



HAL
open science

Contrôles sédimentaires et diagénétiques sur les propriétés pétrophysiques des réservoirs gréseux à gaz des bassins de Sbaa, Algérie, et des Palmyrides-Sud, Syrie

Ibtihal Wazir

► **To cite this version:**

Ibtihal Wazir. Contrôles sédimentaires et diagénétiques sur les propriétés pétrophysiques des réservoirs gréseux à gaz des bassins de Sbaa, Algérie, et des Palmyrides-Sud, Syrie. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2014. Français. NNT : 2014PA112060 . tel-01018496

HAL Id: tel-01018496

<https://theses.hal.science/tel-01018496>

Submitted on 4 Jul 2014

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.

Université de Paris-Sud

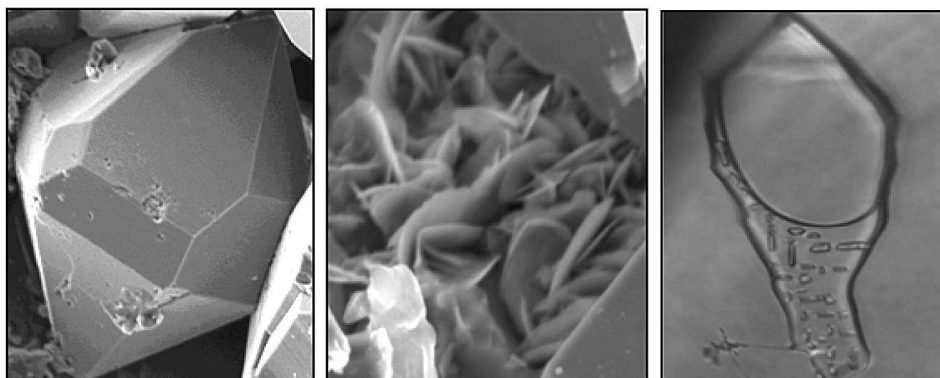
Ecole Doctorale 534 MIPEGE

Thèse
présentée par

Ibtihal WAZIR

Pour l'obtention du titre de
Docteur en Science de la Terre

**Contrôles sédimentaires et diagénétiques sur les propriétés
pétrophysiques des réservoirs gréseux à gaz des bassins de
Sbaa, Algérie, et des Palmyrides-Sud, Syrie**



Soutenue le 03/ 04/ 2014, devant le jury composé de:

Directeur de thèse	Maurice Pagel	Professeur, Université de Paris-Sud
Rapporteurs	Jacques Pironon Daniel Beaufort	Directeur de recherche CNRS, Université de Lorraine Professeur, Université de Poitiers
Examineurs	Ahmed Khaled Al-Maleh Jocelyn Barbarand Eric Portier	Professeur, Université de Damas Professeur, Université de Paris-Sud Ingénieur-Géologue, GDF SUEZ



GDF SUEZ



*A mon cher pays, la Syrie
avec toute ma gratitude, respect et l'espoir
en avenir brillant*

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse, Maurice Pagel, pour m'avoir proposé ce sujet et pour ses conseils pertinents tout au long de ce travail. Par son questionnement, ses conseils, ses orientations et son soutien il m'a permis de parfaitement circonscrire mon sujet de recherche, pour l'explorer et le mener à bien.

Je remercie vivement les rapporteurs, Jacques Pironon et Daniel Beaufort, pour avoir accepté de rapporter cette thèse et pour le temps qu'ils ont consacré à la lecture de ce manuscrit et à l'élaboration de leurs rapports ainsi qu'à tous les membres du jury, Ahmed Khaled Al-Maleh, Jocelyn Barbarand et Eric Portier, qui ont accepté d'évaluer mon travail.

Je remercie GDF SUEZ pour la mise à disposition des échantillons du bassin de Sbaa et également des données. Je remercie également Eric Portier pour la discussion utile sur le bassin de Sbaa.

Je tiens à remercier bien évidemment la compagnie syrienne de pétrole pour la mise à disposition les échantillons de bassin de Palmyrides-Sud, ainsi que toutes les personnes de la compagnie qui m'ont aidé à la carothèque et à la bibliothèque de la compagne en Syrie.

Mes remerciements profonds à l'université Tishrine à Lattaquié pour le financement au cours de cette étude.

Mes remerciements également à ceux qui ont collaboré à ce travail, je pense à Florent Tournier et Christophe Renac, mais également Rémy Pichon et Olivier Dufaure et Serge Miska pour leur aide important et leur disponibilité.

J'adresse une chaleureuse pensée à mes amis et collègues au sein du laboratoire d'Orsay pour les bons moments, la solidarité et l'enthousiasme durant ces années. Je pense à Rosella, Alexandre, Ivan, Michel, Tony, Ludovic et Morgane.

Je voudrais aussi dédier cette thèse à mes parents qui tout au long de mes études m'ont soutenue dans un dévouement total. Je n'oublie non plus tout le reste de ma famille et mes amis que j'ai eu la chance d'avoir à mes côtés pendant toutes ces années de travail.

Halim, merci pour ta présence extrêmement importante.

Résumé

Les propriétés pétrophysiques des réservoirs silicoclastiques sont influencées par de nombreux facteurs sédimentaires et diagénétiques. Les principaux phénomènes diagénétiques affectant les réservoirs sont généralement la cimentation de quartz et les compactions mécanique et chimique. Des réservoirs gréseux ayant des contextes géologiques différents ont été considérés dans cette étude ; les réservoirs carbonifères d'origine deltaïque-marine du bassin des Palmyrides-Sud en Syrie et les réservoirs cambro-ordoviciens du bassin de Sbaa en Algérie. Cette thèse consiste à établir l'histoire diagénétique, déterminer les contrôles sédimentaires et structuraux influençant l'évolution des phénomènes diagénétiques, caractériser l'habitus des cristaux authigènes de quartz formés autour les grains détritiques et aussi mettre en relation les différentes contrôles sédimentaires et diagénétiques sur les caractéristiques des pores et ainsi que sur la variation de la perméabilité.

Les différences majeures de l'histoire diagénétique entre le réservoir du bassin de Sbaa et le réservoir du bassin des Palmyrides-Sud se caractérisent par une forte cimentation de quartz composée de trois phases Q1, Q2 /et Q3, par tapissage illitique et ainsi par une importante compaction chimique liée à certains faciès glaciaires et également une cimentation d'argiles principalement en illite dans le bassin de Sbaa mais surtout dans les champs d'Oued Zine et de Bou Hadid. A l'exception du champ de Hassi Illatou, où une faible cimentation de quartz composée de Q1 a eu lieu. Alors que la diagenèse des réservoirs gréseux du bassin des Palmyrides-Sud est représentée par une faible cimentation de quartz composée d'une seule phase Q1, une absence de compaction chimique, ainsi qu'une cimentation d'argiles dominée par la chlorite et les kaolins.

Les analyses microthermométriques des inclusions fluides dans les surcroissances de quartz mettent en évidence une silicification se déroulant principalement entre 100 et 160°C dans les deux bassins. D'après la reconstitution de l'histoire thermique de bassin, cet intervalle de température a été atteint entre le Viséen et la fin du Namurien dans le bassin de Sbaa et au Crétacé supérieur-Paléocène dans le bassin des Palmyrides-Sud. Les analyses isotopiques indiquent une eau originelle météorique et marine, progressivement réchauffée lors de l'enfouissement, et s'enrichissant au fur et à mesure en ^{18}O dans les pores intergranulaires et des fluides évolués et chauds à l'origine des filonnets.

L'habitus des cristaux authigènes de quartz et la forme de croissance montrent une relation avec les phases de ciment de quartz, son taux et la présence/absence de gaz. En effet, des cristaux à prisme court, tronqués par des facettes additionnelles, et des cristaux trapus caractérisent les grès cimentés par une seule phase de quartz authigène, et une fréquence importante des cristaux de quartz à multiples nucléas est constatée dans ces grès. Des cristaux à prisme développé et rarement des cristaux à prisme court caractérisent les grès contenant deux phases du ciment de quartz. Des cristaux peu développés et limités à quelques faces sont présents dans les grès cimentés par trois phases du ciment de quartz dans la paléozone à eau du réservoir dans le champ ODZ. Une forme de croissance en escalier est présente uniquement dans ces derniers grès.

La présence des inclusions à hydrocarbures dans les surcroissances de quartz dans la partie supérieure du réservoir ordovicien du champ de Oued Zine indique que la mise en place des hydrocarbures dans le réservoir a été contemporaine à la cimentation de quartz à des températures 100-140°C en raison de la paléostructure anticlinale dans ce champ. Un deuxième épisode a eu lieu suite à la fracturation hercynienne à des températures comprises entre 117-185°C qui augmente vers le nord-ouest du bassin. La composition du gaz dans les inclusions monophasées (92 ± 5 mole %) est comparable à la composition actuelle du gaz dans le réservoir.

Abstract

Petrophysic properties of siliciclastic reservoirs are influenced by many sedimentary and diagenetic factors. The main diagenetic processes affecting the reservoir quality are quartz cementation and mechanical and chemical compaction. The cementing of quartz plays a role in reducing the porosity as it precipitates occupying intergranular porosity. However, its influence on the evolution of permeability is not well known because the morphology of authigenic quartz crystals and controls responsible for this morphology remain poorly understood. Sandstone reservoirs with different geological settings were considered in this study; Carboniferous reservoirs of deltaic-marine Palmyrides South Basin (fields: Arak, Debayate South, and Sukhneh) in Syria and the Cambro-Ordovician reservoirs Sbaa Basin (fields : Hassi Ilatou , Hassi Ilatou NE, Bou Hadid, Oued Zine, and Bou Hadid W) in Algeria. They have widely varying porosities both laterally and vertically and permeabilities. Thus, this thesis is to establish the diagenetic history, determine the sedimentary and structural controls influencing the evolution of diagenesis, characterize crystallographic habits of authigenic quartz formed around the detrital grains and to relate the different sedimentary controls and diagenetic on pore characteristics and as well as the variation of the permeability. In the Sbaa Basin, the presence of inclusions hydrocarbons allowed to reconstruct the history of gas migration.

The major differences of the diagenetic history between the reservoir of the Sbaa Basin and reservoir of the Palmyrides-South Basin are characterized by strong cementing quartz composed of three phases Q1, Q2 / Q3, illite coatings, significant chemical compaction, and also by illite cements in the Sbaa Basin, especially in the fields of Oued Zine and Bou Hadid. However, Hassi Ilatou field shows low quartz cementation (Q1). In addition, reservoir sandstones of the Palmyrides-South Basin show low quartz cementation composed of a single phase Q1, an absence of chemical compaction, as well as clay cementation dominated by chlorite and kaolin characterize the diagenesis history.

Microthermometric analyzes of fluid inclusions located in quartz overgrowths show that the silicification occurred mainly between 100 and 160 °C in both basins. According to the reconstruction of the thermal history, these temperatures have been reached between the end of the Viséan and Namurian for the Sbaa Basin and Upper Cretaceous-Paéocène for the Palmyrides-South Basin. Isotope analyzes indicate marine/meteoric water gradually heated during burial, and enriched in ¹⁸O in intergranular pores and evolved hot fluids are responsible for vein precipitation.

The habits of quartz overgrowth crystals and growth forms observed in the studied sandstones show a relation with the number of quartz cement phases. Effectively, crystals with short prisms, truncated by supplementary faces, and large crystals characterize one-phased (Q1) cemented sandstones. In addition, quartz crystals of multiple nucleations are frequent in these sandstones. However, crystals with long prisms and rarely crystals with short prisms characterize two-phased (Q1 and Q2) cemented sandstones. Crystals of poorly developed faces are present in three-phased (Q1, Q2, and Q3) cemented sandstones. Step-like striation present only in these sandstones.

Methane inclusions in the quartz overgrowths of the upper part of Ordovician reservoir of Oued Zine indicate that the gas emplacement into the reservoir occurred synchronically with early quartz cementation in the sandstones located near the contact with the Silurian gas-source rocks at 100-140°C during the Late Carboniferous period and the late Hercynian episode fracturing at temperatures between 117 and 185°C. Microthermometric data on gas inclusions reveal the presence of an average of 92 ± 5 mole % of CH₄, which is similar to the present-day gas composition in the reservoirs.

Sommaire

Chapitre I : Introduction7

Chapitre II : Méthodologie15

- 1. Microscopie optique..... 16**
- 2. Microscopie en cathodoluminescence (CL)..... 16**
- 3. Microscopie en fluorescence 17**
- 4. Microscopie électronique à balayage (MEB) 17**
- 5. Diffraction des Rayons X (DRX)..... 18**
- 6. Sonde électronique..... 19**
- 7. Analyse des isotopes stables 19**
 - 7.1. Analyse isotopique des carbonates authigènes (sidérite et ankérite) 19
 - 7.2. Analyse isotopique de la dickite et du quartz authigènes 20
- 8. Microthermométrie des inclusions fluides 20**
- 9. Analyse d'images sur JMicroVision 25**

Chapitre III : Les réservoirs gréseux carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud en Syrie27

- 1. Contexte géologique des réservoirs dans la formation carbonifère de Marqada dans le bassin des Palmyrides-Sud, Syrie 29**
 - 1.1. La zone d'étude, cadre géographique et géologique régional..... 29
 - 1.2. Cadre géodynamique..... 30
 - 1.3. Lithologie et stratigraphie des séries principales paléozoïques dans les Pyramides 35
 - 1.4. Évolution des environnements de dépôts dans les Palmyrides-Sud 39
 - 1.5. Histoire d'enfouissement 42
 - 1.6. L'histoire thermique:..... 44
 - 1.7. Le système pétrolier dans la formation de Marqada du Carbonifère..... 45
 - 1.8. Les champs étudiés : Arak, Debayate-Sud, et Soukhneh..... 46
- 2. Résultats..... 50**
 - 2.1. Pétrographie de la formation de Marqada:..... 50

2.2. Composition du matériel détritique dans les trois champs étudiés	53
2.3. Diagenèse des réservoirs gréseux carbonifères de la formation de Marqada	56
2.4. Microthermométrie des inclusions fluides	75
2.5. Isotopes stables.....	85
3. Synthèse de l’histoire diagénétique	87
3.1. Températures de la silicification	87
3.2. Sources de silice.....	88
3.3. Age de la silicification	92
3.4. Age de cimentation en carbonates	93
4. Origine des paléofluides.....	94
4.1. Origine des fluides en équilibre avec la sidérite magnésienne	94
4.2. Origine des fluides en équilibre avec l’ankérite.....	95
4.3. Évolution de circulation des paléofluides	97
4.4. Évolution de la salinité des paléofluides.....	97
5. Évolution diagénétique dans les réservoirs gréseux de la formation de Marqada.....	97
5.1. Contrôles sur l’évolution diagénétique	99
6. Synthèse de l’architecture des réservoirs gréseux du Carbonifère dans le bassin des Palmyrides-Sud	105
6.1. Contrôle sédimentaire sur les propriétés pétrophysiques.....	105
6.2. Contrôle diagénétique sur les propriétés pétrophysiques.....	108
7. Conclusions.....	115

Chapitre IV : Contrôle tectonique sur la migration de gaz, bassin de Sbaa en Algérie117

1. Le cadre géographique et géologique régional du bassin de Sbaa...	119
2. Evolution géodynamique de la plate-forme saharienne /naissance du bassin de Sbaa/.....	122
2.1. La phase panafricaine.....	122
2.2. Le Paléozoïque pré-hercynien	122
2.3. Les mouvements hercyniens du Carbonifère	123
2.4. Les événements mésozoïques et cénozoïques.....	127
3. Paléogéographie de la plate-forme Nord-gondwanienne.....	128
3.1. Le Cambro-Ordovicien	128
3.2. La glaciation fini-ordovicienne.....	128
3.3. Le Silurien.....	129

4. Lithostratigraphie des séries protérozoïque et paléozoïque inférieur	131
4.1. Substratum précambrien	131
4.2. Cambrien (Unité II).....	131
4.3. Ordovicien (Unités III et IV)	132
4.4. Silurien	135
5. Les champs étudiés du bassin de Sbaa	137
5.1. Le champ de Bou Hadid.....	137
5.2. Le champ de Bou Hadid West	137
5.3. Le champ de Oued Zine	138
5.4. Le champ de Hassi Ilatou.....	140
5.5. Le champ de Hassi Ilatou NE	140
6. Potentialité en hydrocarbures et système gazier Cambro-Ordovicien/Silurien	142
6.1. Roche réservoir	142
6.2. Roche mère et couverture	142
6.3. Migration et piégeage des hydrocarbures	143
7. Histoire d'enfouissement.....	145
8. Histoire thermique.....	148
9. Emplacement de gaz dans le réservoir : impact sur l'évolution diagénétique	149
<i>WAZIR et al., 2014: Role of compressive tectonics on gas charging into the Ordovician reservoir sandstones in the Sbaa Basin, Algeria: constrained by fluid inclusions and mineralogical data</i>	

Chapitre V : Habitus des cristaux authigènes de quartz 173

1. Matériel.....	175
2. Cimentation de quartz.....	176
3. Cristallographie du quartz	178
4. L'habitus des cristaux de quartz dans les grès du bassin de Sbaa ..	181
4.1. Cristal prismatique court.....	181
4.2. Cristal prismatique bipyramidal.....	183
4.3. Cristal prismatique trapu	184
4.4. Cristal incomplet.....	187
4.5. Faces <i>s</i> et <i>x</i> (Troncatures).....	189
5. Habitus de quartz de filon.....	191

6. Habitus de quartz néoformé dans les pores de dissolution.....	192
7. Variation des répartitions des habitus des cristaux authigènes de quartz dans le bassin de Sbaa	193
8. L’habitus des cristaux authigènes de quartz dans les grès du bassin des Palmyrides-Sud	197
8.1. Cristal prismatique court	197
8.2. Cristal prismatique bipyramidal	198
8.3. Cristal prismatique trapu	198
8.4. Faces <i>s</i> et <i>x</i> (Troncatures).....	198
8.5. Variation de la répartition des habitus des cristaux authigènes de quartz dans le bassin des Palmyrides-Sud.....	198
9. Formes de croissance des cristaux authigènes de quartz dans les bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud	200
9.1. Croissance à nucléation multiple	200
9.2. Zones de croissance en escaliers	203
9.3. Zonalité chimique	207
10. Facteurs contrôlant l’habitus de quartz authigène	219
10.1. Influence de la température.....	219
10.2. Influence de la chimie des fluides (salinité, teneur en Al ³⁺ , pH et saturation en Si).....	221
10.3. Influence de faciès sédimentaire et diagénétique.....	222
10.4. Influence du paléocontact entre le gaz et l’eau	225
10.5. Relation avec les phases de ciment de quartz	226
11. Relation entre l’habitus des cristaux authigènes de quartz et la perméabilité	228
12. Conclusion.....	232

Chapitre VI : Contrôles sur l’évolution du réseau poreux des réservoirs gréseux 235

1. Introduction et problématique	237
2. Matériel et méthodes	241
3. Résultats et discussion	242
3.1. Granulométrie.....	242
3.2. Compaction mécanique et chimique	246
3.3. Caractéristiques des auréoles de surcroissance de quartz	254
3.4. Caractéristiques des pores	260

3.5. Influence de la géométrie et de la forme des pores sur la variation de la perméabilité.....	274
3.6. Classification de la perméabilité selon les caractéristiques des pores	279
4. Conclusions.....	285
<hr/>	
Chapitre VII : Discussion générale et conclusion	287
<hr/>	
1. Contrôles sur l’histoire diagénétique des réservoirs gréseux des bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud.....	288
1.1. Contrôle sédimentaire	288
1.2. Contrôle géodynamique sur la circulation et la nature des fluides : impact sur la diagenèse.....	291
1.3. Impact du paléocontact gaz/ eau sur la cimentation de quartz.....	292
1.4. Contrôle de l’histoire d’enfouissement	295
2. Température de cimentation et origine des fluides diagénétiques... 296	
3. Facteurs contrôlent le volume du ciment de quartz et son habitus? 297	
4. Principaux contrôles sédimentaires et diagénétiques sur la qualité réservoir	300
4.1. Contrôle sédimentaire sur la qualité réservoir des grès	300
4.2. Contrôle diagénétique sur la qualité réservoir des grès	302
<hr/>	
Références	307
Liste des figures	329
Liste des tableaux	335
Annexes	337



Chapitre I

Introduction

Introduction

La prédiction de la porosité des roches a une importance particulière pour l'exploration et l'exploitation des réservoirs pétroliers. La porosité des roches silicoclastiques intervient pour l'exploration et la production des hydrocarbures, car elle implique des variations de la perméabilité et fournit des informations sur la quantité d'hydrocarbures présente dans les réservoirs gréseux. L'exploitation des réservoirs de plus en plus profonds a incité la recherche dans une large gamme de processus diagénétiques qui modifient le volume et la distribution des pores après le dépôt des sédiments (Figure I.1). Les propriétés pétrophysiques (porosité et perméabilité) des réservoirs gréseux sont influencées par la composition initiale, la texture, l'histoire d'enfouissement et l'histoire diagénétique des sédiments (Pittman et Larese, 1991; Primmer et al., 1997; Worden et al., 1997; Lander et Walderhaug, 1999; Rutter et Wanten, 2000; Milliken, 2001; Ajdukiewicz et Lander, 2010; Taylor et al., 2010). La compréhension des facteurs contrôlant l'évolution des propriétés pétrophysiques et de la distribution spatiale et verticale de ces porosités permet de prédire l'architecture des réservoirs conventionnels à l'échelle des bassins. Les facteurs principaux de l'évolution de la porosité sont des contrôles sédimentaires, diagénétiques, les conditions d'enfouissement et la nature des paléofluides liée, ou non, à l'évolution structurale des bassins. La réduction de porosité dans les grès est contrôlée par la compaction mécanique et chimique et la cimentation par des minéraux authigènes (Houseknecht, 1984 ; Palmer et Barton, 1987 ; McBride, 1989 ; Lundegard, 1992 ; Ehrenberg, 1995 ; Worden et al., 2000 ; Dutton et Loucks, 2010 ; Weltje et Alberts, 2011).

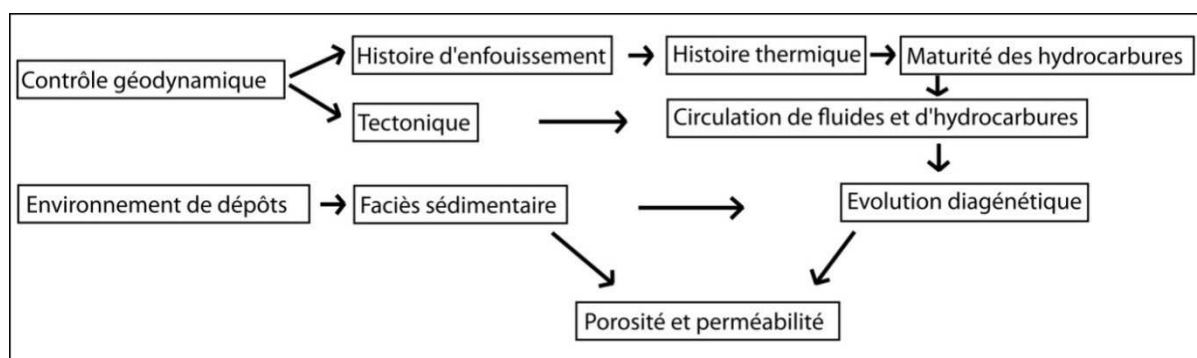


Figure I.1 : Schéma illustrant les différents processus influençant les propriétés pétrophysiques de grès.

La cimentation de quartz est considérée comme le ciment principal qui modifie significativement la porosité et la perméabilité des réservoirs gréseux de pétrole et de gaz (Heald, 1955 ; Thompson, 1959; Houseknecht, 1987; Wilson et McBride, 1988; Lundegard, 1992; Ehrenberg, 1995 ; Worden et Morad, 2000; Paxton et al., 2002; Worden et Burley, 2003 ; Chester et al., 2004 ; Dutton et Loucks, 2010 ; Cook et al., 2011). Bien que son effet sur la réduction de la porosité soit bien connu, son influence sur la variation de la perméabilité n'est pas encore clairement définie. Un nombre important de travaux depuis les années 80 a étudié ce phénomène, ses mécanismes et son impact sur la qualité réservoir. De plus, des types différents de croissance ont été distingués comme par exemple les auréoles de surcroissance et le quartz en remplissage des pores intergranulaires (Worden et Morad, 2000). Cependant, des questions fondamentales restent en suspens :

- Quel est l'habitus des cristaux authigènes de quartz autour les grains détritiques ?
- Quelle est la relation entre les différents habitus des cristaux authigènes de quartz autour des grains détritiques et la variation de la perméabilité ?
- Quels facteurs peuvent contrôler l'habitus des cristaux authigènes de quartz ?
- Quelles sont les informations fournies par l'habitus du quartz diagénétique et par les couleurs de cathodoluminescence de ces quartz ?
- Quelles sont les conditions nécessaires pour induire la pression-dissolution en tant que source principale de la silice et constituer le facteur principal affectant la qualité réservoir ?
- La silicification peut-elle continuer dans une zone à gaz ? Quel est impact de l'arrivée de gaz sur l'histoire diagénétique des réservoirs ?

Afin de répondre à ces questions, il est important de considérer plusieurs réservoirs gréseux dans des contextes géologiques différents (glaciaire, marin littoral et fluviale-deltaïque) et enfouis à des profondeurs variables :

- Les grès de l'Ordovicien glaciaire du bassin de Sbaa en Algérie dans les champs de Bou Hadid, d'Oeud Zine, de Hassi Ilatou NE et de Hassi Ilatou.
- Les grès du Carbonifère marin littoral-deltaïque de la formation de Marqada étudiés dans trois champs (Arak, Dbayate-Sud et Soukhneh) du bassin des Palmyrides-Sud en Syrie.

Le travail portant sur ces deux bassins a pour objectifs globaux :

-
- Caractériser les faciès sédimentaires et la granulométrie des grès
 - Etudier les processus diagénétiques caractérisant les réservoirs ordoviciens glaciaires du bassin de Sbaa et les réservoirs carbonifères marins du bassin des Palmyrides-Sud
 - Déterminer les facteurs contrôlant l'évolution diagénétique dans ces réservoirs
 - Définir l'impact de l'ensemble des facteurs sédimentaires et diagénétiques sur la distribution spatiale des pores et la variation de la perméabilité

Les problématiques posées pour atteindre ces objectifs sont résumées sous formes de questions pour chaque bassin abordé dans ce travail, et ensuite par des questions concernant l'habitus des cristaux authigènes de quartz et la caractérisation de la distribution spatiale des pores dans les grès des deux bassins.

Dans le bassin de Sbaa en Algérie (Sud-Ouest du Sahara), GDF SUEZ et la compagnie nationale algérienne Sonatrach sont partenaires pour le développement du permis « Touat » où plusieurs champs pétroliers ont été découverts. L'enfouissement maximal pré-hercynien est à l'origine de la maturation des roches mères siluriennes (Beicip-Franlab, 2000). Bien que le piégeage du gaz dans les réservoirs cambro-ordoviciens s'effectue à partir du Namurien, aucune trace d'huile formée dans le Silurien n'a été préservée dans ce réservoir. Les réservoirs cambro-ordoviciens représentent les réservoirs les plus importants de gaz naturel. La maturité de la matière organique est hétérogène dans le bassin ; elle passe du stade immature au sud au stade de gaz sec au centre du bassin. Une différence de la stratigraphie existe aussi entre la bordure sud du bassin où des réductions importantes des séries paléozoïques ont eu lieu en opposition avec la bordure nord où les séries sont de plus en plus complètes. Cette différence de la lithostratigraphie entre le Sud et le Nord du bassin est couplée à une différence tectonique entre le Sud peu tectonisé et le Nord très tectonisé. Quatre champs ont donc été considérés dans cette étude : Hassi Ilatou et Hassi Ilatou NE au sud du bassin, Oued Zine au centre et Bou Hadid au nord-ouest du bassin. Dans ce bassin, le réservoir ordovicien et la roche-mère silurienne, qui représente en même temps la couverture, se connectent le long des fractures liées à de grandes failles. Cela montre le rôle probable des fractures comme chemins de la migration, et il relève les problématiques suivantes :

- Quand et sous quelles conditions le gaz a-t'il migré vers le réservoir ? Quel est le rôle des paléostructures viséennes et de la tectonique hercynienne sur l'histoire de la migration de gaz ? Quel modèle peut-il être proposé pour la migration de gaz ?

-
- Quelles sont les évolutions de l'origine, de la composition et de la température des paléofluides lors de la cimentation et le remplissage des fractures ?
 - Comment la mise en place de gaz peut-elle influencer la diagenèse du réservoir ?
 - Peut-on retracer le paléocontact de gaz-eau, dans le réservoir ordovicien du bassin de Sbaa, à partir des données des inclusions fluides et de la structure et de la morphologie des surcroissances de quartz

Le réservoir gréseux du Carbonifère de la formation de Marqada en Syrie représente un milieu de dépôt différent (fluvatile-deltaïque et marin peu profond) et permet de comparer le développement de la silicification dans un contexte géologique différent ayant subi une histoire d'enfouissement et une structuration également différente. Plusieurs auteurs ont étudié la formation carbonifère de Marqada dans les Palmyrides Sud afin d'étudier la maturité de la roche mère paléozoïque (Moutwalli et al., 1972 ; 1974 ; Gabra et Saoud, 2004), la lithologie, l'histoire diagénétique et la qualité réservoir de cette formation (Lababidi et Hamdan, 1985 ; Ayed et Al Youssef, 1992 ; Al Assimi, 2007 ; Al Qadi, 2010). Ils montrent l'influence de la taille des grains, du contenu en argiles et du type d'argile sur la qualité réservoir. Cependant, l'origine et l'âge des phénomènes diagénétiques, leur variation verticale et spatiale, ce volume de ciment de quartz et les mécanismes contrôlant son volume et son occurrence dans les niveaux gréseux restent peu connus. Pour cette raison, une étude diagénétique est effectuée sur les grès carbonifères de trois champs (Arak, Debayate-Sud et Sukhneh) où la porosité varie entre 2 et 20% et les perméabilités sont comprises entre moins de 0,1 et quelques centaines de milli-Darcy. Elle consistera à répondre aux questions suivantes:

- Quels sont les processus et les phases diagénétiques? et quelle est leur variation latérale et verticale?
- Quelle est l'origine des fluides diagénétiques? et quelle est son évolution au cours de l'enfouissement et durant la cimentation?
- Quelles sont les sources de silice dans le grès de Marqada?
- Quel est l'impact du faciès sédimentaire, de l'histoire d'enfouissement et de l'arrivée de gaz sur l'histoire diagénétique dans le grès de Marqada?

Au niveau de la cimentation de quartz dans les grès des bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud, le volume de ciment de quartz est variable entre les champs de chaque bassin. Il atteint des volumes maximaux dans le champ d'Oued Zine dans le bassin de Sbaa, alors que de faibles cimentations de quartz ont eu lieu dans le champ de Hassi Ilatou. Cependant, bien que les grès carbonifères de la formation de Marqada étaient enfouis à des profondeurs

>3000m dans certains champs, ils montrent des faciès peu compactés et un volume de ciment de quartz variable mais inférieur à celui des grès de Sbaa. Ils représentent une variation importante de la porosité et de la perméabilité entre et dans ces réservoirs. Pour cette raison, une étude détaillée sur la cimentation de quartz, la compaction et les caractéristiques pétrophysiques sera menée afin de pouvoir mieux comprendre la relation entre les facteurs contrôlant (e.g. l'environnement de dépôt et l'arrivée de gaz) les processus diagénétiques. Cela permet ensuite de déduire leur effet sur les caractéristiques du réseau poreux et la variation de la perméabilité. Les objectifs menés par cette étude seront :

1. Déterminer les habitus des cristaux authigènes de quartz autour des grains détritiques ? Montrent-ils une variation d'habitats entre les différents réservoirs ?
2. Discuter les conditions physiques et chimiques (température, chimie des fluides) et pétrographiques contrôlant la variation des formes cristallines du quartz ?
3. Caractériser l'influence des différents faciès sédimentaires et diagénétiques sur les habitus de quartz dans les différents contextes géologiques ?
4. Étudier comment la compaction et la granulométrie d'un grès influencent les caractéristiques des surcroissances de quartz (volume de la silicification, épaisseur des auréoles de surcroissance, morphologie externe des cristaux de quartz) ?
5. Évaluer les caractéristiques des surcroissances de quartz et les modifications dues à la compaction sur la porosité et surtout la connectivité entre les pores ?
6. Reconstruire la nature et la circulation des fluides, l'âge et les conditions responsables de la cimentation (quartz et carbonates) afin de déduire son extension et son volume, ce qui aide à extrapoler les variations verticales et spatiales des propriétés pétrophysiques des réservoirs ?

Ce travail est présenté dans 5 chapitres :

- Le premier chapitre retrace l'évolution diagénétique dans le réservoir fluviatil-deltaïque gréseux à gaz du Carbonifère de la formation de Marqada, Syrie, l'influence des faciès sédimentaires et la nature des fluides sur la diagénèse, et l'impact de tous ces paramètres sur la qualité réservoir.

- Le deuxième chapitre aborde principalement la discussion sur l'influence de paléostructure sur la migration de gaz dans le réservoir gréseux de l'Ordovicien glaciaire dans le bassin de Sbaa, Algérie, et son influence sur l'évolution diagénétique.
- Le troisième chapitre présente la variation de la morphologie et l'habitus des surcroissances de quartz, les facteurs contrôlant cette variation et sa relation avec la connexion entre les pores
- Le quatrième chapitre montre l'influence des faciès sédimentaires (granulométrie, tri, contenu en argiles - -) et des processus diagénétiques (compaction et cimentation de quartz) sur les caractéristiques des pores et sur la variation de la perméabilité.
- Le cinquième chapitre est une synthèse des réponses aux problématiques abordées dans cette étude, l'évolution diagénétique des réservoirs gréseux dans des contextes géologiques différents, les facteurs contrôlant le volume de la cimentation et la dissolution de quartz et les contrôles principaux sur la variation de la perméabilité.

Chapitre II

Méthodologie

Méthodologie

1. Microscopie optique

163 lames minces polies ont été observées au microscope optique en lumière naturelle (LN) et en lumière polarisée (LP), afin de reconnaître les minéraux et les phénomènes diagénétiques, de les caractériser, de les quantifier, et d'observer leurs relations texturales pour établir une chronologie relative de la succession paragénétique.

De plus, 100 lames minces couvertes imprégnées par une résine époxy de couleur bleue ont permis d'observer et de quantifier la porosité par analyse d'images. Pour cette quantification, des photomicrographies ont été réalisées avec une caméra CCD de type QICAM-12bit adaptée sur une loupe binoculaire au grossissement x7 afin d'obtenir une image de la lame mince la plus large possible.

2. Microscopie en cathodoluminescence (CL)

Lorsqu'un faisceau d'électrons d'énergie importante (10 à 20keV) bombarde la surface de certains matériaux, une radiation lumineuse est émise dans l'ultraviolet, le visible et le proche infrarouge. Ce phénomène est appelé la cathodoluminescence (CL) et peut être dû à un défaut du réseau cristallin (luminescence intrinsèque) ou aux impuretés contenues dans ce réseau (luminescence extrinsèque). La longueur d'onde et l'intensité de l'émission de cathodoluminescence caractérisent les éléments activateurs.

Un appareil de type Technosyn Cold Cathode Luminescence 8200 Mk II a été utilisé avec une tension de 12 à 16keV, et un courant de 300 à 500 μ A. Une caméra CCD de type QICAM-12bit a été montée sur un microscope Nikon Labophot (objectifs x5, x10, x20) afin de capturer des images. La capture d'images a été réalisée avec un temps d'exposition d'une minute. Les images ont été traitées ensuite avec un logiciel de retouche photographique afin d'accentuer la luminosité et le contraste.

L'utilisation de cet appareil permet de distinguer certaines phases minérales comme les ciments de quartz, les feldspaths, les ciments de carbonate, les kaolins, etc. Les photographies

ont été destinées principalement à la quantification des ciments de quartz et de la dissolution de grains détritiques de quartz, de la taille des grains détritiques et la localisation des inclusions fluides biphasées selon la phase de ciment de quartz.

La cathodoluminescence peut être également observée sur un microscope électronique à balayage (MEB) afin d'avoir une résolution élevée. Certaines lames minces, où les auréoles de la silicification montrent une zonalité, ont été observées en cathodoluminescence chaude montée au MEB Zeiss SUPRA 55VP au laboratoire CAMPARIS de l'Université Paris VI. Dans ce cas, des photomicrographies ont été capturées pour chaque auréole de la silicification en cathodoluminescence (noir-blanc) et au MEB en utilisant des électrons secondaires (SE).

3. Microscopie en fluorescence

L'observation en illumination ultraviolet (UV) permet de vérifier la présence de composés aromatiques. Cela peut donner une estimation de la maturité des hydrocarbures (Bodnar, 1990). Quand les hydrocarbures sont matures, les couleurs deviennent plus claires (de bleue, jaune vers blanche). Mais cette estimation reste préliminaire parce que la fluorescence peut être touchée par d'autres processus post-piégeage comme la biodégradation, fractionnement ou mélange avec des impuretés inorganiques (George et al, 2001).

4. Microscopie électronique à balayage (MEB)

Le principe du MEB consiste en un faisceau d'électrons accélérés balayant la surface de l'échantillon à analyser qui, en réponse, réémet des électrons. L'impact du faisceau génère des électrons secondaires de basse énergie (SE : utilisé pour observer les surfaces de roches), et des électrons rétrodiffusés (BSE : utilisé pour observer les variations chimiques sur les lames minces). Ces deux types d'électrons générés sont sélectivement analysés par des détecteurs transmettant le signal à un écran cathodique et permettant de reconstruire l'image de la surface de l'échantillon en trois dimensions.

L'appareil utilisé est un Phillips XL30, équipé d'un détecteur Ge à dispersion d'énergie (microsonde EDS – Energy Dispersive Spectroscopy). La microsonde à dispersion d'énergie permet d'analyser le spectre de rayonnement des rayons X (analyse élémentaire qualitative).

Au total, 35 échantillons (20 lames minces polies et 15 morceaux de roches) ont été observés et analysés au MEB, au laboratoire IDES. Les analyses ont été réalisées avec une tension de 15kV et un courant de 1,5nA. Les échantillons ont été au préalable métallisés par vaporisation d'une fine couche de carbone pour rendre la surface conductrice.

5. Diffraction des Rayons X (DRX)

L'analyse par diffractométrie des Rayons X a été réalisée sur la fraction argileuse (<2 μ m) afin de déterminer la nature du cortège argileux pour chaque échantillon. La méthode consiste à préparer des suspensions et en extraire la fraction argileuse (méthode basée sur la loi de Stokes), puis à déposer cette fraction sur une lame de verre pour enfin l'analyser au diffractomètre à rayons X. L'ensemble des analyses a été réalisé au laboratoire IDES.

Le principe de la diffraction des rayons X consiste à émettre un faisceau de rayons X qui va diffracter sur un réseau de plans cristallins selon la loi de Bragg. Cela permet d'accéder à la connaissance de tous les espaces réticulaires. L'appareil utilisé pour cette étude est un diffractomètre à rayons X (PANalytical X'Pert pro) muni d'une anticathode en cuivre (tension 45kV ; courant 40mA).

Les diagrammes de diffraction des rayons X ont été traités avec le logiciel MacDiff (version 4.2.5). Pour la semi-quantification, les diagrammes « éthylène-glycol » ont été utilisés car ils permettent de bien individualiser chaque famille de minéraux. Les proportions des différentes fractions argileuses sont évaluées à partir de l'aire des pics des réflexions (001) de chaque famille de minéraux. Plusieurs paramétrages ont été effectués concernant la position des sommets des pics de réflexion, leur intervalle de recherche et l'analyse en déconvolution des pics proches mais correspondant à des familles d'argiles différentes. Les domaines de recherche pour les réflexions (001) sont :

- 17 \pm 1 Å pour les smectites.
- 14,1 \pm 0,4 Å pour les chlorites.
- 12,5 \pm 0,8 Å pour les interstratifiés I/S. Cette valeur est justifiée par le fait que les interstratifiés ont une prépondérance de feuillets d'illite.
- 10,2 \pm 0,2 Å pour les illites. Cette valeur tient compte des illites bien cristallisées (pic centré sur 10 Å) et des illites mal cristallisées (autour de 10,5 Å).
- 7,15 \pm 0,2 Å pour les kaolins.

L'analyse en déconvolution des pics de réflexion (001) a été utilisée pour différencier les illites des interstratifiés I/S, et les kaolins des chlorites. La méthode de déconvolution choisie est la fonction Pearson VII qui donne les meilleurs résultats en termes de cohérence entre le profil analysé et le profil global modélisé. Les profils déconvolués sont considérés comme symétriques. L'évaluation des proportions de kaolins et de chlorite dans les échantillons ne peut être effectuée sur la réflexion (001) des kaolins et la réflexion (002) de la chlorite qui peuvent être confondues. Les réflexions (002) des kaolins et (004) de la chlorite ont été utilisées car elles sont bien différenciées et ont des intensités reflétant la proportion relative de chaque minéral. Pour le calcul des aires, seules les réflexions (001) des familles de minéraux argileux ont été prises en compte.

6. Sonde électronique

L'analyse des éléments à la sonde électronique est basée sur la spectrométrie des rayons X caractéristiques émis par l'échantillon sous l'effet d'un bombardement d'électrons. Les analyses ont été effectuées au laboratoire CAMPARIS de l'Université Paris VI sur une sonde électronique CAMECA SX100. Les éléments analysés sur des quartz détritiques et secondaires sont Si, K, Al et Fe sur les raies K. Les conditions d'analyse sont une tension de 15 keV et un courant de 10nA pour Si ; et de 15 keV et 200nA pour Al. Le temps de comptage pour Si est de 10s, et pour Al de 100s. Les standards utilisés pour chaque élément sont : le diopside pour Si (Si = 25,21%) et Al₂O₃ pour Al (Al = 52,9%). Les limites de détection sont de : 500ppm pour Si, 12ppm pour Al.

7. Analyse des isotopes stables

7.1. Analyse isotopique des carbonates authigènes (sidérite et ankérite)

Les rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone ont été déterminés à l'aide du spectromètre de masse (VG SIRA 10, laboratoire IDES). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont reportées relativement au standard PDB. La conversion des valeurs PDB en valeurs SMOW a été calculée avec l'équation de Coplen (1988). Dans le cas des échantillons contenant de la sidérite pure et magnésienne, les isotopes de l'oxygène et du carbone ont été analysés directement à la suite de l'analyse isotopique de la calcite. Après l'extraction du CO₂ dégagé

par la réaction calcite-acide phosphorique, les échantillons ont été portés au four à 100°C pendant 1h30 afin d'attaquer la sidérite et les carbonates ferro-magnésiens (Rosenbaum et Sheppard, 1986). Le CO₂ dégagé par cette réaction à chaud est ensuite extrait et analysé au spectromètre de masse afin de déterminer les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène.

7.2. Analyse isotopique de la dickite et du quartz authigènes

Les rapports isotopiques de l'hydrogène et de l'oxygène des kaolins ont été déterminés par spectrométrie de masse avec un spectromètre de type ISOPRIME au Département de Géologie de l'Université Jean Monnet (Saint-Etienne). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD sont reportées en ‰ par rapport au SMOW. L'erreur analytique calculée sur les standards et sur des doublons est de $\pm 0,3\text{‰}$ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et de $\pm 3\text{‰}$ pour le δD . Le $\delta^{18}\text{O}$ d'un cristal de quartz authigène prélevé dans une fracture du puits ODZ4 (2079,20m) a été mesuré par la même méthode à l'Université Jean Monnet.

8. Microthermométrie des inclusions fluides

L'analyse microthermométrique des inclusions fluides consiste à observer les changements de phase dans une inclusion lors de cycles de chauffage (thermométrie) et de refroidissement (cryométrie). La mesure des températures de changement de phase permet, en se référant à des systèmes connus, d'étudier les conditions PVTX (Pression-Volume-Température-composition) de piégeage de l'inclusion. Les températures de fusion de la glace et d'homogénéisation des phases fluides sont considérées dans cette étude.

Les analyses ont été réalisées sur une platine Linkam MDS600 montée sur un microscope Leica DM2500 (objectifs x10, x20, x50). Ce travail a été effectué au laboratoire IDES. Les températures mesurées sur les inclusions fluides ont été corrigées par calibration de la platine avec des inclusions standards d'H₂O pure, H₂O-CO₂ et H₂O-NaCl. Deux calibrations de la platine ont été réalisées au cours de cette étude.

Dans les inclusions fluides aqueuses biphasées, la température d'homogénéisation en phase liquide (Th) et la température de dernière fusion de glace (Tf) sont mesurées (Figure II.1 et 2). La température d'homogénéisation (Th), c'est la température la plus élevée où le gaz et le liquide sont en équilibre, n'importe si l'homogénéisation est en liquide (L+ G→ L) ou en gaz (L+ G→ G), (Thiery et al, 1994). Les températures ont été considérées uniquement

lorsqu'elles étaient reproductibles, et la T_f a été considérée quand la fusion de la glace était en présence de bulle. De plus, l'homogénéisation des IF de petite taille ($< 3\mu\text{m}$) et/ou de morphologie irrégulière est parfois difficile à observer. Le principe des cycles (Roedder, 1984) a donc été adopté pour mesurer les T_h afin de s'assurer de l'exactitude des températures. Il consiste à refroidir légèrement l'IF lorsque l'homogénéisation semble atteinte et d'observer ensuite son comportement. Si l'homogénéisation a bien été atteinte, la bulle de vapeur réapparaît brusquement à une température inférieure d'au moins une dizaine de degrés par rapport à la température d'homogénéisation, où la bulle, généralement, réapparaît $50 - 70^\circ\text{C}$ au dessous de T_h mesurée quand la T_h varie entre 120 et 140°C , (Kruger, 2007). En revanche, si l'homogénéisation n'a pas été atteinte, la bulle de vapeur réapparaît immédiatement lors du refroidissement et grossit progressivement en suivant le chemin inverse du réchauffement. La succession de ces cycles a donc été effectuée pour déterminer les températures d'homogénéisation. Les mesures de T_h ont été réalisées avant les mesures de T_f afin d'éviter la métastabilité durant le refroidissement et le réchauffement (Munz, 2001).

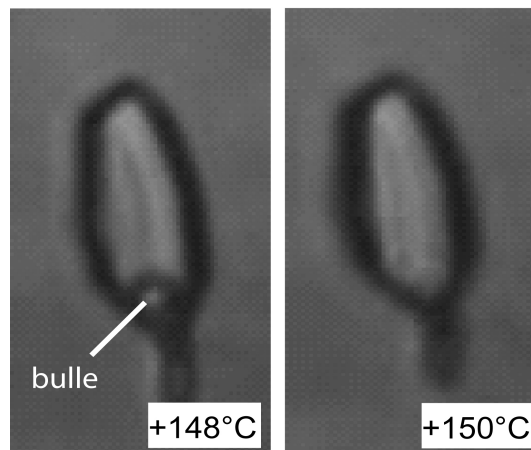


Figure II.1: Mesure de T_h en phase liquide d'une inclusion fluide aqueuse biphasée dans le quartz de fracture à 2554m du puits BDW1. La taille de l'inclusion est de $8\mu\text{m}$ en longueur maximale. La T_h mesurée est de $149,5^\circ\text{C}$.

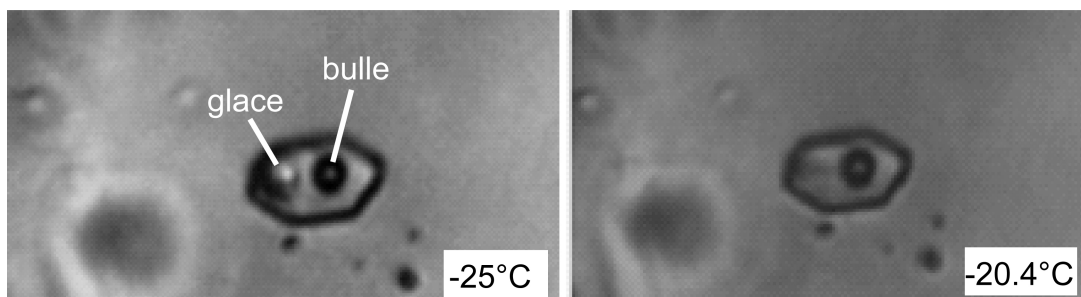


Figure II.2: Mesure de T_f du dernier cristal de glace d'une inclusion fluide aqueuse biphasée dans le quartz de fracture à 2454,5m du puits BDW1. La taille de l'inclusion est de 10,6 μ m en longueur maximale. La T_f mesurée est de -20,5°C.

Dans les inclusions fluides riches en gaz, des clathrates se forment au cours du refroidissement (Figure II.3). Les clathrates consomment du gaz disponible pendant leur formation, donc la dernière phase gazeuse devient moins dense, ce qui correspond à une température d'homogénéisation (Th_g) plus élevée. Dans ce cas, utiliser la température de dernière fusion de glace (T_f), la température de dernière fusion de clathrate en présence de gaz ou de phase aqueuse ($T_{f_{cla}}$) et la fraction volume de vapeur permet à calculer la densité, la salinité et la composition d'IF. Cependant, la vraie densité de phase enrichie en gaz est obtenue par Th_g en absence métastable de clathrate (Bakker et Brown, 2003). Au cours de la microthermométrie, les cristaux de glace sont distingués par leur forme arrondie, alors que les cristaux de clathrate prennent une forme en aiguilles ou irrégulière. Observer la fusion de CO_2 solide dans des IF enrichies en gaz nécessite une pression minimale 45 bars à 25°C (Rosso et Bodnar, 1995).

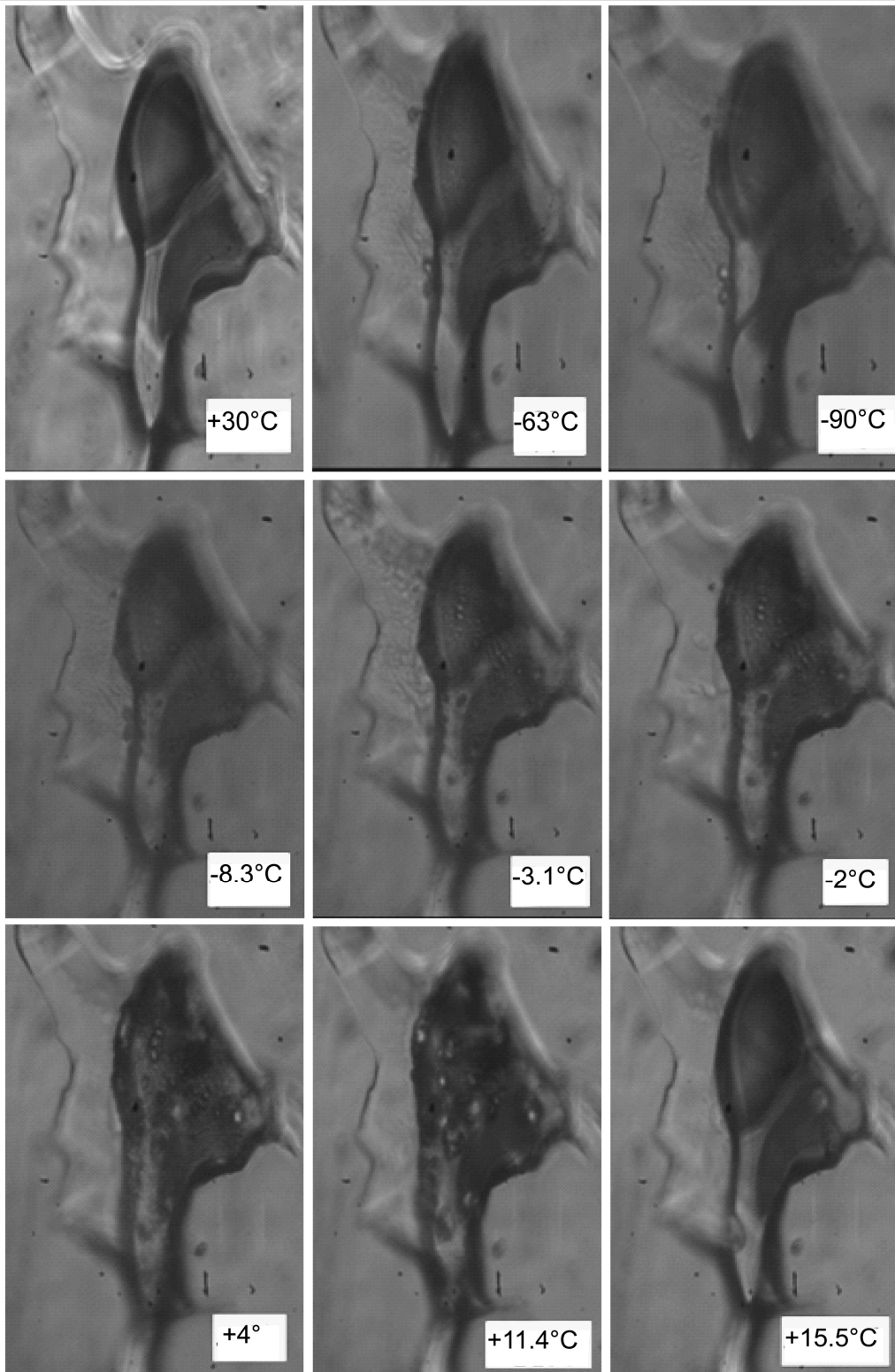


Figure II.3: Photographies des étapes de la fusion d'une inclusion fluide riche en gaz (méthane) dans le quartz de fracture à 2078,95 m du puits ODZ4. La taille maximale de l'inclusion est de 182,5 μm . Refroidie jusqu'à -90°C , la bulle est devenue plus grande avec des bordures plus foncées. La glace montre une structure mosaïque assez claire à $-8,3^{\circ}\text{C}$. A -2°C la glace est fondue, il reste quelques cristaux d'hydrates de gaz. A $15,5^{\circ}\text{C}$ la fusion est terminée, la Tf d'hydrate est de $+15,5^{\circ}\text{C}$.

Des IF monophasées gazeuses (CH_4 - CO_2) ont été étudiées afin de mesurer les températures d'homogénéisation (T_h) en gaz, et la température de fusion de CO_2 solide (T_f CO_2) (Figure II.4). CO_2 cristallise avec un réseau cubique à faces centrées (Cahill et Leroi, 1967). La phase solide de CH_4 n'a pas pu être observée car les phases solides de CH_4 pure et de CO_2 pure sont difficiles à distinguer. Dans ces IF monophasées, un refroidissement rapide cause une séparation de fluide en vapeur bulle (V) de CH_4 , et liquide (L) d'un mélange de CH_4 et CO_2 . En continuant à refroidir à $< -100^\circ\text{C}$, une phase solide (S1) de CO_2 se forme. A -190°C , une bulle enrichie en CH_4 coexiste avec un solide de CO_2 (S1) et solide de CH_4 (S2) ou liquide de CH_4 , si elle ne solidifie pas encore ($G + S1 + S2$) ou ($G + S1 + L2$). Par contre, une bulle enrichie en CH_4 coexiste avec un liquide dont le rapport CO_2/CH_4 est élevé, c'est dans le cas de métastabilité.

Le comportement métastable des IF enrichie en gaz comme dans le système CH_4 et CO_2 , il s'agit que la phase solide ne forme pas à des températures très basses, par conséquent, la T_f ne peut pas être mesurée. Surtout, la phase solide de CH_4 , qui ne se forme pas très souvent en raison de métastabilité (Bakker et Brown 2003) et la difficulté d'observer au point triple de méthane $-182,5^\circ\text{C}$, une température qui est proche à la limite inférieure de l'appareil, (Hurai et al, 2002).

Au cours du réchauffement, la phase S1 fond normalement à des températures entre -100 et $-56,6^\circ\text{C}$ (le point triple de CO_2), la T_f CO_2 inférieure de celle du point triple ($-56,6^\circ\text{C}$) est justifiée par la présence de CH_4 (Dubessy et al, 1984, 1989).

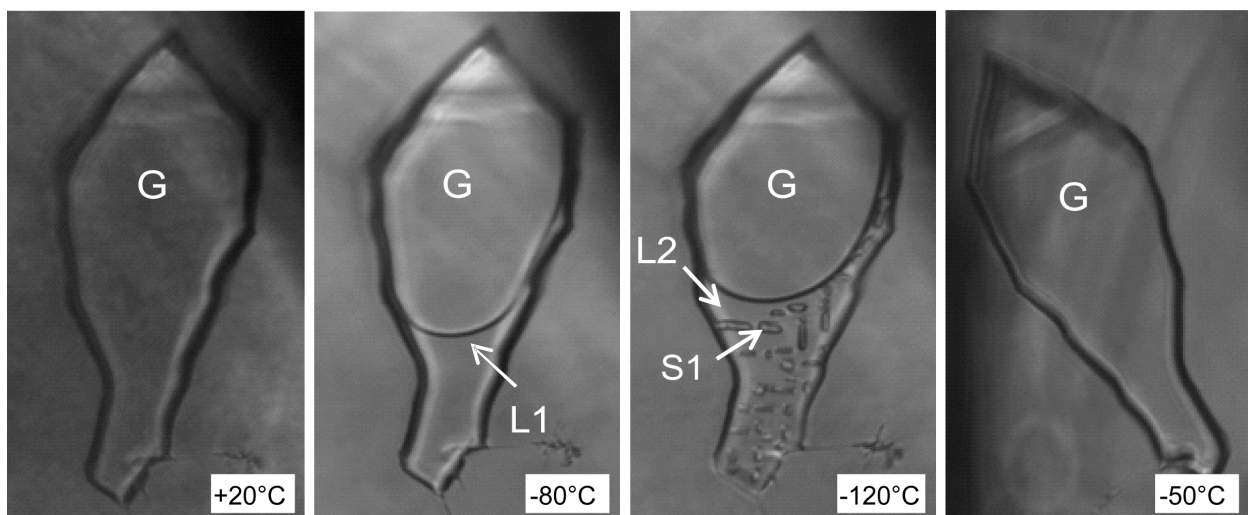


Figure II.4: Photographies des étapes de la fusion et de l'homogénéisation en gaz d'une inclusion fluide gazeuse monophasée (méthane) dans le quartz de fracture à 2553,95 m du puits BDW1. La taille maximale de l'inclusion est de 231 μm . Refroidie jusqu'à -80°C , le fluide se sépare en bulle de gaz (G) et une phase liquide (L1). Puis jusqu'à -190°C , une phase solide de CO_2 se forme changeant la

composition de la phase liquide (L2). Au cours du réchauffement, la température de fusion de S1 est à -83°C et la température d'homogénéisation en gaz est à -72°C.

9. Analyse d'images sur JMicroVision

L'analyse d'images sur le logiciel JMicroVision (Roduit, 2006 ; Version 1.2.5) est une méthode alternative au traditionnel comptage de points pour quantifier la minéralogie d'une roche à partir de lames minces.

Des photomicrographies (entre 4 et 6 images par lame) à partir des lames minces de l'ensemble des grès étudiés, imprégnées par une résine époxy de couleur bleue ont été réalisées en lumière naturelle avec une caméra CCD de type QICAM-12bit adaptée sur une loupe binoculaire au grossissement x7, et en cathodoluminescence à partir d'un microscope Nikon Labophot (objectif x10) couplé à l'appareillage de cathodoluminescence. En lumière naturelle, des grossissements de x100, x200, et x400 ont été utilisés selon la taille des grains afin de quantifier entre 200 et 400 grains (au minimum) par lames et d'analyser une surface minimale équivalente à 5mm².

L'analyse d'images sur le logiciel JMicroVision (Roduit, 2006; Version 1.2.7) a principalement été utilisée dans cette étude pour quantifier le volume de ciments de quartz, de dissolution de quartz intergranulaire, et de la porosité à l'aide de l'outil (2D measurement). Cet outil permet de tracer des polygones et de calculer ensuite la proportion de leur surface totale sur l'image, et il est utilisé pour quantifier le volume de la porosité. De plus, à l'aide de l'outil (1D measurement) sur JMicroVision, il est possible de quantifier la taille des grains selon la longueur maximale, la taille des pores selon la largeur moyenne de pores, ainsi que l'épaisseur des auréoles de surcroissance. La densité des pores pour chaque échantillon a été estimée en calculant la proportion du nombre de pores au nombre total des grains. Une synchronisation d'image en cathodoluminescence avec l'image correspondante en lumière naturelle a permis de mieux distinguer les limites entre les grains. Pour chaque lame mince et pour chaque paramètre étudié, la moyenne des résultats obtenus sur les 4-6 images quantifiées est retenue. La quantification a été parfois limitée à 4 images quand l'écart type entre les 4 analyses est inférieur à 10% de la valeur moyenne.

Chapitre III

**Les réservoirs gréseux carbonifères du bassin des Palmyrides-
Sud en Syrie**

L'objectif de ce travail est de synthétiser l'histoire diagénétique dans les réservoirs gréseux du Carbonifère dans trois champs (Arak, Debayate-Sud et Sukhneh) du bassin des Palmyrides-Sud, en tant qu'un autre exemple de réservoirs gréseux à gaz intégré dans le cadre général de ce travail, et également de déterminer les facteurs contrôlant leur évolution diagénétique (contrôle sédimentaire, nature et origine des fluides diagénétiques, mise en place de gaz). Dans les trois champs étudiés, la silicification est peu développée et la cimentation des carbonates est présente principalement dans le champ de Arak. De plus, ce chapitre vise à révéler les contrôles géodynamiques et/ou tectoniques sur la migration des hydrocarbures, et à étudier ensuite l'impact des influences sédimentaires et diagénétiques sur les propriétés pétrophysiques et l'architecture réservoir où la bonne qualité réservoir a été observée dans les champs de Arak (unité B) et de Debayate-Sud et une dégradation importante de la porosité et la perméabilité est observée dans les unités C et D du champ de Arak et dans le champ de Sukhneh.

1. Contexte géologique des réservoirs dans la formation carbonifère de Marqada dans le bassin des Palmyrides-Sud, Syrie

1.1. La zone d'étude, cadre géographique et géologique régional

La Chaîne des Palmyrides est la structure compressive principale du centre de la Syrie et du nord de la Plaque Arabe (Figure III. 1). Elle sépare le nord de la plate-forme arabe en deux parties : le plateau d'Alep au nord et le seuil de Rutbah au sud (Figure III. 2). Elle est coupée à l'ouest par le segment central de la Faille du Levant. Les Palmyrides se composent d'une série d'anticlinaux asymétriques et linéaires avec des flancs plus raides et orientés vers le sud-est. Ils formaient un bassin intracontinental NE-SW pendant le Paléozoïque supérieur et Mésozoïque. Ce bassin de direction NE-SW permo-triasique des Palmyrides est associé à l'ouverture des océans néo-téthysiens, notamment la Mésogée (Brew et al., 2003). La stratigraphie et la structure des Palmyrides dépendent de l'évolution complexe du rifting paléozoïque supérieur-mésozoïque à l'inversion cénozoïque (Lovelock, 1984). D'épaisses séries sédimentaires marquent le centre des Palmyrides où l'épaisseur maximale des sédiments phanérozoïques est de 11 km (Seber et al., 1993). Elles sont dues à une importante phase de subsidence notamment pendant le Permo-Trias (Chaimov et al., 1992). La série carbonatée jurassique, préservée dans le centre des Palmyrides, est plus épaisse vers le sud-ouest et l'ouest (Sawaf et al., 2001). Le bassin des Palmyrides renferme environ 11 km des sédiments phanérozoïques dans son centre (Seber et al., 1993). Les principaux reliefs actuels de la chaîne des Palmyrides sont dûs à l'inversion cénozoïque de ce bassin paléo-mésozoïque (Lovelock, 1984).

Les Palmyrides sont divisés en deux secteurs (Ponikarov, 1966): les Palmyrides-Sud (les chaînons frontaux) et les Palmyrides-Nord. Les Palmyrides-Sud sont séparés des Palmyrides-Nord par le bassin (ou la dépression) d'Al-Daww et par le décrochement E-W de Jahar (Ponikarov, 1966 ; Lovelock, 1984 ; Chaimov et al., 1992).

Le bassin des Palmyrides-Sud, la zone d'étude, représente le bassin principal. De direction générale NE-SW, cette chaîne s'étend sur 400 km de long de la frontière du Liban au sud-ouest jusqu'au Graben d'Euphrate au nord-est.

Les Palmyrides-Sud présentent une série d'anticlinaux asymétriques orientés NE-SW organisés en échelon. Ces anticlinaux sont composés de sédiments crétacés et paléogènes et certains anticlinaux ont des cœurs à évaporites du Trias. Les formations crétacées et paléogènes ont été plissées en anticlinaux étroits, parfois coffrés, d'axe 040° à 050° en

moyenne. Les anticlinaux sont généralement séparés en chaînons plus septentrionaux par de larges synclinaux remplis par des dépôts clastiques continentaux néogènes et quaternaires. La série considérée comme pliocène est discordante sur l'ensemble des séries plus anciennes et sera localisée dans des synclinaux obliques d'axe N80° (Giannérini, 1988).

Le plissement dans les Palmyrides-Sud est contrôlé par des failles inverses et des chevauchements à vergence sud-est. Les flancs des anticlinaux dans les Palmyrides frontales (sud) présentent en général des pendages variant de 15 à plus de 35° vers le nord-ouest pour les flancs NW, tandis qu'ils peuvent être verticaux sur les flancs SE ou se retrouver au dessus des chevauchements (Ponikarov, 1966).

Les Palmyrides-Sud présentent des chevauchements sur sa bordure Sud (McBride et al., 1990; Best, 1993). Ces chevauchements sont initiés sur les niveaux évaporitiques triasiques (Lovelock, 1984 ; Salel, 1993), ou sur des niveaux plus profonds situés à la base de la série paléozoïque (McBride et al., 1990).

La formation de Marqada d'âge Carbonifère est reconnue parmi les formations stratigraphiques les plus importantes en Syrie. Elle prend plus d'importance dans la zone fracturée de Palmyrides-Sud où elle est la première source de gaz en Syrie. Les grès de Marqada ont été pénétrés dans plusieurs champs : Arak, Debayat, Debayat-Sud, Soukhneh, Najeeb et Hell. Cette formation se compose de deux séries : une série inférieure avec des dépôts fins, et une série supérieure avec des dépôts plus grossiers. Les deux unités représentent donc une séquence de dépôts du premier ordre. Chaque série contient plusieurs unités de lithologie différente. La composition lithologique générale de cette formation est détritique avec des alternances d'argile (>50% de l'épaisseur), silt, carbonates et grès avec une dominance d'argiles dans la série inférieure alors que les niveaux gréseux sont observés dans la série supérieure surtout des grès grossiers (Al Qadi, 2010). Ces faciès reflètent leur dépôt dans des environnements deltaïques (tidaux et super-tidaux) et marins peu profonds (intertidaux).

1.2. Cadre géodynamique

La plate-forme arabe en Syrie a été affectée depuis le Mésozoïque par plusieurs événements tectoniques régionaux connus à l'échelle de la Plaque Arabe. Cette plate-forme est marquée d'abord par la formation de grabens et de bassins au Permo-Trias et au Sénonien,

puis par l'inversion de ces structures extensives et la formation de nouvelles structures compressives et transformantes au Néogène.

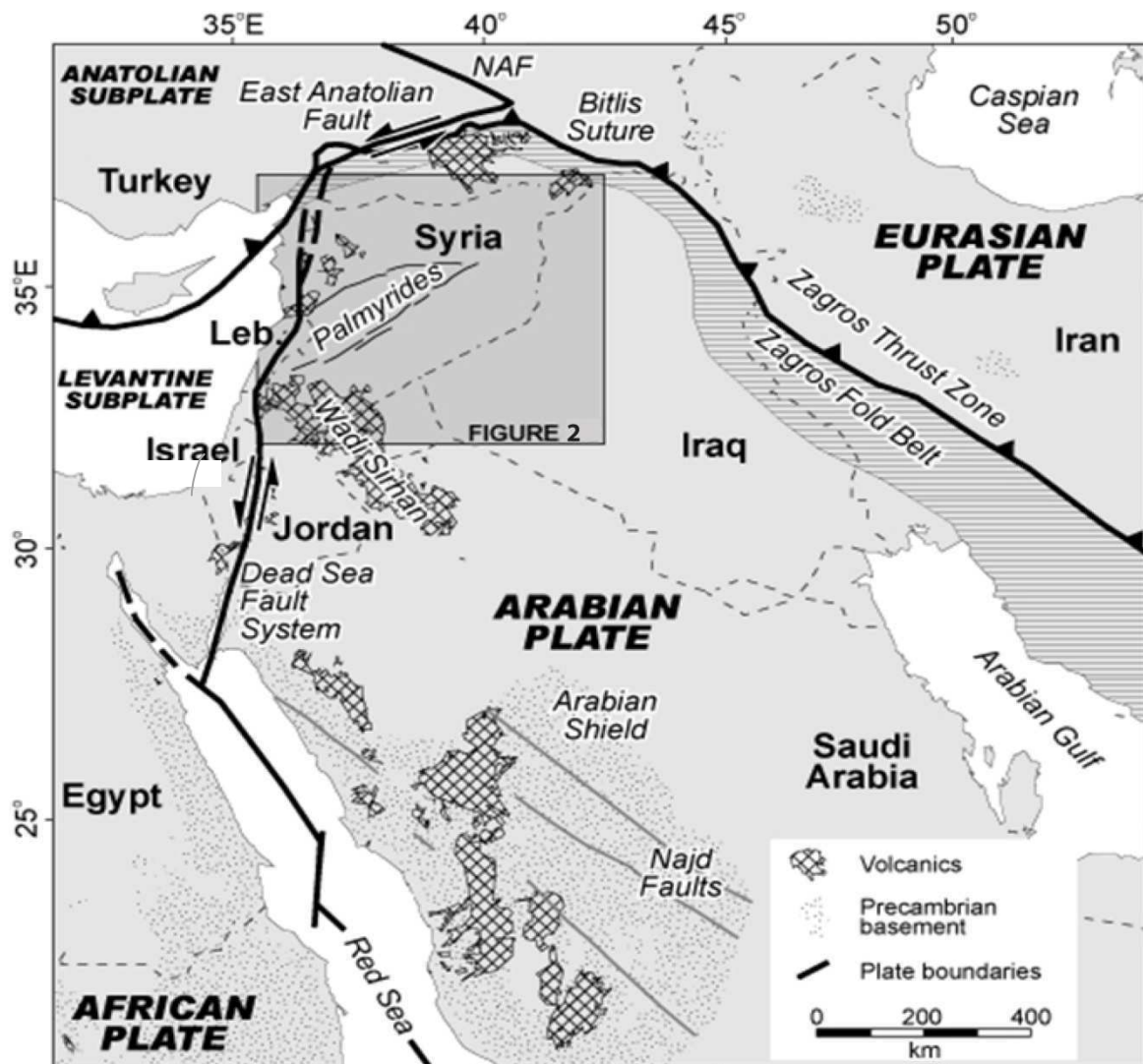


Figure III.1: Carte régionale tectonique de la partie nord de la Plaque Arabe.

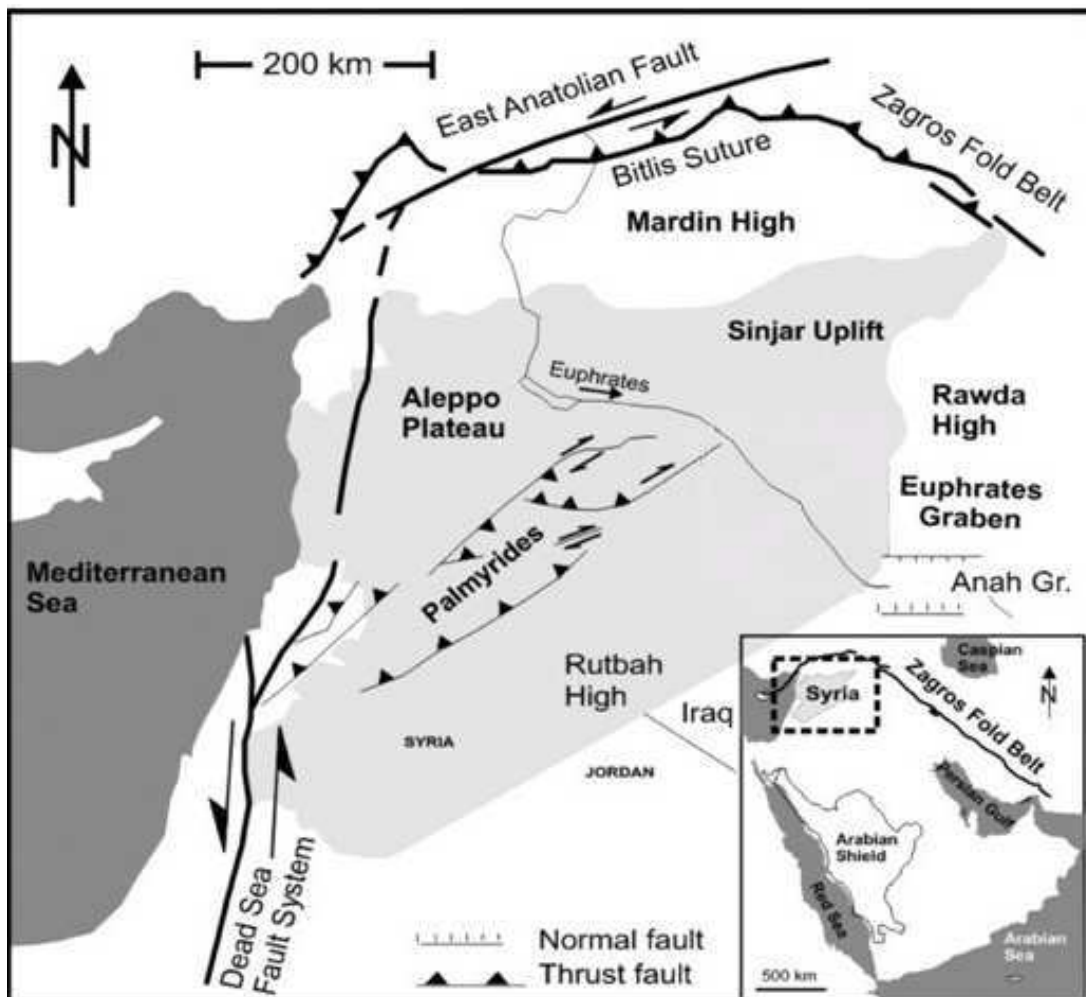


Figure III.2: Principaux ensembles structuraux de NW de la Plaque Arabe et localisation du bassin des Palmyrides.

Le bassin NE-SW permo-triasique des Palmyrides-Sud est associé à l'ouverture des océans néo-téthysiens, notamment la Mésogée. Il est caractérisé par des failles normales majeures orientées $N45^{\circ}$ - $N70^{\circ}$, suggérant un événement extensif de direction $N130^{\circ}$ à $N150^{\circ}$. La subsidence permo-triasique s'est poursuivie au Jurassique inférieur-moyen comme l'indique l'épaisseur de la série sous l'effet de l'évolution thermique du bassin qui a suivi le *rifting*.

Le Crétacé inférieur en Syrie occidentale est également caractérisé par un événement extensif mis en évidence dans la Chaîne Côtière, où des populations de failles normales synsédimentaires conjuguées de direction de $N30^{\circ}$ à $N65^{\circ}$ ont été identifiées. Elles sont associées à des épanchements basaltiques dans le sud de la Chaîne avec des dykes de directions ENE-WSW, suggérant une extension NW-SE. Cet événement extensif est connu sur le pourtour de la Méditerranée orientale. Des indicateurs de *rifting* sont aussi identifiés dans le Graben de l'Euphrate pendant cette période.

Une subsidence majeure a caractérisé la Plaque Arabe en Syrie au Sénonien. Cette phase de subsidence est une phase de déformation majeure en Syrie orientale. Elle est marquée par le développement de plusieurs grabens orientés NW-SE et E-W. Le début de l'activité est enregistré dans la série turono-coniacienne du graben de l'Euphrate. Le nord-est des Palmyrides est aussi affecté par cette phase de subsidence où de grandes failles normales synsédimentaires 120° ont marqué la série santono-campanienne dans le bloc de Bishri.

Au Miocène inférieur la collision Arabie-Eurasie a marqué la Syrie par des structures compressives associées à une compression régionale NW-SE, surtout développées dans les Palmyrides et au nord-ouest.

La plate-forme arabe en Syrie est composée de plusieurs ensembles structuraux formés à différentes périodes depuis le Permo-Trias. Les unités structurales se divisent en quatre ensembles principaux : les Palmyrides au centre de la Syrie, le Graben de l'Euphrate et le Djebel Abdelaziz à l'est, la région d'Afrine et le plateau d'Alep au nord-ouest et la région côtière à l'ouest de la Faille du Levant (Figure III.2).

L'individuation de la Plaque Arabe est la dernière phase de l'histoire géodynamique de cette région qui a connu depuis le Mésozoïque une succession d'événements tectoniques majeurs reliés à l'histoire géodynamique globale. Cette histoire peut se diviser en deux grandes périodes : l'histoire antérieure à la collision Arabie-Eurasie et l'histoire contemporaine de cette collision.

L'histoire anté-collision : l'histoire de la plaque arabe au cours du Paléozoïque est essentiellement comparable à celle des bassins sédimentaires voisins connus avec des affleurements plus au sud en Arabie et en subsurface en Syrie. La région du Gondwana qui deviendra la Plaque Arabe, n'est pas affectée par des grandes phases tectoniques paléozoïques : au début du Cambrien la Plaque Arabe est marquée par un système des failles décrochantes (la Faille de Najd) à l'ouest et des bassins évaporitiques à l'est dans la région du Golfe persique et en Oman. Ces bassins sont contrôlés par des failles normales N-S. La Faille de Najd présente des rifts remplis de sédiments clastiques continentaux présents en Jordanie (Powell, 1989) et en Arabie Saoudite (Edgell, 1992 et 1996). A l'Ordovicien, des dépôts clastiques couvrent le sud-ouest de la Plaque Arabe et des sédiments clastiques de mer peu profonde au nord-est (Sharland et al., 2001). Une subsidence a affecté l'est de la Syrie, le nord de Jordanie, et l'ouest d'Irak, pendant cette période. En Turquie et au nord de l'Irak, des rifts avec un volcanisme associé marquent le nord de la Plaque Arabe au Dévonien-Carbonifère.

Ces rifts seraient de type arrière arc et marqueraient la subduction de la Paléo-Téthys sous la marge nord du Gondwana (Lovelock et al. 1981 ; Beydoun, 1991 ; Sengör, 1990). Un changement majeur dans la sédimentation apparaît dans la plate-forme arabe au Permien lorsqu'elle devient carbonatée. Une phase de *rifting*, pendant cette période, a marqué la Plaque Arabe en Oman, au Qatar, en Arabie Saoudite, en Irak, et en Syrie (May, 1991; Le Métour et al., 1995 ; Sadooni, 1997 ; Sharland et al., 2001).

Au cours du Mésozoïque, l'histoire anté-collision peut se résumer en trois phases tectoniques principales reliées directement à l'évolution géodynamique du domaine téthysien (Henson, 1951; Riché, 1979; Dercourt et al., 1986 ; May, 1991; Stampfli, et al., 2001 ; Brew et al., 2001).

- Les riftings du Permo-Trias : c'est une phase majeure dans la Plaque Africaine septentrionale, mais également dans tout le nord de la Pangée. Elle est associée notamment à l'ouverture des océans néo-Téthysiens . Dans le nord de la plaque Arabe, cet événement est à l'origine du bassin des Palmyrides dans le centre de la Syrie où plus de 2500 m de sédiments ont été déposés (Sawaf et al., 2001 ; Brew et al., 2001). Ce rifting triasique se poursuit probablement jusqu'au Jurassique moyen (Garfunkel, 1998 ; Dolson et al., 2005). Il est caractérisé par des failles normales NE-SW qui contrôlent une forte subsidence dans le bassin levantin (Gardosh et Druckman, 2005 ; Camèra, 2006).
- L'extension du Crétacé inférieur : cet événement est connu sur tout le pourtour de la Méditerranée orientale. Il correspond au début de la séparation du bloc continental Apulien de la plaque Africaine avec une océanisation au Crétacé moyen-supérieur du bassin de Méditerranée orientale (Dercourt et al.1986) où des émissions de matériel volcanique basaltique ont lieu au Crétacé inférieur. Plusieurs études montrent que de fortes subsidences ont affecté la marge nord de la Plaque Africaine. Dixon et Robertson (1984) et Stampfli et al. (2001) considèrent cette phase comme un renouvellement de l'activité tectonique en Méditerranée orientale, plutôt qu'une à l'initiation de l'ouverture d'un bassin océanique.
- L'obduction des ophiolites téthysienne : cette obduction vers le sud de la croûte océanique téthysienne sur la marge africaine a lieu au Crétacé supérieur. Elle s'étend de Chypre à l'ouest jusqu'en Oman à l'est sur toute la marge nord de l'actuel promontoire arabe. Pour certains auteurs, la phase d'obduction du Crétacé supérieur a des conséquences régionales sur l'évolution des bassins sédimentaires. Dans les Palmyrides et dans le bassin de l'Euphrate, cette phase aurait provoqué l'inversion de grabens mésozoïques. Salel (1993) associe cette

inversion à un décollement de la couverture sédimentaire paléozoïque et mésozoïque depuis la suture Anatolie-Arabie au nord jusqu'au front sud des Palmyrides. Cette obduction s'achève au cours du Maastrichtien supérieur en Syrie (Parrot, 1977) comme d'ailleurs partout sur la marge arabe (à Chypre, en Turquie et en Oman).

Certains auteurs notent que la tectonique compressive du Sénonien affecte la région pendant le Crétacé supérieur et le Paléogène (Kuss et al., 2000 ; Moustafa et Khalil, 1995). Cet événement sénonien se compose de deux phases de plissement ; la première a lieu au Coniacien-Santonien (Bosworth et al., 1999) et la deuxième est datée du Maastrichtien (Hendy et al., 1992 ; Mostafa, 1999). Ces phases de plissement sont à l'origine des structures anticlinales simples en échelon de cette région. Pour Eyal, (1996) la deuxième phase est considérée comme Eocène et s'étendrait à l'Oligocène. Cette phase est responsable de la discordance crétacé-paléogène dans les Palmyrides (Walley, 1998) et la Chaîne Côtière (Brew et al., 2001). Cet événement peut être dû à l'obduction maastrichtienne sur la plate-forme arabe (Salel, 1993 ; Camoin et al., 1993) ou au rapprochement général Afrique- Eurasie.

1.3. Lithologie et stratigraphie des séries principales paléozoïques dans les Pyramides

Les informations concernant la lithologie des séries paléozoïques proviennent de forages pétroliers. Elles sont complétées par les différentes études de surface provenant des bassins voisins (en Irak et en Turquie). Une synthèse de l'évolution lithostratigraphique et tectonique est présentée dans la figure III.3.

1.3.1. La série cambro-ordovicienne

Ces séries ont été atteintes par les forages de Khanasser et Swab (McBride et al., 1990). Elles sont essentiellement composées de grès et de quelques niveaux de calcaires et d'argiles déposés dans des conditions marines peu profondes. La partie supérieure de l'Ordovicien (formation d'Affendi) est absente dans l'extrême sud-est de la Syrie, et s'amincit au-dessus de la zone de soulèvement de Rawda (Best et al., 1993). La période cambro-ordovicienne est représentée par une sédimentation clastique dans des environnements tidaux à marins peu profonds (séries conglomératiques et gréseuses) sur toute la partie nord de la plate-forme arabe (Husseini, 1989). La première discordance cambro-ordovicienne est liée à une phase d'érosion à la fin du Cambrien (Figure III.3). Elle représente une période de variation

eustatique mineure qui a causé des hiatus et des érosions. L'épaisseur de la série ordovicienne montre une augmentation de 1,6 km sous le plateau d'Alep à plus de 3,5 km dans le sud-est sous la zone de Rutbah-Rawda. Les faciès et l'épaisseur de l'Ordovicien en Syrie, comme en Irak et en Turquie, indiquent des conditions de dépôts de mer ouverte vers l'est (Sharland et al., 2001).

1.3.2. La série silurienne

Cette série est présente dans le sud du bassin des Palmyrides dans les forages de Doubayat et de Tanf (McBride et al., 1990). Elle se compose d'alternance de grès et de niveaux d'argiles et de silts (Fig.). En Syrie, la formation de Tanf (Silurien inférieur) s'est déposée pendant une transgression liée à une déglaciation (Brew et al., 2001). Cet événement est probablement à l'origine de l'épaisseur importante du Silurien (500 à 1000 m) dans la région des Palmyrides-Sinjar (Best et al., 1993). La série silurienne inférieure est directement recouverte par les roches clastiques carbonifères, démontrant une discordance majeure régionale. Cette discordance a été attribuée à un épaulement du rifting de la Paléo-Téthys (Stampfli et al., 2001), ou à un événement thermique plus localisé (Kohn et al., 1992).

1.3.3. La série dévonienne

La série dévonienne est généralement peu représentée en Syrie. Des roches seulement du Dévonien terminal sont présentes dans quelques puits en Syrie centrale et orientale (Ravn et al., 1994). Plusieurs puits profonds dans le Palmyrides ont rencontré des couches du Silurien inférieur directement sous le Carbonifère. Ceci suggère que la région de Palmyrides-Sinjar n'a pas subi une subsidence à grande échelle avant le Carbonifère.

1.3.4. La série carbonifère

Une forte érosion a précédé la mise en place des dépôts carbonifères sur toute la partie nord de la plate-forme arabe. A la suite de cet événement anté-carbonifère, les séries carbonifères se sont déposées en discordance sur les diverses formations paléozoïques et précambriennes. Les dépôts du Carbonifère représentent une séquence de premier ordre (50Ma). Sur plusieurs lignes sismiques, le Carbonifère prograde sur le Silurien (Brew et al., 1999). Au sud de la Syrie, le Carbonifère se compose d'alternances de grès, d'argiles noires et de calcaires, qui peuvent atteindre 800 m d'épaisseur dans la région de Doubayat (McBride et

al., 1990). La subsidence la plus importante dans le bassin des Palmyrides a commencé au Carbonifère où plus de 1300 m d'argiles noires, de grès et de calcaires se sont déposées. La région des Palmyrides et du Sinjar représentait le centre d'un bassin sédimentaire à l'échelle régionale.

1.3.5. La série permienne

Les sédiments permien en Syrie sont représentés par la Formation des "Shale d'Amanus" qui est aussi présente dans le sud-est de la Turquie. Dans quelques puits, la lithologie des formations carbonifères et permien est identique. Il s'agit d'argiles brunes à grises avec des intercalations rares de calcaires et de grès très fins.

La série permienne est plus épaisse dans la partie centrale de la Syrie. Dans le bassin des Palmyrides (Fig.), une série d'âge carbonifère supérieur-permien inférieur, d'au moins 1300 m d'épaisseur est constituée d'argiles noires, de grès et de calcaires. Cette épaisseur est liée au développement d'un bassin subsident (Beydoun, 1981). L'installation du bassin des Palmyrides-Sud a été interprétée comme une conséquence de l'extension le long du nord de la marge africaine (Brew et al. 2001).

1.3.6. La série triasique

La série triasique est constituée de grès à la base, de calcaire, et d'évaporites. Une accélération de la vitesse de subsidence a caractérisé le bassin des Palmyrides-Sud au Trias (Figure III.4) où plus de 1000 m des sédiments se sont déposés (Beydoun, 1981 ; Mc Bride et al., 1990 ; Sawaf et Tarik, 1996).

1.3.7. La série jurassique

La subsidence triasique a continué du Triasique jusqu'au Jurassique résultant en une précipitation des carbonates. La série jurassique a été largement affectée par une phase d'érosion à la fin du Jurassique et au début du Crétacé, notamment sur les marges du bassin.

1.3.8. La série crétacée

La série du Crétacé inférieur est discordante sur les séries du Jurassique moyen et supérieur dans les Palmyrides. La période d'émersion de la fin du Jurassique caractérise la

série néocomienne constituée de dépôts de grès rouges continentaux. La série albienne sus-jacente est carbonatée. Elle indique une nouvelle transgression dans la région. Elle est composée de dolomites, de dolomites marneuses avec des intercalations d'anhydrite et des calcaires. Au Crétacé supérieur, des dolomites, généralement avec la présence de calcaires, de marnes et parfois de nodules de silex se sont déposées dans un milieu marin peu profond. Les séries du Crétacé supérieur renferment plusieurs surfaces d'érosion et des discordances. Ces discordances suggèrent qu'un ou plusieurs événements tectoniques ont existé pendant le Crétacé supérieur (Salel, 1993).

1.3.9. La série paléogène

La série paléocène-éocène inférieur est constituée de marnes et de marno-calcaires riches en glauconite déposées dans des environnements marins. La série éocène moyen dans le bassin des Palmyrides présente des variations importantes d'épaisseur (de moins de 150 m à plus de 500 m). Ces variabilités peuvent être observées localement et d'une région à l'autre avec des variations de lithologie (Ponikarov, 1966). Elles sont dues à des facteurs tectoniques qui contrôlent la sédimentation du bassin à l'Eocène moyen. La série de l'Eocène supérieur est marquée par la diminution de la fraction marneuse par rapport à la série de l'éocène moyen où des calcaires dominant.

1.3.10. La série néogène

La série miocène se compose généralement de grès, de conglomérats, de carbonates rouges associés à des formations gypseuses et des marnes. Cette série présente un changement radical de la sédimentation dû à la phase principale d'inversion du bassin palmyrénien. Elle présente des variations latérales de faciès et d'épaisseur.

La série pliocène repose en discordance sur la série miocène. Elle est composée de conglomérats qui disparaissent vers le centre des synclinaux pour laisser la place à des marnes et des grés et des marnes argileuses voire à des calcaires lacustres.

1.4. Évolution des environnements de dépôts dans les Palmyrides-Sud

Depuis le Protérozoïque supérieur et jusqu'au Paléozoïque supérieur, la Plaque Arabienne avec les Plaques adjacentes ont fait partie de la longue et large marge passive nord du Gondwana, bordant l'Océan Paleo-Tethys. À la fin du Paléozoïque (Carbonifère- Permien), la majorité de cette plaque était couverte par des mers peu profondes marquées par plusieurs transgressions et régressions. Au début du Carbonifère, une transgression régionale venant du N-NE a permis des dépôts d'argiles noires, grès et calcaires. Cette transgression avec des variations du niveau relatif de la mer a continué jusqu'à la fin du Paléozoïque.

Durant le Mésozoïque, les dépôts clastiques dominants durant le Paléozoïque sont suivis par des carbonates et des évaporites à la suite de l'ouverture du bassin marin à l'est du Méditerranée. Au début du Trias, des plaques continentales se sont séparées à partir du Gondwana, ce qui a créé l'océan Neo-Thethys. En même temps, la Plaque de Apulia s'est séparée de l'Afrique créant le Bassin Méditerranéen Oriental qui était connectée avec Néo-Thethys par le nord de la Plaque Arabe le long des Palmyrides et la Cuvette de Sinjar. Les dépôts triasiques dans le bassin des Palmyrides sont donc composés d'une épaisseur importante de calcaire, de dolomites et d'évaporites précipités sur une plate-forme carbonatée stable. Cet environnement de dépôts a continué pendant le Jurassique supérieur où une phase d'érosion régionale a commencé. Par conséquent, des conditions d'environnement de dépôts continentaux ont alors dominé jusqu'au Crétacé inférieur. Ensuite, l'environnement de dépôts marins est, à nouveau, revenu à partir du Crétacé moyen avec des carbonates peu profonds, suivis par des carbonates plus profonds durant le Crétacé supérieur, produits par une transgression plus importante.

La transition entre le Mésozoïque et le Cénozoïque est marquée par une large transgression régionale. Des dépôts marins pélagiques riches en matière organique caractérisent le dépôt durant le Paléocène. L'Éocène était une période de dépôt de carbonates et de marnes surtout dans les Palmyrides où le niveau de la mer a chuté (Karashenikov et al., 1996; Hernitz-Kučenjok et al., 2006). Le soulèvement à la fin de l'Éocène a laissé la région entre le Méditerranée et l'Océan Indien dans un environnement marin peu profond marquant une phase de régression. Une transgression moins importante durant le Miocène inférieur et moyen a, de nouveau, dominé dans la région. Des dépôts d'évaporites, de carbonates, de marnes ont alors précipité dans cet environnement côtier- lagunaire. Une deuxième phase de régression a eu lieu à la fin de Miocène moyen et elle a continué jusqu'au Miocène supérieur. Des dépôts lagunaires d'anhydrite, de calcite et d'argiles se sont produits pendant cette

période suivis dominance des conditions marines à la fin du Miocène. Par contre, les dépôts du Pliocène ont de caractéristiques continentales et les dépôts de Pléistocène sont des sédiments clastiques fluviaux et lacustres.

Age	Formation	Lithologie	Sédimentation	Discordances et érosions	Evénements tectoniques
Quaternaire					
Néogène	Pliocène		Faciès continental Basaltes		Compression fin- Miocène
	Miocène		Faciès continental à littoral: grès et calcaires Basaltes Erosion et dépôts gréseux	Discordance fin- Miocène Erosion du Miocène	Compression du Miocène inférieur
Paléogène	Oligocène	Chilou	Calcaires durs	Discordance angulaire Oligocène- Miocène	Extension du Paléogène
	Eocène	Jaddala	Marno-calcaires/ intercalations de silex		
	Paléocène	Kermav	Craie et marne		
Crétacé	Supérieur	Shiranish Sukhne	Sédimentation pélagique de calcaires et argiles Calcaires-dolomite dans des environnements marins peu profonds	Discordance Coniacien	Extension fin- Crétacé
	Inférieur		Grès dans des environnements tidaux à littoraux Erosion	Discordance Barremien Erosion du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur	
Jurassique	Supérieur	Serjelu	Calcaire-dolomite et gypse dans des environnements marins à lagunaires		Subsidence thermique
	Moyen				
	Inférieur				
Trias	Supérieur	Butma	Dolomite-gypse, environnement de dépôts marin à lagune		Subsidence tectonique
	Moyen	Kurrachina	Dolomite-gypse, environnement de dépôts marin à lagon		
	Inférieur				
Permien	Supérieur	Amanous	Alternances de grès avec des argiles dans des environnements peu profonds		Discordance Permien
	Moyen				
	Inférieur				
Carbonifère	Supérieur	Marqada	Alternances de grès-argiles dans une mer peu profonde		Erosion et discordance du Dévonien
	Moyen		Argiles et calcaires dans une mer profonde		
	Inférieur				
Dévonien			Erosion		
Silurien	Tanf		Argiles de mer profonde		

Figure III.3 : Synthèse de l'évolution sédimentologique, lithologique, et tectonique dans le bassin des Palmyrides (modifié d'après Al Abdalla, 2009).

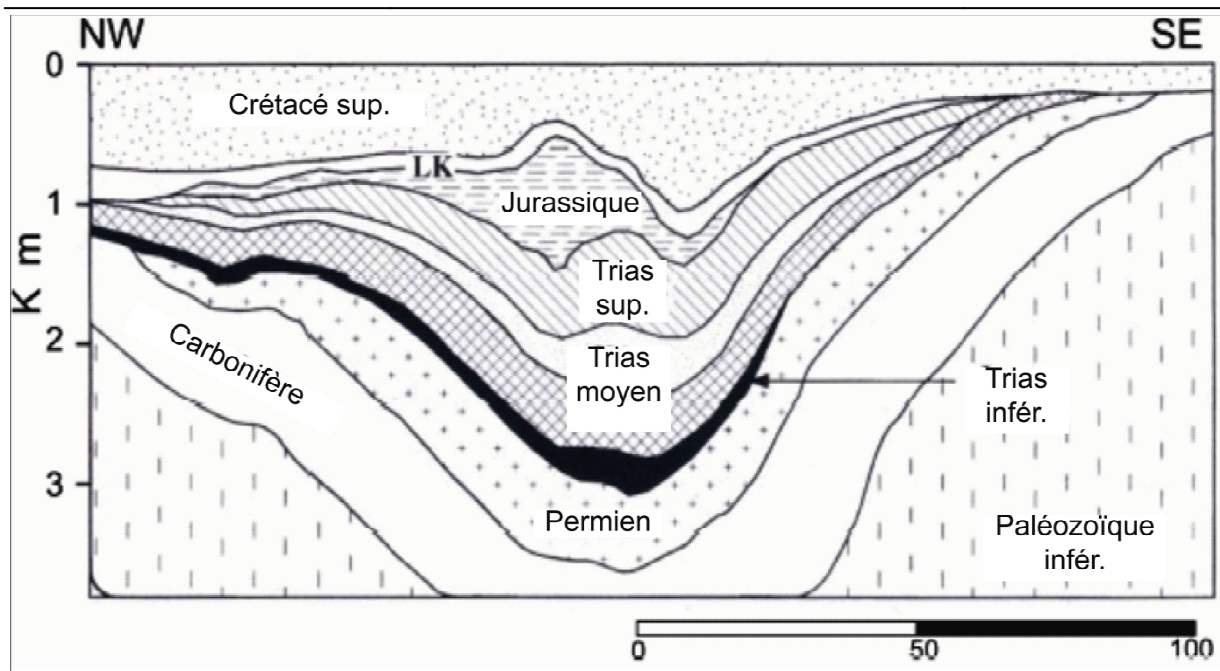


Figure III.4 : Coupe géologique dans le bassin des Palmyrides montrant les séries subsidentes permotriassiques (d'après Sawaf et al., 2001).

1.5. Histoire d'enfouissement

La courbe d'enfouissement du puits Arak1 a été réalisée par le SPC et par Gabra (1999) (Figure III.5 et 6). Elle montre une phase d'enfouissement importante au Permien. A la fin du Permien, la profondeur maximale de la formation de Marqada était d'environ 2300m. L'enfouissement a continué durant le Trias et jusqu'au Jurassique Inférieur mais avec une vitesse moins importante.

Durant le Jurassique moyen, la vitesse d'enfouissement a accéléré ressemblant à celle de l'enfouissement permien. Une profondeur maximale pour la formation de Marqada a été estimée pendant cette période de l'enfouissement maximal du Mésozoïque d'environ 2700m. Un soulèvement d'environ de 400m a eu lieu au niveau régional entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. Il en résulte une absence de dépôts dans le bassin. Une deuxième phase d'un enfouissement important a débuté à partir de la fin du Crétacé inférieur, interrompu par quatre phases courtes de soulèvement dont deux étaient plus remarquables au niveau du bassin : au début du Crétacé supérieur et à la limite entre le Paléogène et l'Eocène. L'enfouissement principal a été provoqué par les dépôts crétacés de plus de 500m d'épaisseur. Ces dépôts résultent de la transgression régionale du Crétacé. Cette phase d'enfouissement maximal de l'histoire de ce bassin a connu sa profondeur maximale de plus de 3500m au

Miocène. Ensuite, une phase de soulèvement (800m) a été provoquée à partir de Miocène moyen liée à l'inversion en une phase de compression dans le bassin des Palmyrides-Sud.

Cependant, l'étude de Gabra (1999) sur le puits Arak2 a montré que la période entre le Trias Supérieur et le Crétacé supérieur était une phase d'érosion mais difficile à quantifier. Néanmoins, la formation de Marqada est restée enfouie pendant cette période à 1900m à des températures autour 60°C. L'enfouissement maximal d'environ 2700m se situe entre le Crétacé supérieur et le Paléogène pour des températures autour 80°C.

Dans les études de Gabra (1999), la profondeur maximale atteinte par la formation de Marqada dans le puits de Sukhneh-Ouest101 était au Paléogène à 3000m, mais à plus de 4000m dans le puits Debayate2 (Figure III.5 et 6).

La reconstruction de l'histoire de l'enfouissement dans le bassin des Palmyrides-Sud montre que la vitesse de l'enfouissement dans le champ de Debayate était plus importante que dans les champs de Arak et de Sukhneh.

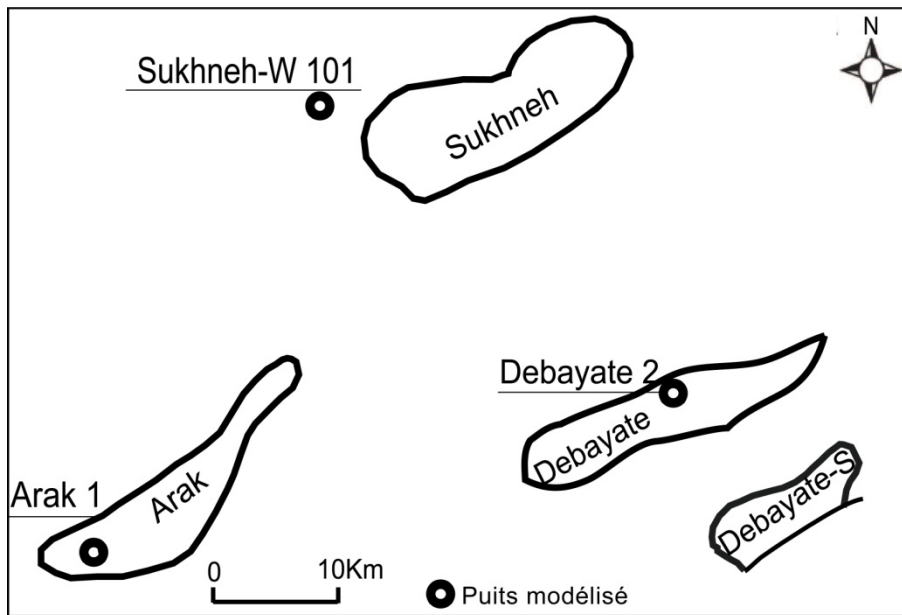


Figure III.5 : Localisation des puits modélisés dans le bassin des Palmyrides-Sud.

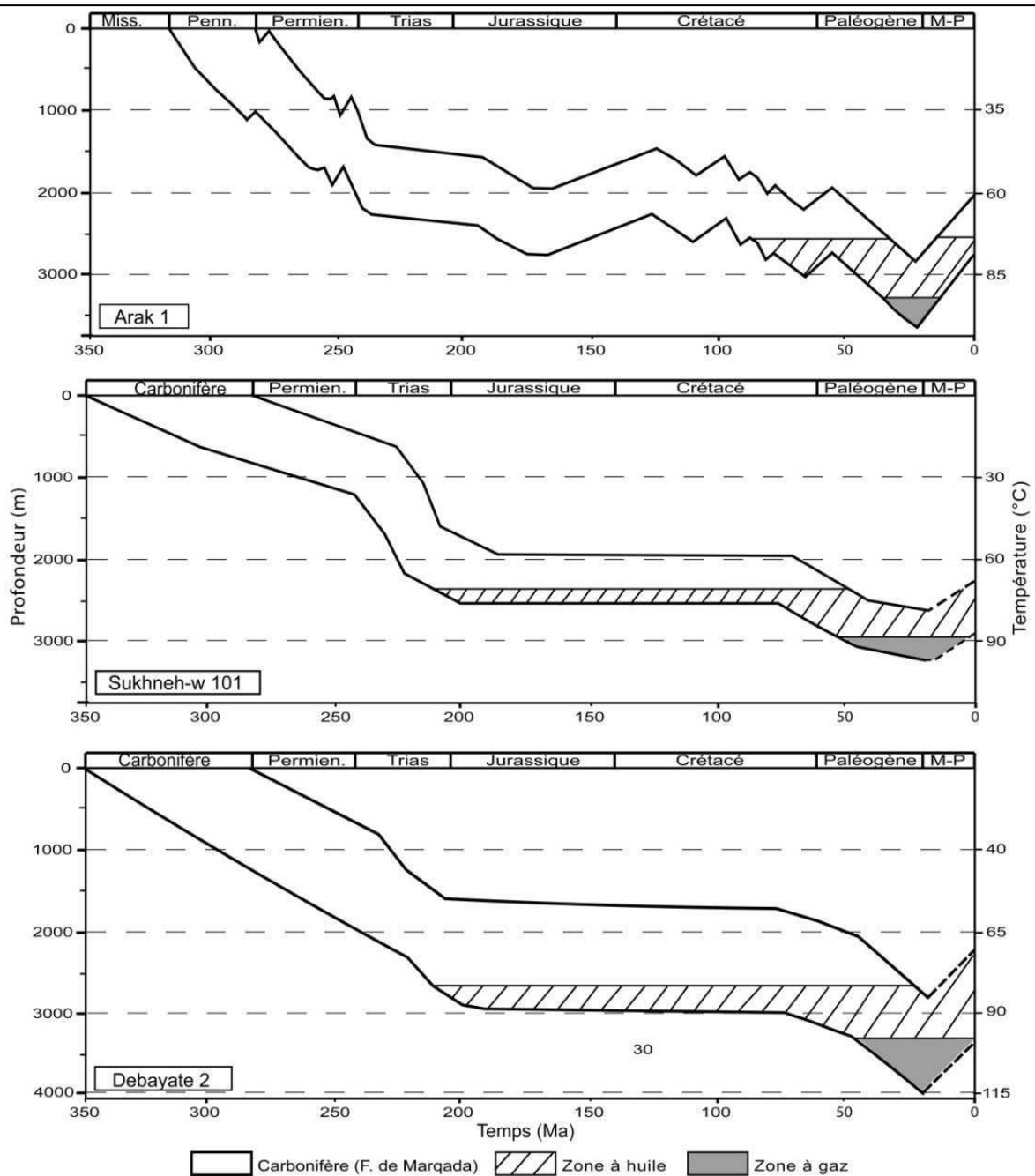


Figure III.6 : Histoire d'enfouissement dans les trois puits modélisés dans le bassin des Palmyrides-Sud (données SPC et Gabra, 1999).

1.6. L'histoire thermique:

Les analyses géochimiques (Tmax de la matière organique, pyrolyse des biomasses, etc) permettent d'évaluer le degré de maturité de la matière organique et d'estimer les paléotempératures maximales atteintes par les roches mères. Les données de Tmax indiquent que les paléotempératures maximales dans les argiles carbonifères sont atteintes au Miocène,

et que la matière organique a atteint un degré de maturité correspondant à la fenêtre à huile (Vulama, 2011 ; données de SPC). Les valeurs de Tmax obtenues par SPC dans les argiles carbonifères sont comprises entre 440-458°C. Elles ont atteint la fenêtre à gaz. L'étude de Gabra (1999) montre que les roches mères dans la formation de Marqada du puits Arak-2 ont atteint la fenêtre à huile puis la fenêtre à gaz à partir du Crétacé supérieur.

Selon Gabra (1999), les roches mères de Marqada dans les Palmyrides-Sud ont atteint la fenêtre à huile dans certains champs comme le champ de Arak, et la fenêtre à gaz dans d'autres champs comme le champ de Debayate. En effet, les paléotempératures maximales atteintes par les roches mères carbonifères sont autour de 75°C dans le puits de Arak-2, entre 70 et 85°C dans le puits Sukhneh-Ouest, et entre 110 et 120°C dans le puits Debayate-2. Par conséquent, le gradient géothermique pendant la phase de l'enfouissement maximal a été estimé d'environ 30-32°C/Km.

1.7. Le système pétrolier dans la formation de Marqada du Carbonifère

1.7.1. Roches mères

La formation carbonifère de Marqada représente un système pétrolier complet (roche mère, réservoir, et couverture). Les valeurs de Tmax dans les niveaux argileux dans cette formation révèlent que la matière organique d'origine marine a subi une maturation de fenêtre à huile. Les températures de craquage du kérogène indiquent que la maturation de la matière organique pourrait atteindre la fenêtre à gaz humide voire gaz sec (données de SPC). Gabra (1999) a montré que la matière organique dans la formation de Marqada a atteint la maturation d'huile-gaz à partir du Crétacé supérieur. Pourtant, les proportions de Carbone Organique Total (TOC) dans cette formation sont généralement faibles (< 1%) et la matière organique ne présente pas alors un potentiel pétrolier dans ce système. Cela indique que le gaz piégé dans les réservoirs carbonifères a migré à partir des roches mères dans d'autres formations.

1.7.2. Réservoirs

Les niveaux gréseux dans la partie supérieure de la formation de Marqada représentent les réservoirs piégeant de gaz et de condensats dans plusieurs champs du bassin des Palmyrides-Sud comme les champs : Arak, Al-hail, Debayate, et Sukhneh. Ces niveaux

gréseux sont regroupés selon le SPC dans 5 unités réservoirs A, B, C, D, et E. Ils se séparent par des intercalations à argiles et de silts, ils se distribuent sous forme des lentilles et ils montrent alors des variations lithologiques latéralement. La porosité des grès carbonifères varie entre 8 et 15% et elle peut atteindre 20% dans les faciès d'arénite (Al Qadi, 2010).

1.7.3. Couvertures

Les dépôts argileux qui intercalent les réservoirs gréseux représentent les couvertures dans les champs productifs de gaz. Leur épaisseur et distribution permettent de former un système pétrolier complet dans la formation de Marqada.

1.7.4. Modèle pétrolier: Maturation, migration et piégeage

Les données géochimiques indiquent qu'une phase principale de maturation des matières organiques dans les séries paléozoïques a eu lieu durant le Paléogène selon l'histoire thermique établie dans le puits Arak-1 (données de SPC). Cette phase de maturation est suivie par une phase de structuration durant le Miocène, ce qui a permis la migration de gaz dans des pièges structuraux. D'autres études ont montré que la génération des hydrocarbures et la migration ont eu lieu à partir des séries plus profondes du Paléozoïque inférieur à moyen.

1.8. Les champs étudiés : Arak, Debayate-Sud, et Soukhneh

La formation de Marqada prend son importance dans le bassin des Palmyrides-Sud, parce que les niveaux gréseux dans cette formation sont des réservoirs à gaz dans une grande partie de ce bassin.

Les échantillons étudiés ont été prélevés dans les unités gréseuses situées dans la partie supérieure (unités B, C et D). 50 plugs ont été prélevés de 5 forages situés dans 3 champs à gaz dans le bassin des Palmyrides-Sud (Arak, Debayate-Sud, et Sukhneh) (Figure III.7, 8 et 9):

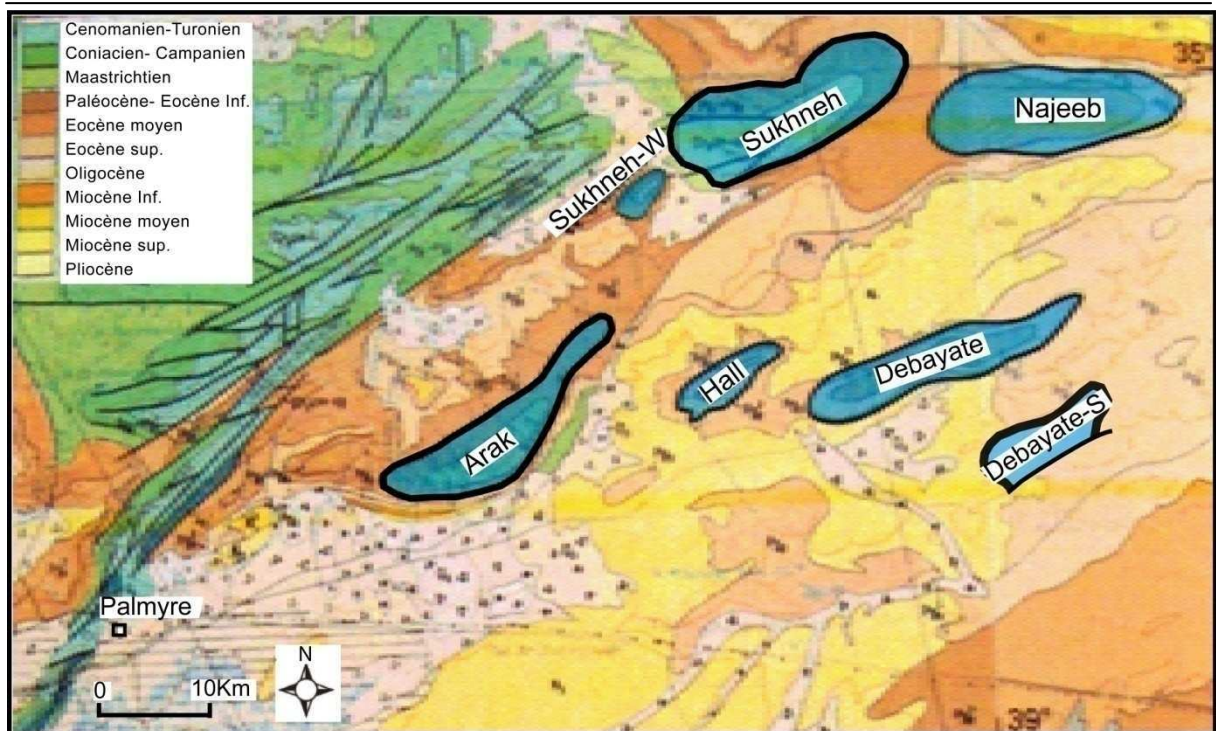


Figure III.7 : Localisation des trois champs étudiés : Arak, Debayate-Sud et Sukhneh dans la série de Pyramide-sud.

1. Champ de Arak : il se situe à 30Km au nord-est de Palmyre. Ce champ représente une structure profonde anticlinale étroite de longueur de 23Km et direction est- ouest à nord est-sud ouest. Les réservoirs gréseux sont productifs de gaz dans les unités A et B.

Il a été choisi comme une référence de la formation de Marqada en raison de son importance pétrolière, son volume, le grand nombre de puits forés et l'épaisseur maximale (2248m) de la formation de Marqada dans cette structure. Les puits étudiés sont : Arak 1100 (unités D et B), Arak 22 (unité C et B) et Arak 20 (unité B) (Figure III.8). Le puits Arak1100 représente la section de la formation la plus complète. 27 plugs et fragments ont été prélevés de ces trois puits. La profondeur des échantillons varie entre 2048,5 et 3948,5m.

2. Champ de Debayate-Sud : un seul puits (SD1) a été étudié dans cette structure qui est située à l'est du Champ de Arak sous forme allongée en direction NNE-SSW. Les 10 échantillons étudiés ont été prélevés sur carotte de longueur de 6m entre 2532 et 2537,9m.

3. Champ de Sukhneh : il se situe au nord-est du champ de Arak. La structure est également en direction NNE-SSW, exactement parallèle à la direction de la structure de Debayate-Sud. 10 plugs ont été échantillonnés du puits Sukhneh 104 (Suk104) entre 2962,5 et 2968m.

Aucune corrélation stratigraphique n'a été faite entre les trois champs afin de situer la continuité des niveaux gréseux étudiés. Cependant, les niveaux gréseux dans les champs de Debayate-sud et Sukhneh sont localisés dans la partie supérieure de la formation de Marqada. Ils peuvent donc être comparables aux réservoirs gréseux localisés dans la partie supérieure de la formation de Marqada (unité B ou C) dans le champ de Arak.

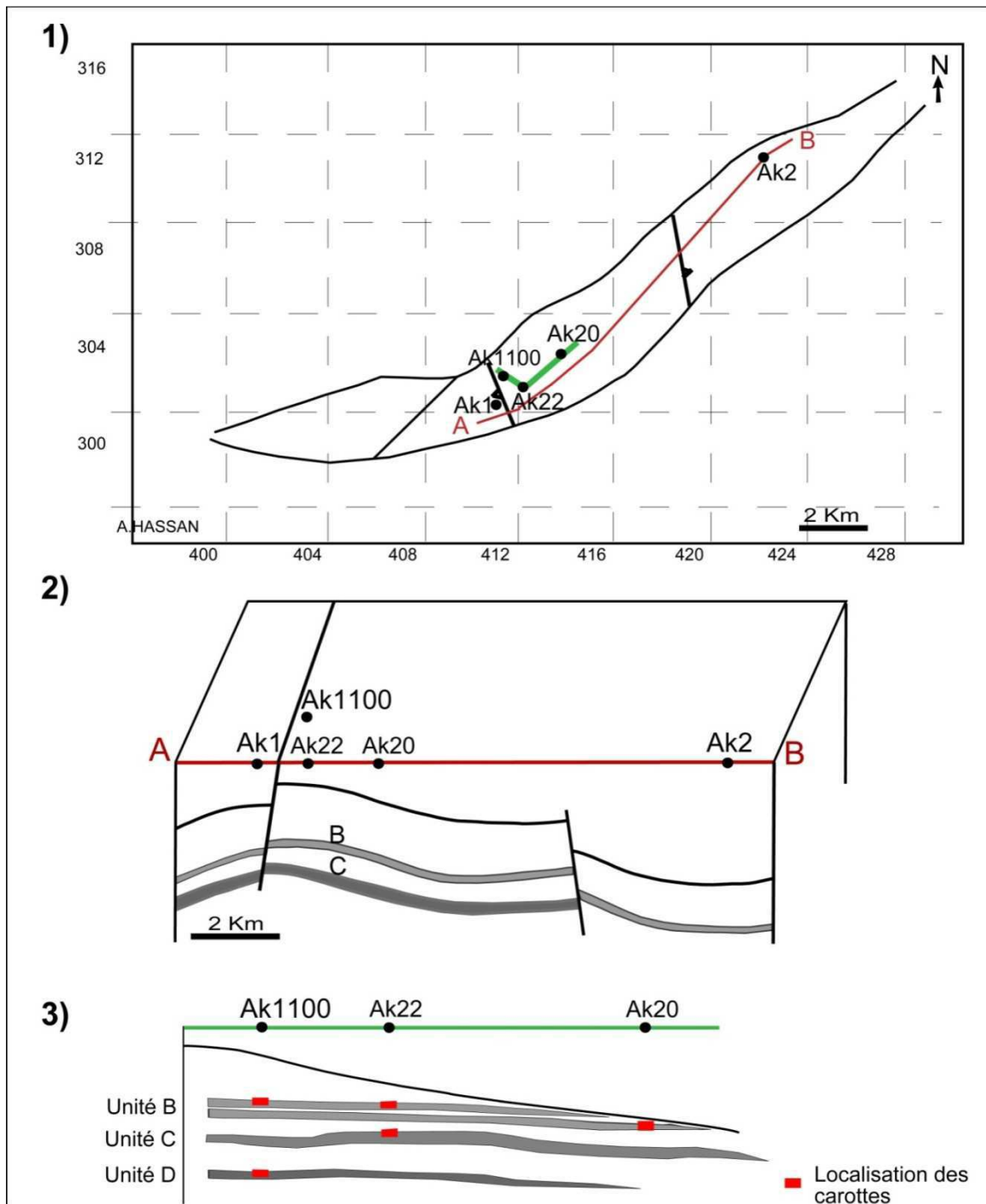


Figure III.8 : 1) Localisation des puits étudiés (Ak1100, Ak22, et Ak20) dans le champ de Arak. 2) Coupe structurale schématique dans la partie supérieure de la formation de Marqada dans le champ de

Arak selon la coupe AB. 3) Coupe structurale montrant la localisation des carottes prélevées dans les puits Ak1100, AK22, et A20.

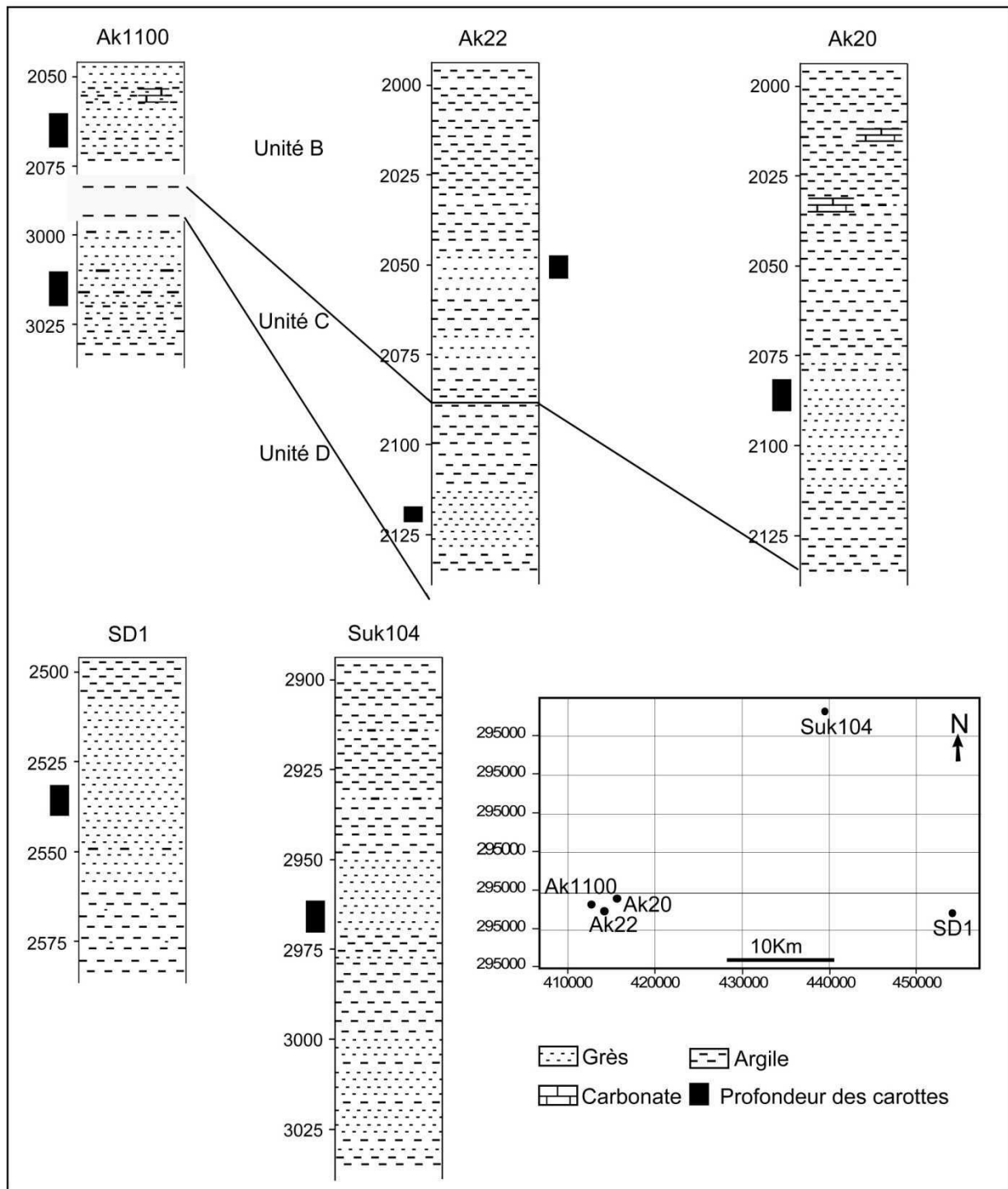


Figure III.9 : Lithologie simplifiée du Carbonifère supérieur dans les 5 puits étudiés avec la profondeur des intervalles carottés.

2. Résultats

2.1. Pétrographie de la formation de Marqada:

Les études pétrographiques et diagénétiques menées précédemment par la Compagnie syrienne du pétrole (données de SPC) et par Al Qadi (2010) montrent que les dépôts du Paléozoïque supérieur se composent de faciès carbonatés à la base, puis par des sédiments clastiques argileux dans la partie inférieure du Carbonifère (Mississippien) avec des intercalations de silt et de grès quartzique indiquant une fluctuation d'environnements de dépôts entre tidaux-littoraux et marins peu profonds au début de la transgression (de l'est, nord-est) couvrant la majorité du bassin des Pyramides. A la fin de cette phase, un changement graduel du faciès sédimentaire est produit par la régression marine qui a continué durant la deuxième phase de sédimentation (Pennsylvanien) se traduisant par plusieurs types d'environnements, fluviale-deltaïque, chenaux, plaines deltaïque, et côtière contrôlé par les courants de marée et de vague sous des conditions marines-continetales. Par la suite, des alternances de corps argileux, silts et grès quartziques limités en distribution et épaisseur se sont déposés.

Les intercalations d'arénites quartziques dans la partie inférieure sont principalement composées de grains détritiques de quartz (>90%) fins à moyens (<250 μ m) et bien triés. En cathodoluminescence, les couleurs des grains de quartz détritiques varient entre violet-bleu et marron. Ces couleurs révèlent des origines plutoniques et métamorphiques (Sprunt, 1981). Des traces de matière organique et de pyrite sont observées dans ce faciès. Ces grès sont durs cimentés principalement par une silicification.

Le grès quartzique se change en arkose dans les niveaux supérieurs avec plus de muscovite et muscovite illitisée. Alors que des graywackes quartzieuses plus riches en argiles et en feldspaths sont déposés au sommet des unités de la partie supérieure du Carbonifère (Al Qadi, 2010). Les grains détritiques sont fins (100- 150 μ m) cimentés par la koalinite et d'autres argiles authigènes résultant de la transformation des feldspaths. La porosité de ce faciès est très mauvaise ainsi que la perméabilité.

Les grès formant le sommet du Carbonifère (unité B) sont plus épais et durs de couleur grise. Ils se composent de >80% de grains de quartz moyens à grossiers (200-400 μ m). Le tri est moyen, ces arénites contiennent des grains détritiques de feldspaths et de fragments de muscovite et de bitum, et d'autres minéraux lourds : zircon et tourmaline. Le ciment est formé de carbonates précoces sous forme de cristaux poikilotropiques qui tapissent les pores entre les

grains détritiques. Les propriétés pétrophysiques de cet interval d'arénites sont les meilleures par rapport à la formation de Marqada. Pour cette raison, l'unité B est considérée comme le réservoir principal de la formation de Marqada. La granulométrie, la composition du matériel détritique et des minéraux diagénetiques sont synthétisés dans le tableau III.1.

Les grains détritiques de quartz faiblement matures et la présence de rutilé et de muscovite suggèrent que ces grains érodés ont été transportés sur de courtes distances selon un système fluvial-deltaïque ou bien qu'ils résultent des activités tectoniques. La direction supposée des vallées est nord-ouest et nord-est. La direction d'allongement des réservoirs gréseux dans les différents champs dans le bassin des Palmyrides-Sud suggèrent que les paléovallées avaient la même direction (données de SPC, 1998).

Champ de Arak	Unité B			Unité C			Unité D		
	Puits Ak20, Ak22, Ak1100 / n=22			Puits Ak22 / n=2			Puits Ak1100 / n=2		
	min	max	moy	min	max	moy	min	max	moy
Quartz détr.	70	83	78	70	70	70	69	73	71
Feldspath détr.	0	0	0	0	0	0	0,05	0,5	traces
Muscovite détr.	0	0,1	traces	0	0	0	0	0,1	traces
Minéraux lourds	0	0,2	traces	traces	0,1	traces	traces	0,1	traces
Argilosité	0	9	4	—	—	—	10,5	15	12
Pyrite	0	0,5	traces	0	0	0	0	1	0,5
Ciment de quartz	1,3	6,1	3,2	0,1	0,1	0,1	1,5	2	1,7
Sidérite-Mg	0,1	7	1,2	18,8	22	20	0,1	0,1	0,1
Ankérinite (unité B, Ak22)	0,5	10	2	0	0	0	0	0	0
Anhydrite	0	0,2	traces	0,1	0,1	0,1	0	0	0
Taille des grains détr. (μm)	92	181	124	111	120,7	116	110	115	113
Tri	1,35	1,58	1,46	1,4	1,48	1,44	1,52	1,56	1,54
Porosité (%)	11,7	18	15,3	3	9,5	6,3	13,8	14	13,9
Perméabilité (mD)	10	500	104	<1	<1	<1	1,19	1,59	1,39

Champ de Debayate-Sud

Puits/ N d'échantillons	Puits SD1 / n=10		
	min	max	moy
Quartz détr.	74	84	79
Feldspath détr.	0	0,6	0,1
Muscovite détr.	0	0,5	traces
Minéraux lourds	0	0,5	0,11
Argilosité	0	4	1,8
Pyrite	0	traces	traces
Ciment de quartz	1,6	7,3	4,3
Sidérite-Mg	0	traces	—
Ankérinite	0	0	0
Anhydrite	0	0	0
Taille des grains détr. (μm)	160	312	216
Tri	1,35	1,45	1,4
Porosité (%)	12,3	16	14,7
Perméabilité (mD)	50	258	208

Champ de Sukhneh

Puits/ N d'échantillons	Puits Suk104 / n=10		
	min	max	moy
Quartz détr.	69	88	80
Feldspath détr.	0	0,1	traces
Muscovite détr.	0	0,1	traces
Minéraux lourds	0	0,1	traces
Argilosité	2	20	7
Pyrite	0	traces	traces
Ciment de quartz	2	10,3	6,9
Sidérite-Mg	0	0,2	0,1
Ankérinite	0	0	0
Anhydrite	0	0	0
Taille des grains détr. (μm)	62	133	106
Tri	1,4	1,55	1,47
Porosité (%)	5,3	10	7,7
Perméabilité (mD)	<1	1,9	<1

Tableau III.1 : Synthèse de la composition (%) de la fraction détritique, des principaux minéraux diagénétiques, de la granulométrie et les propriétés pétrophysiques dans les 5 puits étudiés.

2.2. Composition du matériel détritique dans les trois champs étudiés

2.2.1 Le champ de Arak

Dans l'unité B des puits étudiés Ak20, Ak22 et Ak1100, aucun grain de feldspath n'a été observé. Quelques grains de muscovite détritique sont présents localement et rarement dans cette unité dans les puits Ak20 et Ak22 qui correspond à des faciès tidaux à marins peu profonds dans un climat humide et chaud. Dans l'unité C du puits Ak 22, le matériel détritique montre une composition similaire à l'unité B concernant la dominance des grains de quartz et la présence rare de grains de feldspath potassique et de muscovite. En revanche, les observations au MEB révèle la présence de grains détritiques de florencite et de monazite (Figure III.10A). Dans l'unité D dans le puits Ak1100, les grains détritiques de quartz restent dominant dans la fraction détritique avec peu de grains de feldspath, de microcline (Figure III.10B), et de muscovite. Quelques grains détritiques de zircon et de tourmaline sont présents dans cette unité.

2.2.2. Le champ de Sukhneh

Dans le champ de Sukhneh, la fraction détritique est composée principalement de quartz (80-98%). Des grains de feldspath potassique et muscovite sont présents dans certains échantillons. Certains pores de dissolution peuvent être le résultat de la dissolution de feldspaths détritiques (Figure III.10C). Très peu de grains détritiques de tourmaline et zircon sont présents. Les grains de quartz sont très fins (100 μ m en moyenne) bien triés, ce qui indique une précipitation dans un environnement marin loin de l'influence des courants forts et des marées.

2.2.3. Le champ de Debayate-Sud

Le matériel détritique dans le niveau gréseux dans le champ de Debayate-Sud est composé majoritairement du quartz (>97%) et, très localement, de quelques grains de feldspath et muscovite (1% en moyenne). Quelques grains de zircon et tourmaline sont observés dans certains échantillons. Les grains de quartz sont bien triés et moyens en taille entre 160 et 300 μ m. Ils représentent le faciès le plus grossier dans l'ensemble des champs étudiés (Figure III. 11 A, B, et C).

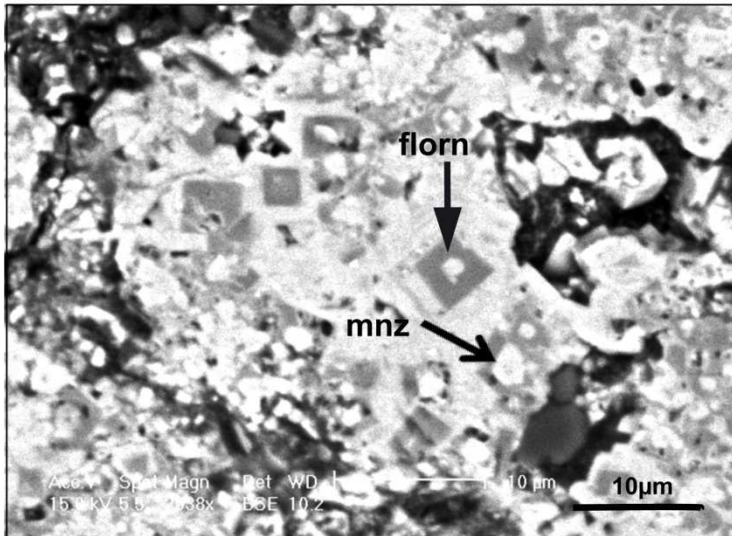


Figure III.10A: Ak 1100, unité B à 2065m (MEB)
Un grain détritique de monazite (mnz) et florencite (florn) est visible.

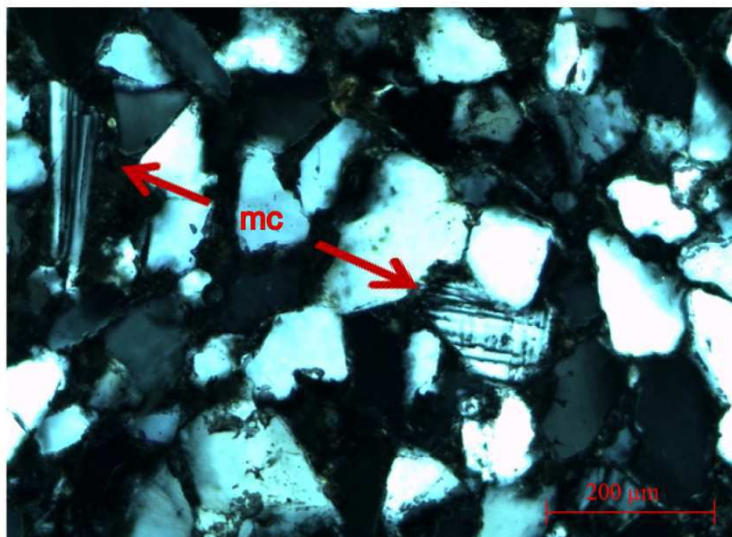


Figure III.10A: Ak1100, unité D à 2313m (lumière transmise)
Dans ce grès, des grains détritiques de feldspath potassique - microcline (mc) - sont observés.

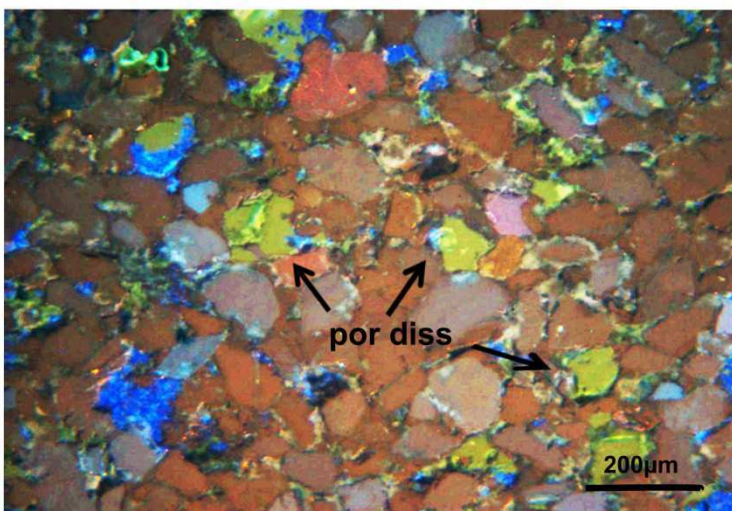


Figure III.10C : Suk 104 à 2965,4m (cathodoluminescence)
De nombreux pores de dissolution sont observés.

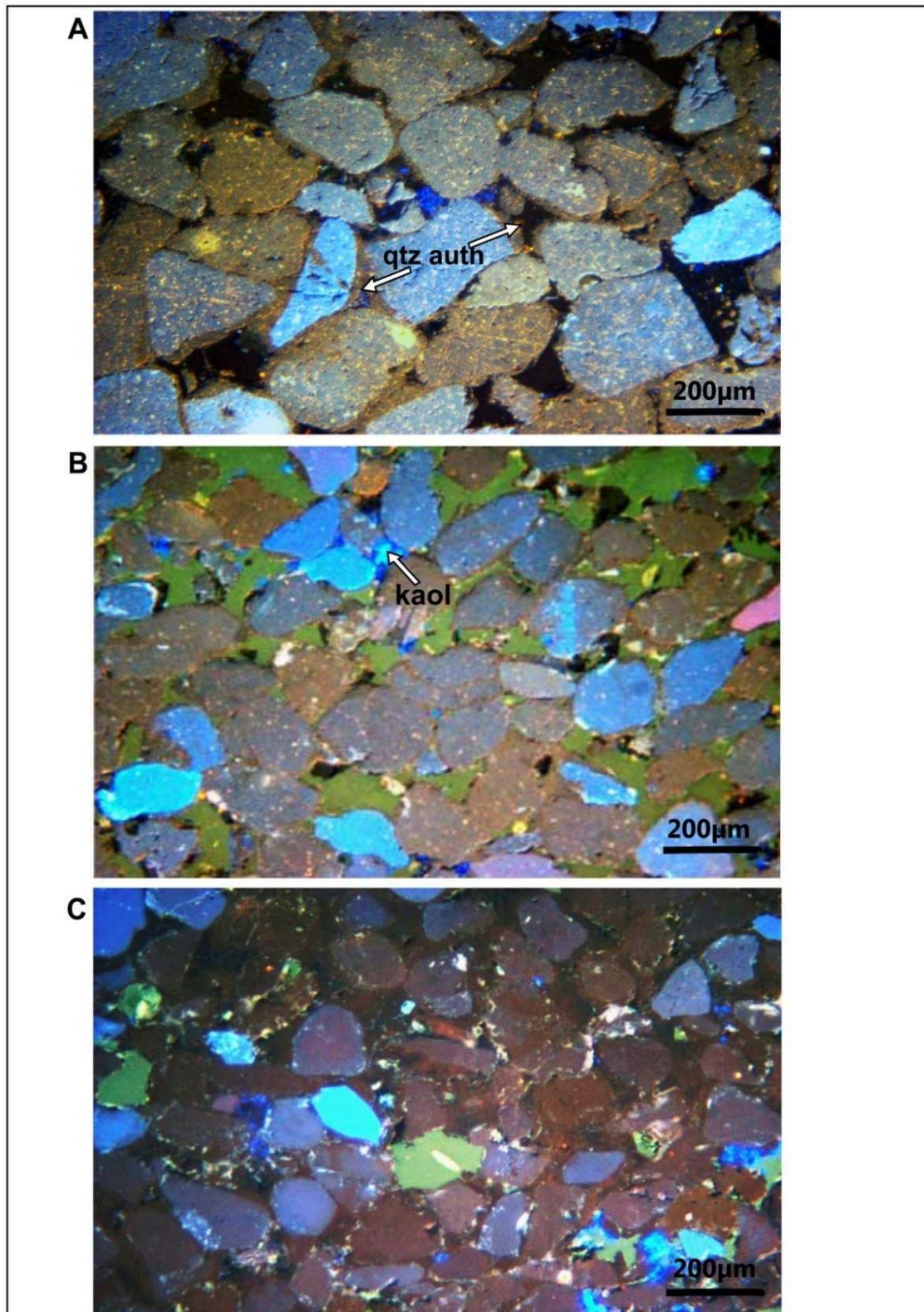


Figure III.11: Granulométrie des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud. Une variation des couleurs de grains détritiques de quartz.

A: Champ de Debayate-Sud, SD1 à 2533,5m, grains moyens à grossiers bien triés, et cimentés par le quartz authigène.

B: Champ de Arak, Ak 20 à 2087,4m, grains moyens bien triés. Un ciment de kaolin est présent.

C: Champ de Sukhneh, Suk104 à 2967m, grains fins, le tri est moyen à bon.

2.3. Diagenèse des réservoirs gréseux carbonifères de la formation de Marqada

2.3.1. Cimentation de quartz :

Des surcroissances de quartz ont eu lieu autour des grains détritiques de quartz dans tous les puits étudiés dans les trois champs (Figure III.12A). En lumière naturelle, la limite entre les grains détritiques et les zones de surcroissance syntaxiale est souvent marquée par des inclusions fluides et/ou des impuretés argileuses. Une seule phase majeure de silicification a été observée en cathodoluminescence, elle est bleue sombre peu luminescente. Dans le champ de Debayate-Sud, le quartz authigène a précipité également dans les microfractures recoupant les grains détritiques (Figure III.12B).

Elle apparaît toujours sous forme d'auréoles fines autour des grains dans les faciès non-compactés, et occupe un volume faible de la porosité intergranulaire (Figure III.12B, C, D et E). L'épaisseur de ces surcroissances varie entre quelques microns et $70\mu\text{m}$ au maximum, avec une moyenne similaire entre les champs de Arak ($16,6 \pm 5\mu\text{m}$) et de Sukhneh ($17,5 \pm 6\mu\text{m}$) (Figure III.12F). Elle est un peu plus importante ($22 \pm 7\mu\text{m}$) dans le champ de Debayate-Sud.

Le rapport entre l'épaisseur des surcroissances et la taille des grains détritiques diffère de 7 à 21%. Il s'agit des auréoles généralement minces autour des grains. Le taux de silicification a été quantifié par analyse d'image (en utilisant JMicroVision.27) sur 46 lames polies sur une superficie de $9,6\text{ mm}^2$ à partir de 4 images pris en grossissement de X10. Il varie entre 1,3 et 12,3% sur l'ensemble des échantillons étudiés. Dans l'unité B, la moyenne est de $3,7 \pm 2\%$ dans le puits Ak20, et $3 \pm 2\%$ dans le puits Ak22. La silicification est un peu plus développée dans le puits Suk104 ($6,9\% \pm 4$). Alors que dans le champ de Debayate-Sud, la silicification est également faible ($4,7\% \pm 2$). Le taux de silicification augmente avec la profondeur (Figure III.13).

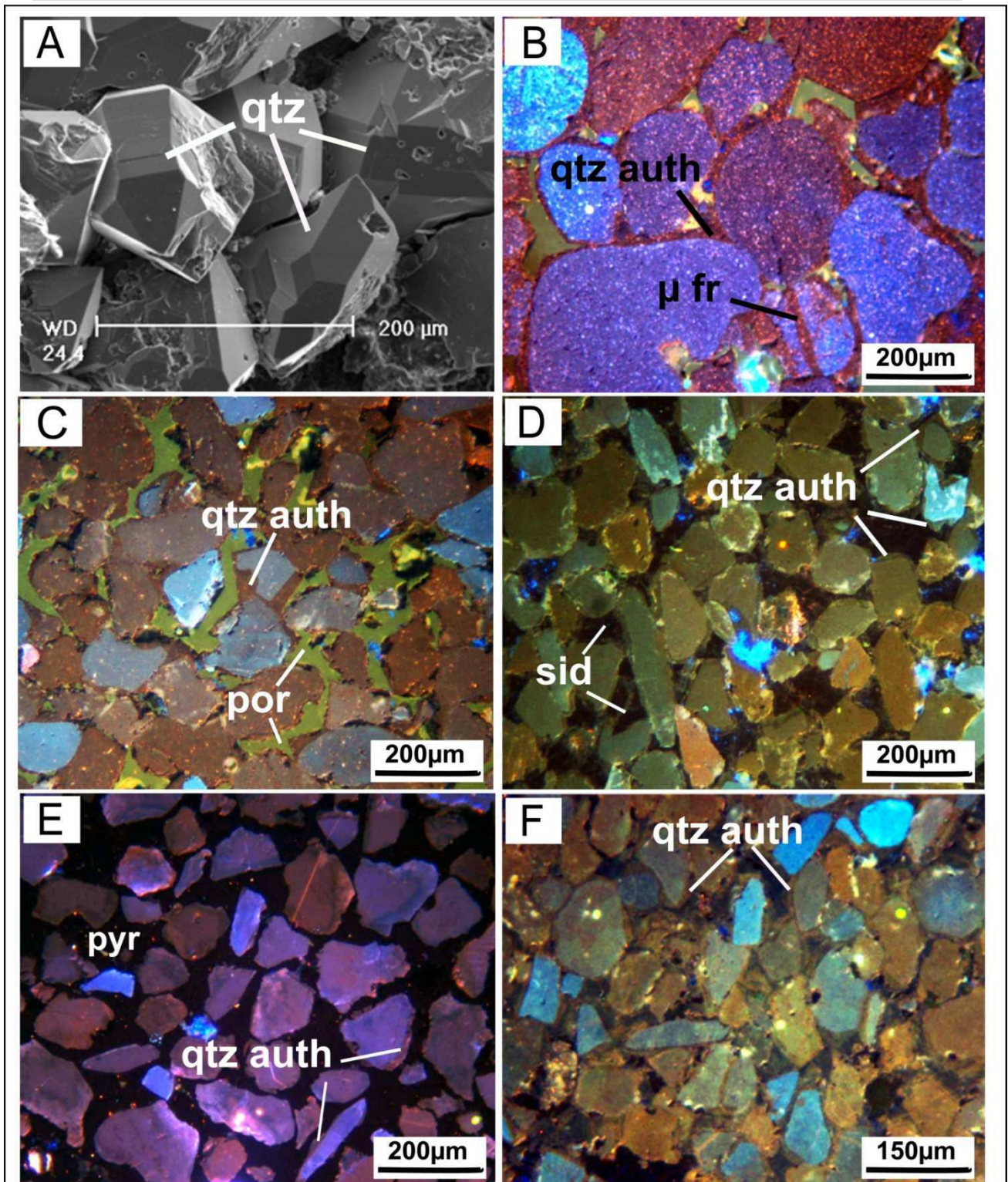


Figure III.12 : Ciment de quartz des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud. (A) SD1 à 2535m (MEB), habitus hexagonal des surcroissances de quartz autour les grains détritiques. (B) SD1 à 2563,5m (CL), ciment de quartz authigène (qtz auth) précipité autour les grains détritiques et dans des microfractures (μ fr). (C) Ak20, unité B à 2087,4m (CL) des auréoles hexagonales complètes. (D) Ak22, unité C à 2120,3m (CL), des auréoles fines de silicification sont entourées par un ciment de sidérite (sid). (E) Ak1100, unité D à 2319,3m (CL), des auréoles de silicification parfois partielles sont englobées par un remplissage postérieur de pyrite. (F) Suk104 à 2963,7m (CL), ciment de quartz authigène dans des grès un peu plus fins.

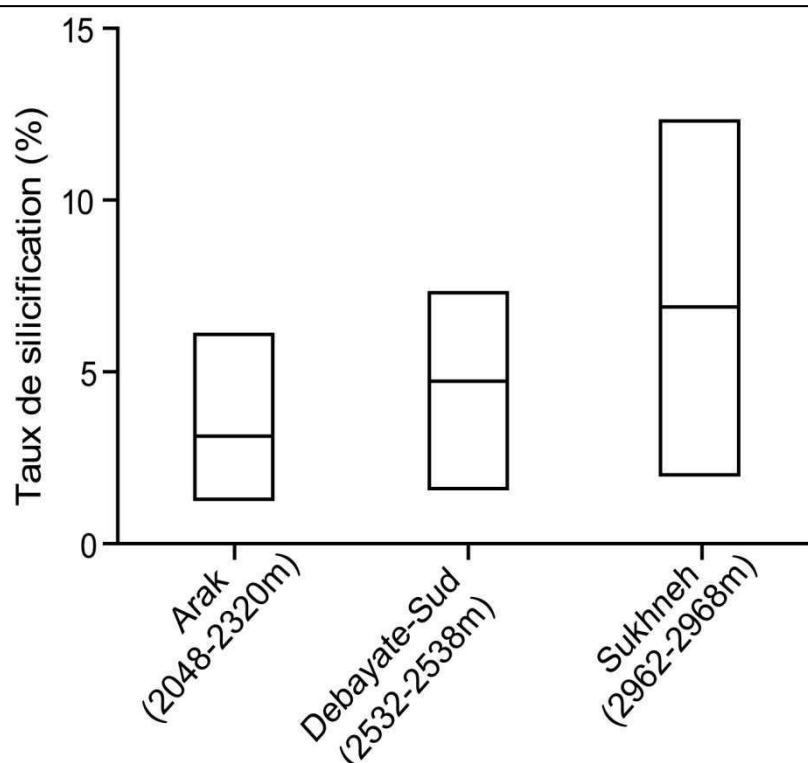


Figure III.13 : Taux de silicification dans les trois champs étudiés du bassin des Palmyrides-Sud. Une augmentation du taux de silicification apparaît avec la profondeur.

2.3.2. Dissolution de grains détritiques de quartz

La compaction chimique opère au contact entre les grains détritiques de quartz et le long des stylolites. Elle est favorisée par la présence de fins tapissages d'argiles autour des grains détritiques de quartz. A partir de l'observation de la forme du contact, il est possible d'estimer la surface du grain ayant été dissoute par la dissolution de quartz (Houseknecht, 1984) en reconstituant la forme initiale du grain détritique. Dans les échantillons étudiés, les grains détritiques de quartz sont souvent arrondis et les contacts entre les grains sont majoritairement de type de contact court et parfois des contacts longs sont présents entre les grains. Cela résulte en très faible volume de quartz dissous dans certains échantillons. Effectivement, la quantification de la dissolution entre les grains détritiques de quartz révèle l'occurrence de moins de 0,8% de quartz dissous dans les grès du champ de Sukhneh, alors que la dissolution de grains détritiques de quartz est extrêmement faible dans les grès des champs de Arak et de Debayate-Sud.

2.3.3. Argiles authigènes

Kaolins

Les cristaux de kaolin observés en CL et au MEB sont de forme pseudo-hexagonale à rhombique en plaquettes et en blocs ordonnés ou peu dispersés. Les cristaux en bloc sont caractéristiques de la dickite (Ehrenberg et al., 1993 ; Beaufort et al., 1998). Cependant, la difficulté d'extraire des échantillons de kaolins purs n'a pas permis de mieux détecter la présence de la dickite par la spectrométrie infrarouge. Le diamètre de cristaux de kaolins est autour quelques microns, alors leur épaisseur selon l'axe *c* va jusqu'au 20µm.

Les kaolins sont présents pratiquement dans tous les puits des trois champs. La quantification visuelle par l'analyse d'images pour tous les échantillons et les analyses de DRX pour certains échantillons montrent une variation en volume. Elle diffère entre une occurrence en traces et jusqu'à un volume de 9% de la roche totale. Deux modes d'expression de kaolins sont reconnus d'après les observations microscopiques dans les échantillons étudiés. Ils précipitent dans les pores intergranulaires et dans les pores de dissolution de feldspaths potassiques (Figure III.14A, B, C et D). Une corrosion des auréoles de silicification par la phase de kaolins a été constatée (Figure III.14C).

Dans le puits Ak1100, des traces de kaolin sont présentes dans l'unité B, alors qu'un volume de 1% de kaolin a été quantifié dans l'unité D. Dans le puits Ak22, le volume de kaolin varie entre de moins de 1% dans l'unité C à 9% dans l'unité B. Dans le puits Ak20, le volume de kaolin dans l'unité B augmente de quelques cristaux dans les grès les plus profonds (2087m) jusqu'à 6% en haut (2083,7m).

Dans le champ de Debayate-Sud, les kaolins précipitent en remplissage partiel des pores de dissolution avec un volume relativement faible entre 2 et 4%, et dans le champ de Sukhneh entre 2 et 5% en remplissage partiel des pores de dissolution et des pores intergranulaires (Figure III.14E et F).

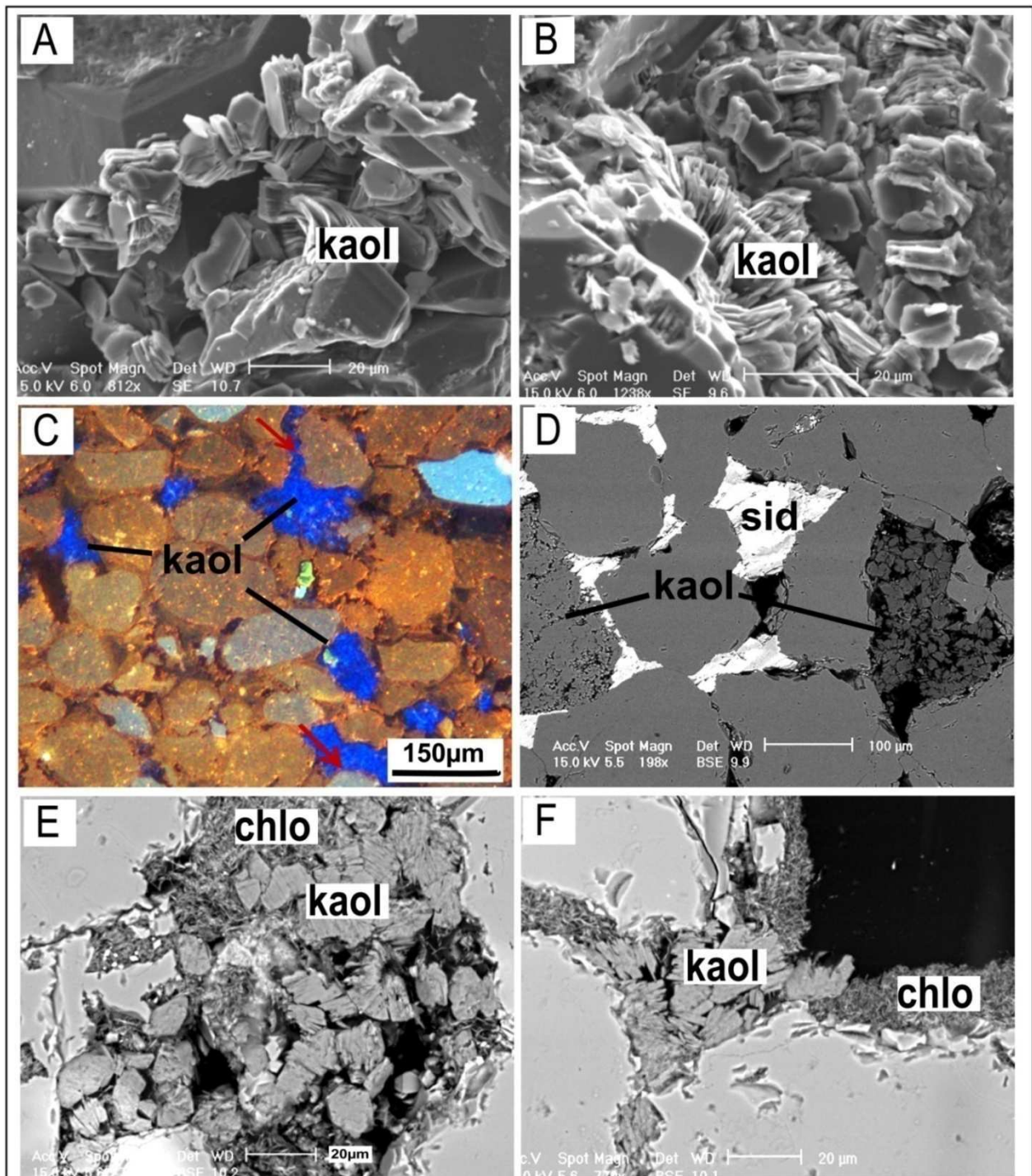


Figure III.14: (A) Ak20, unité B à 2083m (MEB), cristaux de kaolin précipités dans les pores intergranulaires, postérieurs à lasilicification. (B) Ak22, unité B à 2049 (MEB), cristaux de kaolin s'organisent en bloc (accordéons). (C) Suk104 à 2964,5m (CL), les kaolins en remplissage partiel ou total des pores intergranulaires et des pores de dissolution. Une corrosion des auréoles de la silicification par les cristaux de kaolins (flèches rouges). (D) Ak20, unité B à 2087m (MEB), kaolins dans les pores intergranulaires et les pores de dissolution. Ciment de sidérite (sid) postérieure aux kaolins. (E) Suk104 à 2968m (MEB), kaolins et chlorite en remplissage dans un pore intergranulaire. (F) Suk104 à 2968m (MEB), kaolins dans un intergranulaire, et chlorite postérieure enrobant les pores de dissolution.

Chlorite

La chlorite a été détectée par l'analyse de DRX dans la quasi-totalité des échantillons des trois champs. La quantité de la chlorite varie entre des traces (dans l'unité B des puits Ak 1100, Ak 22, et Ak 20) et jusqu'à 17% de la roche totale dans les grès du champ de Sukhneh. L'unité D du puits Ak 1100 représente également une quantité importante de chlorite jusqu'à 13% (dans l'échantillon 2319,5m). Les observations des lames minces et des fragments de roche au MEB ont permis d'observer la présence de chlorite dans l'unité B (puits Ak 22) et l'unité D (puits Ak 1100) et les grès du champ de Sukhneh. Les cristaux de chlorite sont formés dans les pores de dissolution de feldspaths potassiques et les pores intergranulaires en association avec les kaolins et après la silicification et (Figure III.14E et F et III.15A et B).

Illite

L'illite a été détectée en très faibles quantités par les analyses de DRX dans tous les échantillons étudiés. Elle représente 0,5% (en moyenne) de la roche totale pour presque la totalité des grès. Cette illite est d'origine diagénétique. Elle a été observée au MEB uniquement dans les grès du champ de Sukhneh où l'argilosité est plus élevée que dans les autres champs et l'illite représente alors d'environ 1% de la roche totale. Les cristaux d'illite sont de forme fibreuse et lamellaire dans les pores intergranulaires postérieure à la silicification (Figure III.15C). Ils sont aussi développés en remplacement des plaquettes de muscovite détritique (Figure III.15D). Elle est également précipitée dans les pores de dissolution (Figure III.15E) et associée aux kaolins et chlorite dans les pores de dissolution et les pores intergranulaires (Figure III.15F).

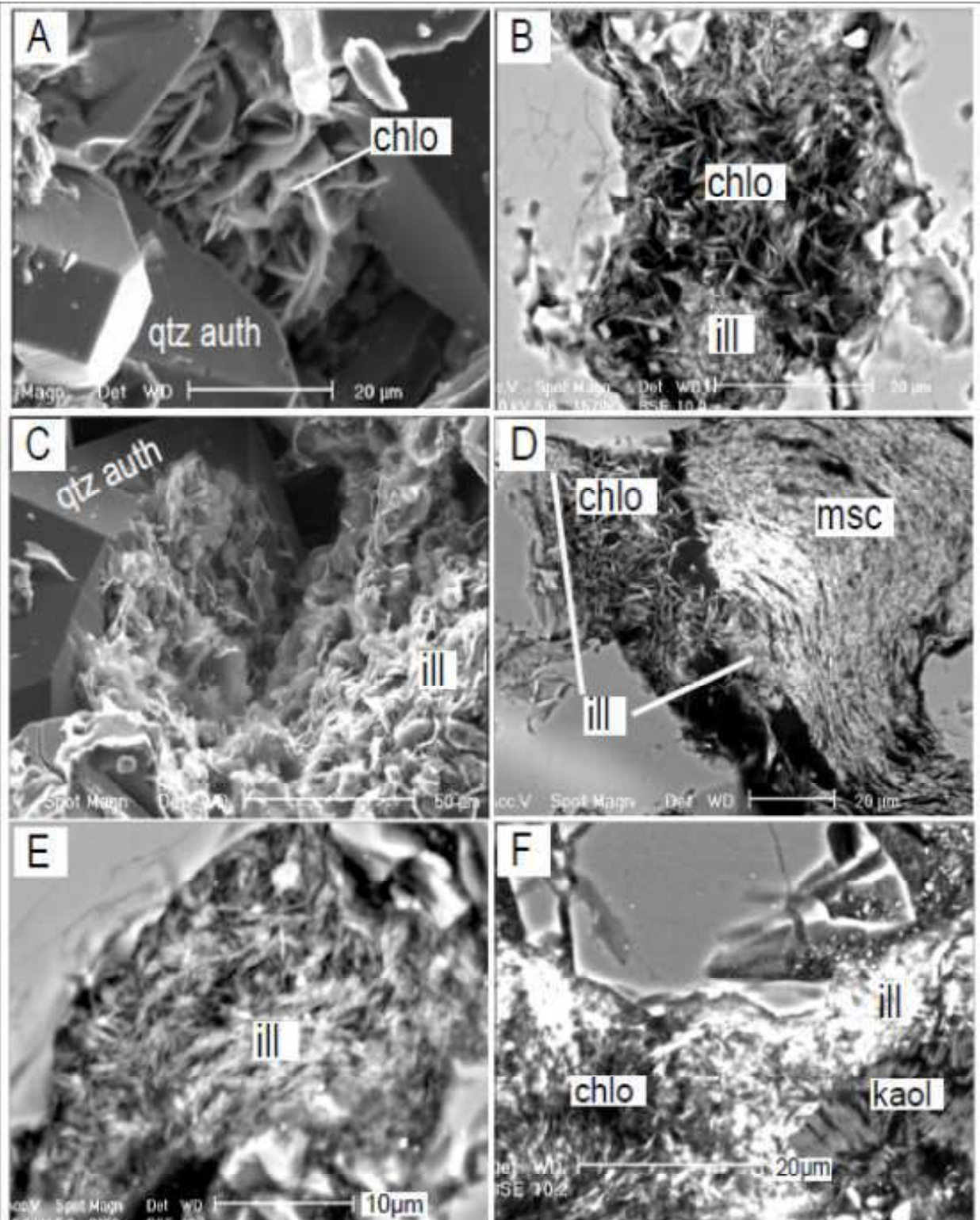


Figure III.15: (A) Ak22, unité B à 2049m (MEB), cristaux de chlorite précipités dans les pores intergranulaires, postérieurs à la silicification. (B) Suk104 à 2968m (MEB), cristaux de chlorite en association avec l'illite dans un pore intergranulaire. (C) Ak22, unité B à 2049m (MEB), cristaux de chlorite sur un quartz authigène. Des traces d'illite sont détectées par l'analyse au MEB. (D) Suk104 à 2968m (MEB), cristaux de chlorite et très peu d'illite en association avec des lamelles de muscovite détritiques (msc). (E) Suk104 à 2968m (MEB), illite en remplissage d'un pore intergranulaire. (F) Ak1100, unité D à 2313m (MEB), association des kaolins, de chlorite et d'illite authigènes dans les pores intergranulaires.

Smectite

Des traces de smectite ont été détectées par DRX dans certains échantillons. Cependant, les observations microscopiques n'ont pas permis de distinguer la présence de ce type d'argile visuellement.

2.3.4. Variation spatiale de répartition des argiles

De manière générale, la teneur en argiles diffère entre les trois champs (Figure III.16). Elle est plus importante dans le champ de Sukhneh, allant jusqu'au 20% de la roche totale.

Dans les grès du champ de Debayate-Sud, les argiles sont présentes en quantité variant entre des traces dans certains échantillons et jusqu'à 9%.

Dans l'unité B du champ de Arak, l'argilosité est faible, comme dans le champ de Debayate-Sud, elle varie entre 1 et 9% pour une moyenne inférieure à 4%. De façon similaire, l'argilosité dans l'unité C et l'unité D de ce champ demeure relativement faible pour une moyenne de 5%.

La proportion des cortèges argileux dans chaque échantillon a été déterminée par Diffraction des Rayons X (DRX) sur la fraction argileuse <2 μ m. Pour chaque échantillon, trois diagrammes de diffraction ont été produits (normal, éthylène-glycol, chauffé).

Pour le champ de Arak, une étude précédente (Al Qadi, 2010) montre que la proportion des minéraux argileux dans l'unité B dans le champ de Arak est 48-53% de kaolinite, 40-47% de chlorite, et 3-7% d'illite.

Par conséquent, les cortèges argileux dans l'unité B sont dominés par la kaolinite (42,3-92%). La chlorite est présente en quantité significative dans cette unité alors que l'illite est présente en traces. Dans l'unité C du puits AK22, la kaolinite est aussi dominante dans le cortège argileux. Cependant, l'illite est présente en quantité plus importante que le chlorite, et elle présente dans cette unité une proportion du cortège argileux plus élevée que dans les autres unités et les autres champs.

Dans l'unité D du puits AK1100, la chlorite est dominante dans le cortège argileux. Les kaolins sont également présents en quantité importante alors que l'illite a été détectée en quantité faible comme dans l'unité B.

Dans le champ de Debayate-Sud, les proportions des cortèges argileux ressemblent à celles observées dans l'unité D du puits AK1100 (Chlorite, kaolinite et puis traces d'illite).

Dans le champ de Sukhneh, la kaolinite est présente en quantité importante et quasiment égale à celle de la chlorite. Un faible pourcentage d'illite (10%) a été détecté.

En résumé, les kaolins et chlorite sont les phases dominantes du cortège argileux dans l'ensemble de trois champs de Arak, Debayate-Sud, et Sukhneh, ce qui témoigne d'une acidité de paléofluides durant cette phase de diagenèse. L'illite est présente en faible quantité sauf dans l'unité C du champ de Arak.

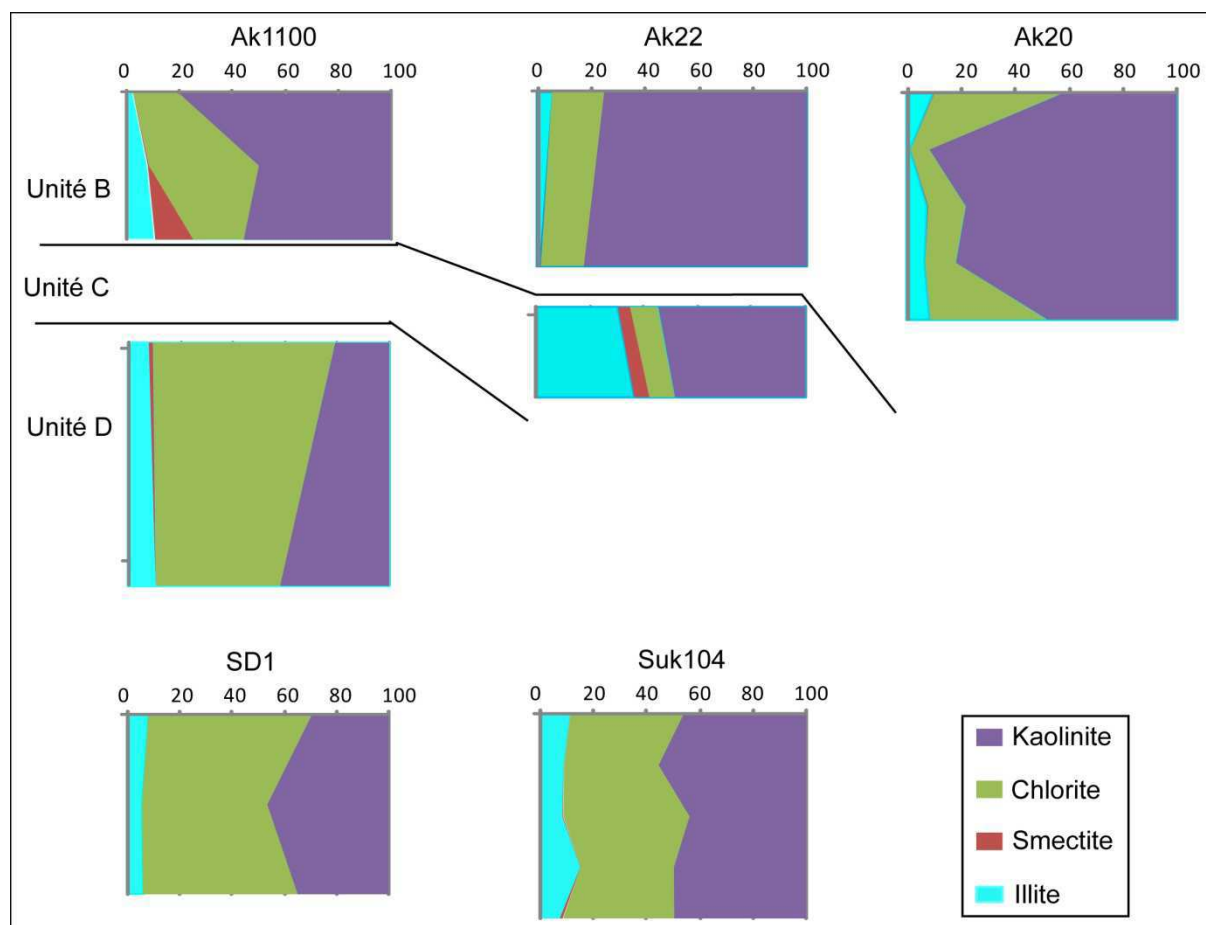


Figure III.16 : Composition de la fraction argileuse dans les cinq puits étudiés.

2.3.5. Carbonates

Une cimentation de carbonates (sidérite magnésienne (Sidérite-Mg) et ankérite) a eu lieu uniquement dans le champ de Arak dans tous les niveaux gréseux étudiés (les unités B, C et D). Les carbonates observés dans l'unité B dans les puits Ak20 et Ak1100, et l'unité C (puits Ak22) et l'unité D (puits Ak1100) sont composés de sidérite magnésienne (Fe : 63,02, Mg : 33,98, Ca : 0,53 et Mn : 2,72), d'après l'analyse semi-quantitative au MEB (Figure III.17).

Trois phases de composition différente sont observées (Fe : 53,2, Mg : 43,57, Ca : 0,75 et Mn : 2,7), (Fe : 62,75, Mg : 34,53, Ca : 0,48 et Mn : 2,43) et (Fe : 70,73, Mg : 26, Ca : 0,44 et Mn : 3,12) (Figure III.18A et B). Le ciment de carbonate précipite après la silification sous forme de cristaux poecilitiques englobant plusieurs grains de quartz (Figure III.19 A, B, C, D, E et F). Une corrosion des auréoles de quartz a parfois eu lieu par le ciment des carbonates (Figure III.19 A et B), ce qui témoigne d'une précipitation postérieure à la silification. Ces cristaux forment ensemble des nodules plurimillimétriques. L'observation des lames minces au MEB révèle une zonalité irrégulière (patch-like) dans ce ciment.

Le volume de ce ciment dans l'unité B (puits Ak1100 et Ak20) et l'unité D (puits Ak1100) est relativement faible entre 1 et 2%, il atteint localement 7% (Ak20 : à 2087,4m). Dans l'unité C du puits Ak22, la cimentation en sidérite sous forme de nodule occupe un volume important entre 18,8 et 22% (Figure III.19C).

Dans l'unité B dans le puits Ak22, les carbonates sont de l'ankérite (Ca : 57,66, Mg : 30,69, Fe : 9,6, et Mn : 0) (Figure III.18B) pour la majorité des carbonates analysés sauf deux qui montrent un enrichissement en Mn à 13,6 et 15). Le volume de l'ankérite dans cette unité est généralement faible entre 1 et 2%, cependant, il atteint localement 10% à 2049m.

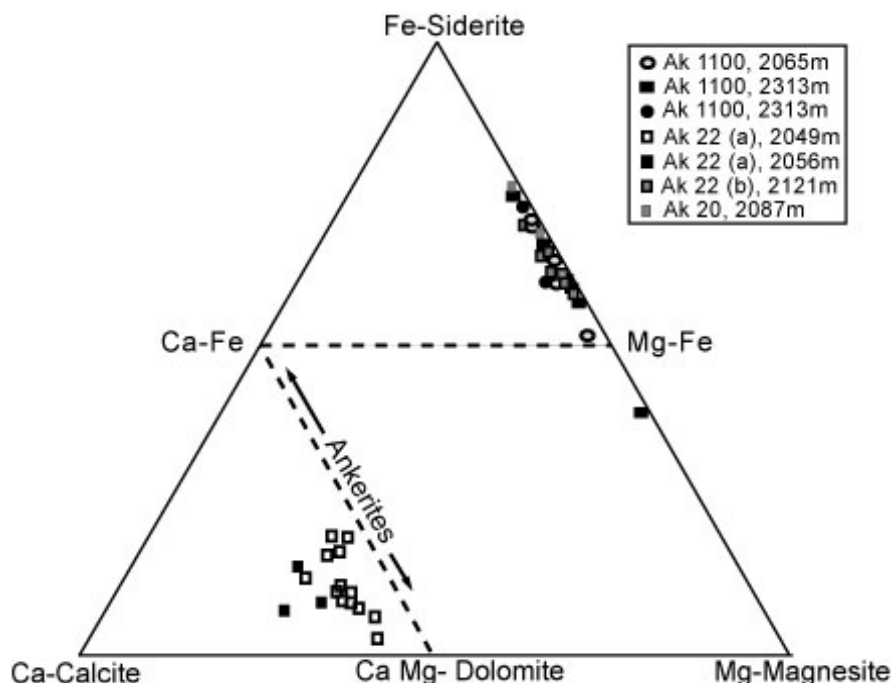
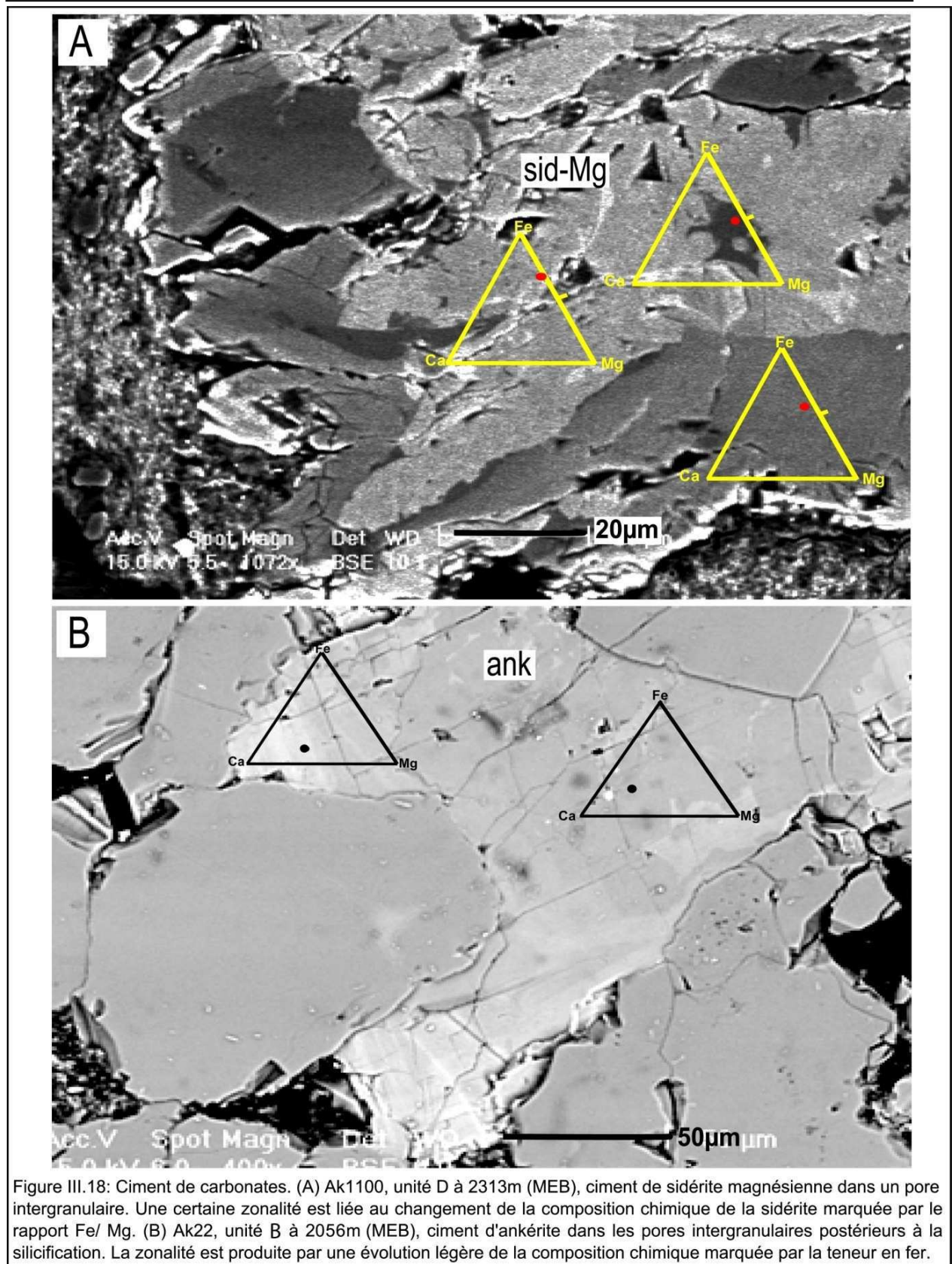


Figure III.17 : Composition des ciments de carbonates dans le champ de Arak.

Dans le champ de Sukhneh, une occurrence rare, quelques cristaux par lame mince, de la sidérite riche en Mg (sid-Mg) a eu lieu localement dans certains échantillons (2962,7, 2963,7, 2965,4 et 2966,7m). Cette sidérite s'exprime sous forme de petits rhomboédres (dimension de 50µm en moyenne). Un volume de 0,1% a été estimé pour cette cimentation de sidérite magnésienne qui est postérieure à la silicification.

Dans le champ de Debayate-Sud, une seule lame mince (2532m) a montré la présence de quelques petits rhomboédres de sidérite magnésienne. Ces cristaux de sidérite ne représentent alors qu'un volume inférieur à 0,1% de la roche. Ils ont précipité postérieurement aux auréoles de la silicification.



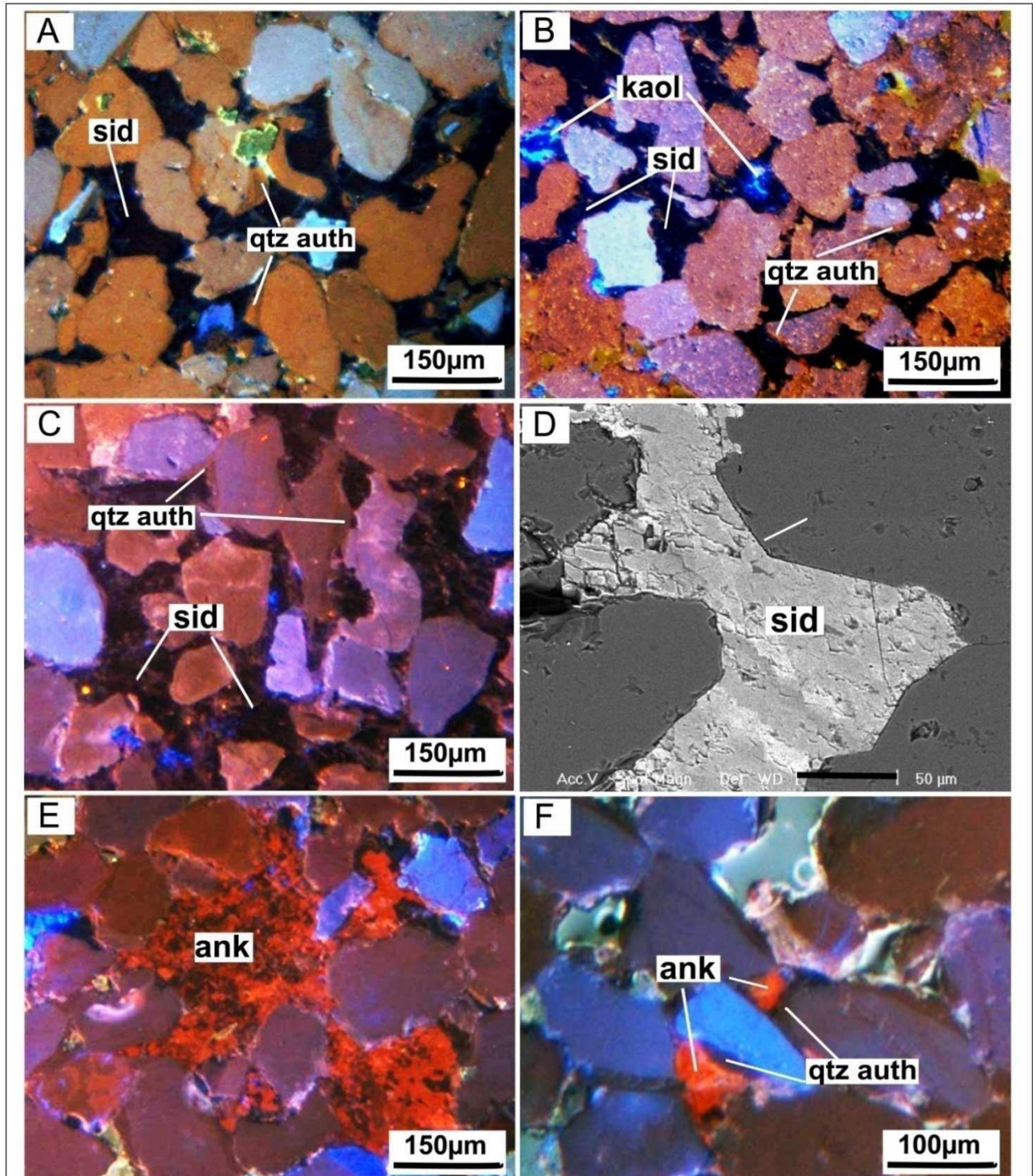


Figure III.19 : (A) Ak20, unité B à 2087m (CL), des cristaux de sidérite magnésienne englobent les grains de qtz après la silicification. (B) AK20, unité B à 2086,9 (CL), ciment de sidérite magnésienne postérieur à la silicification et aux kaolins. Les auréoles de silicification sont corrodées par la sidérite. (C) Ak22, unité C à 2121m (CL), le ciment de sidérite magnésienne dans cette unité occupe un volume important (jusqu'au 22%) de la porosité intergranulaire. (D) Ak1100, unité B à 2065m (MEB), ciment de sidérite en remplissage des pores intergranulaires. (E) Ak22, unité B à 2051,9m (CL), ciment d'ankérite dans les pores intergranulaires. (F) Ak22, unité B à 2049,2m (CL), cristaux d'ankérite postérieurs à la silicification.

2.3.5. Sulfates

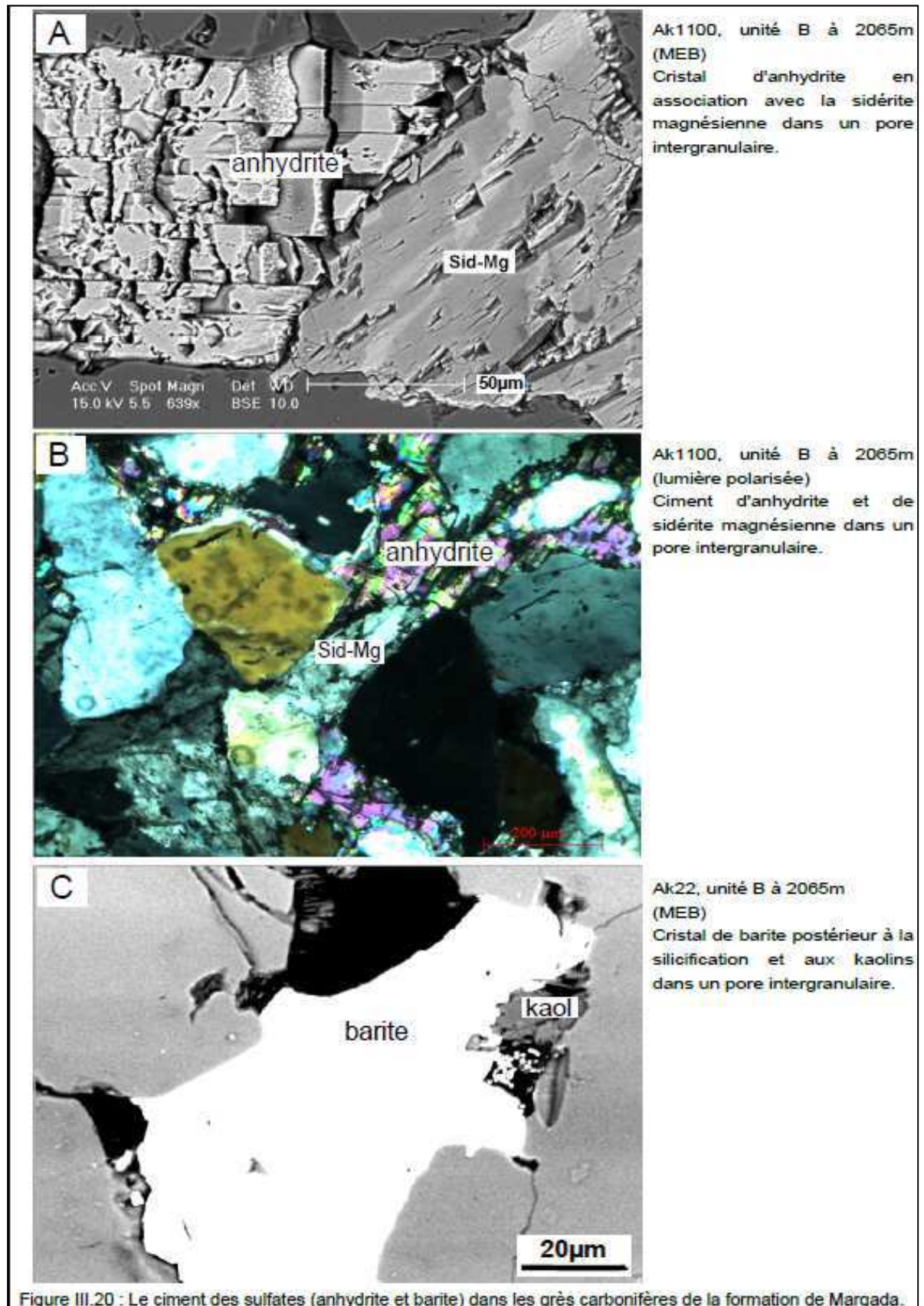
L'anhydrite (CaSO_4) est observée uniquement dans le champ de Arak. Dans l'unité B (puits Ak20, Ak22 et Ak1100) et l'unité C (puits Ak22). Par contre, aucune trace d'anhydrite n'a été détectée dans l'unité D dans le puits Ak1100. D'après l'observation au MEB sur des lames minces, la précipitation de cette anhydrite est postérieure à la silicification et en association avec la cimentation de sidérite-Mg et d'ankérite dans les pores intergranulaires (Figure III.20A et B). Le ciment d'anhydrite apparaît sous forme de cristaux sparitiques de taille ($150\mu\text{m}$ en moyenne) moins importante que celle des cristaux de carbonate. Le volume du ciment en anhydrite reste faible à l'échelle du réservoir, il est entre 0,05 (l'équivalent de 2-3 cristaux par lame mince) et 0,2%.

La barite (BaSO_4) forme des cristaux parfois sparitiques dans les pores intergranulaires après la silicification et la précipitation des kaolins (Figure III.20C).

2.3.6. Pyrite

La pyrite authigène est présente en faible quantité dans les niveaux gréseux de la formation de Marqada. Dans l'unité B du champ de Arak (les puits : Ak22 et Ak1100), la pyrite framboïdale apparaît sous forme de quelques cristaux au niveau des stylolites. Elle est observée dans les pores intergranulaires postérieurement à la silicification. Cette pyrite a donc précipité plus tardivement durant l'histoire diagénétique (Figure III.21A , B et C). Les grès de l'unité B dans le puits Ak20 et dans l'unité C dans le puits Ak22 ne montrent aucun indice de la présence de la pyrite. Dans l'unité D du puits Ak1100, des assemblages de pyrite sous forme nodulaire englobent les grains détritiques de quartz. Les nodules de pyrite sont arrondis et de taille millimétrique (Figure III.21C).

Dans le champ de Debayate-Sud, des nodules de pyrite de taille millimétrique sont observés englobant les grains détritiques de quartz. De plus, des cristaux de pyrite de forme cubique et en nodules sont observés dans les pores intergranulaires après la silicification et autour des grains détritiques de muscovite (Figure III.21D et E).



2.3.7. Stylolitisation

Les stylolites sont observés sur les carottes et sur les lames minces. Ces stylolites sont horizontaux d'après l'observation des carottes. Les stylolites sont pour leur part formés au niveau de lamines argileuses ou argilomicacées considérées comme précurseurs (Al Aboud, 2003 ; Walderhaug et Bjørkum, 2003 ; Walderhaug et al., 2006). Ils sont généralement formés au niveau de fins drapages argileux intercalés dans les grès. Ils sont alors composés de résidus insolubles et de minéraux micacés. Une précipitation authigène d'illite, pyrite, et des oxydes de fer est généralement associée aux stylolites notamment dans l'unité B du champ de Arak. Un remplissage de matière organique est également possible (Figure III.21F).

2.3.8. Dissolution des feldspaths détritiques

Des pores de dissolution des feldspaths détritiques, de taille équivalente aux grains détritiques voisins de quartz ont été observés dans l'ensemble des grès étudiés. Ils témoignent d'une dissolution totale des feldspaths notamment dans l'unité B. Les surcroissances de quartz s'arrêtent autour des pores, indiquant une précipitation de quartz authigène antérieure à la dissolution (Figure III.10C). Dans certains pores de dissolution, aucun remplissage n'a eu lieu, permettant d'améliorer le volume de la porosité totale de grès. Néanmoins, un remplissage partiel dans d'autres pores par des kaolins est parfois observé dans les grès de l'unité B. Aucun grain de feldspath n'a été observé. Dans l'unité D, les grès contiennent des pores de dissolution semblables à ceux observés dans l'unité B, mais également des grains de feldspaths.

Dans les grès de Sukhneh, un remplissage partiel et parfois total par des kaolins associés à la chlorite et en plus faible quantité d'illite a eu lieu dans les pores de dissolution (Figure III.14C). Des grains de feldspath ont été localement observés dans ces grès.

De façon similaire, les grès du champ de Debayate-Sud montrent également la présence de pores de dissolution de feldspaths qui sont partiellement ou totalement remplis par des kaolins. Des grains de feldspaths détritiques non-dissous ont été rarement observés.

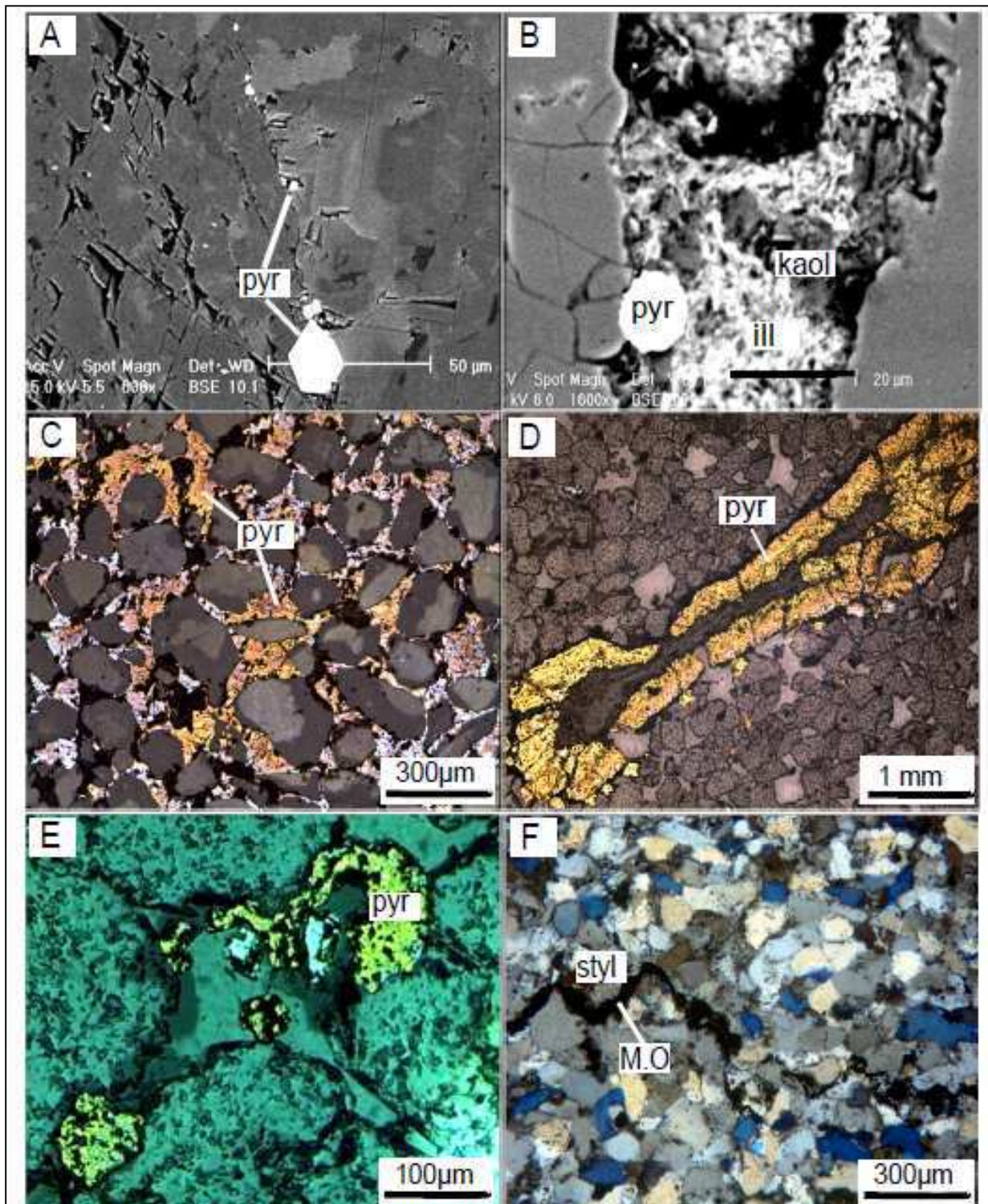


Figure III.21: (A) Ak1100, unité B à 2065m (MEB), cristaux de pyrite entre deux cristaux de sidérite magnésienne. (B) Suk104 à 2962m (MEB), pyrite framboïdale englobée par des kaolins et d'illite dans un pore de dissolution. (C) Ak1100, unité D à 2319m (lumière réfléchie), pyrite nodulaire englobant des grains de quartz non-compactés et partiellement silicifiés (CL). (D) SD1 à 2537m (lumière réfléchie), pyrite plurimillimétrique précipitée autour des lamelles de muscovite détritique. (E) SD1 à 2537m (lumière réfléchie), pyrite dans les pores intergranulaires postérieure à la silicification. (F) Suk104 à 2964m (CL), microstylolite rempli par la matière organique.

2.3.9. Bitumes

Un remplissage des pores intergranulaires et des microfractures par des bitumes a été observé dans les grès de la formation de Marqada. D'après les observations microscopiques, ces traces de bitumes sont postérieures à la silicification et à la fracturation.

2.3.10. Paragenèse

Les relations texturales entre les minéraux diagénétiques ont été déterminées d'après les observations microscopiques afin d'établir une chronologie relative des événements et minéraux diagénétiques (Figure III.22). La paragenèse des phénomènes diagénétiques permet de mettre les résultats d'inclusions fluides et les isotopes du carbone et de l'oxygène dans un cadre chronologique et de mieux contraindre l'évolution, et la température des paléofluides qui sont à l'origine des minéraux authigènes.

La silicification est un processus omniprésent dans tous les échantillons provenant des trois champs étudiés du bassin des Palmyrides-Sud. Elle montre des relations texturales avec presque la totalité des minéraux et les phénomènes diagénétiques, et elle constitue alors un indice important de la paragenèse.

D'après les observations microscopiques (lumière transmise, polarisée, réfléchie, en cathodoluminescence, et au MEB), la silicification est la première phase diagénétique dans les réservoirs gréseux de la formation de Marqada. Plusieurs minéraux et phénomènes diagénétiques postérieurs à la silicification ont été distingués :

- Pyrite nodulaire dans les pores intergranulaires et près de stylolites
- Dissolution des feldspaths détritiques où les auréoles de la silicification s'arrêtent aux bords de ces pores indiquant une dissolution finale postérieure à la silicification.
- Précipitation des kaolins dans les pores de dissolution et les pores intergranulaires en association avec la chlorite et des traces d'illite localement dans le champ de Sukhneh. Les auréoles de silicification sont corrodées par les kaolins.
- Cimentation de sidérite riche en magnésium et de dolomite englobant les kaolins
- Cimentation d'anhydrite dans les pores intergranulaires après la silicification. Cependant, la relation texturale entre les carbonates et l'anhydrite, qui n'est pas assez fréquente, ne permet pas de déterminer la chronologie entre ces deux minéraux.
- Néof ormation de baryte.

Aucune indication pétrographique ne permet de mettre en évidence l'âge ou le temps relatif de mise en place du gaz dans les réservoirs étudiés. Cependant, la source probable du gaz était à partir de roches-mères dans d'autres formations plus profondes.

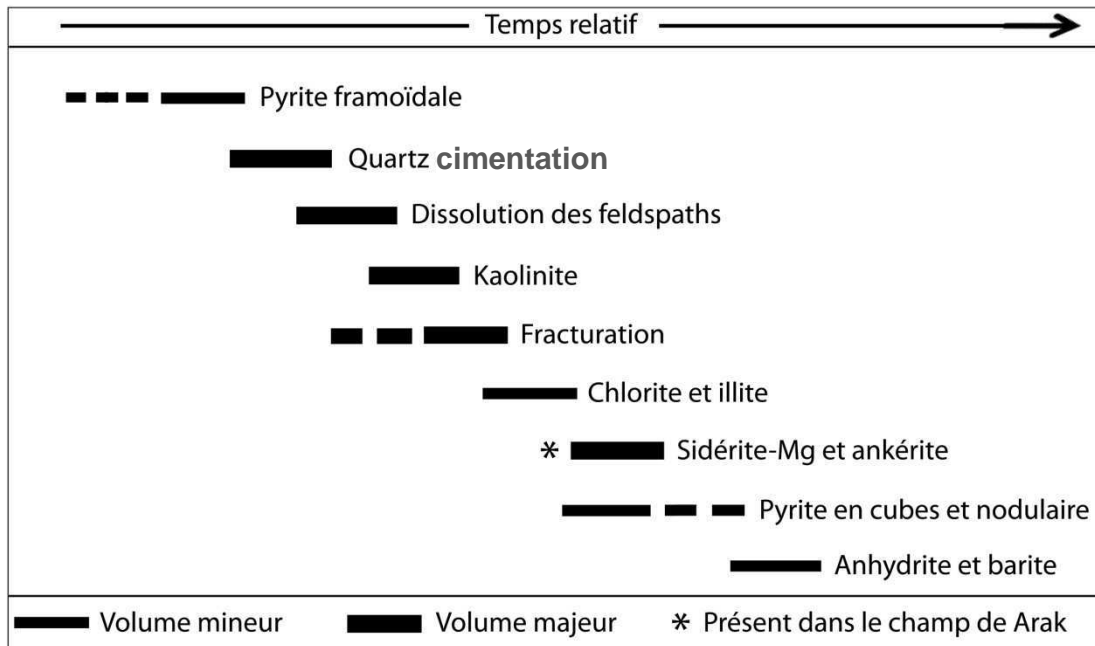


Figure III.22 : Tableau des associations paragenétiques des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud.

2.4. Microthermométrie des inclusions fluides

Afin de reconstruire l'histoire thermique du bassin durant les phases diagénétiques, les inclusions aqueuses biphasées ont été utilisées pour déterminer les températures de formation des ciments.

Des mesures microthermométriques ont été effectuées sur des inclusions aqueuses biphasées (liquide et vapeur) piégées dans les ciments de quartz (Figure III.23A, B et C), d'ankérite (Figure III.23D), de sidérite-Mg (Figure III.23E) et d'anhydrite (Figure III.23F). Ces mesures ont été réalisées sur des petits fragments de 2 à 5mm extraits à partir de lames minces (d'épaisseur de 30 μ m) provenant d'échantillons du puits Ak1100 (2065,1, 2313m), du puits Ak22 (2048,1, 2055, 2121m), du puits Ak20 (2084, 2086,2m), du puits SD1 (2532,5, 2535,8, 2536,5, 2537,5m), et du puits Suk104 (2967,35m).

La température d'homogénéisation (T_h) et la température de la dernière fusion de la glace (T_f) sont mesurées. Seules les températures reproductibles avec précision $\pm 0,1^\circ\text{C}$ ont été prises en compte. Un sommaire des caractéristiques pétrographiques des inclusions fluides (IF) étudiées et des résultats microthermométriques est présenté dans le tableau III.2.

L'homogénéisation dans les IF de petite taille ($<4\mu\text{m}$) dont la morphologie est irrégulière a été parfois difficile à observer. Le principe des cycles (Roedder, 1984) a été donc appliqué afin de s'assurer l'homogénéisation et de pouvoir déterminer la T_h exacte. Lorsque l'homogénéisation semble atteinte, il faut refroidir l'IF et observer ensuite son comportement : si l'homogénéisation a bien été atteinte, la bulle de vapeur réapparaît brusquement à une température de 50-70 $^\circ\text{C}$ à la température d'une homogénéisation prévue entre 120 and 140 $^\circ\text{C}$ (Kruger, 2007). En revanche, si l'homogénéisation n'a pas encore été atteinte, la bulle de vapeur réapparaît rapidement lors du refroidissement. La succession de ces cycles a donc été effectuée pour déterminer les températures d'homogénéisation.

Les valeurs mesurées de T_h et T_f ont été corrigées par calibration de la platine microthermométrique avec des inclusions standards de H_2O pure, $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, et $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$.

2.4.1. Quartz authigène

Un groupe d'inclusions fluides biphasées (N=119) a été mesuré dans les auréoles de silicification, les inclusions ont été différenciées selon leur localisation : à la limite entre le

grain détritique et sa surcroissance, dans les surcroissances, et dans des microfractures recoupant les grains détritiques.

A la limite entre les grains détritiques et les surcroissances, les IF homogénéisent entre 93 et 175°C avec une moyenne de 137°C dans l'unité B du champ de Arak. La moyenne de Tf est de -6,5°C dans le puits Ak20, -7,5°C dans le puits Ak22, et -23,5°C dans le puits Ak1100. Dans l'unité D du champ de Arak, les Th varient entre 109 et 136°C avec une moyenne de 124°C (Tf : -4,4 et -9,4°C). Deux valeurs de Th ont été mesurées dans l'unité C du champ de Arak autour de deux grains différents. Elles sont de 102 à 165°C. Dans le champ de Debayate-Sud, les Th sont comprises entre 91 et 156°C avec une moyenne de 124°C (Tf : -7,5 et -13,3°C). Dans le champ de Sukhneh, une seule inclusion a été homogénéisée à 125°C (Figure III.24).

Au sein des surcroissances, les Th varient entre 107 et 175°C avec une moyenne de 143°C dans le champ de Arak (Tf : -1,5 et -2,6°C), 113 et 180°C avec une moyenne de 133°C dans le champ de Debayate-Sud (Tf : de -25 à -6°C, -14°C en moyenne), et 111 et 150°C avec une moyenne de 125°C dans le champ de Sukhneh (Tf : -16,8°C) (Figure III.24).

Dans le champ de Debayate-Sud, 2 inclusions biphasées secondaires ont été mesurées dans une microfracture. Elles homogénéisent à 160 et 165°C. Aucune température de dernière fusion de la glace n'a pas pu être mesurée (Figure III.24).

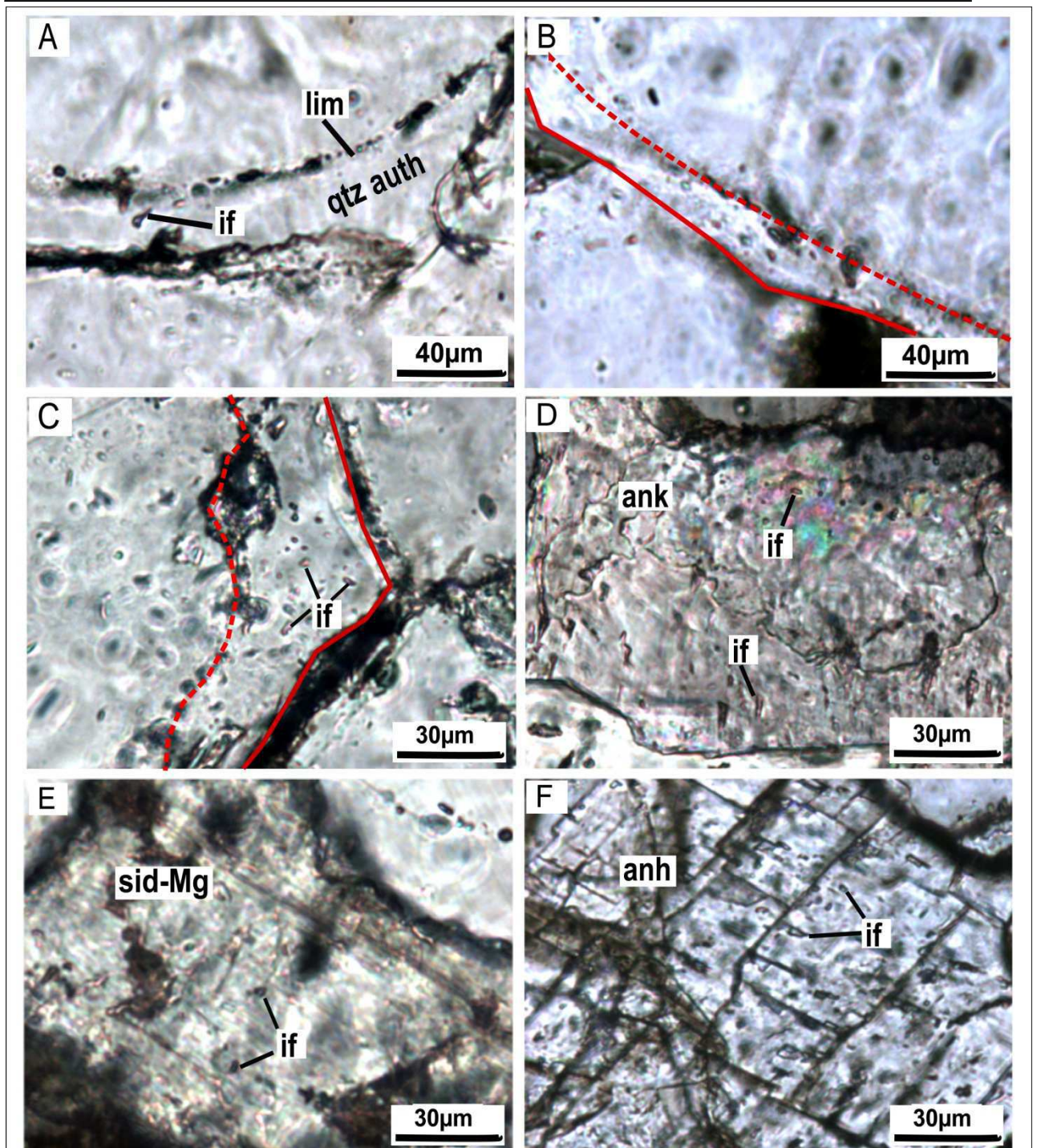


Figure III.23: Photomicrographies des inclusions fluides aqueuses biphasées. (A) SD1 à 2536,5m (LN), inclusions fluides aqueuses biphasées (if) à la limite entre le grain détritique de quartz et le quartz authigène (qtz auth) et au sein des surcroissances. (B) Ak22 à 2121m (LN), IF dans une zone de surcroissance de quartz. Sa limite avec le grain détritique est marquée par la ligne pointillée et sa bordure par la ligne rouge. (C) SD1 à 2535,8m (LN), IF dans une zone de surcroissance de quartz. Sa limite avec le grain détritique est marquée par la ligne pointillée et sa bordure par la ligne rouge. (D) Ak22 à 2048m (LN), IF dans le ciment d'ankérite (ank). (E) Ak20 à 2086,2m (LN), IF dans le ciment de sidérite-Mg (sid-Mg). (F) Ak22 à 2055m (LN), IF dans le ciment d'anhydrite (anh).

Puits/ Unité	Profondeur (m)	Localisation/ N grains	N IF	Surface (μm) G (moy)	Forme	Th ($^{\circ}\text{C}$) g (moy)	Tf ($^{\circ}\text{C}$) (G) moy
Ak20/ unité B	2084	sid-Mg/ 1	1	3	all.	135	ND
Ak20/ unité B	2086,2	lim/ 3	4	1,5 - 6 (3)	all., ovo., arr.	135-165 (163)	-6,5
Ak20/ unité B	2086,2	surcr. qtz/ 2	2	6 - 8 (7)	all., ovo	151-175 (163)	ND
Ak20/ unité B	2086,2	sid-Mg/4	7	1,5 - 6 (3,7)	all., ovo., arr., tri.	116-160 (132,3)	(-26, -11) -20,5
Ak20/ unité B	2086,2	anh/1	1	3	all.	122	ND

Puits/ Unité	Profondeur (m)	Localisation/ N grains	N IF	Surface (μm) G (moy)	Forme	Th ($^{\circ}\text{C}$) g (moy)	Tf ($^{\circ}\text{C}$) (G) moy
Ak22/ unité B	2048,5	ank/1	1	3	all.	109,3	ND
Ak22/ unité B	2055	lim/4	7	1,5 - 3 (2,2)	ovo., all.	126-175 (153)	-7,5
Ak22/ unité B	2055	ank/7	13	1,5 - 5 (2,9)	all., ovo., arr., irr.	99-155 (116)	(-27, -21) -25
Ak22/ unité C	2121	lim/2	2	3,5 - 6 (4,7)	all.	102-166	ND
Ak22/ unité C	2121	sid-Mg/8	15	2 - 10 (5)	all., ovo., arr.	109-180 (137)	(-24,5, -4) -14,5

Puits/ Unité	Profondeur (m)	Localisation/ N grains	N IF	Surface (μm) G (moy)	Forme	Th ($^{\circ}\text{C}$) g (moy)	Tf ($^{\circ}\text{C}$) (G) moy
Ak1100/ unité B	2065,1	lim/3	6	1 - 5 (2,6)	all., ovo., irr.	93-125 (109)	-23,5
Ak1100/ unité B	2065,1	surcr. Qtz/6	19	1 - 6 (2,4)	ovo., all., arr.	107-161 (137,6)	(-20,5, -1,5) -8
Ak1100/ unité B	2065,1	sid-Mg/2	2	3 - 7,5 (5,2)	all., ovo.	97-105 (101)	(-3,3, -2,5) -3
Ak1100/ unité C	2313	lim/2	4	1,5 - 4 (2,2)	ovo., all., arr.	109-137 (124)	9
Ak1100/ unité C	2313	sid-Mg/1	1	1,5	arr.	122	(-9,4, -4,4) -7

Puits	Profondeur (m)	Localisation/ N grains	N IF	Surface (μm) G (moy)	Forme	Th ($^{\circ}\text{C}$) g (moy)	Tf ($^{\circ}\text{C}$) (G) moy
SD1	2532,5	lim/6	9	3 - 7 (4,8)	ovo., all.	90-122 (112)	(-3,4, 0) -1
SD1	2532,5	surcr.qtz/5	10	2,5 - 7 (4,5)	all., ovo., tri	113-144 (128)	(-14,3, -4,8) -10
SD1	2535,8	surc.qtz/9	16	2 - 7,5 (4,5)	all., ovo., arr., car	122-158 (137)	(-25, -0,5) -16
SD1	2536,5	lim/1	1	3	ovo.	112,2	ND
SD1	2536,5	surc.qtz/6	12	2 - 7,5 (3,5)	all., ovo	122-180 (135)	(-19,3, -6) -12,7
SD1	2537,5	lim/3	10	2 - 3,5 (2,7)	ovo., all., tri.	117-156 (137)	(-13, -7,5) -10,4
SD1	2537,5	surc.qtz/7	11	2 - 16 (5)	all., ovo., arr., car	113-157 (131)	(-18, -9,5) -14
SD1	2537,5	$\mu\text{fr}/1$	2	4,5 - 13 (8,7)	all., ovo	160-166 (163)	ND

Puits	Profondeur (m)	Localisation/ N grains	N IF	Surface (μm) G (moy)	Forme	Th ($^{\circ}\text{C}$) g (moy)	Tf ($^{\circ}\text{C}$) (G) moy
Suk104	2967,35	lim/1	1	2,4	ovo.	125	ND
Suk104	2967,35	surc.qtz/10	14	1,5 - 8,4 (3,5)	all., ovo., arr., rect.	111-150 (125)	-16

Tableau III.2 : Caractéristiques pétrographiques des inclusions fluides analysées. Les formes des IF sont présentées par ordre décroissant d'abondance. Abréviations de localisations des IF : lim = limite entre le grain détritique et sa croissance. Surcr. qtz = au sein de surcroissance de quartz. Sid-Mg = ciment de sidérite-Mg. Ank = ciment d'ankérite. A = Abréviations de formes : all = allongée ; arr = arrondie ; car = carrée ; irr = irrégulière ; ovo = ovoïde ; rec = rectangulaire ; tri = triangulaire. N grains : nombre de grains ou cristaux dans lesquels les IF ont été mesurés. N IF : nombre d'inclusions fluides analysées. Surface : la surfaces des IF prenant en compte la longueur et la largeur. La gamme (G) des valeurs de Th et de Tf et leur moyenne (moy) sont présentes.

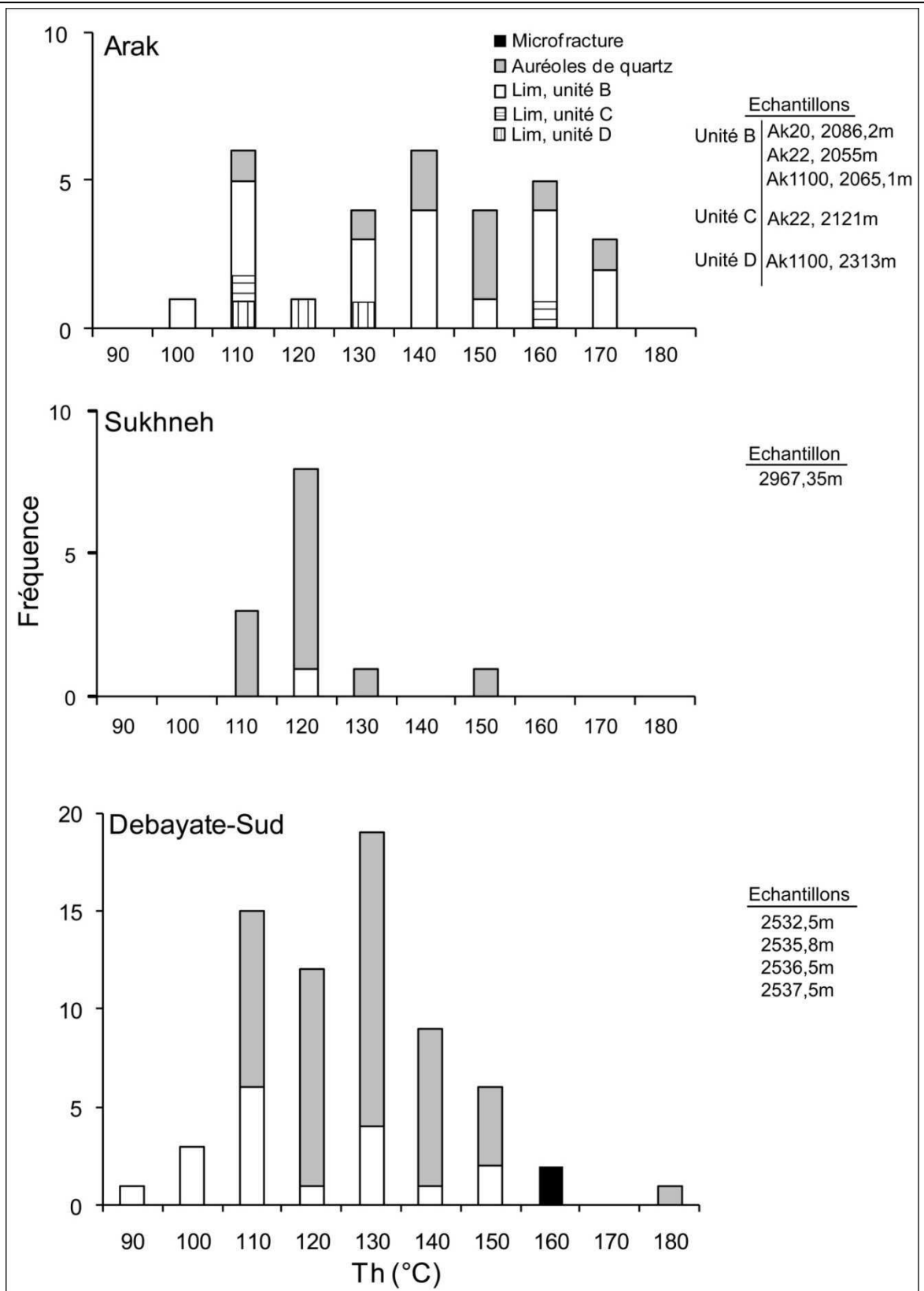


Figure III.24 : Températures d'homogénéisation (Th) des inclusions fluides biphasées dans le ciment de quartz selon leur localisation à la limite entre le grain détritique et son surcroissance (lim), au sein des auréoles de surcroissance et dans les microfractures.

2.4.2. Ankérite

Le ciment d'ankérite est présent uniquement dans l'unité B du puits AK22. Des inclusions aqueuses biphasées (N= 14) piégées dans six cristaux de l'ankérite à 2048,5 et 2055m ont été étudiées. Les Th varient entre 99 et 155°C avec une moyenne de $116 \pm 15^\circ\text{C}$. La Tf a été mesurée dans six inclusions. Les valeurs sont comprises entre -27 et -21°C avec une moyenne de -25°C (Figure III.25 et 26).

2.4.3. Sidérite

Des inclusions aqueuses biphasées piégées dans le ciment de sidérite magnésienne ont été étudiées dans cinq échantillons du champ de Arak. Dans l'unité B (puits Ak20 à 2084 et 2086,2m, Ak22 à 2121m, et Ak1100 à 2065,1m), les IF (N=10) homogénéisent à des températures comprises entre 97 et 161°C avec une moyenne de $126 \pm 20^\circ\text{C}$. Les Th sont plus basses dans le puits Ak1100. Les valeurs de Tf varient entre -26 et -2,5°C avec une moyenne de -15°C. Cette variation des Tf est liée à l'hétérogénéité de Tf entre les cristaux parfois dans le même échantillon. Par exemple, 2 valeurs de -26 et -25°C sont mesurées dans un cristal de l'échantillon 2086.2m du puits d'Ak20, et 2 valeurs plus élevées (-11 et -9°C) sont mesurées dans un autre cristal dans le même échantillon. Alors que les valeurs les plus élevées (-3,5 et -2,5°C) distinguent la sidérite dans un autre échantillon (Ak1100 à 2065m) (Figure III.25 et 26).

Dans l'unité C (puits Ak22 à 2121m), les Th (N= 15) varient entre 109 et 180°C ($137 \pm 20^\circ\text{C}$ en moyenne). Les Tf varient entre -24,5 et -4°C avec une moyenne de -14,5°C ressemblant à celles mesurées dans l'unité B du champ de Arak. Les valeurs de Tf montrent une variation entre un cristal et un autre dans le même échantillon. En effet, 2 valeurs de -9,4 à -4,4°C sont mesurées dans un cristal et 3 valeurs entre -20,7 et -19°C dans un autre cristal.

Dans l'unité D (puits Ak1100 à 2313m, une seule inclusion a homogénéisé à 122°C. Aucune Tf n'a pu être mesurée.

2.4.4. Anhydrite

Dans l'échantillon du puits Ak20 à 2086,2m, les mesures microthermométriques ont été effectuées sur des inclusions aqueuses biphasées piégées dans le ciment d'anhydrite. Une seule Th (122°C) a été observée en raison de la taille très petite des inclusions. La Tf n'a pas pu être mesurée dans aucune inclusion (Figure III.25).

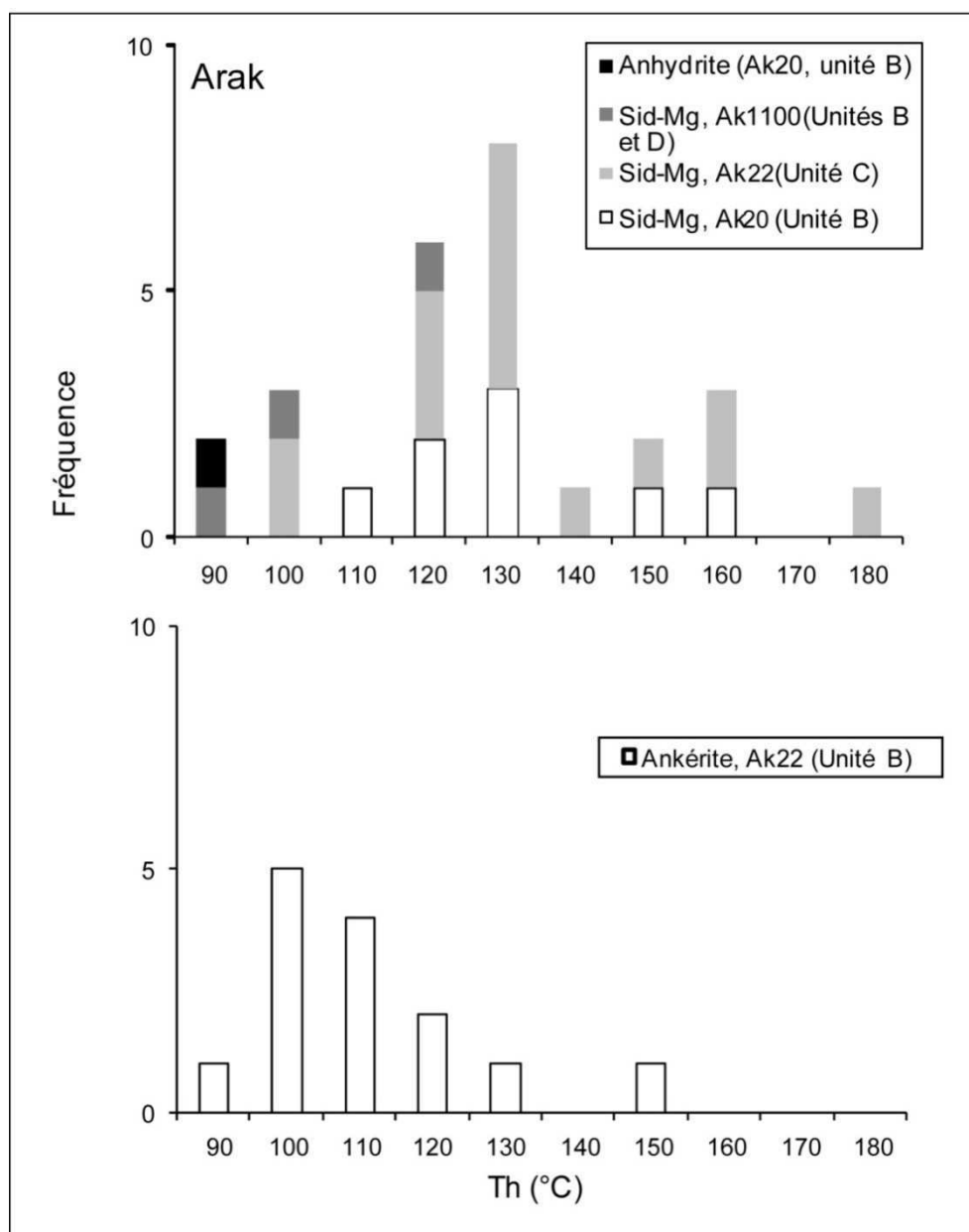


Figure III.25 : Températures d'homogénéisation (Th) des inclusions fluides biphasées dans les ciments de sidérite-Mg, anhydrite et ankérite des grès du champ de Arak.

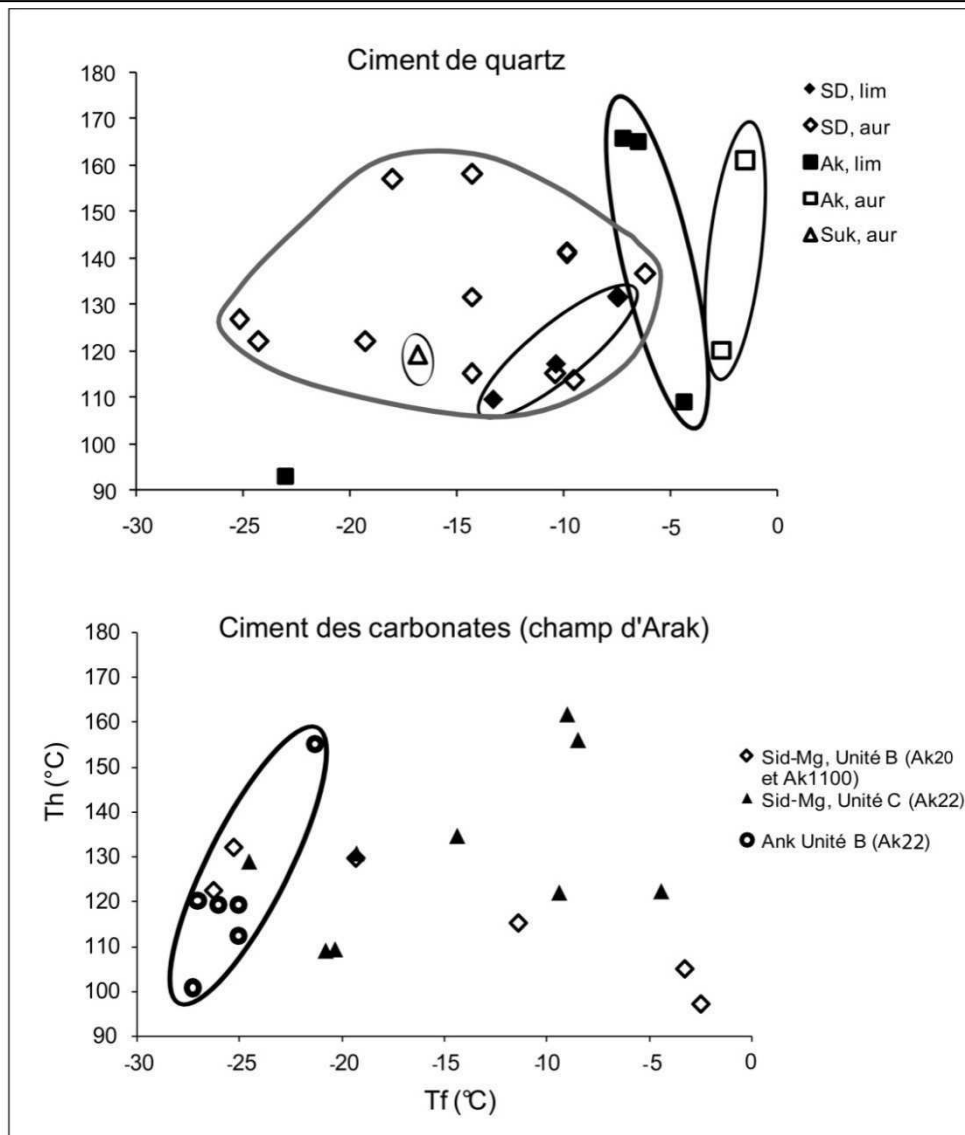


Figure III.26 : Températures d'homogénéisation (Th) et températures de la dernière fusion de la glace (Tf) des inclusions fluides biphasées situées dans le ciment de quartz (les trois champs étudiés) et des carbonates (champ de Arak). Les IF dans le ciment de quartz sont distinguées selon leur localisation à la limite entre le grain détritique et sa surcroissance (lim), au sein des surcroissances et dans les microfractures.

2.4.5. Représentativité des inclusions fluides

Les inclusions fluides sont considérées comme des indicateurs des conditions de la formation du minéral seulement si elles n'ont pas été rééquilibrées ou déformées postérieurement à leur piégeage. Le rééquilibrage thermique et la déformation des inclusions étudiées dans le ciment de quartz et des carbonates peuvent être exclus par les arguments suivants :

1 - Des différences faibles mais significatives existent dans la plupart des échantillons situés à des profondeurs similaires et entre les différentes populations d'inclusions situées à la limite grain détritique/surcroissance, au sein des surcroissances de quartz, ou dans les ciments de sidérite-Mg et d'ankérite.

2- La plupart des IF analysées mesurent moins de 5 μm , elles sont donc relativement résistantes au rééquilibrage thermique (Bodnar et Betlke, 1984 ; Worden et al, 1995).

3- Les IF piégées dans le quartz sont généralement plus résistantes au rééquilibrage thermique surtout à des températures inférieures à environ 200°C (Roedder, 1984 ; Robinson et al., 1992 ; Goldstein et Reynolds, 1994). De plus, Pagel et al. (1997) ont démontré qu'il était possible de retrouver des IF homogénéisant à des températures autour de 50°C dans des roches ayant été portées à des températures atteignant 140°C.

4 - Aucune relation n'apparaît entre les Th et la taille des IF soit dans le ciment de quartz, soit dans le ciment des carbonates (Figure III.27), ou entre la forme des IF et leur Th, et cela individuellement pour chaque échantillon.

5 - Aucune relation n'a été constatée entre les Th et Tf des IF dans le quartz et le ciment de carbonates.

6- Bien que les IF soient souvent rééquilibrées après leur piégeage (Comings et Cercone, 1986; Prezbindowski et Larese 1987; Bourdet et Pironon, 2008), l'absence de relation entre la taille des IF et leur Th, entre les Th et Tf et entre les Th et la profondeur peut rassurer la représentativité des IF mesurées dans les ciments de sidérite-Mg et d'ankérite.

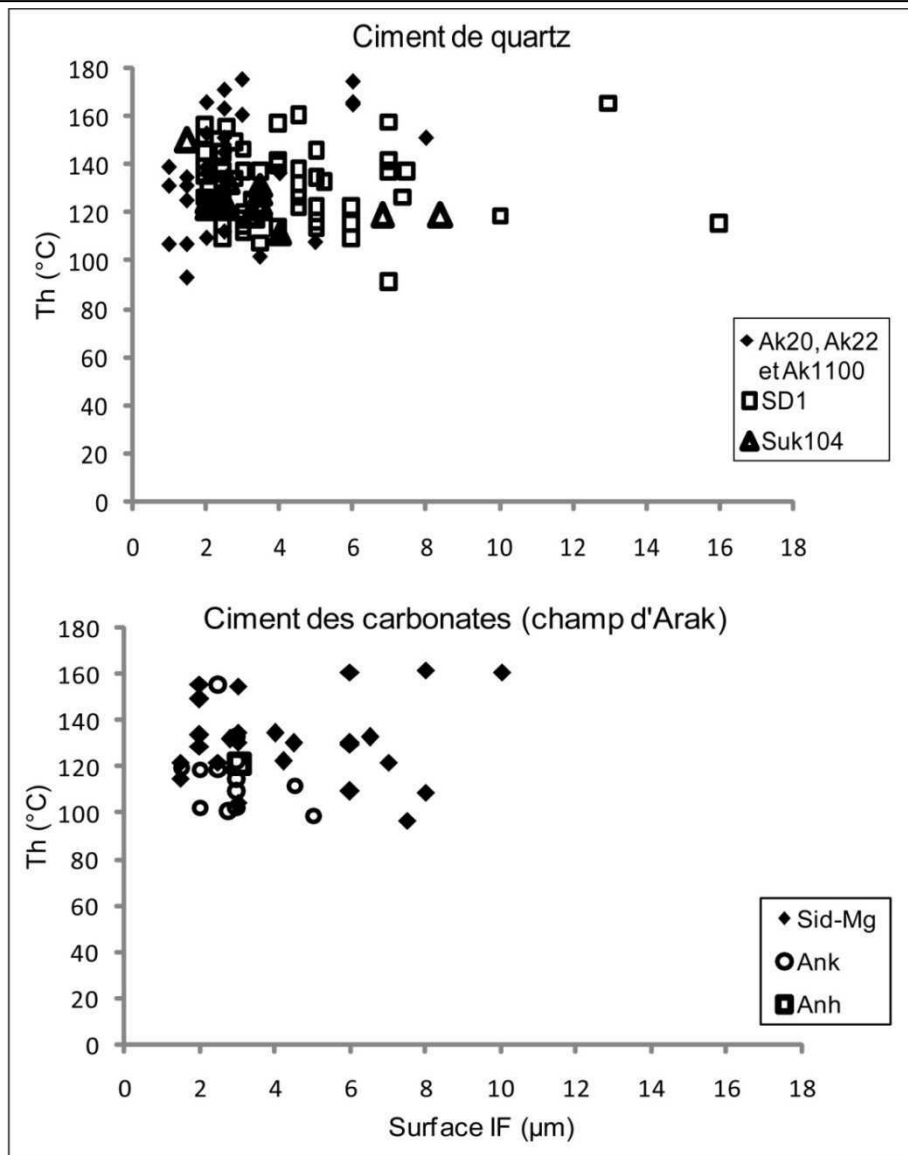


Figure III.27 : Températures d'homogénéisation en fonction de la surface des inclusions biphasées aqueuses, exprimée par la surface des IF en 2D dans la sidérite-Mg (sid-Mg), l'anhydrite (Anh) et l'ankérite (ank) des champs de Arak, Debayate-Sud et Sukhneh.

2.5. Isotopes stables

Les isotopes stables de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) et du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) de la sidérite magnésienne ont été analysés dans six échantillons de l'unité B du puits Ak20 et deux échantillons dans l'unité C du puits Ak22. La proportion de sidérite magnésienne du puits Ak20 varie entre quelques cristaux par lame et 7% de la roche totale. Cependant, elle est plus importante (19 à 22%) dans l'unité C du puits Ak22. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ et de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de la sidérite magnésienne sont homogènes dans les deux unités, de -11,7 à -9,6‰ pour le $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, et de -7,8 à -6‰ pour le $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (Figure III.28 et tableau III.3).

Dans le cas de l'ankérite, sept échantillons de l'unité B du puits Ak22 ont été analysés. Ils montrent une composition isotopique différente de celle de la sidérite. Elle se traduit par des valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ plus basses (-13,3 à -11,5‰) et de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ plus élevées (-6 à -4,7‰) (Figure III.28 et tableau III.4).

Puits	Profondeur (m)	Unité	Sid-Mg (%)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)
Ak20	2083,7	unité B	1	-9,95	-6,37
Ak20	2085	unité B	1,5	-10,36	-6,63
Ak20	2085,9	unité B	0,5	-10,23	-7,8
Ak20	2086,2	unité B	0,5	-10,05	-6,75
Ak20	2087	unité B	1	-10	-5,94
Ak20	2087,4	unité B	7	-11,67	-6,1
Ak22	2120,3	unité C	18,8	-9,57	-6,9
Ak22	2121	unité C	22	-9,89	-7,06

Tableau III.3 : Résultats des analyses isotopiques carbone- oxygène sur la sidérite-Mg.

Puits	Profondeur (m)	Unité	Ankérite (%)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)
Ak22	2048,5	unité B	1,5	-11,8	-6,3
Ak22	2049	unité B	10	-11,56	-5,05
Ak22	2050	unité B	2	-12,8	-6,1
Ak22	2051,8	unité B	1	-12,6	-5,8
Ak22	2052,4	unité B	1	-13,3	-5,9
Ak22	2053	unité B	0,5	-11,78	-5,3
Ak22	2056,2	unité B	2,5	-11,45	-4,7

Tableau III.4 : Résultats des analyses isotopiques carbone- oxygène sur l'ankérite.

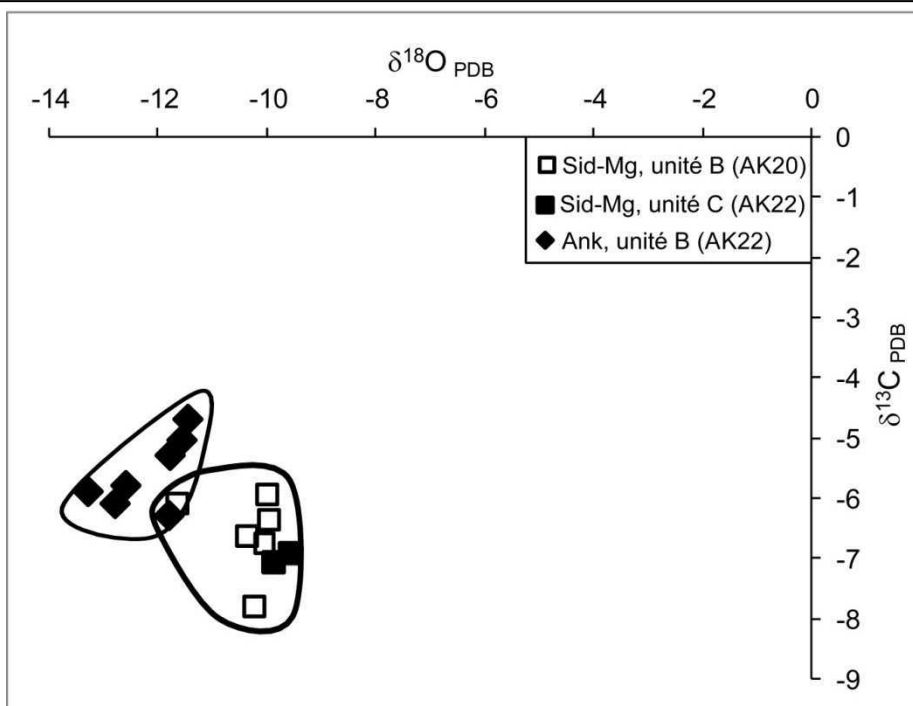


Figure III.28 : Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) dans la sidérite-Mg (sid-Mg) et l'ankérite (ank) du champ de Arak.

3. Synthèse de l'histoire diagénétique

3.1. Températures de la silicification

Etant donné que les réservoirs carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud sont des réservoirs à gaz, les températures d'homogénéisation mesurées sont considérées équivalentes aux températures réelles de piégeage et ne nécessitent donc pas de correction de pression en raison de la présence de méthane dissous dans les fluides du réservoir (Hanor, 1980).

D'après les données des inclusions fluides, les auréoles de silicification ont commencé à précipiter dans le champ de Arak à partir de températures autour de 93°C et elles se sont formées sur une gamme de températures comprises entre 107 et 175°C. Des températures assez élevées et comparables à celles mesurées au sein des surcroissances ont été mesurées à la limite entre les grains détritiques et les surcroissances. Cela peut se traduire par le fait que les inclusions observées au contact grain détritique-surcroissance peuvent être piégées après le début de la silicification (Walderhaug, 1990 ; Blanchet et al., 2003). Cependant, les Th au sein des surcroissances sont 7°C (en moyenne) plus élevées qu'au début de la silicification. Ce qui reflète une cimentation progressive avec l'enfouissement. Néanmoins, aucune différence significative de Th dans les surcroissances n'existe entre les unités B, C, et D de la formation de Marqada.

Dans le champ de Debayate-Sud, la silicification a commencé dans la formation de Marqada à des températures autour 90°C, comparable aux températures de la silicification dans le champ de Arak. De plus, la gamme des températures et la température maximale de la silicification dans ce champ sont similaires à celles mesurées dans le champ de Arak.

Dans le champ de Sukhneh, la température de la silicification varie entre 111 et 150°C, montrant une gamme plus étroite que dans les champs de Arak et Debayate-Sud et avec des températures maximale moins importantes que dans les deux autres champs.

L'ensemble des températures mesurées indique que la silicification dans la formation de Marqada au niveau du bassin des Palmyrides-Sud s'est produite sur une période de temps relativement longue. Cette période correspond à l'intervalle entre l'Éocène et fin-Oligocène.

3.2. Sources de silice

La cimentation de quartz peut provenir de plusieurs sources potentielles de silice internes ou externes à la formation considérée. La dissolution de quartz (par dissolution de quartz intergranulaire et par stylolisation), l'altération des feldspaths, l'illitisation des smectites, et la dissolution des organismes siliceux peuvent être considérées (McBride, 1989 ; Worden et Morad, 2000). Ces sources sont capables de fournir une quantité de silice suffisante pour développer une cimentation significative de quartz. De plus, une cimentation importante de quartz peut être produite par des fluides dérivés de sources externes à des distances entre 10 et 100m (Bjørlykke et Egeberg, 1993).

Dans les grès carbonifères de Marqada du bassin des Palmyrides-Sud, les réactions sources de silice observées sont la compaction chimique (dissolution des grains détritiques de quartz et stylolisation), l'altération des feldspaths et l'illitisation des smectites.

Afin de déterminer les sources de silice internes et/ou externes et d'estimer la contribution de chaque source de silice dans les grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud et la quantité de silice produite par chaque réaction, ces sources ont été évaluées et comparées aux volumes des ciments de quartz pour chaque unité et dans chaque champ.

Compaction chimique

La compaction chimique a lieu le long des stylolites et au contact entre les grains détritiques de quartz correspondant à la dissolution de quartz. Les stylolites sont généralement générés au niveau de fins drapages argileux intercalés dans les grès. La dissolution de quartz intergranulaire est également favorisée par la présence de fins tapissages d'illite détritique autour des grains détritiques de quartz (Heald, 1955 ; Weyl, 1959 ; Sibley et Blatt, 1976 ; Dewers et Ortoleva, 1991 ; Bjørkum, 1996 ; Renard et al., 1997 ; Fisher et al., 2000).

Les stylolites sont communément évoqués comme la source de silice majeure pour des grès enfouis à des profondeurs importantes (Füchtbauer, 1978 ; Bjørlykke et al., 1989 ; Dutton et Diggs, 1990 ; Oelkers et al., 1996 ; Walderhaug et Bjørkum, 2003).

La silice dissoute diffuse sous l'effet des gradients de concentration locaux (Giles, 1997), depuis les zones à forte pression où l'activité de la silice est importante, vers les zones à basse pression et à plus faible concentration de silice (Worden et Morad, 2000).

La compaction chimique est contrôlée par la température et la présence de minéraux illitiques et micacés en tapissages de grains détritiques quartz-quartz pour la dissolution de quartz intergranulaire (Worden et Morad, 2000), et aux interfaces en drapages argileux dans les grès pour la stylolitisaiton (Walderhaug et Bjørkum, 2003). En revanche, le rôle de la pression sur la dissolution de quartz est encore très incertain (Bjørkum, 1996).

La quantification de la dissolution de quartz intergranulaire effectuée selon la méthode d'Houseknecht (1984) donne une estimation de la quantité de silice libérée par cette réaction. Alors que la quantité de silice libérée au niveau des stylolites est difficile à quantifier, chacune des méthodes de quantification étant très imprécise (Spötl et al., 2000). Il reste alors difficile d'estimer la contribution exacte des stylolites comme une source de silice. Cependant, afin d'évaluer l'influence des stylolites sur le volume de la cimentation de quartz dans des arénites quartziques, une comparaison entre les volumes de ciments de quartz par rapport à la distance au stylolite le plus proche a été démontrée par Walderhaug et Bjørkum (2003). La profondeur des stylolites dans la formation de Marqada a été notée à partir de l'observation des carottes des puits étudiés. L'ampleur des stylolites est d'environ 1-2mm. Les stylolites sont nombreux notamment dans le champ de Debayate-Sud et l'unité B dans le champ de Arak (>20 par mètre). Ils sont moins fréquents dans le champ de Sukhneh. Certains stylolites sont de longueur centimétrique.

Dans le cas des grès de la formation de Marqada du bassin des Palmyrides-Sud, la répartition de la dissolution de quartz intergranulaire comme une source de silice est faible. Elle représente des valeurs <1% de la roche totale sur l'ensemble des échantillons étudiés dans les trois champs. Par conséquent, elle ne peut pas être la source de ciments de quartz qui montre des volumes supérieurs au volume de quartz dissous pour une moyenne de 3% de la roche totale dans le champ de Arak et 5% de la roche totale dans le champ de Debayate-Sud et Sukhneh.

En revanche, les stylolites peuvent constituer une source importante dans les grès étudiés. Dans les études de Walderhaug et Bjørkum (2003) et Tournier (2010), les grès situés à 1cm ou moins d'un stylolite contiennent 10 à 20% de ciments de quartz, alors que les grès qui sont situés à plus de 20cm d'un stylolite contiennent 3 à 8% de ciments de quartz. Donc, une densité maximale des stylolites jusqu'à 20 stylolites par mètre peut produire un volume de quartz jusqu'à 20%. Cependant, dans les échantillons étudiés, le volume de ciment de quartz est 5% en moyenne de la roche totale même à 1cm d'un stylolite. La quantité de silice libérée au niveau des stylolites dans les grès de la formation de Marqada est moins importante que

dans certains autres bassins dans le monde. Par exemple, la silice libérée par le stylolite dans cette étude est 10% moins importante que dans le cas des grès ordoviciens du champ de Oued Zine et les grès jurassiques de la Mer de Barents. De plus, le volume de ciment de quartz ne montre pas de différence majeure entre les grès qui se situent à 1cm et les grès situés à quelques centimètres du stylolite le plus proche. La distance entre le grès et le stylolite n'est alors pas un facteur contrôlant sur le volume de ciment de quartz dans les grès des trois champs étudiés : Arak, Debayate-Sud, et Sukhneh.

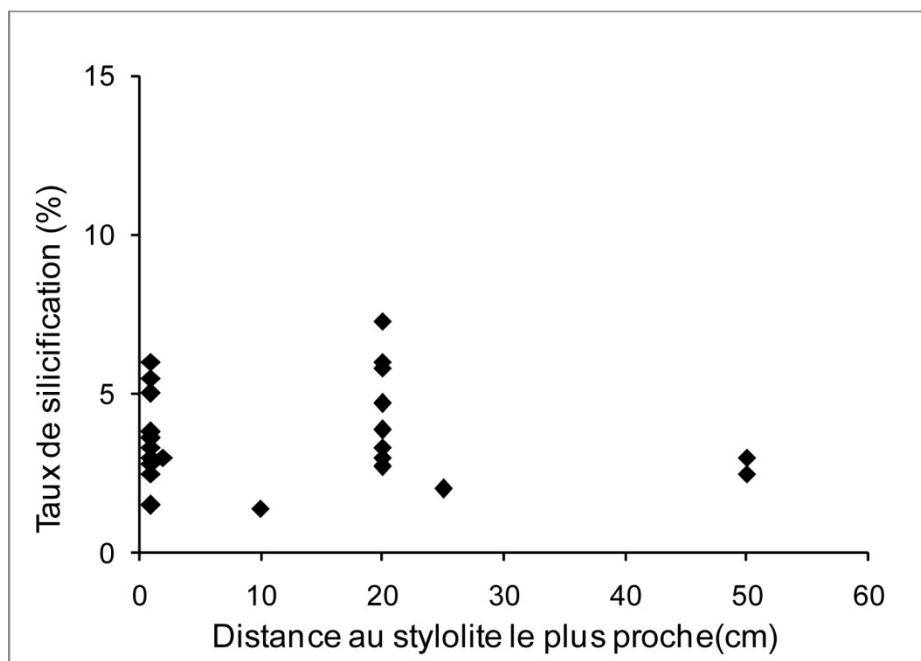


Figure III.29 : Taux de silicification vs. distance au stylolite le plus proche des grès du bassin des Palmyrides-Sud.

Dissolution des feldspaths

Les feldspaths détritiques sont rapidement déstabilisés après le dépôt en raison d'un déséquilibre avec les conditions de température et de chimie du fluide diagenétique. La dissolution des feldspaths provoque la mise en solution d'une part d' Al^{3+} et de K^+ pour les feldspaths potassiques, et d'autre part d' Al^{3+} , de Ca^{2+} et de Na^+ pour les feldspaths calcosodiques (plagioclases). La dissolution des feldspaths créent de la porosité secondaire dont les pores sont arrondis et de taille semblable aux grains détritiques de quartz. Cette dissolution nécessite un pH acide et une activité de potassium. La réaction de dissolution de quartz implique une libération de silice qui transporte par la diffusion conduisant à une

cimentation de quartz à des distances limitées à quelques centimètres ou à quelques mètres (Bjørlykke et Egeberg, 1993). Effectivement, le calcul du bilan volumique montre alors que 1cm^3 de K-feldspath donne $0,43\text{cm}^3$ de quartz (Bjørlykke, 1984, 1988 ; Leder et Park, 1986 ; Morad et Al Dahan, 1987). Les feldspaths dissous sont remplacés par des minéraux argileux (illite, chlorite et kaolinite).

D'après les observations pétrographiques, aucun ciment de quartz n'a précipité dans les pores de dissolution, la dissolution totale des feldspaths est ainsi postérieure à la cimentation de quartz. Elle ne peut donc pas être considérée comme une source principale de silice dans les grès carbonifères de la formation de Marqada. La quantité de feldspaths dissous évaluée à partir de l'observation visuelle de la porosité de dissolution est sur-estimée en raison de l'arrachement des grains dans certains grès faiblement cimentés.

Des feldspaths non-dissous de type de microcline (quelques grains par lame) sont présents dans les grès du champ de Sukhneh, et dans l'unité D du champ de Arak, et rarement dans le champ de Debayate-Sud.

En tous cas, la quantité originelle de feldspaths détritiques dissous a été estimée d'environ 1 à 3% en moyenne. De plus, l'occurrence de la dissolution après la silicification montre que ce processus est peu important pour constituer une source potentielle de silice dans la formation de Marqada.

Transformation des smectites en illites et chlorites

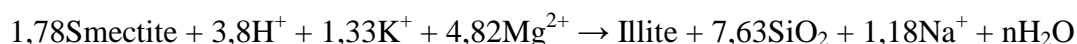
La réaction de transformation des smectites en illites est commune pour des températures comprises entre 70 et 175°C (Boles et Franks, 1979 ; Bruce, 1984). La réaction d'illitisation des smectites conduit à libérer de la silice selon la réaction suivante :



La composition originelle des smectites peut influencer leur transformation. En effet, les sédiments enrichis en silicates de fer, oxydes de fer et oxydes de titane, sont propices à la chloritisation alors que les sédiments riches en feldspaths potassiques sont plutôt favorables à l'illitisation (Worden et Morad, 2000). D'après Chang et al. (1986), les smectites riches en magnésium et en fer tendent à être chloritisées.

La chloritisation de la smectite peut se produire dans un intervalle de température similaire à celui de l'illitisation de la smectite et dans un milieu pauvre en K^+ , et elle représente également une source de silice.

La quantité de silice libérée par la transformation de smectite en illite peut être estimée par la réaction proposée par Leder et Park (1986):



Le volume de quartz produit en dépendant de la quantité d'illite actuelle est cependant difficile à calculer car il est difficile de distinguer l'illite de transformation des smectites de celui issu d'autres sources comme le remplacement des feldspaths dissous. En tout cas, la quantité actuelle d'illite dans les échantillons étudiés est généralement faible (<10% du cortège argileux). Il s'agit une quantité inférieure à 1% de la roche totale. De plus, l'illite a précipité postérieurement à la silicification. L'illitisation des smectite ne peut donc pas représenter une source potentielle de silice dans le bassin des Palmyrides-Sud.

La smectite est présente en traces dans le cortège argileux. Ce qui peut indiquer la transformation des smectites originelles en chlorite.

En résumé, les sources envisageables de silice dans les grès carbonifères de Marqada du bassin des Palmyrides-Sud sont : la stylolitisation et la chloritization des smectites. Il n'y a pas de différence majeure en sources de silice entre les trois champs étudiés du bassin des Palmyrides.

3.3. Age de la silicification

Le couplage des données des températures d'homogénéisation des IF à l'histoire thermique du bassin permet de déterminer l'âge de formation des phases diagénétiques. La courbe de l'histoire thermique du puits Ak-1 et Ak-2 dans le champ de Arak suggère que la silicification a débuté à l'Éocène. Elle a continué sur toute la période de cette phase d'enfouissement avant environ 40-25Ma (Figure III.30).

Il s'agit alors d'une silicification assez tardive (plus de 200Ma) par rapport à l'âge de dépôt. Cela signifie que les conditions physico-chimiques nécessaires pour la dissolution de quartz et précipitation n'étaient pas atteintes avant 200-250Ma après le dépôt de la formation carbonifère de Marqada.

La modélisation de l'histoire thermique des puits Ak1 et Ak2 (Gabra 1999 ; données de SPC) et les paléotempératures maximales atteintes par la formation de Marqada ne peuvent pas expliquer les températures élevées enregistrées au cours de la silicification (jusqu'au 180°C en maximum). Elles montrent que ces températures n'étaient pas atteintes par la

formation carbonifère de Marqada, même pendant l'enfouissement maximal du Paléogène. Ce qui suggère la possibilité d'arrivée des fluides plus chauds à partir de formations plus profondes.

Les données des IF indiquent que la silicification a eu lieu dans la même gamme de températures dans les champs de Arak et de Debayate-Sud. Les données de Gabra (1999) indiquent que les grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud ont été enfouis à des profondeurs plus importantes dans le champ de Debayate-Sud que dans le champ de Arak. Les paléop profondeurs des réservoirs gréseux dans le champ de Debayate-Sud étaient plus importantes que dans le champ de Arak alors que les températures de silicification sont comparables dans les deux champs. Donc, la similarité de températures de la silicification entre les deux champs peut s'expliquer par des paléofluides plus chauds circulés dans le champ de Arak.

3.4. Age de cimentation en carbonates

La cimentation des carbonates exprimée sous forme de la sidérite-Mg et l'ankérite a eu lieu principalement dans le champ de Arak. Les IF dans la sidérite-Mg des trois unités B, C, et D révèlent des Th entre 97 et 180°C. Il s'agit d'une similarité avec la température de la silicification dans ces unités. Cela signifie que la cimentation de sidérite-Mg a eu lieu juste après la silicification où les températures du fluide sont restées les mêmes. Il correspond alors à la même phase de l'enfouissement maximal du Paléogène.

La température de précipitation de l'ankérite d'après les IF est entre 99 et 155°C. Elle est donc inférieure (20°C en moyenne) à la température de silicification mesurée dans le même échantillon dans l'unité B (puits Ak22). Selon les observations microscopiques, le ciment d'ankérite est postérieur à la silicification. Par conséquent, l'âge proposé donc pour la cimentation en l'ankérite est à partir de l'enfouissement maximal paléogène et au début du soulèvement où la fracturation a permis aux paléofluides qui était encore chaud (115°C en moyenne) de circuler dans le réservoir.

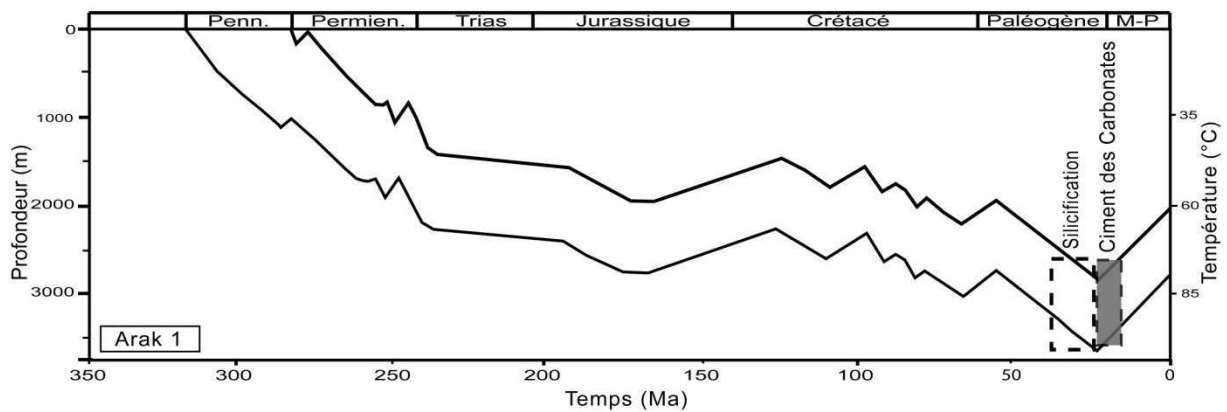


Figure III.30 : Age de la cimentation de quartz localisé sur le modèle de l'enfouissement du puits Arak 1 (Gabra, 1999). Les températures données par les inclusions fluides suggèrent que la cimentation de quartz et carbonates a eu lieu lors de l'enfouissement maximal du Paléogène-Miocène.

4. Origine des paléofluides

L'intégration des compositions isotopiques de certains minéraux authigènes avec les données de la température permet de déterminer la signature isotopique des fluides et retracer leur origine.

4.1. Origine des fluides en équilibre avec la sidérite magnésienne

La sidérite magnésienne est postérieure à la silicification et précipite dans les pores intergranulaires. Elle montre une variation de composition chimique pour des rapports de Fe : Mg qui varient de 0,6 et 3,3, ce qui reflète une évolution de la chimie du paléofluide.

La conversion des valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de la sidérite est effectuée selon l'équation de Coplen (1988) :

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1,03091 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30,91$$

Le fractionnement isotopique de l'oxygène entre la sidérite magnésienne et l'eau est calculé à partir de l'équation de Zhang et al. (2001). La valeur du $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de l'eau est ainsi obtenue en fonction de la température de cristallisation de la sidérite :

$$1000 \ln \alpha(\text{sidérite} - \text{eau}) = 2,56 (10^6 \cdot 1/T^2) + 1,69$$

$$\alpha(\text{sidérite} - \text{eau}) = \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{sidérite}) + 1000 / \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{eau}) + 1000$$

α : coefficient de fractionnement T : température en $^{\circ}\text{K}$

Le diagramme de fractionnement isotopique de l'oxygène est construit à partir de l'équation de Zhang et al., (2001) pour la sidérite dépendant de la température et du $\delta^{18}\text{O}$ du fluide (Figure III.31). Il représente des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ du fluide comprise entre 2 et 8‰ pour une gamme de températures les plus fréquentes comprises entre 120 et 160°C. Il s'agit d'eau de formation enrichie en ^{18}O .

En supposant une température de cristallisation de la sidérite dans les unités B et C, les rapports isotopiques révèlent une augmentation légère de $\delta^{18}\text{O}$ du fluide (de l'ordre de 0,5‰) dans l'unité C par rapport à l'unité B. Cela suggère une évolution progressive de la chimie du fluide avec la profondeur.

Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (de -7,8 à -6‰) de la sidérite magnésienne peuvent indiquer l'influence de différentes sources de carbone envisageables dans les conditions de formation de ce minéral. En effet, la signature d'une composition intermédiaire entre le carbone de minéral et le carbone organique est suggérée pour expliquer les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de la sidérite.

Une augmentation de la teneur en Mg dans la sidérite magnésienne liée à une augmentation légère du $\delta^{18}\text{O}$ du fluide a été observée à partir des puits Ak20, Ak22 vers Ak1100 (30, 35, 38%). Cette évolution de la chimie du fluide entre les trois puits est en relation avec leur localisation par rapport à une grande faille. Le puits Ak1100 étant le plus proche de cette faille et Ak20 est le plus loin. Cette relation peut mettre en évidence le rôle de la faille sur la circulation de fluide comme une source de paléofluide à l'origine du ciment de carbonates.

4.2. Origine des fluides en équilibre avec l'ankérite

Le ciment d'ankérite est postérieur à la silicification. L'intervalle de températures indique alors leur formation pendant la phase paléogène de l'enfouissement maximal du bassin, soit juste après cette phase où les paléotempératures étaient encore élevées.

Le fractionnement isotopique de l'oxygène entre l'ankérite et l'eau est calculé à partir de l'équation de Zheng (1999). La valeur du $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de l'eau est ainsi obtenue en fonction de la température de cristallisation de l'ankérite :

$$1000 \ln \alpha (\text{ankérite} - \text{eau}) = 4,12(10^6 \cdot 1/T^2) - 4,12(10^3 \cdot 1/T) + 1,71$$

$$\alpha (\text{ankérite} - \text{eau}) = \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} (\text{ankérite}) + 1000 / \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} \text{eau} + 1000$$

α : coefficient de fractionnement T : température en °K

Les données isotopiques montrent que l'ankérite a précipité à partir du fluide moins évolué que le fluide à l'origine de la sidérite-Mg et à des températures légèrement plus basses. Le $\delta^{18}\text{O}$ du paléofluide à l'origine de l'ankérite est entre -1,5 et +5‰ (Figure III.31). Il s'agit une signature de fluide de formation qui a évolué avec le temps par l'interaction fluide-roche. L'ankérite a précipité dans l'unité B du puits Ak22 correspondant au sommet de l'anticlinal. Par conséquent, un mélange avec des fluides moins évolués est possible. Ce qui peut expliquer les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ plus basses que dans la sidérite magnésienne. Le carbone dans l'ankérite a une composition isotopique entre -6,3 et -4,7‰.

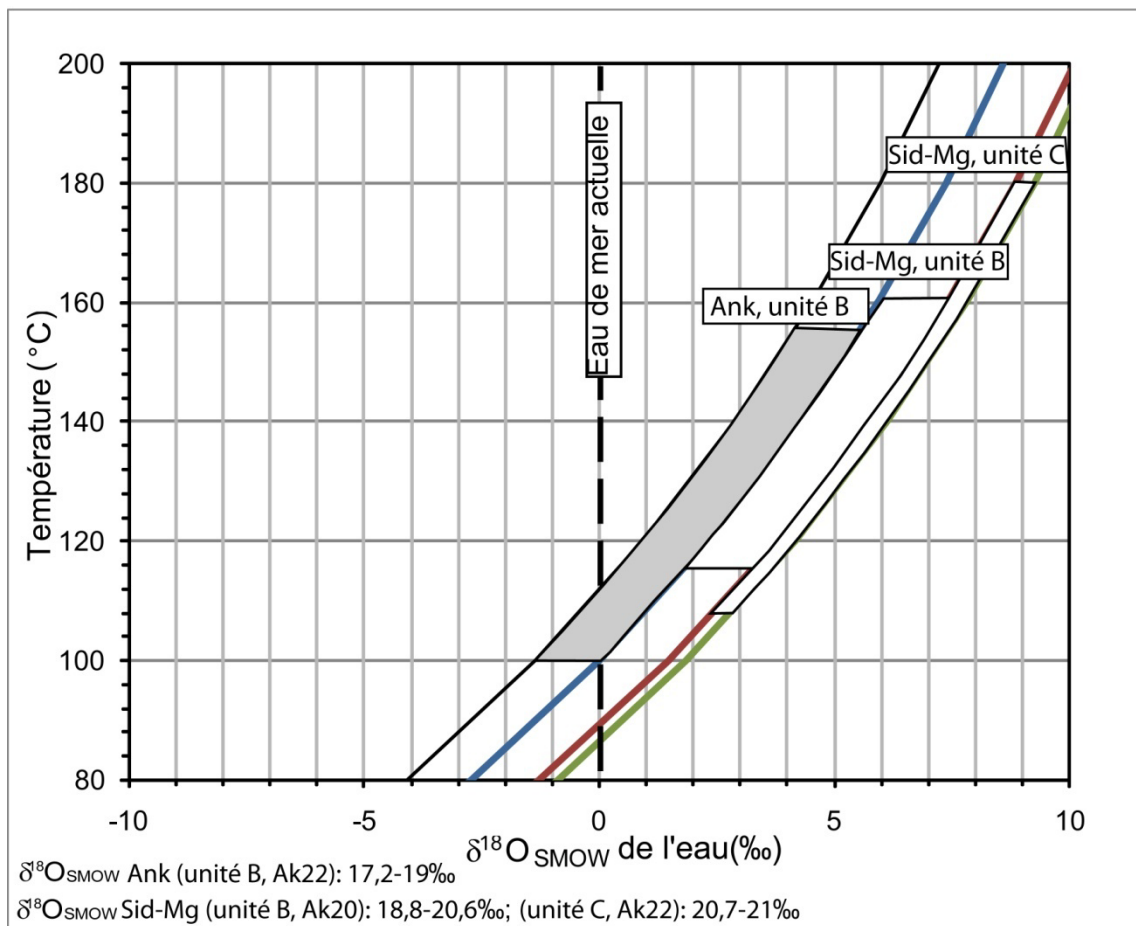


Figure III.31: Diagramme de fractionnement isotopique de l'oxygène entre la sidérite-Mg/ l'ankérite et l'eau en fonction de la température d'après l'équation de Zhang et al., 2001. Ce diagramme montre la composition isotopique du fluide à l'origine de la sidérite-Mg dans les unités B et C (zones blanches) et de l'ankérite dans l'unité B (zone grise).

4.3. Évolution de circulation des paléofluides

La corrosion des auréoles de la silicification par le kaolin révèle une acidité élevée du paléofluide (Sommer, 1978 ; Wahab, 1998). Cette acidité est probablement liée à la présence d'acides organiques mobilisés par la circulation de fluides via les fractures. Ce phénomène peut être expliqué par la présence de bitumes et de résidus des matières organiques noirs dans les fractures et les microfractures d'après les observations visuelle des carottes.

4.4. Évolution de la salinité des paléofluides

Les valeurs de Tf des inclusions fluides ne montrent pas de différence de la salinité entre les inclusions piégées à la limite grain détritique-surcroissance et celles au sein des surcroissances. De plus, aucune différence majeure de salinité du paléofluide à l'origine de la silicification n'a été observée entre les trois champs. Cependant, la salinité montre une variation importante entre les trois champs et parfois dans chaque champ. Elle correspond à un fluide peu à très salin, 2,6-21,6 wt% NaCl eq. Certaines valeurs de Tf sont plus basses et inférieures au point eutectique (-21,2°C) de NaCl. Elles sont liées à la présence d'autres sels comme CaCl₂ et MgCl₂. Cela est également supporté par les températures eutectiques inférieures à -56°C.

5. Évolution diagénétique dans les réservoirs gréseux de la formation de Marqada

La phase majeure de la cimentation des réservoirs gréseux dans la formation de Marqada est liée à la phase de l'enfouissement maximal du Crétacé inférieur-Paléogène. Les phénomènes diagénétiques montrent une variation latérale entre les trois champs étudiés : Arak, Debayate-Sud, et Sukhneh.

Les observations texturales révèlent une absence de phénomènes diagénétiques précoces à la silicification. Par conséquent, s'il y avait de carbonates précoces, syn-sédimentaires, et dissous à la suite d'arrivée de fluides acides ou pas, la silicification apparaît comme le premier minéral authigène englobant les grains détritiques dans les champs étudiés. Bien que la silicification soit omniprésente dans les champs étudiés, leur abondance demeure faible. Cela peut s'expliquer par la limitation de sources de silice bien que les grains de quartz sont

prédominants dans la fraction détritique de grès. Effectivement, la kaolinite résultant de la dissolution des feldspaths ne précipite pas forcément dans les pores de dissolution mais elle précipite principalement dans les pores intergranulaires, et cela suggère une certaine mobilité d' Al^{3+} dans le fluide de pores, notamment si le début de la dissolution des feldspaths était contemporaine à la précipitation de quartz.

L'absence de pyrite précoce, ce qui n'est pas le cas de la majorité des réservoirs gréseux, suggère l'absence d'un milieu réducteur dans la formation au début de l'histoire diagénétique et une dominance, par la suite, des conditions oxydées traduites par la précipitation des carbonates et sulfates.

Les ciments de kaolinite, chlorite, et carbonates de fer (sidérite et ankérite) sont des minéraux authigènes discriminants aux faciès diagénétiques où le taux de ciment de quartz et le degré de mouillabilité sont faibles (Treiber et al., 1972; Chilingar et Yen, 1983; Anderson, 1986; Cuiec, 1987; Barclay et Worden, 2000). Cet ensemble de minéraux révèle un changement de conditions physico-chimiques d'un milieu oxydé-acide dominant durant la cimentation de quartz et de kaolinite à un milieu alcalin-réducteur durant la précipitation de chlorite et de carbonates. Cette évolution diagénétique a été observée dans d'autres bassins sédimentaires à travers le monde. Par exemple, les grès de Parsora dans le bassin de Son en Inde (Shah et Bandyopadhyay, 2005).

La précipitation des kaolins et de chlorite est probablement liée à la transformation des smectites et à la dissolution des feldspaths détritiques qui est, elle-même, liée à l'arrivée des fluides acides. Ce changement de la chimie de fluides a eu lieu après la silicification, et aucun ciment de quartz n'est alors postérieur à ces processus diagénétiques. Il est proposé alors que la cimentation de quartz a été stoppée par l'arrivée des fluides acides. L'acidité de ces fluides peut être causée par la présence des acides carboxyliques qui sont produites par la maturité des matières organiques et aussi par la dégradation thermique du kérogène (Carothers et Kharaka, 1978). Ces acides peuvent être transportés des roches-mères par des fluides circulant via les fractures. Ces fluides acides sont alors responsables de la mise en gaz dans les réservoirs. Le ralentissement, voire l'arrêt de cimentation de quartz par la mise en gaz dans le réservoir a été rapporté par d'autres études (Worden et Morad, 2003; Tournier, 2010). De plus, l'absence totale de feldspaths détritiques non-dissous dans l'unité B, qui est un réservoir à gaz, témoigne de rôle de fluides acides contenant de gaz. Au contraire, dans l'unité D du champ de Arak et les grès du champ de Sukhneh, la présence de certains grains détritiques de

feldspaths est associée avec la néoformation d'illite. Il s'agit donc d'une acidité moins importante dans le champ de Sukhneh.

L'occurrence des carbonates authigènes uniquement dans le champ de Arak peut révéler le rôle de la circulation de fluides via les fractures dans un réservoir gréseux contenant des intercalations de carbonates. En effet, les données isotopiques et microthermométriques indiquent que la précipitation de la sidérite magnésienne et de l'ankérite a eu lieu à partir de fluides évolués. Des fluides de formation riches en fer, magnésium, calcium, et manganèse circulant via les fractures à partir des niveaux calciques ou riches en carbonates peuvent être à l'origine de ces ciments. La libération de fer et de magnésium par la transformation des smectites peut également constituer une autre source de ces ciments. En effet, l'abondance de ces métaux de transition (fer, magnésium, calcium, et manganèse) peut conduire à une précipitation de chlorite et de carbonates authigènes dans un milieu réducteur et alcalin (Shah et Bandyopadhyay, 2005). En tous cas, leur précipitation après la silicification révèle la possibilité d'intervention des fluides via les fractures à ce stade de la diagenèse.

5.1. Contrôles sur l'évolution diagénétique

Plusieurs facteurs sédimentaires et structuraux influencent directement ou indirectement l'évolution diagénétique de roches. Par exemple, le faciès sédimentaire se traduisant par la granulométrie, la composition minéralogique du matériel détritique, etc, origine et circulation de fluides diagénétiques, histoire thermique et d'enfouissement, mise en place des hydrocarbures.

5.1.1. Contrôle sédimentaire

Dans les grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud, l'absence de tapissages argileux (illitiques) et la dominance d'un taux d'enfouissement relativement faible durant une période importante de l'histoire diagénétique (paléotempératures modérées) ont limité la compaction chimique entre les grains détritiques et ont alors conduit à une absence de la silice libérée par la dissolution de quartz intergranulaire. Un volume de porosité intergranulaire a été alors préservé dans les grès carbonifères du bassin de Palmyrides-Sud. Néanmoins, la perte de la porosité initiale pendant la diagenèse précoce est le résultat de la compaction mécanique. Il s'agit du réarrangement des grains détritiques depuis le dépôt de sédiments. De plus, l'influence de la compaction mécanique sur la diminution du volume de la porosité

initiale dans des grès bien triés, résultant de faciès littoral avec un caractère transgressif, reste limitée (Homewood et al., 2000). Il s'agit donc d'un faciès diagénétique quasiment non-compacté pour l'ensemble des grès carbonifères pour des raisons sédimentaires et géodynamiques.

De plus, une influence de la granulométrie sur le volume de la silicification a été observée en comparant les trois champs étudiés. Effectivement, dans les grès du champ de Sukhneh, une légère augmentation du volume de la silicification a eu lieu dans les grès les plus fins. (Figure III.32). Cela peut s'expliquer par l'augmentation de la surface de substrat de quartz avec la diminution de taille des grains détritiques, le substrat sur lequel le ciment de quartz croît.

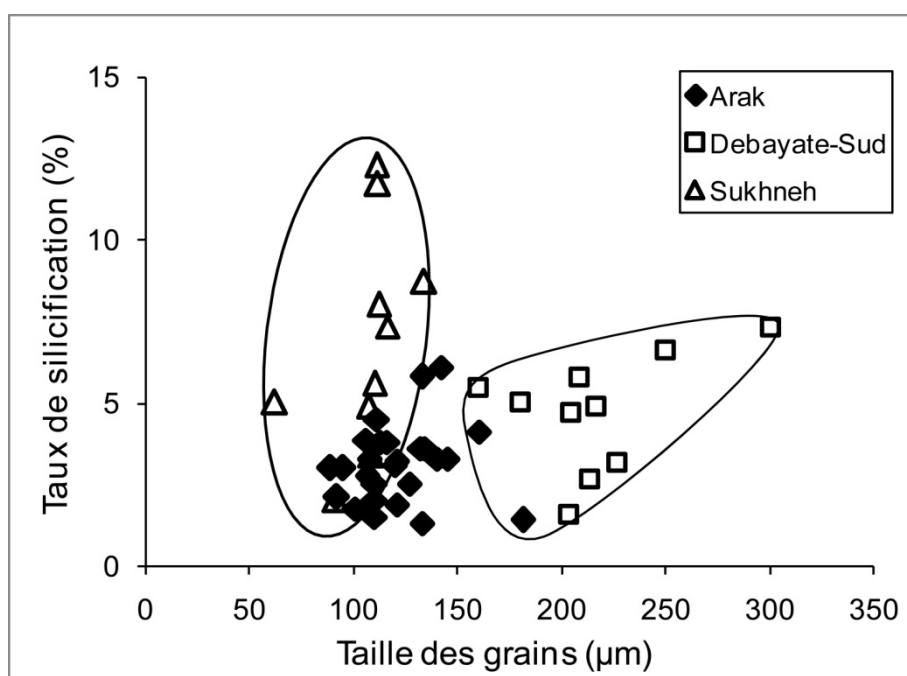


Figure III.32 : Taux de ciment de quartz vs. taille des grains détritiques de quartz des trois champs étudiés du bassin des Palmyrides-Sud. La différence du taux de ciment de quartz selon le champ est plus importante que l'influence de la taille des grains.

5.1.2. Contrôles sur le volume de silicification

Un contrôle sédimentaire, représenté par la granulométrie des grès, a été déjà démontré dans les grès carbonifères. En effet, les grès les plus fins du champ de Sukhneh montrent les taux les plus élevés de ciment de quartz (Figure III.32). Néanmoins, cette augmentation du

taux de ciment de quartz dans les grès de ce champ peut s'expliquer par leur profondeur plus importante que dans les autres champs (Figure III.13).

L'histoire thermique du bassin des Palmyrides indique que la formation de Marqada était peu enfouie pour une période longue (>200My) depuis le dépôt. Pendant cette période, les conditions physico-chimiques n'étaient pas encore convenables pour provoquer la dissolution et la précipitation de quartz. En effet, la température mesurée dans les auréoles de silicification montre que la précipitation de quartz authigène a eu lieu tardivement dans l'histoire diagénétique du bassin. De plus, en raison du faible paléogradient géothermique et de la vitesse faible de l'enfouissement du bassin (des températures autour 100°C durant l'enfouissement maximal du Paléogène), le développement de la dissolution de quartz intergranulaire était limité. Il s'agit d'une limitation et d'une faible occurrence de la source interne de silice dans le réservoir. En effet, Giles (1997) a montré que la profondeur minimale à partir de laquelle une forte cimentation de quartz peut avoir lieu diminue avec l'augmentation du paléogradient géothermique et l'âge. Donc, le faible taux d'enfouissement et le faible paléogradient géothermique peuvent être responsables de faibles quantités de Si libérée dans le réservoir et du retard de la silicification. Cela peut expliquer le volume faible de la silicification (5% de la roche totale en moyenne) à des profondeurs >2000m.

De plus, l'augmentation de la forte salinité et le pH de paléofluides lors de la silicification peuvent conduire à une cimentation de quartz assez limitée (Barclay et Worden, 2000) en raison du ralentissement du processus de diffusion dans ce milieu. Ce ralentissement de cimentation de quartz est également favorable dans des fluides riches en métaux et sous des conditions d'oxydation (Barclay et Worden, 2000). Ce type de fluide est proposé d'après les minéraux authigènes précipités (kaolinite, chlorite, carbonates de fer) qui peuvent être liés à des conditions d'oxydation (Barclay et Worden, 2000).

5.1.3. Contrôle sur la dissolution des feldspaths

La dissolution des feldspaths dans les grès carbonifères de la formation de Marqada montre une variation verticale et latérale entre les trois champs étudiés. En effet, aucun grain détritique de feldspath n'a été observé dans les grès de l'unité B du champ de Arak, mais ils sont rares dans le champ de Debayate-Sud. Certains grains feldspaths détritiques sont présents dans le champ de Sukhneh et l'unité D du champ de Arak. Donc, des feldspaths détritiques sont préservés dans des grès plus profonds à des températures plus élevées, ce qui indique que

la température n'est pas le seul facteur à contrôler la dissolution des feldspaths. Un lien avec la chimie des fluides est envisagé pour l'évolution de ce phénomène diagénétique. En effet, la dissolution totale des feldspaths détritiques a eu lieu dans les grès de l'unité B (champ de Arak) du champ de Debayate-Sud où des fluides riches en acides organiques dérivés de la roche mère vers les parties supérieures des anticlinaux peuvent causer cette dissolution. Par conséquent, la dissolution des feldspaths détritiques était partielle dans les grès les plus profonds du champ de Arak et dans les grès du champ de Sukhneh en raison du manque ou de la présence rare des fractures qui a probablement joué un rôle comme le chemin de circulation de ces fluides acides. Bien que la variabilité spatiale et verticale de la dissolution des feldspaths n'ait pas influencé majoritairement la qualité réservoir des grès, elle représente alors un indice important des conditions physico-chimiques des fluides diagénétiques.

5.1.4. Contrôle sur la cimentation des carbonates

La cimentation de carbonates (sidérite magnésienne et ankérite) dans les réservoirs carbonifères de la formation de Marqada est hétérogène en termes de distribution. Elle a principalement été observée dans le champ de Arak. Des traces de carbonate ont été observées dans les champs de Sukhneh et de Debayate-Sud. Afin d'expliquer cette distribution spatiale de la cimentation de carbonates, deux hypothèses sont envisageables.

La première hypothèse suggère qu'une cimentation précoce et syn-sédimentaire de carbonates a eu lieu dans les réservoirs gréseux de la formation de Marqada. Les carbonates précoces auraient été dissous par l'acidité du milieu liée à l'arrivée des fluides acides à partir de la roche mère. Cependant, une reprécipitation tardive des carbonates a eu lieu quand les conditions physico-chimiques étaient à nouveau convenables pour la précipitation des carbonates uniquement dans le champ de Arak. Il implique, donc, une absence de carbonates précoces/syn-sédimentaires dans les champs de Debayate-Sud et Sukhneh. Donc, une reprécipitation de carbonates n'était pas possible en raison d'absence de sources de calcium, de magnésium, et de fer dans ces deux champs. Ou bien, les conditions nécessaires pour la précipitation de carbonates tardives n'étaient possibles que dans le champ de Arak. Selon cette hypothèse, la présence rare des carbonates authigènes dans un seul échantillon dans le champ de Sukhneh et un seul échantillon dans le champ de Debayate-Sud peut être liée aux carbonates précoces résiduels, ou à une précipitation tardive très locale.

La deuxième hypothèse exclue la présence de carbonates précoces syn-sédimentaires dans les grès étudiés. Une précipitation tardive directe à partir de fluides diagénétiques était donc l'origine des ciments en carbonates dans le champ de Arak. Cette hypothèse privilège une source supplémentaire externe de calcium, de magnésium, et de fer dans les fluides diagénétiques. Effectivement, des dépôts de carbonates sont intercalés avec les grès et les argiles dans le champ de Arak mais pas dans les autres champs. Donc, une mobilisation des éléments précédents à partir des intercalations carbonatées vers les grès était possible dans le champ de Arak. Cette hypothèse explique alors la présence parfois massive des ciments de carbonates dans le champ de Arak notamment l'unité C, et également l'occurrence rare et locale des traces de carbonate authigène dans les champs de Sukhneh et de Debayate-Sud où il n'y a pas de dépôts de carbonates en alternance avec les niveaux gréseux. Donc, il n'était pas possible d'avoir une cimentation importante de carbonates dans ces derniers champs en raison du manque des sources nécessaires. De plus, la circulation des fluides à partir des intercalations carbonatées était possible via les fractures bien observées dans le champ de Arak. Une arrivée épisodique de fluides via les fractures peut expliquer l'évolution chimique des carbonates dans le champ de Arak. Selon cette hypothèse, des facteurs sédimentaires et structuraux ont contrôlé la cimentation de carbonates dans le champ de Arak.

D'après l'histoire thermique, les températures des inclusions fluides et la séquence paragéométrique dans les réservoirs, la cimentation de carbonates a eu lieu juste après la silicification à partir des fluides évolués et salins.

5.1.5. Contrôle sur l'occurrence et sur la distribution des argiles authigènes

Les argiles authigènes sont présentes dans les champs étudiés et représentées principalement par les kaolins et le chlorite. Bien que l'illite est quasi négligeable dans l'ensemble des grès étudiés, il montre une proportion plus importante dans le champ de Sukhneh et les unités C et D dans le champ de Arak où des faibles quantités d'illite sont détectées dans le cortège argileux. L'illite est plus importante dans l'unité C associée à une présence très importante de ciments de carbonates. De plus, l'argilosité dans le champ de Sukhneh représente d'ailleurs un volume de la roche totale plus important que dans les deux autres champs. La teneur en argile authigène la plus élevée dans le champ de Sukhneh est probablement liée à une composition du matériel détritique différente, où le contenu initial d'argile et des feldspaths était probablement plus élevé. La présence d'illite dans le champ de

Sukhneh et son absence dans les champs de Arak et Debayate-Sud peut s'expliquer par l'évolution de la diagenèse « post-silicification » dans le champ de Sukhneh dans des conditions moins acides en comparaison avec les deux autres champs. Cela est supporté par la présence de feldspaths dans les grès de ce champ et de l'unité D du champ de Arak, et également par la cimentation importante (jusqu'à 22%) de carbonates dans l'unité C dans le champ de Arak.

La prédominance des kaolins peut s'expliquer par l'acidité des fluides diagénétiques, alors que la néoformation de chlorite est liée, d'une part, à la composition initiale des smectites et d'autre part, au changement des conditions physico-chimique des fluides associé à la circulation de fluides via le réseau des fractures liés à la phase de soulèvement post-Paléogène.

6. Synthèse de l'architecture des réservoirs gréseux du Carbonifère dans le bassin des Palmyrides-Sud

La porosité et la perméabilité des réservoirs gréseux du Carbonifère dans le bassin des Palmyrides-Sud montrent une variabilité spatiale et verticale entre les trois champs étudiés (Arak, Debayate-Sud, et Sukhneh) (Figure III.33), et entre les trois unités (B, C, et D). Les facteurs sédimentaires et diagénétiques responsables de cette variabilité sont discutés dans les paragraphes suivants.

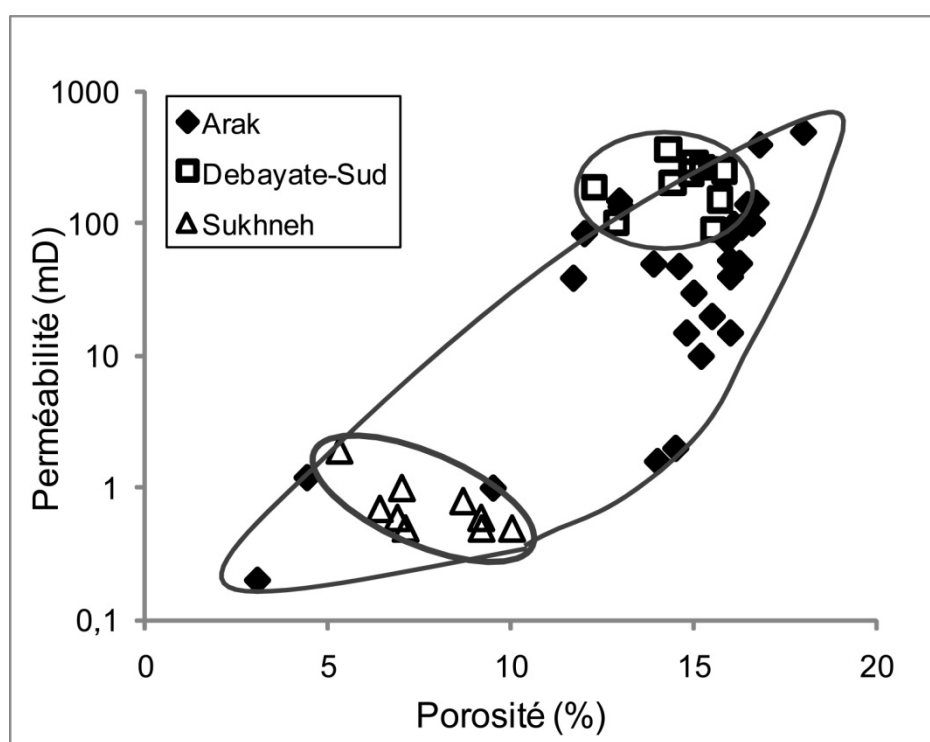


Figure III.33 : Perméabilité vs. porosité des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud dans les champs : Arak, Debayate-Sud et Sukhneh.

6.1. Contrôle sédimentaire sur les propriétés pétrophysiques

L'environnement des dépôts et les faciès sédimentaires influencent de façon directe ou parfois indirecte la porosité et la perméabilité des réservoirs, en raison de son impact sur la composition initiale des sédiments, sur la texture, et sur la composition chimique de fluides de

formation. Par conséquent, ces facteurs ont une influence directe sur les processus diagénétiques (Baker, 1991 ; Homewood, 2000 ; Salem et al., 2005). En effet, le volume de la porosité montre généralement une corrélation inverse avec le tri des grains détritiques des sables (Morrow et al., 1961 ; Bread et Weyl, 1973) et il dépend parfois de la taille des grains (Pryor, 1971), alors que la perméabilité est en corrélation avec la taille des grains. Donc, une bonne qualité du réservoir gréseux est liée à des dépôts dans des environnements où la dynamique de milieu est importante (James, 1995). Cette influence de l'environnement de dépôts sur les propriétés pétrophysiques des réservoirs gréseux est claire dans le cas des champs étudiés du bassin des Palmyrides-Sud. En effet, comme la transgression du Paléozoïque supérieur était du nord et nord-est vers le sud et sud-ouest, le champ de Sukhneh est situé plus loin de la ligne paléolittorale en comparaison avec les deux autres champs (Arak et Debayate-Sud) (Figure III.34). Bien que le tri des grains soit bon dans les trois champs, la taille des grains diminue à partir des champs de Arak et de Debayate-Sud et vers le champ de Sukhneh. Par conséquent, le champ de Sukhneh montre des grès dont la porosité et perméabilité sont faibles (porosité 7,7%; perméabilité <1mD), alors que de bonnes qualités réservoir (porosité 14,5%; perméabilité 135mD) sont mesurées dans les grès carbonifères des champs de Arak et Debayate-Sud localisés plus proches de la ligne paléolittoral et présentant des grès tidaux à littoraux. Dans l'unité B, la fraction détritique est plus riche en quartz au SW du champ de Arak, ce qui témoigne de la direction de la paléoligne littorale.

La faible abondance de minéraux ductiles dans les grés carbonifères des champs de Arak et Debayate-Sud a permis de préserver un volume assez important de la porosité même après avoir subi une évolution diagénétique relativement profonde. Car l'absence de tapissage argileux autour les grains détritiques a, à la fois, limité la compaction entre les grains et laissé, par conséquent, toute la surface des grains de quartz disponible pour la silicification. Donc, la compaction mécanique faible et chimique quasi-nulle notamment dans les champs de Arak et Debayate-Sud résulte du bon tri des grains détritiques et l'absence de tapissage argileux. Ce qui met en évidence l'impact du faciès sédimentaire sur la diagenèse et la qualité réservoir des grès.

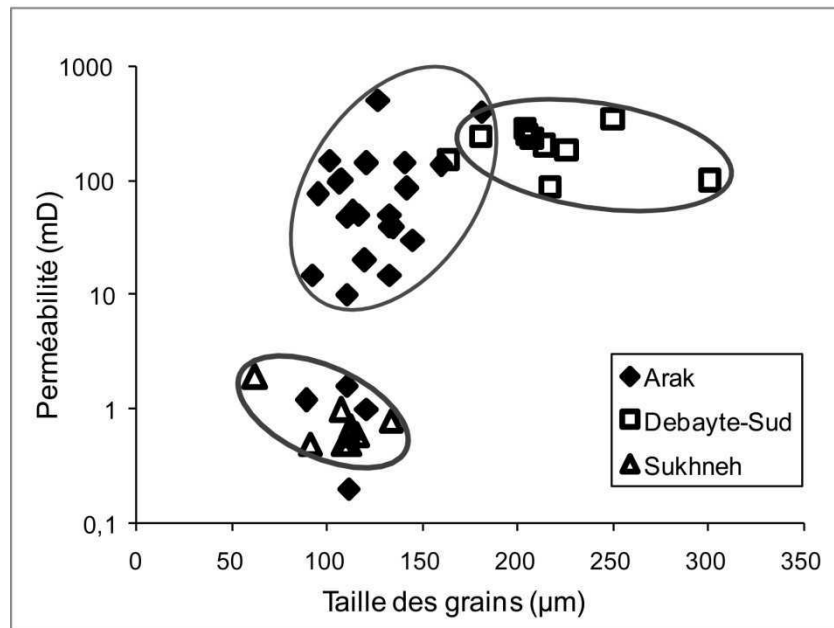


Figure III.34 : Perméabilité vs. taille des grains des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud.

De plus, une influence d'environnement de dépôt et de la direction des courants apparaît sur la différence entre la perméabilité horizontale et verticale (Figure III.35). En effet, la perméabilité horizontale est parfois plus importante que la perméabilité verticale en raison de l'arrangement des grains détritiques parallèlement de la direction des courants dominés lors du dépôt. La direction d'allongement des grains est parallèle de l'orientation de la stratification. Cela rend le passage des fluides plus difficile verticalement en raison de diamètre des seuils de pores plus importante à l'horizontale qu'à la verticale (Figure III.35).

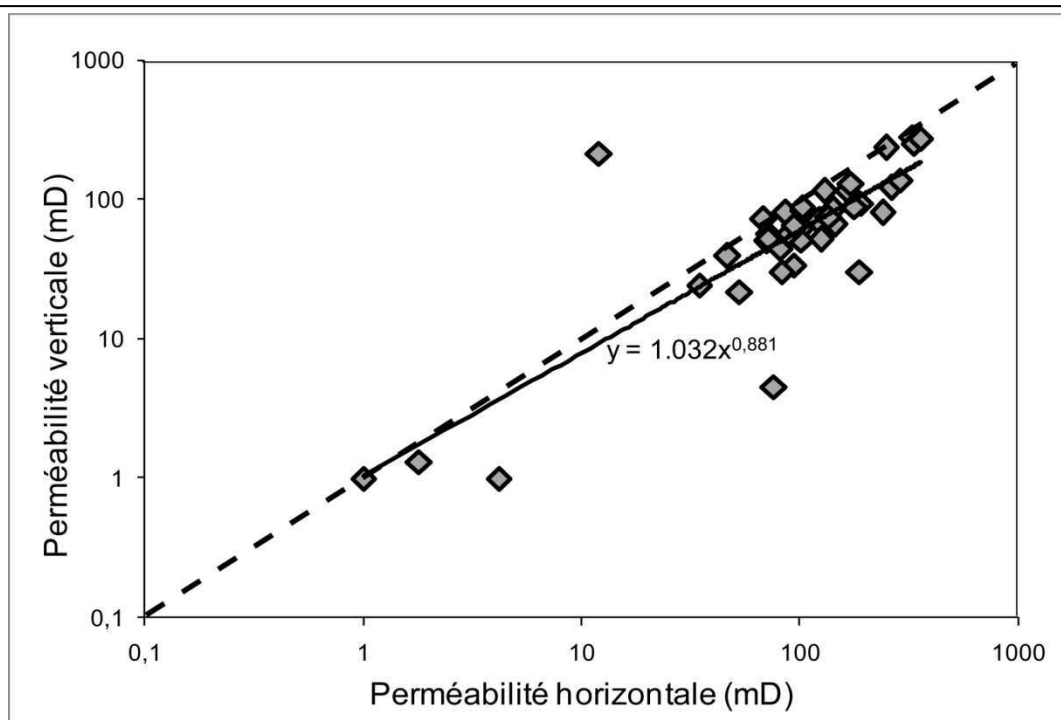


Figure III.35 : Perméabilité verticale vs. perméabilité horizontale des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud.

6.2. Contrôle diagénétique sur les propriétés pétrophysiques

1.2.1. Influence de la silicification

La silicification est présente dans tous les grès étudiés du bassin des Palmyrides-Sud en volume généralement inférieure à 10% (5% en moyenne). Par conséquent, son influence sur la dégradation de la qualité réservoir demeure faible et parfois négligeable (Figure III.36). La surcroissance autour des grains détritiques de quartz réduit le volume de la porosité en occupant de l'espace disponible. Cependant, elle garde généralement une certaine connectivité entre les pores car la surcroissance isopaque de quartz implique la même proportion de diminution de la largeur de la porosité dans tous les sens dans l'espace intergranulaire.

De plus, les surcroissances fines de quartz, en tant que précoces ou tardives, permettent de solidifier les grès et peuvent alors stopper la compaction. Il s'agit d'un double rôle pour préserver une bonne qualité réservoir dans les grès carbonifères du bassin de Palmyrides-Sud. Cette influence est mieux observée dans les champs de Arak (unité B) et de Debayate-Sud où

les grès sont des arénites quartziques et où la silicification est le facteur diagénétique le plus influençant sur la porosité et la perméabilité (Figure III.37). Bien que le taux de la silicification et l'épaisseur des surcroissances de quartz soient légèrement plus importantes dans le champ de Debayate-Sud que dans le champ de Arak, la proportion d'épaisseur des surcroissances/ taille des grains est plus élevée dans le champ de Debayate-Sud en raison de la taille importante des grains détritiques de quartz et, par conséquent, la largeur importante de la porosité initiale. Pour cette raison, son influence sur la perméabilité reste négligeable car les auréoles ne changent pratiquement pas la taille initiale des pores et ainsi les connexions.

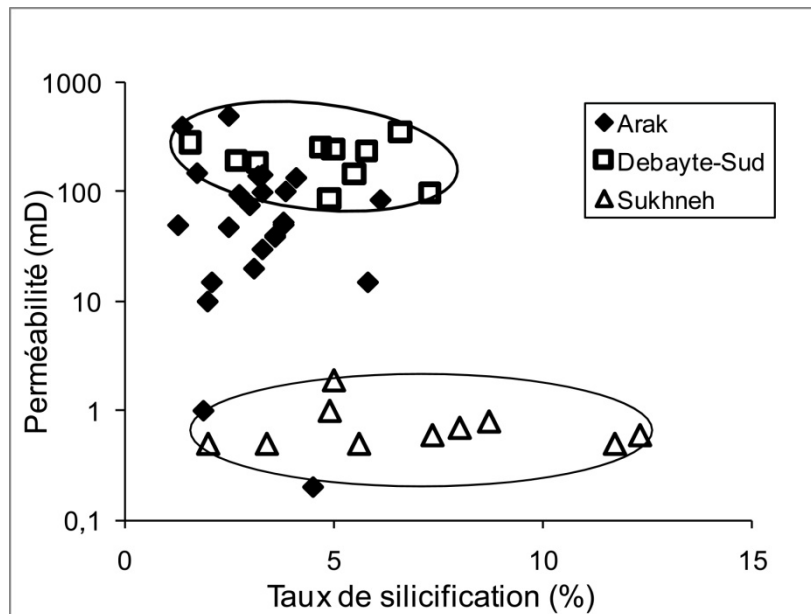


Figure III.36 : Perméabilité vs. taux de silicification des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud.

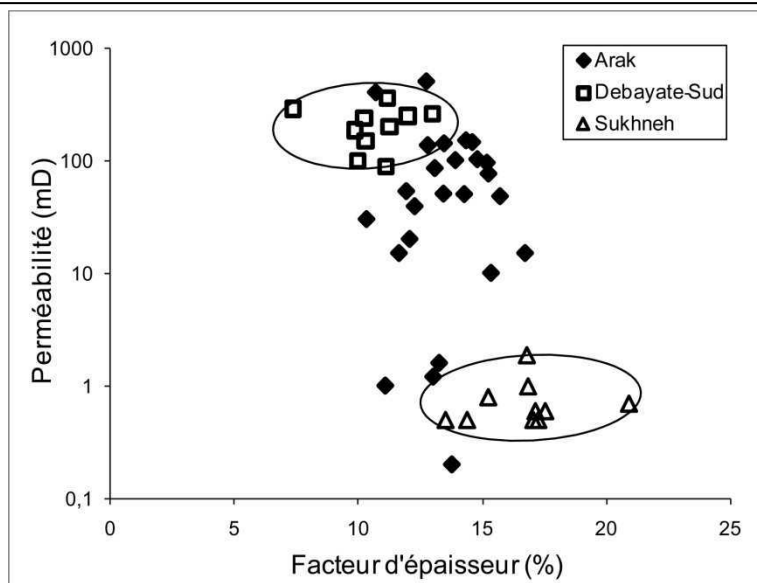


Figure III.37 : Perméabilité vs. facteur d'épaisseur des surcroissances (épaisseur des auréoles de surcroissances/ taille des grains détritiques de quartz).

1.2.2. Influence des argiles authigènes

En raison de variations en volume d'argiles authigènes et en proportion des cortèges argileux entre les trois champs, l'influence des argiles sur la qualité réservoir est hétérogène. En effet, chaque type d'argiles provoque des modifications différentes dans les pores intergranulaires en fonction de la morphologie et la façon de remplissage des cristaux de kaolin, chlorite, et illite (Gaida et al., 1973 ; Wilson, 1992). Par conséquent, la perméabilité diminue de façon différente en fonction de la composition minéralogique d'argile dominante. Pour cela, il est important de déterminer l'occurrence, la quantité, et la distribution des minéraux argileux, et de comprendre l'origine et les facteurs contrôlant cette variation.

Les argiles authigènes néoformées dans les grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud ne dégradent pas beaucoup les propriétés pétrophysiques notamment dans les champs de Arak et Debayate-Sud, en raison de leur proportion faible (<5% en moyenne de la roche totale) et la prédominance de kaolinite et chlorite dans le cortège argileux (Figure III.38). Il s'agit d'une faible occurrence d'illite (<10% du cortège argileux) qui est le minéral argileux le plus destructeur de la connexion entre les pores. Cela explique une partie de la perte de porosité (7,7% en moyenne) et la faible perméabilité (<1mD) dans le champ de Sukhneh où l'argilosité est plus élevée (>5% en moyenne, et jusqu'à 20% au maximum) et où l'illite est relativement plus importante en termes de volume.

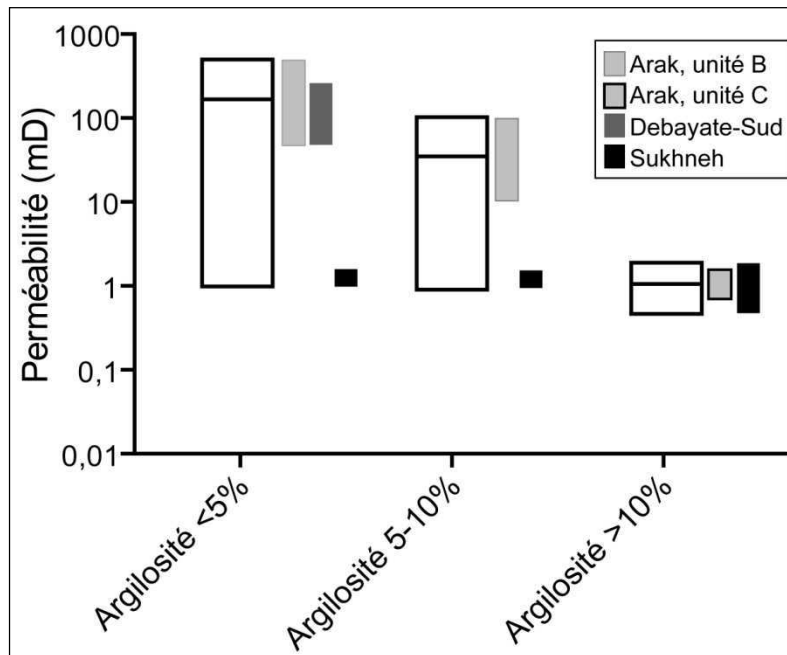


Figure III.38 : Perméabilité des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud différenciée selon l'argilosité.

1.2.3. Influence de la cimentation des carbonates

L'influence du ciment de carbonates (sidérite-Mg et ankérite) dans le champ de Arak sur la porosité et la perméabilité reste généralement faible notamment dans l'unité B en raison de leur volume peu important et de leur précipitation sous forme de cristaux poikilotopiques grossiers mais dispersés et non-interconnectés. Cela a donc limité leur influence sur la connectivité entre les pores au niveau métrique, surtout quand leur volume est faible < 5% (Figure III.39). De bonnes qualités réservoir sont donc encore préservées dans les grès du champ de Arak (porosité 15%; perméabilité d'environ 100mD) à l'exception des grès de l'unité C où le volume de la sidérite-Mg est très important (jusqu'à 22%) occupant alors quasiment la totalité du volume intergranulaire. La qualité réservoir dans ce champ, notamment dans l'unité B, reste alors importante quand le ciment de carbonate est relativement faible (d'environ 2% en moyenne); le volume de la porosité (15%) demeure comparable à celui des grès du champ de Debayate-Sud (14,6%) où le ciment de carbonate est absent. Cependant, les perméabilités sont plus élevées dans le champ de Debayate-Sud que dans l'unité B du champ de Arak (d'environ 100 mD de différence entre les deux champs). Cette différence peut s'expliquer par les ciments dispersés de carbonates qui peuvent localement influencer la connectivité entre les pores sans modifier majoritairement le volume

de la porosité. Une taille plus importante des grains détritiques dans le champ de Debayate-sud est également responsable d'une partie de la perméabilité plus élevée dans ce champ (Figure III.34).

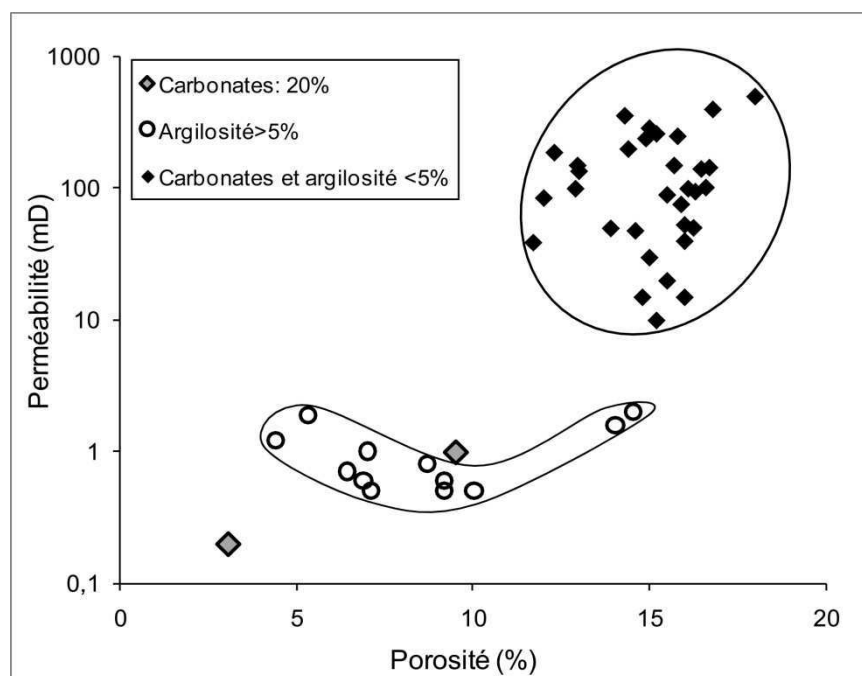


Figure III.39 : Perméabilité vs. porosité des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud distinguée par l'abondance des ciments de carbonates et d'argiles.

1.2.4. Influence des phénomènes diagénetiques mineurs

La précipitation de pyrite et anhydrite authigènes n'est pas importante en termes de volume dans les grès du bassin des Palmyrides-Sud. Son influence sur la porosité et la perméabilité est donc négligeable. De plus, la dissolution des feldspaths en tant qu'un processus diagénetique créant de la porosité secondaire conduit à une augmentation de volume de la porosité. Cependant, ce type de porosité s'exprime sous forme des pores isolés, et il ne conduit alors pas à améliorer la connectivité entre les pores et la perméabilité. Pour cette raison, l'impact de la dissolution des feldspaths sur la qualité réservoir est généralement faible, et la difficulté de quantifier le volume exact de pores de dissolution rend son rôle difficile à déterminer.

Bien que la dissolution des grains détritiques de quartz soit quasi-nulle dans les grès du bassin des Palmyrides-Sud, la comparaison du volume intergranulaire, des ciments et la porosité résiduelle selon la méthode de Houseknecht (1987) (Figure III.40) indique que la

compaction mécanique peut être responsable de la réduction d'une partie de la porosité initiale dans les grès des champs de Arak et Debayate-Sud.

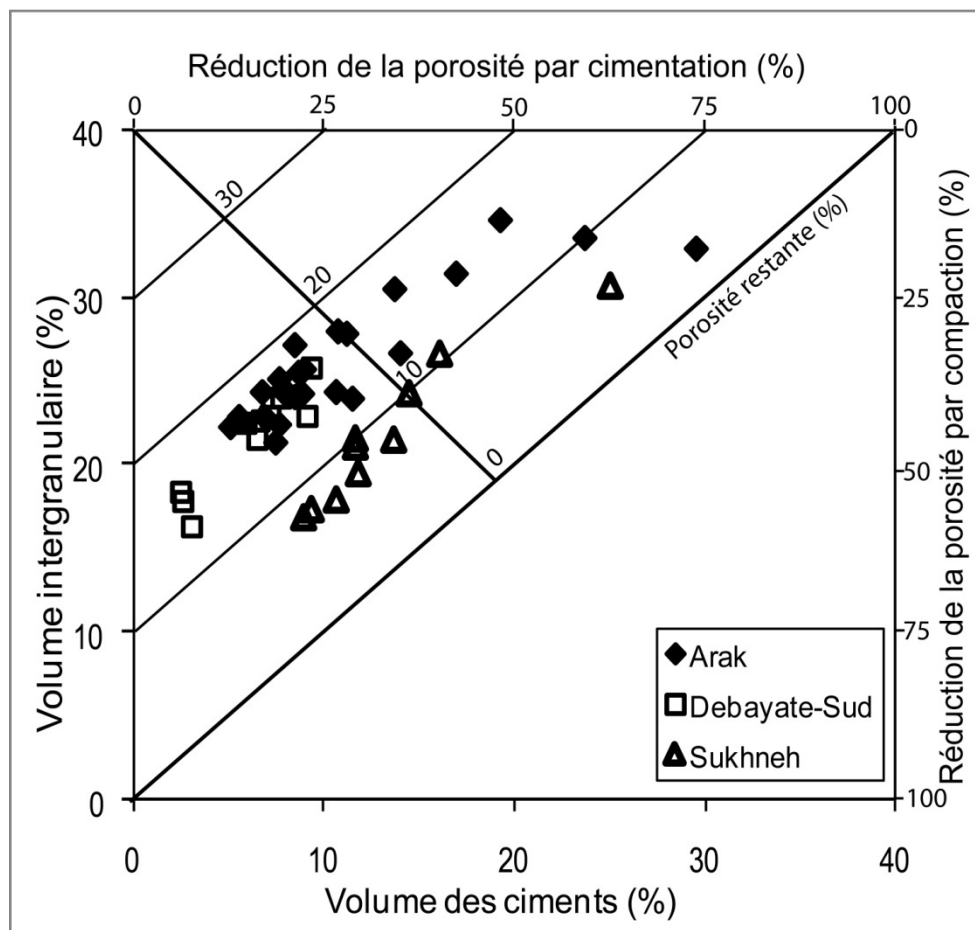


Figure III.40 : Comparaison entre le volume intergranulaire, le volume des ciments et la porosité résiduelle (d'après la méthode de Houseknecht, 1987) illustrant l'importance relative de la cimentation et de la compaction sur la réduction de la porosité.

5.2.5. Impact sédimentaire et diagénétique sur l'architecture des réservoirs

La granulométrie des grès diffère légèrement entre les trois champs. Elle révèle une taille des grains détritiques de quartz diminuant à partir du champ de Debayate-Sud, le champ de Arak et vers le champ de Sukhneh. Une diminution des valeurs de la perméabilité est observée selon la même tendance ; à partir du champ de Debayate-Sud, le champ de Arak et vers le champ de Sukhneh. Ce qui met en évidence l'influence de la granulométrie et l'environnement de dépôts sur l'organisation des bons réservoirs.

L'architecture diagénétique montre une variabilité spatiale et verticale légère entre les trois champs étudiés, se traduisant principalement par la cimentation de carbonates

uniquement dans le champ de Arak et par la variation de volume du contenu en argiles authigènes entre les trois champs.

La mise de gaz influence le volume de la porosité en ralentissant voire en stoppant la silicification. Bien qu'il soit difficile de déterminer l'âge de la mise en gaz dans les réservoirs, elle permet alors de garder de la porosité intergranulaire. De plus, elle peut conduire à créer de la porosité secondaire par la dissolution des feldspaths en considérant que l'arrivée du gaz est associée à des fluides acides. En effet, aucun grain de feldspath n'a été observé dans l'unité B du champ de Arak, et quelques grains de feldspaths dans le champ de Debayate-Sud. Alors que certains grains de feldspath ont été observés dans l'unité D du champ de Arak et dans le champ de Sukhneh.

Les bonnes qualités réservoir sont observées dans les grès de l'unité B du champ de Arak et dans le champ du Debayate-Sud où ces grès se sont déposés dans des environnements de dépôts deltaïques à littoraux-marins peu profonds. Donc, les grès à gros grains bien triés ont permis de préserver une porosité et perméabilité assez importantes dans ces réservoirs qui sont soumis à une diagenèse marquée principalement par l'absence de la dissolution de quartz intergranulaire et par la cimentation de quartz, de kaolins et chlorite.

En revanche, la porosité et la perméabilité de l'unité D dans le champ de Arak et du champ de Sukhneh sont faibles en raison de facteurs sédimentaires et diagénétiques dégradant les qualités réservoir. Il apparaît que le faciès sédimentaire est responsable d'une grande partie de la perte de la porosité et de la perméabilité. Ce faciès, traduit par des grès un peu plus fins et plus riches en grains ductiles, reflète une précipitation dans des conditions marines plus profondes que dans l'unité B du champ de Arak et du champ de Debayate-Sud. Ensuite, il a subi une diagenèse moins acide conservant des feldspaths et une proportion d'illite légèrement plus élevée que dans l'unité B du champ de Arak et le champ Debayate-Sud.

En conclusion, les faciès sédimentaires expliquent partiellement l'architecture des réservoirs carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud. De plus, l'histoire diagénétique est responsable en grande partie de la distribution latérale et verticale des qualités réservoir.

7. Conclusions

L'histoire diagénétique et son contrôle sur les propriétés pétrophysiques dans les réservoirs gréseux du Carbonifère du bassin des Palmyrides-Sud a été réalisée à partir des données pétrographiques, de la microthermométrie des inclusions fluides et de la géochimie des isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$. Elle se résume dans les points suivants :

1. L'histoire diagénétique des réservoirs gréseux dans la formation de Marqada du bassin des Palmyrides-Sud a débuté avec la précipitation de surcroissance de quartz autour des grains détritiques de quartz, puis par la précipitation de minéraux de groupe des kaolins dans des conditions acides. La diagenèse tardive est principalement marquée par la précipitation de chlorite authigène, sidérite magnésienne, ankérite et anhydrite.
2. Une silicification faible dans les grès de la formation de Marqada est liée à une compaction chimique faible et à la pauvreté de sources de silice.
3. Une cimentation en carbonates est présente majoritairement dans le champ de Arak. Les argiles authigènes sont essentiellement représentées par les kaolins et la chlorite. L'argilosité est plus élevée dans le champ de Sukhneh et l'unité D du champ de Arak.
4. La température de la silicification dans la formation de Marqada est de 100 à 160°C. Ces températures sont supérieures aux paléotempératures maximales estimées par la modélisation (Gabra, 1999 ; données SPC). Ce qui suggère des températures sous-estimées modélisées par Gabra, 1999).
5. La source majeure de silice dans les grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud provient des stylolites. La quantité de silice libérée est cependant inférieure à celle produite par les stylolites dans d'autres bassins au niveau mondial. La chloritisation des smectites peut également être une source supplémentaire de silice.
6. Les ciments de quartz ne détruisent pas significativement la qualité réservoir dans les grès étudiés en raison de leur faible répartition dans des grès non-compactés. Les ciments de carbonates sont apparus localement dans le champ de Arak en faible volume à l'exception de l'unité C. Leur influence sur les propriétés pétrophysiques est également peu importante.

-
7. Une circulation épisodique de fluides via les fractures liées au soulèvement paléogène peut être responsable du changement des conditions physico-chimiques de fluides diagénétiques dans les réservoirs.
 8. Les propriétés pétrophysiques des grès du bassin des Palmyrides-Sud dépendent du faciès sédimentaire et de la diagenèse. En effet, les porosités et les perméabilités les plus faibles sont mesurées dans le champ de Sukhneh où les grains détritiques sont les plus fins et où le taux d'argiles authigènes est le plus élevé.
 9. L'architecture réservoir des grès carbonifères de la formation de Marqada peut s'exprimer en deux principales parties : les grès dans le champ de Arak (l'unité B) et de Debayate-Sud où les propriétés pétrophysiques sont bonnes résultantes de grès grossiers bien triés influencés par une silicification limitée et une cimentation de carbonates faibles en volume. En revanche, les grès dans le champ de Sukhneh et dans l'unité D de champ de Arak ont des propriétés pétrophysiques mauvaises résultant de la taille des grains plus fine et un volume d'argiles plus important que dans les autres réservoirs. De plus, la mauvaise qualité réservoir dans l'unité C est causée par la cimentation de carbonates localement très élevée.
 10. D'une façon générale, la variation des qualités réservoir entre le champ de Sukhneh et les champs de Arak et Debayate-Sud est principalement produite par des influences sédimentaires, alors que la diagenèse est responsable de la légère variation de la perméabilité entre le champ de Arak et le champ de Debayate-Sud.

Chapitre IV

Contrôle tectonique sur la migration de gaz dans le réservoir gréseux de l'Ordovicien du bassin de Sbaa en Algérie : impact sur l'évolution diagénétique

L'objectif de ce chapitre est de reconstruire l'histoire de migration de gaz dans le bassin de Sbaa en montrant le rôle de la paléostructure et de la tectonique hercynienne sur la migration. Les températures et l'origine des fluides dans le réservoir lors de la cimentation et le remplissage des fractures sont également déterminées. De plus, l'influence de la nature des fluides liés à la structuration sur la diagenèse et la répartition des phénomènes diagénétiques est discutée. Ce chapitre présente tout d'abord le contexte géologique du bassin de Sbaa, puis la discussion sur la migration de gaz fait l'objet d'une publication dans le journal de *GeoFluids*.

1. Le cadre géographique et géologique régional du bassin de Sbaa

La plate-forme saharienne, située au Sud de la flexure sud-atlasique s'étend sur une superficie de 8.000.000 km², concernant plusieurs pays du Nord du continent africain. Elle constitue un domaine cratonique stable depuis le Paléozoïque. En Algérie, deux unités géologiques et structurales majeures sont séparées par le grand accident Sud-atlasique (Figure IV.1) : l'Atlas (ou domaine alpin) dans la partie Nord, qui correspond à une chaîne intracontinentale résultant essentiellement de la tectonique alpine ; et la plate-forme saharienne dans la partie Sud, relativement stable, qui a été structurée en majeure partie au Paléozoïque.

Au sein de la plate-forme saharienne, une subdivision existe entre la province Ouest riche en gaz et la province Est où se trouvent à la fois des gisements d'huile et de gaz. L'exploration des bassins occidentaux révèle des potentialités majeures en gaz, mais également en huile dans la cuvette de Sbaa. La séparation entre les deux provinces est située au niveau de la ride d'Amguid, orientée approximativement N-S. La différence entre ces deux provinces est liée à leur histoire mésozoïque et cénozoïque. Les sédiments mésozoïques et cénozoïques sont bien développés et fortement tectonisés dans la province Est, alors que dans la province Ouest ils sont plutôt stratiformes et moins développés. De plus l'histoire de la formation et du piégeage des hydrocarbures dans les bassins paléozoïques est différente entre ces deux provinces (Figure IV.2), avec une histoire méso/cénozoïque à l'est et paléozoïque à l'ouest.

Sur la carte géologique (Figure IV.1 et 2), les affleurements du Carbonifère montrent clairement la distribution des bassins paléozoïques dans ce contexte régional. Dans la partie algérienne de la plate-forme saharienne, les bassins les plus importants sont :

- à l'extrême-est : les bassins d'Illizi et de Berkine ;
- au centre-est : le bassin de l'Oued Mya ;
- à l'ouest : les bassins de Tindouf, de Béchar, de Reggane, de Sbaa, de Timimoun-Gourara et d'Ahnet.

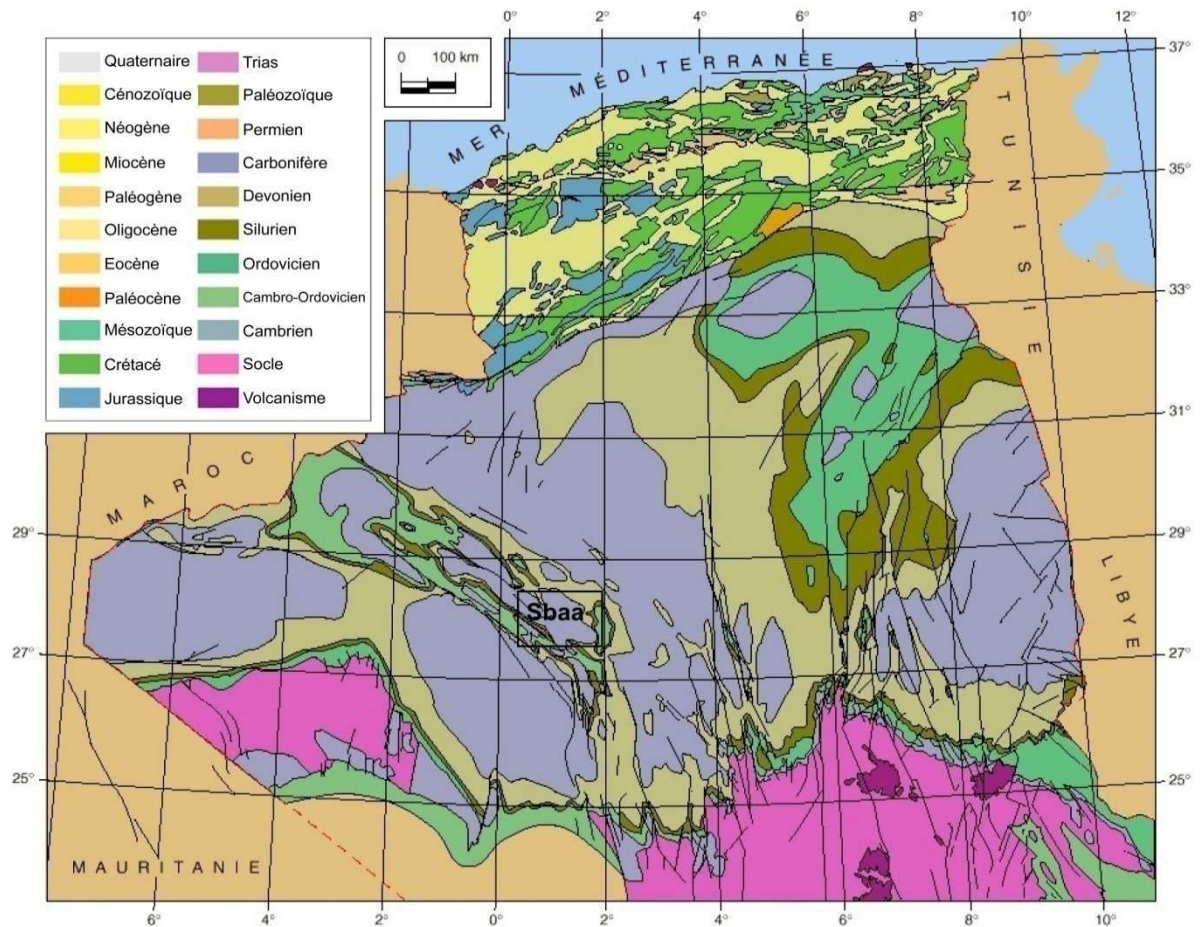


Figure IV.1 : Carte géologique de l'Algérie, écorché au toit du Paléozoïque, avec la localisation du bassin de Sbaa (modifiée d'après WEC, 1995).

Le bassin de Sbaa, la zone d'étude, se situe dans la province Ouest de la plate-forme saharienne. Les bassins de l'Ouest saharien (Figure IV.2) sont liés à l'existence de deux cratons d'âge et de comportement différents : à l'ouest le craton Ouest-Africain (ou bouclier Reguibat), très ancien (environ 2 milliards d'années) et très stable ; et à l'est le craton du Sahara Central (ou bouclier Targui/Tuareg), résultant de la tectonique panafricaine du supercontinent Gondwana (fin Protérozoïque), et au comportement dit « mobile ». La zone de collision entre ces deux cratons est appelée « suture panafricaine ». Elle coïncide avec la chaîne de l'Ougarta (chaînon Sud : Kahal Tabelbala) qui se prolonge au sud-est vers le Bled El Mas et l'Azzel Matti, puis vers la bordure Ouest du Hoggar. La suture panafricaine forme alors une nouvelle subdivision au sein de la province Ouest saharienne.

Cette zone de collision est encore très active au Paléozoïque, provoquant ainsi une structuration différente entre les bassins situés au nord et à l'est de la suture (Béchar,

Timimoun-Gourara, Sbaa, Ahnet), et les bassins au sud et à l'ouest de la suture (Reggane et Tindouf).

Le bassin de Sbaa (appelé également Cuvette de Sbaa) correspond à une étroite dépression synclinale dans l'axe NW-SE de la chaîne de l'Ougarta (Figure IV.2). Il s'étend sur une surface d'environ 32000 km² et est délimité par les hauts structuraux qui l'entourent : au nord et au nord-est le chaînon de la Saoura et son prolongement vers la Voûte d'Azzène, le séparant du bassin de Timimoun ; et au sud-ouest le faisceau du Kahal Tabelbala (un des chaînons ougartiens), se prolongeant plus au sud par le Bled El Mas et individualisant le bassin de Sbaa du bassin de Reggane. Le bassin de Sbaa est une entité structurale singulière par rapport aux bassins voisins de la province Ouest-saharienne. Son histoire est étroitement associée à la chaîne de l'Ougarta, qui représente le principal trait structural de l'Ouest saharien. La chaîne de l'Ougarta s'ennoie vers le sud au niveau des points hauts du Bled El Mas et de l'Azzel Matti. En revanche vers le nord, l'Ougarta se raccorde par l'Anti-Atlas à la véritable chaîne varisque affectée par des déformations intenses, du volcanisme et du métamorphisme sur toute la marge nord de la plate-forme saharienne.

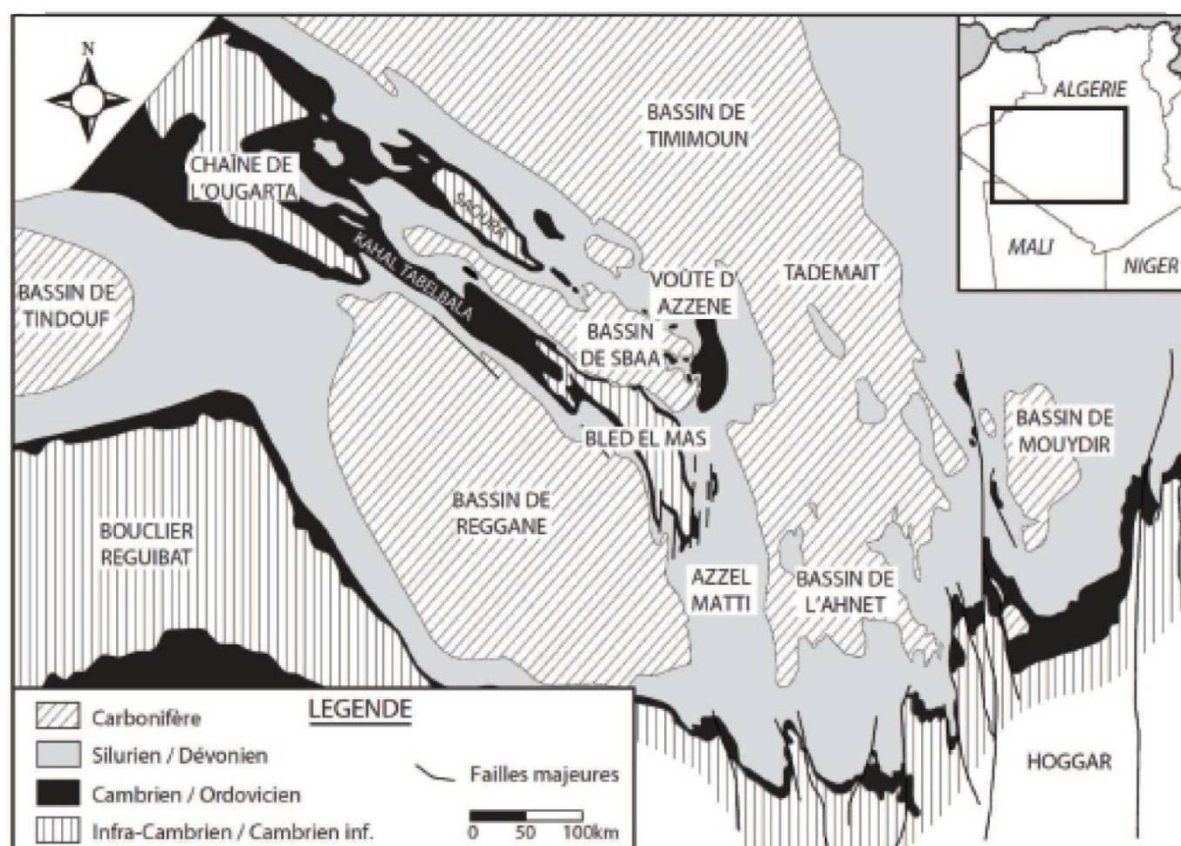


Figure IV.2 : Carte géologique de la province Ouest de l'Algérie et localisation des bassins sédimentaires (modifiée d'après Beicip Franlab, 1996 et WEC, 1995).

2. Evolution géodynamique de la plate-forme saharienne /naissance du bassin de Sbaa/

2.1. La phase panafricaine

La phase panafricaine est responsable de la convergence de plusieurs cratons s'amalgamant pour former le supercontinent Gondwana. La chaîne panafricaine est issue de la collision entre les cratons Ouest et Est-Africain à la fin du Protérozoïque (Black et Fabre, 1980 ; Coward et Ries, 2003 ; Bumby et Guiraud, 2005). Elle provoque la surrection du massif du Hoggar et la mise en place de grands linéaments de socle orientés N-S. Cette phase est ainsi à l'origine d'un grand réseau de failles caractérisé par des accidents subméridiens sub-verticaux. Ces derniers sont interprétés comme des décrochements (NW - SE et conjugués) résultant d'une compression horizontale orientée EW. La phase panafricaine tardive autour de la limite Précambrien-Cambrien qui clot la structuration du Hoggar a été suivie d'une période d'érosion importante qui nivelle les reliefs. La plate-forme saharienne a connu plusieurs zones subsidentes qui ont conduit au développement d'importants bassins sédimentaires qui se développent entre les boucliers.

Ainsi, la collision panafricaine engendre la structuration du socle précambrien sur l'ensemble de la plate-forme saharienne. Les structures panafricaines seront héritées au cours des événements tectoniques du Paléozoïque. La phase panafricaine s'achève au Protérozoïque terminal et sera suivie d'une longue période de subsidence post-orogénique favorisant le développement des bassins paléozoïques.

2.2. Le Paléozoïque pré-hercynien

Suite à l'orogénèse panafricaine, une phase de distension majeure orientée NW-SE provoque une subsidence générale et une pénéplaination de la chaîne panafricaine : il s'agit de l'extension cambro-ordovicienne, liée au basculement général de la plate-forme Nord gondwanienne vers le nord-ouest, formant des structures en demi-graben conduisant à l'individualisation des bassins de la plate-forme saharienne (Beuf et al., 1971). Le refroidissement post-extension de la lithosphère du nord-ouest de l'Algérie provoque une

subsidence généralisée de la plate-forme (fin Cambrien à Permien), avec des directions de paléocourants orientés généralement du sud vers le nord.

A l'Ordovicien supérieur, des mouvements compressifs orientés E-W génèrent des plis d'axe N-S à l'échelle régionale. Cette compression d'âge caradocien est associée à la phase taconique (440 Ma) du cycle calédonien, elle engendre une inclinaison globale de la plate-forme vers le sud. C'est à cette période que s'installe la calotte glaciaire fini-ordovicienne sur le Gondwana (Beuf et al., 1971 ; Scotese et al., 1999). La zone Nord-gondwanienne est subsidente au Silurien, elle constitue un plateau continental (marge océanique). Cette marge au pendage très faible était alors composée de sous-bassins intracratoniques peu profonds. La remontée du Gondwana vers le nord fut rapide durant cette période. Des variations climatiques de grande ampleur entraînent la fonte quasi-totale de la calotte glaciaire provoquant ainsi une transgression marine majeure et le dépôt des argiles siluriennes.

La phase compressive calédonienne provoque une réactivation des structures du socle panafricain et accentue les reliefs pré-existants (Lüning et al., 2005). Plusieurs discordances locales témoignent de cette phase tectonique débutant entre la fin du Silurien et le Dévonien inférieur. Cependant, cette phase n'affecte pas vraiment les structures dans le bassin de Sbaa. Elle est suivie d'une période d'érosion conduisant à l'individualisation de hauts structuraux (Bled El Mas).

Une phase d'extension durant le Gedinnien-Siegenien provoque le rejeu synsédimentaire de failles et de structures préexistantes. Le Dévonien inférieur est marqué par un basculement plus ou moins important des bassins vers le nord-ouest, se prolongeant jusqu'au début du Carbonifère. Les réductions d'épaisseur (du nord vers le sud) des séries transgressives du Dévonien moyen à supérieur ne semblent pas accompagnées d'une phase tectonique compressive (phase calédonienne) ayant pu engendrer des structures. En revanche, bien que les phases tectoniques majeures pré-hercyniennes ne structurent pas particulièrement le bassin de Sbaa, elles contrôlent les événements de transgression/régression et ainsi les variations d'épaisseur des dépôts voire les lacunes dans le bassin de Sbaa.

2.3. Les mouvements hercyniens du Carbonifère

La plate-forme saharienne qui occupe une très grande surface de la partie septentrionale du continent africain correspond à l'une des plus grandes platesformes précambriennes au

monde. Elle est aujourd'hui constituée de l'association de plusieurs bassins intracratoniques d'âge paléozoïque. Dans cette plate-forme, deux grands ensembles de bassins sont situés de part et d'autre de la suture panafricaine marquée, entre autres, par l'alignement des monts d'Ougarta. D'après les données sismiques, aucune phase tectonique majeure ne peut être précisément mise en évidence avant l'Hercynien, hormis la phase panafricaine témoignée par l'importante discordance à la base du Cambrien. L'héritage des structures panafricaines influence l'individualisation du bassin de Sbaa au sein d'un demi-graben d'orientation NW-SE, contrôlant ainsi la distribution des apports sédimentaires au cours du Paléozoïque. La phase hercynienne est donc considérée dans la région étudiée comme étant la phase tectonique la plus importante depuis l'orogénèse panafricaine, ayant provoqué une intense structuration, la création et la réactivation de nombreux systèmes de failles, et enfin une érosion importante se prolongeant probablement jusqu'au Lias. Les mouvements hercyniens sont partagés en mouvements précoces (Viséen) et majeurs (Post-Namurien). Les mouvements de cette phase d'orientation NE-SW ont joué un rôle majeur dans la structuration des différents bassins de la plate-forme saharienne, dans la formation du piégeage des hydrocarbures et donc dans la mise en place des systèmes pétroliers (Figure IV.3).

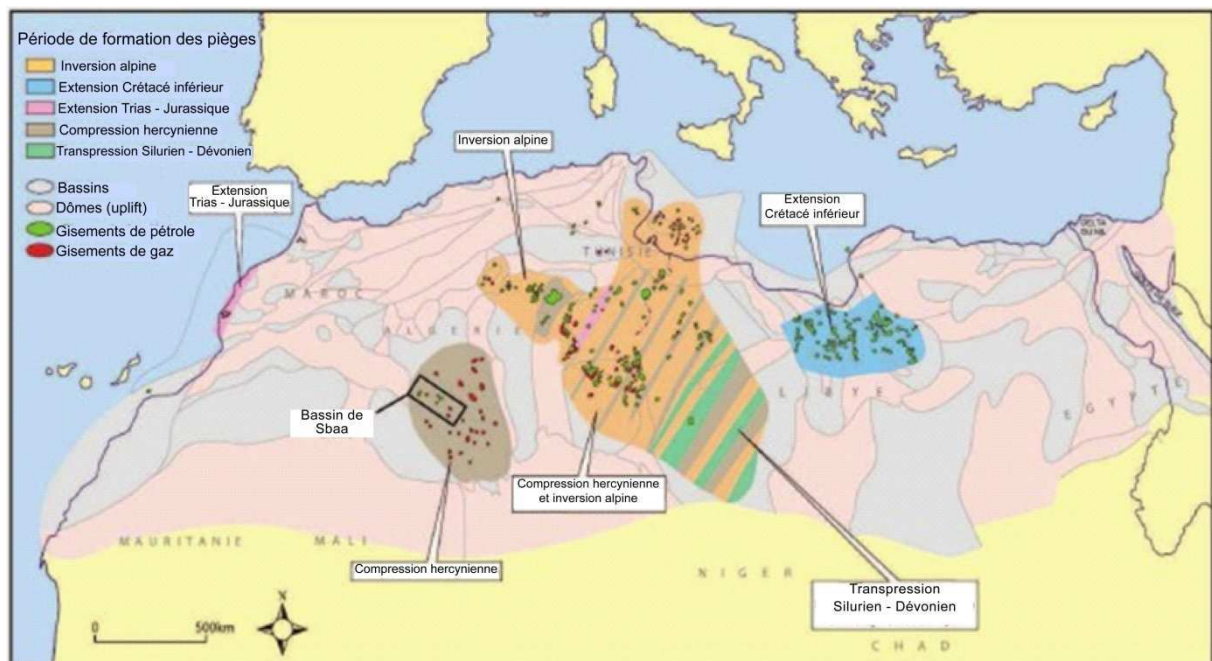


Figure IV.3 : Carte de l'Afrique du Nord synthétisant l'âge de formation des pièges à hydrocarbures provenant des roches mères du Silurien basal et du Dévonien supérieur dans les bassins paléozoïques (modifiée d'après Craig et al., 2006).

La compression viséenne s'amorce surtout en Europe, correspondant à la phase Sudète. Les répercussions de cette phase sont observables dans le sud du Sahara algérien, traduites par un raccourcissement orienté NE-SW et des discordances plus ou moins importantes dans les bassins sahariens (Boudjema, 1987 ; Boote et al., 1998). Les bassins situés au sud de la suture panafricaine sont extrêmement subsidés au Viséen (l'épaisseur du Viséen est de 3000 à 7000m dans le bassin de Tindouf et de 1000 à 3000m dans le bassin de Reggane). L'instabilité augmente au cours du Carbonifère résultant en un soulèvement généralisé de la plate-forme saharienne (Guiraud et al., 1985). Dans le bassin de Sbaa, une série d'en moyenne 500m d'épaisseur est déposée au Viséen, puis partiellement érodée suite à la structuration du bassin. Le soulèvement de la Voûte d'Azzène et du chaînon de la Saoura fin Viséen individualise le bassin de Sbaa du bassin de Timimoun (Torsvik et al., 2002).

L'orogénèse hercynienne entraîne une forte déformation intraplaque à travers toute la plateforme saharienne, le plus souvent par la réactivation des accidents panafricains (Haddoum et al., 2001). Les unités réservoir cambro-ordoviciennes ont alors été plissées, faillées, fracturées et soulevées. La chaîne intracratonique de l'Ougarta s'est formée à cette période par d'importants plissements et des chevauchements. Elle subit alors le maximum d'intensité de la déformation hercynienne sur la plate-forme saharienne (Craig et al 2006 ; Figure IV.4). Cette déformation se traduit par une surrection du socle formant une ride d'orientation NW-SE entre le bassin de Reggane et le bassin de Sbaa. Durant la phase hercynienne, dans le bassin de Sbaa, les grandes failles normales et décrochantes préexistantes rejouent en failles inverses avec une orientation majeure NW-SE (inversion du bassin). Des failles d'orientation E-W à NE-SW sont également bien représentées, conduisant à une structuration compressive complexe et polyphasée de ce bassin (réactivation de failles de socle et structures en fleur ; tectonique de bassin intracratonique précoce liée aux héritages des structures du socle).

Au niveau de la plate-forme saharienne, la caractérisation de l'orogénèse hercynienne n'est cependant pas évidente en raison de l'intense érosion se déroulant entre le Permien et le Jurassique. De plus, l'orogénèse est constituée de plusieurs phases diachroniques avec différentes orientations de contraintes, et les contraintes se changent en raison des hétérogénéités locales.

Le bassin de Sbaa est véritablement individualisé lors de l'orogénèse hercynienne, par l'inversion et le soulèvement de l'ensemble Voûte d'Azzène/Chaînon de la Saoura et de la réactivation du chaînon Sud de l'Ougarta (Kahal Tabelbala) et du Bled El Mas, formant les

bordures actuelles Nord et Sud du bassin. Il constitue alors un synclinal d'axe NW-SE, situé en position haute par rapport aux bassins voisins de Reggane au sud et Timimoun au nord (Figure IV.5).

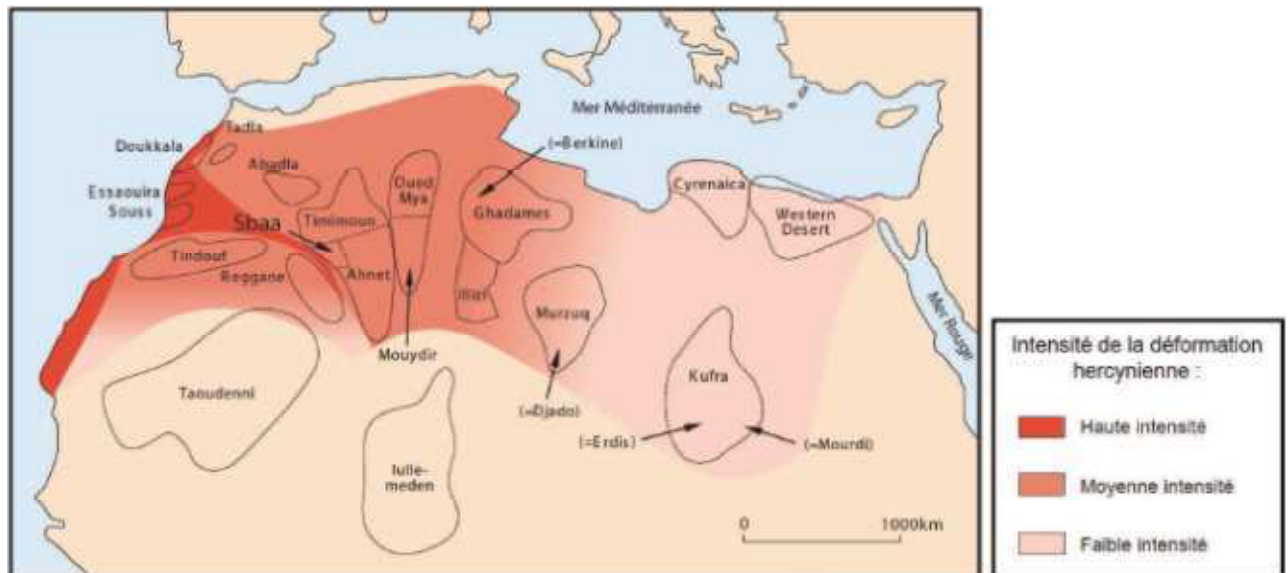


Figure IV.4: Intensité de la déformation hercynienne en Afrique du Nord durant la période entre fin Carbonifère et début Permien (modifiée d'après Craig et al., 2006). L'intensité maximale est située au niveau de l'Ougarta à l'aplomb du bassin de Sbaa.

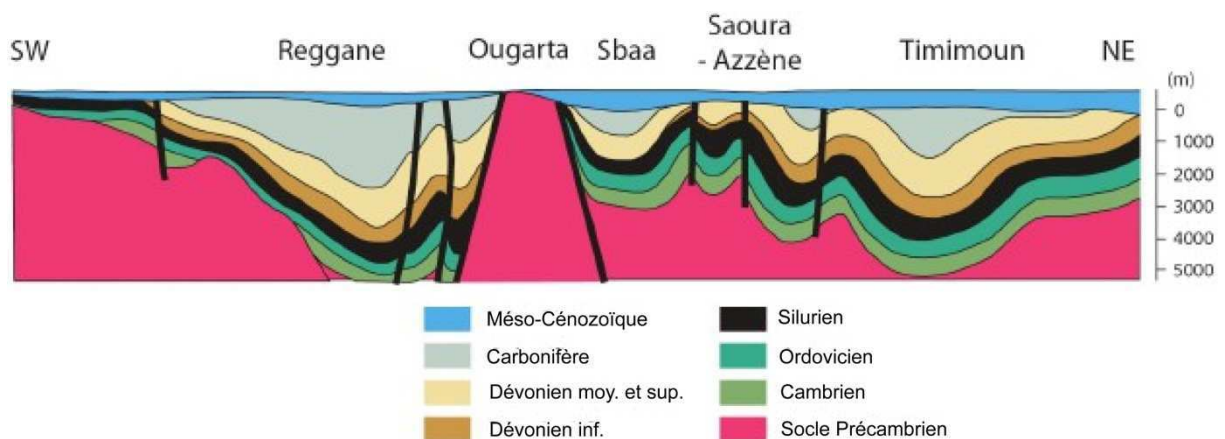


Figure IV.5 : Coupe géologique schématique à travers les bassins de Reggane, Sbaa et Timimoun (d'après Sonatrach, 1984).

2.4. Les événements mésozoïques et cénozoïques

Les événements post-hercyniens ont globalement peu marqué la province Ouest de la plate-forme saharienne (Figure IV.6). Néanmoins, les failles ont pu être réactivées lors d'événements mésozoïques ou cénozoïques. Ainsi au Crétacé inférieur, des petits plissements se sont formés lors de la phase compressive autrichienne orientée E-W (constituant jusqu'à 20 à 30% de la structuration du bassin de Sbaa, selon les structures étudiées). Cette phase d'âge barrémien à aptien est en quelque sorte le précurseur de la phase alpine.

L'orogénèse alpine est la conséquence de la collision entre la plaque africaine et la plaque européenne, résultant en Algérie au soulèvement de l'Atlas par un raccourcissement orienté N160. La déformation alpine provoque, au nord de la faille Sud-atlasique, une surrection de l'Atlas de 1500m par rapport à la plate-forme saharienne. Dans la zone d'étude, la phase alpine n'a pas provoqué de déformation locale significative des séries paléozoïques. Cependant, un soulèvement généralisé d'environ 300m depuis les 20 à 40 derniers millions d'années (Eocène-Oligocène) a été démontré dans le bassin de Sbaa (Beicip-Franlab, 2000 ; Rougier et al., 2013).

Ainsi, durant le Permo-Trias et une grande partie du Jurassique, aucune série ne se dépose laissant ainsi supposer une longue période d'érosion des reliefs hercyniens. Des rejeux de failles et de légères modifications des structures ont lieu à la fin du Mésozoïque et au Tertiaire. Ces mouvements sont liés aux phases autrichienne et alpine.

3. Paléogéographie de la plate-forme Nord-gondwanienne

3.1. Le Cambro-Ordovicien

La tectonique panafricaine aboutit à la formation du supercontinent Gondwana, qui recouvre au Cambrien une vaste surface allant du pôle Sud à l'équateur (Figure IV.7). L'observation de faciès carbonatés, évaporitiques et stromatolithiques indique un climat chaud au Cambrien dans un stade climatique de « greenhouse » (Scotese et al., 1999 ; Avigad et al., 2005). La sédimentation au Cambrien inférieur s'est effectuée sur une plateforme structurée en panneaux délimités par des failles anté-cambriennes avec des apports en provenance du sud – sud-est (Beuf et al., 1971). Au Cambrien moyen, l'influence marine est croissante d'est en ouest. Vers la fin du Cambrien moyen, les mouvements épirogéniques vont influencer la sédimentation sur toute la bordure ouest de la plate-forme saharienne et favoriser les incursions marines (influence tidale) ; prémices d'une transgression qui va se généraliser sur l'ensemble du Sahara au cours de l'Ordovicien (Legrand, 1985 ; Ghienne et al., 2007a).

La transgression générale initiée au Cambrien se prolonge jusqu'à l'Ordovicien supérieur (Caradocien ; Figure IV.8). La marge passive Nord-gondwanienne est alors recouverte par des eaux peu profondes (ouverture de l'océan Paléo-Téthys), et des cycles de transgression et régression vont créer des variations bathymétriques sur la plate-forme saharienne durant l'Ordovicien (Beuf et al., 1971 ; Ghienne et al., 2007a ; Figure IV.9). Du Cambrien à l'Ordovicien moyen, les environnements de dépôt sont majoritairement dépendants du contrôle tectono- sédimentaire. A l'Ordovicien terminal, l'Afrique du Nord est située près du pôle Sud, où s'installe une gigantesque calotte glaciaire née d'un changement climatique global (Scotese et al., 1999). Cette glaciation est associée à une importante chute du niveau marin.

3.2. La glaciation fini-ordovicienne

Sur la plate-forme Nord-gondwanienne, la glaciation est restreinte à l'Hirnantien (avant $445,6-443,7 \pm 1.5\text{Ma}$; Gradstein et al., 2004), au sein des zones à *extraordinarius* et *persculptus* (e.g. Ghienne et al., 2007b), représentant alors une durée de 1 à 2Ma. D'après Sutcliffe et al. (2000), la glaciation n'aurait pas excédé 200 000 ans (équivalent de deux cycles d'excentricité). D'autres auteurs (Saltzman et Young, 2005) évoquent une glaciation beaucoup

plus longue (10Ma) débutant dès la fin du Caradoc (456Ma), représentant ainsi l'Hirnantien comme l'événement glaciaire maximal et comme la seule période où les dépôts glaciaires auraient été préservés.

La glaciation fini-ordovicienne s'est traduite par la formation d'une calotte de glace s'étendant quasiment sur toute l'Afrique, sur la péninsule arabique, en Turquie, et en Amérique du Sud (Beuf et al., 1971 ; Vaslet, 1990 ; Coward et Ries, 2003 ; Ghienne, 2003 ; Young et al., 2004 ; Monod et al., 2003 ; Veevers, 2005 ; Kumpulainen et al., 2006 ; Le Heron et al., 2007 ; Diaz-Martinez et Grahn, 2007 ; Ghienne et al., 2007b). Le diamètre maximal de cette calotte aurait atteint 8000km (du Maroc à l'Afrique du Sud), formant alors un inlandsis de surface quatre fois supérieure à celle de l'actuelle calotte glaciaire antarctique. Les témoins sont principalement liés aux effets érosifs induits par l'inlandsis. Il s'agit de surfaces d'érosion importantes et de paléo-vallées glaciaires (Dia et al., 1969 ; Beuf et al., 1971 ; Deynoux, 1980 ; Ghienne et Deynoux, 1998). La calotte aurait évolué à travers plusieurs grands cycles glaciaires polyphasés (Vaslet, 1990 ; Sutcliffe et al., 2000 ; Ghienne, 2003 ; Ghienne et al., 2007b). Seuls les deux derniers cycles glaciaires sont enregistrés dans le bassin de Sbaa. L'extension maximale de la calotte aurait eu lieu lors du dernier cycle glaciaire (Ghienne, 2003).

3.3. Le Silurien

Au Silurien, la fonte rapide de la calotte glaciaire ordovicienne entraîne une importante transgression marine qui se met en place sur toute l'Afrique du Nord, conduisant au dépôt des argiles siluriennes riches en matière organique (Lüning et al., 2000). Le Gondwana remonte vers le nord, accompagnant la fermeture de l'océan Iapetus par collision entre les continents Laurentia et Baltica (Figure IV.7). A la fin du Silurien, cette collision forme le supercontinent Laurussia, séparé du Gondwana par l'océan Rhéique (Scotese et al., 1999). L'évènement structural le plus important pendant cette période, et ayant une influence sur la sédimentation, correspond au basculement vers le Nord de la plate-forme saharienne au Wenlockien supérieur (Legrand, 1969) selon un axe est-ouest (Fabre, 1988). La conséquence de ce basculement est un approfondissement progressif de la plate-forme vers le Nord.

Dans le bassin de Sbaa, les cartes isopaques du Silurien mettent en évidence la présence d'un paléorelief formé par le Bled El Mas au sud du bassin (Figure IV.6). L'épaisseur du

Silurien augmente rapidement vers le nord-ouest du bassin (cette tendance est aussi observée sur d'autres séries). Ainsi, le Bled El Mas constituait sans doute un point haut relativement fixe durant tout le Paléozoïque, contrôlant ainsi l'épaisseur des dépôts dans le bassin (Beicip-Franlab, 1996 ; GDFSUEZ, 2004). De manière générale, les différentes séries du Paléozoïque sont discordantes (biseaux en onlaps) sur cette bordure sud du bassin. Du Cambro-Ordovicien au Silurien, le Bled El Mas a certainement joué un rôle de charnière entre le domaine très subsident de l'Ougarta au nord-ouest et le bassin de l'Ahnet moyennement subsident à l'est.

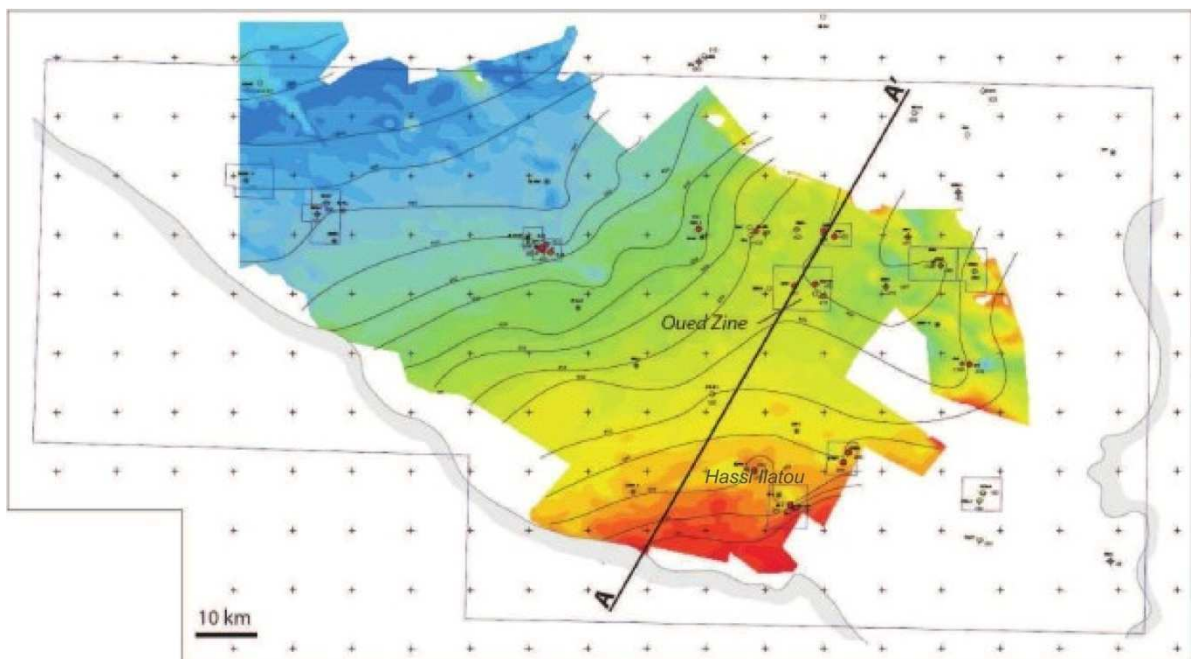


Figure IV.6 : Carte isopaque du Silurien dans le permis Touat du bassin de Sbaa. L'épaisseur varie de 100m (rouge) à 1000m (bleu). La coupe AA' est représentée sur la figure IV.7 (document GDF SUEZ).

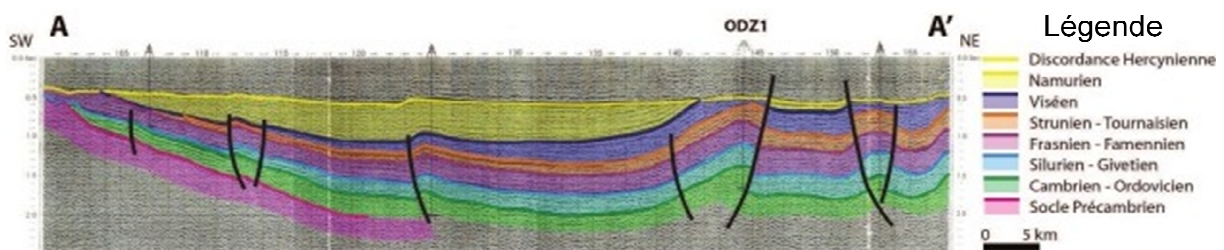


Figure IV.7 : Coupe sismique à travers le bassin de Sbaa (Craig et al., 2006) localisée sur la figure IV.6. Les structures hercyniennes correspondent à des anticlinaux aux crêtes érodées sous la discordance hercynienne.

4. Lithostratigraphie des séries protérozoïque et paléozoïque inférieur

4.1. Substratum précambrien

Dans la plate-forme saharienne, le socle a été reconnu surtout à l’affleurement, mais aussi dans certains puits (notamment dans les régions de Sbaa, d’Illizi et de l’Ahnet). Le socle du vieux craton ouest africain et du bouclier Targui sont essentiellement constitués par des granites, schistes, phyllosilicates, rhyolites. L’orogénèse panafricaine s’achève vers -620 Ma. Des dépôts glaciaires (glaciations éocambriennes) et des séries molassiques de démantèlement et détritiques se déposent dans des dépressions du bouclier Targui et en grand épandages sur le craton ouest africain, peu déformé. Les mouvements épirogéniques tardifs, datés vers -550 / -540 Ma (Allègre et Caby, 1972), permettent une nouvelle érosion et le dépôt de formations tels que les grès d’El Mounzar, appelé « Unité I » (Beuf et al., 1971), constitués de conglomérats, d’arkoses, de quartzites, évoluant vers des siltstones, occasionnellement préservés et légèrement discordants sous la surface tassilienne. C’est sur cette surface, appelée pédiplaine infratassilienne, que seront déposées les séries cambriennes, d’abord par l’ouest, puis vers l’est sur le bouclier Targui (Hoggar). Les dépôts du Paléozoïque sont dominés par un faciès argilo-gréseux avec des niveaux carbonatés interstratifiés datés du Dévonien moyen et du Frasnien.

4.2. Cambrien (Unité II)

À partir de la base du Paléozoïque, l’évolution géodynamique de la plate-forme saharienne s’enregistre à travers les accumulations sédimentaires. Le Cambrien est largement répandu dans le Sahara algérien (Unités I et II ; l’Unité I datée du Cambrien inférieur est absente dans le Sahara occidental). Son épaisseur varie d’une région à l’autre, mais peut parfois dépasser 1200 m. Les dépôts cambriens reposent en discordance sur les roches plissées infracambriennes et précambriennes constituant le socle (Figure IV.8). Cette discordance majeure formée par l’érosion des reliefs panafricains est nommée discordance panafricaine, discontinuité infratassilienne, ou encore discontinuité infracambrienne. Les dépôts cambriens sont régionalement représentés par des grès grossiers et des quartzites à passées conglomératiques, à stratifications obliques ou entre-croisées, typiques de systèmes fluviaux en tresses. Puis, l’environnement devient rapidement marin (tidal/estuarien) et

conduit au dépôt de grès plus fins et mieux triés. Cette influence marine s'affirme progressivement jusqu'à l'Ordovicien où les dépôts deviennent franchement marins (Figure IV.8).

Dans le bassin de Sbaa, les sédiments cambriens correspondent à des dépôts de chenaux fluviatiles en tresses, remaniés dans un environnement tidal. Vers le sommet du Cambrien, des faciès de grès beiges fins assez argileux à galets centimétriques de quartz, riches en glauconie et affectés par des bioturbations (tigillites) témoignent d'un environnement de shoreface inférieur à estuarien/tidal alors que les stratifications obliques témoignent d'un dépôt en contexte fluviatele.

4.3. Ordovicien (Unités III et IV)

Les formations ordoviciennes constituent un objectif pétrolier de choix en raison de l'importance du développement des réservoirs gréseux. L'Ordovicien (inférieur à supérieur) se décompose en deux unités principales successives (III et IV). L'Ordovicien débute par l'unité III, datée du Trémadocien au Caradocien, correspond à des alternances argilo-gréseuses déposées lors d'une succession de cycles marins transgressifs et régressifs. En revanche, les dépôts hirnantiens d'origine glaciaire de l'Ordovicien IV présentent une grande variabilité de faciès ; ils sont essentiellement gréseux dans la partie orientale du bassin de Sbaa, et plutôt silto-argileux dans la partie occidentale. Le découpage au sein de ces deux unités est le suivant :

L'unité III-1 est définie par une succession d'environnements marins (offshore sup.) d'âge Trémadocien. Il s'agit de la Zone des Alternances grès - argiles, des Argiles d'El Gassi, et des Grès d'El Atchane, avec un maximum d'inondation dans les argiles d'El Gassi (Figure IV.13).

L'unité III-2 est composée par les Quartzites d'Hamra, liées à un environnement marin proximal (foreshore à shoreface inférieur). Le sommet de cette unité est généralement érodé à la limite Arénigien/Llanvirnien.

L'unité III-3 (Ordovicien moyen) est constituée successivement des Argiles de Tiférouine et des Grès d'Oued Saret. Il s'agit d'une séquence marine transgressive, présente dans un seul puits au sud-est du bassin de Sbaa.

L'unité IV, ou « Ordovicien glaciaire », correspond dans le contexte régional aux Grès d'El Goléa, aux « Argiles Microconglomératiques », et à la Dalle de M'Kratta. Ces formations silico-clastiques contiennent plusieurs preuves irréfutables d'un dépôt en environnement glaciaire (argiles à dropstones, planchers glaciaires, figures d'érosion glaciaire, déformation sous-glaciaire, etc. ; Beuf et al., 1971 ; Destombes 1985 ; Coward et Ries, 2003 ; Veevers 2005 ; Ghienne et al., 2007b ; Denis, 2007). Dans cette unité glaciaire, les variations de faciès sont extrêmement importantes et rapides.

Des études palynologiques (Le Hérissé et al., 2004) montrent la présence de palynomorphes de l'Ordovicien inférieur/moyen et du Cambrien au sein des dépôts glaciaires de l'unité IV, mettant ainsi en évidence une érosion et un remaniement des sédiments des séries sous-jacentes à l'origine des dépôts glaciaires de l'Ordovicien IV dans le bassin de Sbaa.

Le modèle sédimentologique de l'Ordovicien glaciaire du bassin de Sbaa, réalisé par l'équipe GDF SUEZ et l'Université de Bourgogne (Buoncristiani, Desaubliaux, Dauphin, Laratte, Portier), correspond à un environnement de dépôt de type glacio-marin.

L'unité IV est subdivisée en 4 sous-unités (IV.1, IV.2, IV.3, IV.4), composées chacune de plusieurs associations de faciès glacio-marins proximaux à distaux (dépôts juxtaglaciaires proximaux, dépôts de chenaux/levées proximaux, dépôts de lobes proximaux à médians, dépôts de lobes médians à distaux et dépôts glaciomarins distaux et latéraux). Ces sédiments ont été déposés au débouché d'un fleuve de glace s'écoulant du sud vers le nord et centré sur la partie orientale du bassin de Sbaa (Dauphin et al., 2008). Les dépôts proximaux se déposent alors au niveau de vastes plaines fluviales côtières (*sandurs*) et dans des environnements littoraux par l'intermédiaire de fan-deltas. Dans le domaine côtier, les dépôts périglaciaires sont parfois mobilisés par des processus tidaux.

L'unité IV présente à sa base une incision profonde pouvant localement éroder quelques dizaines de mètres du sommet des formations cambriennes. Différentes vallées glaciaires orientées approximativement N-S s'emboîtent verticalement et latéralement. Leur base est représentée par les *argiles microconglomératiques* à dragées de quartz. Ces dépôts témoignent d'un environnement marin périglaciaire et sont présents dans l'ensemble du Sahara à la périphérie de l'inlandsis gondwanien mis en place au cours de la grande glaciation ordovicienne alors que le Sahara se situait en position antarctique (Fabre, 1976).

L'apport sédimentaire est globalement orienté du sud vers le nord, en accord avec la direction d'écoulement de la glace à l'échelle régionale. La séquence gréseuse formée par l'emboîtement de ces vallées peut atteindre 300m d'épaisseur localement.

Le remplissage sédimentaire au sein de ces vallées évolue verticalement d'un environnement glacio-marin proximal vers un environnement distal. Cependant, les corrélations intra-unité IV entre chaque puits du bassin sont très complexes en raison de variations latérales de faciès très rapides et de multiples érosions internes.

Les dépôts ordoviciens sont donc constitués de deux ensembles sédimentaires superposés (Unités III et IV) qui témoignent d'une histoire contrastée. L'Ordovicien terminal (Ashgill ; Unité IV) est marqué par une importante glaciation qui a laissé de nombreux témoins en Afrique de l'Ouest (Beuf et al., 1971 ; Hambrey, 1985 ; Ghienne, 1998 ; Crowell, 1999). Il s'agit de planchers glaciaires striés, de dépôts d'eskers, de formations fluvioglaciaires et glacio-marines présents sur l'ensemble de la plate-forme saharienne.

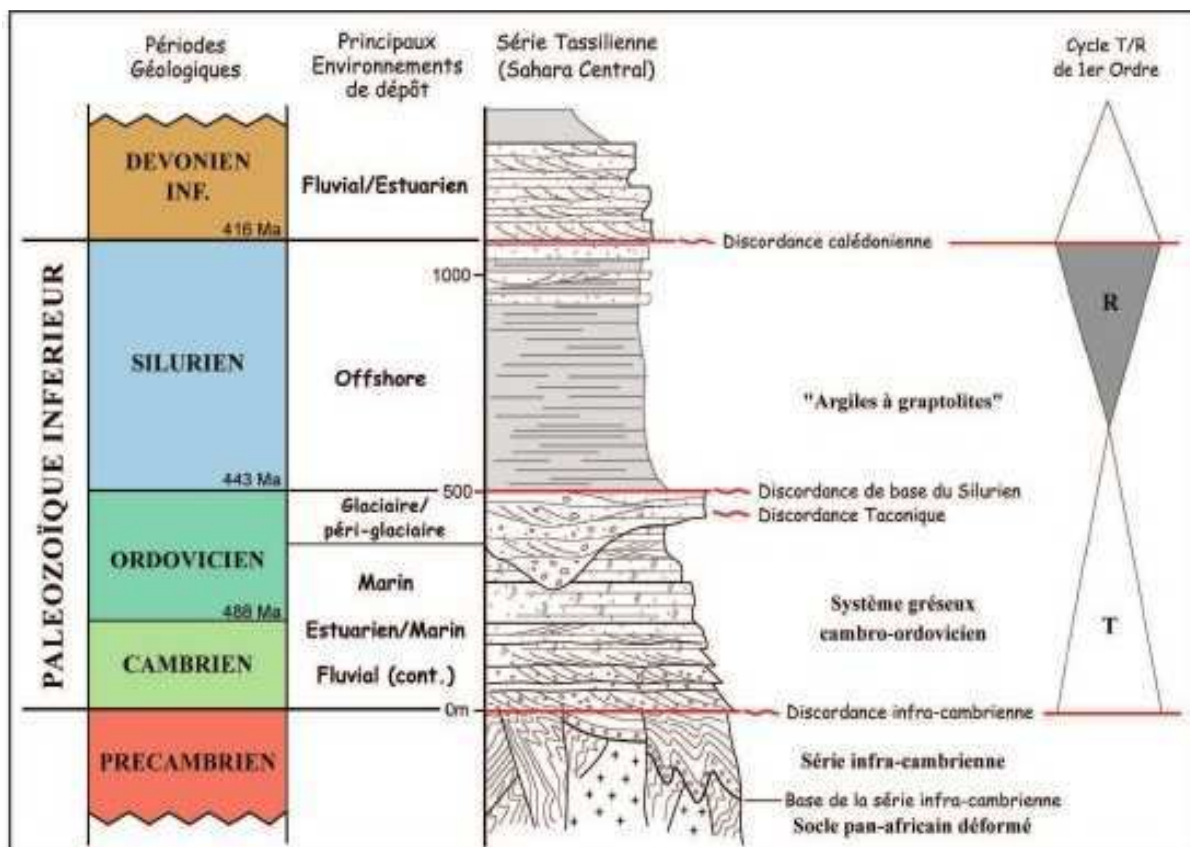


Figure IV.8 : Synthèse de la sédimentation du Paléozoïque inférieur dans le Sahara central (Marante, 2008 d'après Beuf et al., 1971).

4.4. Silurien

Le Silurien basal est caractérisé par le dépôt d'argiles hémipélagiques noires à graptolites riches en matière organique. L'épaisseur moyenne de l'ensemble du Silurien est de 600m en moyenne, mais elle varie au sein de la plate-forme saharienne. Elles se sont mises en place sous des conditions anoxiques en raison de faibles circulations océaniques conduisant à une stratification des eaux (Lüning et al., 2000). Ces argiles sont fortement radioactives à la base du Silurien, riches en matière organique d'origine marine, on les appelle alors « hot shales ». Cette formation, dont le faciès est assez uniforme dans le sud algérien, constitue un bon repère lithostatigraphique pour marquer la limite Ordovicien-Silurien sur l'ensemble de la plate-forme saharienne. La sédimentation terrigène fine du Silurien est caractéristique d'un milieu marin, comme le confirme d'ailleurs la présence des graptolites. Elle témoigne de l'importante transgression qui affecte l'ensemble de la plate-forme saharienne et qui se traduit dans son développement maximal par les dépôts carbonatés de la formation des *Argiles de l'Oued Ali*.

Dans le bassin de Sbaa, les argiles radioactives sont recouvertes d'argiles silteuses puis d'argiles contenant de rares bancs carbonatés au sommet du Silurien. L'épaisseur de la formation atteint 1000m au nord du bassin de Sbaa et 400 à 500m dans le secteur d'étude (Figure IV.6).

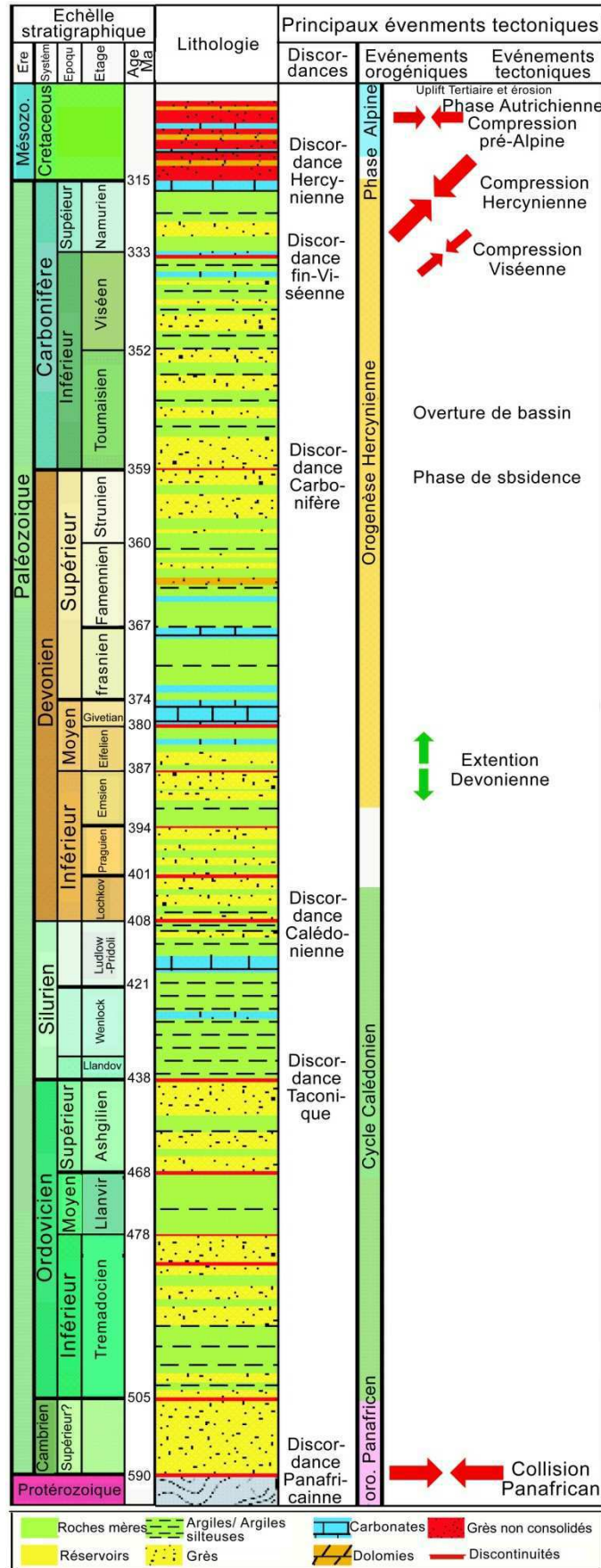


Figure IV.9 : Colonne lithostratigraphique synthétique du bassin de Sbaa et les principaux événements tectoniques (d'après Fernandez, 2004).

5. Les champs étudiés du bassin de Sbaa

5.1. Le champ de Bou Hadid

Ce champ représente une structure anticlinale faillée qui culmine à -1760m, d'une longueur de 9 km sur 4 km de large. La structure située dans la zone tectonisée est affectée par des failles inverses transgressives de direction N120 à N150 et des failles décrochantes de direction N60. Les puits étudiés dans ce champ sont BD1bis et BD4 situés à 800 et 3600m au NWW du point culminant. Le puits BD1bis se trouve dans une zone structurellement complexe, alors que le puits BD4 est implanté sur le flanc nord de la structure, à l'écart de la zone faillée et fracturée.

5.2. Le champ de Bou Hadid West

La structure de ce champ s'exprime sous forme d'un anticlinal faillé qui culmine autour de -2000m, d'une longueur de 3 km sur 2,5 km de large. La structure est limitée au sud et à l'ouest par une faille inverse majeure, dont le rejet peut être supérieur à 400m. A l'intérieur de la structure, un système de failles inverses affecte le flanc. Vers l'est, une faille inverse importante de direction NNW-SSE sépare la structure de Bou Hadid West de celle de Bou Hadid. Le puits BDW1 situé dans cette structure a été inclus dans cette étude.

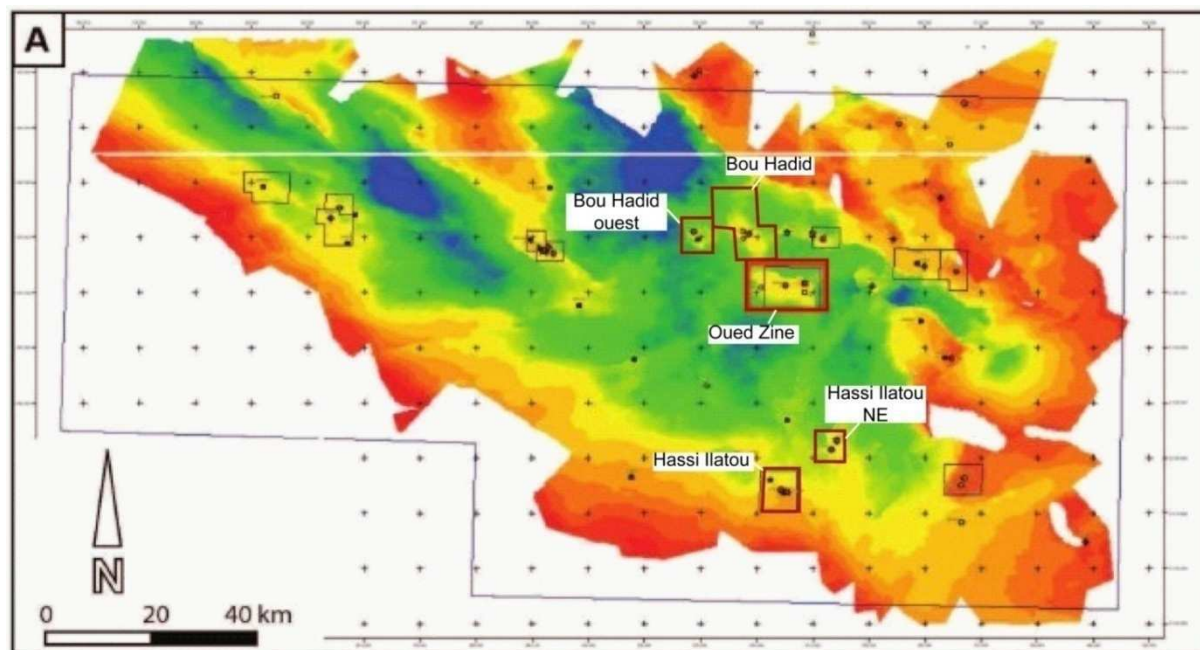


Figure IV.10 : Carte du bassin de Sbaa illustrant la profondeur du toit de l'Ordovicien (document GDF SUEZ). Les encadres rouges localisent les champs étudiés.

5.3. Le champ de Oued Zine

Le champ de Oued Zine est situé au centre-est du bassin de Sbaa (Figure IV.10 et 11). Il correspond à une structure monoclinale à pendage sud (environ 45°) développée contre une faille inverse orientée E-W. Cette faille est fortement incurvée et se divise en une branche E-O présentant un pendage d'environ 70° vers le sud, et une branche N-S avec un pendage supérieur à 45° . La faille est probablement héritée de l'orogénèse panafricaine (elle s'enracine profondément dans le socle précambrien), mais joue principalement à l'Hercynien. La faille ne rejoue que très peu à l'Alpin, sans grande incidence sur la structure (Figure IV.7 et IV.12). A l'est du champ, la faille bifurque vers le sud et prend alors une orientation N-S jouant en décrochement dextre (Figure IV.11).

Les sept puits étudiés dans ce champ (Figure IV.11) sont situés soit à l'apex de l'anticlinal (ODZ1, ODZ1bis, ODZ4, ODZ7), soit sur le flanc sud de l'anticlinal (ODZ2, ODZ3, ODZ6). Le puits ODZ6 est situé dans une zone non affectée par des failles. Les puits ODZ1bis et ODZ4 situés dans la partie est du champ et le puits ODZ7 situé dans la partie ouest du champ sont localisés dans des zones affectées et bordées par des failles. A l'apex de l'anticlinal, la fracturation est beaucoup plus intense comme le montrent les images

sismiques. Le sommet de l'Ordovicien est rencontré entre 2000m (ODZ1bis) et 2400m de profondeur (ODZ6). L'épaisseur de l'Ordovicien glaciaire est d'en moyenne 200m, pouvant atteindre localement 300m (ODZ3). L'épaisseur du Silurien est comprise entre 400 et 450m, le Silurien radioactif basal comptant pour 30 à 40m.

Les unités glaciaires de l'Ordovicien IV sont assez bien reconnues et corrélées dans le champ de Oued Zine grâce aux descriptions de carottes et aux diagraphies. Un découpage en sous-unités (IV.1 / IV.2 / IV.3 / IV.4) sera utilisé dans cette étude (issu des études sédimentologiques de GDF SUEZ). Ces quatre sous-unités correspondent à différentes incisions glaciaires se succédant dans le temps. L'unité IV.1 est assez particulière puisqu'elle est uniquement observée dans le puits ODZ3, raison pour laquelle l'épaisseur de l'Ordovicien glaciaire dans ce puits est plus importante (+100m) que dans les autres puits de Oued Zine.

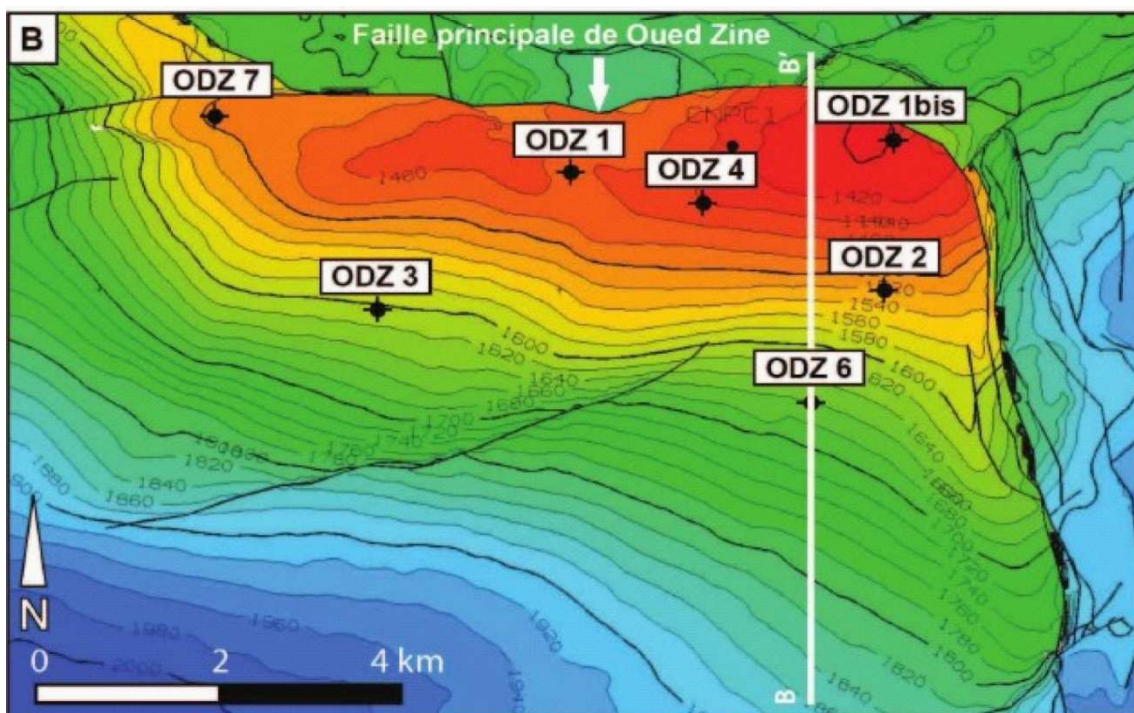


Figure IV.11 : Carte de profondeur du toit de l'Ordovicien dans le champ de Oued Zine et localisation des puits étudiés de ce champ (document GFF SUEZ). La profondeur augmente du rouge vers le bleu.

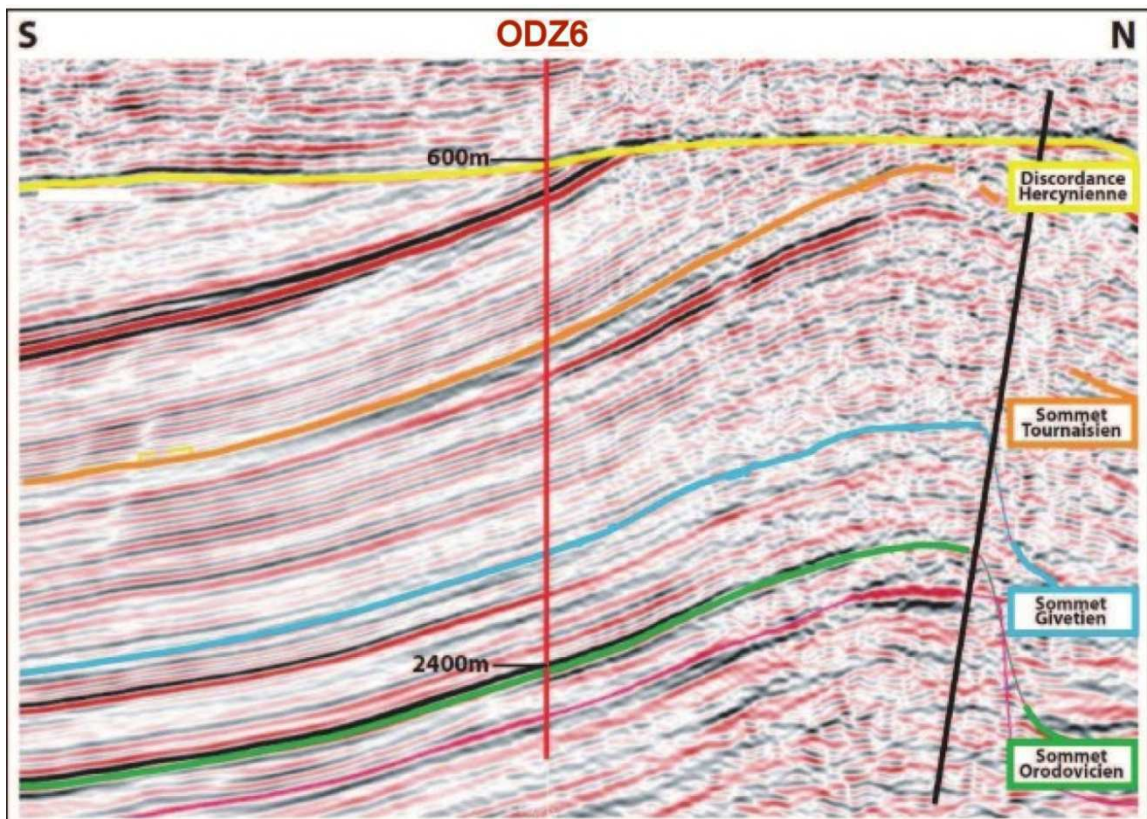


Figure IV.12 : Profil sismique (coupe BB' localisé sur la figure 11) traversant le champ de Oued Zine et passant du puits ODZ6. Les réflecteurs présentant les tops des formations paléozoïques sont perturbés dans l'anticlinal situé contre la faille principale (ligne noire) orientée E-W située au nord du champ.

5.4. Le champ de Hassi Ilatou

Ce champ occupe la partie sud-ouest du bassin de Sbaa. Il se situe donc dans la partie peu tectonisée où les séries sont moins épaisses et moins complètes. Le puits LT1bis situé dans ce champ a été étudié.

5.5. Le champ de Hassi Ilatou NE

Ce champ se situe au nord et nord-ouest du champ de Hassi Ilatou et au sud du champ de Oued Zine. Il s'agit d'une localisation dans la zone peu tectonisée du bassin. Le puits LTNE1 situé dans ce champ a été considéré dans cette étude.

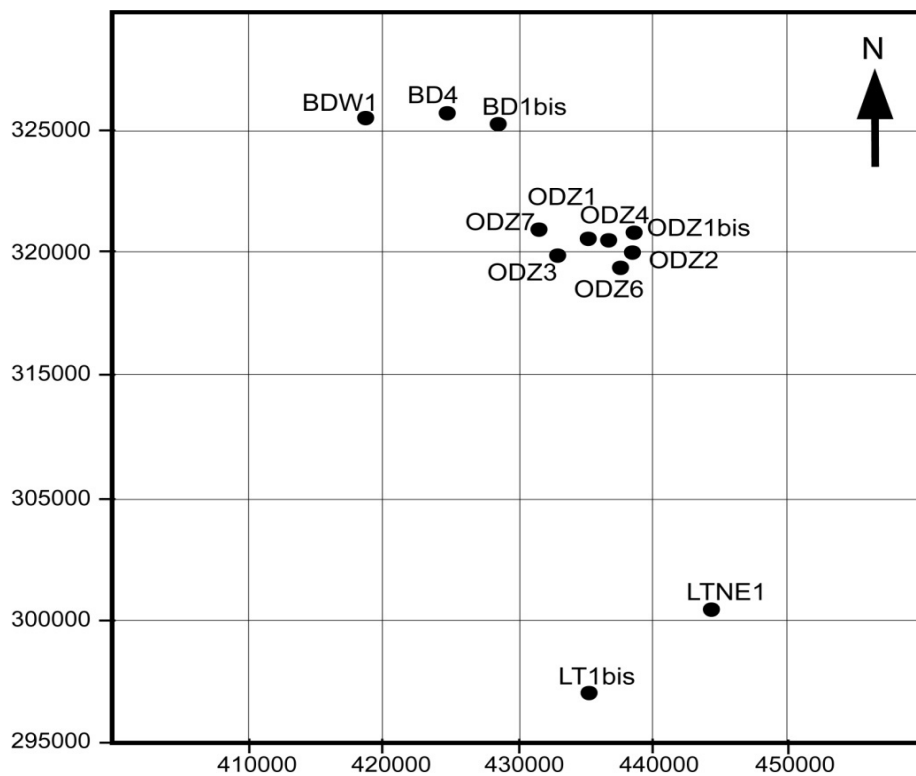


Figure IV.13 : Localisation des puits étudiés dans le bassin de Sbaa.

6. Potentialité en hydrocarbures et système gazier Cambro-Ordovicien/Silurien

6.1. Roche réservoir

Les réservoirs paléozoïques à hydrocarbures se développent dans différentes formations. Le réservoir majeur dans le bassin de Sbaa consiste en une succession de séquences gréseuses allant du Cambrien (unité II) à l'Ordovicien (unité IV). L'unité IV de l'Ordovicien glaciaire constitue la séquence-réservoir principale dans ce système paléozoïque. Cependant ses qualités pétrophysiques sont très variables latéralement et verticalement. Il s'agit d'un réservoir généralement non-conventionnel de type tight-gas ayant des propriétés pétrophysiques globalement mauvaises mais renfermant tout de même d'importantes quantités de gaz. Les caractéristiques pétrophysiques des grès de l'Ordovicien sont en général très bonnes sur la bordure Sud-Est du bassin et se dégradent très fortement vers le nord en liaison avec un paléo-enfouissement croissant.

6.2. Roche mère et couverture

Les principales roche-mères à l'origine des hydrocarbures sont liées aux argiles à graptolithes du Silurien inférieur, aux argiles du Dévonien (Frasnien inférieur) et aux faciès de transition entre Cénomaniens et Turoniens. Les argiles organiques siluriennes sont à l'origine de 80 à 90% des sources d'hydrocarbures paléozoïques en Afrique du Nord (Lüning et al., 2000). Les « Hot Shales » radioactifs de la base du Silurien sont datés du Rhuddanien à l'Aéronien et se sont déposés sur une grande partie de l'ancienne marge Nord-gondwanienne (Lüning et al., 2000). Les études géochimiques de l'ensemble des roches-mères réalisées au CRD de la SONATRACH ont montré que les teneurs en COT sont comprises entre 1 et 10%. Les roches mères siluriennes contiennent de fortes proportions de Carbone Organique Total (COT), jusqu'à 17% selon Boote et al. (1998).

Dans le bassin de Sbaa, la matière organique de cette roche mère est de type II. Les températures de craquage du kérogène présent dans ces Hot Shales sont plus élevées que la normale et expliquent la capacité de ce kérogène à générer préférentiellement du gaz. Aux abords de la voûte d'Azzène (entre les monts d'Ougarta et la cuvette de Sbaâ), le kérogène est immature. Aux abords des monts d'Ougarta, la fenêtre à huile est atteinte.

La partie moyenne et supérieure du Silurien (Silurien argileux et Silurien carbonaté) présente un potentiel pétrolier faible (COT <3% pour le Silurien carbonaté et COT <1% pour le Silurien argileux). En raison de son épaisseur importante et de son imperméabilité, le Silurien joue le rôle de couverture pour le système pétrolier cambro-ordovicien/ silurien.

Il s'agit donc d'un système original puisque le gaz généré par la roche mère du Silurien radioactif basal est bloqué par la couverture argileuse silurienne sus-jacente, et se trouve ainsi expulsé par la pression per-descensum, dans le réservoir ordovicien sous-jacent.

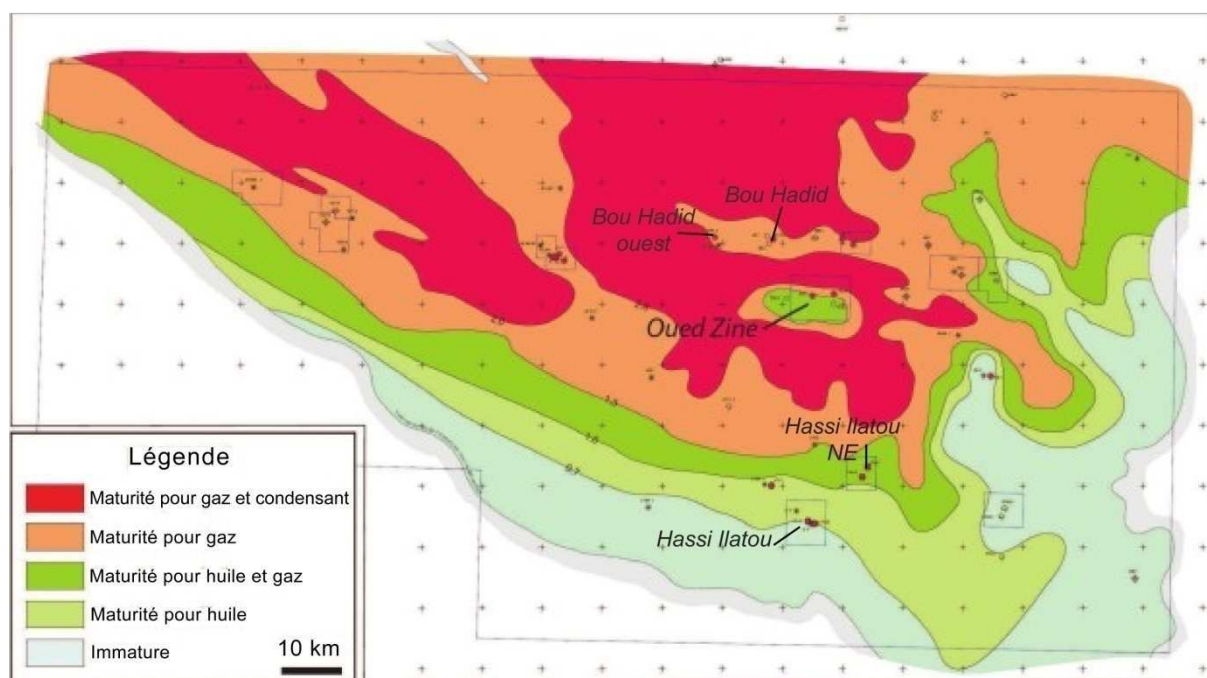


Figure IV.14 : Carte de maturité actuelle à la base du Silurien radioactif dans le bassin de Sbaa (document GDF SUEZ).

6.3. Migration et piégeage des hydrocarbures

Les pièges structuraux dominent dans les gisements algériens. Ils correspondent à des plis anticlinaux formés lors des différentes phases tectoniques. Les structures les plus anciennes datent du Calédonien, mais la plupart des pièges structuraux du bassin de Sbaa se sont formés durant la phase hercynienne, dès les premiers mouvements du Viséen. En effet, la forme du piège structural a été principalement acquise lors de l'inversion hercynienne qui a débuté au Viséen, et s'est conclue par une phase vraisemblablement post-namurienne. Ils

correspondent actuellement à des plis de forte amplitude mais de dimensions modérées, associés pour la plupart à des failles inverses de rejet important (Figure IV.7).

La maturité de la roche mère du Silurien radioactif basal est très hétérogène dans le bassin : elle évolue en 70km d'immature au sud-est à très mature (overmature) au nord et au nord-est du bassin (Figure IV.14). Le degré de maturité de la matière organique passe donc du sud au nord du stade immature au stade fenêtre à huile, puis gaz à condensats, et enfin gaz sec dans le centre et le nord du bassin. Les perspectives en hydrocarbures (Khenous, 1997) suggèrent une potentialité en huile et gaz dans le bassin de Sbaa en raison de sa position centrale par rapport aux zones d'influence thermique liées à l'ouverture de l'Atlantique et au panache du Hoggar (Akkouche, 2007). Il aurait pu donc être préservé, ce qui expliquerait la coexistence de l'huile et du gaz.

La génération et la migration du gaz ont eu lieu en même temps que la structuration, le gaz migrant alors des points les plus bas de roches mères vers les points hauts (anticlinaux). L'expulsion, la migration et le piégeage du gaz dans le bassin de Sbaa se sont produits à partir du Namurien, lors de l'enfouissement maximal et du démantèlement des premiers reliefs viséens (Beicip-Franlab, 2000). Paradoxalement, aucune trace d'huiles formées par le Silurien basal n'a été préservée dans la majeure partie du bassin (excepté au sud où il existe un champ à huile dans l'Ordovicien) . Ce qui suggère que la génération d'huile ait eu lieu bien avant la structuration, l'huile migrant ainsi sous le contact Ordovicien - Silurien mais ne rencontrant aucune structure pour être piégée (dismigration). De très rares traces de bitumes sont tout de même observées dans les grès du sommet de l'Ordovicien.

7. Histoire d'enfouissement

L'analyse des courbes d'enfouissement suggère que le maximum de subsidence est atteint vers la fin du Carbonifère à la faveur du plissement de l'Ougarta. Cette subsidence est liée à la flexuration de la couverture au front du domaine plissé de l'Ougarta, qui conduit également à l'isolement structural de la cuvette de Sbaâ (Figure IV.15).

La courbe d'enfouissement du puits ODZ4 du champ de Oued Zine au centre du bassin a été réalisée à l'aide de calages biostratigraphiques (Le Hérissé et al., 2004), de la lithostratigraphie (Beicip-Franlab, 1996), des épaisseurs et des cartes isopaques (études GDF SUEZ ; Beicip-Franlab, 1996, 2000) des formations du champ de Oued Zine. La figure IV.1 synthétise les données utilisées pour cette reconstruction, ainsi que les méthodes utilisées pour estimer les épaisseurs érodées (le détail des épaisseurs des formations n'est pas donné pour cause de confidentialité). L'estimation des érosions est basée à la fois sur les cartes isopaques du bassin de Sbaa et sur les épaisseurs non érodées et préservées dans les bassins environnants (Reggane, Ahnet, Timimoun). La modélisation de bassin effectuée sur le bassin de Sbaa par Beicip-Franlab (2000) aide à estimer l'ampleur des soulèvements hercynien et alpin. Elle illustre un enfouissement paléozoïque important, interrompu par un premier soulèvement au Dévonien lié à la phase calédonienne, puis par un deuxième soulèvement au Viséen dû aux prémices de la phase hercynienne. Cette compression viséenne provoque un léger soulèvement du bassin de Sbaa, amplifié dans le champ de Oued Zine par la naissance d'un anticlinal d'axe E-W. La discontinuité Viséen-Namurien est bien visible en sismique, le Namurien est déposé en discordance angulaire (onlaps) sur le Viséen.

Le bassin de Sbaa a connu sa subsidence maximale au Namurien, il constitue un bassin d'avant-chaîne formé par la surrection et le démantèlement de la chaîne de l'Ougarta. Ainsi, les dépôts namuriens sont continentaux et correspondent à des séries molassiques dans le bassin de Sbaa (Beicip-Franlab, 1996). L'épaisseur originelle des dépôts namuriens est estimée à 2000m (Beicip-Franlab, 2000) dans la partie centrale du bassin (dont le champ de Oued Zine). Actuellement le maximum de Namurien préservé atteint 950m (entre les champs de Oued Zine et de Hassi Ilatou), suggérant un soulèvement général post-Namurien du bassin d'environ 1000m. L'anticlinal du champ de Oued Zine initié à la fin du Viséen est fortement amplifié au Carbonifère supérieur (post-Namurien), provoquant l'érosion totale des 2000m de dépôts namuriens et d'une partie du Viséen à l'apex de l'anticlinal. En revanche, sur le flanc de l'anticlinal de Oued Zine (ODZ6), une faible épaisseur de Namurien est encore préservée.

Le Mésozoïque débute par une longue période stable d'érosion des reliefs hercyniens au Trias et au Jurassique dans le sud-ouest algérien. Aucun sédiment jurassique n'est reconnu dans le secteur de Sbaa. Les seuls dépôts mésozoïques sont d'âge Crétacé inférieur (Continental Intercalaire), estimés à 850m d'épaisseur d'après les cartes isopaques du bassin et les isopaques régionaux (transgression au Crétacé inférieur connue régionalement ; Craig et al., 2006). La phase autrichienne au Crétacé supérieur provoque l'érosion partielle de ces dépôts (225m sur Oued Zine d'après l'épaisseur de Continental Intercalaire préservée). Les derniers dépôts sont tertiaires (Paléogène), totalement érodés sur Oued Zine mais préservés à l'est du champ (300m dans la région d'Afflisses, bassin de Timimoun), et au sud dans le bassin de Tanezrouft. Les analyses des traces de fission sur grains d'apatite (modélisation inverse utilisant les histogrammes de distribution des âges traces de fission et des longueurs traces de fission) effectuées par la société Geotrack pour Beicip-Franlab (2000) mettent en évidence un soulèvement alpin entre -40 et -20Ma probablement responsable de l'érosion totale des dépôts tertiaires sur Oued Zine.

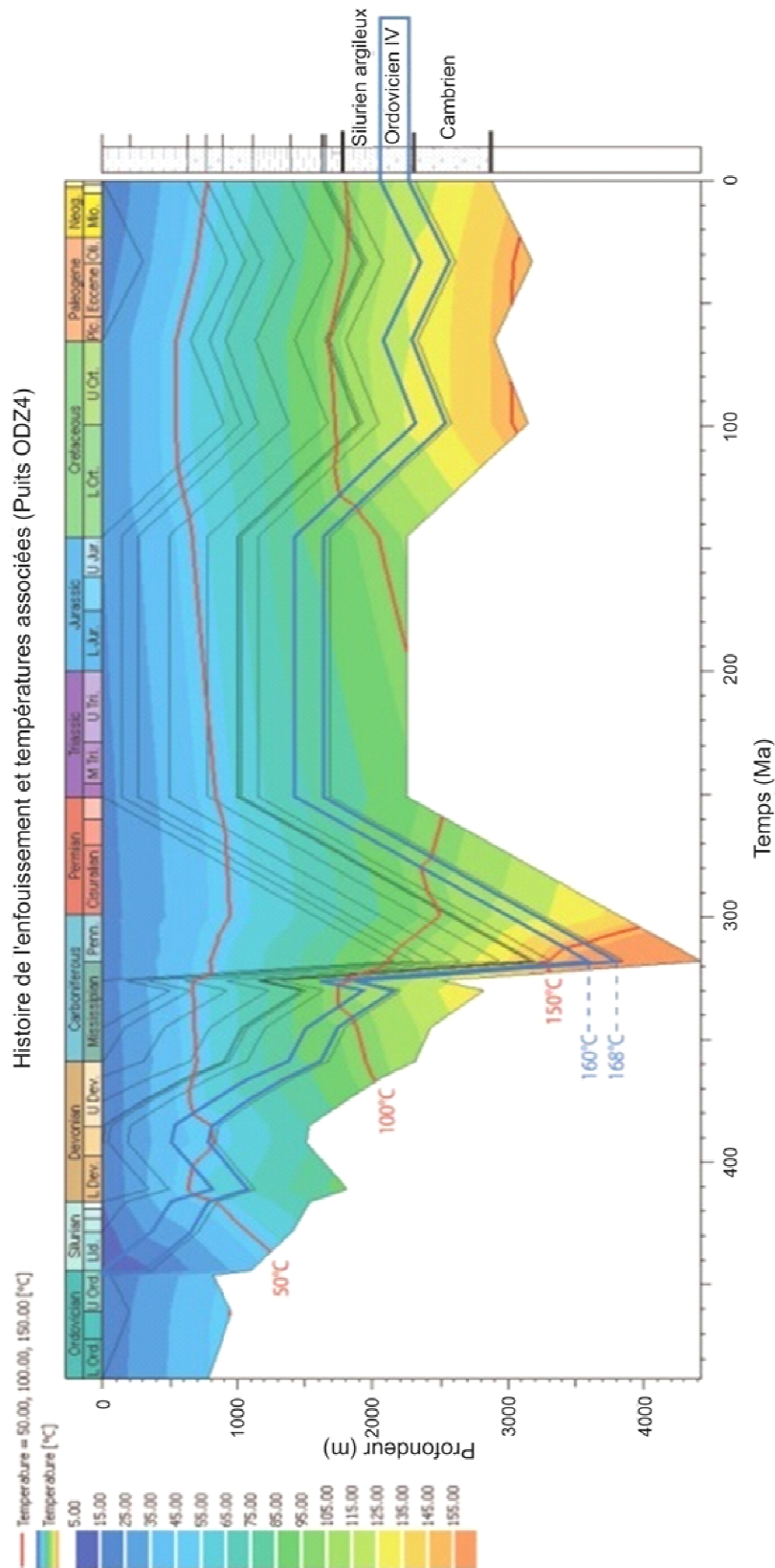


Figure IV.15: Histoire de l'enfouissement du puits ODZ4 modélisée. La modélisation de la température est effectuée avec des flux thermiques et des températures de surface variables dans le temps.

8. Histoire thermique

L'histoire thermique du bassin de Sbaa est marquée par trois événements de refroidissement. Le plus ancien se situe entre 200 et 300 Ma. Le second aurait un âge proche de 170-210 Ma et le plus récent entre 30 et 50 Ma. Ces âges témoigneraient successivement des événements de refroidissement carbonifère (fin de l'orogénèse varisque), jurassique (détumescence thermique post-rifiting atlantique) et éocène (bombement du Hoggar).

Le paramètre T_{max} permet d'évaluer le degré de maturité des roches mères et, associé à d'autres paramètres, de déterminer la paléotempérature maximale atteinte par la roche mère étudiée. Les données de T_{max} obtenues dans cette étude à partir d'échantillons du Silurien basal des puits de Oued Zine (morceaux de carottes et déblais) ont été comparées à celles obtenues dans l'étude Beicip-Franlab (1996). Les résultats obtenus dans cette étude sont comparables à ceux du Beicip-Franlab, pour les analyses sur morceaux de carottes.

Dans l'étude Beicip-Franlab de 2000, des calculs du R_o équivalent ont été réalisés sur des échantillons du bassin de Sbaa (puits OFN1 et LT1bis). Les valeurs de R_o permettent de déterminer la paléotempérature maximale correspondante grâce au modèle « Easy R_o » de Sweeney et Burnham (1990). Il est ainsi possible de connaître la paléotempérature maximale atteinte par les échantillons du Silurien basal d'ODZ1bis en remplaçant leurs valeurs de R_o eq.

Dans ce modèle, il en résulte une paléotempérature maximale comprise entre 157 et 167°C pour le Silurien basal d'ODZ1bis. Cet intervalle de température peut être considéré équivalent dans le puits ODZ4 pour lequel la reconstitution de l'enfouissement a été effectuée, puisque les puits ODZ1bis et ODZ4 ont subi la même histoire structurale (ils sont tous les deux situés à l'apex de l'anticlinal de Oued Zine et sont distants de 2km).

Au cours du Jurassique inférieur et moyen les intrusions doléritiques recourent la plate-forme saharienne. Elles témoignent de la proximité de la déchirure continentale qui conduit à l'océanisation atlantique. Elles induisent en outre une anomalie thermique notable qui se traduit par une remontée du début de la fenêtre à huile au cours du Jurassique.

9. Emplacement de gaz dans le réservoir : impact sur l'évolution diagénétique

Cette partie est illustrée par une publication dans le Journal *GeoFluids* :

Wazir I., Pagel M., Tournier F., Portier E. et Renac C., 2014.
Role of compressive tectonics on gas charging into the Ordovician sandstone reservoirs in the Sbaa Basin, Algeria: constrained by fluid inclusions and mineralogical data.
Journal of GeoFluids, v. 14, p. 106-126.

Résumé

La migration de gaz liée à la structuration et dans les réservoirs de grès de l'Ordovicien et son impact sur l'histoire de la diagenèse ont été reconstruits dans deux champs de gaz dans le bassin de Sbaa, SW de l'Algérie. Cela a été accompli par des observations pétrographiques, par microthermométrie des inclusions fluides et par géochimie des isotopes stables de quartz, dickite et de carbonate en ciments et en filonnets. Deux phases successives de cimentation de quartz (CQ1 et CQ2) sont présentes dans les réservoirs. Les inclusions aqueuses bi-phasées montrent une augmentation de la température et de la salinité de la première phase diagénétique CQ1 vers CQ2 dans les deux champs. Les données microthermométriques sur les inclusions à gaz dans les filonnets de quartz révèlent la présence de $92 \pm 5\%$ en moles de CH_4 considérant un système $\text{CH}_4\text{-CO}_2$, ce qui est similaire à la composition actuelle du gaz dans les réservoirs. La présence d'inclusions primaires de méthane dans les surcroissances de quartz et les filonnets de quartz et de calcite suggère que la migration des hydrocarbures dans le réservoir était synchronique avec la cimentation de quartz dans les grès situés près du contact avec le Silurien, la source de gaz, à 100-140°C à la fin du Carbonifère et avec le remplissage des fractures à des températures entre 117 et 185°C, ce qui augmente vers le NW du bassin. Pendant le remplissage des fractures, trois principaux types de fluides ont été identifiés avec différentes salinités et températures. Une phase supplémentaire de circulation de fluide plus chaud (jusqu'à 226°C) a été enregistrée à la fin de remplissage, ce qui est lié à un événement thermique jurassique. La présence de ciment de dickite à la proximité de la base du Silurien et autour des principales zones de failles est principalement corrélée avec les grès où le gaz précoce a eu lieu. Elle implique que la précipitation de dickite est liée à des flux acides. Les ciments et les veines (calcite - sidérite - ankérite et strontianite) aux mêmes profondeurs ont précipités de mêmes fluides. L'absence d'inclusions de méthane dans les ciments de calcite résulte de méthane *flushing* par des eaux salées.

-

Chapitre V

**Habitus des cristaux authigènes de quartz dans les réservoirs
à gaz des bassins de Sbaa en Algérie et des Palmyrides-Sud
en Syrie**

Ce chapitre présente d'abord une description des ciments de quartz dans les grès ordoviciens du bassin de Sbaa et les grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud, puis une caractérisation des habitus des cristaux authigènes de quartz et des formes de croissance (zones de croissance en escaliers et zonalité) dans ces grès. L'influence de la présence de gaz et de la chimie de paléofluides sur la variation des habitus a été également étudiée afin de mieux contraindre les facteurs contrôlant la cristallographie du quartz authigène dans des réservoirs à gaz.

1. Matériel

Les auréoles de croissance de quartz ont été caractérisées en cathodoluminescence (CL) et au microscope électronique à balayage (MEB). Des petits fragments prélevés de carottes des grès ont été observés au MEB afin de pouvoir distinguer les cristaux de quartz qui sont formés autour des grains détritiques et caractériser les habitus en 3D dans les différents faciès. L'observation au MEB des morceaux de roches a été réalisée au laboratoire IDES.

À partir de l'ensemble des échantillons de grès (180 lames minces), quarante échantillons ont été choisis pour être observés en fragments de roches au MEB. Les échantillons de grès proviennent de carottes prélevées dans onze puits des deux bassins. Dans le bassin de Sbaa, huit puits ont été considérés; LT1bis (1509, 1515,8, 1518,8, 1527 et 1666m) et LTNE1 (2302, 2304, 2321m) dans le champ de Hassi Ilatou (HI), et ODZ1 (2137 et 2186m), ODZ1bis (1995m), ODZ3 (2579, 2584, 2590, et 2625m), ODZ4 (2062, 2065,98, 2103, 2106, 2124, 2127, 2178, 2180, 2225,25, 2378, 2379m), ODZ6 (2402, 2439, 2442,8, 2485, 2518m), et ODZ7 (2226 et 2277m) dans le champ de Oued Zine (ODZ).

Les observations directes et les photos capturées de carottes à la carothèque Sonatrach d'Hassi Messaoud (Algérie) pendant une mission en 2008 (Portier, Tournier) ont permis de caractériser les habitus de quartz en remplissage des filonets dans deux champs du bassin de Sbaa : le champ de Bou Hadid West (BDW) et le champ d'Oued Zine. Plusieurs morceaux de quartz filonien prélevés dans les puits ODZ4 à 2079,2 et 2080m et du puits BDW1 à 2454 et 2554m ont été également étudiés en lumière naturelle à partir d'une loupe binoculaire et au microscope (MEB).

Dans le bassin des Palmyrides-Sud, les grès des puits Ak20 (2083,7 et 2085m), Ak22 (2049 et 2055, 2120,3m), et SD1 (2532,5 et 2535,8m) ont été considérés.

2. Cimentation de quartz

La cimentation de quartz authigène est présente dans tous les puits étudiés dans les trois bassins, elle s'exprime principalement sous forme d'auréoles de surcroissance syntaxiale autour des grains détritiques de quartz dans les bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud. Une seule phase de ciment de quartz a eu lieu dans les grès du bassin des Palmyrides-Sud (Figure V.1A). Dans le puits LT1bis du champ HI, une seule phase, de ciment de quartz de faible volume (<5% de la roche totale), a précipité autour des grains détritiques. Elle montre des auréoles de couleur bleue sombre peu luminescente (Figure V.1B). Dans la paléozone à gaz du champ ODZ et le puits LTNE1 du champ HINE, deux phases nommées Q1 et Q2 sont présentes en volume variant entre 3,7 et 27% (Tournier et al., 2010). la première phase Q1 est une phase sombre peu luminescente et la deuxième phase Q2 plus claire et luminescente (Figure V.1C et D). La proportion de la phase Q1 la plus élevée est observée au sommet de l'Ordovicien et elle diminue avec la profondeur. Les observations pétrographiques montrent que les phases Q1 et Q2 sont antérieures à la dissolution totale de feldspaths. Des microfractures traversant des grains détritiques et les auréoles de croissance sont cimentées par la phase Q2 dans la zone à gaz. Dans la paléozone à eau du champ ODZ, trois phases de ciment de quartz ont précipité principalement dans la porosité résiduelle intergranulaire dans un faciès bien compacté. Les phases Q1 et Q2 sont équivalentes aux phases Q1 et Q2 dans la paléozone à gaz. Elles forment souvent des surcroissances automorphes. La phase Q3 a précipité dans la porosité intergranulaire remplissant parfois la totalité de la porosité résiduelle (Figure III.2). La luminescence faible de la phase Q3 est comparable à celle de la phase Q1. Le ciment de quartz dans cette zone a précipité parfois dans les pores de dissolution de feldspaths détritiques indiquant une formation postérieure à leur dissolution.

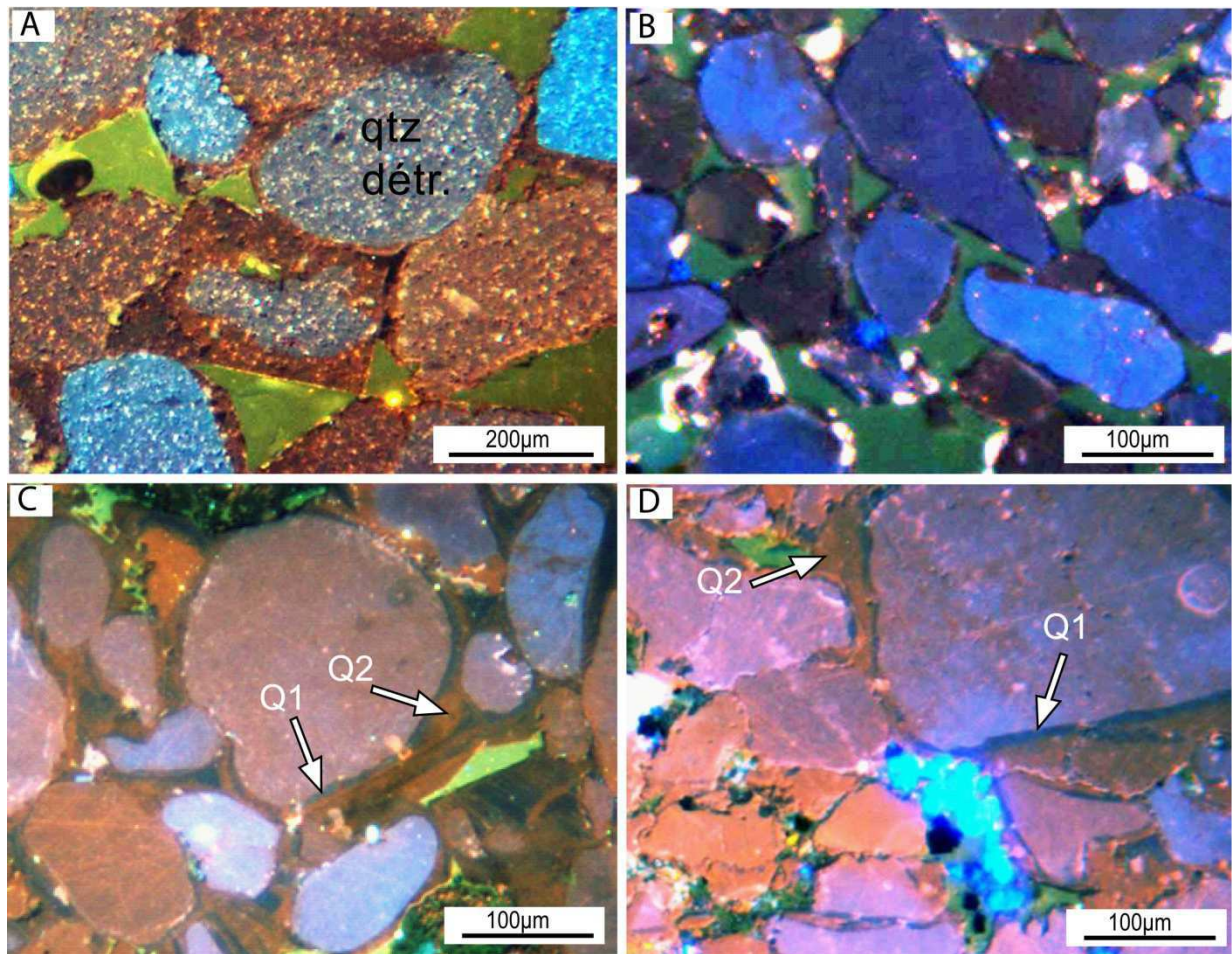


Figure V.1 : Cimentation de quartz dans les champs SD, HI et ODZ (paléozone à gaz). (A) SD1 à 2535,8m (CL), une seule phase généralement peu luminescente de ciment de quartz forme des auréoles (fines et épaisses) de surcroissance autour des grains détritiques de quartz. (B) LT1bis à 1509m (CL), une seule phase de ciment de quartz de couleur bleu sombre a précipité autour des grains détritiques de quartz. (C) ODZ4 à 2078m (CL), deux phases de ciment de quartz Q1 et Q2 (flèches blanches) ont précipité autour des grains détritiques de quartz. (D) ODZ7 à 2230m (CL), les auréoles de surcroissance sont composées de deux phases de ciment de quartz Q1 et Q2 (flèches blanches).

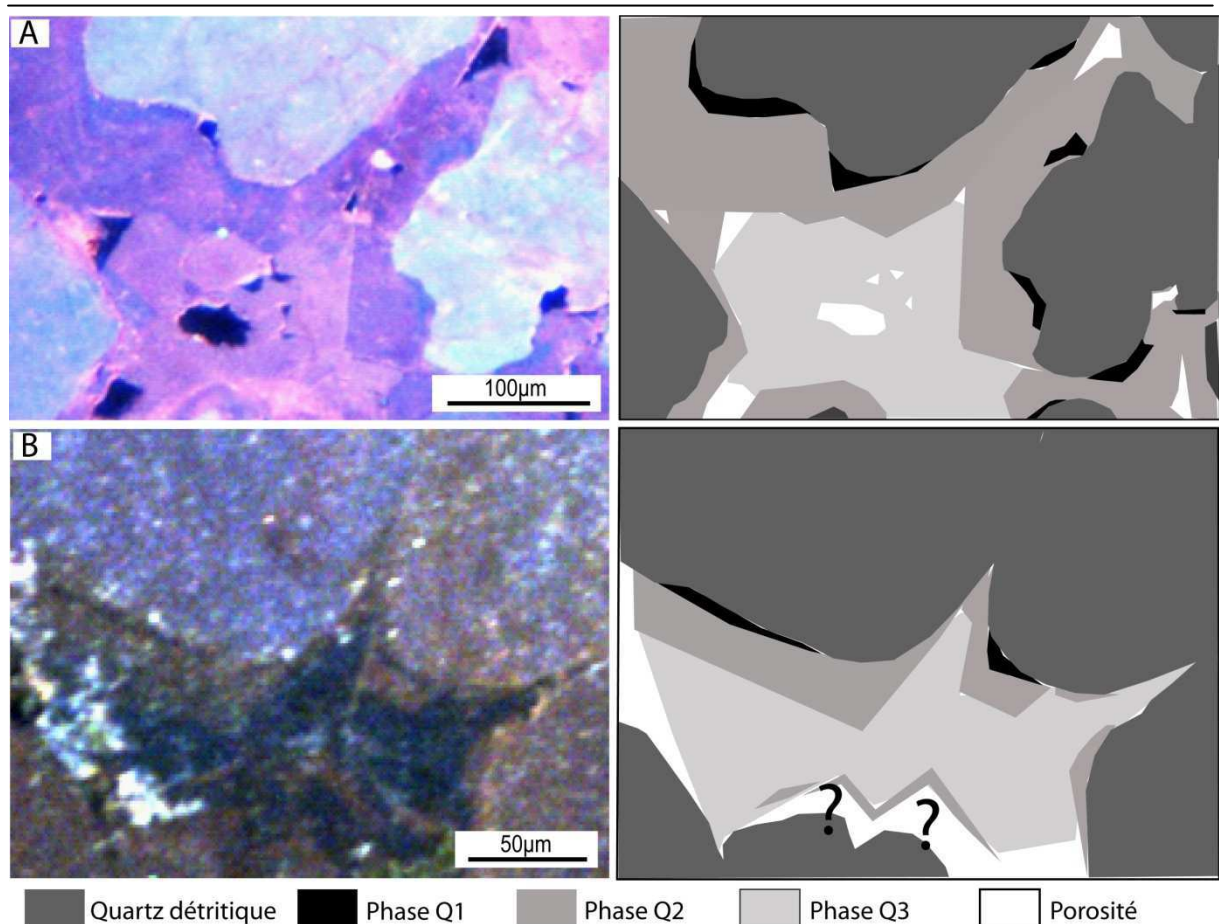


Figure V.2 : Ciment de quartz composé de trois phases dans les grès de la paléozone à eau, la partie inférieure, et à la base de la paléozone à gaz et à eau du réservoir ordovicien dans le champ ODZ. La première phase Q1 et la troisième phase Q3 sont de couleur bleue sombre peu lumineuse, et la phase Q2 est de couleur brune orangée lumineuse. Q1 et Q2 forment des auréoles automorphes de croissance autour des grains détritiques, et Q3 remplit la quasi totalité de la porosité restante après Q1 et Q2. (A) ODZ6 à 2515,8m (paléozone à eau) (CL). (B) OODZ6 à 2442,8m (à la base de la zone peu compactée (CL). (C) ODZ3 à 2609m (paléozone à eau) (CL). (D) ODZ4 à 2379m (paléozone à eau) (CL).

3. Cristallographie du quartz

Bien que les cristaux naturels de quartz montrent une variation des habitus, la plupart des habitus montrent seulement trois principaux types des faces (Figure V.3):

m : un cristal contient six faces prismatiques

r : trois faces trigonales (*r*) au sommet du cristal. Ces faces sont toujours présentes dans les cristaux bien développés.

z : trois faces trigonales (*z*) plus petites que les faces *r* et elles sont présentes également au

sommet du cristal. Dans certains cas, des faces additionnelles peuvent se former entre les faces m , z , et r .

s : la face- s est typiquement rhomboédrique et positionnée dans la partie pyramidale sommitale du cristal.

x : la face- x est présente sous forme de triangle ou parfois trapézoïde quand la face- x est adjacente à la face- s .

La variation des habitus des cristaux de quartz est expliquée par la variation des tailles des faces cristallographiques m , r , et z lors de la croissance, ce qui est lié à la variation de vitesse de croissance. Les différentes faces des cristaux ne croissent pas toutes à la même vitesse, ainsi le quartz peut avoir des habitus cristallins très variables dépendant les conditions physiques et chimiques lors de la cristallisation. En effet, la forme et le nombre des faces cristallines d'un cristal représentent les surfaces qui exigent moins d'énergie et les faces à grande vitesse de croissance disparaissent au profit des faces à faible vitesse de croissance. Ainsi ce sont les plans les moins stables, ceux qui n'ont peu, voire pas, de molécule en surface, qui croissent le plus vite. Comme ces plans sont instables, ils finiront par ne plus être représentés lors de la croissance, privilégiant ainsi la croissance lente des plans les plus stables. De plus, des troncatures correspondent au développement d'une face plane à l'emplacement d'une arête ou d'un sommet peuvent être formées au cours de la croissance du cristal. Ces troncatures sont donc produites par une coupure d'une face cristallisant doucement par une autre cristallisant plus vite. Les faces s et x , quand elles sont formées, apparaissent comme des troncatures coupant les angles and les arêtes (Figure V.4).

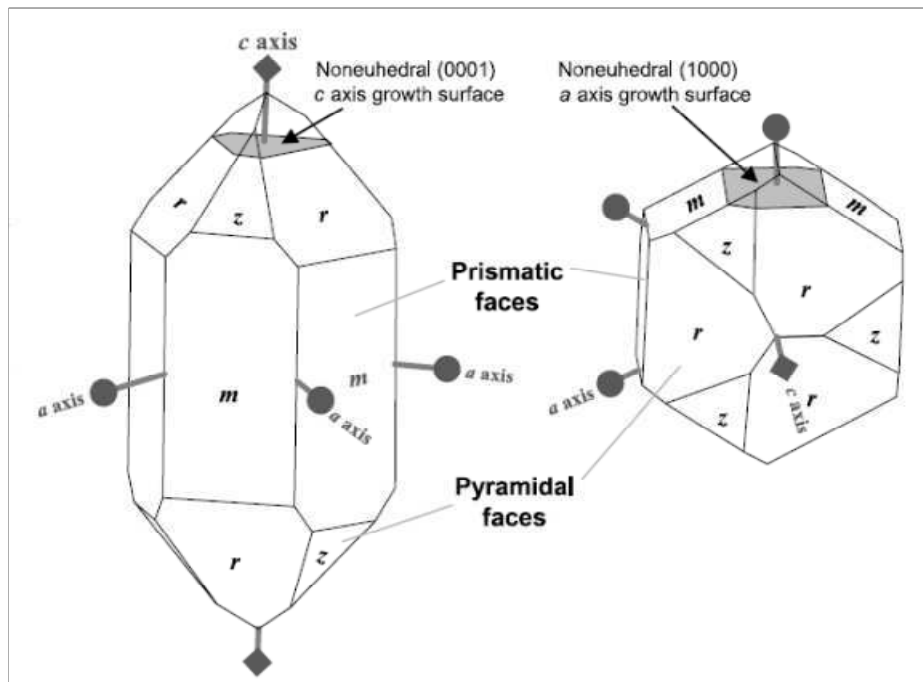


Figure V.3 : Illustration des axes cristallographiques et les principales faces cristallographiques dans un cristal de quartz. Le plan gris dans le cristal gauche représente l'orientation de la croissance selon l'axe c . La face grisée dans le cristal droite représente l'orientation de la croissance des nord-sud barres de la grille (JCristal, 2008).

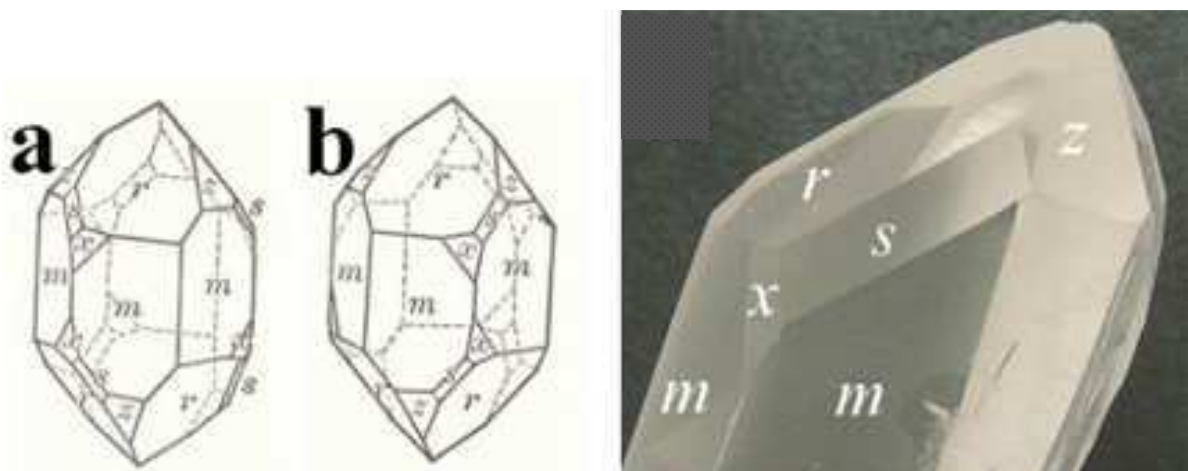


Figure V.4 : La forme cristalline commune de quartz se compose de faces prismes hexagonaux : m (100), rhomboèdres principaux : r (101) et rhomboèdres secondaires: z (011). Quartz gauche et droite (a et b respectivement) se distingue par la localisation des deux facettes additionnelles nommées s (111) et x (511).

Afin de caractériser l'habitus des cristaux authigènes de quartz dans les grès du bassin de Sbaa et des Palmyrides-Sud et de mieux comprendre son effet sur les qualités du réservoir, il faut répondre à des questions fondamentales :

1. Quels sont les habitus des cristaux de quartz authigène dans les grès des deux bassins étudiés? Quelles sont les caractéristiques des cristaux de quartz dans les zones à gaz et à eau ?

2. Quelles conditions physiques et chimiques contrôlent la variation des formes cristallines du quartz ?
3. Quelle est l'influence des différents faciès sédimentaires et diagénétiques sur les habitus et les surcroissances de quartz ?

4. L'habitus des cristaux de quartz dans les grès du bassin de Sbaa

4.1. Cristal prismatique court

Cet habitus comprend des faces prismatiques courtes et deux pyramides bien développées. Cet habitus est le résultat de la variation de la vitesse de cristallisation des faces de prisme (m) et les rhomboèdres (z et r). Cet habitus a été observé dans d'autres sites à travers du monde avec des inclusions de magnétite. Il a été expliqué par la cristallisation du quartz à des températures élevées. Or, il peut se former dans des formations diagénétique de magnétite dans un milieu réducteur.

Dans le bassin de Sbaa, cet habitus a été observé dans les échantillons du puits LT1bis dans le champ HI (Figure V.5), du puits LTNE1 dans le champ HINE et les grès de l'unité IV.4 des puits ODZ1 et ODZ1bis dans le champ ODZ. La fréquence de ce type de cristaux est plus importante dans le puits LT1bis que dans les autres puits. De plus, dans les grès du puits LT1bis, cet habitus est plus fréquent que les autres habitus. Ils cristallisent autour de grains détritiques de quartz de toutes les tailles. Cependant, dans certains cristaux, il n'est pas possible de distinguer les faces z et r parce qu'elles ont une surface équivalente à leur taille comme dans le grès du puits LT1bis à 1544m.

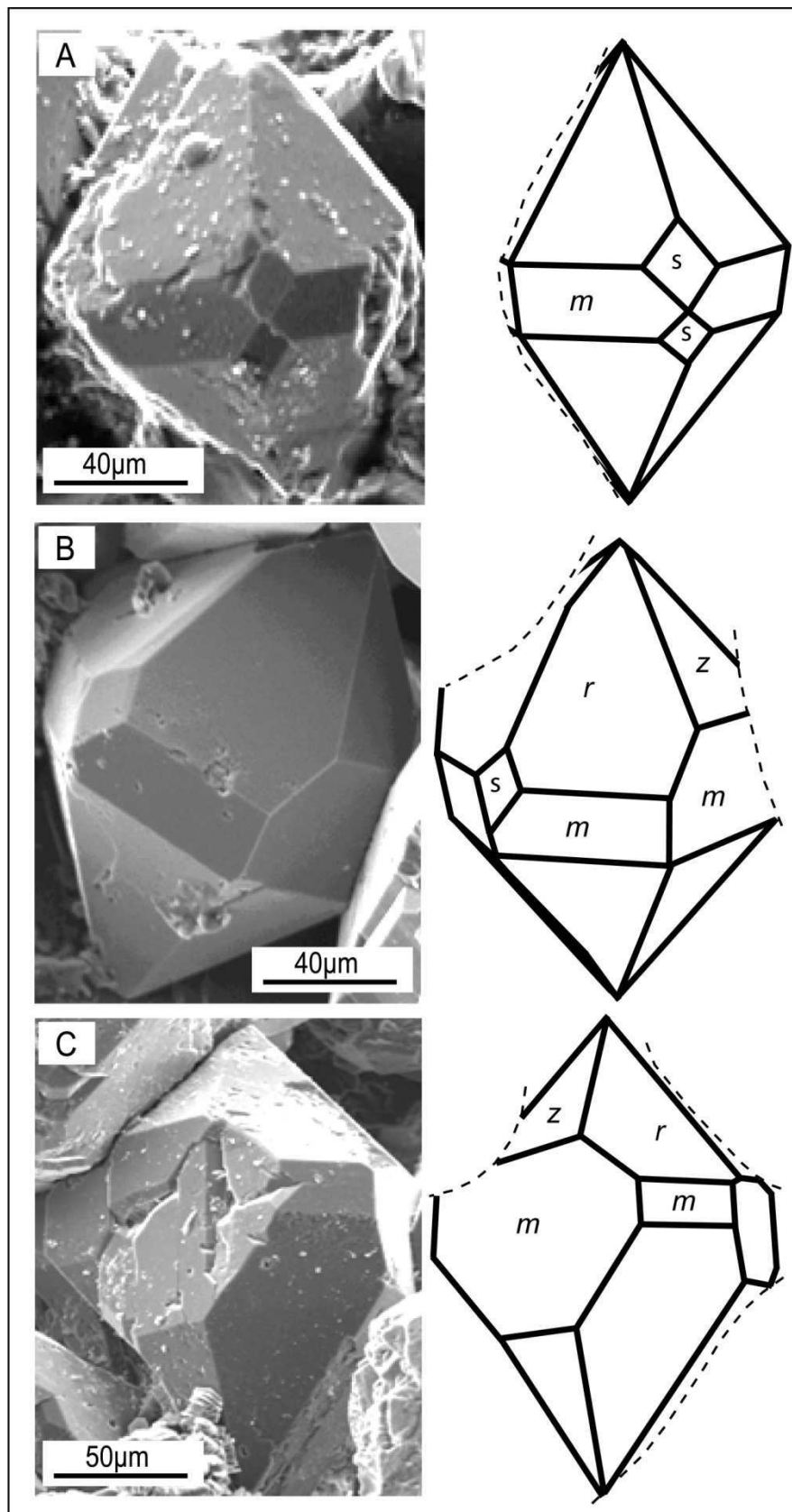


Figure V.5 : Exemples de cristaux prismatiques courts dans les grès étudiés schématisés à partir des photos capturées au MEB. (A) Puits LT1bis à 1544m, un cristal prismatique court où tous les prismes sont identiques en taille, et les faces- z et $-r$ sont en même taille. Deux faces- s sont formées. (B) Puits LT1bis à 1518m, les prismes sont modifiés au niveau de la forme et de la taille. Une face- s est formée à

gauche de la face-*r*. (C) Puits LT1bis à 1527m, un autre exemple d'un cristal prismatique court. Les prismes montrent une variation de la taille et la forme entre une face et l'autre.

4.2. Cristal prismatique bipyramidal

Quand la vitesse de cristallisation des rhomboèdres est plus importante que les prismes, cela conduit à l'allongement des cristaux (Abreal, 2002). Cet habitus est composé des faces hexagonales bien développées et deux pyramides courtes (Figure V.6). La pyramide sommitale est composée de trois faces-*z* et trois faces-*r*. Ce type de cristaux représente l'habitus le plus commun de quartz naturel à travers du monde et dans les échantillons étudiés dans cette étude.

Ce type de cristaux a été observé dans tous les puits étudiés du bassin de Sbaa (LT1bis, LTNE1, ODZ1, ODZ1bis, ODZ4, ODZ6, ODZ7) en quantité variable, à l'exception des grès de la partie inférieure compactée du réservoir ordovicien, où ces cristaux ne sont pas présents. Ces cristaux se forment autour des grains détritiques de quartz de toutes les tailles. De plus, cet habitus a été observé dans les filons de quartz dans les champs ODZ et BDW.

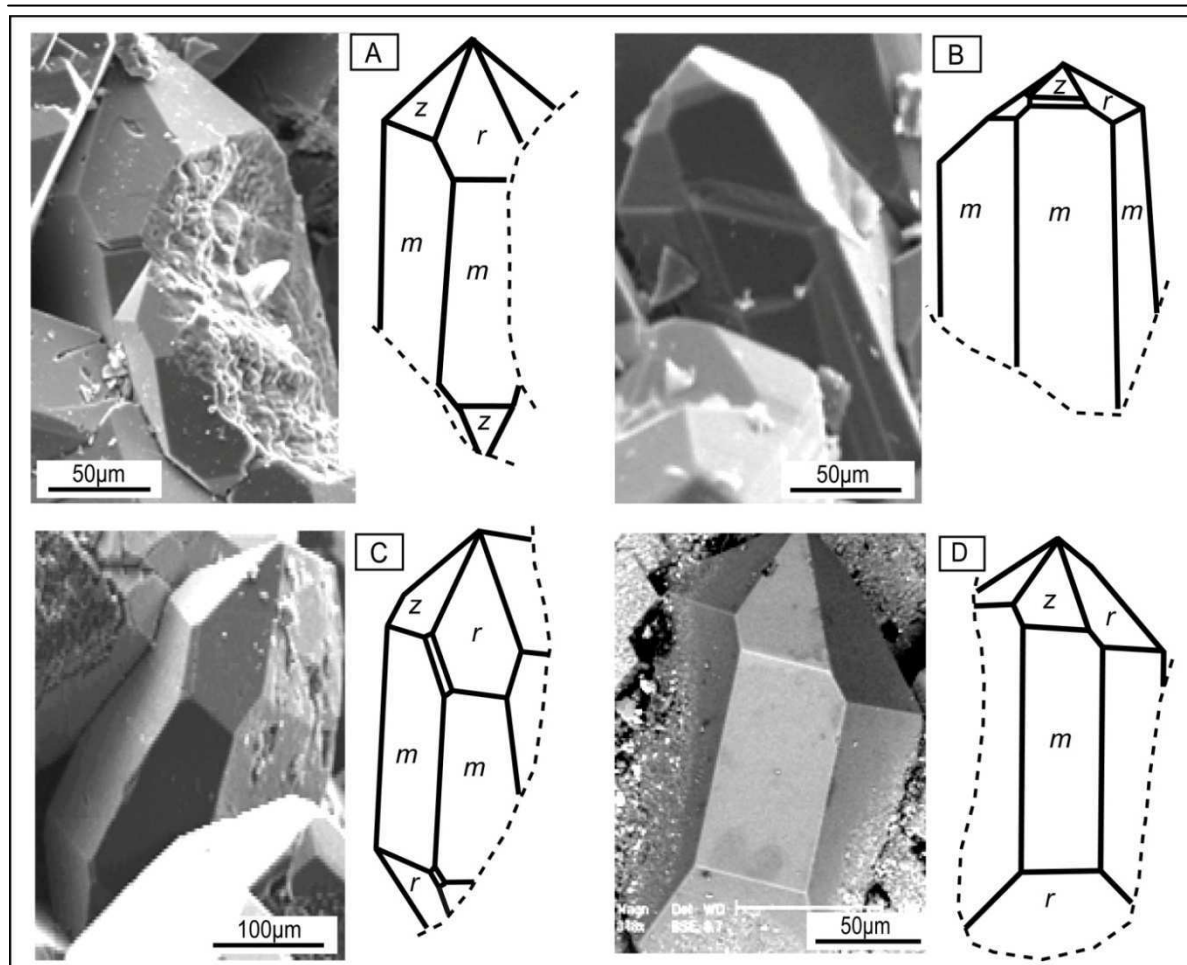


Figure V.6 : Exemples de cristaux prismatiques bipyramidaux développés schématisés à partir des photos capturées au MEB. Les faces-*r* les plus larges au sommet se distinguent des faces-*z* les plus petites. (A) Puits LT1bis à 1518m, un cristal de quartz hexagonal bipyramidal. (B) Puits ODZ6 à 2485m, un exemple de l'habitus des cristaux prismatiques bipyramidaux qui est rarement présent dans cet échantillon. (C) Puits LT1bis à 1518m, une facette additionnelle s'est formée entre les faces *r* et *m*. Des changements ont eu lieu sur le côté droit du cristal. (D) Puits BDW1 à 2454,5m, un cristal prismatique bipyramidal formé dans un filon de quartz.

4.3. Cristal prismatique trapu

Ce type cristallographique représente un habitus des cristaux authigènes de quartz distingués par une modification de la taille de face-*r* par rapport aux autres faces. En effet, la face-*r* se développe largement modifiant le rapport volumique des faces *m*, *r*, *z*. Cela change l'habitus général des faces prismatiques et des sommets sur les deux côtés du cristal, où quatre faces uniquement peuvent apparaître en vue sommitale (Figure V.7) et le sommet semble être coupé en raison de la dominance d'une face dans la pyramide. Il est probable que lors de la croissance, certaines faces sont arrêtées par d'autres cristaux. Cela peut empêcher la

croissance de la totalité de la terminaison sommitale. Dans certains cas, il a été noté que les minéraux adjacents trouvés en association avec ce type de cristaux peuvent être des feldspaths ou du chlorite.

Ces cristaux sont formés autour des grains détritiques uniquement dans les grès du puits LT1bis. La fréquence de ce type de cristaux est plus importante que le type de cristal prismatique bipyramidal, mais elle moins importante que le type de cristal prismatique court. La taille des cristaux observés varie entre 200 et 300 μ m en moyenne.

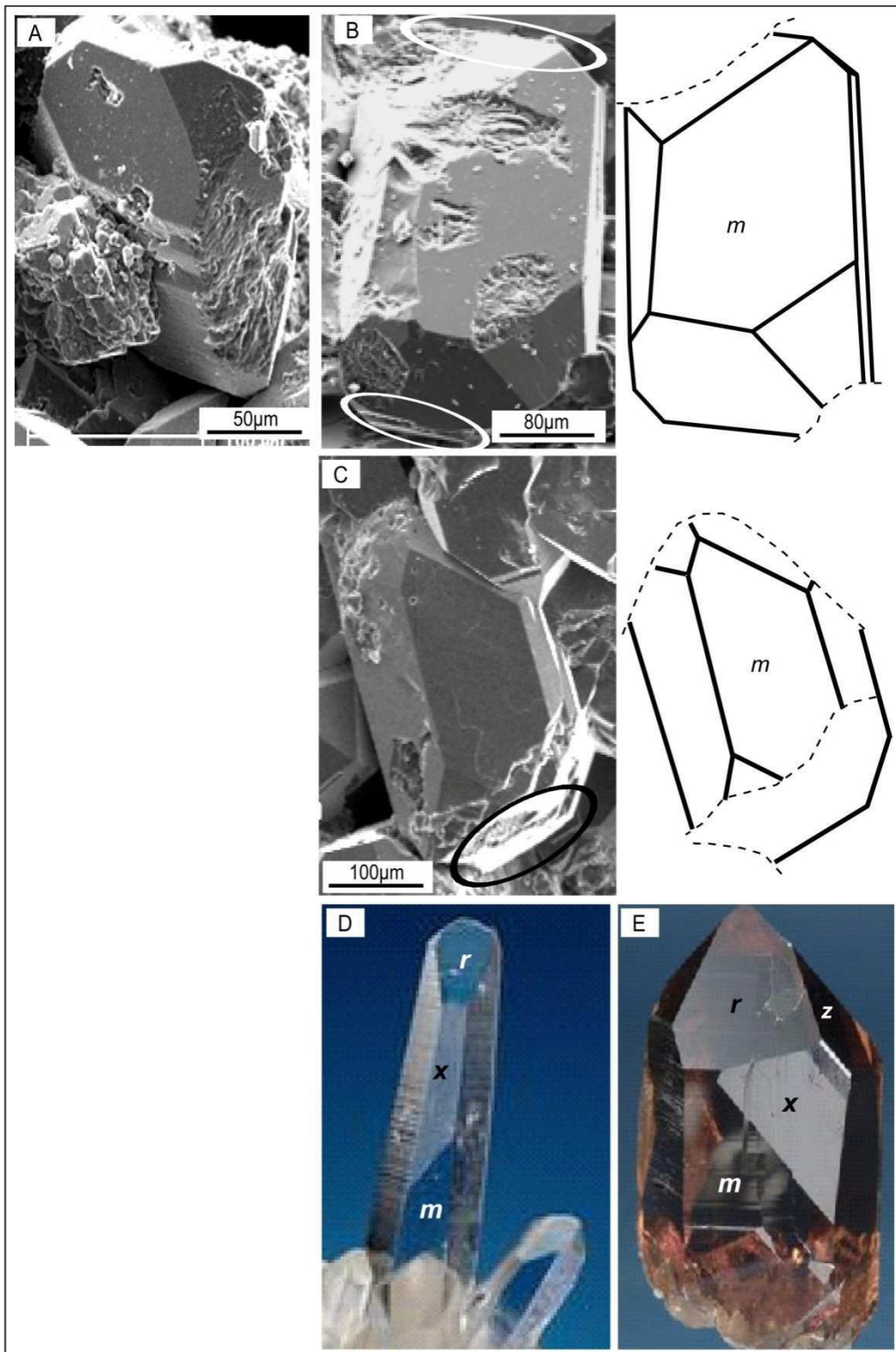


Figure V.7 : Exemples schématisés de cristaux prismatiques trapus. (A) Puits LT1bis à 1527m, un habitus similaire à l'habitus des cristaux prismatiques bipyramidaux mais avec une coupure au sommet, où le sommet pyramidal se compose de faces plus développés (*r*) dominant aux autres faces. (B) Puits LT1bis à 1509m, des modifications de la taille et la forme des faces cristallines conduisent à un changement de l'habitus du cristal. Les sommets sont relativement décalés de la forme pyramidale (cercles blanches). (C) Puits SD1 à 2535,8m, un cristal prismatique trapus (cercle noire) où la forme des pyramides est modifiée en raison de la variation de la taille des faces-*r*. (D) Un cristal de quartz de Vallée de Kullu, Himachal Pradesh, Inde. (E) Un cristal de quartz fumé de Val Giuv, Graubünden, la

Suisse. Dans ces deux derniers exemples de quartz, la face-*x* est bien développée modifiant la forme de la face-*m*.

4.4. Cristal incomplet

Ce type de cristaux authigènes est le résultat de la croissance partielle de quartz authigène autour d'une partie des grains détritiques de quartz. La croissance partielle s'explique par la disponibilité limitée des grains détritiques en raison de la compaction importante entre les grains détritiques. Pour cette raison, quelques faces sont cristallisées autour d'un grain et elles sont arrêtées par les faces d'un grain voisin. Aucune forme précise n'a pu donc être caractérisée (Figure V.8).

Cette forme de cristaux de quartz a été observée dans les grès de la partie inférieure du réservoir dans le champ ODZ (les puits ODZ3, ODZ4, et ODZ6) (Figure V.9). Ce type de cristaux est le seul type observé dans ces grès. La fréquence de cristaux de quartz authigène est cependant faible en comparaison avec le nombre des grains détritiques de quartz en raison de la présence de la majorité des grains détritiques en contact entre eux. Ce type de cristaux incomplets avec un nombre limité des faces cristallographiques est également observé dans les grès des puits ODZ4 à 2062m et ODZ7 à 2226m en association avec les cristaux prismatiques bipyramidaux. La présence de ces cristaux est rare dans ces deux derniers puits.

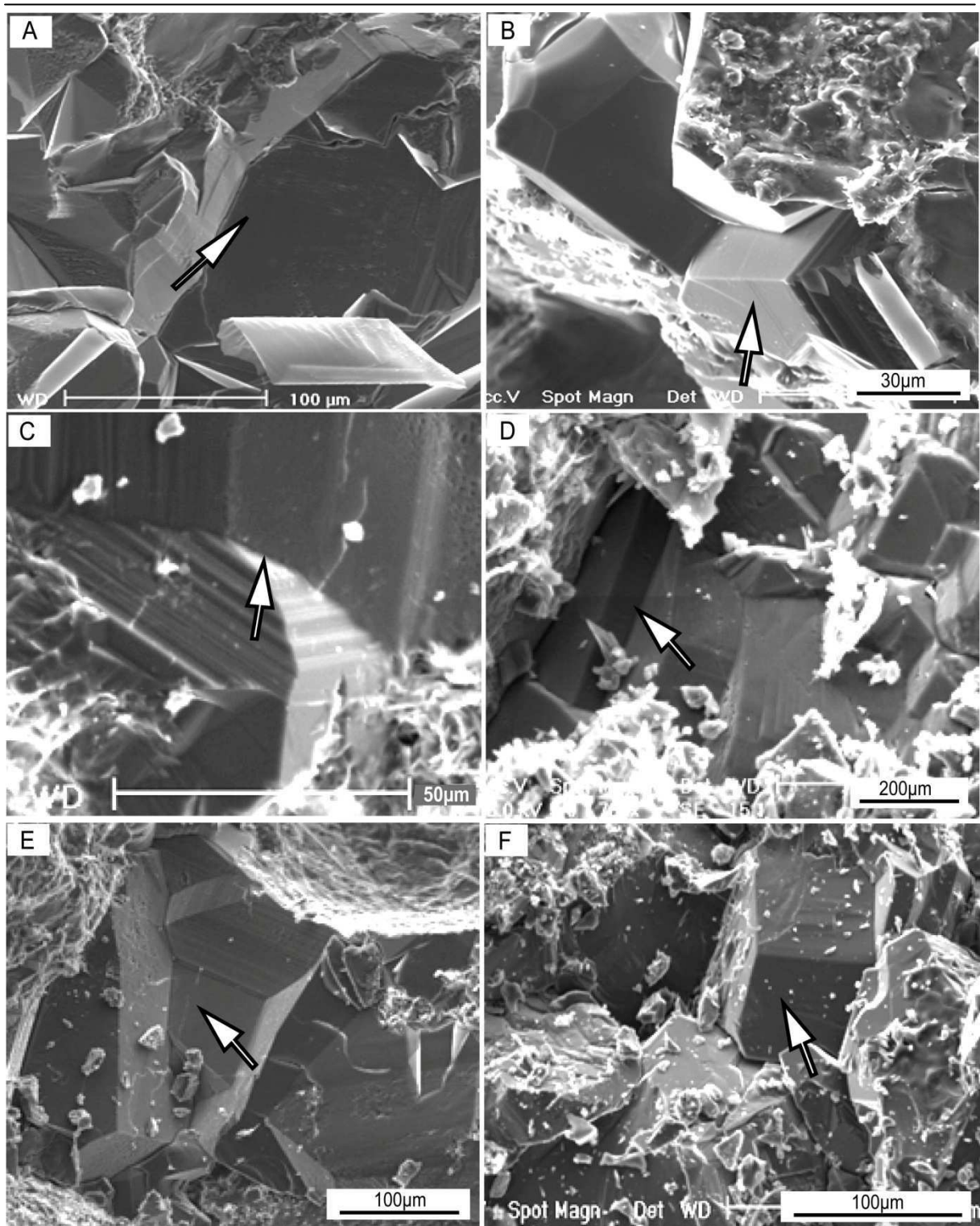


Figure V.8 : Exemples de cristaux incomplets contenant peu de faces cristallines (flèches blanches). Ce type de cristaux est principalement observé dans la zone à eau du réservoir ordovicien du champ ODZ. (A) Puits ODZ6 à 2518m (MEB), l'habitus des cristaux authigènes de quartz s'exprime sous forme de quelques faces cristallines donnant un habitus cristallographique difficile à déterminer et nommer. (B) Puits ODZ6 à 2518m (MEB), deux faces cristallines sont formées autour d'un grain détritique sans pouvoir cristalliser le reste des faces du cristal. (C) Puits ODZ4 à 2379m (MEB), la croissance du cristal a été interrompue par une autre surface de quartz. (D) Puits ODZ3 à 2625m (MEB), les cristaux incomplets se distinguent par des contacts longs entre les cristaux. (E) Puits ODZ6 à 2485m (MEB), plusieurs cristaux incomplets sont collés l'un à l'autre dans un faciès compacté. (F)

Puits ODZ4 à 2065m (MEB), une occurrence rare de ce type de cristaux dans les grès de la paléozoone à gaz du réservoir ordovicien dans le puits ODZ4.

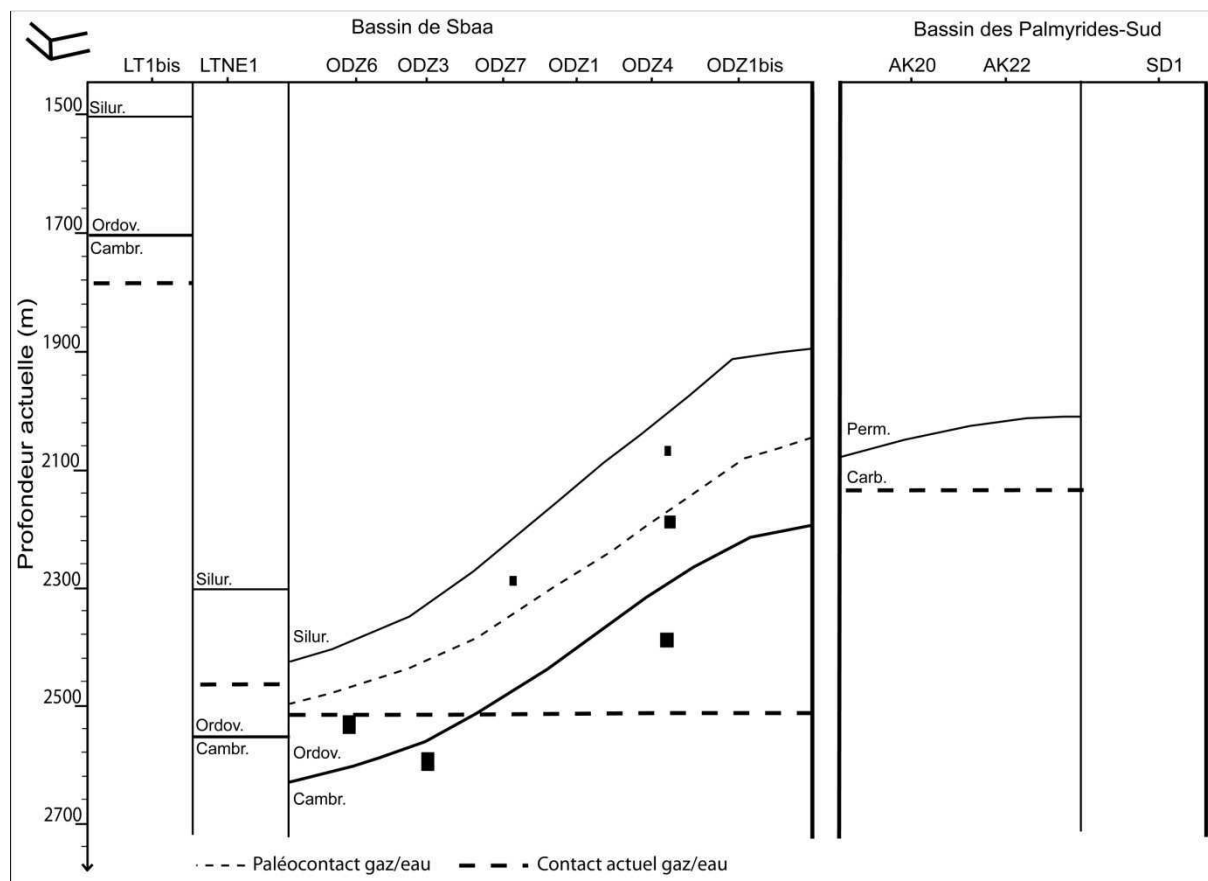


Figure V.9 : Répartition des cristaux incomplets montrant un nombre limité des faces cristallographiques. Ces cristaux sont principalement observés dans la partie inférieure du réservoir dans le champ ODZ. Une présence limitée de ces cristaux dans la partie supérieure du réservoir.

4.5. Faces s et x (Troncatures)

La fréquence des faces s et x est plus importante dans le champ HI. dans le puits LT1bis que dans le puits LTNE1. Dans le puits LT1bis, une troncature au moins (face s ou x) s'est formée sur la majorité des cristaux. Ces troncatures sont sous formes triangles, rhomboédres, rectangle ou trapézoïde (Figure V.10). La taille de ces faces est généralement de l'ordre de quelques microns, jusqu'au 50 μ m de longueur maximale. Ces faces additionnelles (s et x) ou les autres faces, qui sont décalées par rapport à la position de faces (s et x), tronquent des angles et des arêtes. Les troncatures qui coupent les angles sont plus abondantes que celles qui coupent les arêtes. Dans le puits LTNE1, les troncatures ont presque les mêmes formes

(triangle, rectangle et rhomboèdre) que les troncatures observées dans le puits LT1bis. La présence des troncatures sur les cristaux est cependant estimée d'environ 20-30% des cristaux.

Dans le champ ODZ, des troncatures sont présentes dans les puits ODZ1, ODZ1bis, ODZ4, ODZ6, et ODZ7 dans la partie supérieure du réservoir. La fréquence des troncatures autour les cristaux varie entre quelques cristaux et jusqu'au 20-30% des cristaux par échantillon. La forme des troncatures dans le champ ODZ est moins variable que dans le champ HI, elle est rectangle, trapézoïde, ou rarement triangle. La taille est généralement petite (30 μ m en maximum). Les troncatures sont observées sur les cristaux prismatiques courts plutôt que les autres habitus cristallographiques.

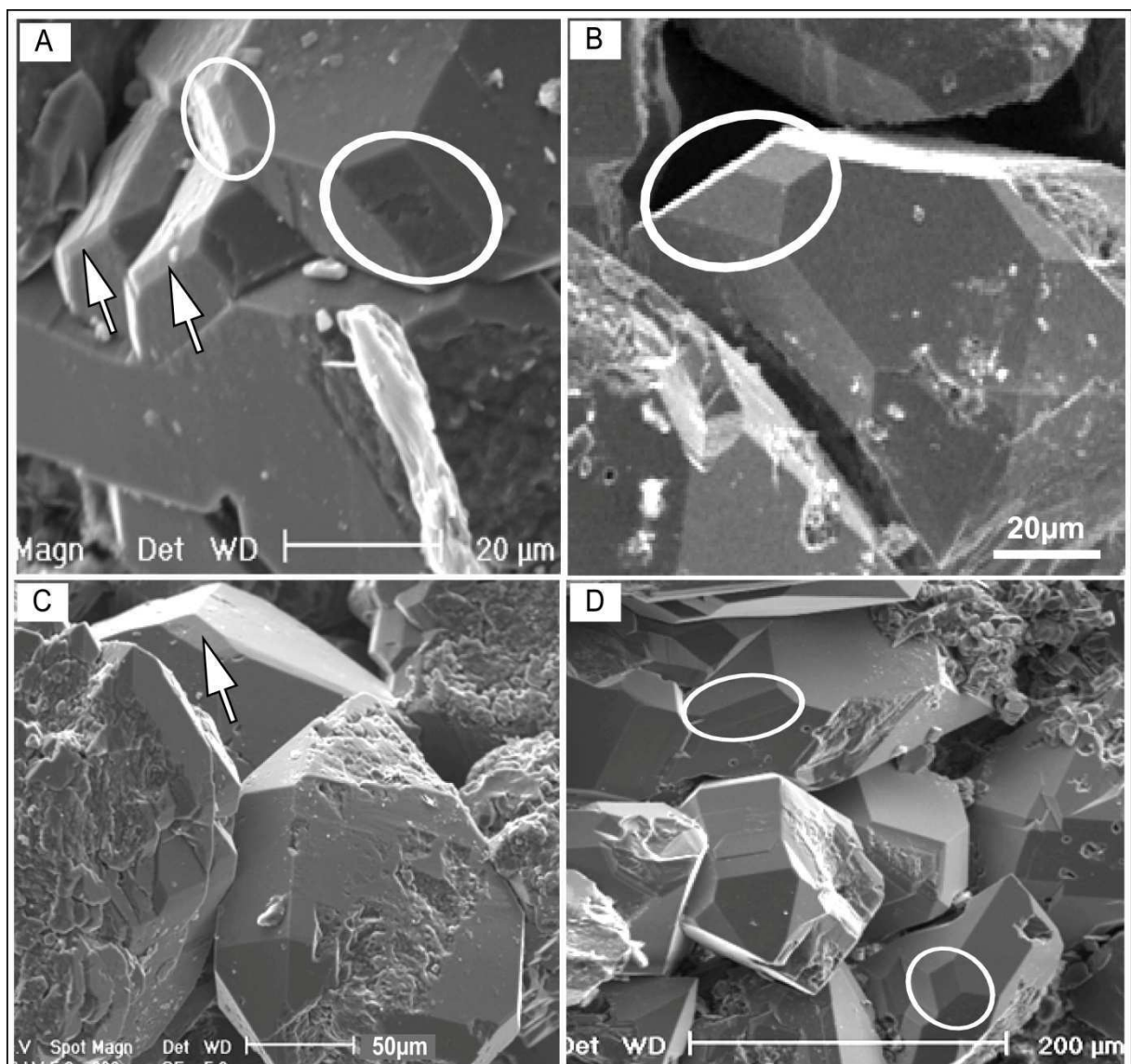


Figure V.10 : Faces additionnelles (z et x) formées sur les cristaux de quartz. (A) Puits Ak20 à 2083m (MEB), des faces additionnelles rhomboédriques, rectangles, et trapézoïdes tronquent les angles et les

arêtes de cristaux (les cercles et les flèches bleues). (B) Puits SD1 à 2532,5m (MEB), deux faces additionnelles rhomboédrique et trapézoïdale adjacentes (cercle bleu) sont formées sur le cristal. (C) Puits LT1bis à 1518m (MEB), une face additionnelle tronque un angle (flèche bleue). (D) Puits SD1 à 2535,8m (MEB), des faces additionnelles tronquant les cristaux peuvent atteindre plus de 50 μ m (cercles bleues).

5. Habitus de quartz de filon

Plusieurs fragments de quartz de filons prélevés dans le puits ODZ4 à 2079,2 et 2080m et le puits BDW1 à 2454,5m ont été observés à la loupe binoculaire et au MEB afin de caractériser l'habitus des cristaux de quartz. La majorité des cristaux est d'habitus prismatique bipyramidal (Figure V.11). La présence des cristaux prismatiques courts est rare dans le quartz de filon. Un seul cristal a été observé dans l'échantillon 2080m. Aucune troncature ou additionnelle face *s* et *x* n'a été formée sur les cristaux de filon. La taille des cristaux varie de quelques millimètres à 1cm.

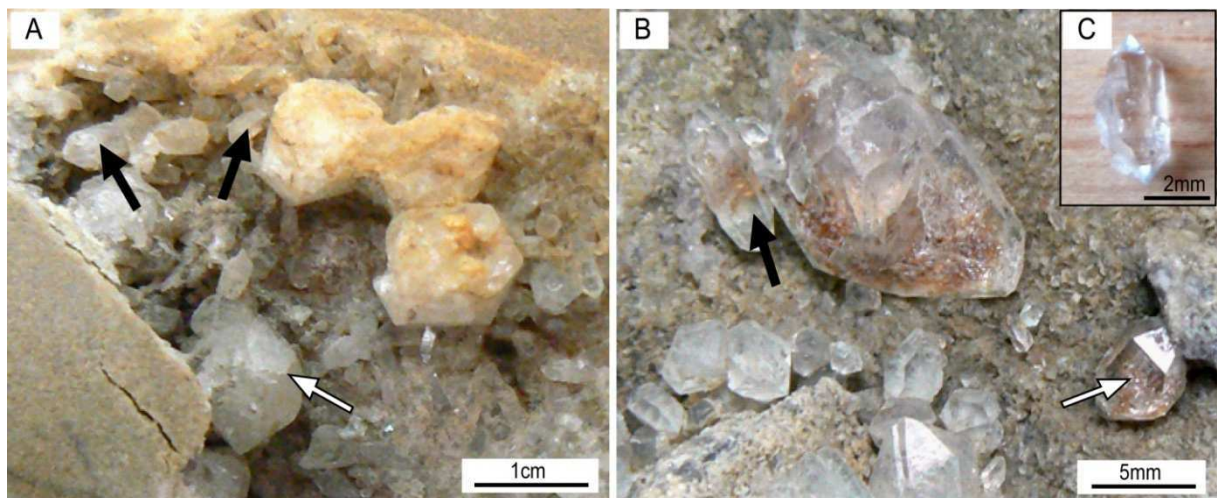


Figure V.11 : Cristaux de quartz en remplissage de fracture. (A) Puits BDW1 à 2554m. (B) Puits ODZ4 à 2079,2m. Les cristaux de quartz sont principalement dominés par les cristaux prismatiques développés bipyramidaux (flèches noires). Une tendance à élargir les cristaux au centre et à raccourcir alors les prismes est possible dans le quartz de filonnet (flèches blanches). (C) Puits ODZ4 à 2080m, un cristal prismatique développé bipyramidal.

6. Habitus de quartz néoformé dans les pores de dissolution

Des cristaux de quartz néoformés ont été observés dans les pores de dissolution dans le réservoir ordovicien du champ ODZ dans la partie inférieure et à la base de la paléozone à gaz. Ce sont des cristaux prismatiques bipyramidaux. Des faces additionnelles rhomboédriques ou rectangulaires sont observées sur les cristaux (Figure V.12). La taille des cristaux dans les pores de dissolution varie entre 60 et 300 μm . Les cristaux de quartz dans les pores de dissolution sont parfois entourés par l'illite en remplissage partiel.

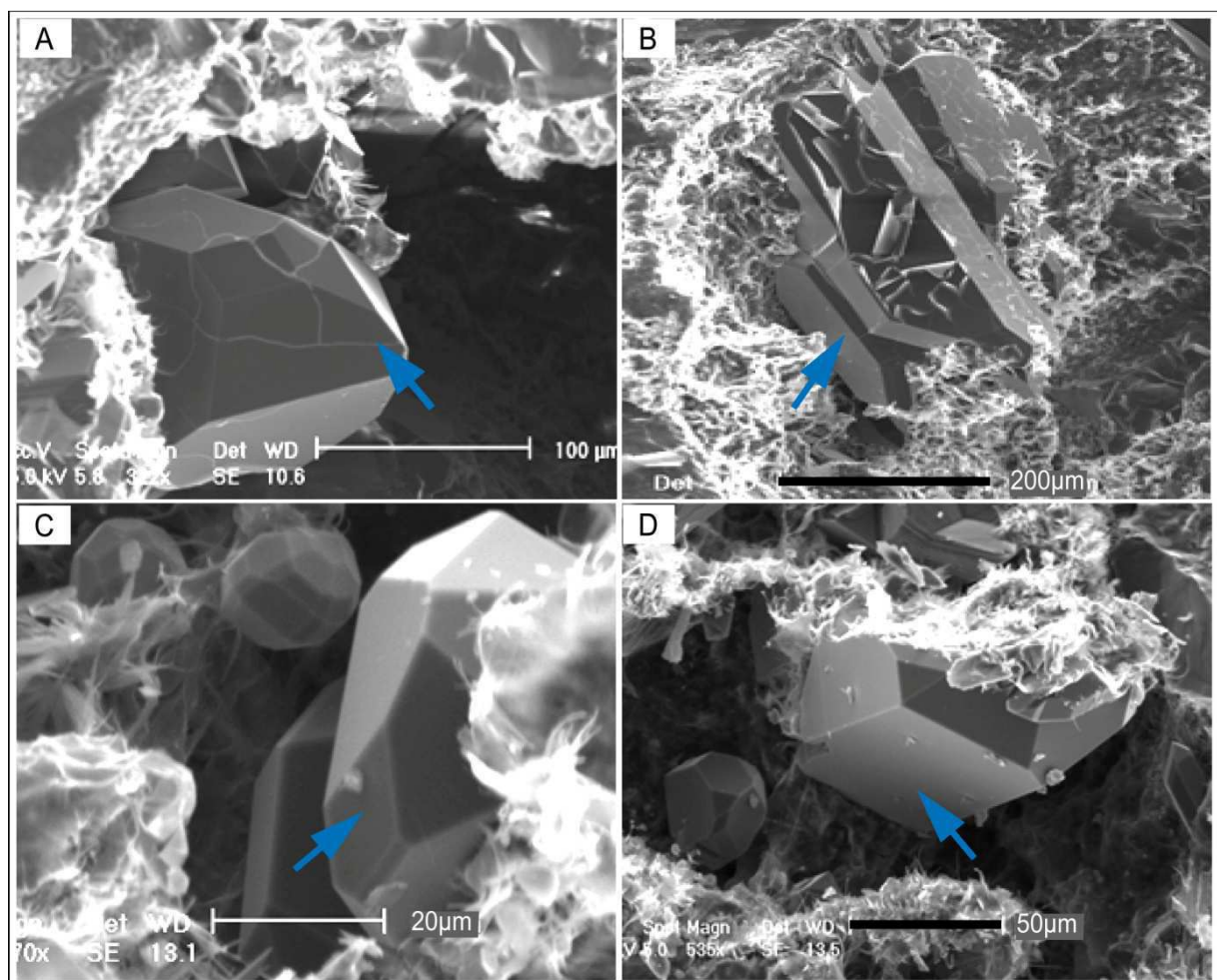


Figure V.12 : Quelques exemples de cristaux de quartz néoformés dans les pores de dissolution. Le quartz dans les pores de dissolution a eu lieu dans les grès de la zone à eau du réservoir ordovicien du champ ODZ. (A) puits ODZ6 à 2518m, le sommet pyramidal du cristal prismatique. Ce cristal est tronqué par une face additionnelle rhomboédrique située entre les faces z , r , et m .

7. Variation des répartitions des habitus des cristaux authigènes de quartz dans le bassin de Sbaa

Quatre types d'habitus ont été distingués sur les cristaux authigènes de quartz dans les grès du bassin de Sbaa (Figure V.9, 13, 14 et 15). Cependant, ces quatre habitus ne sont pas tous coexistants dans le même grès. Dans le champ ODZ, trois habitus se sont formés : cristaux prismatiques bipyramidaux, cristaux prismatiques courts, et cristaux incomplets. L'habitus des cristaux prismatiques bipyramidaux est la forme dominante dans la partie supérieure du réservoir gréseux de l'Ordovicien dans le champ ODZ. Ces niveaux du réservoir sont généralement des niveaux à gaz où le gaz a été mis en place simultanément avec la cimentation de quartz (Wazir et al., 2014). L'habitus des cristaux prismatiques bipyramidaux coexiste avec l'habitus des cristaux prismatiques courts dans les puits ODZ1 et ODZ1bis et il représente l'habitus le plus fréquent. Alors que dans la partie inférieure du réservoir les cristaux sont incomplets car la compaction n'a pas permis aux cristaux de quartz authigène de se développer autour du grain détritique. Cette partie est une zone à eau. Donc, une différence claire d'habitus cristallographique de quartz existe entre la zone à gaz et la zone à eau dans le réservoir du champ ODZ.

Dans le champ HI, trois habitus sont présents dans le puits LT1bis : cristaux prismatiques bipyramidaux, cristaux prismatiques courts, et cristaux trapus. Alors que dans le puits LTNE1 deux habitus sont présents : habitus des cristaux prismatiques bipyramidaux, habitus des cristaux prismatiques courts. Les cristaux formés autour des petits grains détritiques de quartz sont plus complets que les cristaux formés autour des grains grossiers.

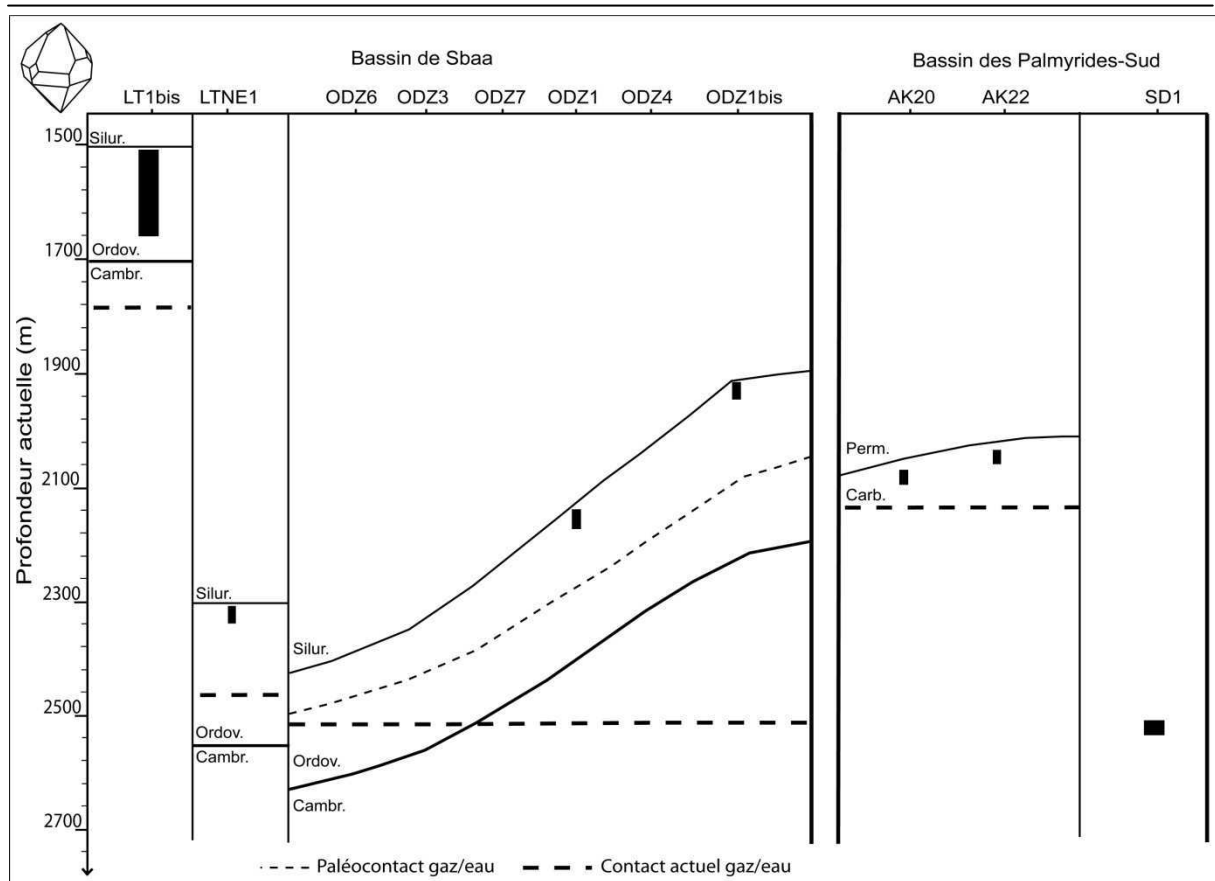


Figure V.13 : Répartition de l'habitus des cristaux prismatiques courts dans les bassins de Sbaa (champs HI et ODZ) et des Palmyrides-Sud (champs de Arak et de Debayate-Sud). La largeur des barres augmente avec la fréquence de cristaux de ce type. La présence la plus fréquente a été observée dans les puits LT1bis et SD1.

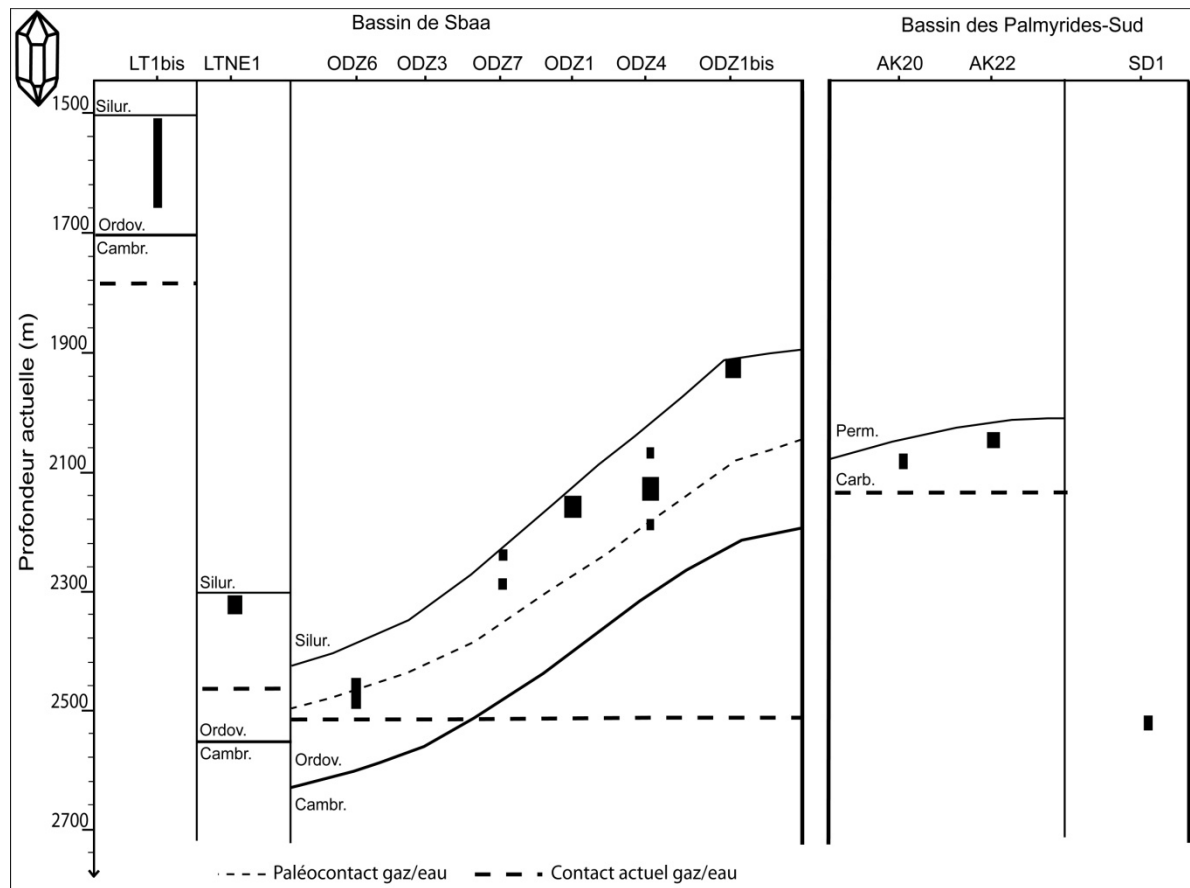


Figure V.14 : Répartition de l'habitus des cristaux prismatiques bipyramidaux développés dans les bassins de Sbaa (champs HI et ODZ) et des Palmyrides (champs d'Arak et de Debayate-Sud). La largeur des barres augmente avec la fréquence de cristaux de ce type.

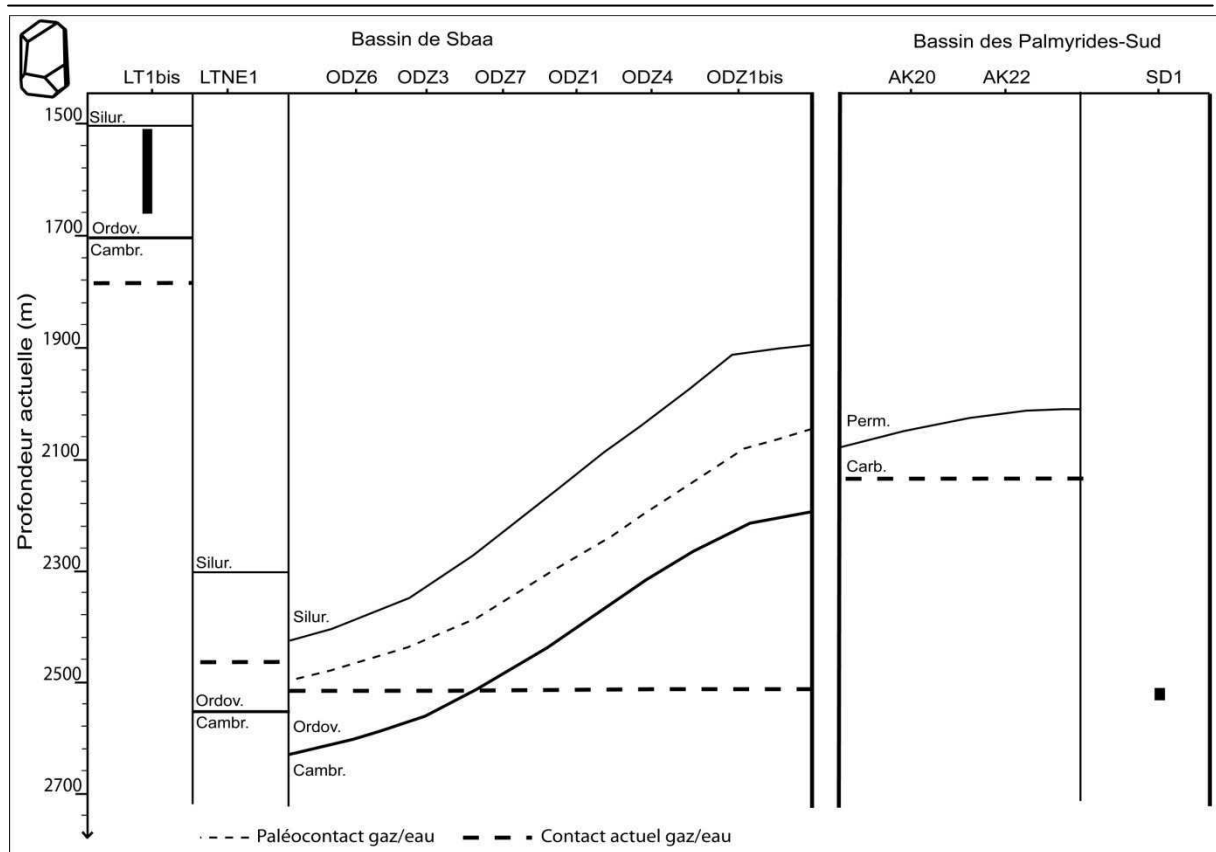


Figure V.15 : Répartition de l'habitus des cristaux trapus dont la forme des pyramides sont modifiées. Sur l'ensemble des échantillons étudiés, cet habitus a été observé dans le champ HI du bassin de Sbaa et dans le champ de Debayate-Sud du bassin des Palmyrides-Sud.

8. L'habitus des cristaux authigènes de quartz dans les grès du bassin des Palmyrides-Sud

Dans les grès du bassin des Palmyrides-Sud, trois habitus différents ont été observés et distingués.

8.1. Cristal prismatique court

Ce type de cristaux a été observé dans les deux champs de Arak et de Debayate-Sud dans les puits Ak20, Ak22, et SD1. La présence de ces cristaux dans les grès du puits SD1 est plus importante que dans les deux autres puits du champ de Arak. De plus, ce type de cristaux est l'habitus prédominant dans le puits SD1. Ces cristaux se sont formés autour des petits grains détritiques et des grains détritiques grossiers. La taille de ces cristaux varie donc entre 100 et 400 μm . Les faces z et r sont de même taille dans certains cristaux des puits Ak20 (2083m), Ak22 (2055m), et SD1 (2535,8m), ce qui rend les faces- z et les faces- r difficiles à distinguer (Figure V.16). Dans ce cas, les cristaux sont dits pseudo-hexagonaux.

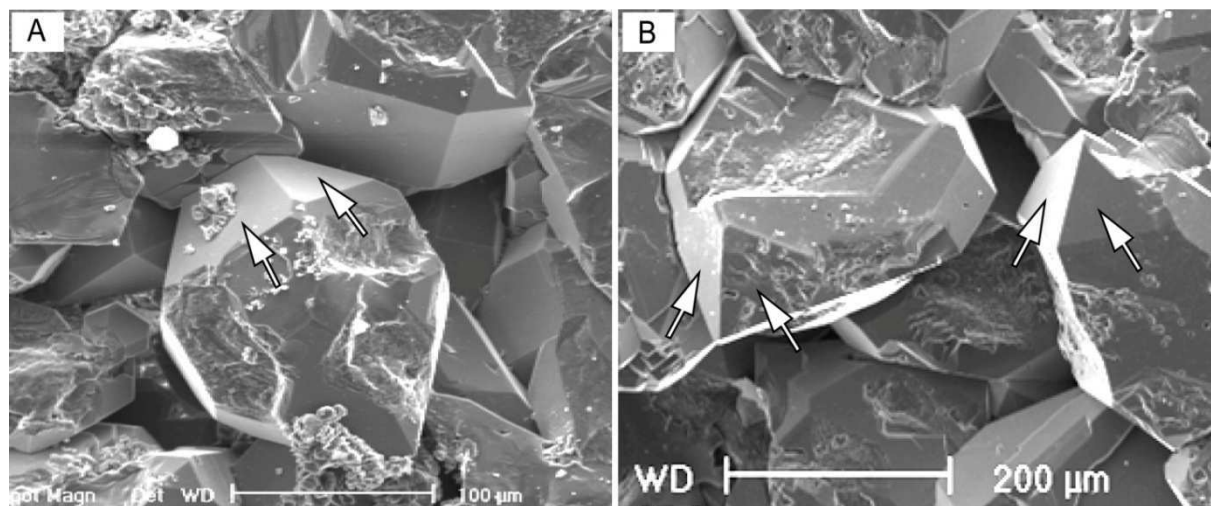


Figure V.16 : Exemples de cristaux prismatiques courts quand les faces z et r sont en même taille. (A) Puits Ak20 à 2083,7m (MEB), les flèches blanches indiquent les faces z et r qui sont dans ce cas-là difficiles à différencier. (B) Puits SD1 à 2535,8m (MEB), le sommet pyramidal de cristaux se compose de faces z et r (flèches blanches) qui ont la même taille.

8.2. Cristal prismatique bipyramidal

Les cristaux de cet habitus sont observés dans tous les trois puits Ak20, Ak22, et SD1. La fréquence de cet habitus est moyenne par rapport aux autres habitus sauf dans le puits Ak22 où la présence de ces cristaux devient plus importante. Ces cristaux sont présents avec de taille variable, ce qui indique que ces cristaux sont formés autour des grains fins et grossiers.

8.3. Cristal prismatique trapu

Ce type de cristaux est présent dans les grès du puits SD1 dans le champ de Debayate-Sud. La fréquence de ces cristaux est moyenne en comparaison avec les autres types de cristaux dans ces échantillons. La taille de ces cristaux varie entre 250 et 330 μ m. Il s'agit de tailles de cristaux plus importantes que la taille des grains détritiques. Cette différence entre la taille des cristaux et des grains correspond à l'épaisseur des auréoles de la silicification.

8.4. Faces *s* et *x* (Troncatures)

Des faces additionnelles (*s* et *x*) tronquant des angles et des arêtes sont présentes sur les cristaux de quartz dans les grès des champs de Debayate-Sud (puits SD1) et d'Arak (puits Ak20 et Ak22) du bassin des Palmyrides-Sud. La présence des troncatures est plus importante dans les grès du puits SD1 où deux faces additionnelles peuvent se former sur un seul coté du cristal (Figure V.10A). La forme de ces faces additionnelles est rhomboédrique ou rectangulaire, et leur taille peut atteindre les 50 μ m (30 μ m en moyenne).

8.5. Variation de la répartition des habitus des cristaux authigènes de quartz dans le bassin des Palmyrides-Sud

Dans le champ d'Arak, deux habitus ont été distingués : cristaux à prisme court et cristaux à prisme allongé. Alors que dans le champ de Debayate-Sud, les mêmes habitus avec l'habitus des cristaux trapus sont présents.

En comparant les habitus de quartz authigène entre les bassins de Sbaa et de Palmyrides-Sud, il est observable que les trois habitus existants dans le puits LT1bis du champ HI (Algérie) sont similaires à ceux qui sont présents dans le puits SD1 du champ Debayate-Sud (Syrie). De plus, les deux habitus présents dans la zone à gaz dans le champ ODZ et dans le

puits LTNE1 du champ HI (Algérie) sont les mêmes que ceux observés dans le champ d'Arak (Syrie) (Figure V.17).

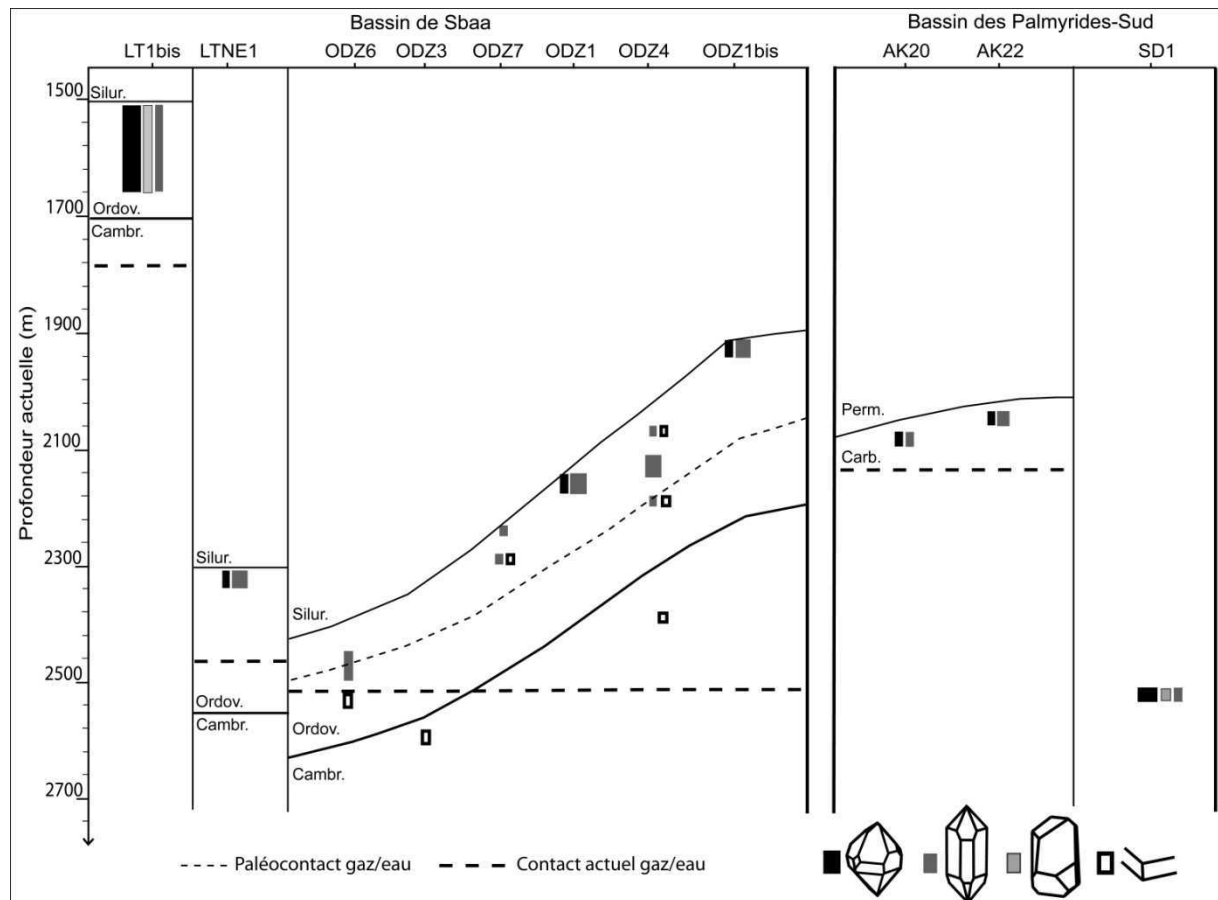


Figure V.17 : Variation de la répartition de différents habitus (les cristaux prismatiques courts, les cristaux prismatiques bipyramidaux développés, les cristaux trapus, et les cristaux incomplets) dans les bassins de Sbaa (champs HI et ODZ) et des Palmyrides (champs d'Arak et de Debayate-Sud). Les grès étudiés sont présentés selon leur profondeur actuelle et ils ont été distingués en fonction de nombre de phases de ciment de quartz et la présence de gaz dans le réservoir. La largeur de chaque barre augmente avec la fréquence de cristaux de chaque type.

9. Formes de croissance des cristaux authigènes de quartz dans les bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud

Les cristaux montrent souvent des imperfections lors de la croissance et leurs réseaux cristallins s'écartent ainsi de la géométrie régulière idéale. Par exemple, les cristaux peuvent se diviser en plusieurs petits cristaux ayant la même orientation cristallographique (axe c). Plusieurs formes de croissance ont été distinguées sur le quartz naturel (quartz artichaut ou quartz cathédrale et croissance en subdivision).

Dans les grès étudiés, deux formes de croissance ont été observées sur l'habitus des cristaux, à savoir, la forme de croissance à nucléation multiple et la forme de zones de croissance en escaliers. De plus, les auréoles de silicification peuvent montrer une zonalité.

9.1. Croissance à nucléation multiple

Cette forme de croissance à nucléation multiple se caractérise par du quartz authigène sous forme de petits cristaux autour du grain détritique. Ces cristaux ont la même orientation cristallographique selon l'axe c du grain détritique (Figure V.18A, B, C et D). Elle est causée par une croissance de plusieurs cristaux à partir de plusieurs nucléus sur la surface du grain détritique de quartz ou par des défauts de réseau (irrégularités dans le réseau cristallin) qui sont induits, par exemple, par une croissance rapide, des éléments traces et d'autres impuretés dans le réseau.

Dans le bassin de Sbaa, les cristaux de quartz authigène montrent une croissance en forme d'artichaut dans les grès du champ HI et du champ ODZ dans la zone à gaz. A l'exception du puits ODZ7 où cette forme de croissance n'a pas été observée. De plus, cette forme de croissance a été observée sur certains cristaux des grès du bassin des Palmyrides-Sud dans les puits Ak20 et SD1. Certaines tronçatures ont été observées sur les cristaux à nucléation multiple (Figure V.18A).

La fréquence de cette forme est plus importante dans les grès cimentés par une seule phase de quartz Q1. Il s'agit des puits LT1bis du champ HI (Algérie) et du puits SD1 du champ de Debayate-Sud. Cependant, le puits LTNE1 cimenté par Q1 et Q2 montre également une présence importante de cette forme (Figure V.18C et E). En revanche, les grès de la partie supérieure du réservoir du champ d'ODZ cimentés par les phases Q1 et Q2 montrent une

fréquence faible des cristaux à nucléation mutiple (Figure V.18F). Cela peut s'expliquer par le fait que la précipitation de la phase Q2 peut recouvrir ces cristaux développés lors de la formation de la phase Q1 autour des grain détritiques (Figure V.19). Néanmoins, cette forme de croissance peut continuer lors de la formation de la phase Q2 uniquement quand l'épaisseur des auréoles de la phase Q2 n'est pas importante. Dans la partie inférieure du réservoir où les grès sont cimentés par trois phases de quartz (Q1, Q2 et Q3) remplissant la porosité intergranulaire, cette forme de croissance n'a été jamais observée.

En conclusion, la cristallisation à partir de plusieurs nucléus sur le grain détritique qui est liée à la première phase de ciment de quartz Q1 témoigne d'une nucléation rapide. En effet, le début de la silicification et la nucléation sur les surfaces détritiques sont considérées comme un processus rapide (Lander et al., 2008).

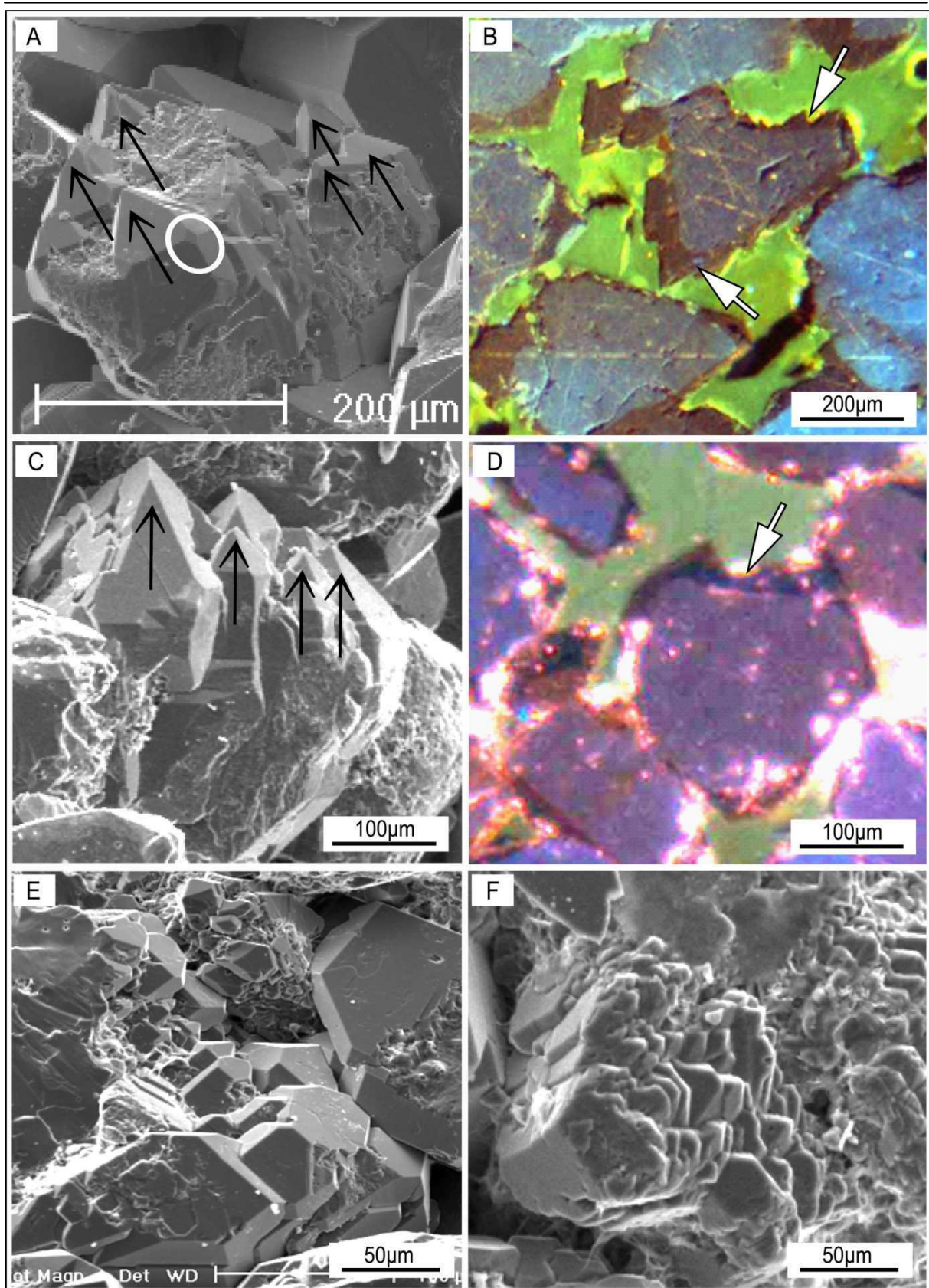


Figure V.18 : Croissance de quartz au MEB et comparée avec les auréoles de surcroissance en CL. (A) Puits SD1 à 2535,8m (MEB), croissance à nucléation multiple où plusieurs cristaux ayant la même orientation cristallographique (flèches noires) se développent autour d'un grain détitique. La présence de tronçatures est également possible dans le quartz à nucléation multiple (cercle blanc). (B) Puits SD1

à 2535,8m (CL), la forme des auréoles de silicification a été modifiée en réponse de la croissance de quartz à partir des multiples nucléas. (C) Puits LTNE1 à 2304m (MEB), un exemple de croissance de quartz en forme d'artichaut. (D) Puits LT1bis à 1509m (CL), la forme de l'auréole de la silicification produite par la division du cristal en petits cristaux lors de croissance. (E) Puits LTNE1à 2321m (MEB), une forme de croissance de quartz à multiples nucléas. (F) Puits ODZ1à 2186m (MEB), un autre exemple de la forme de croissance de quartz à multiples nucléus.

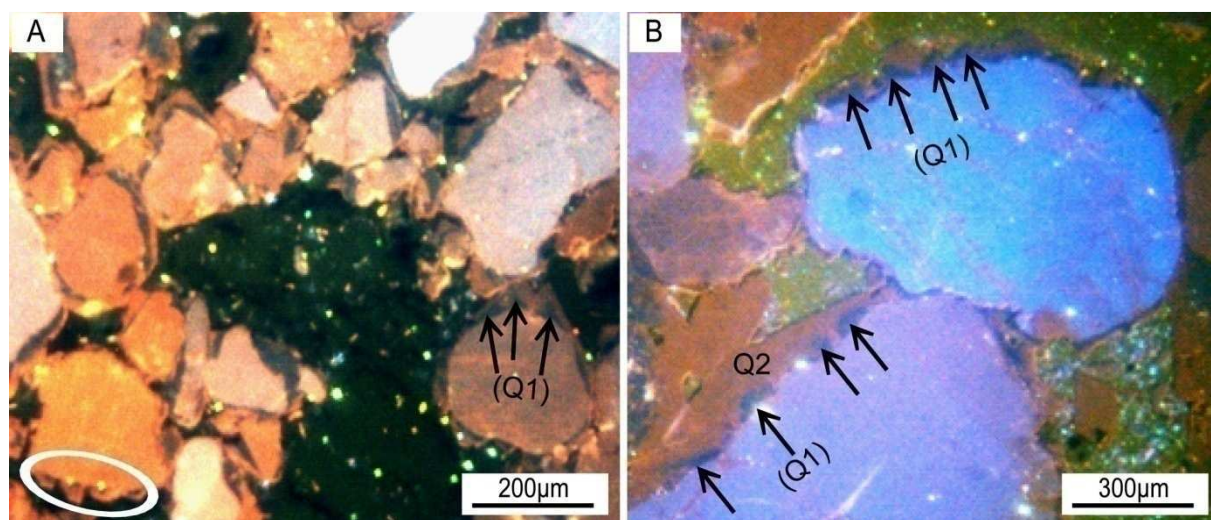


Figure V.19 : Discontinuité de la phase Q1 autour des grains détritiques. (A) Puits ODZ4 à 2106m, la phase Q1 forme plusieurs pyramides autour de certains grains détritiques de quartz (flèches noires) et la phase peut se développer en continuité avec ces pyramides (cercle blanc). (B) Puits ODZ4 à 2106m, la phase Q1 se développe en plusieurs pyramides autour des grains détritiques de quartz et la phase Q2 recouvre pendant ces pyramides.

9.2. Zones de croissance en escaliers

Une structure de croissance en escaliers est présente sur certaines faces cristallographiques des cristaux de quartz authigène dans les grès dans la zone à eau du réservoir Ordovicien du champ ODZ. En effet, cette forme est observée dans les puits ODZ3 à 2584 et 2625m, ODZ4 à 2225, 2378,8 et 2379,2m, et ODZ6 à 2515 et 2518m. Une occurrence très rare de cette forme est observée dans les puits ODZ1 (à 2137m) et ODZ1bis (à 1995m) avec un cristal ou deux par échantillon. Les zones de croissance en escaliers sont perpendiculaires à la direction de l'axe de croissance la plus rapide (axe *c*), ce qui conduit à rétrécir les cristaux vers les terminaisons sommitales (Figure V.20). En raison de la difficulté de déterminer les faces cristallographiques (prismatiques ou rhomboédres) dans ce type de cristaux, l'orientation de l'axe *c* est incertaine. La largeur et la hauteur des escaliers sont similaires dans les puits étudiés (ODZ3, ODZ4 et ODZ6). La hauteur des escaliers dans

les trois puits est entre 2 et 5 μm en moyenne, ce qui suggère une similarité des conditions responsables de la formation des zones de croissance en escaliers dans les trois puits (Figure V.21). Le nombre des escaliers varie entre 3 et 25 zones par face. Elles deviennent souvent plus larges vers le sommet. Par exemple, dans l'échantillon 2225,25m, la largeur des zones de croissance en escaliers change de 0,5 μm au centre de la face cristallographique à 4,5 μm au sommet en gardant la même hauteur. Cela signifie que le changement des conditions de la cristallisation était moins fréquent avec le temps et que les conditions de la cristallisation ont atteint une certaine stabilité avec le temps (Kamei et al., 2002).

Ce type de croissance en escaliers a été observé dans d'autres minéraux à travers le Monde comme dans GaPO₄ (Barz et al., 2002) où le changement de la vitesse de cristallisation est causé par une fluctuation de température. Les zones de croissance en escaliers ont été considérées comme le résultat de la fluctuation et l'inhomogénéisation de la vitesse de croissance sur toutes les faces cristallographiques (Moriya et Ogawa, 1978 ; Kawasaki, 2003). L'irrégularité de la vitesse de croissance peut être la réponse de l'alimentation de sources de Si ou de la fluctuation de la température (Kanda et al., 1996). De plus, l'occurrence de défauts cristallographiques ou le changement de l'orientation cristallographique sont souvent le résultat de substitution chimique ou de différence en vitesse de croissance ou en pH (Ramseyer et Mullis, 1990 ; Perny et al., 1992 ; Watt et al., 1997).

Afin d'expliquer la présence fréquente de la zone de croissance en escaliers uniquement dans la partie inférieure du réservoir, il est proposé que des circulations épisodiques de fluides liées à la réactivation des fractures dans le réservoir ont conduit à la cimentation épisodique de quartz dans la zone à eau du réservoir. Alors qu'une silicification tardive dans la zone à gaz a été prohibée en raison de la saturation en gaz particulièrement après la fracturation. L'occurrence de la silicification tardive dans la paléozone à eau est en accord avec les données des inclusions fluides où elles montrent qu'une cimentation de quartz a eu lieu pendant une période longue pour une large gamme de température. De plus, dans certaines auréoles où une série d'inclusions fluides orientées perpendiculaire au grain détritique a été mesurée, une diminution de température de silicification a été constatée vers les bordures des auréoles, ce qui témoigne probablement d'une cimentation lors du soulèvement. De plus, les observations en cathodoluminescence montrent que les microfractures coupant des grains détritiques et les auréoles de la silicification sont remplies par du quartz luminescent clair et du quartz peu luminescent. Ce quartz en remplissage peut être lié à Q2 et Q3, et cela signifie une continuité de cimentation après la fracturation. Cette hypothèse est donc favorisée par

l'absence de cette forme dans la partie supérieure. Par conséquent, la croissance de quartz à nucléation multiple et la croissance en escaliers ne coexistent pas (Figure V.22).

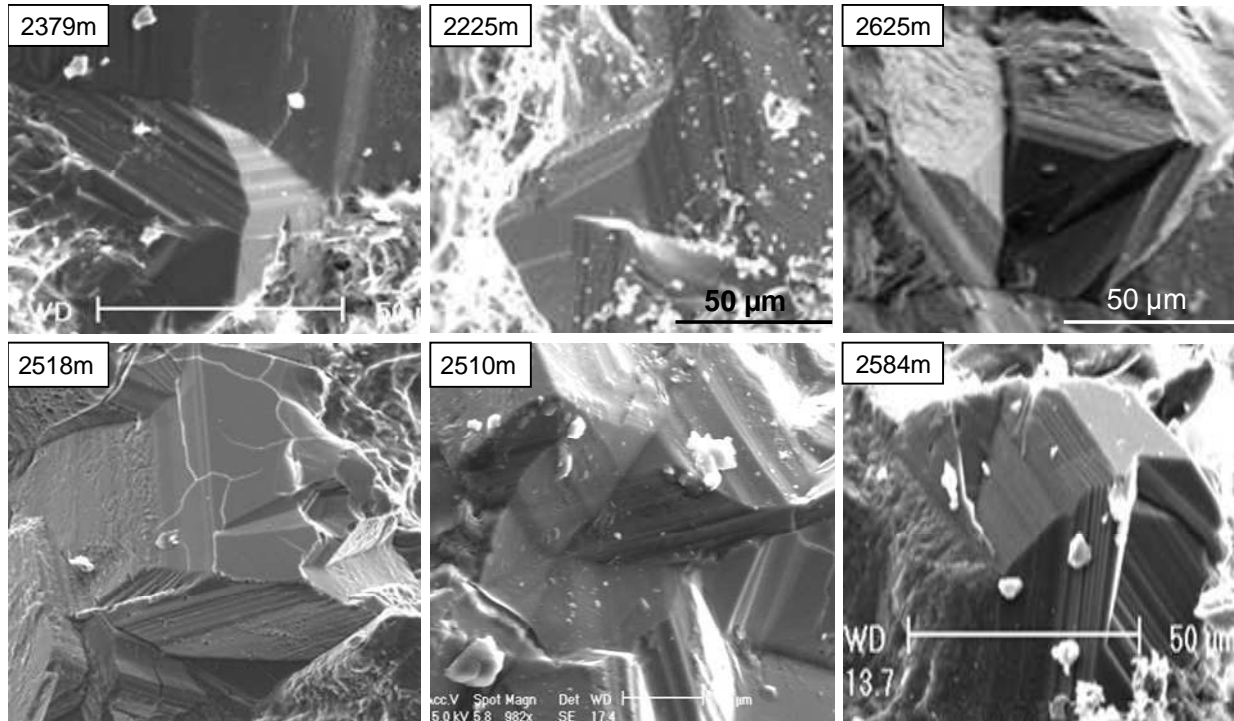


Figure V.20 : Zones de croissance en escaliers dans la paléozone à eau du réservoir ordovicien du champ ODZ. Les échantillons 2379 et 2225m sont prélevés dans le puits ODZ4, les échantillons 2625 et 2584m dans le puits ODZ3 et les échantillons 2518 et 2510m dans le puits ODZ6.

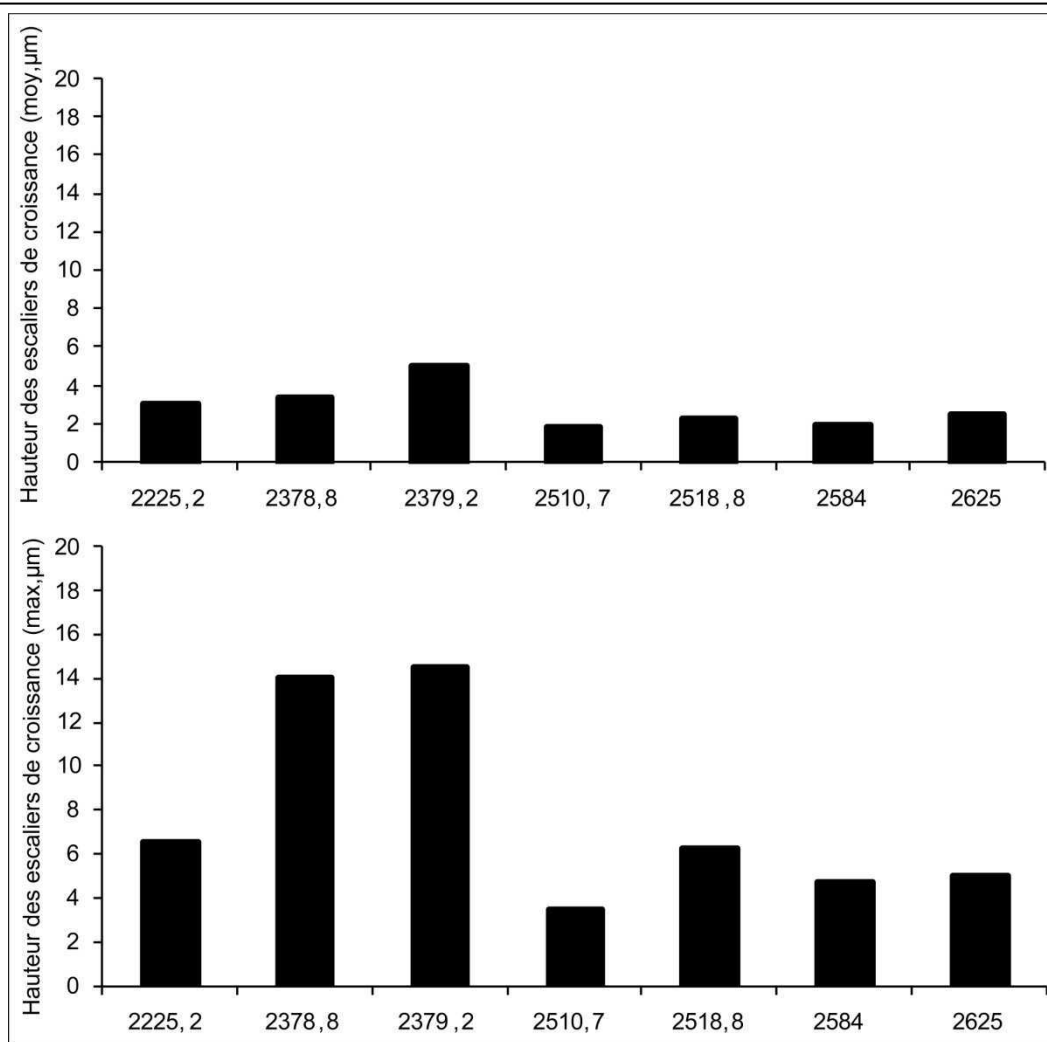


Figure V.21 : Largeur et hauteur des zones de croissance en escaliers dans les grès de la paléozone à eau. Les échantillons 2225,2, 2378,8 et 2379,2m ont été prélevés du puits ODZ4, les échantillons 2584 et 2625m et dans le puits ODZ3 et les échantillons 2510,7 et 2518,8m dans le puits ODZ6.

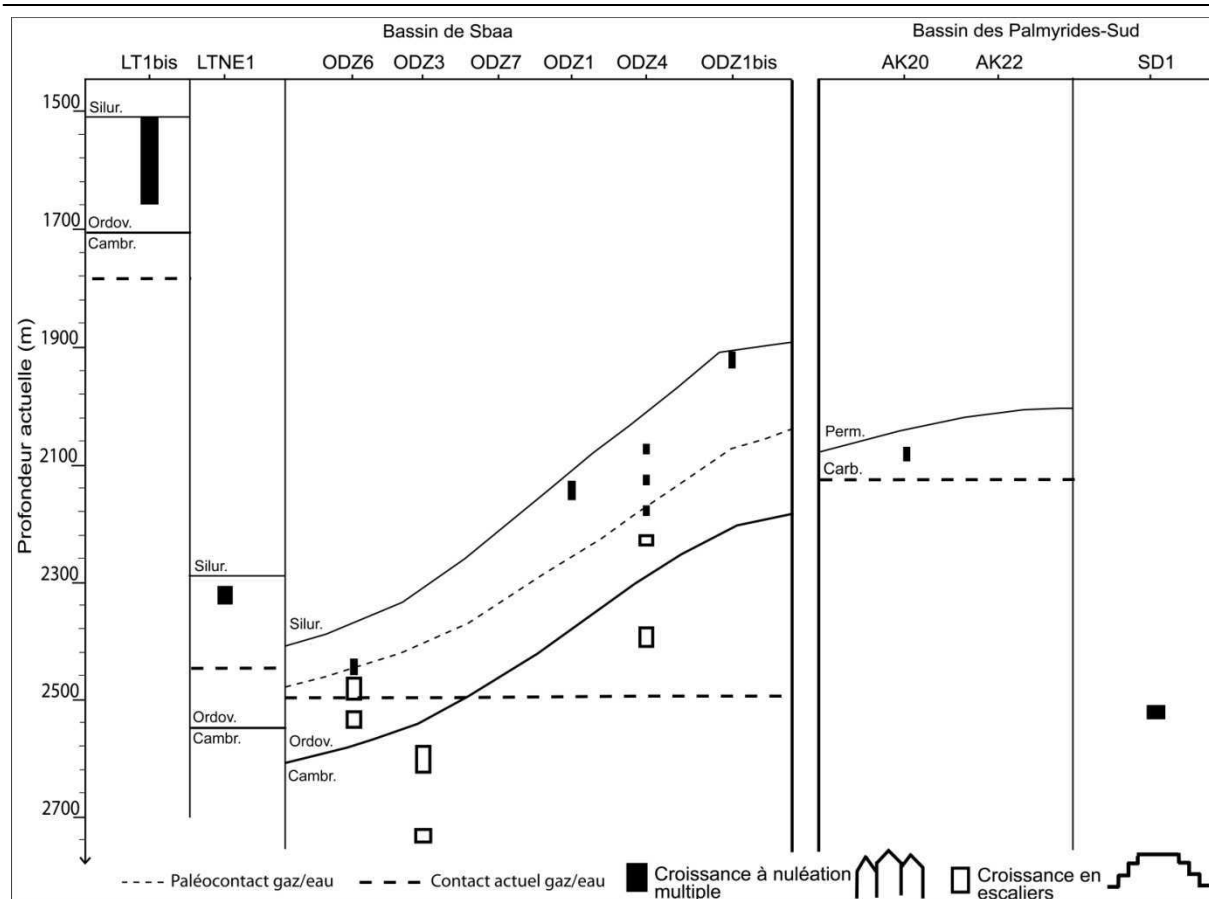


Figure V.22 : Variation de la répartition de différents formes de croissance (zones de croissance en escaliers et quartz à nucléation multiple) dans les bassins de Sbaa (champs HI et ODZ) et des Palmyrides (champs Ak et SD). Les grès étudiés sont présentés selon leur profondeur actuelle et ils ont été distingués en fonction du nombre de phases de ciment de quartz et la présence de gaz dans le réservoir. La largeur de chaque barre augmente avec la fréquence de cristaux de chaque type. Les deux formes de croissance (zones de croissance en escaliers et quartz à nucléation multiple) ne coexistent pas. Les zones de croissance en escaliers sont principalement présentes dans la zone à eau dans la partie inférieure du réservoir ordovicien du champ ODZ. Le quartz à nucléation multiple a eu lieu est plus fréquent pour la cimentation de quartz en absence de gaz, et moins fréquente dans les grès où la cimentation de quartz se fait en présence de gaz.

9.3. Zonalité chimique

Une alternance de zones bleues sombres et brunes orangées est observée dans les auréoles de silicification dans le champ ODZ. Cependant, la zonalité montre une différence entre la partie supérieure, zone à gaz, et la partie inférieure, zone à eau.

9.3.1. Zonalité chimique régulière dans la paléozone à gaz

La zonalité dans les grès localisés dans la zone à gaz est composée de zones régulières concentriques. Ces zones chimiques ont été distinguées en microscopie de cathodoluminescence. Elles sont composées de bandes sombres peu luminescentes et de bandes claires luminescentes. Le nombre des zones alternées peut atteindre 6 zones dans une auréole. La zonalité concentrique a été observée dans certains échantillons de l'unité IV.4 dans les puits ODZ1 (à 2106 et 2111m), ODZ1bis (1995m), ODZ4 (de 2061 à 2081m et de 2103 à 2127m) (Figure V.23), et ODZ6 à la base de paléozone à gaz (2442,8m) ((Figure V.23). Il s'agit de la présence de la zonalité à la proximité d'argiles siluriennes au sommet de l'Ordovicien. La fréquence de la zonalité diminue en s'éloignant du Silurien. Par exemple, la zonalité dans le puits ODZ4 est plus importante dans l'intervalle entre 2061 et 2081m que l'intervalle entre 2103 et 2127m. Aucune croissance en escaliers n'a été observée dans les grès montrant la zonalité dans leurs auréoles de silicification.

La zonalité peut être corrélée avec la variation des conditions de la cristallisation, e.g. pression et température (Mariya et Ogawa, 1978; Hurst et Stroch, 1981; Pankmth, 1988; Kanda et al., 1996; Götze et al., 2001; Kamei et al., 2002; Wark and Watson, 2006) et de la composition chimique des fluides (Marshall, 1988 ; Ramseyer et Mullis, 1990 ; Perny et al., 1992 ; Watt et al, 1997 ; Monecke et al., 2002 ; Kawasaki, 2003; Allan et Yardley, 2007 ; Rusk et al., 2008; Müller et al., 2010). En effet, les couleurs bleue et violette ont été interprétées comme le résultat de la teneur élevée en Al^{3+} et Li (Demars et al., 1996), ce qui est lié probablement à la variation de pH (Perny et al, 1992 ; Lenham et al, 2011). La zonalité a été observée dans la partie supérieure du réservoir Ordovicien, les niveaux qui ont été considérés comme la zone à gaz depuis l'âge de la cimentation de quartz. Les sources de la silice dans ces grès sont la transformation d'argiles dans les argiles siluriennes pour la phase Q1 et la dissolution de quartz intergranulaire et les stylolites pour la phase Q2 (Tournier et al., 2010). Par conséquent, une fluctuation de sources de silice dérivée des argiles siluriennes et de dissolution des grains détritiques de quartz est en association avec l'alternance des zones luminescentes et peu luminescentes. Pour cette raison, la fréquence de la zonalité régulière concentrique diminue avec la profondeur à partir des grès en contact avec les argiles siluriennes jusqu'au niveau où les auréoles de silicification se composent de deux phases distinctes Q1 et Q2.

Ainsi, des mesures des teneurs en aluminium ont été réalisées sur des échantillons des grès contenant une seule phase de ciment Q1 ou deux phases Q1 et Q2. Au total, 10 profils ont été réalisés à partir de 4 échantillons provenant des puits LT1bis (1506, 1513,9 et

1519,8m) et ODZ4 (2061m). Les profils comprennent 8, 10 ou 15 points de mesure, la distance entre chaque point de mesure étant de 4 μ m. La taille du point d'impact est d'environ 1 μ m. Les points d'impact sont bien visibles en CL, ils apparaissent en bleu clair très lumineux, ce qui permet de bien déterminer la phase de ciment de quartz dans laquelle ils se situent.

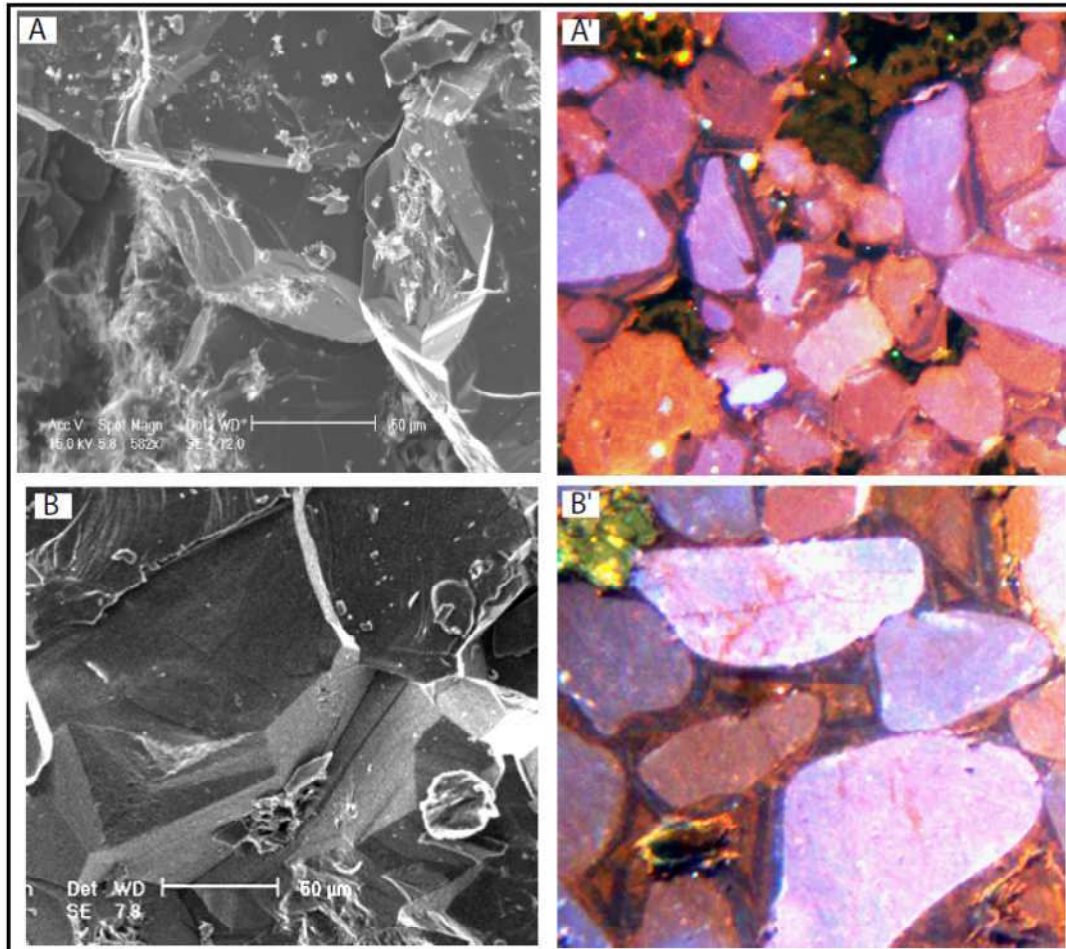


Figure V.23 : Zonalité concentrique régulière dans les auréoles de silicification dans la paléozone à gaz du champ ODZ. En comparant les sections dans les auréoles de silicification en CL avec les habitus observés au MEB sur de cristaux de même échantillons, on trouve que la zonalité chimique dans la zone à gaz n'est pas associée à un habitus particulier comme les zones de croissance en escaliers. (A) Puits ODZ4 à 2061,7m (MEB), une vue générale des cristaux de quartz authigène. (B) Puits ODZ4 à 2061,7m (CL), zonalité centrique composée d'alternance de bandes peu luminescentes et luminescentes dans les auréoles de la silicification. (C) Puits ODZ4 à 2065,9m (MEB). (D) Puits ODZ4 à 2065,9m (CL).

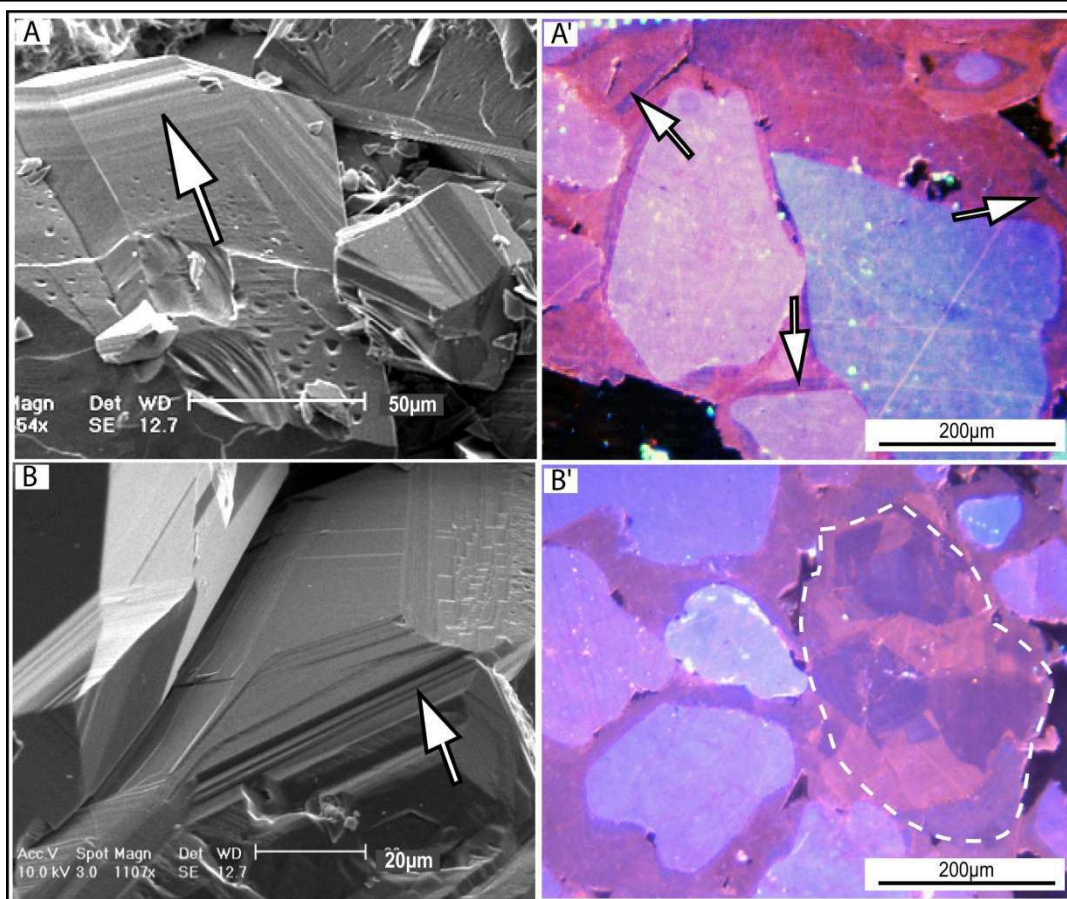


Figure V.24 : Zonalité et zones de croissance en escaliers dans la base de la paléozone à gaz. (A) Puits ODZ6 à 2442,8m (MEB), zonalité concentrique observée dans une section d'une auréole de la silicification et distinguée par l'alternance des bandes grises sombres et claires (flèche blanche). (A') Puits ODZ6 à 2442,8m (CL), partielle zonalité chimique dans les auréoles de silicification (flèches blanches). (B) Puits ODZ6 à 2442,8m (MEB), zones de croissance en escaliers développées sur une face cristalline (flèche blanche). (B') Puits ODZ6 à 2442,8m (CL), occurrence de troisième phase Q3 de ciment de quartz (ligne pointillée) en remplissage de la porosité résiduelle. Une variation de luminescence a eu lieu au cours de croissance de Q3.

Les profils des teneurs en aluminium ont été réalisés en allant d'un côté des auréoles de surcroissance vers un autre traversant le grain détritique de quartz, en essayant de localiser les points au mieux dans le ciment de quartz car les auréoles de surcroissance sont fines dans les grès du puits LT1bis. Dans la figure V.25, le profil dans l'échantillon 1506m démarre dans la phase Q1 puis traverse le grain détritique de quartz et enfin et à nouveau traverse Q1. Les teneurs en aluminium sont variables mais (pas) très importantes, elles varient entre 1189 et 1472ppm (1361ppm en moyenne) autour d'un grain, et 501ppm (en moyenne) autour d'un autre grain.

Dans l'échantillon 1513,8m, les teneurs en aluminium ont été mesurées selon deux profils. Un des profils composé de 15 points (Figure V.25) démarre à côté du bord de

surcroissance où la phase Q1 est peu luminescente puis elle devient plus foncée, et à nouveau traverse Q1 dans sa zone peu luminescente pour finalement aboutir dans Q1 plus foncée. La phase Q1 montre des teneurs en aluminium assez importantes, de 535 à 2714ppm (1183ppm en moyenne). Cependant, un autre profil dans l'échantillon 1513,9m traversant la phase Q1 d'un autre grain révèle des teneurs élevées en aluminium moins importantes que dans le profil précédent. Elles varient entre 272 et 876ppm (422ppm en moyenne).

Dans l'échantillon 1519,9m, les mesures de teneurs en aluminium ont été établies selon deux profils. Un profil composé de 15 points (Figure V.26) démarre dans Q1 d'un grain puis traverse Q1, d'un autre grain, dans sa zone la plus luminescente puis sa zone la plus foncée, et enfin il finit dans Q1 la plus foncée d'un autre grain. Les teneurs en aluminium dans Q1 la plus foncée varient entre 1598 et 5369ppm (2095ppm en moyenne) et elles sont moins importantes dans Q1 peu luminescent variant entre 64 et 223ppm (134ppm en moyenne). Les teneurs en aluminium dans Q1 de l'autre profil sont également élevées (entre 310 et 3509ppm ; 1153ppm en moyenne).

L'échantillon d'ODZ4 à 2061,7m correspond à des grès contenant deux phases de ciment de quartz Q1 et Q2, quatre profils ont été établis afin de mesurer la teneur en aluminium dans Q1 et Q2. Cependant, deux profils révèlent des valeurs non significatives dans Q1 et Q2. Un profil composé de 15 points traverse un grain détritique puis Q1 et Q2, et enfin Q1 d'un grain pour aboutir dans un autre grain détritique (Figure V.26). La phase Q1 montre ainsi des teneurs en aluminium importantes variant entre 177 et 1474ppm (557ppm en moyenne). Un point dans la phase Q2 indique une teneur en aluminium moins importante à 200ppm.

Donc, la teneur en aluminium dans la phase Q1 est plus élevée que dans la phase Q2. Elle est également plus importante dans la phase Q1 du puits LT1bis que du puits ODZ4.

Bien que certaines études montrent que la concentration d' Al^{3+} et Li dans le quartz sont contrôlées par la vitesse de cristallisation (Allan and Yardly, 2007), l'occurrence de la zonalité concentrique à proximité du Silurien fait de la fluctuation des fluides, qui sont à l'origine des ciments de quartz, la raison la plus probable d'être responsable de la zonalité. La luminescence de quartz montre une corrélation inverse avec la concentration en Al^{3+} . En effet, les zones sombres peu luminescentes montrent une teneur élevée en Al^{3+} (400 ppm en moyenne) et les zones claires luminescentes sont liées à une teneur faible en Al^{3+} (<50 ppm en moyenne). Les teneurs élevées en Al^{3+} sont en association avec la source de silice qui est liée à la transformation des argiles dans les dépôts siluriens (Tournier et al., 2010). De plus, l'incorporation d' Al^{3+} dans le réseau cristallin de quartz peut être plus importante en milieu

acide, et cette acidité peut être en raison de la présence de CO₂ dans les fluides (Lehmann et al., 2011). Une teneur élevée en Al³⁺ est liée à une source de silice due à l'arrivée précoce des fluides acides à partir des roches mères siluriennes dans la zone à gaz (Tournier, 2010). Pour cette raison, la fréquence de la zonalité est plus importante dans les grès adjacents au Silurien, et elle diminue avec la profondeur.

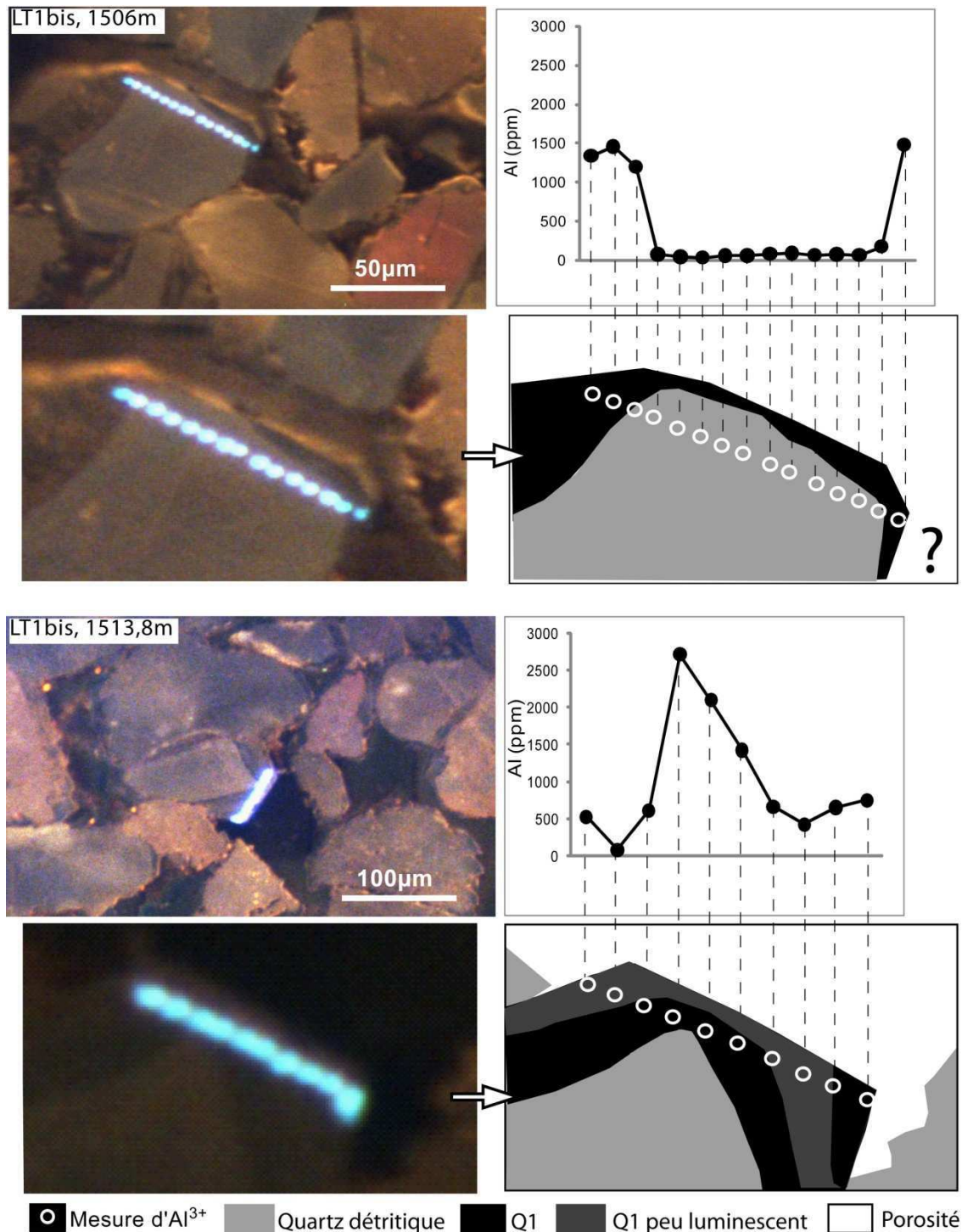


Figure V.25 : Variation de la teneur en Al selon des profils traversant les grains détritiques et les auréoles de surcroissances. Les points d'impact de la sonde électronique sont très luminescents en CL.

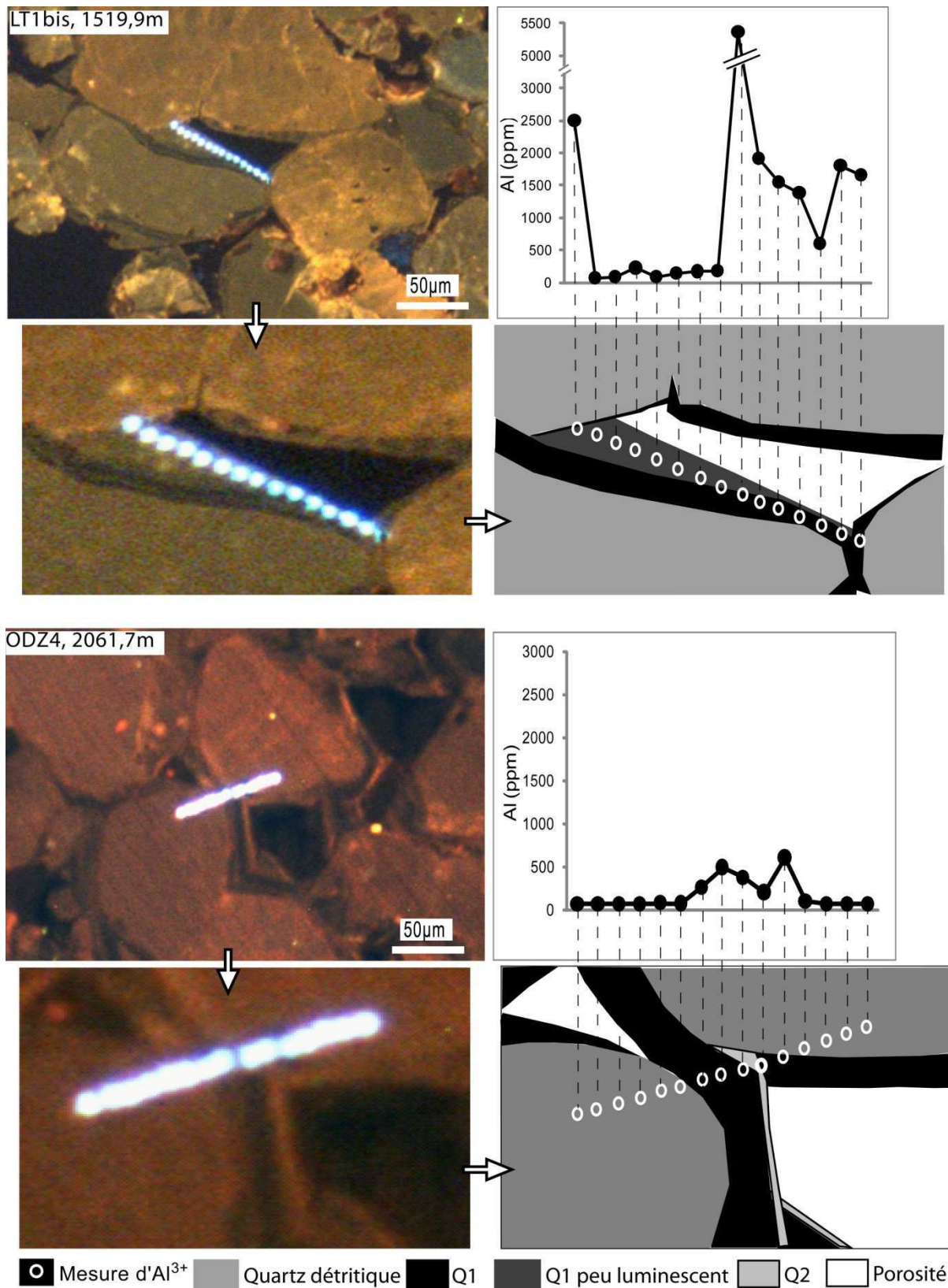


Figure V.26 : Variation de la teneur en Al selon des profils traversant les grains détritiques et les auréoles de surcroissance.

9.3.2. Zonalité irrégulière dans la partie compactée du réservoir du champ ODZ

La zonalité dans cette partie s'exprime sous forme d'alternance des zones luminescentes et peu luminescentes. Cependant, ces zones ne sont pas régulières et continues tout autour du grain détritique (Figure V.27) comme celles qui sont observées dans la partie supérieure du réservoir. Les zones sont parfois limitées à des taches. La cimentation de quartz dans ces grès est composée de deux phases Q1 et Q2 sous forme de surcroissances automorphes peu développées et une troisième phase Q3 remplissant souvent la porosité résiduelle. Les luminescences des deux phases Q1 et Q2 sont similaires à celles observées dans les grès de la paléozone à gaz. La phase Q3 apparaît en cathodoluminescence bleue sombre peu luminescente, ressemblant à la phase Q1.

La deuxième phase de quartz (Q2) qui a une faible teneur en Al^{3+} peut se retrouver en contact avec des parties de grains détritiques où la phase Q1 n'avait pas précipité. Lander et al. (2008) a indiqué que la luminescence faible du quartz authigène en contact avec le grain détritique est liée à un taux élevé d' Al^{3+} causé par la cristallisation rapide. Donc, les observations en CL révèlent que la possibilité de précipitation de quartz authigène luminescent et non-luminescent sur le grain détritique et le quartz authigène non-luminescent comme dans le cas de la zonalité. Cela indique que la différence de la vitesse de précipitation de quartz sur les grains détritiques ou les faces euhédrales ne justifie pas la différence de teneur en Al^{3+} dans les zones luminescentes et non- luminescentes.

En comparant les caractéristiques et les dimensions des zones de croissance en escaliers avec les bandes de la zonalité dans la partie inférieure du réservoir (Figure V.28), les zones de croissance en escaliers ne correspondent pas forcément à la zonalité car leur nombre, continuité et dimensions sont différentes.

En résumé, la zonalité régulière composée des zones bleues foncées et oranges claires a été constatée dans la partie supérieure du réservoir, et notamment près de la base du Silurien. Alors que les zones de croissance en escaliers sont présentes dans la partie inférieure du réservoir (Figure V.29). Une synthèse des caractéristiques des auréoles de surcroissance de quartz est présente dans le tableau V.1.

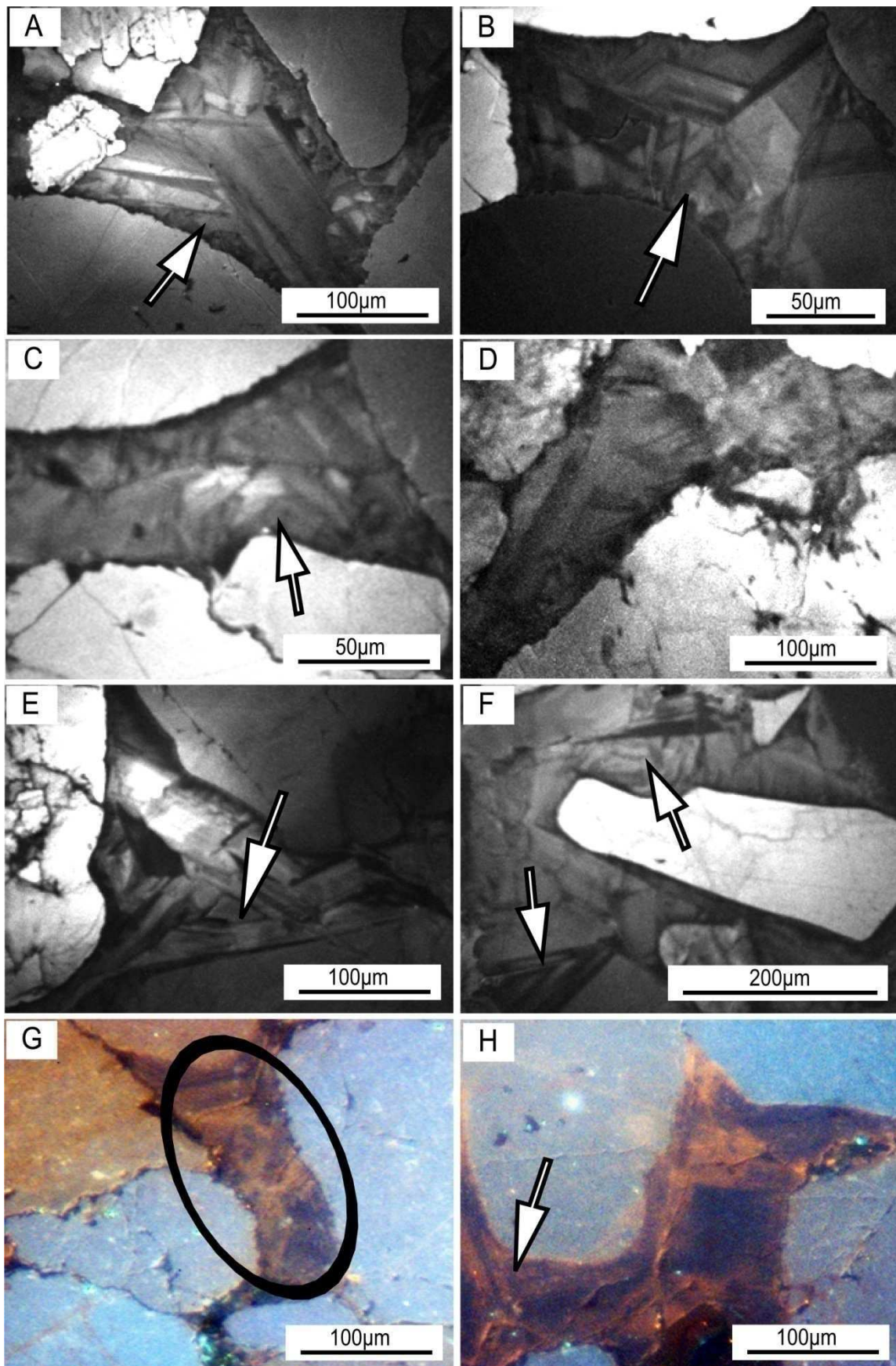


Figure V.27 : Zonalité chimique souvent irrégulière ou discontinue autour tout le grain dans la paléozone à eau dans le réservoir ordovicien du champ ODZ. (A) Puits ODZ6 à 2485m (CL-MEB), Q1 (peu luminescente en contact avec le grain détritique) est discontinue et se compose de plusieurs

rhomboédres. L'auréole de surcroissance se compose de plusieurs bandes lumineuses et peu lumineuses discontinues (flèche blanche). (B) et (C) Puits ODZ6 à 2485m (CL-MEB), des exemples de la zonalité chimique discontinue (flèches blanches), qui se divise parfois en plusieurs blocs. (D) Puits ODZ6 à 2518m (CL-MEB), une zonalité composée de 3-5 zones montre une variabilité de l'orientation de croissance dans le même bloc de l'auréole de ciment. (E) Puits ODZ4 à 2378m (CL-MEB), zonalité se divise en bloc (flèche blanche). (F) Puits ODZ3 à 2625m (CL-MEB), zonalité centrique plus ou moins continue (flèches blanches). (G) et (H) Puits ODZ6 à 2515,8m (CL), zonalité chimique centrique limitée à une partie de l'auréole de la silicification (cercle noir et flèche blanche).

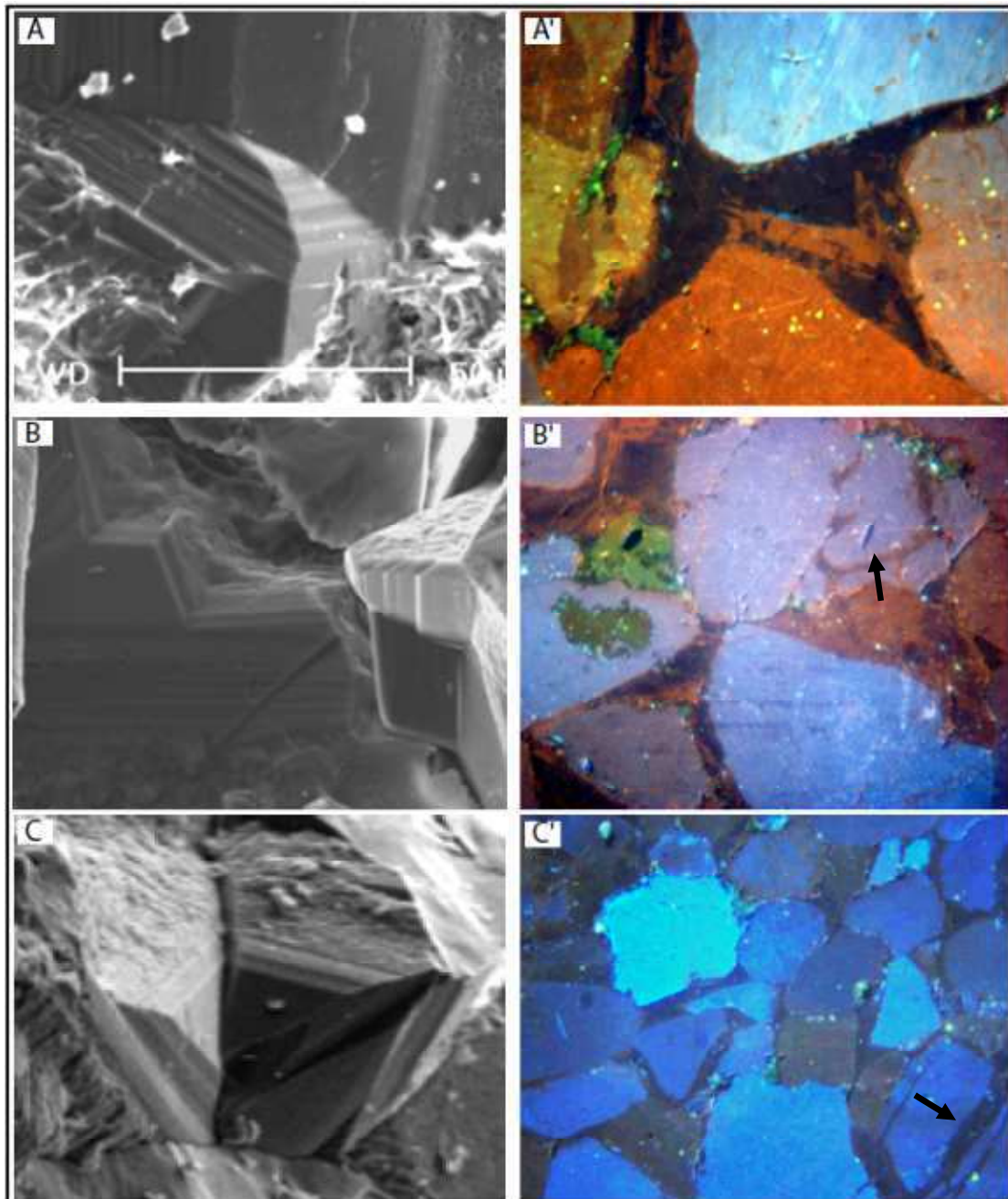


Figure V.28 : Les zones de croissance en escaliers (MEB) et la zonalité (CL) dans la zone à eau (champ ODZ). Les zones de croissance en escaliers observées sur les cristaux au MEB (A, B, et C) sont régulières et continues autour les cristaux et elles ne sont pas toujours coexistentes avec des

zonalités chimiques dans les auréoles de surcroissance (A', B', et C'). Un remplissage de microfractures dans la zone à eau par de quartz luminescent ou peu luminescent est possible (flèches noirs dans les photos B' et C').

Puits	Q1 (Discontinuité)	Phases de qtz	Qtz de μFr
ODZ1 (a)	absente	Q1 et Q2	luminescent (Q2)
ODZ1bis (a)	absente	Q1 et Q2	luminescent (Q2)
ODZ3 (a)	absente	Q1 et Q2	–
ODZ3 (b)	absente	Q1, Q2 et Q3	peu luminescent et luminescent (Q1 et Q2)
ODZ4 (a)	rare	Q1 et Q2	luminescent (Q2)
ODZ4 (b)	absente	Q1, Q2 et Q3	
ODZ6 (a)	présente	Q1 et Q2 (et Q3 à la base de cette zone)	luminescent (Q2)
ODZ6 (b)	présente	Q1, Q2 et Q3	peu luminescent et luminescent (Q1 et Q2)
ODZ7 (a)	rare	Q1 et Q2	luminescent (Q2)
LTNE1	présente	Q1 et Q2	–
LT1bis	présente	Q1	–

(a): les grès peu compactés dans la paléozone à gaz

(b): les grès compactés dans la paléozone à eau

Tableau V.1 : Synthèse des caractéristiques des auréoles de surcroissance de quartz dans le bassin de Sbaa.

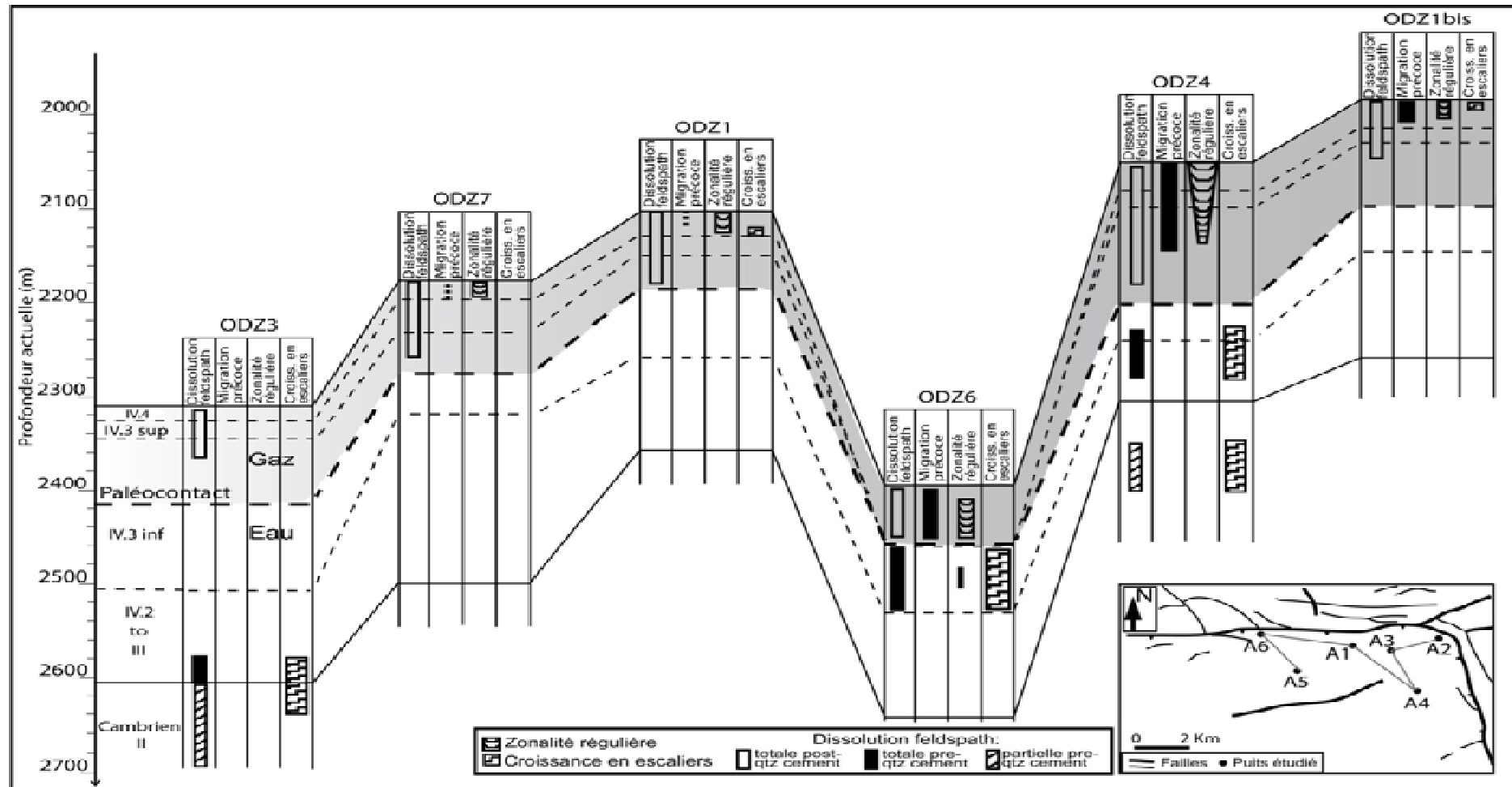


Figure V.29 : Logs montrant la distribution verticale des zones de croissance en escaliers et de la zonalité dans les auréoles de silicification dans le champ ODZ. L'occurrence de la dissolution partielle ou totale de feldspaths et la profondeur de paléo-contact gaz/eau ont été intégrés dans les logs.

10. Facteurs contrôlant l'habitus de quartz authigène

La variation de l'habitus cristallographique de quartz authigène dans les grès étudiés est principalement causée par la variation de la vitesse de croissance sur les différentes faces du cristal, ce qui conduit à des changements du rapport volumique entre les faces. La croissance rapide de certaines faces influence définitivement les habitus de ciment de quartz. Dans la littérature, plusieurs facteurs peuvent conditionner la vitesse de cristallisation et la morphologie concurremment avec la température. En effet, certains paramètres contrarient la croissance du quartz notamment la pression, la présence d'hydrocarbures et d'impuretés, la direction du mouvement de la solution et la composition chimique de fluides (Brown et Thomas, 1960 ; Kanada et al., 1996 ; Kawasaki, 2003).

10.1. Influence de la température

La variation de la température pendant la cristallisation a des conséquences sur la vitesse de cristallisation et donc sur le développement des faces. L'expérimentation sur la croissance de quartz indique que la fluctuation de la température influence de préférence la vitesse de la croissance de prismes. En effet, l'augmentation de la température lors de croissance va résulter en raccourcissement des faces prismatiques (Iwasaki et Iwasaki, 1995).

Les températures d'homogénéisation (T_h) des inclusions aqueuses biphasées mesurées dans les auréoles de silicification, dans l'ensemble des grès étudiés des bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud, révèlent une gamme de températures entre 97 et 180°C (les détails de ces mesures sont présentés dans Tournier et al., 2010 et Wazir et al., 2014 (voir également le chapitre III). En général, les températures dans le champ ODZ (N=640) varient entre 97 et 177°C pour l'ensemble de grès dans la zone à gaz et la zone à eau. Dans le puits LT1bis, les températures (N=19) sont plus basses entre 97 et 142°C. Des températures assez variables ont été mesurées dans le champ de Debayate-Sud, elles sont (N=69) entre 91 et 180°C. De façon similaire, les inclusions mesurées dans le champ de Arak dans la zone à gaz (N=23) montrent des valeurs entre 93 et 175°C.

En comparant les T_h avec les phases de ciment de quartz, il est constaté que les T_h de la phase Q1 sont plus basses que la phase Q2 avec une moyenne de $113 \pm 13^\circ\text{C}$ dans le puits LT1bis, de $122 \pm 7^\circ\text{C}$ dans les puits ODZ1bis, ODZ4 et ODZ7, de $130 \pm 15^\circ\text{C}$ dans le puits SD1 et $138 \pm 23^\circ\text{C}$ dans le champ de Arak. Alors que la phase Q2 montre des moyennes plus

élevées variant entre $135 \pm 7^\circ\text{C}$ dans le champ ODZ à l'exception du puits ODZ6 qui montre toujours des Th plus élevées dans la phase Q1 ($144 \pm 14^\circ\text{C}$) et la phase Q2 (156 ± 16). Dans la zone à eau du champ ODZ, les Th mesurées représentent la température de la cimentation de quartz (Q1, Q2 et Q3). Cependant, les observations pétrographiques indiquent que la majorité des inclusions mesurées se retrouvent dans le ciment remplissant la porosité résiduelle (Q3). La moyenne des Th du ciment de quartz dans cette zone est de $135 \pm 11,5^\circ\text{C}$ dans les puits ODZ3 et ODZ4 et de $139 \pm 19^\circ\text{C}$ dans le puits ODZ6.

Ainsi, les températures de la phase Q1 sont plus basses dans le bassin de Sbaa que dans le bassin des Palmyrides-Sud et également plus basses que les Th de la phase Q2 dans le champ ODZ. La comparaison des Th des phases du ciment de quartz (Q1, Q2 et Q3) avec les habitus prédominant pour chaque phase, il est observé que les cristaux à prisme court sont corrélés à la formation de la phase Q1 à plus basses températures. Les cristaux à prisme allongé caractérisant la phase Q2 sont formés à des températures plus élevées. Alors que les cristaux incomplets présents dans la paléozone à eau sont formés à des températures comparables à celles de la phase Q2 (Figure V.31). Cependant, la diminution légère de Th vers les bords des auréoles de silicification peut être due à la continuité de silicification plus tardivement que la phase Q2.

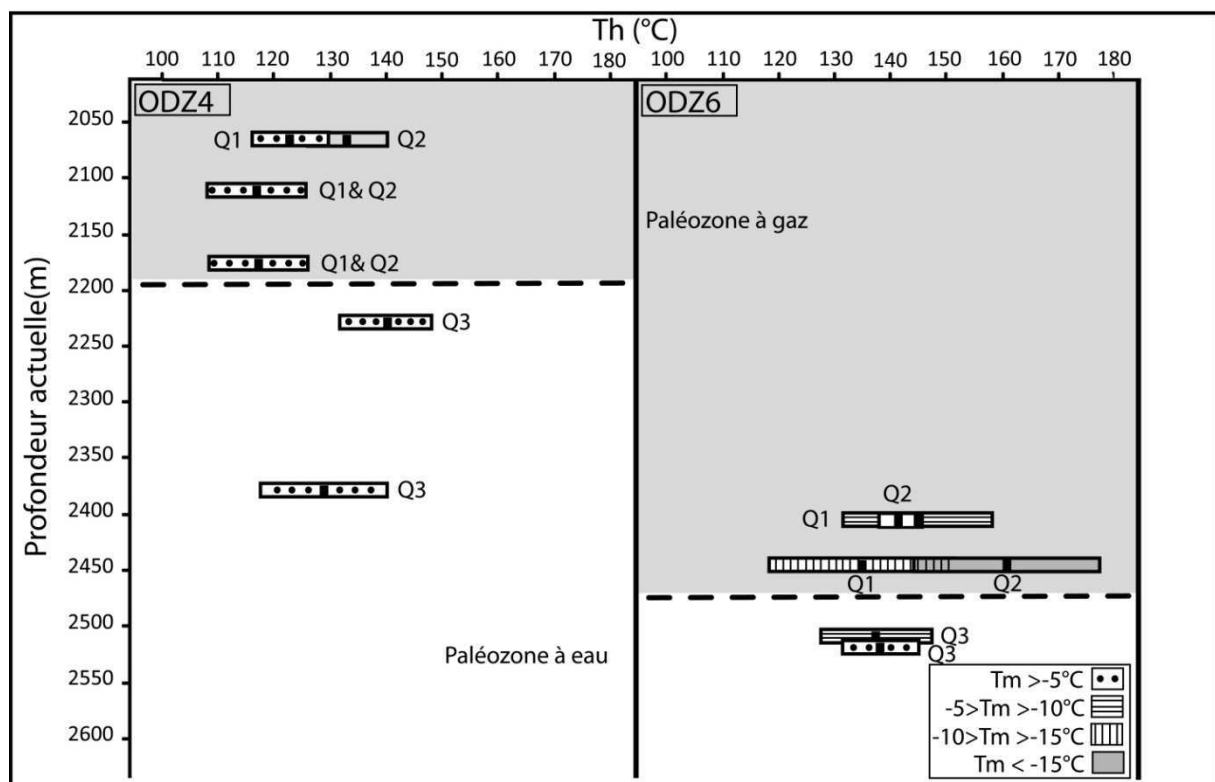


Figure V.30 : Les Th et Tf des IF biphasées dans les phases Q1, Q2 et Q3 des puits ODZ4 et ODZ6.

10.2. Influence de la chimie des fluides (salinité, teneur en Al^{3+} , pH et saturation en Si)

Des études expérimentales montrent un lien entre la chimie des fluides et les formes cristallines. Les 6 faces-*m* caractérisent le quartz précipité en milieu alcalin. De plus, les faces-*s* se développent mieux et deviennent plus larges quand le quartz croît à des faibles taux de saturation en Si. Il est donc probable que les cristaux à prisme court sont liés à la précipitation de quartz dans un milieu alcalin, avec une incorporation d' Al^{3+} plus élevée sur les faces-*m*. Ce qui a permis aux faces-*s* d'être plus larges et aux faces-*m* de cristalliser plus vite, conduisant à raccourcir les cristaux. L'étude de Tarr et Lonsdale (1929) montre qu'une augmentation d'un alkali dans le fluide peut influencer le développement des rhomboèdres (faces-*s* et faces-*r*) dans le cristal de quartz et de plus, la présence de chlorite influence ainsi les faces rhomboèdres et elle peut parfois prohiber la surcroissance de quartz. La présence de chlorite postérieure à la cimentation de quartz a été détectée dans les grès des champs de Arak et de Debayate-Sud, alors qu'uniquement des traces de chlorite ont été détectées dans les grès du puits LT1bis.

Au niveau de la salinité de fluides, les cristaux à prisme court sont associés à des valeurs de T_m assez basses. En effet, les températures de dernière fusion de la glace (T_f) des inclusions aqueuses biphasées mesurées dans les auréoles de silicification ont montré des valeurs basses dans le grès contenant une seule phase (Q1) (Figure V.32). Elles sont entre -28 et $-0,4^\circ\text{C}$ avec une moyenne de $-9,5 \pm 8^\circ\text{C}$ (dans le champ Ak, de $-11 \pm 6^\circ\text{C}$ dans le champ SD) et de $-20 \pm 10^\circ\text{C}$ (dans le puits LT1bis) (les données sont présentées dans les chapitres III et IV). Cependant, les valeurs de T_f dans les auréoles de silicification composées de Q1 et Q2 du champ ODZ ont été mesurées sans pouvoir différencier la localisation de toutes les IF dans la phase Q1 ou Q2. Les T_f dans la phase Q1 sont $-2,7 \pm 1,5^\circ\text{C}$ (en moyenne) dans les puits ODZ1bis, ODZ4 et ODZ7. Les valeurs de T_f , qui correspondent aux grès contenant Q1 et Q2 où les cristaux à prisme allongé sont les plus fréquents, présentées dans la figure V.32 sont la moyenne des T_f mesurées dans les phases Q1 et Q2. Néanmoins, les T_f mesurées dans les ciments de quartz en remplissage des pores sont similaires à celles mesurées dans les Q1 et Q2. Elles sont en moyenne de $-3 \pm 1,5^\circ\text{C}$ dans les puits ODZ3 et ODZ4 et de $-7 \pm 5^\circ\text{C}$ dans le puits ODZ6 qui montre toujours des valeurs de T_{fr} assez basses.

La teneur en Al^{3+} dans les fluides à l'origine des ciments de quartz, ou bien la teneur en Al^{3+} incorporée dans le réseau cristallin lors de la cristallisation influence la vitesse de

croissance des faces. Ce qui modifie la taille des faces et par conséquent, l'habitus final du cristal. Une incorporation sélective d' Al^{3+} peut avoir lieu sur la face-*m*, ce qui conduit à une cristallisation plus rapide sur les faces-*m* modifiant tout l'habitus du cristal (Kawasaki, 1995). Ainsi, la teneur élevée en Al^{3+} est liée à des faces-*s* plus larges et une modification des autres faces (*z*, *x*, et *m*). Dans les grès étudiés, tant que les habitus varient avec la phase de ciment de quartz (Q1, Q2 ou Q3), une variation de la teneur en Al^{3+} a été constatée entre les différents habitus. Concernant les cristaux à prisme court dominés lors de Q1, la teneur en Al^{3+} est importante allant jusqu'à 5369ppm (1015ppm en moyenne) dans le puits LT1bis et elle est 567ppm en moyenne dans le champ ODZ. Alors que dans la phase Q2 où les cristaux à prisme long sont prédominantes, la teneur en Al^{3+} est moins importante (< 200ppm).

10.3. Influence de faciès sédimentaire et diagénétique

Etant donné que la vitesse de cristallisation de quartz est plus importante autour des gains grossiers que des grains les plus fins (Lander et al., 2008), cela peut conduire à une différence d'habitus entre les grains détritiques fins et grossiers dans les grès mal triés. Cependant, aucune variation de formes cristallines n'a été observée dans les grès étudiés. En revanche, le volume de la silicification augmente dans l'arénite le plus fin (Canals et Meunier, 1995) en raison de l'augmentation de la surface des grains détritiques. Par contre, le nombre des faces cristallines observées est en fonction de la surface libre disponible autour de chaque grain et le volume des pores où le sommet du cristal s'oriente vers le centre de pore, ce qui correspond à la direction de la cristallisation la plus rapide. Plus la largeur des pores est importante, plus les habitus des cristaux authigènes sont plus développés. Ainsi, les faces sont donc plus nombreuses, et les faces additionnelles sont fréquentes. Le volume des pores et la surface des grains détritiques peuvent contrôler la vitesse de la cristallisation et donc le nombre des faces en raison de leur influence sur la pression des fluides dans les pores et par conséquent ils influent la sursaturation des solutions en Si. Les observations microscopiques des lames minces et des fragments de grès montrent que l'épaisseur maximale et le sommet de cristaux sont souvent orientés vers le centre de pores intergranulaires. Cela suggère que la croissance est plus rapide selon l'axe orienté vers le centre de pores intergranulaires où la largeur des auréoles est maximale. Le volume de la porosité et la taille des pores lors de la croissance sont

principalement contrôlés par le faciès sédimentaire et le degré de la compaction et les autres phénomènes diagénétiques antérieures à la cimentation de quartz.

Bien que la compaction des grès n'ait pas d'influence directe sur les conditions de cristallisation, elle peut influencer l'habitus des cristaux en contrôlant le volume des surfaces des grains détritiques disponibles et le volume de la porosité résiduelle, l'espace nécessaire pour la croissance de cristaux (Les valeurs d'indice de la compaction des grès étudiés ne sont pas présentées dans ce chapitre, voir le chapitre V1). En effet, les cristaux les plus complets où toutes les faces sont présentes avec des facettes additionnelles (s et x) ont eu lieu dans les grès peu compactés où la majorité des grains détritiques ont des cotés libres (Figure V.32). Cela permet aux toutes les faces de cristalliser sans être interrompu par les bords d'un autre grain. En revanche, les cristaux peu développés dans la zone à eau du réservoir du champ ODZ sont associés à des indices de la compaction assez importants.

Une quantification du nombre des faces cristallines, incluant les facettes additionnelles, a été faite à chaque fois que la totalité d'une moitié du cristal a pu être observée. Pour cette quantification, des photomicrographies des fragments de roches ont été capturées au MEB. En raison de la difficulté d'observer la totalité de cristaux dans les photomicrographies, les faces cristallines et la fréquence de de facettes additionnelles ont été quantifiées sur la moitié de chaque cristal et les résultats obtenus ont été ensuite multipliés par deux pour représenter la totalité de cristaux. La fréquence de facettes additionnelles a été classifiée en trois groupes (0, <50% de cristaux observés, et >50% de cristaux observés). La figure V.33 montre la fréquence de facettes additionnelles en fonction de l'indice de la compaction pour chaque échantillon. Cependant, la taille faible des pores à la fin de la cimentation de quartz dans les grès de ODZ4 et ODZ7 au sommet de l'Ordovicien peut donc être la raison du nombre faible de faces cristallines et d'absence de facettes additionnelles autour de certains grains (Figure V.33).

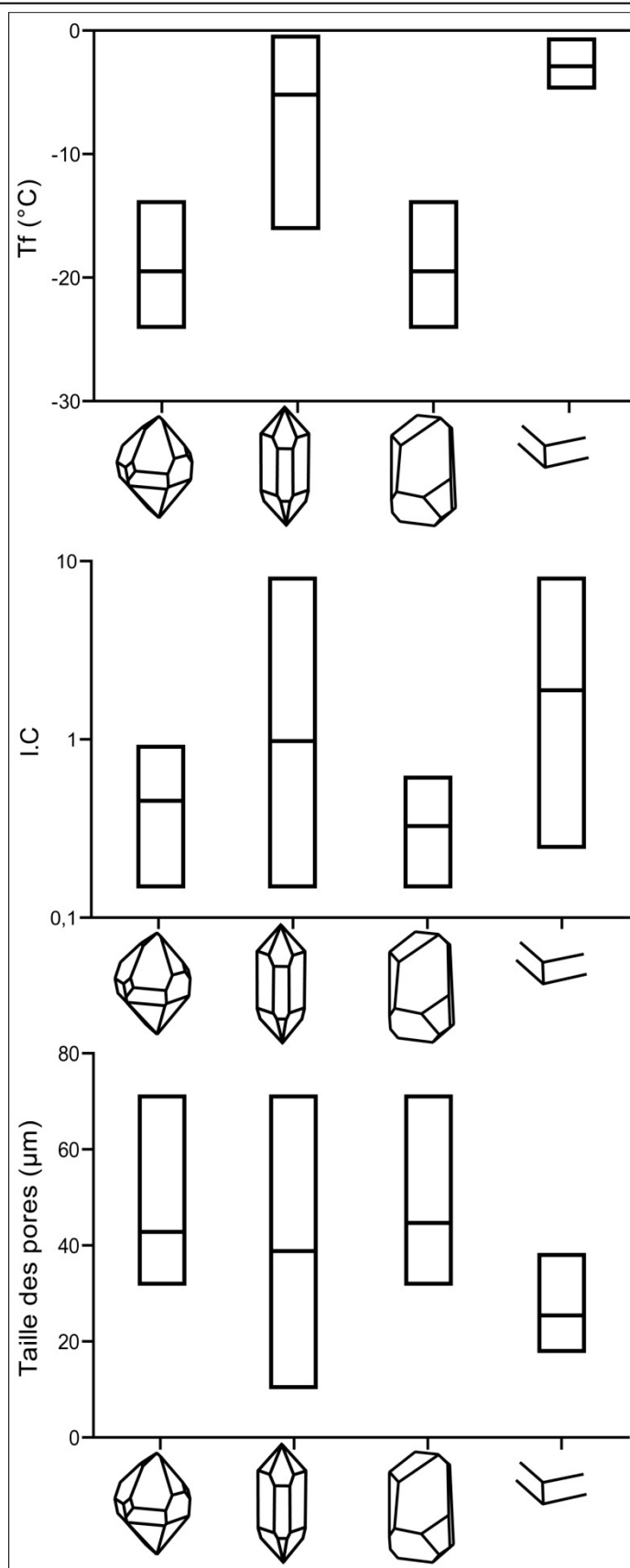


Figure V.31 : Variation des habitus cristallographiques en fonction de la salinité représentée par les valeurs de température de fusion de la glace dans les inclusions biphasées (Tf), l'indice de la

compaction (I.C), et la taille des pores en longueur maximale. Les carrés et cercles blancs indiquent des fréquences de cristaux faibles.

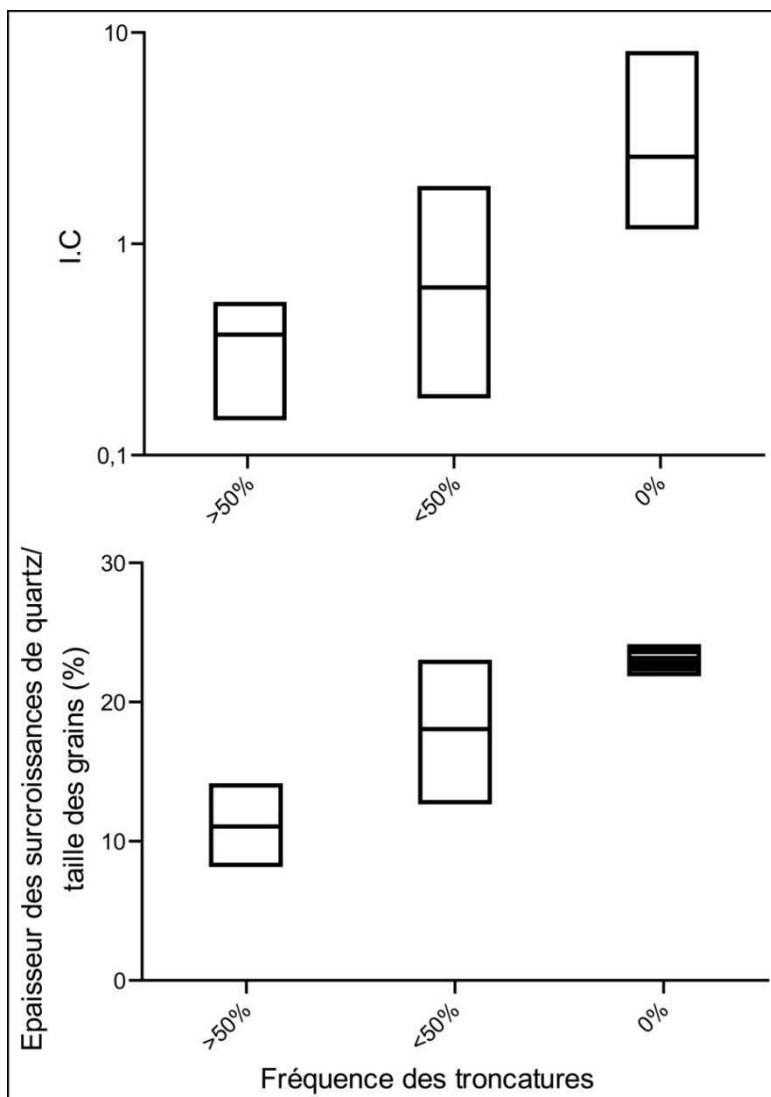


Figure V.32 : Fréquence de la présence de facettes additionnelles (troncatures) en fonction de l'indice de compaction (I.C) pour l'ensemble des grès étudiés

10.4. Influence du paléocontact entre le gaz et l'eau

Le paléocontact entre la zone à gaz et la zone à eau du réservoir ordovicien du champ ODZ a été déterminé d'après la présence d'inclusions à hydrocarbure dans les auréoles de silicification dans la partie supérieure du réservoir. La cimentation de quartz dans la zone à gaz est composée de deux phases (Q1 et Q2) alors que les grès dans la paléozone à eau sont cimentés par trois phases (Q1, Q2 et Q3). L'habitus des cristaux à prisme allongé est présent

dans les grès cimentés par les deux phases Q1 et Q2 de la paléozone à gaz (Figure V.34). De plus, la présence de cristaux à nucléation multiple dans cette zone est rare du à la formation de la phase Q2 recouvrant la phase Q1. La succession de plusieurs sources de silice dans la zone à gaz peut expliquer la zonalité, qui est plus fréquente au sommet du réservoir près de la base des argiles siluriennes.

Dans la paléozone à eau, une cimentation épisodique de quartz a continué plus tardivement que dans la zone à gaz, ce qui explique la formation des zones de croissance en escaliers. La précipitation de quartz authigène dans les grès déjà compactés a résulté en formation des auréoles de silicification discontinues. La zonalité s'exprime sous forme des zones irrégulières discontinues et parfois comme des taches. Par conséquent, les habitus et les formes de croissance diffèrent selon la nature des fluides à gaz ou à eau.

10.5. Relation avec les phases de ciment de quartz

La répartition des habitus des cristaux authigènes de quartz dans les grès des bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud peut être généralement divisée en trois groupes selon le nombre des phases de ciment de quartz. Quand une seule phase de ciment de quartz (Q1) a principalement précipité, comme les grès du puits LT1bis (champ HI) du bassin de Sbaa et les grès des puits SD1 (champ SD), Ak20, et Ak22 (champ Ak) du bassin des Palmyrides-Sud, les habitus des cristaux à prisme court et des cristaux trapus sont prédominants (Figure V.34). De plus, la fréquence des facettes additionnelles et de la forme de croissance à nucléation multiple dans ces cristaux composés d'une seule phase (Q1) est la plus élevée.

Dans les grès où deux phases de ciment de quartz (Q1 et Q2) sont présentes, comme les grès du champ ODZ et du puits LTNE1, l'habitus des cristaux à prisme allongé est le plus fréquent avec une présence limitée de l'habitus des cristaux à prisme court. La présence des cristaux à croissance multiple dans ces grès est peu fréquente et due à la formation de la phase Q2 sous forme d'auréoles minces gardant la discontinuité éventuelle de la phase Q1 causée par la cristallisation de quartz authigène à partir de plusieurs nucléus autour les grains détritiques (Figure V.19). Par contre, la fréquence de croissance à nucléation multiple dans le puits LTNE1 est plus importante et similaire à celle observée dans les grès cimentés par la phase Q1.

Dans la zone à eau du champ ODZ où les grès sont fortement compactés et cimentés par trois phases de ciment de quartz (Q1, Q2 et Q3), les cristaux authigènes de quartz sont généralement incomplets. Il s'agit de cristaux terminés par quelques faces fermant la porosité résiduelle. Les zones de croissance en escaliers sont principalement développées dans ces grès et elles ne coexistent pas avec la forme de croissance à nucléation multiple (Figure V.22).

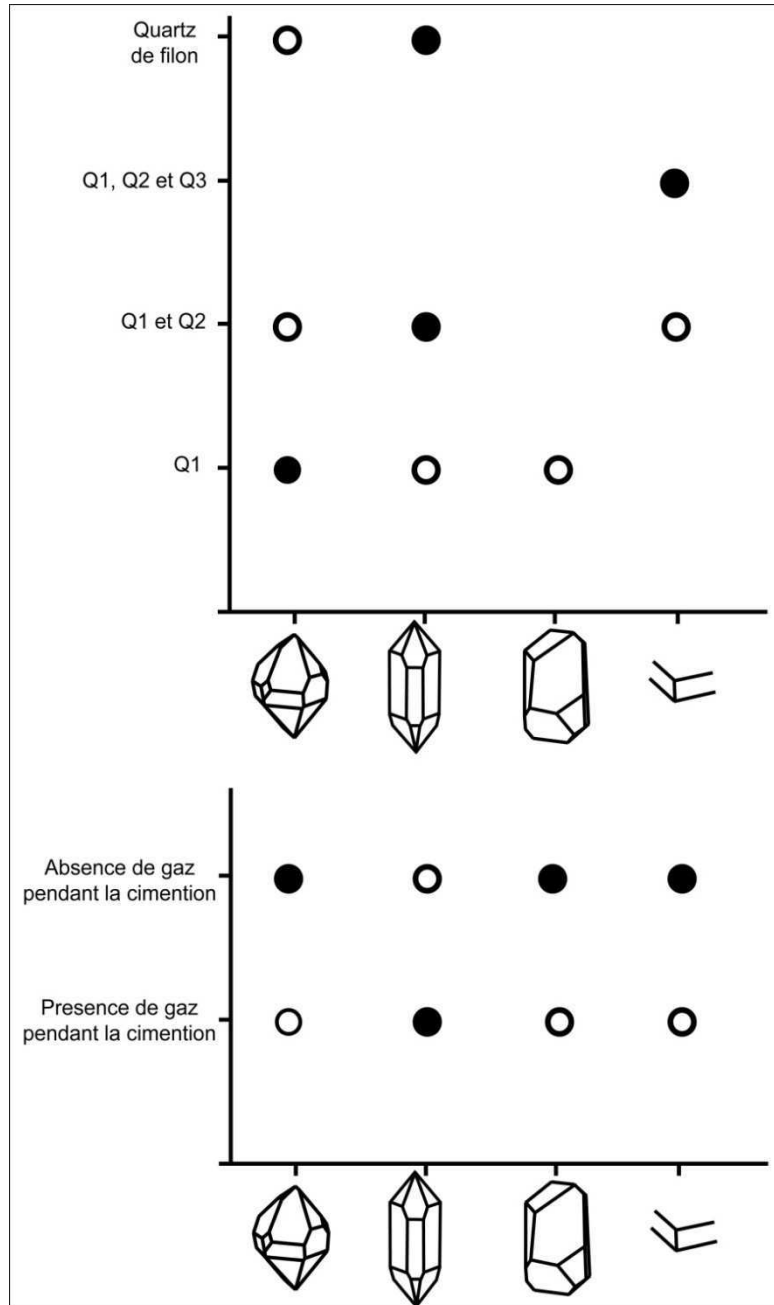


Figure V.33 : Variation de la présence et la fréquence des habitus en fonction du nombre de phases de ciment de quartz et la présence de gaz lors de croissance de quartz dans l'ensemble des grès étudiés des deux bassins Sbaa et Palmyrides-Sud. Le cercle noir indique une fréquence importante et le cercle blanc indique une faible fréquence.

11. Relation entre l'habitus des cristaux authigènes de quartz et la perméabilité

L'habitus des cristaux authigènes de quartz façonne les contours des pores et l'interconnection dans des roches gréseuses cimentées principalement par le quartz. Il peut ainsi influencer les propriétés pétrophysiques des roches. En suivant la classification précédente des habitus des cristaux authigènes de quartz selon le nombre des phases de ciment de quartz, il est constaté que chaque groupe d'habitus des cristaux authigènes de quartz est associé à des valeurs de perméabilité différentes (Figure V.35). Ainsi, les grès étudiés peuvent être, à nouveau, divisés en trois groupes selon les trois paramètres : le nombre des phases de ciment de quartz, l'habitus des cristaux authigènes de quartz et la perméabilité.

1. Grès à perméabilités élevées (50-1600mD) : ce groupe correspond aux grès contenant une seule phase de ciment de quartz dans le puits LT1bis (champ HI), le champ Ak, et le champ SD. L'habitus des cristaux à prisme court est l'habitus prédominant dans ces grès. Ces cristaux sont tronqués par des facettes additionnelles qui coupent les angles et les arêtes et elles peuvent atteindre 50 μ m en longueur maximale. L'occurrence de cet habitus de cristaux dans des grès faiblement compactés et cimentés par une seule phase de ciment de quartz (Q1) en faible abondance, paraît être responsable du lien entre la présence des cristaux à prisme court et la perméabilité élevée (Figure V.35A). Le nombre de faces cristallines et le pourcentage de cristaux qui sont tronqués ont été quantifiés pour 44 cristaux à partir des images capturées au MEB sur des fragments de roches. Le nombre des faces varie entre 12 et 24 par cristal. Le cristal contenant 24 faces correspond à un cristal tronqué par 6 facettes additionnelles sur les deux cotés du cristal. Plus de 50% de cristaux sont tronqués au moins par une facette. Par conséquent, chaque cristal authigène de quartz sera entouré par 4-5 pores en 3D gardant ainsi des connexions assez importantes.

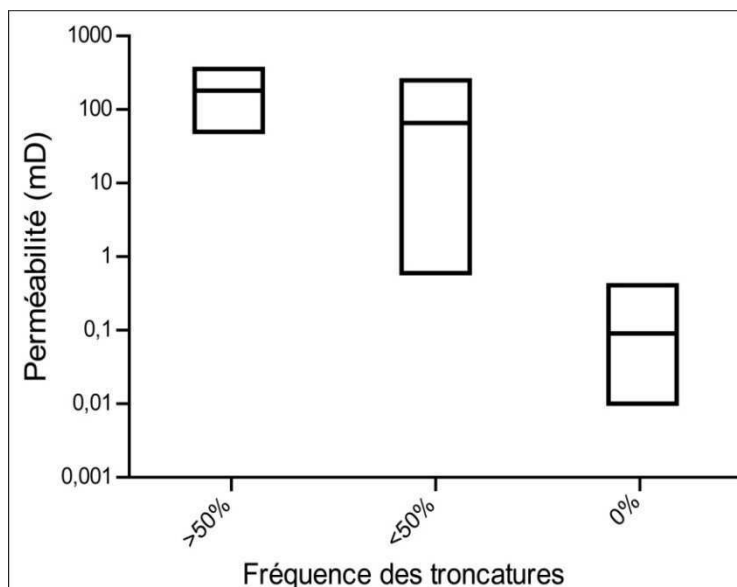


Figure V.34 : Variation de la perméabilité des grès en fonction de la fréquence des facettes additionnelles (troncatures). La perméabilité augmente avec l'augmentation de la fréquence des facettes additionnelles sur les cristaux.

2. Grès à perméabilités moyennes à élevées (1-250mD) : la perméabilité dans ce groupe de grès est généralement moyenne autour de quelques dizaines de mD et elle peut éventuellement atteindre quelques centaines de mD. Ce groupe correspond aux grès du champ ODZ (paléozone à gaz) et du puits LTNE1 (champ HINE). Il s'agit des grès de l'unité IV.4 des puits ODZ6, ODZ1, et ODZ1bis, de l'unité IV.3 sup. du puits ODZ4, et LTNE1 et de l'unité IV.3 inf. du puits ODZ6, ODZ1 et LTNE1. Le ciment de quartz dans ce groupe se compose de deux phases Q1 et Q2. Les cristaux à prisme allongé sont prédominants. Le nombre des faces cristallines, incluant les troncatures, a été quantifié dans 60 cristaux. Il varie entre 12 et 22 faces par cristal. Ces cristaux montrent rarement des troncatures qui coupent parfois les angles. La présence rare des troncatures et la dominance des faces prismatiques bien développées, dans des grès où le taux de silicification est important, réduisent leur influence sur la préservation des connexions entre les pores résiduels intergranulaires. Pour cela, la majorité des contacts entre les cristaux sont des contacts longs (Figure V.35B) bloquant la connexion et diminuant alors la perméabilité.

3. Grès à perméabilités faibles (<1mD) : la perméabilité dans les grès de ce groupe est plutôt autour 0,01mD. Ce groupe correspond principalement aux grès contenant trois phases de ciment de quartz (Q1, Q2 et Q3) dans la zone à eau du champ ODZ. Dans ces grès, la

compaction est très importante et les phases Q1 et Q2 ne se développent que sur un tiers à une moitié de la surface de chaque grain détritique. De plus, la phase Q3, qui croît souvent en couvrant la phase Q2 et en remplissant la quasi totalité de la porosité résiduelle, sera la phase à déterminer l'habitus des cristaux authigènes de quartz et de façonner les pores qui va leur permet d'être connectés ou non. Lors de la cristallisation de la phase Q3, elle n'avait donc pas l'espace de développer de nombreuses faces. Peu de cristaux ont donc pu être observés et quantifiés. Ils montrent un nombre limité des faces cristallines (3-6 en moyenne) et une absence de troncature. Par conséquent, les cristaux montrent des contacts longs tout au long des plans cristallins avec soit d'autres cristaux, soit avec des grains détritiques. Cela bloque la connexion entre les pores, et il en résulte un isolement ou voire une fermeture de pores.

Néanmoins, les grès de la zone à gaz dans le puits ODZ4, unités IV.4 et IV.3 inf. et le puits ODZ7, montrent des perméabilités similaires à celles des grès compactés du réservoir ordovicien bien que les grès du puits d'ODZ4 soient faiblement compactés, et qu'ils n'aient pas une phase de ciment équivalente à Q3 comme dans la zone à eau. Un des facteurs responsables de cette similarité peut être les diamètres de pores qui deviennent très étroits à la fin de la phase Q2, ce qui pourra limiter la possibilité de développer toutes les faces cristallines. Effectivement, des cristaux avec 3 ou 4 faces ont été observés dans certains échantillons. Pour cette raison, certains cristaux ont d'habitus très peu développés et composés uniquement de quelques faces. Ces faces sont parfois collées l'une à l'autre fermant totalement la porosité résiduelle (Figure V.35C). Le diamètre étroit des pores est le résultat de la taille fine des grains et de l'épaisseur importante des surcroissances de quartz.

En conclusion, bien que plusieurs facteurs contrôlent les propriétés pétrophysiques dans les grès des bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud, la perméabilité montre une relation avec l'habitus des cristaux authigènes et la fréquence des facettes additionnelles qui sont, elles-mêmes, fonction de contrôles sédimentaires et diagénétiques. La perméabilité est très faible dans le troisième groupe des grès où les cristaux sont très peu développés, et elle est plus importante dans le premier groupe où les cristaux sont bien développés et ils contiennent des facettes additionnelles.

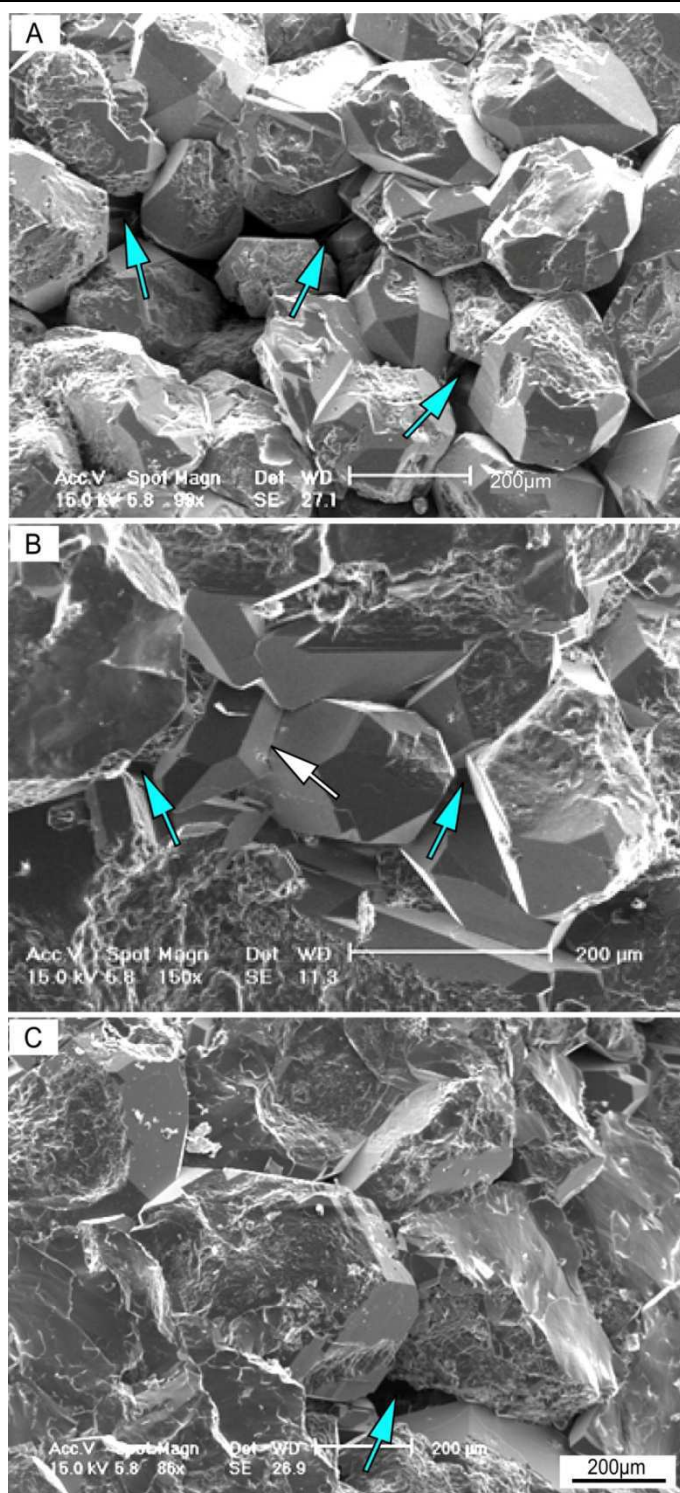


Figure V.35 : Évolution des pores intergranulaires en fonction d'habitats des cristaux authigènes de quartz. Une augmentation du nombre de pores intergranulaires et de la connectivité entre eux avec le développement d'habitats des cristaux dans des grès peu compactés. (A) Puits SD1 à 2535,8m (MEB), présence importante de pores intergranulaires, ils continuent parfois autour de tous les cristaux (flèches bleues). (B) Puits ODZ4 à 2103m, unité IV.3 sup. (MEB), présence moins importante de pores intergranulaires (flèches bleues) en raison d'occurrence de certains contacts longs entre les cristaux (flèche blanche). (C) Puits ODZ4 à 2178m, unité IV.3inf. (MEB), présence rare de pores intergranulaires (flèche bleue) en raison de l'abondance de contacts longs entre des cristaux peu développés.

12. Conclusion

Les habitus des cristaux authigènes de quartz et la forme de croissance observés dans les grès étudiés se divisent principalement en trois groupes :

Des cristaux à prisme court et des cristaux trapus caractérisent les grès cimentés par une seule phase de quartz authigène (Q1) à des températures plus basses que les températures des autres phases du ciment de quartz. Une occurrence rare des cristaux à prisme développé a été constatée dans ce groupe. Ces habitus sont présents dans les puits LT1bis (du champ HI), Ak20 et Ak22 (du champ Ak) et SD1 (du champ SD), où les phases Q2 et Q3 ne sont pas présentes. La phase Q1 dans ces puits est caractérisée par une salinité élevée et une teneur élevée en Al^{3+} (>1000ppm dans LT1bis ; >500ppm dans le champ ODZ). L'occurrence de la forme de croissance à nucléation mutiple est plus fréquente dans ces grès due à la cristallisation à partir de plusieurs nucléus sur le grain détritique. De plus, la fréquence des facettes additionnelles sur ces cristaux est la plus importante des trois groupes.

Des cristaux à prisme développé et rarement des cristaux à prisme court caractérisent les grès contenant deux phases de ciment de quartz (Q1 et Q2). La présence rare des cristaux à prisme court correspond aux cristaux authigènes composés éventuellement d'une seule phase (Q1). Ces habitus ont été observés dans les grès de la partie supérieure du réservoir ordovicien dans le champ ODZ et le puits LTNE1 du champ HINE. La présence d'inclusions à hydrocarbures a été constatée dans la partie supérieure du réservoir dans le champ ODZ. La forme de croissance à nucléation mutiple est rarement présente car elle a été recouverte par la phase Q2 d'après les observations en CL. La fréquence des faces additionnelles dans ce groupe est faible. De plus, l'habitus des cristaux de quartz de filon est similaire à celui de ce groupe.

Un habitus de cristaux peu développés et limités à quelques faces par grain dans les grès cimentés par trois phases du ciment de quartz (Q1, Q2 et Q3) dans la zone à eau du réservoir ordovicien dans le champ ODZ. Dans ces grès, la phase Q3 remplit la quasi-totalité de la porosité intergranulaire, ce qui limite la possibilité du développement de toutes les faces. Les cristaux de ce groupe se distinguent par les zones de croissance en escaliers.

Plusieurs facteurs, comprenant la chimie des fluides diagénétiques (teneur en Al^{3+} , salinité), la compaction des grains qui réduit la surface détritique et le diamètre de pores intergranulaires, sont responsables de la variation d'habitus des cristaux authigènes de quartz en modifiant le rapport surfacique des faces cristallines m , r et z .

De plus, en fonction du taux de silicification et de la compaction, les habitus du quartz authigènes sont variables. Lorsque le taux de la silicification est faible avec seulement la formation de la phase Q1, ce sont les cristaux à prisme court qui sont prédominants. Puis, suite au dépôt de la phase Q2, les cristaux à prisme allongé se développent et enfin dans la zone du réservoir largement cimentée par la phase Q3 qui remplit la porosité intergranulaire, les faces ne sont pas toutes développées et ainsi les cristaux authigènes ne sont pas complets. Ce qui fait que la variation de la perméabilité en fonction de la silicification et de la compaction paraît en parallèle avec la variation des habitus des cristaux. Ainsi, la perméabilité augmente dans le troisième groupe de grès où les cristaux sont très peu développés par rapport au premier groupe où les cristaux sont bien développés et contiennent des facettes additionnelles.

A notre connaissance, ce travail n'a jamais été réalisé sur les cristaux authigènes de quartz. Les résultats sont très encourageants et montrent que c'est une voie de recherche à explorer.

Chapitre VI

Contrôles sédimentaires et diagénétiques sur l'évolution du réseau poreux et sur la variation de la perméabilité dans des réservoirs gréseux

L'objectif de ce chapitre est, d'une part, de caractériser les surcroissances de quartz (épaisseur, pourcentage de silicification des grains) et l'importance de la compaction mécanique et chimique en quantifiant le volume de la dissolution des grains détritiques de quartz et en estimant un indice de la compaction. Il est d'autre part, d'étudier les caractéristiques des pores intergranulaires (densité, forme et taille) et les connexions entre ceux-ci dans des grès principalement influencés par la compaction chimique et/ou par la cimentation de quartz. Cela permet de mieux comprendre l'impact des auréoles de surcroissance de quartz et de la compaction sur la modification des caractéristiques des pores intergranulaires et de déterminer ensuite l'impact de chaque caractéristique des pores sur la variation de la perméabilité et en déduire le paramètre le plus important.

Afin d'intégrer l'influence des faciès sédimentaires et du contexte diagénétique sur la cimentation de quartz et la compaction et leur effet sur la variation de la porosité et de la perméabilité, deux bassins ayant des contextes géologiques différents ont été considérés dans cette étude. Les grès étudiés proviennent des champs de Hassi Ilatou (HI), de Hassi Ilatou NE (HINE), de Bou Hadid (BD), de Bou Hadid West (BDW) et de Oued Zine (ODZ) du bassin de Sbaa (Algérie). Ces grès ordoviciens sont d'origine glaciaire-marine et enfouis à plus de 4km de profondeur dans le champ de ODZ et ils sont moins enfouis dans le champ HI. Des grès d'origine deltaïque-marine dans le réservoir carbonifère du champ de Debayate-Sud et de Arak dans le bassin des Palmyrides-Sud (Syrie), enfouis à des profondeurs de 3-4km, ont également été considérés.

1. Introduction et problématique

La porosité et la perméabilité sont des propriétés associées dans les roches et sont également des paramètres nécessaires pour l'évaluation de la qualité du réservoir et la prédiction du volume et de la localisation des hydrocarbures dans les réservoirs. Dans les réservoirs silicoclastiques, la porosité initiale est liée au milieu de sédimentation caractérisé par la taille des grains et par le tri (Griffiths, 1964; Heald et Renton, 1966 ; Renton et al., 1969; Pryor, 1971; Beard et Weyl, 1973; Pryor 1973; Berg, 1975; Coskun et al., 1993), étant donné que les pores de taille importante, qui sont généralement associés aux bonnes connexions, sont présentes dans les grès grossiers (Berg, 1975). Cependant, les grès grossiers ne possèdent pas toujours des pores connectés en raison d'une histoire diagénétique complexe. C'est donc un défi de relier les observations pétrographiques aux propriétés pétrophysiques. La réduction de porosité dans les réservoirs silicoclastiques est contrôlée par les processus diagénétiques incluant principalement la compaction mécanique, la compaction chimique, et la cimentation par des minéraux authigènes (Houseknecht, 1984; Houseknecht, 1987; Lundegard, 1992; Walderhaug, 1994; Schneider et al., 1996; Walderhaug, 1996 ; Worden et al., 2000; Paxton et al., 2002; Worden et Burley, 2003; Chester et al., 2004; Cook et al., 2011; Wang et al., 2012). Par conséquent, la perméabilité est également influencée par divers paramètres (faciès sédimentaires, diagenèse, déformation - - etc) qui contrôlent l'arrangement des grains et les caractéristiques du réseau de pores.

Il est communément admis que les mesures traditionnelles de la porosité ne sont pas capables de fournir des informations suffisantes quant à la forme et à la géométrie des pores (Benson et al., 2005). En outre, la compréhension de la géométrie des pores est un paramètre important pour évaluer la capacité de stockage et la formation des réservoirs d'hydrocarbures (Wardlaw et Taylor, 1976; Bos, 1982), et pour comprendre la relation entre la porosité et la perméabilité (Dobson et al., 2003; Stimac et al, 2004; Dutton et Loucks, 2010). De plus, les caractéristiques des pores (forme et géométrie) ont d'importantes implications car ils constituent une base de données dans la reconstruction des modèles de réservoirs (Bjornsson et Bodvarsson, 1990).

De nombreuses études ont caractérisé la géométrie des pores par l'analyse quantitative pétrographique d'image (PIA) en 2D combinée avec les mesures de la taille de connexion entre les pores par la pression capillaire de mercure (Prince et Ehrlich, 1990; Ehrlich et al., 1991a; Ehrlich et al., 1991b; McCreesh et al., 1991; James, 1995; Prince et al., 1995; Basan et

al., 1997; Anselmetti et al., 1998; Cerepi et al., 2002) afin de comprendre l'influence des contrôles sédimentaires et diagénétiques sur la texture des roches, et afin ensuite de les relier au réseau des pores et ainsi qu'à la perméabilité.

L'analyse d'image est utilisée pour clarifier la complexité bidimensionnelle (2D) et pour améliorer la compréhension de la qualité du réservoir en trois dimensions (3D) (Ehrlich et al., 1991a). La porosité observée au microscope optique n'est que la représentation 2D du réel 3D qu'est la porosité. Les pores peuvent être plus variables dans les sections 2D que dans la réalité en 3D (Ehrlich et al., 1991a). Ainsi, la quantification de caractéristiques des pores couplée aux mesures de la taille des seuils des pores est utilisée afin de modéliser la structure des pores en 3D.

De nombreuses études fournissent des informations quantitatives sur la porosité et sur la dégradation de la perméabilité par cimentation de quartz et par la compaction dans les arénites quartziques (Blatt, 1979; McBride, 1989; Bryant et al., 1993; Worden et Morad, 2000; Dobson et al., 2003; Tournier et al., 2010). Cependant, l'impact de la cimentation de quartz sur le réseau de pores et sur la variation de la perméabilité est encore peu compris.

Les grès ordoviciens du bassin de Sbaa et les grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud représentent deux exemples de réservoirs gréseux influencés principalement par la cimentation de quartz et par la compaction et ils montrent des variations importantes de la porosité et la perméabilité. Ces variations se traduisent par trois tendances (Figure VI.1).

Bien que des études précédentes aient montré que les propriétés pétrophysiques des grès dans le champ ODZ du bassin de Sbaa sont principalement contrôlées par le volume de ciment de quartz et de dissolution des grains détritiques de quartz (Tournier et al., 2010), les propriétés pétrophysiques montrent une différence importante dans les grès de ce champ ayant le même volume de ciment de quartz et de dissolution de quartz et la même argilosité (Figure VI.2). De plus, les grès du champ de Debayate-Sud (Syrie) montrent des perméabilités similaires à celles des grès du puits LT1bis (champ HI) et ces grès représentent la porosité et la perméabilité les plus importantes, bien que les grès du champ de Debayate-Sud soient plus grossiers que du champ HI.

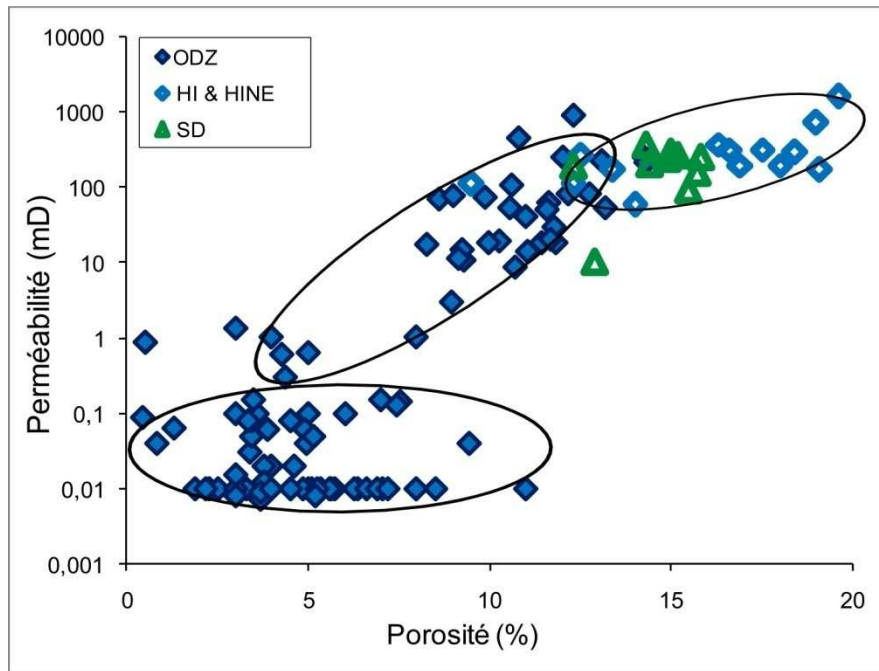


Figure VI.1 : Perméabilité vs. porosité des grès des champs de Oued Zine (ODZ), de Hassi Ilatou (HI) et de Hassi Ilatou NE (HINE) du bassin de Sbaa et du champ de Debayate-Sud du bassin des Palmyrides-Sud. Trois tendances sont constatées.

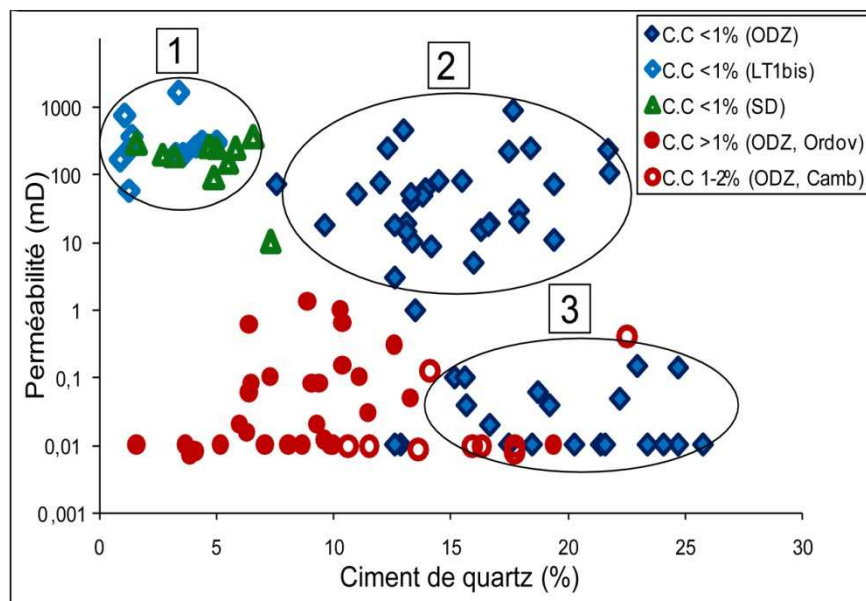


Figure IV.2 : Perméabilité vs. volume de dissolution des grains détritiques de quartz (à gauche) et vs. volume de ciment de quartz (à droite). Quand le ciment de quartz est le facteur le plus contrôlant, trois tendances de l'évolution de la perméabilité ont été constatées.

D'un point de vue global, la taille des grains peut justifier partiellement cette variation des propriétés pétrophysiques quand les grains détritiques montrent des variations latérales de

granulométrie dans la même unité dans le champ ODZ. Par conséquent, la variation d'un des paramètres sédimentaires, texturaux ou diagénétiques peut conduire à des modifications importantes des caractéristiques des pores, des connexions entre eux et de la perméabilité.

Ainsi, une caractérisation quantitative et qualitative détaillée des caractéristiques des pores et des auréoles de surcroissance de quartz, incluant l'épaisseur des surcroissances et une estimation du pourcentage de silicification des grains, et également des pores intergranulaires dans les grès des champs ODZ et HI (bassin de Sbaa en Algérie) et les grès du champ de Debayate-Sud (bassin des Palmyrides-Sud en Syrie) est nécessaire afin de :

1. Améliorer la compréhension du mécanisme de surcroissance syntaxiale de quartz dans des grès arénitiques présentant différents degrés de compaction.
2. Vérifier si le volume de la cimentation de quartz a une influence sur la réduction de la perméabilité similaire à celle sur la réduction de la porosité.
3. Déterminer comment les surcroissances de quartz modifient la distribution spatiale et la géométrie des pores considérant les faciès sédimentaires (par exemple, taille des grains) et la compaction.
4. Étudier la relation entre l'habitus des cristaux authigènes de quartz et la taille des seuils des pores ainsi que la perméabilité.
5. Déterminer la variation des caractéristiques des pores dans des grès présentant différents degrés de compaction mécanique et chimique et des volumes variables de ciment de quartz.
6. Comprendre les facteurs (faciès sédimentaire, compaction, et cimentation de quartz) contrôlant la variation de chaque caractéristique des pores.
7. Étudier l'impact de chaque caractéristique des pores (taille, forme, nombre) sur la variation de la perméabilité et déterminer le facteur qui a l'effet le plus important sur la perméabilité.

2. Matériel et méthodes

La quantification volumique du ciment de quartz, et de la compaction chimique, et les mesures de la perméabilité et de la porosité ont été effectuées sur 165 échantillons de grès prélevés dans trois champs: champ ODZ (puits ODZ1, ODZ1bis, ODZ3, ODZ4, ODZ6, et ODZ7) et champ HI (puits LT1bis) et champ HINE (puits LTNE1) du bassin de Sbaa en Algérie, et champ de Debayate-Sud (puits SD1) et certains grès du champ de Arak (puits Ak20) du bassin des Palmyrides-Sud en Syrie. Les quantifications détaillées des caractéristiques des pores ont été réalisées sur un groupe de 40 échantillons de grès de façon à prendre en compte les grès contenant un volume variable de ciment de quartz, ainsi que des grès compactés et contenant de quartz détritiques dissous et d'autres grès faiblement compactés.

La granulométrie et le coefficient de tri des grains détritiques de quartz ont été déterminés à partir des photos en CL. Le classement des grains détritiques (dispersion des valeurs de la distribution autour de la tendance granulométrique centrale) a été étudié en utilisant le coefficient de classement de Trask, $So = \sqrt{(Q3/Q1)}$, où Q1 représente le premier quartile de la distribution (la valeur de l'abscisse correspondant à 25 % des fréquences cumulées) et Q3 représente le troisième quartile de la distribution (correspondant à 75 % des fréquences cumulées). Une échelle classifiant le coefficient de tri a été proposée :

<1,23 = très bien trié ; 1,23 à 1,41 = bien trié ; 1,41 à 1,74 = tri moyen ; 1,74 à 2 = mal trié

>2 = très mal trié

Afin de décrire la forme de pores et de quantifier le nombre de bordures de chaque pore, les pores sont distingués par leur couleur bleue dans les photomicrographies des lames minces imprégnées par la résine époxy. Certains échantillons des puits ODZ1 et ODZ1bis ont été observés au MEB et des photomicrographies ont été réalisées en utilisant des électrons rétrodiffusés (BSE) ce qui permet d'observer la porosité en noir.

La porosité d'hélium et la perméabilité ont été mesurées sur des plugs sous les conditions de laboratoire (données GDF et SPC).

Des analyses de porosimétrie de mercure ont été effectuées sur 31 plugs de grès du champ ODZ et HI. Dans cette mesure, le mercure, qui infiltre la porosité, est injecté dans le plug sous pression. A chaque incrément de pression, on passe un seuil de pore plus petit et on

remplit le volume de pore correspondant. On obtient ainsi une courbe de distribution du volume de pore accessible pour chaque classe de seuil de pore, en fonction de la pression d'injection du mercure dans le grès.

3. Résultats et discussion

1.1. Granulométrie

La taille des grains détritiques et le coefficient de tri ont été calculés à partir de points de comptage (400-800 grains par section). Dans le champ ODZ, la taille des grains varie entre 45 et 350 μm dans la partie supérieure du réservoir et entre 70 et 330 μm dans la partie inférieure (compactée). Le tri ne varie pas beaucoup entre les deux parties (Figure VI.3). Il est moyen à très mauvais dans la partie inférieure (1,64 et 2,1) (Figure VI.3 et 4) et, de façon similaire, entre moyen et très mauvais dans la partie supérieure (entre 1,4 et 2) (Figure VI.4 et 5). Dans le champ HI (puits LT1bis), les grès sont à petits grains (100 à 180 μm) et à un tri moyen (1,4 à 1,65), et un peu plus gros et moins triés dans champ HINE (puits LTNE1 (grains moyens entre 180 et 200 μm ; tri entre 1,5 et 1,65). Les grès du champ de Debayate-Sud et de Arak sont à grains moyens (160-312 μm) bien triés (1,3 et 1,42) (Figure VI.4 et 5). L'ensemble de la granulométrie des grès des bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud est présenté dans la figure VI.6.

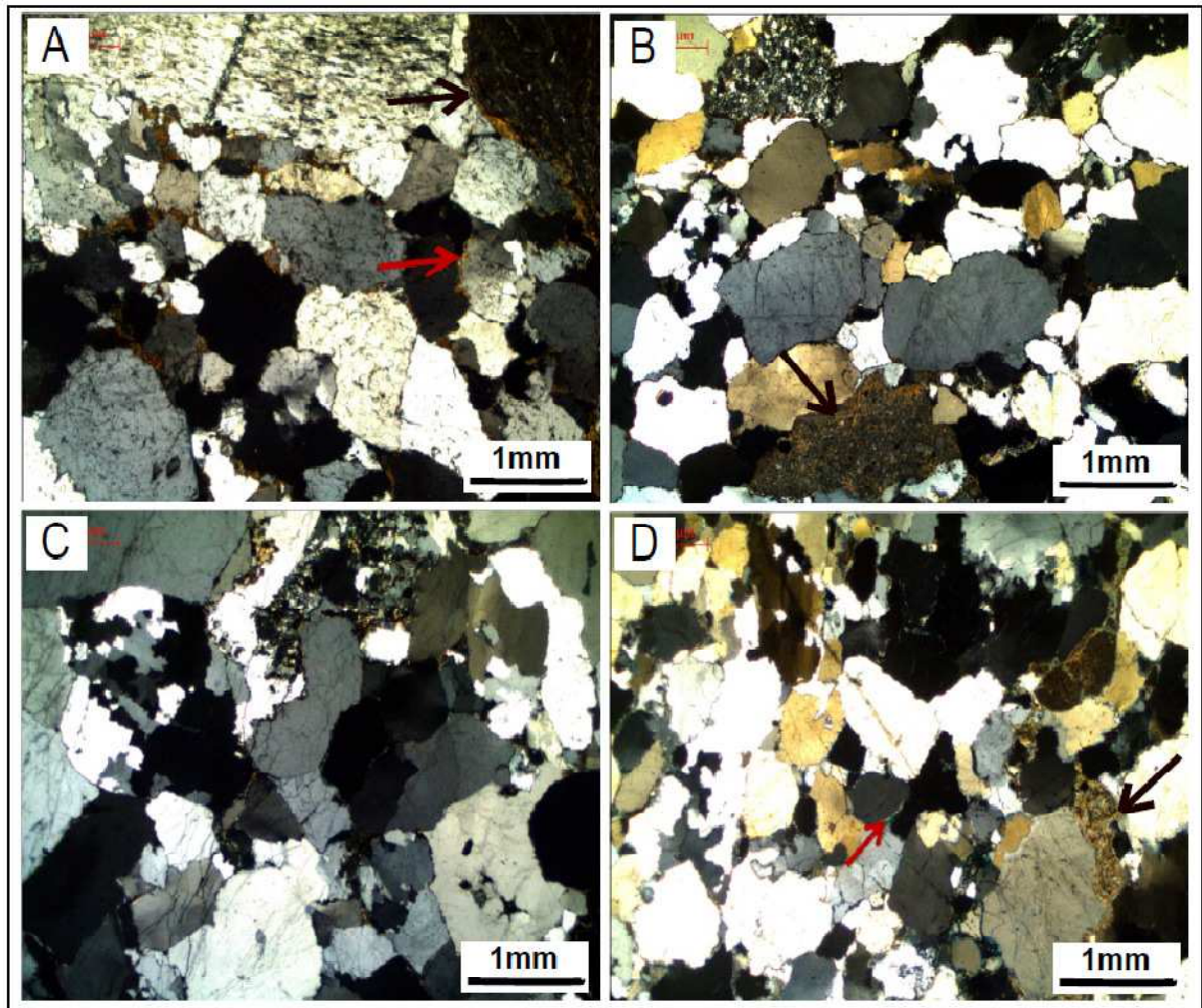


Figure VI.3: Photomicrographie montrant les faciès des grès compactés où la dissolution des grains détritiques de quartz est la plus importante. Ces grès sont distingués par le tapissage illitique (flèches rouges), un mauvais tri et la présence des grains lithiques (flèches noires). (A) ODZ1bis à 2050m (unité IV.3 inf.). (B) ODZ4 à 2225,6m (unité IV.3 inf.). (C) ODZ6 à 2480m (unité IV.3 inf.). (D) ODZ6 à 2492 (unité IV.3 inf.).

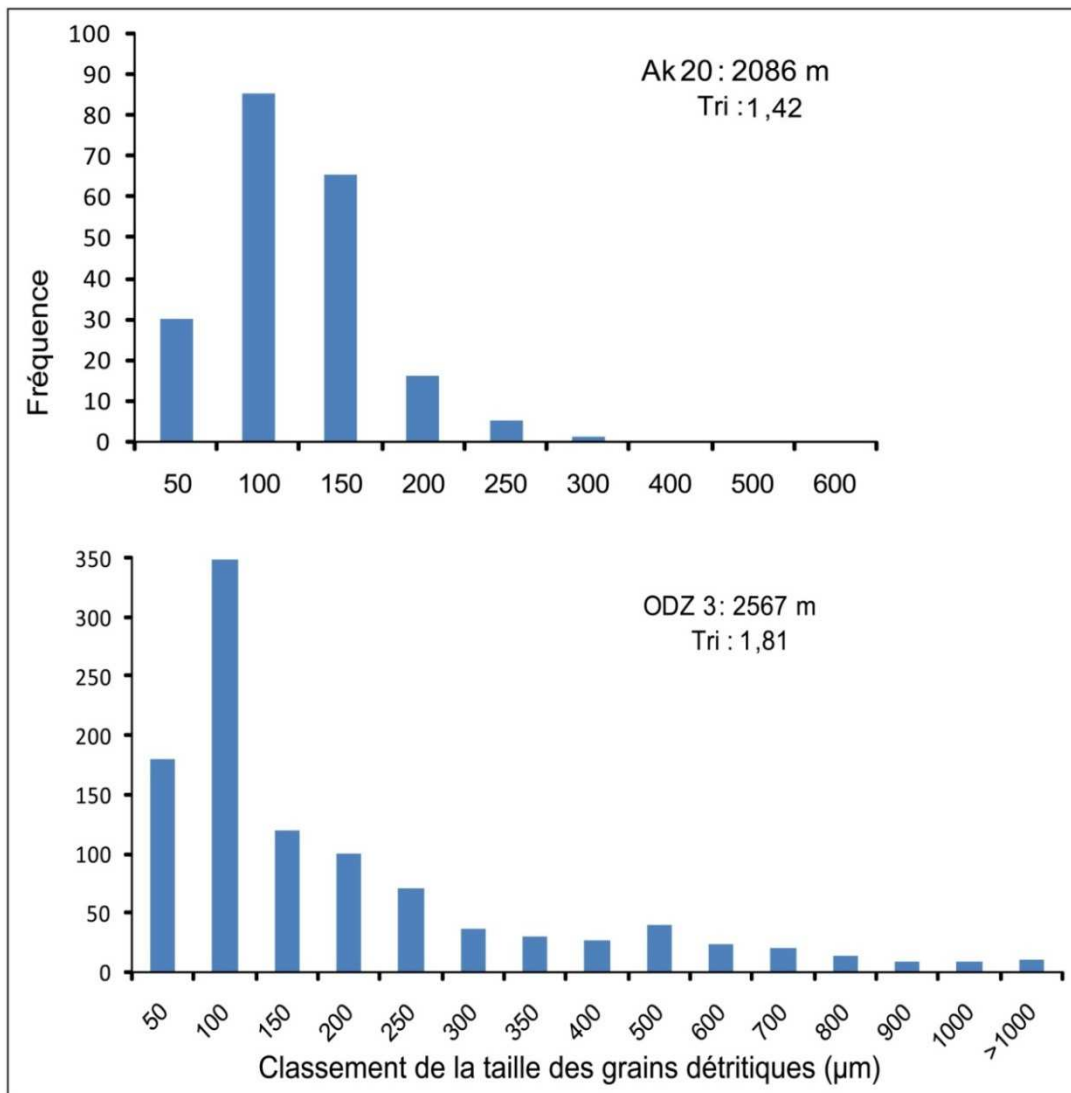


Figure VI.4: Classement des grains détritiques de quartz montrant un exemple de grès bien trié (Ak20 à 2086m) et de grès mal trié (ODZ3 à 2576m). Coefficient de tri (S_o) = $S_o = \sqrt{(Q3/Q1)}$.

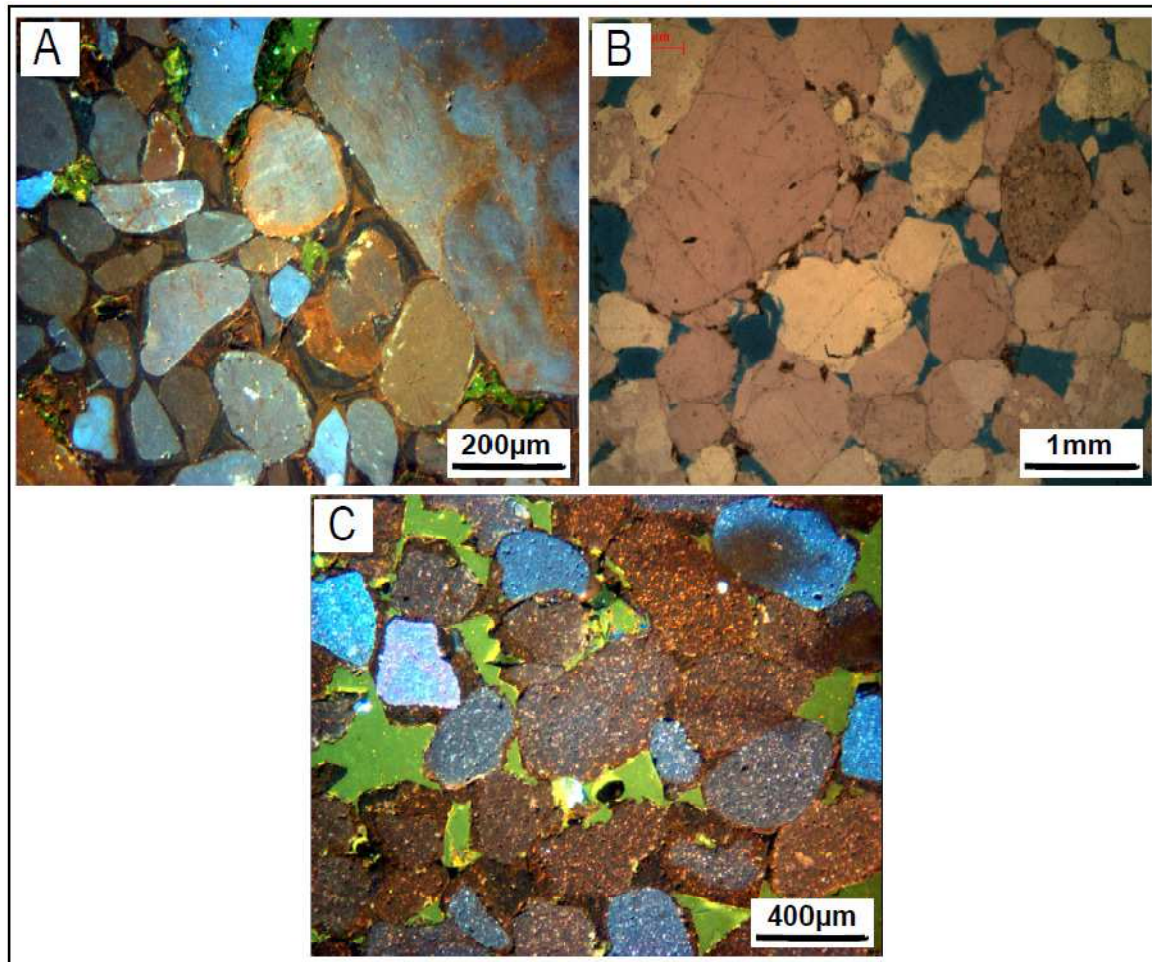


Figure VI.5: Granulométrie des grès peu compactés dans les bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud. (A) ODZ4 à 2065m (unité IV.4), tri moyen (1,65). (B) ODZ6 à 2400m (unité IV.4), mauvais tri (2). (C) SD1 à 2535,8m, bon tri (1,35).

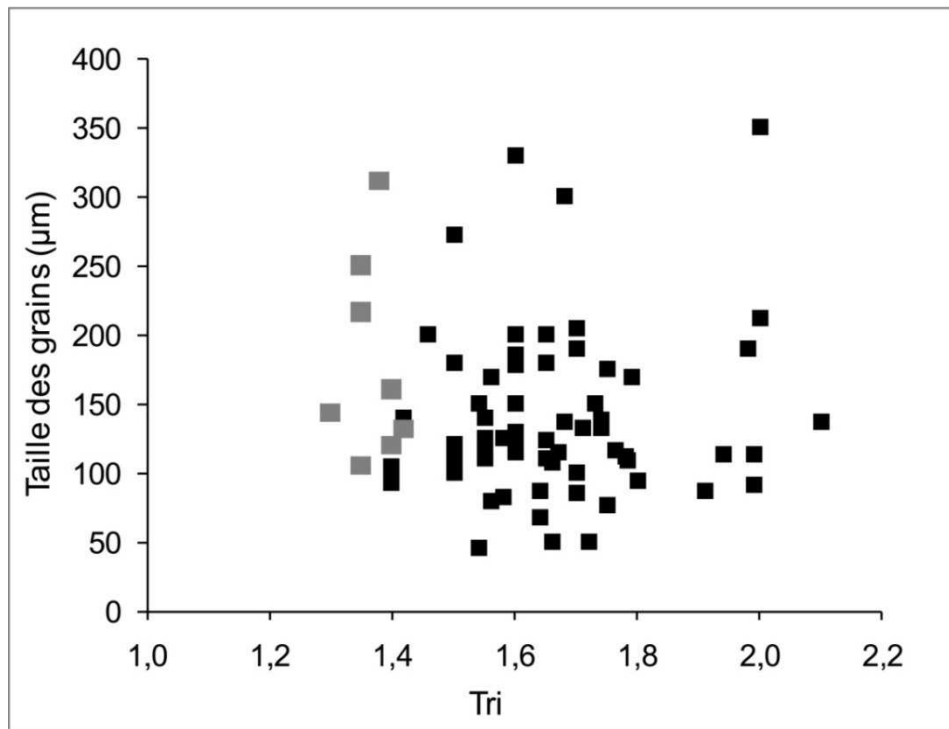


Figure VI.6 : Taille des grains détritiques de quartz vs. coefficient de tri des grès du bassin de Sbaa (points noirs) et du champ de Debayate-Sud (points gris) dans le bassin des Palmyrides-Sud. Les grès du bassin des Palmyrides-Sud sont bien triés pour des tailles variables des grains. Coefficient de tri (S_o) = $S_o = \sqrt{(Q_3/Q_1)}$.

1.2. Compaction mécanique et chimique

Avant de caractériser les auréoles de surcroissance de quartz, il est nécessaire d'estimer le degré de compaction entre les grains détritiques car c'est un facteur principal modifiant le réseau poreux, et endommageant les propriétés pétrophysiques des grès, et contrôlant la surface et le volume disponible pour la précipitation de quartz authigène.

La compaction mécanique est un processus important entraînant une réduction de la porosité primaire dans les grès peu profonds par réarrangement des grains (Palmer et Barton, 1987; Lundergard, 1992; Wilson et Stanton, 1994; Ehrenberg, 1995; Weltje et Alberts, 2011), par la compression et la rotation du grain et la rupture mécanique au cours de l'histoire d'enfouissement (Ahmad et Bhat, 2006). Elle peut réduire considérablement la porosité primaire jusqu'à près de 50% (Paxton et al., 2002), ou de 50% à 35% (Alberts et Weltje, 2002) en fonction des sédiments régionaux (Fisher, 2000). La perte de porosité primaire à des températures $<80^{\circ}\text{C}$ et des profondeurs <2 km est alors due principalement à la compaction

mécanique (Berner, 1980). Alors que la compaction chimique devient un processus dominant à des profondeurs >2km (Ramm, 1992; Ramm et Bjorlykke, 1994; Giles, 1997).

La compaction mécanique peut évoluer dans des grès sans une occurrence importante de la compaction chimique (dissolution des grains détritiques de quartz). Afin d'évaluer le degré de compaction mécanique, un indice de compaction a été adopté. Il permet d'estimer le degré de contact entre les grains détritiques avec les autres grains, ce qui reflète la perte de porosité. De nombreux auteurs ont étudié les types des contacts entre les grains détritiques (Taylor, 1956) et ils ont proposé un indice descriptif de compaction (Pettijohn et al., 1987). Toutefois, dans cette étude, la relation suivante a été proposée pour exprimer la compaction comme une valeur appelée l'indice de compaction (I.C). Cet indice dépend du nombre de tous les types des contacts (contact ponctuel, contact long, concave-convexe, et suture) selon la relation suivante :

Indice de compaction (I.C) = $[N \text{ de contact ponctuel} + (N \text{ de contact long} \times 2) + (N \text{ de concavo-convexe} \times 3) + (N \text{ de suture} \times 4)] / N \text{ de côtés libres de grains}$

Les contacts longs ont été multipliés par 2 car il représente un contact entre deux côtés de deux grains, et son effet est donc doublé. Le type de contact concavo-convexe représente parfois la disparition d'une partie importante du grain (jusqu'à la moitié du grain). De même manière, la suture autour un grain détritique reflète le tassement des volumes importants de grains détritiques, plus de la moitié du volume de grain. Par conséquent, le contact de concavo-convexe a été multiplié par 3 et le suture par 4.

L'I.C varie largement dans les grès du bassin de Sbaa. Les valeurs les plus faibles ont été constatées dans les grès du champ HI (0,1 – 0,6). Alors qu'elles sont très variables dans le champ ODZ ; comprises entre 0,1 et 1 (0,2 en moyenne) dans la partie supérieure du réservoir, et entre 0,2 et 8,5 dans la partie inférieure. Les grès du champ de Debayate-Sud montrent des faibles valeurs d'I.C (0,3 à 0,4) similaires à celles mesurées dans le champ HI (Tableau VI.1).

Lorsque l'I.C est <0,5, la majorité des grains ont des côtés libres et le type de contact dominant est les contacts ponctuels. La gamme comprise entre 0,5 et 1 exprime grès où la plupart des grains sont reliés par des contacts ponctuels et longs sans apparition d'concavo-convexe. Cette variation des valeurs d'I.C est liée au degré de tri des grains, où les grains détritiques mal triés peuvent être organisés de manière à accentuer les contacts de grains. Le

volume de dissolution des grains détritiques dans les deux cas (I.C <1) est inférieur à 1%. Les grès sont considérés comme des grès peu compactés. Cependant, l'I.C permet de mieux différencier la compaction mécanique dans les grès peu compactés. En outre, le tapissage argileux sur un côté du grain détritique peut accélérer la formation de concave-convexe sur ce côté, alors que les autres côtés du grain sont encore libres. Les valeurs d'I.C sont comprises entre 1 et 2 lors les contacts longs sont abondantes et les concave-convexe sont rarement observés. Toutefois, la présence rare des sutures est suffisante pour élever l'I.C à plus de 2.

Concernant le volume de dissolution de grains détritiques de quartz, il est faible (<1%) dans les puits LT1bis et LTNE1 (Figure VI.7) et dans le puits SD1 du champ de Debayate-Sud. Dans le champ ODZ, de faibles volumes de dissolution de quartz sont observés. La dissolution de quartz la plus importante a été constatée dans certains grès dans du champ ODZ localisés sous la plancher glaciaire (Figure VI.8). Elle montre des valeurs allant jusqu'au 13% (Tournier et al., 2010). Dans le puits de BD1bis et BDW1, des volumes de dissolution entre 0,8 et 1,4% ont été mesurés (Figure VI.7).

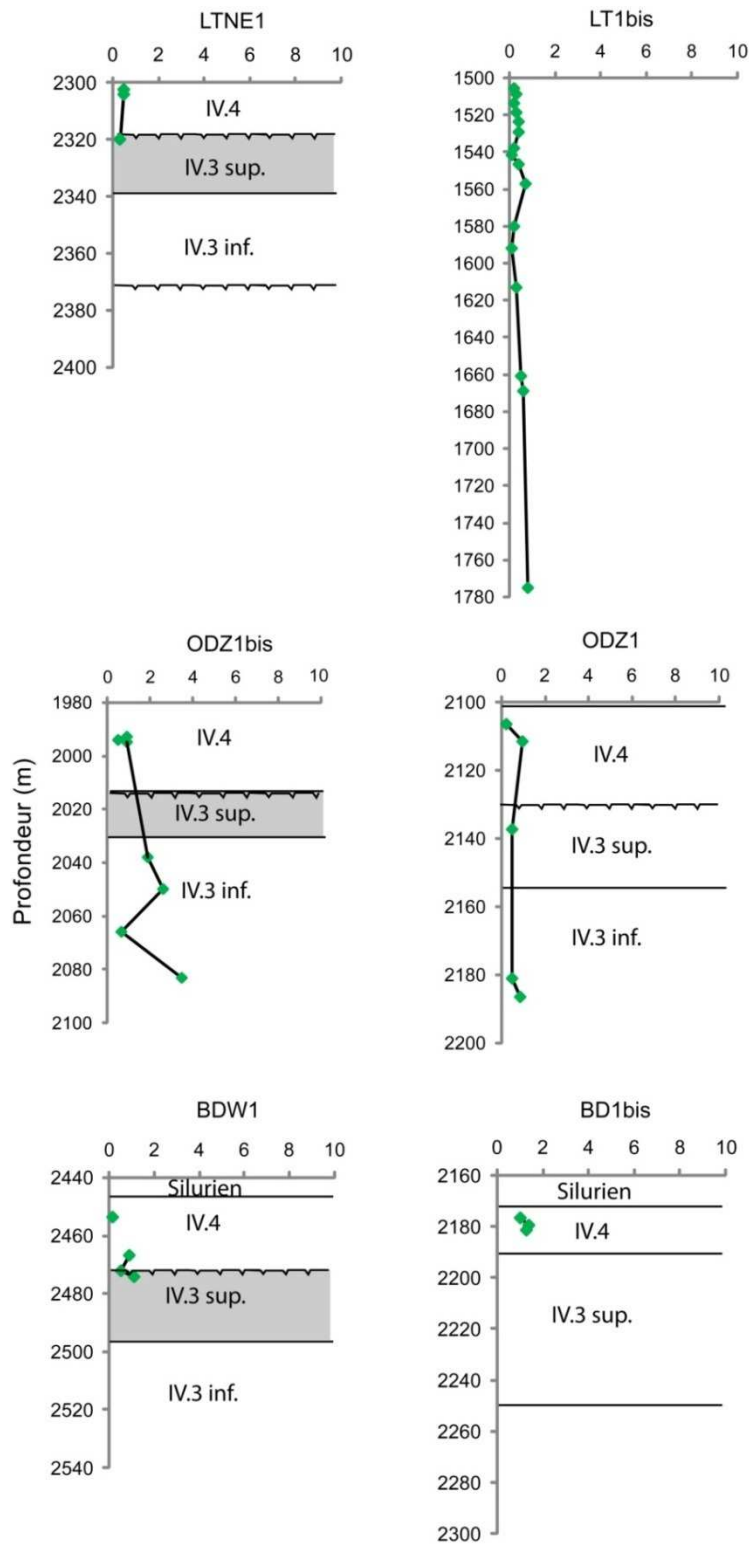


Figure VI.7 : Volume de dissolution de grains détritiques de quartz dans les puits des champs de Hassi Ilatou, de Hassi Ilatou NE, de Bou Hadid et de Bou Hadid Ouest.

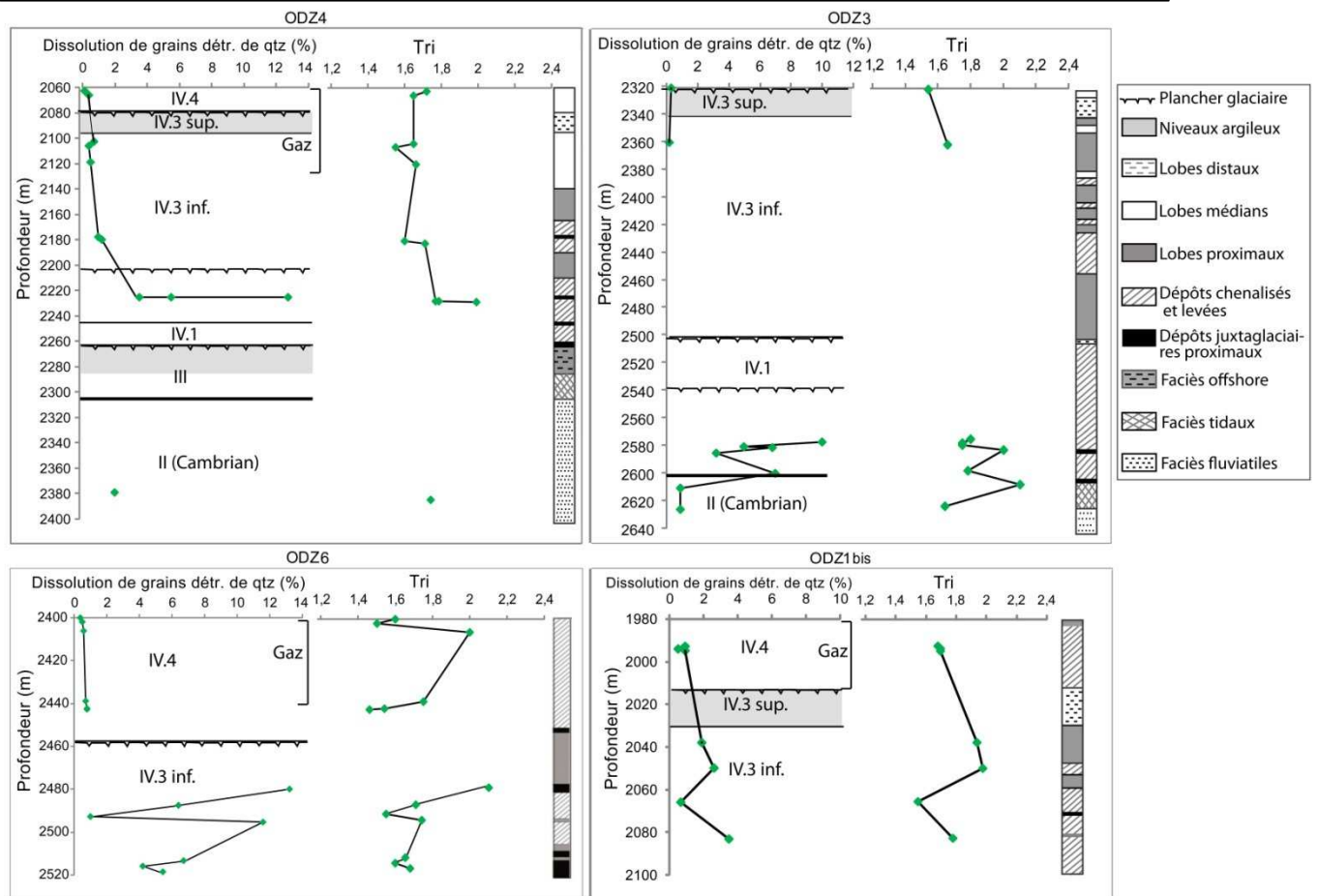


Figure VI.8 : Volume de dissolution de grains détritiques de quartz et coefficient de tri du champ de Oued Zine (puits ODZ4, ODZ3, ODZ6 et ODZ1bis). Coefficient de tri (S_o) = $S_o = \sqrt{(Q_3/Q_1)}$.

- Contrôle granulométrique sur la compaction

L'indice de compaction et le volume de dissolution des grains détritiques de quartz ont tendance à augmenter avec le degré de tri des grains dans les grès tapissés en illite (Figure VI.9, 10 et 11) car le mauvais tri conduit à augmenter les contacts entre les grains fins et grossiers et le nombre des contacts Tri par grain (Gutierrez et Wangen, 2005). Le même volume de dissolution de quartz a été constaté dans des grès ayant différentes valeurs d'I.C. En effet, les grains détritiques de quartz peuvent se retrouver en contact entre eux avec presque tous les côtés avant de subir une dissolution mesurable. Cela a été constaté dans des grès dont le tri est mauvais et le tapissage argileux est absent.

Le tri des grains influence le volume intergranulaire en raison de leur influence sur la compaction mécanique et les contacts entre les grains. Donc, une corrélation inverse existe

entre le volume intergranulaire et le degré du tri. En effet, les grès bien triés ($tri < 1,55$) ont des volumes intergranulaires plus importants (Figure VI.12).

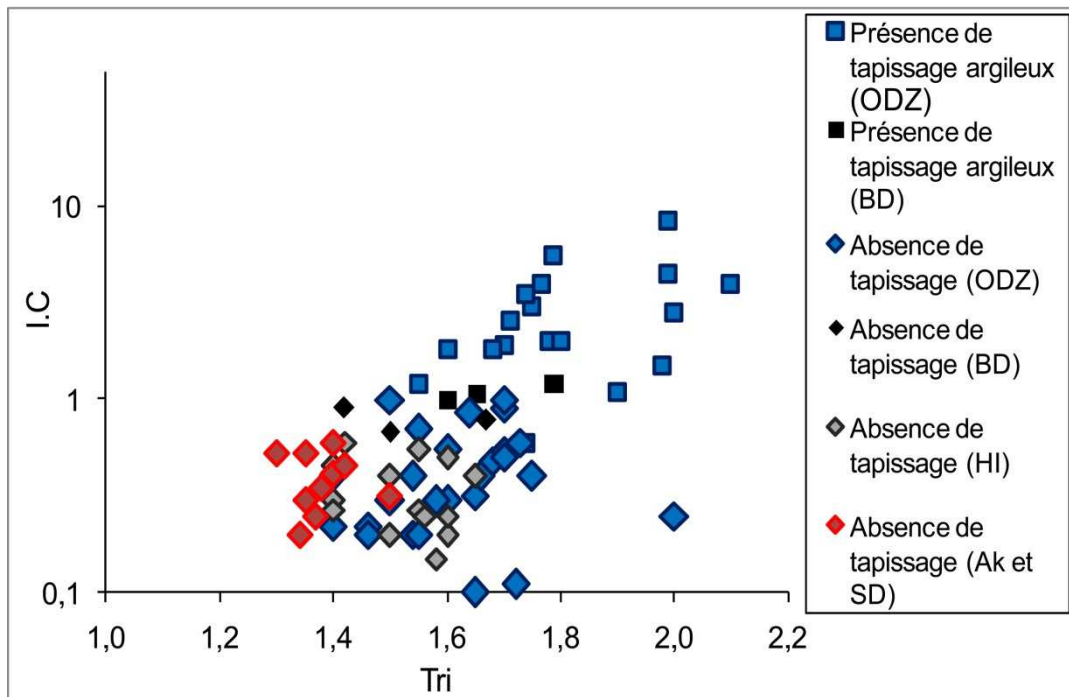


Figure VI.9: Indice de la compaction (I.C.) vs. coefficient de tri. I.C est $< 0,5$ dans les grès en absence de tapissage argileux pour une large gamme de tri. $I.C = [N \text{ de contact ponctuel} + (N \text{ de contact long} \times 2) + (N \text{ de concavo-convexe} \times 3) + (N \text{ de suture} \times 4)] / N \text{ de côtés libres de grains}$. Coefficient de tri (So) = $So = \sqrt{(Q3/Q1)}$.

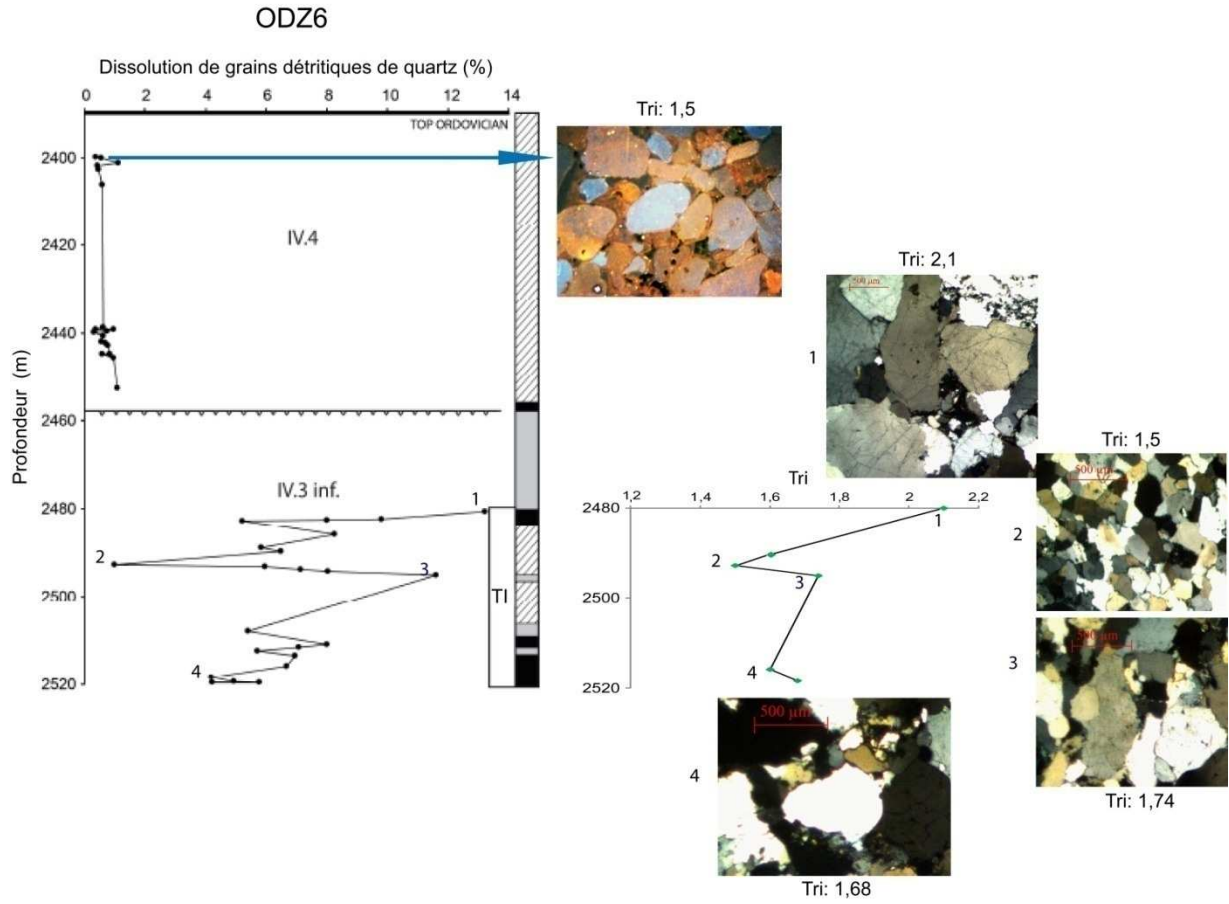


Figure VI.10: Dissolution de grains détritiques de quartz vs. coefficient de tri des grès du puits ODZ6. Une augmentation du volume de quartz dissous a été constatée avec le coefficient de tri. Le volume maximal de dissolution (13,2%) a eu lieu dans un grès mal trié (2,1). Coefficient de tri (S_o) = $\sqrt{(Q3/Q1)}$. TI : présence de tapissage illitique.

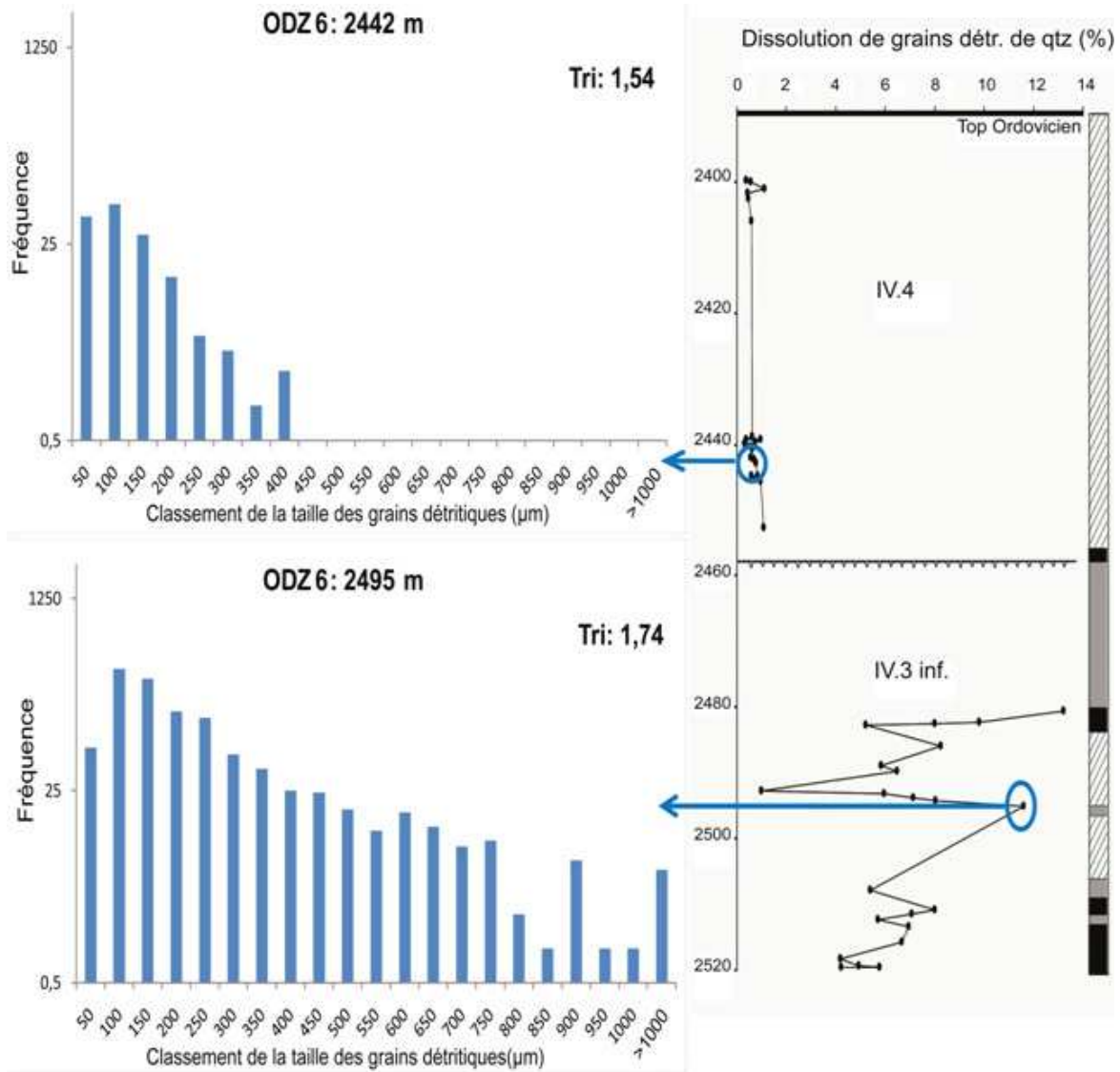


Figure VI.11: Relation entre le coefficient de tri et le volume de dissolution de quartz du puits ODZ6. Coefficient de tri (S_o) = $S_o = \sqrt{(Q_3/Q_1)}$.

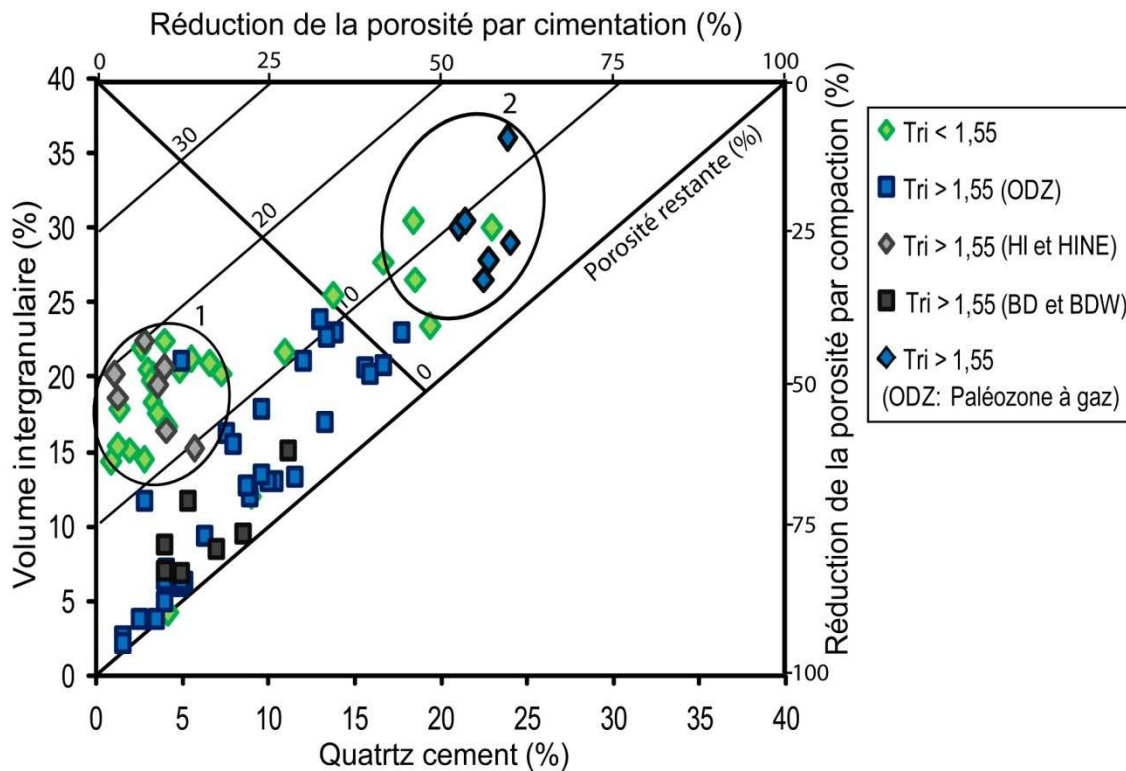


Figure VI.12 : Evolution du volume intergranulaire en fonction de la cimentation et de la compaction. Les grès sont différenciés selon le coefficient de tri. Le groupe 1 représente les grès où la réduction de porosité est principalement liée à la compaction mécanique. Le groupe 2 représente les grès où la réduction de porosité est principalement liée à la cimentation. Coefficient de tri (S_o) = $S_o = \sqrt{(Q3/Q1)}$.

1.3. Caractéristiques des auréoles de surcroissance de quartz

1.3.1. Volume de ciment de quartz

Le volume des surcroissances de quartz varie entre 2 et 26% sur l'ensemble des grès étudiés. La quantification du volume de ciment de quartz pour les puits ODZ3, ODZ4, et ODZ6 a été considérée d'après Tournier et al., 2010. Le volume de ciment de quartz dans les autres puits étudiés dans cette étude (ODZ1, ODZ1bis et ODZ7) est généralement faible entre 2 et 13%. Un faible volume de ciment de quartz a aussi été constaté dans les grès des puits LT1bis et LTNE1, où il varie entre 2 et 5,7%. Le ciment de quartz dans le puits SD1 est également faible entre 2 et 7%.

Une corrélation inverse a été constatée entre le volume des surcroissances de quartz et le volume de dissolution des grains détritiques de quartz à l'exception des grès des puits LT1bis, LTNE1 et SD1, où une faible cimentation de quartz est présente même dans des grès peu

compactés (Figure VI.2). Cela est dû à un faible apport de silice dans des grès relativement moins enfouis que les grès d'ODZ (auréole Q1 et Q2 en CL). Le volume important de ciment de quartz dans certains grès bien compactés du champ ODZ s'explique par contre par l'apport continu de silice dans les grès compactés de la paléozone à eau (auréole Q1, Q2 et Q3 en CL). Le volume de la porosité diminue avec l'augmentation du volume de ciment de quartz. Quant à la perméabilité, bien qu'elle diffère de façon importante entre les grès peu cimentés et ceux bien cimentés, les valeurs de la perméabilité ne sont pas corrélées au volume de ciment de quartz dans chaque groupe de grès (Figure VI.2). En effet, dans les groupes 2 et 3 (Figure VI.2), des grès contenant de 15 ou 25% de ciment de quartz peuvent avoir les mêmes perméabilités. En revanche, les grès des groupes 2 et 3 montrent des perméabilités assez différentes pour une gamme de volume de ciment de quartz similaire entre les deux groupes. Cela indique que le volume de ciment de quartz n'est pas le seul facteur mis en jeu pour la réduction de la perméabilité.

1.3.2. L'épaisseur des surcroissances de quartz par rapport à la taille des grains détritiques de quartz (%)

L'épaisseur des auréoles de quartz n'a pas la même influence sur la géométrie des pores et sur la taille des seuils des pores dans des grès de faciès sédimentaires différents. Donc, afin de déterminer l'influence des auréoles de surcroissance sur la taille et la connexion entre les pores, l'épaisseur des surcroissances par rapport à la taille des grains (%) (facteur d'épaisseur) a été quantifié pour chaque échantillon. La moyenne de l'épaisseur et de la taille des grains a été considérée. Le pourcentage varie entre 9 et 30% pour des surcroissances ayant des épaisseurs entre 10 et 78 μ m et de tailles de grains de 0,085 à 3,5mm en moyenne. Des pourcentages faibles caractérisent les grès du champ HI (9-11% pour LT1 bis et 10-13% pour LTNE1) et du champ SD pour des valeurs entre 11 et 13% (Figure VI.13). Dans le champ ODZ, des valeurs plus variables et parfois plus élevées sont présentes dans la paléozone à gaz (10-19%). Cependant, des valeurs entre 20 et 23% ont été observés dans les grès de l'unité IV.4 du puits ODZ4 en raison de la petite taille des grains et de la cimentation importante de quartz.

Ce paramètre permet d'apprécier l'influence de l'épaisseur des surcroissances dans des grès avec différentes tailles des grains détritiques (Figure VI.14). Les valeurs élevées sont le résultat soit d'importantes épaisseurs de surcroissance dans des grès fins (le cas de grès de

l'unité IV.4 du puits ODZ4), soit des tailles importantes des grains détritiques (le cas des grès de l'unité IV.4 du puits ODZ6 et du puits SD1). Ainsi, la différence des pourcentages indique que l'épaisseur des surcroissances de quartz n'est pas en corrélation avec la taille des grains alors que la corrélation entre ces deux paramètres a été observée dans d'autres études (Makowitz et Sibley, 2001). Par exemple, des surcroissances d'une épaisseur de $25\mu\text{m}$ en moyenne peuvent exister autour des petits grains ($150\mu\text{m}$) et moyens ($300\mu\text{m}$). Par conséquent, l'impact des surcroissances de quartz sur la taille et la connexion entre les pores n'est pas toujours le même, en raison des influences de l'épaisseur des auréoles de surcroissance et de la taille des grains détritiques.

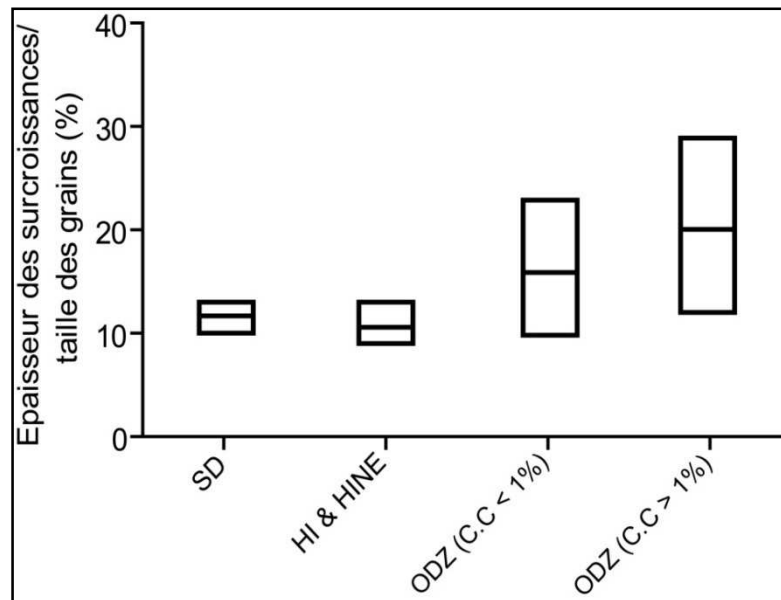


Figure VI.13: Variation de l'épaisseur des surcroissances/taille des grains (facteur d'épaisseur %) entre les champs de Debayate-Sud (SD), de Hassi Ilatou (HI) et de Oued Zine (ODZ).

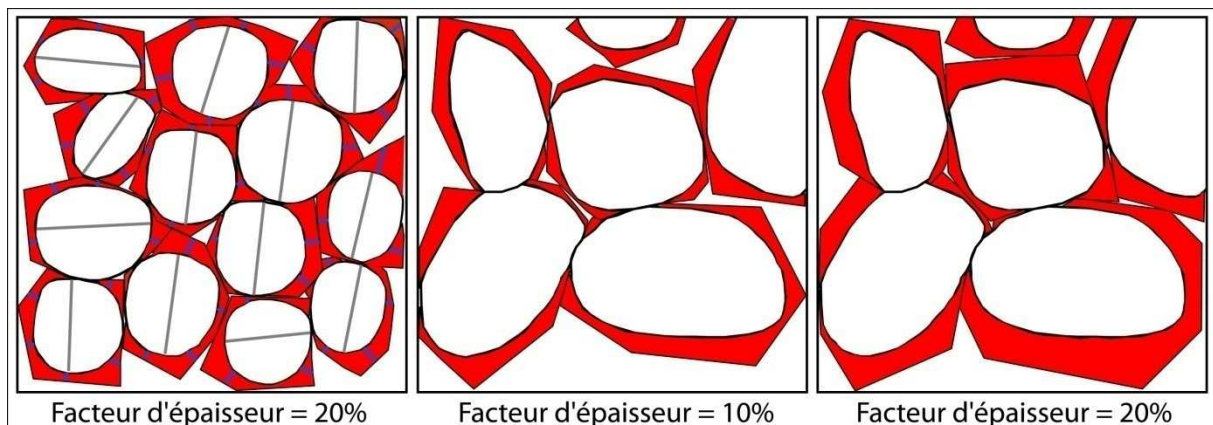


Figure VI.14 : Schéma illustrant différents pourcentages d'épaisseur des surcroissances de quartz par rapport à la taille des grains détritiques de quartz (%). Les traits bleus indiquent les épaisseurs de surcroissance et les traits gris indiquent les tailles de grains détritiques.

Champ (unité)	Qtz détr. (%)	Taille des grains (μm)	Tri	Présence de tapissage	Indice de compaction (I.C)	Volume de qtz dissous (%)	Ciment de qtz (%)
Champ HI	70-80	100-180	1,4-1,6	non	0,1-0,8	0,15-0,6	0,9-4,2
Champ LTNE	65-75	180-200	1,5-1,65	non	0,4-0,5	0,3-0,35	2,6-5,7
Champ ODZ (IV.4)	60-76	50-350	1,4-2	non	0,1-1	0,2-1	2,5-24
Champ ODZ (IV.3 sup.)	40-53	50-87	1,64	oui	0,85	0,5	2,8
Champ ODZ (IV.3 inf.)	60-90	80-330	1,5-2,1	oui	0,2-8,5	0,1-13,2	1,6-19,4
Champ ODZ (IV.1 et II)	57-91	68-212	1,64-2	oui	0,6-4,5	0,9-10	4,1-22,5
Champ BD	60-85	115-180	1,42-1,79	rare	0,7-1,2	0,8-1,4	4-11,2
Champ Ak	70-80	106-145	1,3-1,42	non	0,5-0,7	0,1-0,15	3,2-3,9
Champ SD	75-80	160-312	1,35-1,4	non	0,3-0,4	0,15-0,2	4,9-7,3

Tableau VI.1 : Granulométrie, volume de quartz dissous et ciment de quartz dans les grès des bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud. I.C = $[N \text{ de contact ponctuel} + (N \text{ de contact long} \times 2) + (N \text{ de concavo-convexe} \times 3) + (N \text{ de suture} \times 4)] / N \text{ de côtés libres de grains}$. Coefficient de tri (S_o) = $\sqrt{(Q_3/Q_1)}$.

1.3.3. Contrôles sur le volume de ciment de quartz et sur les caractéristiques des surcroissances

Dans les grès étudiés un des facteurs qui contrôlent son volume est le volume intergranulaire initial. Une corrélation entre ces deux paramètres a été déjà relevée dans les grès du champ ODZ (Tournier et al. 2010). Le volume de ciment de quartz a tendance à diminuer lorsque le volume de quartz dissous augmente en raison de la réduction de l'espace intergranulaire disponible lors de la compaction mécanique et/ou chimique. Le nombre des bords libres des grains contrôle le pourcentage de silicification des grains. Le volume du ciment de quartz montre une tendance à augmenter avec la taille des grains détritiques dans une grande partie des grès étudiés (Figure VI.15A). De plus, la comparaison d'épaisseur de surcroissances avec la taille moyenne des grains détritiques pour chaque échantillon révèle une corrélation légère entre ces deux paramètres (Figure VI.14). La différence entre cette étude et la corrélation présente dans l'étude de Makowitz et Sibley (2001) s'explique par le fait que le volume intergranulaire et la largeur des pores, étant liés à la taille des grains détritiques dans des faciès peu compactés, ne représentent que l'espace nécessaire dans lequel le ciment de quartz précipite quand les conditions physico-chimiques sont disponibles. Par conséquent, plus ces conditions durent, plus le ciment de quartz continuera à précipiter. Cela peut expliquer le volume important de ciment de quartz dans certains grès du champ ODZ

malgré la taille fine des grains détritiques, et également dans les grès fortement compactés dans la partie inférieure du réservoir du champ ODZ.

Ainsi, l'épaisseur des surcroissances de quartz par rapport à la taille des grains détritiques est contrôlé par le volume de ciment de quartz. Néanmoins, cette relation existe uniquement quand le volume de ciment de quartz est supérieur à 15% (Figure VI.15 B et C), alors que quand le volume de ciment de quartz est inférieur à 15%, l'épaisseur des surcroissances par rapport à la taille des grains est indépendante du volume de ciment, ce qui est le cas de la majorité des grès étudiés. Dans ces grès, l'épaisseur des surcroissances de quartz a tendance à augmenter avec la taille des grains détritiques (Figure VI.15 B et C).

Une variation importante du volume de ciment de quartz est généralement liée à la surface de substrat détritique (Walderhaug, 2000 ; Walderhaug et al., 2000). La surface des grains détritiques, elle-même est fonction de la taille des grains détritiques, du tapissage en argiles, et du volume de la fraction détritique de quartz (Walderhaug et al., 2004). Ainsi, le volume de ciment de quartz peut être en corrélation avec la taille des grains détritiques de quartz en absence de tapissage (Houseknecht 1987). Néanmoins, une corrélation inverse entre la taille des grains et le volume de ciment de quartz est également possible (Canals et Meunier, 1995 ; Demars, 1994 ; Kim et Lee, 2004) étant donné que des grains fins correspondent à des surfaces du substrat plus importantes et que la précipitation de quartz est plus rapide autour les grains fins (Lander et al., 2008). Dans tous les cas, le pourcentage de silicification des grains dans les grès étudiés est fonction de la surface disponible (Figure VI.16). De plus, Molenaar et al. (2007) ont montré que les zones de surcroissance les plus épaisses ont eu lieu autour de grains arrondis monocristallins en raison également de la précipitation rapide. En revanche, une corrélation forte entre l'épaisseur de surcroissances et la taille des grains détritiques a été montrée auparavant (Makowitz et Sibley, 2001).

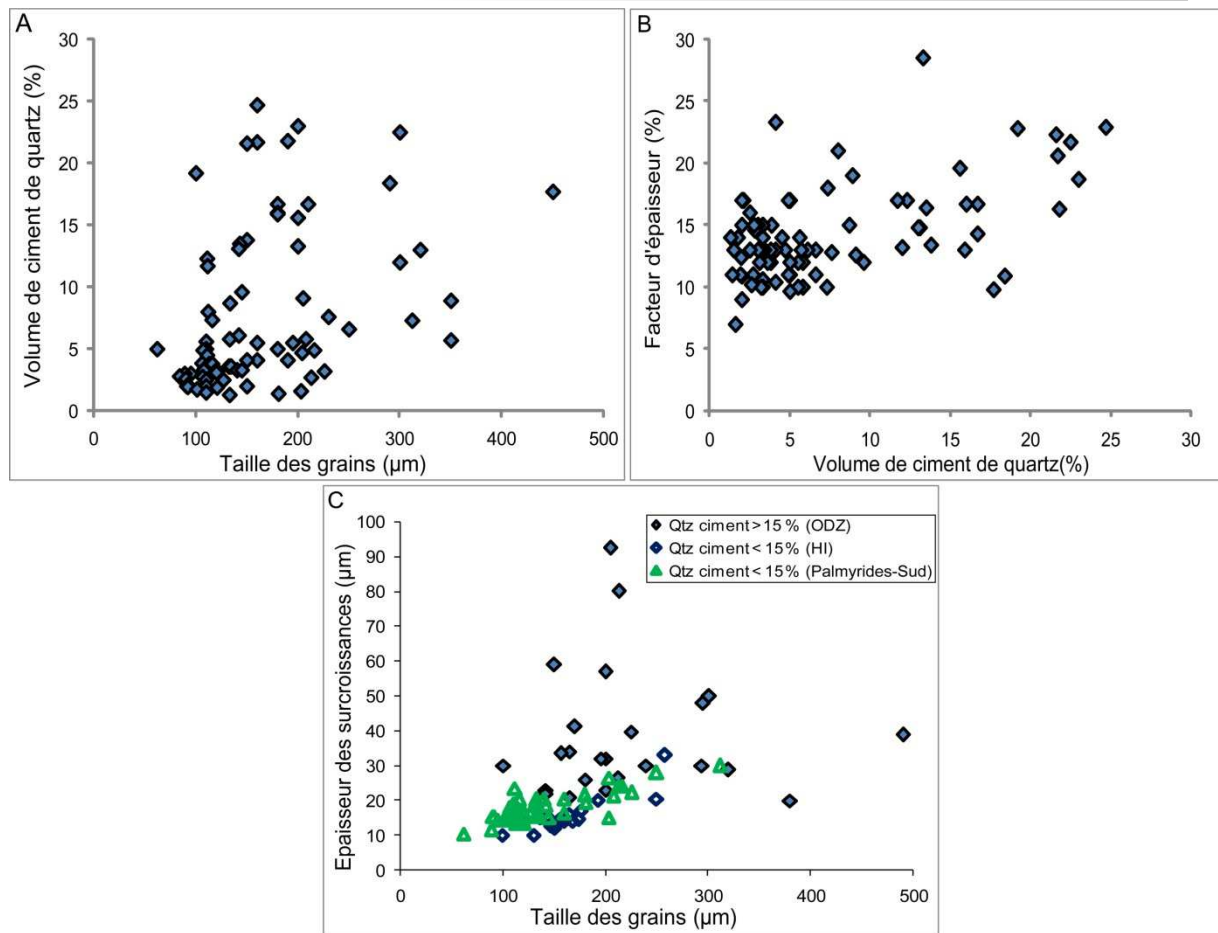


Figure VI.15: Contrôles sur le ciment de quartz. A) Ciment de quartz (%) vs. taille des grains. B) Facteur d'épaisseur (%) vs. ciment de quartz (%). C) Épaisseur des surcroissances de quartz vs. taille des grains. La taille des grains montre une influence légère sur le volume de ciment de quartz et l'épaisseur des auréoles de surcroissance. L'épaisseur des surcroissances augmente avec le ciment de quartz (%).

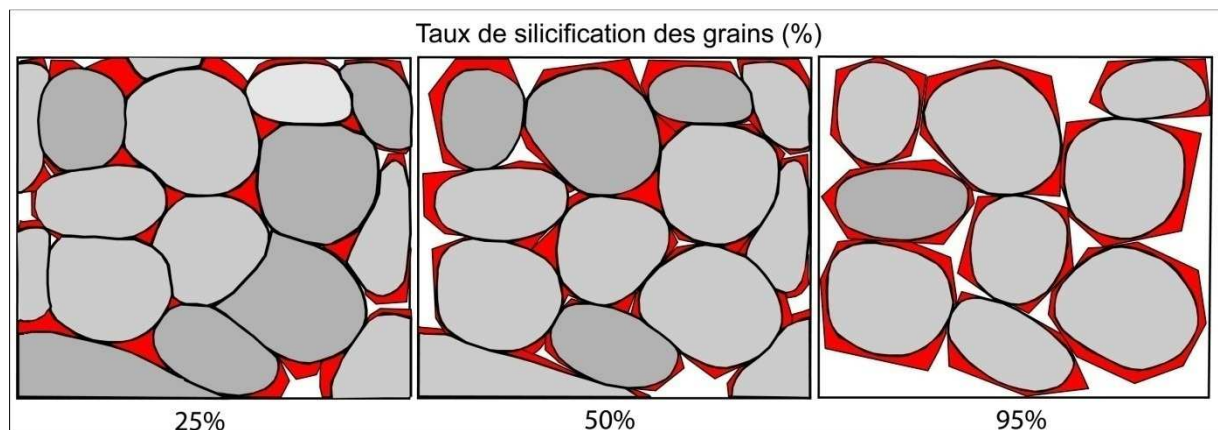


Figure VI.16: Pourcentage de silicification des grains en fonction de la surface disponible des grès.

1.4. Caractéristiques des pores

1.4.1. La densité des pores (nombre des pores/ grains)

La densité des pores reflète leur distribution dans l'architecture granulaire et donc leur connexion. Généralement, elle est présentée comme le nombre de pores par une unité de surface (Ehrlich et al., 1991a). Cependant, ce nombre ne représente vraiment la connexion entre les pores dans des grès dont la taille des grains est différente en considérant une histoire diagénétique similaire. Pour cela, le nombre des pores par rapport au nombre de grains détritiques de quartz a été quantifié pour chaque échantillon. Ce rapport permet d'estimer le nombre de pores présents autour de chaque grain ainsi que la possibilité de la connectivité, la continuité, ou l'isolement entre les pores. Il met en relation l'influence de la taille des grains détritiques de quartz, du ciment de quartz et de la compaction sur la distribution spatiale de pores et ainsi sur la perméabilité.

Ce rapport a été calculé à partir de 4 images capturées en cathodoluminescence afin de bien distinguer les grains détritiques, ce qui n'est pas toujours accessible sur les images en lumière naturelle ou au MEB en électrons rétrodiffusés. Les pores de dissolution des feldspaths n'ont pas été pris en compte lors de la quantification des caractéristiques des pores en raison de leur présence souvent comme des pores isolés. Donc, leur impact limité sur la connexion des pores et leur influence faible sur la perméabilité sont faibles (James, 1995).

Les valeurs du rapport varient entre 0,2 et 1 (Figure VI.11). Les rapports faibles correspondent au cas de grès bien compactés (le cas des grès dans la partie inférieure du réservoir du champ ODZ), où la dissolution de quartz intergranulaire et le ciment de quartz en remplissage de pores causent parfois une occlusion de la totalité des pores intergranulaires, et les pores se retrouvent donc isolés. De plus, des rapports faibles sont également observés dans les grès de l'unité IV.4 du puits ODZ4, ce qui est lié aux pourcentages importants d'épaisseur de surcroissance par rapport à la taille des grains. Cela cause une occlusion de la porosité résiduelle ainsi qu'un isolement des petits pores résiduels. Dans le cas contraire, des grès peu compactés et cimentés par des auréoles minces de surcroissances montrent des valeurs faibles du rapport (N des pores/ N des grains), mais cette fois-ci, la continuité du même pore autour d'un grain voire entre plusieurs grains diminuera le rapport malgré la connectivité importante entre les pores. Alors que le rapport égal à 1 correspond au cas où le nombre des pores est égal au nombre des grains, ce qui est le cas de grès peu compactés et cimentés par des

auréoles de surcroissance développées et présentant des contacts ponctuel entre elles. Dans ce cas, chaque grain est entouré par 4 ou 5 pores (en 2D). Un résumé des caractéristiques des pores est présent dans le tableau VI.2.

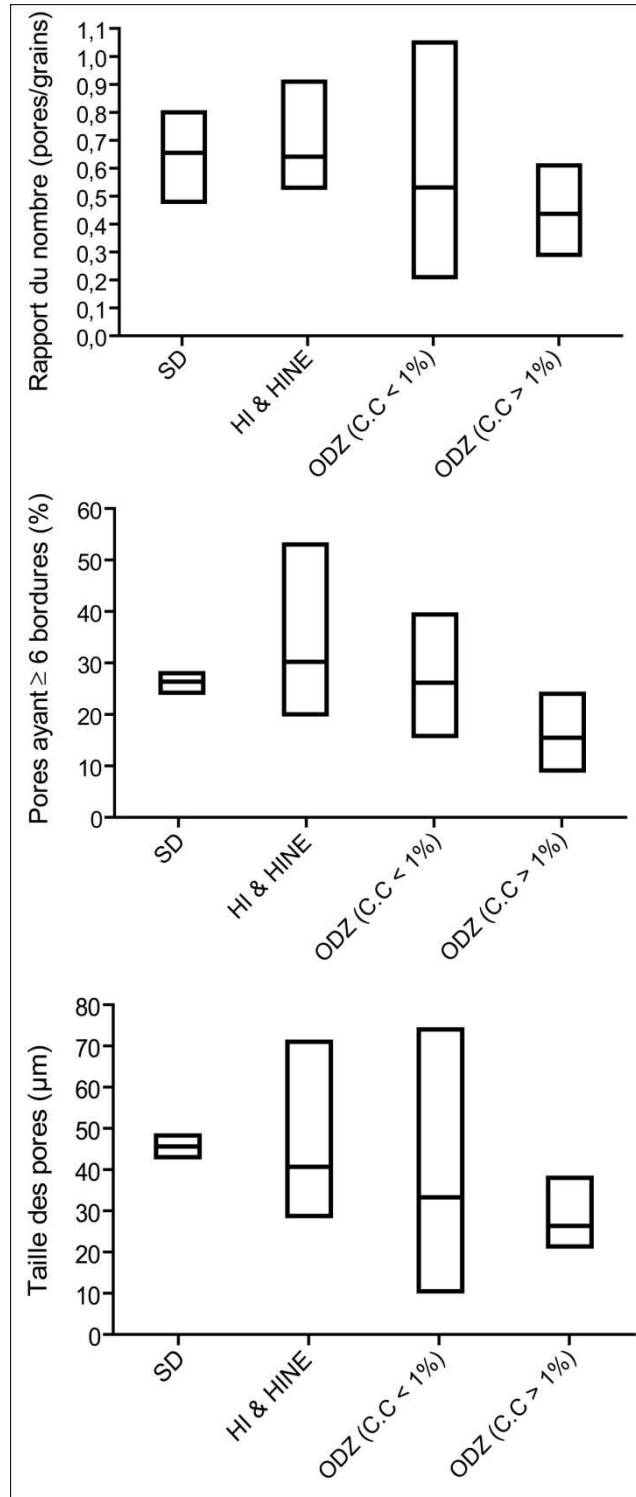


Figure VI.17 : Caractéristiques des pores des grès étudiés présentés selon les champs : densité des pores (rapport du nombre de pores sur le nombre de grains) ; forme des pores (pourcentage des pores ayant plus de 6 bordures en 2D) ; taille des pores (en moyenne).

- Contrôles sur le nombre de pores

Le nombre de pores présents dans l'architecture granulaire est influencé par la cimentation de quartz et la compaction. Le rapport de nombre de pores au nombre des grains se divise en quatre groupes dépendant de la compaction, du pourcentage de silicification des grains et de l'épaisseur des surcroissances de quartz par rapport à taille des grains détritiques.

En effet, le rapport pores/grains est faible ($<0,6$) dans les grès compactés ($I.C >1$) (Figure VI.18). De plus, en considérant que chaque pore a été distingué par ses bordures avec les grains, le nombre de pores montre alors des rapports faibles ($<0,6$) avec le nombre des grains dans des grès peu compactés et largement cimentés par des surcroissances fines (l'épaisseur des surcroissances par rapport à la taille des grains est $<20\%$) (Figure VI.18). Les pores représentent cependant dans ce type de grès un système poreux ouvert et continue entre les grains. Dans ce cas, ce n'est pas le nombre des pores qui peut être corrélé aux valeurs de la perméabilité, mais la forme de pores. De façon similaire à l'influence de la compaction, l'occurrence des auréoles épaisses de surcroissances largement distribuées, ou non, conduit également à la baisse du nombre de pores entre les grains, et la porosité est présente dans ce cas sous forme de petits pores isolés. Au contraire, les surcroissances minces autour des grains détritiques peu compactés permettent de conserver de pores assez nombreux et connectés. Éventuellement, le rapport de nombre pores/grains peut atteindre 1 ou plus en raison du développement de surcroissances de quartz.

La comparaison des rapports pores/grains avec le volume de ciment de quartz dans des grès compactés et peu compactés indique que dans les grès compactés ($I.C >1$) le rapport de nombre de pores au nombre des grains est indépendant du volume de ciment de quartz. Cependant, quand la compaction est faible et l'indice de la compaction est <1 , deux tendances sont possibles : une corrélation entre le rapport de nombre de pores au nombre des grains et le volume de ciment de quartz quand il est inférieur à 15%, et le rapport est inférieur à 0,5 quand le volume de ciment de quartz est supérieur à 15% en raison de la précipitation de quartz dans les pores intergranulaires fermant alors les petits pores. Ainsi, l'augmentation de pourcentage de l'épaisseur de surcroissances par rapport à la taille des grains dans des grès ayant le même pourcentage de silicification des grains résulte d'une diminution de nombre de bordures de

pores et de diamètre moyen des pores, ce dernier peut parfois conduire à une augmentation de rapport des tailles des seuils des pores/ pores.

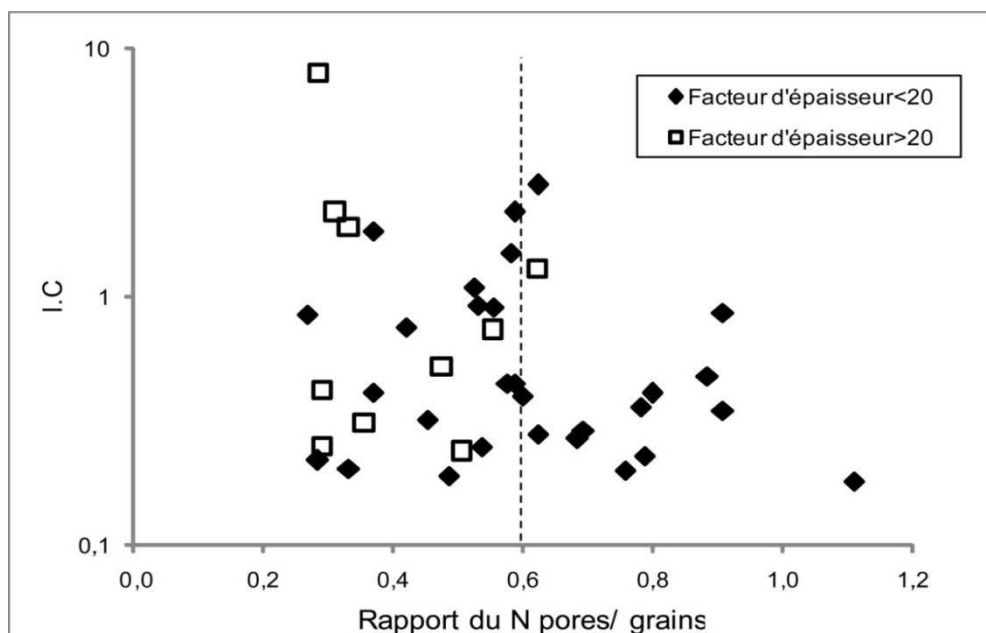


Figure VI.18: Indice de compaction vs. rapport du nombre des pores/ grains. L'abondance de pores autour de chaque grain est plus importante dans les grès non-compactés et quand le facteur d'épaisseur est inférieur à 20%. $I.C = [N \text{ de contact ponctuel} + (N \text{ de contact long} \times 2) + (N \text{ de concavo-convexe} \times 3) + (N \text{ de suture} \times 4)] / N \text{ de côtés libres de grains}$.

1.4.2. La forme des pores

L'observation de pores intergranulaires, d'après des images réalisées sur des lames minces, montre une variation de leur forme. Plusieurs classifications de pores ont déjà été proposées, selon leur forme (Ehrlich et al., 1991a), leur géométrie et leur taille (James, 1995). Ces classifications aident à reconstruire la distribution spatiale des pores et à mieux caractériser la connectivité ou l'isolement entre ces derniers. Cependant, les pores intergranulaires dans les grès de cette étude sont principalement localisés entre les surcroissances authigènes de quartz et ils ont souvent des sections (en 2D) polygonales variant entre de petits pores allongés avec 2 côtés, des triangles voire jusqu'à des polygones ayant plus de 10 bordures entre plusieurs grains.

Par conséquent, une quantification du nombre de bordures de chaque pore a été réalisée. Afin d'exprimer la variation de la forme des pores en une valeur, le pourcentage des pores ayant 6 côtés ou plus sur le nombre total de pores a été calculé pour chaque échantillon. Les

valeurs obtenues varient entre 9 et 53% (Figure VI.17). Les valeurs les plus faibles ($\leq 22\%$) correspondent à la prédominance de pores simples (avec 2-5 bordures), ce qui est le cas des grès compactés dans la zone à eau du réservoir du champ ODZ et des grès peu compactés de l'unité IV.4 du champ ODZ (puits ODZ4 et ODZ1), où l'épaisseur des surcroissances par rapport à la taille des grains détritiques est importante et les cristaux authigènes de quartz sont parfois peu développés. Par contre, des pourcentages importants ($>22\%$) de pores ayant 6 bordures et plus sont principalement observés dans les grès peu compactés où le pourcentage d'épaisseur des surcroissances par rapport à la taille des grains détritiques est faible ($<20\%$). Ces grès ont des grains grossiers et présentent des cristaux authigènes tronqués par des facettes additionnelles (s et x). Il s'agit des grès du champ SD, certains grès de la zone à gaz du champ ODZ (comme ceux du puits ODZ6), et les grès du champ HI (puits LT1bis et LTNE1). De ce fait, le pourcentage des pores ayant 6 bordures et plus est en corrélation inverse avec la compaction et avec le facteur de l'épaisseur des surcroissances.

- Contrôles sur la forme de pores

La présence des pores larges contenant plusieurs bordures (en 2D) est liée à la présence d'habitats de cristaux authigènes bien développés et contenant des faces additionnelles (s et x). Sans oublier que les pores polygonaux sont souvent assez larges et en association avec des tailles importantes des seuils des pores, et que les cristaux authigènes développés sont en association avec des surcroissances fines dans des faciès faiblement compactés. Donc, plus les auréoles de surcroissances sont abondantes autour des grains détritiques, plus la morphologie et la géométrie des pores sont contrôlées par les caractéristiques de surcroissances de quartz.

Le nombre de bordures des pores a tendance à diminuer avec l'augmentation de l'indice de la compaction (Figure VI.19). En effet, la présence des pores ayant ≥ 6 bordures est moins important ($<20\%$) quand l'indice de la compaction est supérieur à 1 et le facteur d'épaisseur de surcroissances de quartz est important ($>20\%$) (Figure VI.19 et 20).

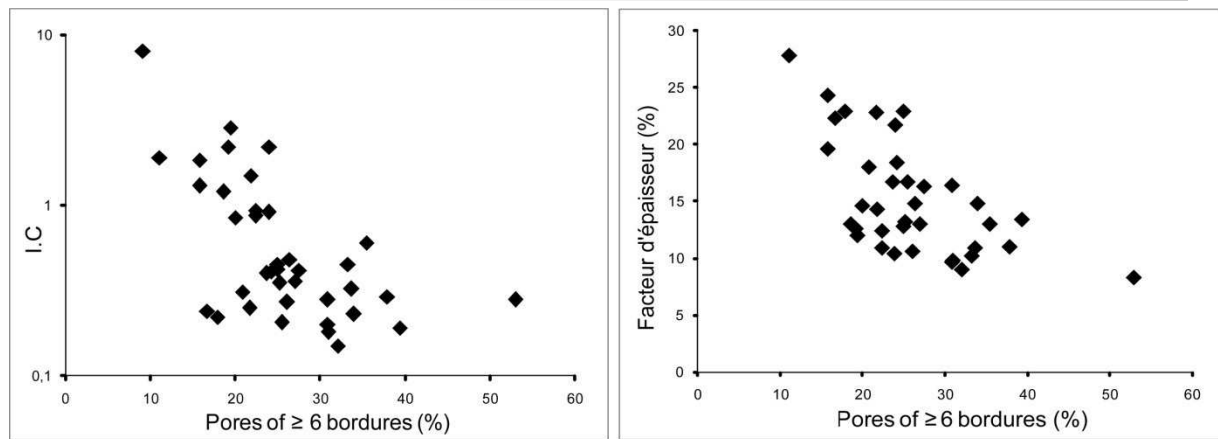


Figure VI.19: Pourcentage des pores ayant ≥ 6 bordures vs. indice de compaction (à gauche) et vs. facteur d'épaisseur (à droite). Une corrélation inverse existe entre le pourcentage des pores ayant ≥ 6 bordures et l'indice de compaction et le facteur d'épaisseur. $I.C = [N \text{ de contact ponctuel} + (N \text{ de contact long} \times 2) + (N \text{ de concavo-convexe} \times 3) + (N \text{ de suture} \times 4)] / N \text{ de côtés libres de grains}$.

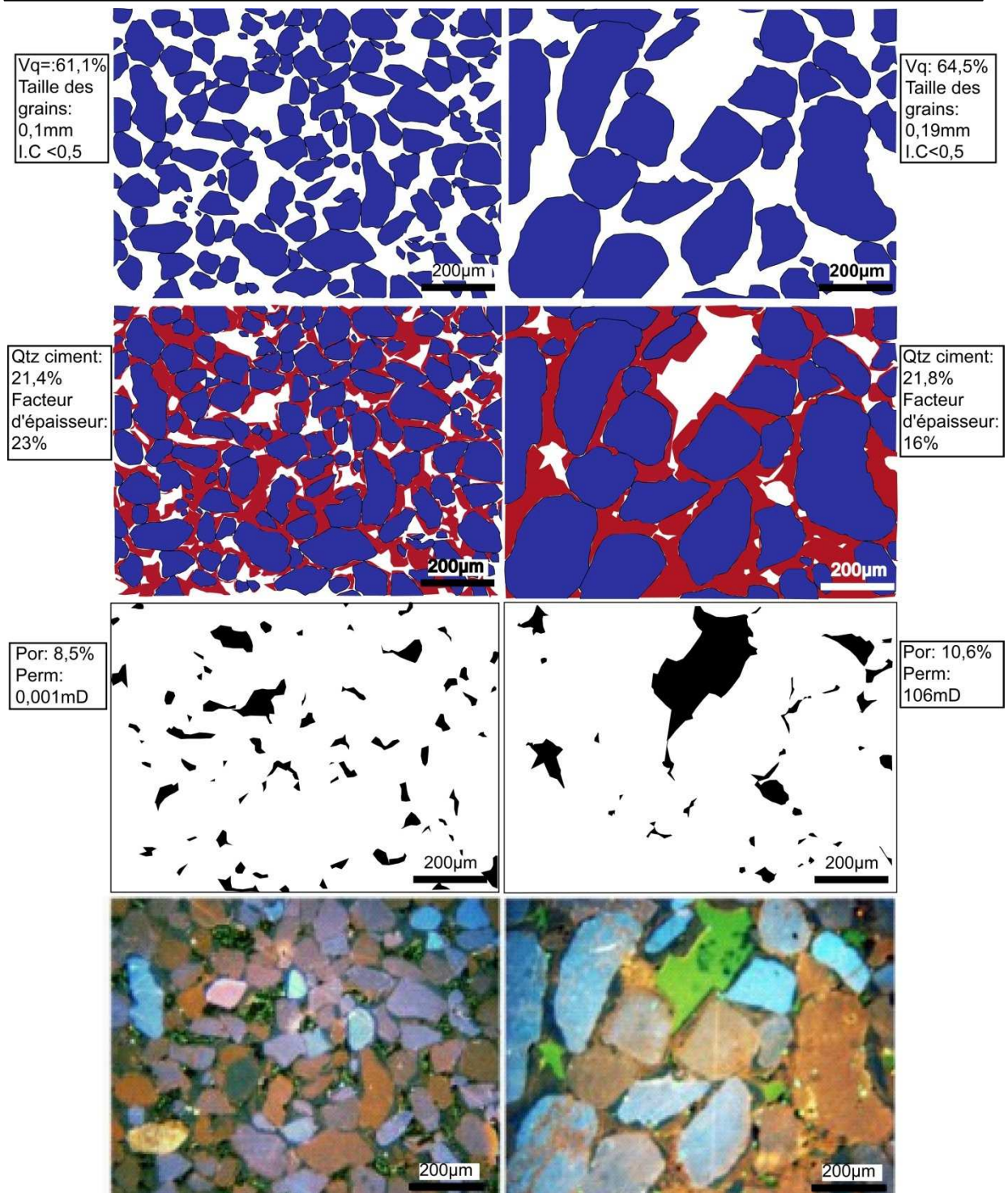


Figure VI.20 : Exemple de l'influence des caractéristiques des auréoles de surcroissance de quartz sur la géométrie et la connexion entre pores. Deux échantillons de grès dont les grains ont des tailles différentes : à droite, puits ODZ4 à 2065,9m (unité IV.4) et à gauche, puits ODZ6 à 2399m (unité IV.4).

1.4.3. La taille des pores

Il est fréquent que la taille des pores primaires dans les roches silicoclastiques soit contrôlée par la taille des grains détritiques. La perméabilité est donc dans ce cas liée à la texture des grains (Beard et Weyl, 1973 ; James, 1995). Cependant, différents processus diagénétiques peuvent changer cette relation en occupant partiellement ou totalement la porosité primaire et en modifiant ainsi la géométrie et la taille de pores. La largeur de pores résiduels intergranulaires a été quantifiée par l'analyse pétrographique des images prises en lumière naturelle et au MEB. La largeur de pores dans un échantillon a été calculée comme la moyenne de toutes les largeurs moyennes des pores mesurés dans 4 images par échantillon. La comparaison des moyennes de largeur des grès permet de comprendre l'influence de la compaction et de la cimentation de quartz sur la modification de pores intergranulaires dans des grès montrant différentes tailles des grains.

Les résultats montrent que les valeurs de la moyenne des largeurs des pores mesurées entre des auréoles de surcroissance varient entre 10,5 et 74 μm sur l'ensemble des grès étudiés (Figure VI.17). Dans le champ HI, la taille des pores est (30-71 μm) malgré les petites tailles des grains détritiques (environ 100 μm en moyenne). Des diamètres similaires (25-74 μm) sont également mesurés dans les grès moyens à mal triés à grains moyens (140-500 μm) dans la partie supérieure du réservoir du champ ODZ. À l'exception des grès à grains fins (100-160 μm) des puits ODZ1 et ODZ4, où des pores étroits (10-21 μm) sont le résultat du pourcentage important de l'épaisseur de surcroissances par rapport à la taille des grains. Dans la zone à eau du réservoir du champ ODZ, des pores isolés moyens (20-38 μm) sont mesurés dans les grès mal triés à grains fins et moyens (150-350 μm). Cependant, les grès bien triés à grains moyens, dans cette zone, (200-250 μm) ont des pores de diamètre moyen (43-46 μm).

1.4.4. La taille des seuils des pores

La présence d'étranglements entre les pores représente une connexion et une distribution spatiale continue de pores dans l'architecture granulaire de grès. La taille des seuils des pores influence la perméabilité car c'est le facteur contrôlant la possibilité de laisser passer les fluides dans le réseau poreux.

La taille de chaque classe des seuils des pores accessibles à chaque étape de l'injection de mercure a été calculée d'après l'équation de Washburn (1921) à partir de la pression appliquée: Taille de seuil = $0,736 \times \text{pression en MPa}$ (Figure VI.21).

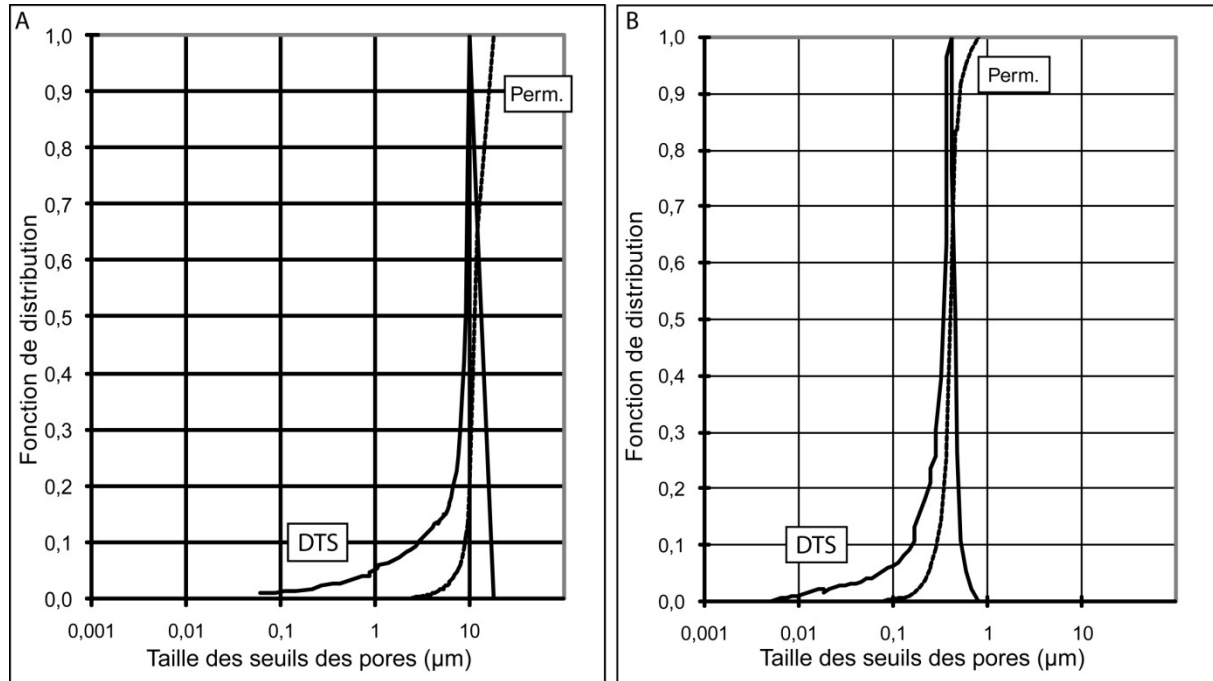


Figure VI.21: Courbes typiques de l'injection de mercure illustrant les tailles des seuils des pores avec les fonctions normalisées de leur distribution. (A) Puits LT1bis à 1509,25m, un diamètre de $10,04\mu\text{m}$ correspond aux seuils des pores dont la fonction de distribution est égale à 1. (B) Puits ODZ4 à 2064,05m, un diamètre de $0,4\mu\text{m}$ correspond aux seuils des pores dont la fonction de distribution est égale à 1. DST : distribution de tailles des seuils.

La taille des seuils des pores a été calculée pour 31 échantillons. La valeur moyenne de cette taille pour chaque échantillon a été considérée quand la fonction de la distribution des seuils est égale à 1. Les tailles sont alors entre $0,03$ et $19,8\mu\text{m}$.

Les perméabilités montrent une corrélation plus claire avec la valeur médiane des tailles des seuils des pores qu'avec les tailles maximales des seuils des pores (Figure VI.22). Comparer la taille des seuils des pores avec la taille des grains indique que la taille la plus importante des seuils ($>3,5\mu\text{m}$) est constatée dans les grès de faciès d'arénites quartzieuses même pour des grès à grains fins (Figure VI.23).

Le pourcentage de taille des seuils des pores par rapport à la taille des pores intergranulaires (%) a été calculé dans 19 échantillons. Il montre des valeurs comprises entre $0,03$ et 53% . De façon similaire aux autres paramètres de la porosité, les rapports faibles sont

présents dans des grès à grains fins, compactés ou pas, mais ayant des pourcentages d'épaisseur des surcroissances/ tailles des grains assez importants. Il s'agit d'un blocage et d'un isolement de pores comme dans le grès de l'unité IV.4 des puits ODZ1 et ODZ4. Au contraire, les rapports les plus importants sont corrélés à des tailles importantes des grains détritiques dans des grès peu compactés et contenant des pourcentages faibles d'épaisseur de surcroissances par rapport à la taille des grains, exactement comme le cas des grès de l'unité IV.4 du puits ODZ6.

La variation de la taille des seuils des pores a été étudiée en fonction des processus diagenétiques ayant lieu dans les grès uniquement dans 7 échantillons.

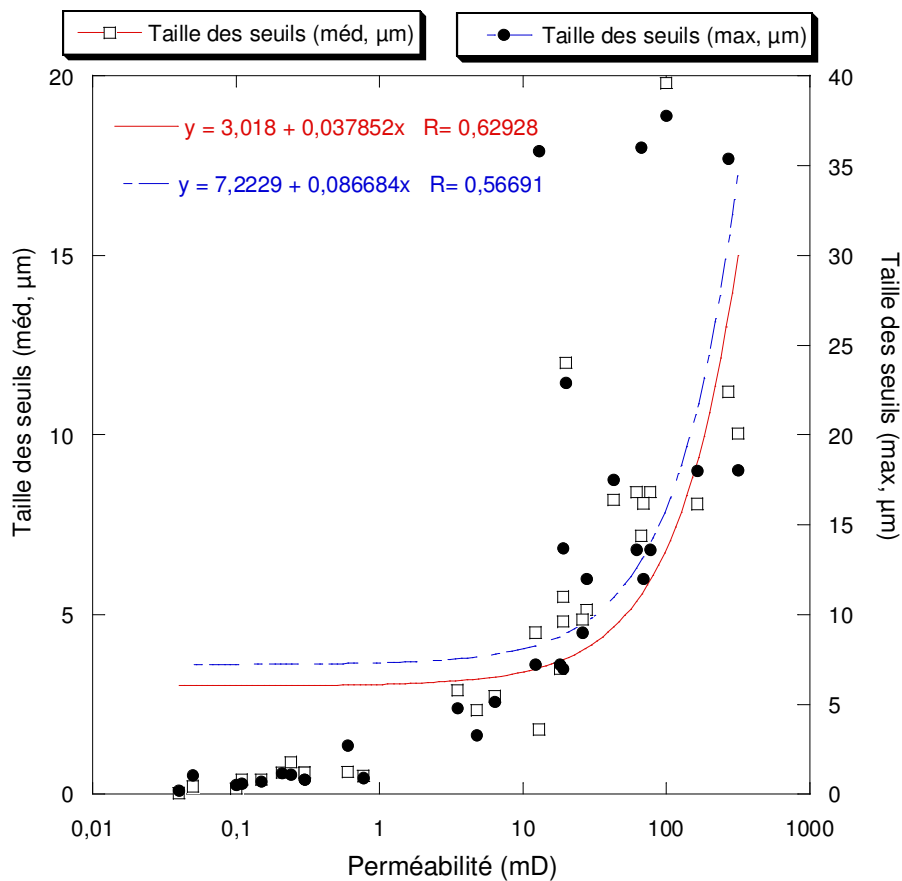


Figure VI.22: Perméabilité vs. seuil de pores (maximum et médiane). La perméabilité montre une corrélation plus forte avec la valeur médiane qu'avec la valeur maximale de tailles des seuils.

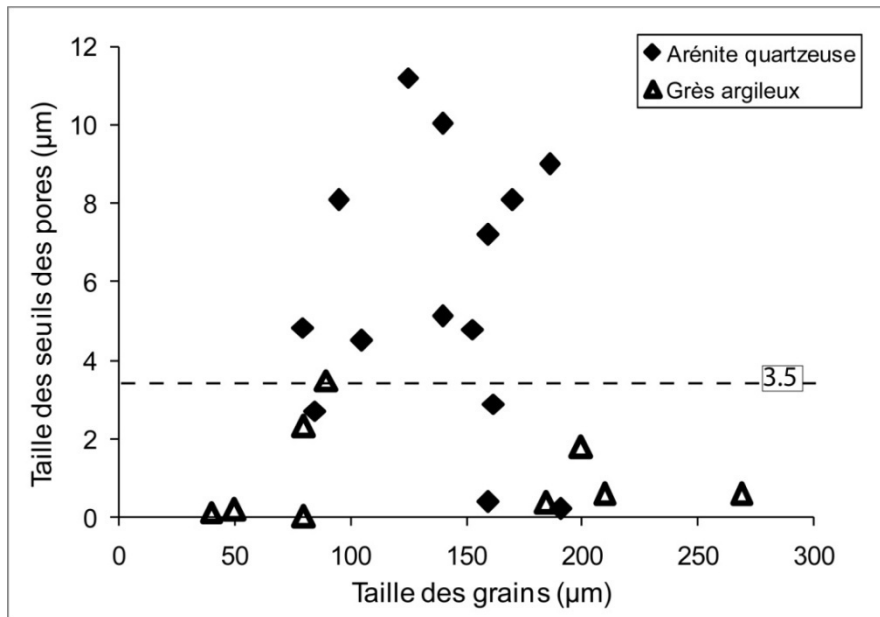


Figure VI.23: Taille des seuils de pores vs. taille des grains des grès différenciés selon le facies. La taille des seuils la plus importante est liée aux arénites quartzesuses.

Champ	Perméabilité (mD)	Porosité (%)	Nombre pores/ grains (%)	Pores ayant ≥ 6 bordures (%)	Taille des pores (μm)	Taille des seuils (μm)
Champ HI	3,8-1607	1,4-1,6	0,27-0,69	22,4-53	28,8-44,2	2,7-11,2
Champ HINE	109-167	1,5-1,65	0,53-0,91	24-35,5	29,6-46	7-8
Champ ODZ	0,1-889	1,4-2	0,2-1,05	23,7-39,4	25,6-74	2,9-19,8
(paléozone à gaz) *	0,01-0,15	3-9	0,29-0,58	9-25	10,5-29	0,4-0,6
Champ ODZ (paléozone à eau)	0,01-0,15	1,64	2,8	9-19,4	20-38	0,4-0,6
Champ SD	50-358	1,35-1,4	4,9-7,3	24-27	43-45,6	—

Tableau VI.2 : Caractéristiques des pores des grès différenciés selon les champs : Hassi Ilatou (LT1bis), Hassi Ilatou NE (LTNE1), Oued Zine (ODZ) et Debayate-Sud (SD). (*) : Les grès localisés à la base du paléozone de gaz.

- Contrôles sur la taille des seuils des pores

Des études précédentes ont montré que la taille des seuils des pores est contrôlée directement par la taille des grains (Beard et Weyl, 1973), ou par d'autres facteurs pétrographiques dans des grès ayant subis des histoires diagénétiques complexes (James, 1995).

Étant donné que la porosité est un paramètre de la capacité réservoir de la roche et la taille des seuils des pores est une indication de la perméabilité au flux des fluides, le comportement capillaire des roches est alors lié à la taille des seuils des pores et au rapport de

la taille des seuils à la taille de pores (%). Dans les grès, le rapport entre la taille de pore et la taille des seuils peut être constant, de l'ordre de 1:3 (Ehrlich et al., 1991a), et ce rapport montre une bonne corrélation avec la perméabilité. Néanmoins, les valeurs de ce rapport sont plus basses dans les grès de cette étude, il est $<1:5$. Bien que la taille des pores ait tendance à augmenter avec la taille des grains (Figure VI.24), la corrélation reste faible entre ces deux paramètres, ce qui est dû à des facteurs diagénétiques qui sont responsables de la modification des tailles de pores et des seuils de pores.

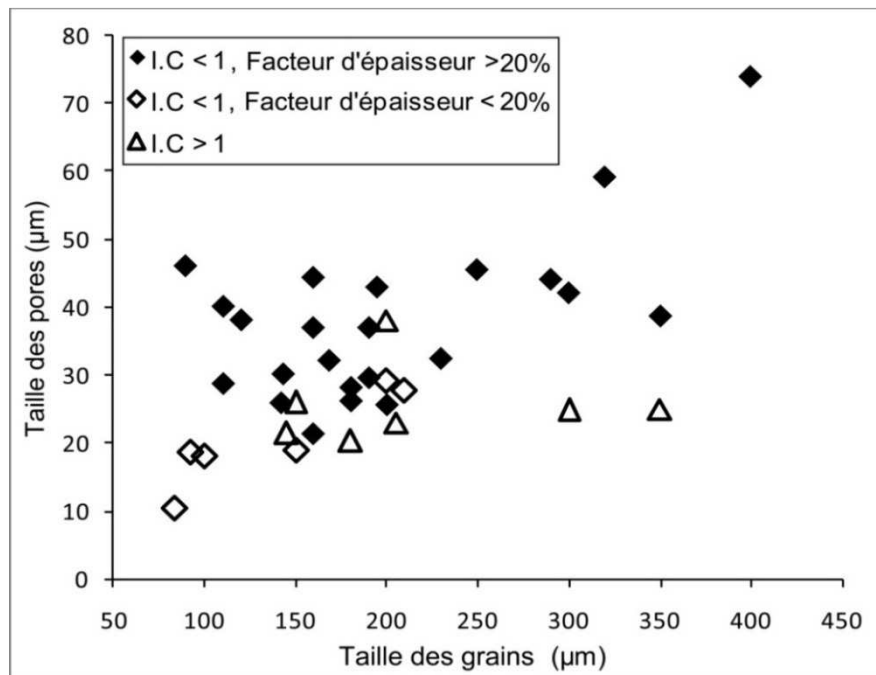


Figure VI.24 : Taille des grains vs. taille des pores des grès distingués par les valeurs de l'indice de compaction et le facteur d'épaisseur. La taille des pores est mieux contrôlée par l'indice de compaction et le facteur d'épaisseur que par la taille des grains.

Les largeurs moyennes de pores ont tendance à augmenter avec la taille des grains dans les grès étudiés (Figure VI.24). Cela est le résultat de la compaction mécanique, de la dissolution de quartz intergranulaire, et de la précipitation du ciment de quartz en surcroissance et en remplissage de pores qui modifie de façon importante les pores initiaux. De plus, il a été constaté préalablement dans cette étude que l'épaisseur des surcroissances et l'importance de la compaction ne sont pas forcément dépendantes de la taille des grains détritiques.

En effet, le rapport des tailles des seuils des pores/ pores a tendance à augmenter dans des grès peu compactés et cimentés par des minces surcroissances de quartz où les cristaux

authigène de quartz sont tronqués (Figure VI.25 et 26). Ce qui indique que la taille des seuils des pores est proche de la taille des pores résiduels. En revanche, le rapport tend à diminuer dans les grès compactés et cimentés souvent par de quartz en remplissage de pores, ce qui signifie une transition nette entre les tailles, petites, des seuils des pores et les tailles des pores. C'est également le cas de grès contenant des pourcentages élevés de l'épaisseur des surcroissances de quartz/ taille des grains détritiques où les cristaux authigènes de quartz montrent des contacts longs entre eux sans être tronqués (Figure VI.25 et 26).

Nelson (2009) a examiné la taille des étranglements entre les pores dans les grès et les schistes. Il conclut que le diamètre des étranglements dans des réservoirs gréseux conventionnel est généralement supérieure à $2\ \mu\text{m}$, alors que dans les réservoirs gréseux tights, et il varie de $0,03$ à $2\ \mu\text{m}$.

Les résultats de ce travail sont en accord avec cette étude et montrent des tailles de seuils jusqu'à $19,8\ \mu\text{m}$, avec des diamètres moyens de pores compris entre 17 et $74\ \mu\text{m}$ dans des grès peu compactés, mais cimentés par du quartz. Ces grès correspondent à des réservoirs conventionnels. En revanche, les réservoirs tights ont de faibles tailles des seuils des pores inférieures à $1\ \mu\text{m}$, qui sont le résultat de faciès compactés et également du volume important de ciment de quartz dans des grès à grains détritiques fins.

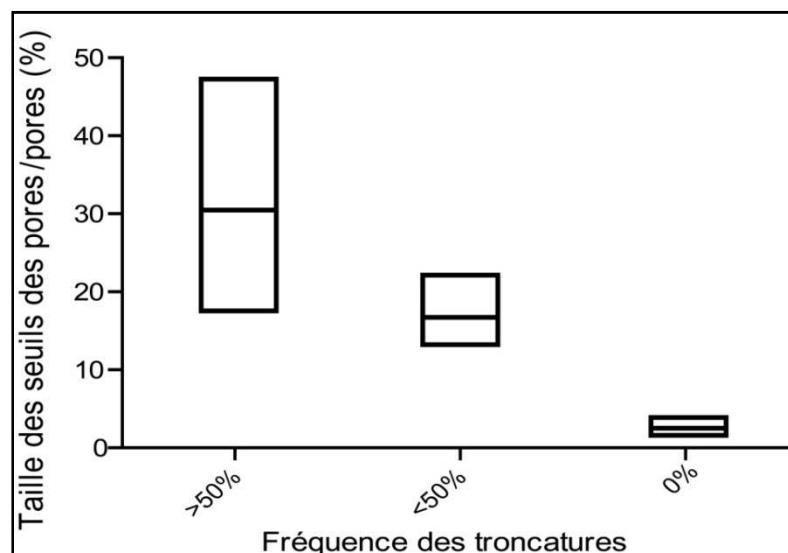


Figure VI.25: Pourcentage de tailles des seuils des pores/ pores vs. fréquence des troncatures. Les valeurs les plus élevées sont liées aux faciès où les cristaux de quartz authigènes sont les plus tronqués.

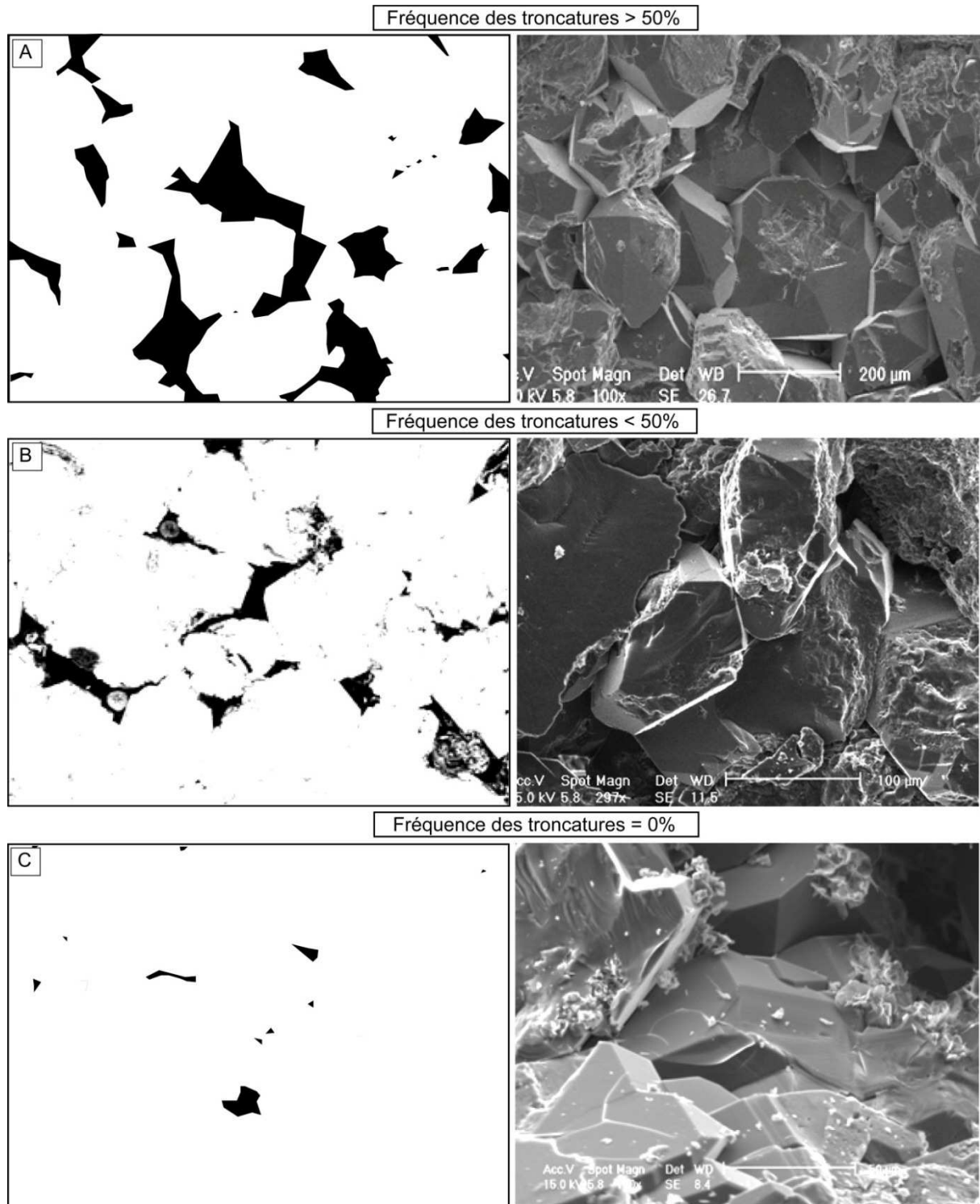


Figure VI.26: Évolution de la distribution et de la géométrie des pores avec le développement de l'habitus de ciment de quartz. La connexion et la continuité des pores augmentent avec la fréquence des tronçatures observées sur les cristaux de quartz. (A) Puits SD1 à 2535,8m, le pourcentage des pores ≥ 6 bordures est 27%, et la perméabilité est 357,8mD. (B) Puits ODZ1 à 2187m, le pourcentage des pores ≥ 6 bordures est 22,4%, et la perméabilité est 12,2mD. (C) Puits ODZ4 à 2180m, le pourcentage des pores ≥ 6 bordures est 21%, et la perméabilité est 0,01mD.

1.5. Influence de la géométrie et de la forme des pores sur la variation de la perméabilité

La perméabilité est faiblement corrélée avec la taille des grains détritiques dans l'ensemble des grès étudiés en raison de l'histoire diagénétique complexe qui modifie la géométrie et la distribution spatiale des pores (Figure VI.27). La taille des seuils de pores est corrélée avec la porosité, ainsi que le pourcentage de la taille des seuils des pores par rapport à la taille des pores qui montre une corrélation avec la porosité et la perméabilité (Figure VI.28 et 29). Une perméabilité moyenne à élevée ($>10\text{md}$) est liée à des seuils des pores de quelques microns (médiane $>2\mu\text{m}$), tandis que des porosités moyennes ($>10\%$) peuvent être accompagnées par des perméabilités faibles et élevées (Figure VI.30).

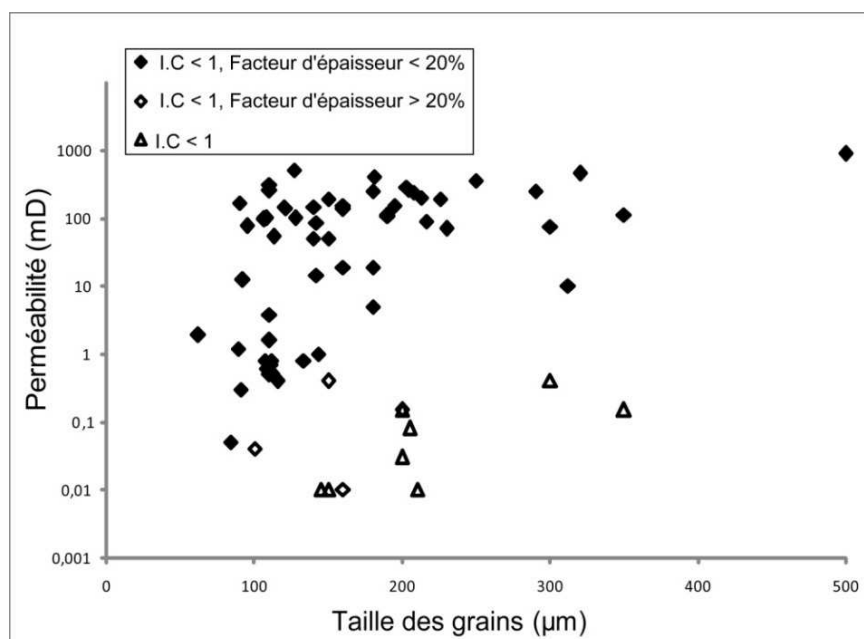


Figure VI.27: Perméabilité vs. taille des grains distinguées selon les paramètres diagénétiques responsables de la modification de perméabilités (indice de compaction et facteur d'épaisseur).

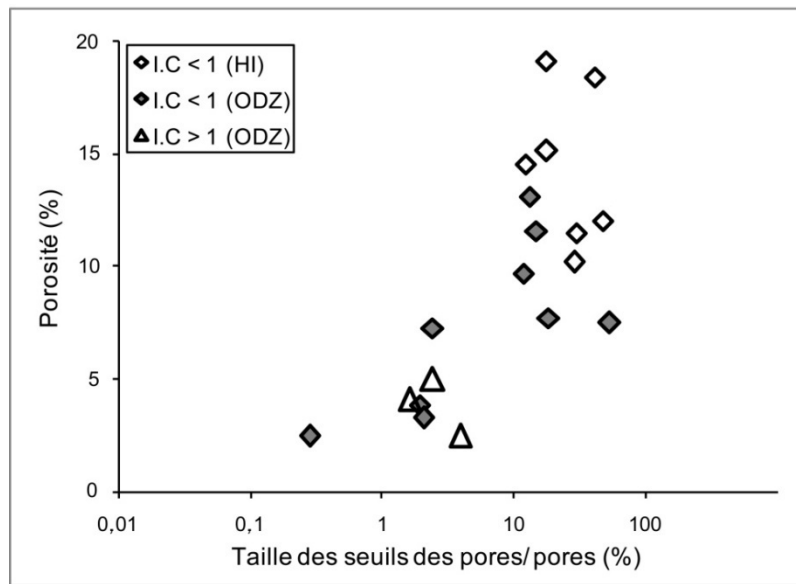


Figure VI.28: Porosité vs. pourcentage de tailles des seuils des pores/ pores.

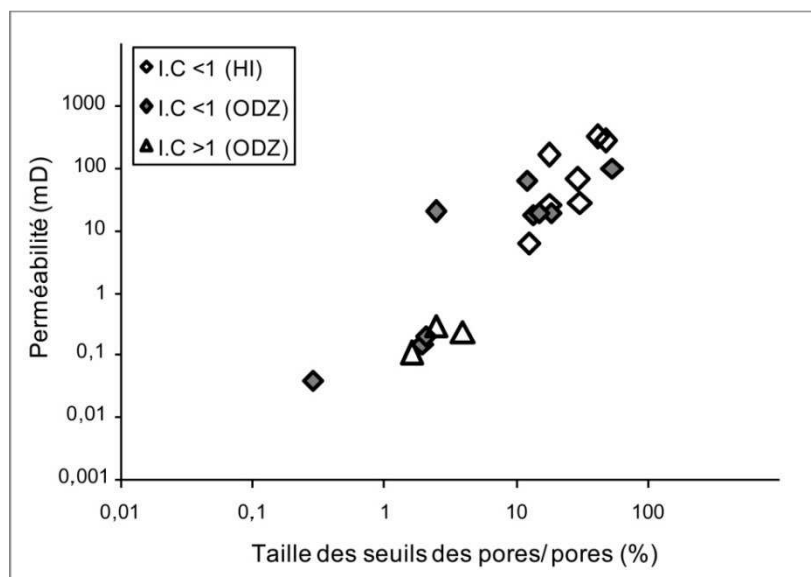


Figure VI.29: Perméabilité vs. pourcentage de tailles des seuils des pores/pores. Les tailles des seuils des pores sont plus importantes quand l'indice de compaction est inférieur à 1.

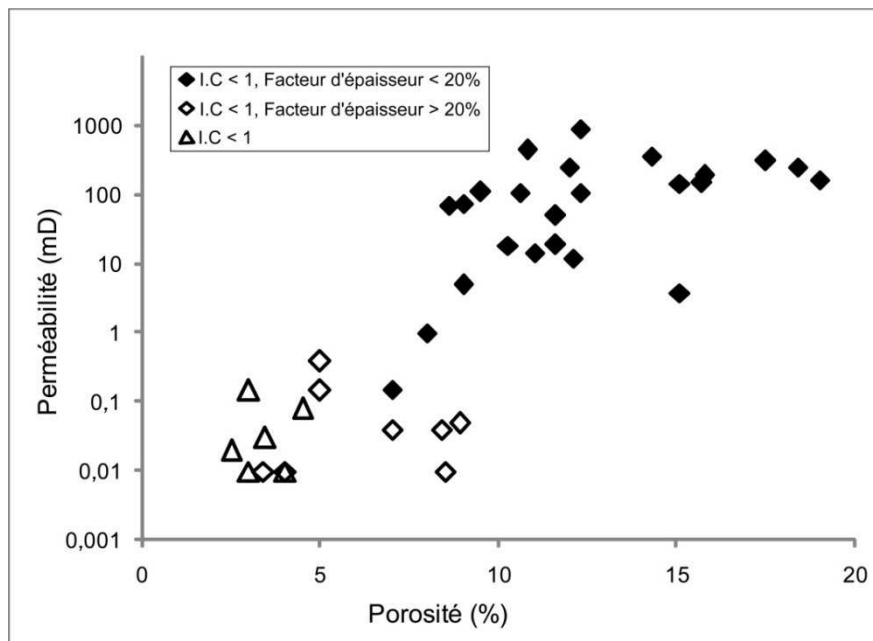


Figure VI.30: Perméabilité vs. porosité des grès selon l'indice de compaction et le facteur d'épaisseur. Les perméabilités supérieures à 1mD sont liées à des grès non-compactés où le facteur d'épaisseur est inférieur à 20%.

De plus, une bonne corrélation existe entre la perméabilité et le nombre des bordures des pores (Figure VI.31), en raison de la continuité de ce type des pores autour les grains et à travers l'architecture granulaire de grès, sans oublier que le nombre des cotés des pores en 3D est plus important que dans leur section en 2D. La continuité et la connexion entre les pores est favorisée par l'habitus de cristaux qui permet de laisser des passages entre les pores même quand la taille de pores subi une diminution considérable. Le rôle de rugosité de cristaux et des facettes additionnelles sur l'évolution de pores est représenté par :

- Diminution de la possibilité d'avoir des contacts longs entre les cristaux authigènes de quartz
- Conservation de la connectivité en quelque sorte étroite entre les pores même quand les surcroissances se développent largement dans les pores
- Amélioration du rapport de tailles des seuils des pores/ pores

Par conséquent, la formation de tronçures dans des cristaux bien développés permet de garder plus de pores polygonaux larges ayant des bordures de plus en plus nombreuses.

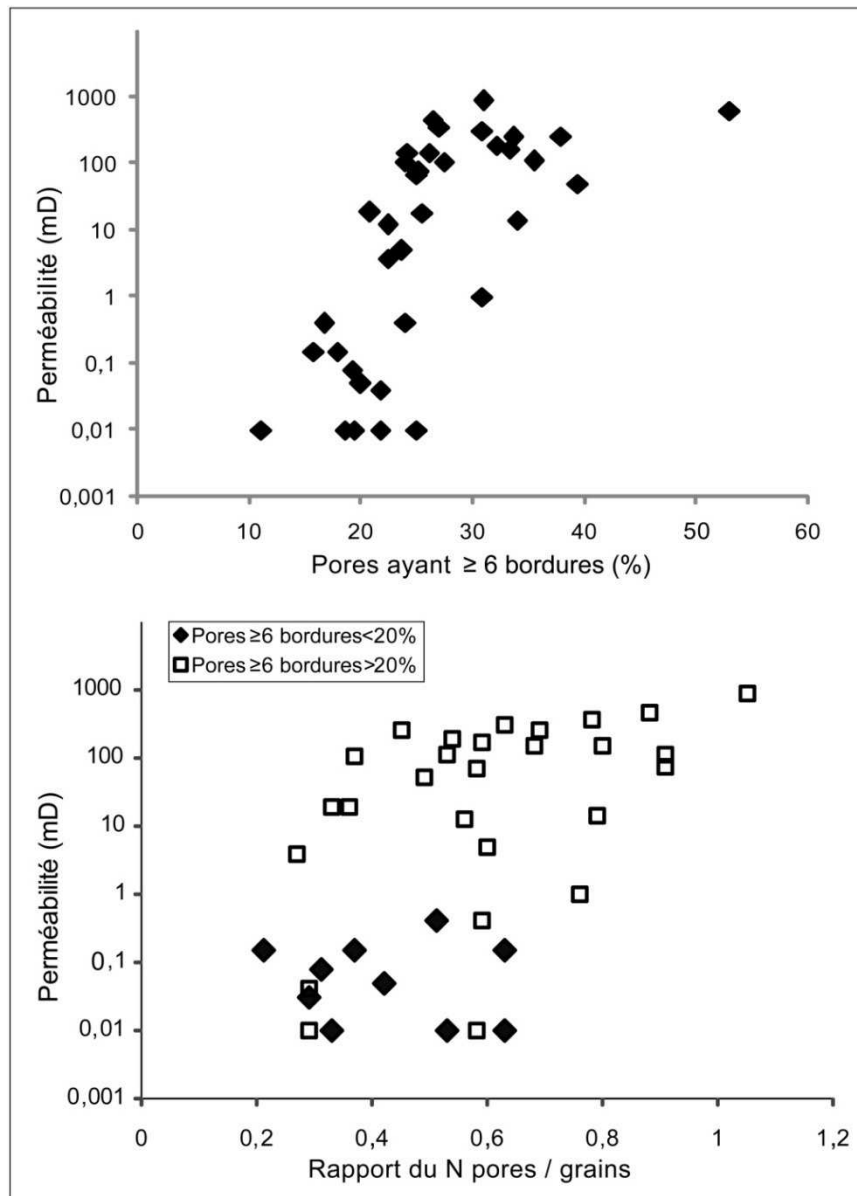


Figure VI.31: Perméabilité vs. pourcentage des pores ayant 6 bordures et plus (en haut) et vs. rapport de nombre de pores/ grains (en bas). La perméabilité est plus contrôlée par la forme des pores présentée par le nombre des bordures de pores, ce qui reflète la possibilité de la connexion entre les pores.

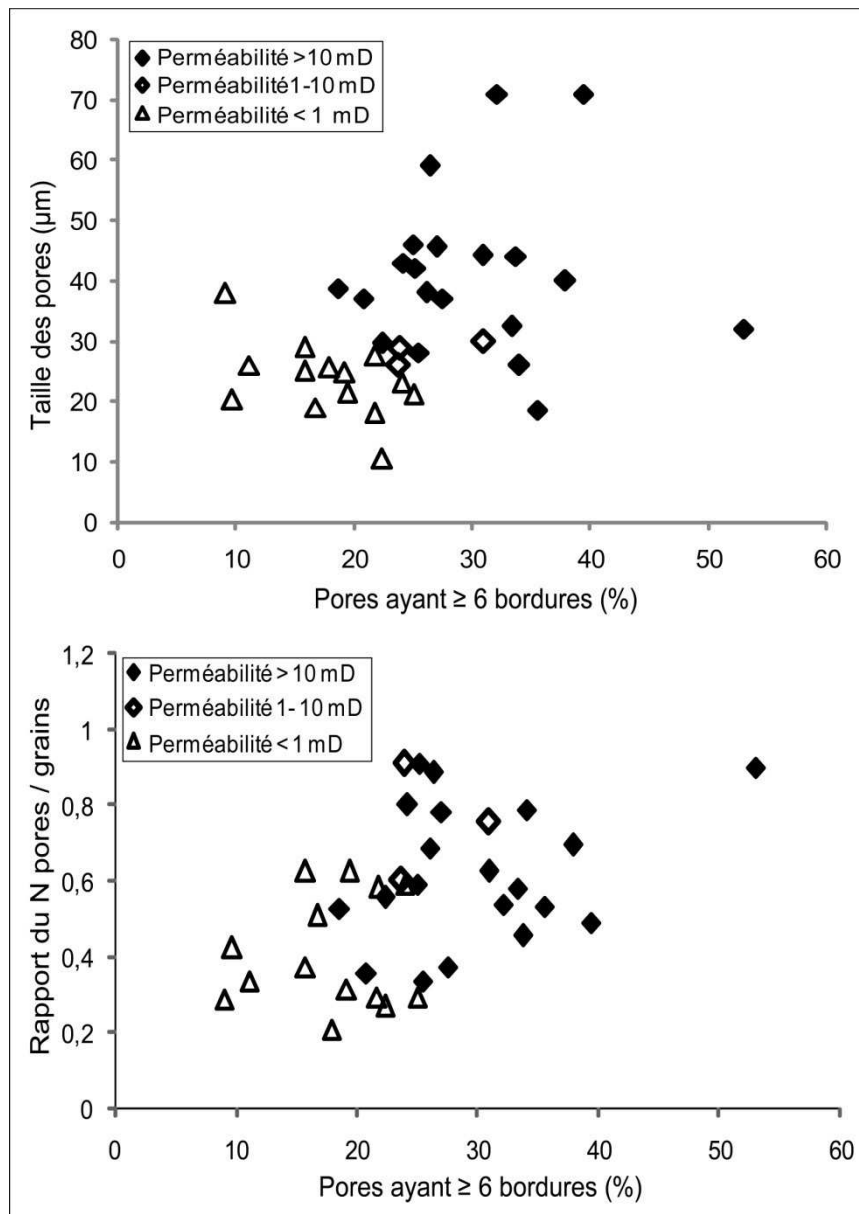


Figure VI.32: Pourcentage des pores ayant 6 bordures et plus vs. taille des pores (en haut) et vs. rapport de nombre de pores/ grains (en bas). Les points sont distingués selon la perméabilité ; les bonnes perméabilités sont liées à des pourcentages des pores ayant ≥ 6 bordures supérieurs à 20% et tailles des pores $> 30\mu\text{m}$.

Donc, la caractéristique des pores la plus influente sur la variation de la perméabilité est le pourcentage des pores ayant 6 bordures et plus, où la perméabilité supérieure à 1mD est fortement liée à la présence de $>20\%$ de pores ayant 6 bordures et plus (Figure VI.32). D'après les facteurs diagénétiques contrôlant les caractéristiques des pores, la compaction a l'impact le plus important sur la dégradation de la qualité réservoir. Dans les faciès peu compactés, le facteur d'épaisseur des surcroissances jeu un rôle important sur l'évolution des porosités et perméabilités (Figure VI.33).

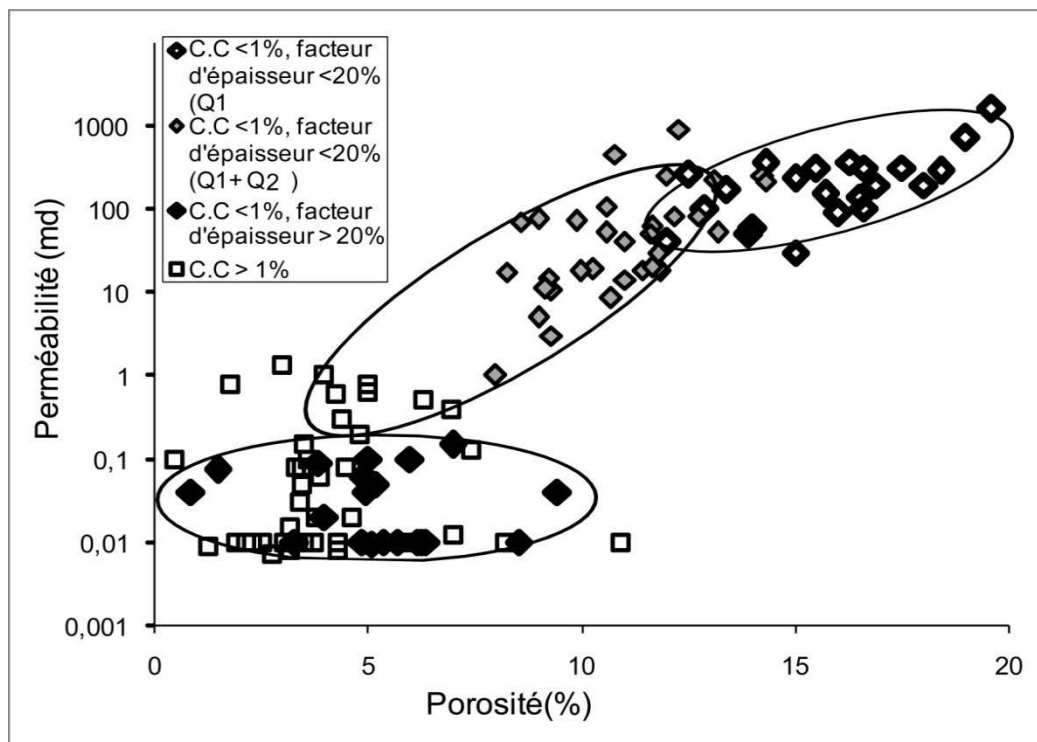


Figure VI.33: Perméabilité vs. porosité des grès des bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud. Les trois tendances vues dans la figure VI.1 sont expliquées par le volume de dissolution de quartz détritiques et par le facteur d'épaisseur.

1.6. Classification de la perméabilité selon les caractéristiques des pores

Un réservoir conventionnel montre généralement de perméabilités supérieures à 10mD et des porosités dépassant 15%. Étant donné que le gaz est plus mobile que l'huile et qu'il peut alors migrer via des pores plus petits, les réservoirs à gaz peuvent avoir des perméabilités moins importantes que celles des réservoirs à huile (Van der Meer, 2005). D'après les résultats précédents, la perméabilité est liée à la géométrie et à la distribution de pores plus qu'à la porosité. Dans les grès ayant les mêmes tailles des pores, l'augmentation du pourcentage des pores contenant ≥ 6 côtés améliorera la perméabilité (Figure VI.32).

Plusieurs classifications de porosité et perméabilité des réservoirs ont été proposées. Dans cette étude, la classification de la perméabilité d'après Djebbar et Donaldson (2012) a été prise en compte afin de mettre en corrélation la perméabilité avec les caractéristiques de

pores et de distinguer ensuite les paramètres sédimentaires et diagénétiques permettant de passer d'un réservoir tight à un réservoir conventionnel.

Les perméabilités des grès étudiés ont été classées dans 10 classes en fonction de trois facteurs : le rapport du nombre de pores/ grains, le pourcentage de pores polygonaux ayant 6 côtés et plus, et le diamètre moyen des pores. L'évolution de la perméabilité en fonction de ces trois facteurs est illustrée dans les figures VI.34 et 35. Les valeurs extrêmes de chaque paramètre ont une influence importante et déterminante sur la perméabilité. En général, les faibles perméabilités sont liées à des petits pores isolés de forme allongés ou triangulaires. Alors que les bonnes perméabilités correspondent à des pores nombreux, larges, et montrant plusieurs côtés.

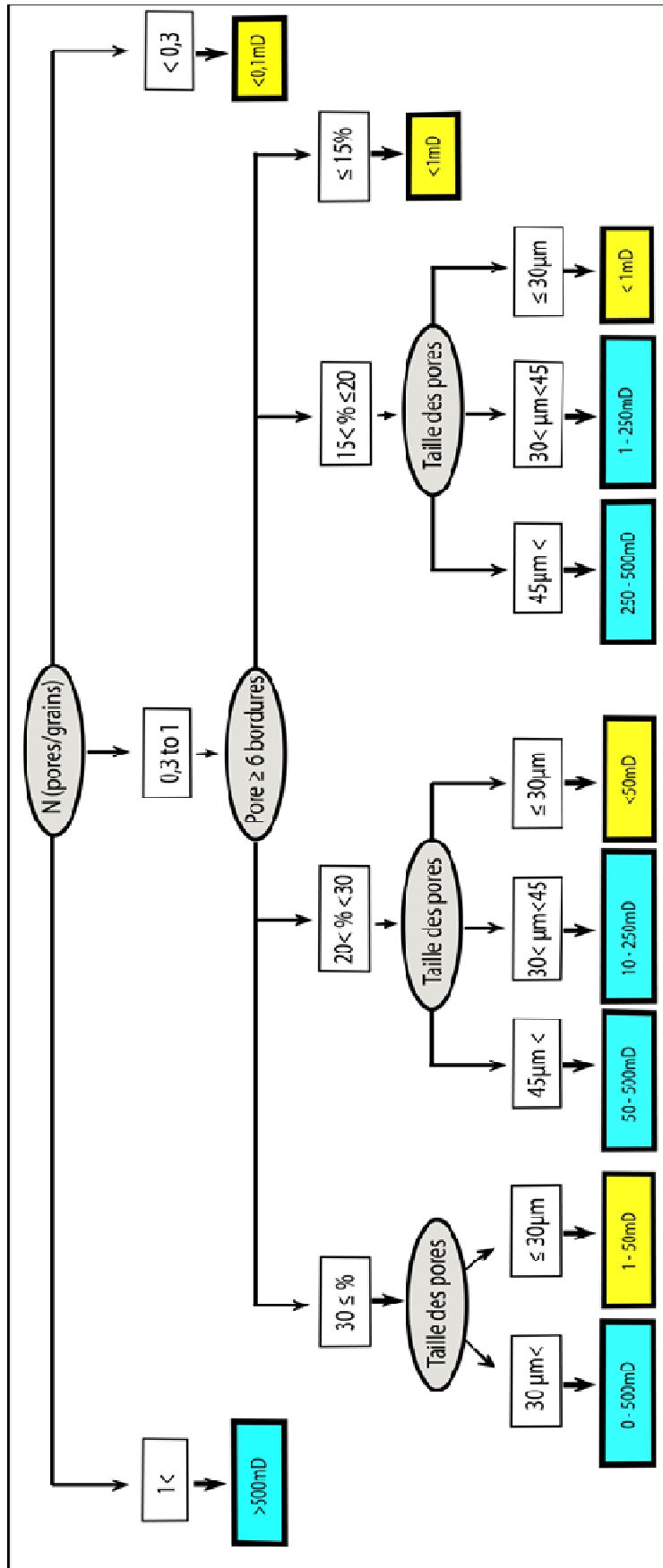
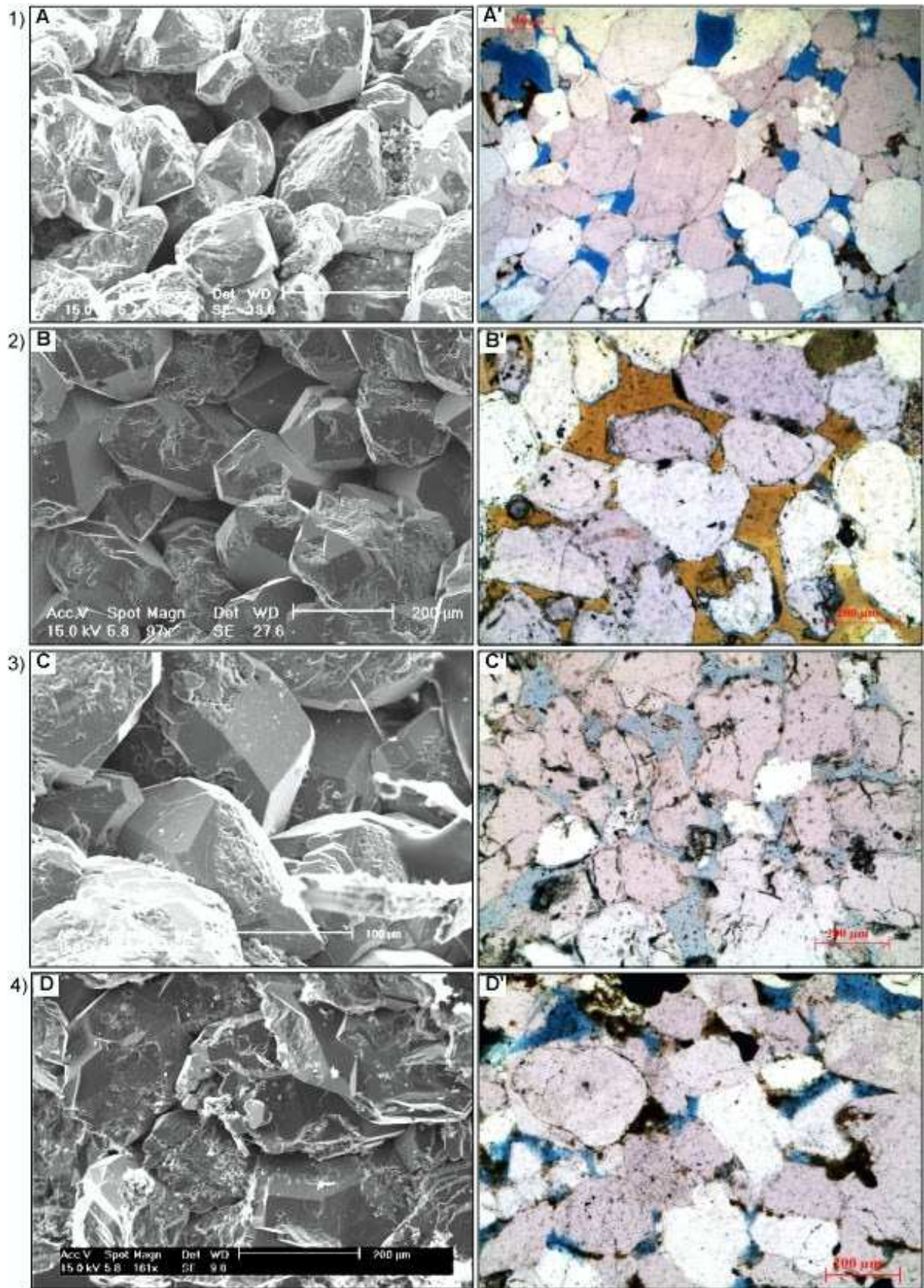
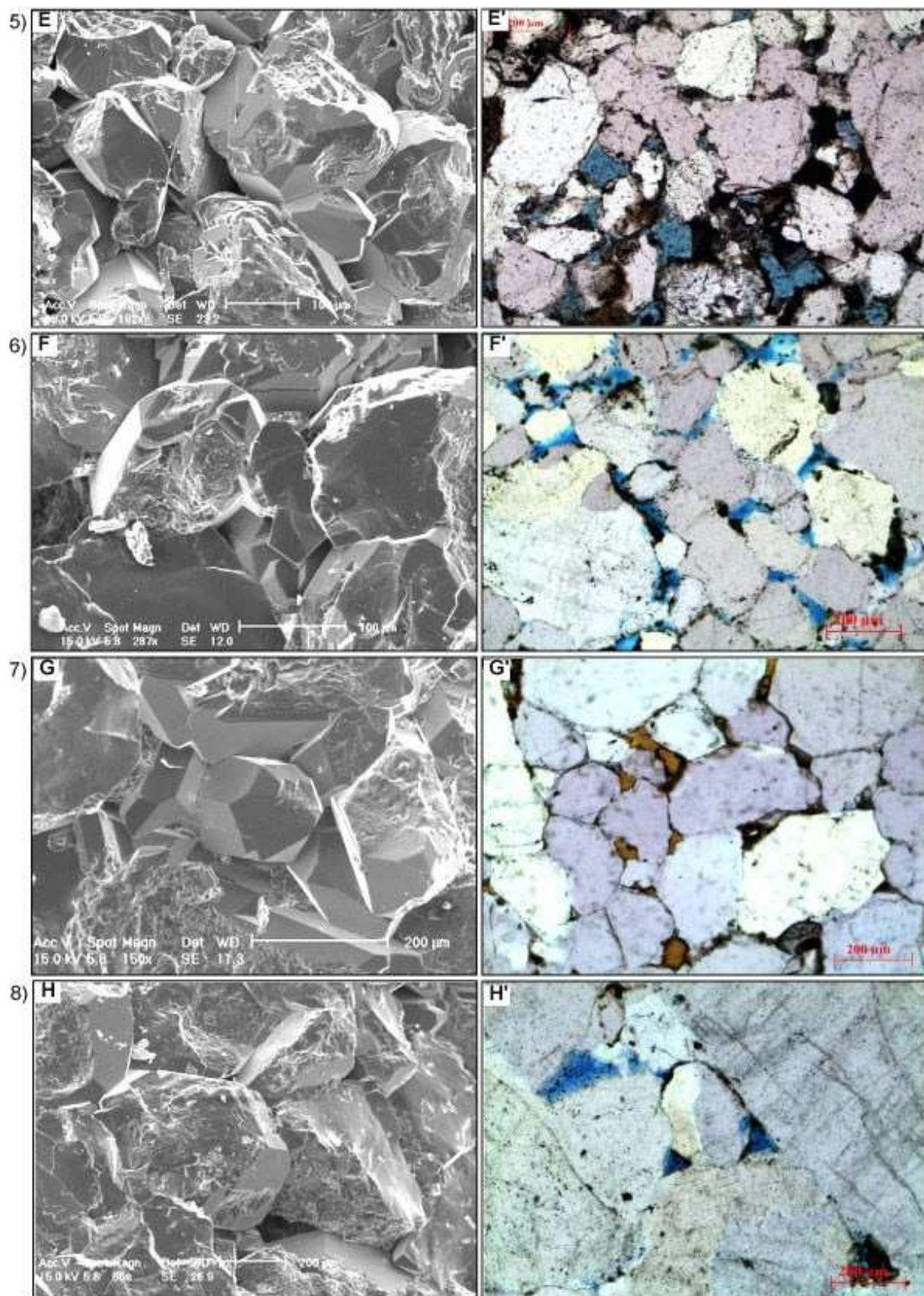


Figure VI.34: Schéma illustrant l'influence des caractéristiques de pores sur la perméabilité des grès.





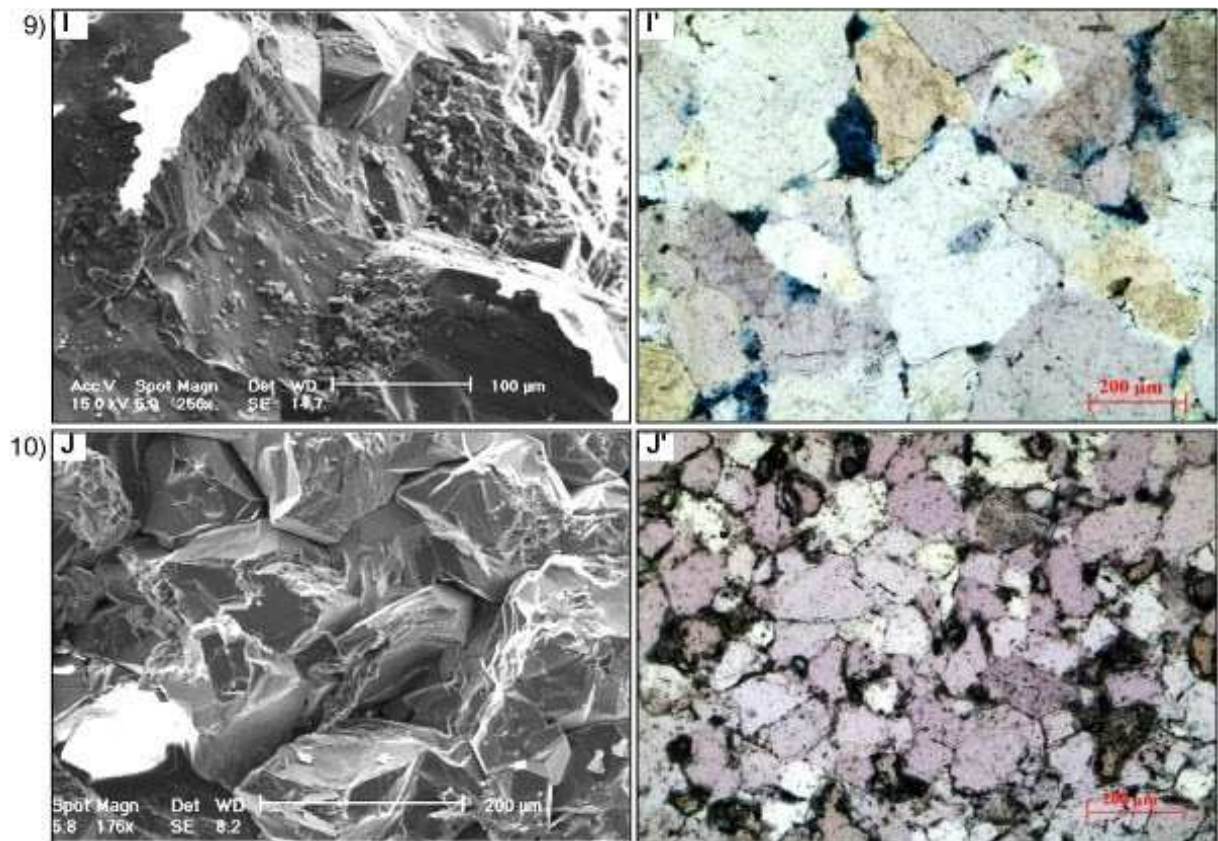


Figure VI.35 : Photomicrographie au MEB et en lumière naturelle des grès représentant l'évolution de la perméabilité en fonction des caractéristiques des pores. Les photos d'A vers J représentent la diminution de la perméabilité en réponse de la dégradation de la qualité des pores (nombre, taille et forme). (A) Puits ODZ6 à 2406m, 889,3mD. (B) Puits SD1 à 2535,8m, 357,8mD. (C) Puits LT1bis à 1518m, 310mD. (D) Puits ODZ6 à 2439m, 19mD. (E) Puits LTNE1 à 2304m, 109,18mD. (F) Puits ODZ4 à 2124m, 14,2mD. (G) Puits ODZ4 à 2103m, 5mD. (H) Puits ODZ4 à 2178m, 0,15mD. (I) Puits ODZ3 à 2625m, 0,01mD. (J) Puits ODZ1 à 2137m, 0,01mD.

2. Conclusions

La quantification de la géométrie et de la forme des pores par l'analyse pétrographique, représentées par la densité, la forme et le pourcentage des tailles des seuils des pores/ pores, a permis de comprendre l'influence des facteurs sédimentaires et diagénétiques sur la variation des propriétés pétrophysiques des réservoirs gréseux.

La perméabilité est fonction du pourcentage des pores ayant de nombreuses bordures et du rapport important de tailles des seuils des pores/ pores. La perméabilité est principalement endommagée par la compaction, puis par le pourcentage d'épaisseur des surcroissances/taille des grains détritiques de quartz.

La taille des pores et la proportion des pores ayant 6 bordures et plus sont en corrélation inverse avec la compaction et le facteur d'épaisseur. La compaction est liée à la présence de tapissage argileux et le volume de dissolution des grains détritiques montrent des valeurs plus importantes dans les grès dont le coefficient de tri est plus élevé (mauvais tri).

L'épaisseur des surcroissances est indépendante de la taille des grains détritiques suggérant qu'elle est plutôt liée aux conditions nécessaires pour la cimentation de quartz. Ainsi, les surcroissances de quartz peuvent fermer et isoler les pores quand le pourcentage de silicification des grains est important (>50%) et le pourcentage de l'épaisseur des surcroissances/taille des grains est >20%.

Le nombre des pores autour de chaque grain est également fonction de la compaction et du facteur d'épaisseur des surcroissances de quartz dans les faciès non/peu compactés. Des pores isolés sont donc formés par une compaction importante ($I.C > 1$) ou un volume important de ciment de quartz dans des faciès peu compactés où le pourcentage de silicification des grains est > 90% et le pourcentage de l'épaisseur des surcroissances/taille des grains est importante.

Dans les grès cimentés par des cristaux authigènes de quartz bien développés, les faces cristallines tronquées jouent un rôle majeur dans la formation de nombreux pores polygonaux et dans l'augmentation du nombre des bordures des pores (≥ 6) sans avoir un changement considérable du diamètre des pores. Ce type de pores se continue autour de plus de 4-5 grains (en 2D) qui maintient les pores interconnectés, et ainsi les pores distribuent en

continuité dans l'architecture granulaire, même quand le volume de ciment de quartz est plus de 20%. Ainsi, la perméabilité présente une corrélation avec la taille des grains.

Des perméabilités $>1\text{mD}$ sont liées à des tailles des pores $>30\ \mu\text{m}$ lorsque la majorité des pores sont polygonaux (≥ 6 bordures). Pour la même taille des pores, la perméabilité est fonction du nombre des côtés des pores. De bonnes porosités et perméabilités dans les grès sont liées à la bonne connexion entre les pores qui nécessite alors un nombre important des pores et des bordures des pores. Le nombre des bordures des pores augmente avec le nombre des faces cristallines. Le ciment de quartz provoque une perte du volume de la porosité, mais son effet sur l'endommagement de la connexion reste limité en particulier dans des faciès non compactés. Ainsi, les bonnes perméabilités sont liées aux faciès d'arénites quartzieuses peu compactés et cimentés par des surcroissances fines de quartz formant de cristaux développés et tronqués.

Chapitre VII

Discussion générale et conclusion

1. Contrôles sur l'histoire diagénétique des réservoirs gréseux des bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud

Des différences importantes de l'histoire diagénétique existent entre les réservoirs ordoviciens d'origine glaciaire et glaciaire-marine du bassin de Sbaa et les réservoirs carbonifères d'origine deltaïque-marine du bassin des Palmyrides-Sud.

La diagenèse du bassin de Sbaa se caractérise par une forte cimentation de quartz (jusqu'à 26%), par une importante compaction chimique dans les grès où un tapissage illitique est présent et par une cimentation d'argiles principalement en illite dans les champs de Oued Zine et de Bou Hadid et en dickite dans les parties supérieures des réservoirs et dans les zones fracturées. La dissolution des feldspaths, la cimentation de carbonates et pyrite sont également des phénomènes diagénétiques importants dans ces champs. Le champ de Hassi Ilatou se caractérise par une faible cimentation de quartz (1-5%), de kaolins et une cimentation de carbonates dans les parties inférieures du réservoir.

La diagenèse des réservoirs gréseux marins du bassin des Palmyrides-Sud se marque par une faible cimentation de quartz (1-5%), une absence de compaction chimique et une cimentation d'argiles dominée par la chlorite et les kaolins.

1.1. Contrôle sédimentaire

La diagenèse des grès marins-deltaïques du Carbonifère du bassin des Palmyrides-Sud est comparable à la diagenèse des grès de plusieurs bassins à travers du monde comme les grès deltaïques du Westphalian C du bassin de Campine en Belgique (Long et al., 2009), du réservoir du Crétacé inférieur du bassin de Nova Scotia au Canada (Karim et al., 2010) et du réservoir de Wilcox du Golfe du Mexique (Dutton et Loucks, 2010) où une cimentation de quartz, kaolins, pyrite, sidérite et ankérite est dominante. Ainsi, la diagenèse des réservoirs gréseux à hydrocarbures d'origine marine peu profonde et deltaïque se caractérise généralement par une cimentation de quartz, sidérite, sidérite-Mg, ankérite, kaolins, chlorite et pyrite influencée par les fluides de formation qui sont liés aux environnements de dépôts marins riches en Fe, Mg et Ca et par les fluides produits à la suite de la maturation des hydrocarbures. Par exemple, le ciment de chlorite peut être lié au dépôt deltaïque et/ou fluvial (Sullivan et al., 1999 ; Ketzer et al., 2003 ; Salem et al., 2005).

De plus, parmi les trois champs étudiés du bassin des Palmyrides-Sud, seul le champ de Arak montre la présence de ciment de carbonates. Des alternances avec des calcaires ont été observées avec les grès au Carbonifère supérieur. Cela montre l'influence de la séquence stratigraphie sur la source de ciment des carbonates dans le champ de Arak.

La précipitation précoce de pyrite et de sidérite dans les grès des champs de Oued Zine et de Bou Hadid est liée à l'environnement de dépôt en particulier à un milieu réducteur lors de la diagenèse précoce. Ce lien avec l'environnement de dépôt et le faciès sédimentaire a été démontré dans plusieurs bassins, comme par exemple le réservoir de Staffjord Satellite en Mer du Nord (Ehrenberg, 1997) et également par Boles et Johnson (1983) où une relation entre la précipitation de sidérite et pyrite précoces et les grès micacés a été mise en évidence. En effet, une corrélation entre le volume de ciment de sidérite précoce et le contenu de muscovite détritique existe dans les grès des champs de Oued Zine et de Bou Hadid.

La dissolution de quartz détritiques est lié à la mise en place des tapissages illitiques dans un milieu sous-glaciaire (Tournier et al., 2010). Dans les grès compactés étudiés, le volume de quartz dissout augmente avec le degré de tri des grains (Figure VII.1), alors que la taille des grains ne contrôle pas le volume de quartz dissous. Le volume de dissolution de quartz détritique dans les grès compactés étudiés peut varier entre 1% pour un tri de 1,5 et 12,7% pour un tri de 2,1. Un contrôle de tri sur la compaction a été constaté également par Gutierrez et Wangen (2005). De plus, le volume de quartz dissous ne dépend pas de la profondeur (Figure VII.2). Il diffère cependant plus clairement selon les champs. Une contradiction sur l'influence de la taille des grains détritiques sur la dissolution des grains détritiques de quartz existe dans la littérature. L'étude de Housknecht (1984) montre que la dissolution de quartz diminue avec la taille des grains, en raison du faible contenu d'argiles dans les faciès de grès grossiers, alors que l'étude de Kim et Lee (2004) montre que le volume de dissolution de quartz détritique augmente avec la taille des grains.

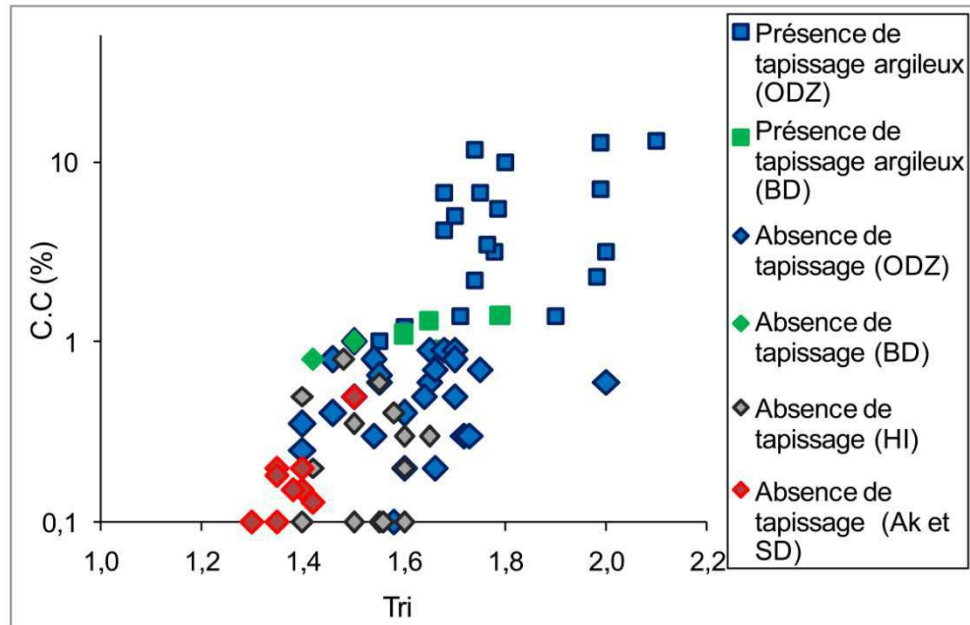


Figure VII.1 : Volume de dissolution de grains détritiques de quartz (compaction chimique :C.C) vs. classement de grains dans les bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud.

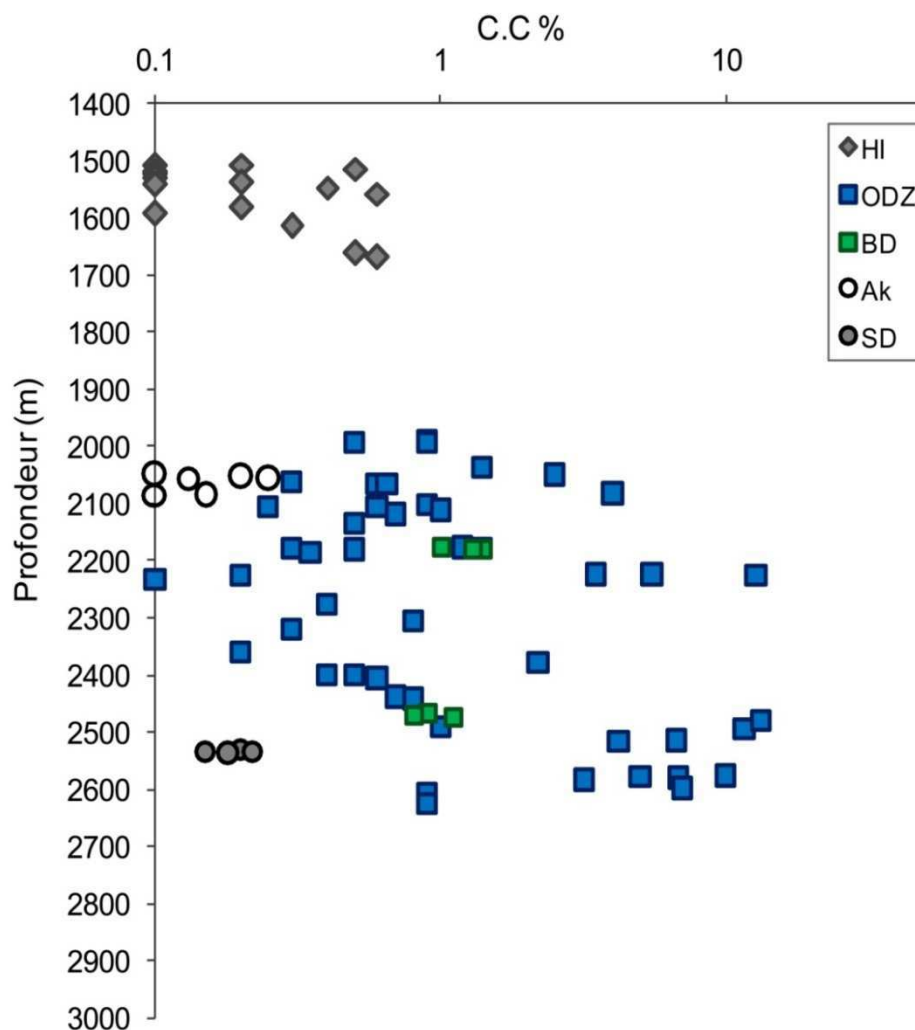


Figure VII.2 : Volume de dissolution de grains détritiques de quartz (compaction chimique :C.C) vs. profondeur des grès des bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud.

1.2. Contrôle géodynamique sur la circulation et la nature des fluides : impact sur la diagenèse

La dissolution de feldspaths détritiques est un phénomène diagénétique très important puisqu'elle crée de la porosité secondaire (Schmidt et McDonald, 1979) mais elle conduit également à la précipitation d'argiles néoformées (illite ou kaolins). Généralement, la dissolution de feldspaths a lieu progressivement lors de l'enfouissement (Milliken et al., 1989; Glasmann, 1992 ; Harris, 1992 ; Wilkinson et Haszeldine, 1996 ; Wilkinson et al., 2001). Cependant, des grains de feldspaths détritiques partiellement ou totalement préservés sont uniquement présents dans les grès les plus profonds des bassins de Sbaa (Cambrien > 2700m) et des Palmyrides-Sud (champ de Sukhneh > 2900m et les unités C et D du champ de Arak à 2120-2300m) alors des pores arrondis de dissolution témoignent d'une dissolution totale des

feldspaths détritiques dans les parties supérieures des réservoirs. La présence de grains de feldspaths détritiques partiellement préservés à des profondeurs importantes a été également constatée dans d'autres grès comme par exemple les grès de Mer du Nord et du Texas enfouis à plus de 4000m (Wilkinson et al., 2001). Cela indique que la progression de la dissolution des feldspaths dans les bassins étudiés est liée à la circulation de fluides acides externes. Ces fluides acides riches en acides organiques proviennent des roches mères vers les parties supérieures des réservoirs lors de l'expulsion des hydrocarbures et principalement via les fractures liées au soulèvement hercynien dans le bassin de Sbaa. Les roches mères génèrent du CO₂ lors de transformation de kérogène (Carothers et Kharaka, 1978 ; Means et Hubberd, 1987 ; Hunt, 1995 ; Dias et al., 2002).

Une relation entre la précipitation de kaolins et des fluides acides existe dans les bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud. Les kaolins post-silicification sont présents en remplissage des pores intergranulaires et de dissolution dans les bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud et en remplissage des fractures dans le bassin de Sbaa. Une présence plus importante des kaolins est cependant observée dans la partie supérieure de chaque réservoir. La dominance du milieu acide dans les parties supérieures des réservoirs qui est liée à l'arrivée de fluides acides à partir des roches mères siluriennes dans le bassin de Sbaa et des roches mères ante-carbonifères dans le bassin des Palmyrides-Sud. Les moteurs de la circulation des fluides acides sont la compaction des argiles siluriennes, la paléostructure anticlinale du champ de Oued Zine et la fracturation dans l'ensemble des réservoirs étudiés.

L'occurrence des ciments de carbonates dans les champs de Oued Zine et de Bou Hadid en remplissage de fractures et en ciment (calcite, sidérite, ankérite et strontianite) dans le grès à la même profondeur que les fractures révèle le rôle de la fracturation sur la circulation des fluides à l'origine des ciments de carbonates.

1.3. Impact du paléocontact gaz/ eau sur la cimentation de quartz

Dans le bassin de Sbaa, la présence d'inclusions à hydrocarbures dans les auréoles de surcroissance de quartz dans la partie supérieure du réservoir ordovicien du champ de Oued Zine suggère que la mise en place des hydrocarbures dans le réservoir était contemporaine de la cimentation de quartz à des températures principalement entre 110 et 140°C. Dans le champ de Oued Zine, la paléozone à gaz qui a été déterminée à partir de la présence des inclusions à gaz dans les surcroissances de quartz dans les puits ODZ1bis, ODZ4 et ODZ6,

correspond à la zone où deux phases de ciment de quartz (Q1 et Q2). Alors que dans la paléozone à eau, trois phases de quartz (Q1, Q2 et Q3) sont observées. La phase Q3 est présente plutôt en remplissage des pores intergranulaires résiduels dans les grès déjà compactés. Une influence du paléocontact entre les niveaux à hydrocarbures et l'eau sur l'évolution de la diagenèse a été notée dans un réservoir carbonaté du Jurassique moyen de bassin de Weald en Angleterre (Heasley et al., 2000). La présence des inclusions primaires à gaz dans le ciment de quartz et les filonnets indique que la cimentation a continué en présence des hydrocarbures dans le bassin de Sbaa.

L'occurrence des phases Q1 et Q2 était contemporaine de la mise en place de gaz dans la partie supérieure du réservoir où la saturation en eau était encore importante pour permettre la précipitation de ciment de quartz. Alors que suite à la deuxième phase d'arrivée de gaz dans le réservoir liée à la fracturation hercynienne, la saturation en gaz dans la partie supérieure du réservoir a stoppé la cimentation de quartz, et la phase Q3 n'a donc pas été précipitée dans cette partie. Une zonalité composée de bandes foncées peu luminescentes en CL et de bandes claires luminescentes a été observée dans la paléozone à gaz. Sa fréquence est plus importante au contact avec le Silurien et elle diminue en s'éloignant de la base du Silurien. Cette zonalité correspond à la fluctuation de la teneur en Al^{3+} entre les zones peu luminescentes (une teneur élevée en $Al^{3+} > 200\text{ppm}$) et les zones luminescentes (50-200ppm en Al^{3+}). La fluctuation de la teneur en Al^{3+} est liée au changement de la composition du fluide et à l'acidité des fluides, ce qui peut être lié à l'expulsion des fluides acides par la compaction des shales siluriens. L'augmentation de la teneur en Al^{3+} du fluide avec la concentration de CO_2 du fluide en raison de la dissolution de feldspaths a été mise en évidence par plusieurs auteurs (Curtis, 1978; Drever et Stillings, 1997; Lehmann et al., 2011). Pour cela, la teneur élevée en Al^{3+} ne peut être justifiée par la vitesse de croissance sur des faces non-euhédrales comme il a été proposé par le modèle de Lander et al. (2008), car les zones peu luminescentes se développent parfois sur des faces automorphes (présentées par des zones luminescentes).

Dans la partie inférieure du réservoir, la saturation en eau a été suffisante pour permettre l'advection des fluides dans les fractures (Worden et Morad, 2003) et pour laisser continuer la cimentation de quartz (Worden et al., 1998). L'advection des fluides responsable probablement d'une grande partie de la phase Q3 était épisodique et liée à l'ouverture des fractures pendant le soulèvement hercynien. L'impact de cette circulation épisodique des fluides peut être vu sur les zones de croissance de Q3 en escaliers dans la zone inférieure du réservoir qui correspond à la paléozone à eau. Ces zones de croissance en escaliers sont

présentes dans les puits ODZ3, ODZ4 et ODZ6, et elles montrent des hauteurs, des largeurs et des nombres similaires dans les trois puits, ce qui indique la même origine et la même raison de leur occurrence. Au contraire, la présence des inclusions gazeuses au sein des surcroissances de quartz dans la partie supérieure du réservoir indique que la saturation en gaz (S_g) dans le réservoir n'était pas suffisante pour arrêter ou ralentir la précipitation de quartz. La présence de l'eau pendant la cimentation est également confirmée par la nucléation de la phase de clathrate- CH_4 pendant les mesures micrthermométriques (Schubert et al., 2007). De plus, la molécule de H_2O peut être dissoute dans les hydrocarbures à des températures de $140^\circ C$ (Heidman et al., 1985; Tsonopoulos, 2001). Des volumes plus importants de ciment de quartz ont été observés dans la paléozone à gaz dans le champ ODZ. Ceci a déjà été constaté dans d'autres réservoirs (Walderhaug et Bjørkum, 2003).

La composition du gaz dans les inclusions monophasées (92 ± 5 moles % dans un système (CH_4-CO_2)) est comparable à la composition actuelle du gaz dans le réservoir. L'arrivée précoce du gaz dans le réservoir du champ de Oued Zine est liée à la paléostructure anticlinale, ce qui n'est pas le cas dans le champ de Bou Hadid malgré la similarité de l'histoire diagénétique dans les champs de Oued Zine et de Bou Hadid. L'absence d'inclusions fluorescentes dans les ciments indique que lors de la production d'huile la structuration n'était pas propice à une migration similaire par la compaction des fluides dans les shales siluriens. Cela montre l'importance de la structuration sur le chemin de la migration et la formation des pièges pétroliers. Une influence qui a été déjà démontrée par plusieurs auteurs dans d'autres réservoirs (Zhang et al. 2008; Denglin et al., 2011; Loreto et Tinivella 2012).

Le contact actuel entre les niveaux à gaz et à eau du champ de Oued Zine est 200m plus profond que le paléocontact tracé par la présence des inclusions à hydrocarbures. Cela peut être dû à une quantité importante d'hydrocarbures mise en place suite à la structuration hercynienne ou au soulèvement du paléoanticlinale créant une différence de pression plus importante. Une baisse de la profondeur du paléocontact a été constatée aussi dans le bassin de Weald (Heasley et al., 1999) après le deuxième épisode de mise en place des hydrocarbures dans le réservoir.

Ainsi, retracer le paléocontact du gaz avec l'eau et son impact sur la cimentation étaient possibles dans le champ de Oued Zine du bassin de Sbaa. Alors que dans les grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud, aucun indice n'indique la présence de gaz dans le réservoir au

cours de la cimentation. L'emplacement de gaz dans ces réservoirs était cependant via les fractures liées au soulèvement paléogène suite à l'enfouissement maximal.

1.4. Contrôle de l'histoire d'enfouissement

Dans le bassin des Palmyrides-Sud, la comparaison des principaux phénomènes diagenétiques entre les trois champs étudiés (Arak, Debayate-Sud et Sukhneh) révèle que les volumes les plus importants de ciment de quartz et d'argiles sont présents dans le champ de Sukhneh qui a subi un enfouissement plus important que celui des autres champs. Les inclusions fluides analysées dans les surcroissances de quartz montrent que cette cimentation s'est produite à des températures principalement comprises entre 93 et 165 °C. D'après l'histoire de l'enfouissement de la formation carbonifère de Marqada, les paléotempératures atteintes par les roches mères lors de l'enfouissement maximal n'ont pas dépassé 110°C (Gabra, 1999). Cela suggère que les paléotempératures modélisées ont été sous-estimées. De plus, la possibilité de circulation des fluides plus chauds provenant des formations plus profondes peut expliquer cette augmentation de température. Cette hypothèse est envisagée puisque la source des hydrocarbures dans les réservoirs carbonifères a été considérée à partir des roches mères plus anciennes et plus profondes, car la quantité de matière organique dans les shales carbonifères ne suffit pas à générer la quantité actuelle des hydrocarbures dans les réservoirs (données SPC).

Dans le bassin de Sbaa, la mesure des températures de la cimentation de quartz dans les champs de Oued Zine, de Bou Hadid et de Hassi Ilatou indique que des températures plus basses ont eu lieu dans le champ de Hassi Ilatou. D'après l'histoire de l'enfouissement, la cimentation de quartz s'est produite lors de l'enfouissement viséen-namurien, où les paléotempératures atteintes par les roches mères siluriennes dans le champ de Oued Zine sont comprises entre 157 et 167°C (Beicip-Franlab, 1996). D'après la courbe d'enfouissement reconstruite dans le puits LT1bis (Drid, 1989), les grès ordoviciens n'ont jamais été enfouis à des profondeurs plus importantes que les profondeurs actuelles. Il est suggéré que soit l'enfouissement a été sous-estimé, soit une influence de fluides plus chauds a été enregistrée durant la cimentation de quartz.

2. Température de cimentation et origine des fluides diagénétiques

Les phases précoces de ciment (pyrite et sidérite) dans le bassin de Sbaa ont précipité à partir des eaux des pores d'origine météorique (Tournier, 2010). Ces fluides précoces ont résidé dans la formation depuis le dépôt.

Un indice de l'arrivée tardive des fluides chauds (jusqu'au 226°C) a été enregistré dans les filonnets de quartz et calcite dans les champs de Oued Zine et de Bou Hadid. Ces fluides peuvent être liés à l'événement thermique du Jurassique. Car l'évolution du Hoggar se poursuit au Cénozoïque avec d'importants épisodes volcaniques (Dautria et Lesquer, 1989 ; Aït Hamou et Dautria, 1994) et avec la mise en place de corps magmatiques, ce qui va également influencer l'histoire thermique de ces bassins sédimentaires sahariens (Makhous et Galushkin, 2003). Cependant, l'influence de l'évènement jurassique était plus importante sur la série paléozoïque dans les bassins voisins plus que dans le bassin de Sbaa (Gévin, 1960; Fabre, 1976; Khennous 1997; Logan et Duddy 1998). En effet, le bassin de Sbaa est demeuré depuis sa structuration au Paléozoïque supérieur dans un contexte structural relativement superficiel (Akkouche, 2007).

Dans le bassin des Palmyrides-Sud, la cimentation de quartz et de carbonates a eu lieu à partir des fluides évolués à des températures entre 100 et 180°C. La composition isotopique de l'oxygène enregistrée dans le ciment des carbonates (sidérite-Mg et ankérite) indique que la précipitation de ces carbonates était à partir des fluides originels évolués (entre -1 et 9‰) à des températures principalement entre 100 et 160°C. Cela indique l'influence des fluides du bassin évolués au cours d'enfouissement. Un mélange avec des fluides dérivés à partir des formations plus profondes via les fractures est aussi possible. Cette hypothèse est envisagée car l'emplacement de gaz dans le réservoir carbonifère était via les fractures à partir des formations plus profondes.

Plusieurs études montrent l'impact du fluide de dépôt d'origine glacio-marine (Laaksoharju et al., 1999 ; 2008) ou d'origine marine (Karim et al., 2010). Une évolution des fluides a eu lieu au cours de l'enfouissement qui a entraîné la précipitation du ciment de quartz, de dickite et de carbonates. Il est commun que les fluides diagénétiques dans les réservoirs gréseux soient d'origine marine/ météorique et aient évolué avec le temps suite à l'interaction avec la roche encaissante qui est plus enrichie en ^{18}O , ou aient été mélangés, ou non, avec des fluides provenant des roches de sources et la compaction des shales (Hogg et

al., 1992 ; Blanchet, 2002 ; Girard et al., 2002 ; El Ghali et al., 2006). Au contraire, l'intervention des fluides météoriques dans les réservoirs peut être responsable de certains processus diagénétiques (Glasmann et al., 1989 ; Bjørlykke et al., 1992 ; Haszeldine et al., 1992). Plusieurs études ont mis en évidence la circulation des fluides vers les réservoirs à partir des formations plus profondes via les failles et les fractures (Beeskov, 2005 ; Volk et al., 2005).

3. Facteurs contrôlent le volume du ciment de quartz et son habitus?

Le volume de ciment de quartz dans les deux bassins étudiés montre généralement une variation importante selon les champs, où la profondeur peut être responsable d'une grande partie de cette variation (Figure VII.3). En effet, la cimentation de quartz dans le champ de Hassi Ilatou (2,5% en moyenne) est la plus faible en raison de sa profondeur faible d'enfouissement en comparaison avec les autres champs du même bassin. Alors que la cimentation de quartz dans le champ de Oued Zine a des volumes très importants (jusqu'à 26%) mais est également variable spatialement et verticalement. Une telle abondance de ciments de quartz n'est pas fréquente, mais a tout de même déjà été observée notamment dans d'autres réservoirs paléozoïques de la plate-forme saharienne (Makhous, 2000). Elle peut s'expliquer par la prédominance de quartz détritique et la faible abondance d'argiles dans le dépôt originel, mais aussi par une production importante de silice à partir de différentes sources (Tournier et al., 2010). Les variations volumiques de la silicification entre les champs étudiés du bassin de Sbaa sont ici liées à l'importance de la quantité de silice produit et à la localisation des sources de silice.

Dans le bassin des Palmyrides-Sud le volume de ciment de quartz montre une augmentation légère avec la profondeur à partir du champ d'Arak vers le champ Sukhneh qui représente en même temps les grès les plus fins parmi les trois champs de ce bassin. le faciès de grès compacté avec un contenu en argiles détritiques élevé est donc responsable de la cimentation également faible dans le champ de Bou Hadid.

Dans le bassin de Sbaa, la cimentation de quartz, dont le volume varie entre les trois champs, a eu lieu durant l'enfouissement rapide maximal atteint 4500m, 100Ma après le dépôt. Alors que dans le bassin des Palmyrides-Sud, la cimentation de quartz a eu lieu

tardivement d'environ 250Ma après le dépôt en raison de l'histoire d'enfouissement faible dans le bassin. Il est proposé que la vitesse et le temps de l'enfouissement puissent influencer de façon directe ou indirecte le volume de ciment de quartz.

Plusieurs contrôles sur le volume de ciment de quartz ont été démontrés dans la littérature comme par exemple le volume des grains détritiques de quartz, la taille des grains, le contenu en argiles, les conditions physico-chimiques, etc (Lundegard, 1992 ; Aase et al., 1996 ; Walderhaug, 2000 ; Worden et Morad, 2000 ; Markowitz et Silly, 2001 ; Molenaar et al., 2007).

De plus, le volume de ciment de quartz a tendance à augmenter avec la profondeur en raison de l'influence de la température (Ehrenberg, 1990 ; Giles et al., 1992 ; Walderhaug et al., 2000). Cependant, la cimentation de quartz peut exprimer de fortes variations au sein d'un même intervalle de profondeur (Giles, 1997). Dans les parties profondes de bassins, la silice provient des fluides du bassin (Canales et Meunier, 1995). Cependant, la circulation des fluides peut être influencée par des influx locaux (Bjørlykke, 1979, 1988) en raison de contraintes sur la chimie des fluides et le volume des influx (Bjørlykke, 1999). La chimie des fluides diagénétiques peut influencer aussi le volume de ciment de quartz où la salinité élevée et le pH résulte en un volume faible de ciment de quartz (Worden et Morad, 2000).

De plus, la température est un facteur contrôlant la précipitation de ciment de quartz (Canals et Meunier, 1995; Walderhaug, 2000; Worden et Morad, 2000; Walderhaug et al., 2004). Cette influence a été constatée dans les grès quartziques du champ de Oued Zine (15% en moyenne pour des températures entre 97 et 160°C) et le champ de Hassi Ilatou (2,5% en moyenne pour des températures entre 98 et 142°C).

Ce travail a également permis de mettre en relation l'habitus des cristaux authigènes de quartz et la forme de croissance avec le nombre des phases de ciment de quartz et avec le taux du ciment dans les grès étudiés. En effet, des cristaux à prisme court, tronqués par des facettes additionnelles, et des cristaux trapus caractérisent les grès cimentés par une seule phase de quartz authigène (Q1), et une fréquence importante des cristaux de quartz à multiples nucléus est constatée dans ces grès. Des cristaux à prisme développé et rarement des cristaux à prisme court caractérisent les grès contenant deux phases du ciment de quartz (Q1 et Q2). Des cristaux peu développés et limités à quelques faces par grain sont présents dans les grès cimentés par trois phases du ciment de quartz (Q1, Q2, et Q3) dans la partie inférieure du réservoir dans le champ ODZ. Une forme de croissance en escaliers est présente uniquement dans ces derniers grès. En raison du lien de chaque habitus avec une phase de ciment de

quartz (Q1, Q2 et Q3) et la différence de la température et de la teneur en Al^{3+} entre les trois phases, la variation des habitus peut être fonction de la température et de la teneur en Al^{3+} du fluide lors de la cristallisation. En effet, des teneurs élevées en Al^{3+} jusqu'à quelques milliers ppm caractérisent la phase Q1 quand elle est unique et forme des cristaux à prisme court comme le cas du champ de Hassi Ilatou. De telles teneurs importantes en Al^{3+} sont connues dans d'autres bassins comme dans les grès du Keuper dans le bassin de Paris (Demars et al., 1996). Les teneurs plus faibles en Al^{3+} (< 200ppm) sont mesurées dans la phase Q2 qui forme des cristaux à prisme allongé.

En conclusion, le volume de ciment de quartz dans les grès d'origine deltaïque-marine carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud est moins important que celui des grès d'origine glaciaire ordoviciens surtout du champ ODZ et il est similaire au volume de ciment de quartz dans le champ de Hassi Ilatou. La vitesse et la profondeur maximale de l'enfouissement peuvent justifier cette faible teneur en ciment de quartz.

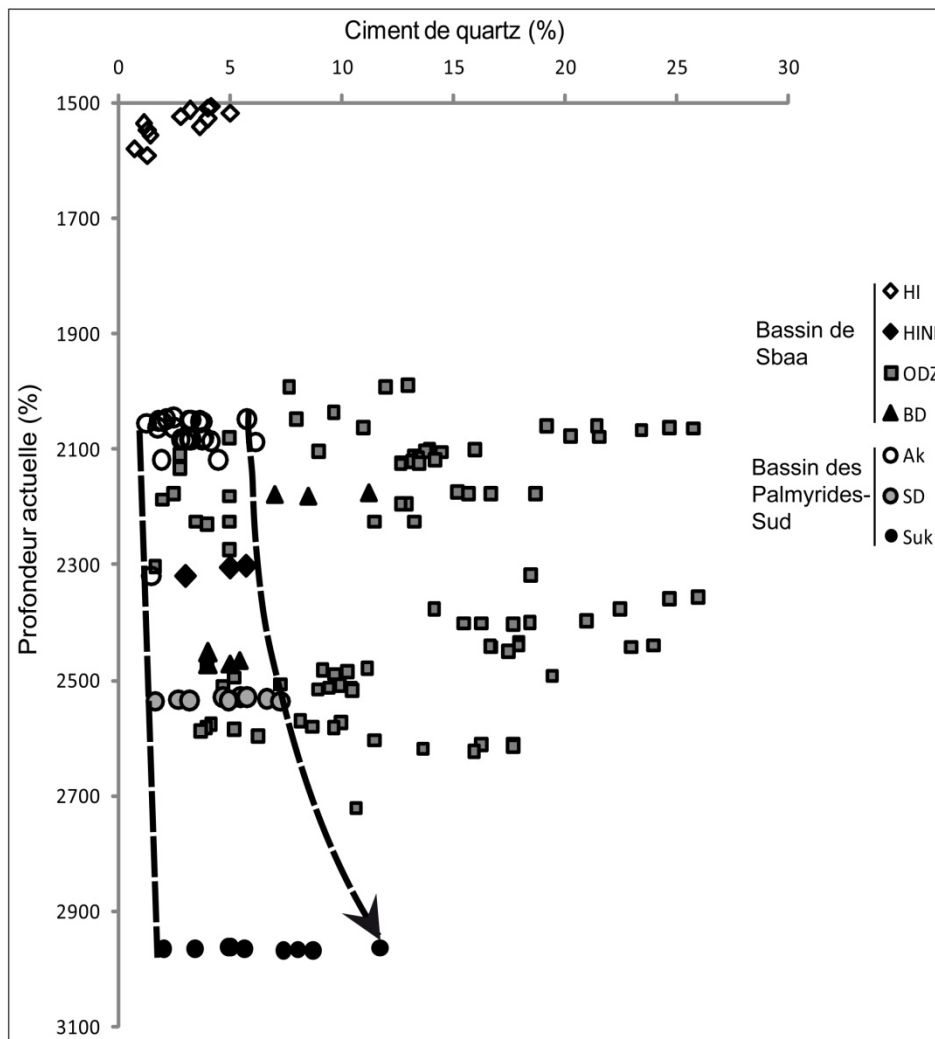


Figure VII.3 : Volume de ciment de quartz (%) vs. profondeur actuelle des grès des deux bassins : de Sbaa et des Palmyrides-Sud. Une légère augmentation du volume maximal de ciment de quartz est constatée dans le bassin des Palmyrides-Sud, alors que les valeurs minimales sont identiques.

4. Principaux contrôles sédimentaires et diagénétiques sur la qualité réservoir

La porosité et la perméabilité ont généralement tendance à diminuer avec la profondeur, comme par exemple dans les réservoirs du Brent en Mer du Nord (Ehrenberg, 1997) et les grès du Tertiaire du Golfe du Mexique existant en raison de l'influence de la température d'enfouissement (Dutton et Loucks, 2010). Dans plusieurs autres réservoirs gréseux des bassins à travers le monde, la réduction progressive de la porosité avec la profondeur peut cependant être perturbée et aucune relation de la porosité et la perméabilité n'existe avec la profondeur en raison de l'hétérogénéité des faciès sédimentaires comme dans le réservoir du Crétacé inférieur du bassin de Songliao en Chine (Sun et al., 2007).

4.1. Contrôle sédimentaire sur la qualité réservoir des grès

Au niveau de l'impact granulométrique sur l'évolution de la diagenèse et des propriétés pétrophysiques, l'influence de la taille des grains est fonction de la complexité des processus diagénétiques dans le réservoir. En effet, dans le bassin des Palmyrides-Sud, on note une corrélation inverse entre la perméabilité et la taille des grains, alors que l'influence de la taille des grains est moins claire dans le bassin de Sbaa en raison du rôle important de la compaction. Bien que l'architecture des zones compactées soit en association avec leur localisation sous les planchers glaciaires, responsables du tapissage argileux et du mauvais tri dans les grès situés au-dessous, le tri des grains détritiques joue un rôle clair dans les faciès compactés où le volume de dissolution des grains détritiques de quartz augmente avec le coefficient de tri (mauvais tri).

La granulométrie fine des grès du champ de Sukhneh paraît responsable d'une partie de la faible qualité réservoir. Les grès dans ce champ résultent de la précipitation dans un milieu plus profond où ce champ est situé plus loin de la ligne de côte lors de la transgression carbonifère supérieur. L'influence de la granulométrie est claire dans les grès peu compactés

ordoviciens du champ de Oued Zine où une différence de la qualité réservoir est liée à la granulométrie de l'unité IV.4 entre le puits ODZ6 (faciès chenaux et levées) et le puits ODZ4 (faciès de lobes médians à distaux), ce qui fait que les surcroissances de quartz ferment plus facilement la connexion entre les pores dans les grès fins du puits ODZ4 alors que des seuils des pores larges sont préservés dans les grès chenaux et élevés malgré le volume important de ciment de quartz.

Cependant, l'impact de faciès sédimentaire (granulométrie et composition du matériel détritique) de grès sur la qualité réservoir est parfois faible en raison de la complexité des processus diagénétiques dans certains réservoirs tels que le bassin de Songliao en Chine (Sun et al., 2007). De plus, la qualité réservoir des grès fluviatiles du bassin de Cameros en Espagne est totalement endommagée en raison des processus diagénétiques complexes liés à la circulation des fluides hydrothermaux dans le bassin (Ochoa et al., 2007). En revanche, les caractéristiques initiales des pores restent préservées quand l'intervention de la diagenèse est limitée. Dans ce cas, une corrélation entre les faciès sédimentaires et la qualité réservoir peut exister, comme par exemple le réservoir gréseux fluviatile du Crétacé inférieur du bassin de Siberian Ouest en Roussi (James, 1995). En général et dans le cas où l'histoire de la diagenèse n'est pas complexe, la porosité et la perméabilité ont la tendance à être mieux préservées dans certains faciès de grès grossiers liés à des environnements de dépôts d'énergie élevée, marins peu profonds, deltaïque, chenaux et fluviatile en raison de la dominance de la fraction de quartz détritique, à faible contenu en argiles détritiques et la granulométrie caractérisée par des grains grossiers bien triés. Ainsi, les pores larges réduisent l'impact de la cimentation sur la connexion entre les pores.

L'impact de l'environnement de dépôt sur l'évolution diagénétique et ainsi sur la qualité réservoir des grès d'origine marine-deltaïque/ fluviatile a été mis en évidence par plusieurs auteurs (Baker, 1991 ; Dutton et Willis, 1998 ; Posamentier et Allen, 1999 ; Sullivan et al., 1999 ; Homewood et al., 2000 ; Ketzer et al., 2002 ; Ketzer et al., 2003 ; Salem et al., 2005). En effet, la qualité réservoir peut être mieux préservée dans des grès grossiers, bien triés, avec une teneur en argiles détritiques diminuant la compaction chimique. Baker (1991) a montré que les tapisages en chlorite précipités dans un milieu fluviatile inhibent la cimentation de quartz, ce qui permet de préserver la porosité. Homewood (2000) a montré que le bon tri des grains est lié aux faciès côtiers déposés au début de la transgression, alors le mauvais tri est lié aux faciès côtiers déposés à la fin de la régression. La porosité initiale peut atteindre jusqu'au 45% dans les grès bien triés (McBride, 1996).

En conclusion, la perméabilité montre une faible corrélation avec la taille des grains détritiques dans l'ensemble des grès étudiés du bassin de Sbaa en raison de l'histoire diagenétique complexe. Alors que l'influence de la taille des grains, liée au dépôt dans des environnements d'origine marine ou glaciaire-marine à courants forts, sur la perméabilité est plus claire dans les grès du bassin des Palmyrides-Sud.

4.2. Contrôle diagenétique sur la qualité réservoir des grès

Dans les grès étudiés où le faciès d'arénites quartziques représente le faciès le plus abondant, la compaction mécanique et chimique et la cimentation de quartz sont les processus diagenétiques les plus influents sur les propriétés pétrophysiques malgré l'hétérogénéité de leur répartition et de leur importance au niveau du bassin.

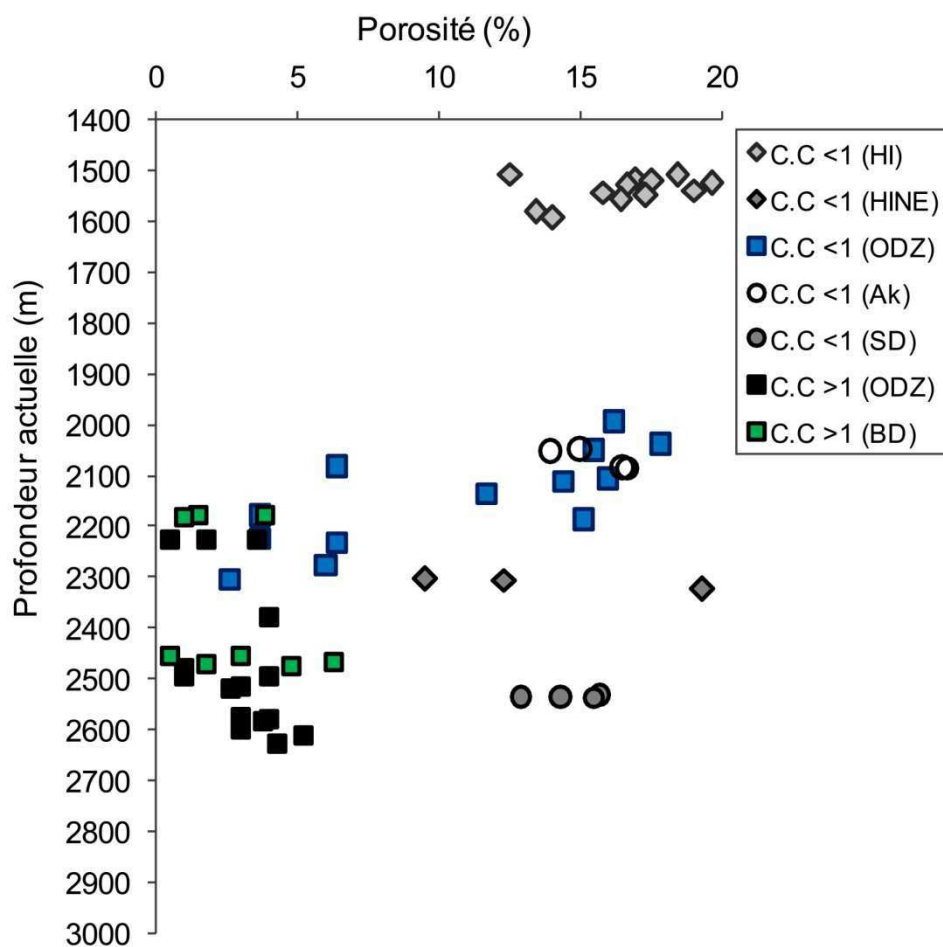


Figure VII.4 : Porosité vs. profondeur des grès des deux bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud, différenciés par les champs.

Afin de quantifier l'impact de la compaction mécanique et chimique sur la réduction de la porosité et la modification de la distribution spatiale des pores, un indice de la compaction a été proposé dans cette étude en fonction de la quantification du nombre des contacts ponctuels et longs, des concavo-convexes et des sutures.

La réduction de la porosité augmente avec le volume de ciment de quartz et la dissolution des grains détritiques de quartz (Figure VII.4). Cependant, l'impact de ciment de quartz sur la distribution spatiale des pores diffère selon le faciès et la granulométrie des grès. Pour cela, cette étude propose un facteur d'épaisseur des surcroissances en calculant le rapport entre l'épaisseur des surcroissances de quartz et la taille des grains (%). Ce facteur permet de mieux contraindre l'influence de la cimentation de quartz sur la connexion entre les pores.

A partir de l'évolution diagénétique des réservoirs étudiés, la perméabilité est fonction de la taille des grains dans les grès du bassin des Palmyrides-Sud car leur histoire diagénétique est peu complexe, alors que cette relation devient moins claire dans les grès glaciaires du bassin de Sbaa où plusieurs facteurs ont compliqué l'évolution diagénétique et la distribution spatiale et verticale de processus diagénétiques. De plus, la présence du milieu acide résulte en précipitation de kaolins dans le bassin des Palmyrides-Sud et les champs de Hassi Ilatou et de Hassi Ilatou NE. L'impact de kaolins sur les propriétés pétrophysiques est moins endommageant que l'illite. La différence de la profondeur maximale d'enfouissement entre les champs de Oued Zine et de Bou Hadid et le bassin des Palmyrides-Sud est probablement responsable de la différence importante du volume de ciment de quartz.

L'évolution de la géométrie et de la distribution spatiale du réseau poreux des réservoirs gréseux ordoviciens du bassin de Sbaa et des réservoirs gréseux carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud est contrôlée par la taille des grains détritiques, par la compaction et par le rapport entre l'épaisseur des surcroissances de quartz et la taille des grains (Figure VII.5). En effet, le taux des pores ayant plus de 6 bordures augmente (>20%) dans les faciès peu compactés et quand le rapport de l'épaisseur des surcroissances de quartz sur la taille des grains est faible. Ces deux caractéristiques sont les plus influentes sur la variation de la perméabilité qui est corrélée au taux des pores ayant plus de 6 bordures et au rapport entre la taille des seuils des pores et la taille des pores. Ainsi, l'évolution porosité-perméabilité dans les grès peu compactés et ayant un faible rapport de l'épaisseur des surcroissances/ taille des grains ressemble à l'évolution porosité-perméabilité dans des arénites quartziques à grains moyens (250µm) modélisée par (Worden et al., 1997).

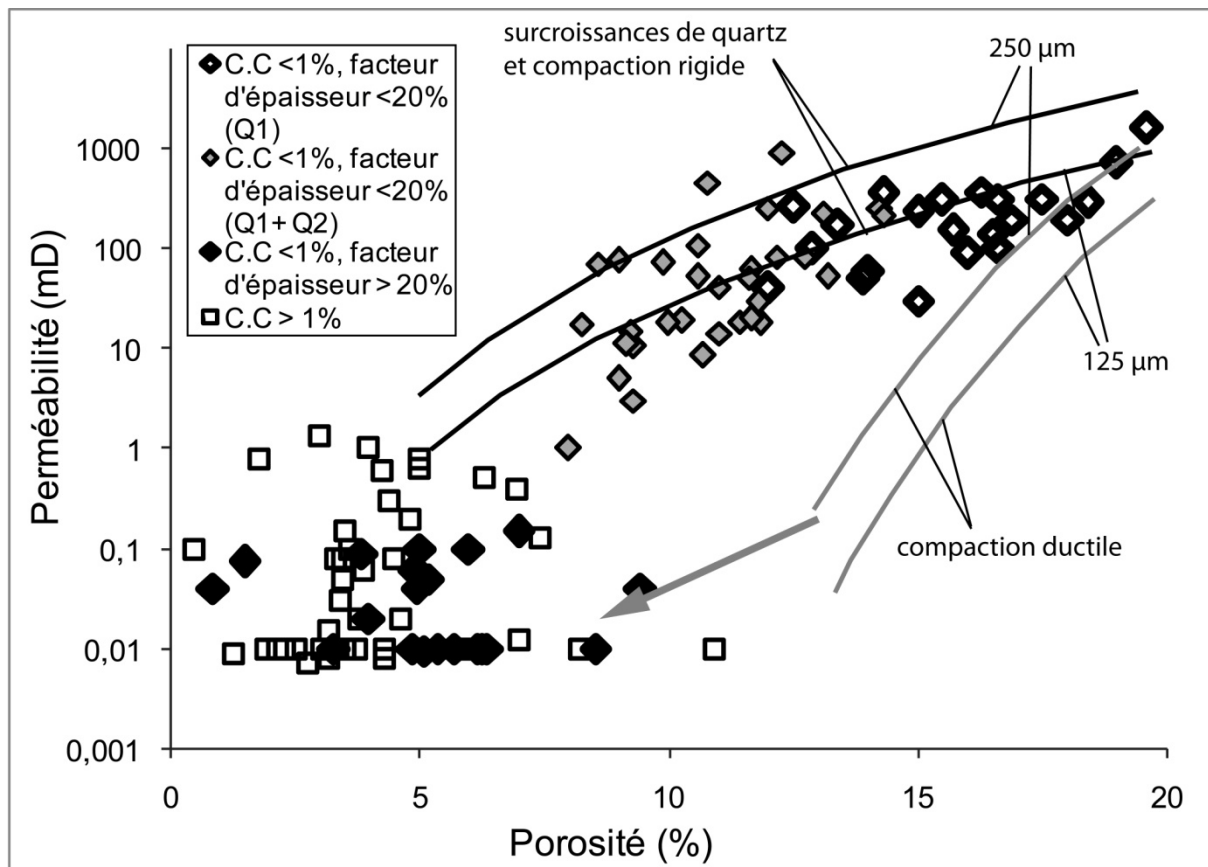


Figure VII.5 : Perméabilité vs. porosité des grès des bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud. Les courbes d'évolution de porosité-perméabilité des grès de granulométrie de 125 et 250 μm sont influencées par la compaction ductile ou la cimentation de quartz sous forme de surcroissances d'après Worden et al., 1997.

Plusieurs études mettent en évidence le contrôle de la diagenèse sur les propriétés pétrophysiques des grès. Ces processus diagénétiques sont principalement représentés par la compaction mécanique dans des réservoirs peu enfouis (Berner, 1980; Palmer et Barton, 1987; McBride et al., 1989; Lundegard, 1992; Wilson et Stanton, 1994; Ehrenberg, 1995; Dutton et Loucks, 2010; Weltje et Alberts, 2011), et chimique dans les grès argileux et des profondeurs importantes (Houseknecht, 1984; Dewers et Ortholeva, 1991; Ramm, 1992; Angevine et Turcotte, 1993; Bjørkum et al., 1993; Ramm et Bjørlykke, 1994; Lemée et Gueéguen, 1996; Giles, 1997) et par la cimentation de quartz (Heald, 1956; Thompson, 1959; Walderhaug, 1994; Worden et Morad, 2000; He et al., 2002; Dobson et al., 2003; Buissart, 2004; Dutton et Loucks, 2010). Ces processus diagénétiques est responsable de la destruction des porosités et perméabilités dans certains grès (Houseknecht, 1987; Wilson et McBride, 1988; Lundegard, 1992; Ehrenberg, 1995; Marfil et al., 1996; Worden et Morad, 2000;

Girard et al., 2002 ; Paxton et al., 2002 ; Worden et Burley, 2003; Chester et al., 2004; Cook et al., 2011). L'impact de la compaction est plus important sur la réduction la porosité que la cimentation de quartz en raison de son rôle double : en réduisant de la porosité et en formant une source de silice qui précipite dans les pores intergranulaires adjacents (McBride, 1989 ; Bjørlykke et Egeberg, 1993 ; Hiatt et al., 2007).

D'un point de vue global, les réservoirs du bassin des Palmyrides-Sud (les champs de Arak et de Debayate-Sud) sont plutôt comparables au réservoir du champ de Hassi Ilatou au niveau de la diagenèse et de la qualité réservoir.

Références

- Aase N.E., Bjorkum P.A. et Nadeau P.H., 1996. The effect of grain-coating microquartz on preservation of reservoir porosity. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 80, p. 1654-1673.
- Abreal A., 2002. La Macle de la Gardette. *J. of Pers. Mineralogist*, v. 1, p. 53-68.
- Ahmad A.H.M. et Baht G.M., 2006. Petrofacies, provenance and diagenesis of the dhosa sandstone member (Chari Formation) at Ler, Kachchh sub-basin, Western India. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 27, p. 857-872.
- Aït Hamou F. et Dautria J.M., 1994. Le magmatisme cénozoïque du Hoggar: une synthèse des données disponibles. Mise au point sur l'hypothèse d'un point chaud. *Bulletin Service Géologique Algérie*, v. 5, p. 49-68.
- Ajdukiewicz J.M. et Lander R.H., 2010. Sandstone reservoir quality prediction: The state of the art. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 94, p. 1083-1091.
- Akkouche M., 2007. Application de la datation par traces de fission à l'analyse de la thermicité de bassins à potentialités pétrolières. Exemple de la cuvette de Sbaâ et du bassin de l'Ahnet-Nord (plate-forme saharienne occidentale, Algérie). Mémoire de thèse, Université Nancy 1, France.
- Al Abdalla A., 2009. Evolution Tectonique de la Plate-forme Arabe en Syrie depuis le Mésozoïque. Mémoire de thèse, Université Paris 6, France.
- Al About N., 2003. Observation et quantification des mécanismes de pression-dissolution dans un réservoir gréseux. Mémoire de thèse, Université de Lille, France.
- Al Assimi A., 2007. Petroleum and gas in Syria-future perspectives. First geological congress of Syria, Damascus university, Syria.
- Alberts L. et Weltje G. J., 2002. Prediction initial porosity as a function of grain-size distribution from simulations of random sphere packs. Université Delft de Technology, Netherlands.
- Allan M.M. et Yardley B.W.D., 2007. Tracking meteoric water infiltration into a magmatic hydrothermal system: A cathodoluminescence, oxygen isotope, and trace element study of quartz from Mt. Leyshon, Australia. *Chemical Geology*, v. 240, p. 343-360.
- Allègre C. et Caby R., 1972. Chronologie absolue de l'Ahaggar occidental. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 275, p. 2095-2098.
- Al Qadi, 2010. Regional Petrological and Petrophysical Study of Markada Formation the Producer of Natural Gas in Southern Palmyride Belt in Syria, Syrian Petroleum Company, internal report.
- Anderson W.G., 1986. Wettability literature survey-part 1: rock/ oil/brine interactions and the effects of core handling on wettability. *Journal of Petroleum Technology*, v. 36, p. 1125-1144.
- Angevine C.L. et Turcotte D.L., 1993. Porosity reduction by pressure solution: A theoretical model for quartz arenites. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 94, p. 1129-1134.
- Anselmetti F.S., Luthi S. et Eberli G.P., 1998. Quantitative characterization of carbonate pore systems by digital image analysis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 82 (10), p. 1815-1836.
- Avigad D., Sandler A., Kolodner K., Stern R.J., McWilliams M., Miller N. et Beyth M., 2005. Mass-production of Cambro-Ordovician quartz-rich sandstone as a consequence of

- chemical weathering of Pan-African terranes: Environmental implications. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 240, p. 818-826.
- Ayed H. et Al Youssef W., 1992. Evolution of Upper Paleozoic sequences and the application of stratigraphy as a tool for hydrocarbon exploration in Syria. 11th Egyptian Exploration Petroleum conference, Cairo, p. 636-645.
- Baker J.C., 1991. Diagenesis and reservoir quality of the Aldebaran Sandstone, Denison Trough, eastcentral Queensland, Australia. *Sedimentology*, v. 38, p. 819-838.
- Bakker R.J. et Brown P.E., 2003. Computer Modeling in Fluid Inclusion research. In Samson I., A. Anderson A. & Marshall D., eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Ser. 32, p. 175-204.
- Barclay S.A. et Worden R.H., 2000. Effects of reservoir wettability on quartz cementation in oil fields. In: *Quartz Cementation in Sandstones*. (eds Worden, R.H. et Morad, S.) p. 103-117. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 29. Blackwell Science, Oxford.
- Barz R.U., Grassal M. et Gille P., 2002. Growth striations in GaPO₄ single crystals obtained under hydrothermal conditions. *Journal of Crystal Growth*, v. 237-239, p. 843-847.
- Basan P.B., Lowden B.D., Whattler P.R. et Attard J.J., 1997. Poresize data in petrophysics: a perspective on the measurement of pore geometry. *Dev. Petrophys*, v. 122, p. 47-67.
- Beard D.C. et Weyl P.K., 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 57, p. 349- 369.
- Beaufort D., Cassagnabere A., Petit S., Lanson B., Berger G., Lacharpagne J.C. et Johansen H., 1998. Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs: *Clay Minerals*, v. 33, p. 297-316.
- Beeskow B., Rankin A.H., Murphy P.J. et Treloar P.J., 2005. Mixed CH₄-CO₂ fluid inclusions in quartz from the South Wales Coalfield as suitable natural calibration standards for microthermometry and Raman spectroscopy. *Chemical Geology*, v. 223, p. 3-15.
- BEICIP-FRANLAB, 1996. Etude de la cuvette de Sbaa: GDFSUEZ internal report.
- BEICIP-FRANLAB, 2000. Evaluation of the gas potential of the Sbaa basin: GDFSUEZ internal report.
- Benson S.M., Hoversten M., Gasperikova E. et Haines M., 2005. Monitoring protocols and life-cycle costs for geologic storage of carbon dioxide. In: Wilson M, Rubin ES, Keith DW, Gilboy CF, Morris T, Thambimuthu K, Gale J (eds) *Proceedings of the 7th International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies*, Elsevier, p 1259-1265.
- Berg R.L., 1975. Depositional environment of Upper Cretaceous Sussex sandstone, House Creek field. Wyoming: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 59, p. 2099-2110.
- Berner R.A., 1980. *Early diagenesis. A Theoretical Approach*. Princeton University Press, Princeton, NJ, 241p.
- Best J.A., Barazangi M., Al Saad D., Sawaf T. et Gebran A., 1993. Continental margin evolution of the northern Arabian platform in Syria. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 77 (2), p.173-193.
- Beuf S., Biju-Duval B., De Charpal O., Rognon P., Gariel O. et Bennacef A., 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuité: évolution structurale d'un craton: Institut Français du Pétrole: Paris, Collection Sciences et Techniques du Pétrole, eds Technip, 464 p.

- Beydoun Z.R., 1981. Some open questions relation to the petroleum prospects of Lebanon. *J. Petrol. Geol.*, v. 3 (3), p. 303-314.
- Beydoun Z.R., 1991. Arabian plate hydrocarbon geology and potential-a plate tectonic approach: American Association of Petroleum Geology. *Study in Geol.* n 33, 77 p.
- Bjørkum P.A., 1996. How important is pressure in causing dissolution of quartz in sandstones: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 147-154.
- Bjørkum P.A., Walderhaug O. et Aase N.E., 1993. A model for the effect of illitization on porosity and quartz cementation of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 6, p. 1089-1091.
- Bjørlykke K., 1979. Cementation of sandstones: discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 49, p. 1358-1359.
- Bjørlykke K., 1984. Formation of secondary porosity: How important is it? In: McDonald, D.M., and Surdam, R.C. (eds), *Clastic Diagenesis A.A.P.G. Memoir*, v. 37, p. 277-286.
- Bjørlykke K., 1988. Sandstone diagenesis in relation to preservation, destruction and creation of porosity, in: Chilingarian, G.V., and Wolf, K.H. (eds), *Diagenesis, I.: Developments in Sedimentology*, v. 41, p. 531-565.
- Bjørlykke K., 1988. Fluid flow in sedimentary Basin. *Sedimentary Geology*, v. 86, p. 137-158.
- Bjørlykke, K., 1999. An review of factors controlling rate of compaction, fluid generation and flow in sedimentary basins. In Jamtveit B. et Meakin P., *Growth, dissolution and pattern formation in geosystems*, p. 381-404. Dordrecht, The Netherland: Kluwer Academic Publishers.
- Bjørlykke, K. et Egeberg P.K., 1993. Quartz Cementation in Sedimentary Basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 77 (9), p. 1538-1548.
- Bjørlykke K., Nedkvitne T., Ramm M. et Saigal G.C., 1992. Diagenetic processes in the Brent Group (Middle Jurassic) reservoirs of the North Sea: an overview. In: *Geology of the Brent Group*. (eds Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R. & Brown, S.) p. 263-287. Special Publication of the Geological Society of London, v. 61.
- Bjørlykke K., Ramm M. et Saigal G.C., 1989. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution: *Geologische Rundschau*, v. 78, p. 243-268.
- Bjornsson G. et Bodvarsson G., 1990. A survey of geothermal reservoir properties. *Geothermics*, v. 19, p. 17-27.
- Black R. et Fabre J., 1980. A brief outline of the geology of West Africa: *Episodes* 4, p. 17-25.
- Blanchet A., 2002. Origine, conditions et processus de la silicification diagenétique de réservoir gréseux en Mer du Nord. Mémoire de thèse, Université Paris-Sud, France.
- Blanchet A., Pagel M., Walgenwitz F. et Lopez A., 2003. Microspectrofluorimetric and microthermometric evidence for variability in hydrocarbon fluid inclusions in quartz overgrowths: implications for inclusion trapping in the Alwyn North field, North Sea. *Organic Geochemistry*, v. 34, p. 1477-1490.
- Blatt H., 1979. Diagenetic processes in sandstones: *SEPM Special Publication* 26, p. 141-157.
- Bodnar R.J., 1990. Petroleum migration in the Miocene Monterey formation, California, USA: constraints from fluid-inclusion studies. *Mineralogical Magazine*, v. 54, p. 295-304.
- Bodnar R.J. et Bethke P.M., 1984. Systematic of stretching of fluid inclusions - I. Fluorite and sphalerite at one atmosphere confining pressure: *Economic Geology*, v. 79, p. 141-146.

- Boles J.R. et Franks S.G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas: Implications of smectite diagenesis on sandstone cementation: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 49, p. 55-70.
- Boles J.R. et Johnson K.S., 1983. Influence of mica surfaces on pore-water pH. *Chemical Geology*, v. 43, p. 303-317.
- Boote D.R.D., Clark-Lowes D.D. et Traut M.W., 1998. Palaeozoic petroleum systems of North Africa, in: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., and Clark-Lowes, D.D. (eds), *Petroleum Geology of North Africa: Geological Society of London, Special Publication*, v. 132, p. 7-68.
- Bos M.R.E., 1982. Prolific dry oil production from sands with water saturation in excess of 50%: a study of a dual porosity system. *Log Anal.*, p. 17-21, September-October.
- Bosworth W., Guiraud R. et Kessler L.G., 1999. Late Cretaceous (ca. 84 Ma) compressive deformation of the stable platform of NE Africa (Egypt): far-field stress effects of the Santonian event and origin of the Syrian arc deformation belt. *Geology*, v. 27, p.633-636.
- Boudjemaa A., 1987. Evolution structurale du bassin pétrolier « triasique » du Sahara Nord-Oriental (Algérie): Mémoire de thèse, Université Paris-Sud, France, 290 p.
- Bourdet J. et Pironon J., 2008. Strain response and re-equilibration of CH₄-rich synthetic aqueous fluid inclusions in calcite during pressure drops. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, v. 72, p. 2946-2959.
- Brew G., Litak R., Barazangi M. et Sawaf T., 1999. Tectonic evolution of northeast Syria: regional implications and hydrocarbon prospects. *GeoArabia*, v. 4 (3), p. 289-318.
- Brew G., Best J., Barazangi M. et Sawaf T., 2003. Tectonic evolution of the NE Palmyride mountain belt, Syria: the Bishri crustal block. *Journal of the Geological Society of London*, v. 160, p.677-685.
- Brown C.S. et Thomas L.A., 1960. The effect of impurities on the growth of synthetic quartz: *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, v. 13, p. 337-343.
- Bruce C.H., 1984. Smectite dehydration - its relation to structural development and hydrocarbon accumulation in northern Gulf of Mexico basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 68, p. 673- 683.
- Bryant S., Cade C. et Mellor D., 1993. Permeability prediction from geologic models. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull*, v. 77, p. 1338-1350.
- Buissart H., 2004. Étude pétrographique des puits du bassin de Sbaa: GDFSUEZ internal report.
- Bumby A.J. et Guiraud R., 2005. The geodynamic setting of the Phanerozoic basins of Africa: *Journal of African Earth Sciences*, v. 43, p. 1-12.
- Cahill J.E. et Leroi G.E., 1967. *Journal of Chemical Physics*, v. 47, 3678p.
- Caméra L., 2006. Structure profonde de la marge passive égyptienne au large du Nil : Contribution des données de sismique multitrace et de gravimétrie. Mémoire de thèse, Université Paris 6, France, 159p.
- Camoin G., Bellion Y., Dercourt J., Guiraud R., Lucas J., Poisson A., Ricou L.E. et Vrielynck B., 1993. Late Maastrichtian (69.5-65 Ma). In: J. Dercourt, L.E. Ricou and B.
- Canals M. et Meunier J.D., 1995. A model for porosity reduction in quartzite reservoirs by quartz cementation: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, p. 699-709.
- Carothers W.W. et Kharaka Y.K., 1978. Aliphatic acid anions in oilfield waters - implications for the origin of natural gas: *A.A.P.G. Bulletin*, v. 62, p. 2431-2441.

- Cerepi A., Durand C., Brosse E., 2002. Pore microgeometry analysis in low-resistivity sandstone reservoirs. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 35, p. 205-232.
- Chaimov T., Barazangi M., Al Saad D., Sawaf T. et Gebran A., 1992. Mesozoic and Cenozoic deformation inferred from seismic stratigraphy in southwestern intracontinental Palmyride fold-thrust belt, Syria. *Geological Society of America Bulletin*, v. 104 (6), p. 704-715.
- Chang H.K., Mackenzie F.T. et Shomakers J., 1986. Comparison between diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins: *Clays and Clay Minerals*, v. 34, p. 407-423.
- Chester J.S., Lenz S.C., Chester F.M. et Lang R.A., 2004. Mechanisms of compaction of quartz sand at diagenetic conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 220, p. 435-451.
- Chilingar G.V. et Yen T.F., 1983. Some notes on wettability and relative permeability of carbonate rocks. II'. *Energy and Sources*, v. 7, p. 67-75.
- Comings B.D. et Cercone K.R., 1986. Experimental contamination of fluid inclusions in calcite: *SEPM (abstract 3)*, v. 24.
- Cook J.E., Goodwin L.B. et Boutt D.F., 2011. Systematic diagenetic changes in the grainscale morphology and permeability of a quartz-cemented quartz arenite. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 95, p. 1067-1088.
- Coplen T.B., 1988. Normalization of oxygen and hydrogen isotope data: *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 72, p. 293-297.
- Coskun S.B., Wardlaw N. C. et Haverslew B., 1993. Effects of composition, texture and diagenesis on porosity, permeability and oil recovery in a sandstone reservoir *J. Petrol. Sci. Engin*, v. 8, p. 279-292.
- Coward M.P. et Ries A.C., 2003. Tectonic development of North African basins, in: Arthur, T.J., Macgregor, D.S., and Cameron, M.R. (eds), *Petroleum Geology of Africa: New themes and developing technologies*. *Journal of the Geological Society of London, Special Publication*, v. 207, p. 61-83.
- Craig J., Rizzi C., Said F., Thusu B., Lüning S., Asbali A., Keeley M.L., Bell J.F., Durham M.J., Eales M.H., Beswetherick S. et Hamblett C., 2006. *Structural Styles and Prospectivity in the Precambrian and Palaeozoic Hydrocarbon Systems of North Africa: Conference proceedings, Geology of East Libya Symposium 2004, Binghazi*.
- Crowell J.C., 1999. Pre-Mesozoic ice ages: their bearing on understanding the climate system. *The Geological Society of America, Mémoire* 192, 106 p.
- Cuiec L., 1987. Wettability and oil reservoirs, in J. Kleppe et al., eds., *North Sea oil and gas reservoirs*: London, Graham and Trotman, p. 193-207.
- Curtis C.D., 1978. Possible links between sandstone diagenesis and depth-related geochemical reactions occurring in enclosing mudstones: *Journal of the Geological Society of London*, v. 135, p. 107-117.
- Dauphin L., Portier E. et Desaubliaux G., 2008. The Glaciogenic System of the Ordovician Reservoirs in Sbaa Basin (SW Algeria). *American Association of Petroleum Geologists, International Conference and Exhibition, Cape Town, South Africa*.
- Dautria J.M. et Lesquer A., 1989. An example of the relationship between rift and dome : Recent geodynamic evolution of the Hoggar swell and of its nearby regions (Central Sahara, Southern Algeria and Eastern Niger) : *Tectonophysics*, v. 163, p. 45-61.

- Demars C., 1994. Evolution diagénétique, paléofluides et paléothermicité dans les réservoirs du Keuper et du Dogger du bassin de Paris. Institut national polytechnique de Lorraine, Nancy. 394 p.
- Demars C., Pagel M., Deloule E. et Blanc P., 1996. Cathodoluminescence of quartz from sandstones: Interpretation of the UV range by determination of trace element distributions and fluid-inclusion P-T-X properties in authigenic quartz: *American Mineralogist*, v. 81, p. 891-901.
- Denglin H., Zhong L., Jianfeng S., Weifeng L., 2011. Reservoir Heterogeneities between structural positions in the anticline: a case study from Kela-2 gas Field in the Kuqa Depression, Tarim Basin, NW China. *Petroleum Exploration and development*, v. 38, p. 282-286.
- Denis M., 2007. Interactions entre glaciation / déglaciation, déformation et enregistrement stratigraphique. Application à l'Ordovicien supérieur - Silurien du bassin du Djado (Niger) et des bassins d'Afrique du Nord. Mémoire de thèse, Université de Bourgogne, France.
- Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjaquet C., Sbertshikov I.M., Geussant J., Lepvrier C., Pechersku D.H., Boulin J., Bazhenov M.L., Lauer J.P. et Biju-Duval B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, v. 123, p. 241-315.
- Destombes J., 1985. Lower Palaeozoic Rocks of Morocco, in: Holland, C.H. (ed), *Lower Palaeozoic Rocks of the World: Lower Palaeozoic of north-western and west-central Africa*, p. 611-622.
- Dewers T. et Ortoleva P., 1991. Influence of clay minerals on sandstone cementation and pressure solution: *Geology*, v. 19, p. 1045-1048.
- Deynoux M., 1980. Les formations glaciaires du précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plate-forme stable. *Trav. Lab. Sci. Terre St.-Jérôme, Marseille*, 17, 554 p.
- Dia O., Sougy J. et Trompette R., 1969. Discordances de ravinement et discordance angulaire dans le "Cambro-Ordovicien" de la région de Mejeria (Taganet occidental, Mauritanie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), XI, 207-221.
- Dias R.F., Freeman K.H. et Franks S.G., 2002. Gas chromatography-pyrolysis-isotope ratio mass spectrometry: a new method for investigating intramolecular isotopic variation in low molecular weight organic acids. *Organic Geochemistry*, v. 33 (2), p. 161-168.
- Diaz-Martinez E. et Grahn Y., 2007. Early Silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Peru, Bolivia and northern Argentina): Palaeogeographic and geodynamic setting: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 245, p. 62-81.
- Dixon J.E. et Robertson A.H.F., (eds) 1984. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Geological Society, London, Special Publications, v. 17, p. 836.
- Djebbar T. et Donaldson E.C., 2012. *Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties*. Gulf Professional Publishing, 950p.
- Dobson P.F., Kneafsey T.J., Hulen J. et Simmons A., 2003. Porosity, permeability, and fluid flow in the Yellowstone geothermal system, Wyoming, *Jour. volcan. Geotherm. Res.*, v. 123, p. 313-324.
- Dolson J.C., Boucher P.J., Siok J. et Heppard P.D., 2005. Key challenges to realizing full potential in an emerging giant gas province: Nile delta/Mediterranean offshore, deep water, Egypt In: Doré, A.G., Vining, B.A. eds., *Petroleum Geology: North-West Europe*

- and global perspectives, Proceedings of the 6th Petroleum Geology conference, the Geological Society, London, p.607-624.
- Données SPC: un ensemble des rapports tectoniques, pétrographiques et géochimiques du Syrian Petroleum Company, 1987-1995.
- Drever J.I. et Stillings L.L., 1997. The role of organic acids in mineral weathering: Colloids and Surfaces, v. 120, p. 167-181.
- Drid M., 1989. Sur quelques aspects de la diagenèse organique et minérale dans le bassin de Timimoun et le sillon de Sbaa (Sahara Central Algérien), Mémoire de thèse, Université Bordeaux III, France.
- Dubessy J., Guilhaumou N., Mullis J. et Pagel M., 1984. Reconnaissance par microspectrometric Raman dans les inclusions fluides de H₂O et CO₂ solides \$a\$ domaine de fusion comparable. Bulletin Minéralogie, v. 107, p. 189-92.
- Dubessy J., Poty B. et Ramboz C., 1989. Advances in C–O–H– N–S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analyses of fluid inclusions. European Journal of Mineralogy, v. 1, 517-534.
- Dutton S.P. et Diggs T.N., 1990. History of quartz cementation in the Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas: Journal of Sedimentary Petrology, v. 60, p. 191-202.
- Dutton S.P. et Loucks R.G., 2010. Diagenetic controls on evolution of porosity and permeability in lower Tertiary Wilcox sandstones from shallow to ultradeep (200-6700 m) burial, Gulf of Mexico Basin, U.S.A. Marine and Petroleum Geology, v. 27, p. 69-81.
- Dutton S.P. et Willis B., 1998. Comparison of outcrop and subsurface sandstone permeability distribution, Lower Cretaceous Fall River Formation, South Dakota and Wyoming. Journal of Sedimentary Research, v. 68, p. 890-900.
- Edgell H.S., 1992. Basement tectonics of Saudi Arabia as related to oil field structures, in Rickard, M. H., et al., eds., Basement tectonics, v. 9, p.169-193.
- Edgell H.S., 1996. Salt tectonics in the Persian Gulf Basins. In: G.I. Alsop, D.J. Blundell and I. Davison, Editors, Salt Tectonics Geological Society Special Publication, v. 100, p.129-151.
- Ehrenberg S.N., 1990. Relationship between diagenesis and reservoir quality in sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken, Mid-Norwegian continental shelf. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 74, p. 1538-1558.
- Ehrenberg S.N., 1993. Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: examples from the Norwegian continental shelf. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 77, p. 1260-1286.
- Ehrenberg S.N., 1995. Measuring sandstone compaction from modal analyses of thin sections: how to do it and what the results mean. Journal of Sedimentary Research, v. 65, p. 369-379.
- Ehrenberg S.N., 1997. Influence of depositional sand quality and diagenesis on porosity and permeability: example from Brent group reservoir, Northern North Sea. Journal of Sedimentary research, v. 67 (1), p. 197-211.
- Ehrenberg S.N., Aagaard P., Wilson M.J., Fraser A.R. et Duthie D.M.L., 1993. Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. Clay Minerals, v. 28, p. 325-352.

- Ehrlich R., Crabtree S.J., Horkowitz K.O. et Horkowitz J.P., 1991a. Petrography and reservoir physics I: objective classification of reservoir porosity. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 75 (10), p. 1547-1562.
- Ehrlich R., Etris E.L., Brumfield D., Yuan L.P. et Crabtree S.J., 1991b. Petrography and reservoir physics III: physical models for permeability and formation factor. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 75, p. 1579-1592.
- El Ghali M.A.K., Mansuberg H., Morad S., Al Aasm I.S. et Ramseyer K., 2006. Distribution of diagenetic alterations in glaciogenic sandstones within a depositional facies and sequence stratigraphic framework: Evidence from the Upper Ordovician of the Murzuq Basin, SW Libya. *Sedimentary Geology*, v. 190, p. 323-351.
- Eyal Y., 1996. Stress field fluctuations along the Dead Sea rift since the middle Miocene. *Tectonics*, v. 15, p. 157-170.
- Fabre J., 1976. Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. Soc. nat. Ed. Diff. Alger. 422 p.
- Fabre J., 1988. Les séries Paléozoïques d'Afrique : une approche. *J. Afric. Earth Sci.*, v. 7 (1), p. 1- 40.
- Fernandez N., 2004. Touat Project - Sbaa field, geological model: GDFSUEZ internal report.
- Fisher Q.J., Knipe R.J. et Worden R.H., 2000. Microstructures of deformed and non-deformed sandstones from the North Sea: implications for the origins of quartz cement in sandstones, in: Worden R.H. et Morad S. (eds), 2000. Quartz Cementation in Sandstones. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, v. 29, p. 129-146.
- Füchtbauer H., 1978. Zur Herkunft des Quarzzements. Abschätzung der Quarzauflösung in Silt- und Sandsteinen. *Geologische Rundschau*, v. 67, p. 991-1008.
- Gabra A.A., 1999. Study of the temperature effect, pressure and geological times on the sedimentary rock in the Palmyrian folding zone the isolation and posipole hydrocarbonic formations.
- Gabra A.A. et Saoud H., 2004. Time-Arinius temperature using for the evolution of the maturation of organic matter in Silurian and Upper Paleozoic in the central and eastern parts of Aleppo Plateau. *Journal of Damascus university*, v. 20 (1).
- Gaida K.H., Ruhl W. et Zimmele W., 1973. Rasterelektronen Mikroskopische Untersuchungen des Porenraumes von Sandsteinen: Erdoel Erdgas Zeitschrift, v. 85, p. 379- 390. *Journal of Damascuss University*.
- Gardosh M. et Druckmann Y., 2005. Stratigraphy and tectonic evolution of the Levantine Basin, offshore Israel. In: Robertson, A. (Ed), *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*, Geological Society Special Publication.
- Garfunkel Z., 1998. Constrains on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin. *Tectonophysics*, v. 298, p.5-35.
- GDFSUEZ, 2004. Potential exploration summary. Touat concession - Sbaa basin: GDFSUEZ internal report.
- George SC., Ruble T.E., Dutkiewicz A. et Eadington P.J., 2001. Assessing the maturity of oil trapped in fluid inclusions using molecular geochemistry data and visually-determined fluorescence colours. *Applied Geochemistry*, v. 16, p. 451-473.
- Gévin P., 1960. Etude et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires. Publication Service. Carte. *Géologie Algérie Bulletin* 23, 328 p.

- Ghienne J.F., 1998. Modalités d'enregistrement d'une glaciation ancienne. Exemple de la glaciation fini-ordovicienne sur la plate-forme nord-gondwanienne en Afrique de l'Ouest. Mémoire de thèse, Université de Strasbourg, France, 340 p.
- Ghienne J.F., 2003. Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni basin, West Africa: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 189.
- Ghienne J.F., Boumendjel K., Paris F., Videt B., Racheboeuf P. et Ait Salem H.A., 2007a. The Cambrian-Ordovician succession in the Ougarta Range (western Algeria, North Africa) and interference of the Late Ordovician glaciation on the development of the Lower Palaeozoic transgression on northern Gondwana. *Bulletin of Geosciences*, v. 82, p. 183-214.
- Ghienne J.F. et Deynoux M., 1998. Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, Western Sahara. *Sedimentary Geology*, v. 119, p. 141-159.
- Ghienne J.F., Le Heron D.P., Moreau J., Denis M. et Deynoux M., 2007b. The Late Ordovician glacial sedimentary system of the North Gondwana platform, in: Hambrey, M., Christoffersen, P., Glasser, N., Janssen, P., Hubbard, B. and Siegert, M. (eds) *Glacial sedimentary processes and products*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 39. Blackwells, Oxford, p. 295-320.
- Giannérini G., Campredon R., Feraud G. et Abo Zakhem B., 1988. Déformations intraplaques et volcanisme associé : exemple de la plaque arabique au Cénozoïque. *Bull, Soc, Géol.*, v. 6, p.937-947.
- Giles M.R., 1997. Diagenesis: a quantitative perspective; implications for basin modeling and rock property prediction: Dordrecht, N.L., Kluwer, 526 p.
- Giles M.R., Stevenson S. et Martin S.V., 1992. The reservoir properties of the Brent Group: A regional perspective. In: *Geology of the Brent Group*. (eds Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R. & Brown, S.) p. 289-327. Special Publications of the Geological Society of London 61.
- Girard J.P., Munz I.A., Johansen H., Lacharpagne J.C. et Sommer F., 2002. Diagenesis of the Hild Brent Sandstones, Northern North Sea : Isotopic Evidence for the Prevailing Influence of Deep Basinal Water. *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, p. 746-759.
- Glasmann J.R., 1992. The fate of feldspars in Brent group reservoirs, North Sea: a regional synthesis of diagenesis in shallow, intermediate and deep burial environments. In: *Geology of the Brent Group*. (eds Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R. et Brown, S.) p. 329-50. Special Publications of the Geological Society of London 61.
- Glasmann J.R., Clark R.A., Larter S.R., Briedis N.A. et Lundegard P.D., 1989. Diagenesis and Hydrocarbon Accumulation, Brent Sandstone (Jurassic), Bergen High Area, North Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 73, p. 1341-1360.
- Goldstein R.H. et Reynolds T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: *SEPM Short Course*, v. 31, p. 199.
- Götze J., Plötze M. et Habermann D., 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence of quartz-A review. *Mineral Petrol*, v. 71, p. 225-250.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W. et Lourens L.J., 2004. A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene Episodes 27, p. 83-100.

- Griffiths J.C., 1964. Statistical approach to the study of potential oil reservoir sandstones. In: Computers in the Mineral Industries, Part I (Ed. G.A. Parks), Stanford University Publications in the Geological Sciences, v. 9, p. 637-668.
- Guiraud R., Issawi B. et Bellion Y., 1985. Les linéaments guinéo-nubiens: un trait structural majeur à l'échelle de la plaque africaine: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, v. 300, p. 17-20.
- Gutierrez M. et Wangen M., 2005. Modeling of compaction and overpressuring in sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 351-363.
- Haddoum H., Guiraud R. et Moussine-Pouchkine A., 2001. Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: *Terra Nova*, v. 13, p. 220-226.
- Hambrey M.J., 1985. The Late Ordovician-Early Silurian glacial period. *Palaeogeographie, Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, v. 51, p. 273-289.
- Hanor J.S., 1980. Dissolved methane in sedimentary brines: Potential effect on the PVT properties of fluid inclusions. *Economic Geology*, v. 75, p. 603-617.
- Harris N.B., 1992. Burial diagenesis of Brent Sandstones: a study of Statfjord, Hutton and Lyell fields, in: Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R., and Brown, S. (eds), *Geology of the Brent Group*. Geological Society of London, Special Publication, v. 61, p. 351-376.
- Haszeldine R.S., Brint J.F., Fallick A.E., Hamilton P.J. et Brown S., 1992. Open and restricted hydrologies in Brent Group diagenesis: North Sea, in Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R., and Brown, S., eds., *Geology of the Brent Group*. Geological Society of London, Special Publication 61, p. 401-419.
- He W., Hajash A. et Sparks D., 2002. A model for porosity evolution during creep compaction of sandstones. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 197, p. 237-244.
- Heald M.T., 1955. Stylolites in sandstones. *Journal of Geology*, v. 63, p. 101-114.
- Heald M.T. et Renton J.J., 1966. Experimental study of sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 36, p. 977-991.
- Heasley E.C., Worden R.H. et Hendry J.P., 2000. Cement distribution in a carbonate reservoir: recognition of a palaeo oil-water contact and its relationship to reservoir quality in the Humbly Grove field, onshore, UK. *Marine and Petroleum Geology*, v. 17 (5), p. 639-654.
- Heidman J.L., Tsonopoulos C., Brady C.J. et Wilson G.M., 1985. High-temperature mutual solubilities of hydrocarbons and water. Part II: ethylbenzene, ethylcyclohexane, and noctane. *AIChE J.* v. 31, p. 376-383.
- Hendy H., Gouda S. et Ghanem L., 1992. Structural styles revealed by 3D seismic data in the Abu Garadig basin, Badar El-Din and Sitra Lease area, Western Desert, Egypt. *E. G. P. C. 11 Petr. Expl. & prod. Conf. Cairo*, v. 2, p.20-38.
- Henson F.R.S., 1951. Observations on the geology and petroleum occurrences of the Middle East. *Proceedings of the Third World Petroleum Congress, La Haye*, p.118-135. Hervig, R.L., and Peacock, S.M. (1989) Implications of trace element zoning in deformed quartz from the Santa Catalina mylonite zone. *Journal of Geology*, v. 89, p. 343-350.
- Hernitz-Kučenjak M., Premec Fuček V., Slavković R. et. Mesić I.A, 2006, Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Late Eocene and Oligocene in the Palmyride Area, Syria. *Geologia Croatica*, v. 59, p. 119-139.

- Hiatt E.E., Kyser T.K., Fayek M., Polito P., Holk G.J. et Riciputi L.R., 2007. Early quartz cements and evolution of paleohydraulic properties of basal sandstones in three Paleoproterozoic continental basins: Evidence from in situ $\delta^{18}\text{O}$ analysis of quartz cements. *Chemical Geology*, v. 238, p. 19-37.
- Hogg A.J.C., Sellier E. et Jourdan A.J., 1992. Cathodoluminescence of quartz cements in Brent Group sandstones, Alwyn South, UK North Sea. In: *Geology of the Brent Group*. (eds Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R. & Brown, S.) p. 421-440. Special Publications of the Geological Society of London 61.
- Homewood, P., Mauriaud, P. et Lafont, F., 2000. Vade-mecum de stratigraphie séquentielle pour géologues, géophysiciens et ingénieurs réservoir. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, mémoire 25, 81p.
- Houseknecht D.W., 1984. Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation, and porosity in a quartzose sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 348-361.
- Houseknecht D.W., 1987. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 71, p. 633-642.
- Hunt M.J., 1995. *Petroleum geochemistry and geology* (Second ed.). 743 p. New York, W. H. Freeman.
- Hurai V., Kihle J., Kotulova J., Marko F. et Swierczewska A., 2002. Origin of methane in quartz crystals from the Tertiary accretionary wedge and fore-arc basin of the western Carpathians. *Appl. Geochem.* v. 17, p. 1259-1271.
- Hurst V.J. et Storch S.P., 1981. Regional variation in the cell dimensions of metamorphic quartz. *American Mineralogists*, v. 66, p. 204-212.
- Husseini M.I., 1989. Tectonic and deposition model of late Precambrian-Cambrian Arabian and adjoining plates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 73 (9), p.1117-1131.
- Iwasaki H. et Iwasaki F., 1995. Morphological variations of quartz crystals as deduced from computer experiments. *Journal of Crystal Growth*, v. 151, p. 348-358.
- James R., 1995. Causes of permeability variation in a Lower Cretaceous reservoir unit in the West Siberian Basin, Russia, v. 13, p. 393-406.
- JCrystal Soft, 2008. JCrystal: <http://jcrystal.com> (accessed March 10, 2008).
- Kamei T., Inoue T., Yanagiya S. et Mori A., 2002. Striations in the KCl single crystals grown from aqueous solutions. *Journal of Crystal Growth*, v. 243, p. 517-521.
- Kanada T., Hourai M., Miki S., Shigematsu T., Tomokage H., Miyano T., Morita H. et Shantani A., 1996. Influence of melt-temperature fluctuations on striation formation in large-scale Czochralski Si growth systems. *Journal of Crystal Growth*, v. 166, p. 663-668.
- Karim A., Pe-Piper G. et Piper D. J. W., 2010. Controls on diagenesis of Lower Cretaceous reservoir sandstones in the western Sable Subbasin, offshore Nova Scotia. *Sedimentary Geology*, v. 244, p. 65-83.
- Kawasaki M., 1995. Effect of Al upon the morphology of synthetic quartz crystals. *Journal of Crystal Growth*, v. 155, p. 75-80.
- Kawasaki M., 2003. Growth-induced inhomogeneities in synthetic quartz crystals revealed by the cathodoluminescence method. *Journal of Crystal Growth*, v. 247, p. 185-191.

- Ketzer J.M., Holz M., Morad S. et Al Aasm I.S., 2003. Sequence stratigraphic distribution of diagenetic alterations in coal-bearing, paralic sandstones: evidence from the Rio Bonito Formation (early Permian), southern Brazil. *Sedimentology*, v. 50, p. 855-877.
- Ketzer J.M., Morad S. et Evans R., 2002. Distribution of diagenetic alterations in fluvial, deltaic and shallow marine sandstones within a sequence stratigraphic framework: evidence from the Mullaghmore Formation (Carboniferous), NW Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, p. 760-774.
- Khenous M., 1997. Les bassins sédimentaires paléozoïques avoisinants la ride de l'Ougarta (Sahara algérien occidental) – Histoire de l'évolution sédimentaire et structurale en vue de la recherche pétrolière. Mémoire de thèse, Université de Mainz, Allemagne, 201 p.
- Kim Y. et Lee Y.I., 2004. Origin of quartz cement in the Lower Ordovician Dongjeom formation, Korea. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 24, p. 327-335.
- Kohn B., Eyal M. et Feinstein S., 1992. A major Late Devonian-Early Carboniferous (Hercynian) thermotectonic event at the NW Margin of the Arabian-Nubian Shield: evidence from zircon fission track dating. *Tectonics*, v. 11 (5), p. 1018-1027.
- Krashenninkov V.A., Golovin D.I., Muravyov V.I., 1996. The Paleogene of Syria-stratigraphy, lithology, geochronology. *Geol. Jahrb., Reihe B Reg. Geol. Ausl., Heft 80 Hannover*, 136 p.
- Kruger Y., Stoller P., Ricka J. et Frenz M., 2007. Femtosecond lasers in fluid-inclusion analysis: overcoming metastable phase states. *European Journal of Mineralogy*, v. 19, p. 693-706.
- Kumpulainen R.A., Uchaman A., Woldehaimanot B., Kreuser T. et Ghirmay S., 2006. Trace fossil evidence from the Adigrat Sandstone for an Ordovician glaciation in Eritrea, NE Africa. *Journal of African Earth Sciences*, v. 45, p. 408-420.
- Kuss J., Scheibner C. et Gietl R., 2000. Carbonate platform to basin transition along an Upper Cretaceous to Lower Tertiary Syrian Arc uplift, Galala Plateaus, Eastern Desert, Egypt. *GeoArabia*, v. 5, p. 405-424.
- Laaksoharju M., Gascoyne M. et Gurban I., 2008. Understanding groundwater chemistry using mixing models. *Applied Geochemistry*, v. 23, p. 1921-1940.
- Laaksoharju M., Tullborg E.L., Wikberg P., Wallin B. et Smellie J., 1999. Hydrogeochemical conditions and evolution at the Äspö HRL, Sweden. *Applied Geochemistry*, v. 14, p. 835-859.
- Lababidi M.M. et Hamdan A.N., 1985. Preliminary Lithostratigraphic Correlation Study in OAPEC Member Countries, Organization of Arab Petroleum Exporting Countries Energy Resources Department.
- Lander R.H., Larese R.E. et Bonnell L.M., 2008. Toward more accurate quartz cement models: The importance of euhedral versus noneuhedral growth rates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 92, p. 1537-1563.
- Lander R.H. et Walderhaug O., 1999. Predicting Porosity through Simulating Sandstone Compaction and Quartz Cementation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 83 (3), p. 433-449.
- Leder F. et Park W.C., 1986. Porosity reduction in sandstones by quartz overgrowth. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 70, p. 1713-1728.
- Legrand Ph. (1969). Découverte de graptolites entre Gara Djbilet et Aouinet Bel Egra (synclise de Tindouf, Sahara algérien). *Bulletin de la Société d'histoire naturelle d'Afrique du Nord, Alger*, v. 59 (1-4), p. 99-114.

- Legrand P., 1985. Lower Paleozoic Rocks of Algeria, in: Holland, C.H. (ed), Lower Palaeozoic Rocks of the World. Lower Palaeozoic of north-western and west-central Africa, p. 5-89.
- Le Hérissé A., Paris F., Vecoli M., Steemans P. et Streel M., 2004. Etude palynostratigraphique des séries paléozoïques du Bassin de Sbaa: GDFSUEZ internal report.
- Le Heron D.P., Ghienne J.F., El Houicha M., Khoukhi Y. et Rubino J.L., 2007. Maximum extent of ice sheets in Morocco during the Late Ordovician glaciations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 245, p. 220-226.
- Lehmann K., Pettke T. et Ramseyer K., 2011. Significance of trace elements in syntaxial quartz cement, Haushi Group sandstones, Sultanate of Oman. *Chemical Geology*, v. 280, p. 47-57.
- Lemée C. et Gueguen Y., 1996. Modeling of porosity loss during compaction and cementation of sandstones, *Geology*, v. 24, p. 875-878.
- Le Métour J., Michel J.C., Béchenec F., Platel J.P. et Roger J., 1995. Geology and mineral wealth of the Sultanate of Oman. Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate General of Minerals, Oman, 285 p.
- Logan P. et Duddy I., 1998. An investigation of the thermal history of the Ahnet and Reggane Basins, Central Algeria, and the consequences for hydrocarbon generation and accumulation, in: Macgregor D.S., Moody R.T.J. et Clark-Lowes D.D. (eds), *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society of London, Special Publication, v. 132, p. 131-155.
- Long H., Swennen R., Foubert A., Dierick M. et Jacobs P., 2009. 3D quantification of mineral components and porosity distribution in Westphalian C sandstone by microfocus X-ray computed tomography. *Sedimentary Geology*, v. 220, p. 116-125.
- Loreto M. F. et Tinivella U., 2012. Gas hydrate versus geological features: the South Shetland case study. *Marine and Petroleum Geology*, v. 36, p. 164-71.
- Lovelock P.E.R., 1984. A review of the tectonics of the northern Middle East region. *Geological Magazine*, v. 121, p.577-587.
- Lovelock P.E.R., Potter T.L., Walsworth-Bell E.B. et Weimer W.M., 1981. Ordovician rocks in the Oman Mountains: The Amdeh Formation: *Geol. En Mijn.*, v. 60, p.487-495.
- Lundegard P.D., 1992. Sandstone porosity loss. A “big picture” view of the importance of Compaction. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, p. 250-260.
- Lüning S., Craig J., Loydell D.K., Štorch P. et Fitches B., 2000. Lower Silurian ‘Hot shales’ in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth Science Reviews*, v. 49, 121-200.
- Lüning S., Shahin Y.M., Loydell D., Al-Rabi H.T., Masri A., Tarawneh B. et Kolonic S., 2005. Anatomy of a world class source rock: Distribution and depositional model of Silurian organic-rich shales in Jordan and implications for hydrocarbon potential. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 89, p. 1397-1427.
- Makhous M., 2000. *The Formation of Hydrocarbon Deposits in the North African Basins; Geological and Geochemical Conditions*, Springer, 329 p.
- Makhous M. et Galushkin Y.I., 2003. Burial history and thermal evolution of the southern and western Saharan basins: Synthesis and comparison with the eastern and northern Saharan basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 87, p. 1799-1822.

- Makowitz A. et Sibley D.F., 2001. Crystal growth mechanisms of quartz overgrowths in a Cambrian quartz arenite. *Journal of Sedimentary Research*, v. 71, p. 809-816.
- Marfil R., Scherer M. et Turrero M.J., 1996. Diagenetic processes influencing porosity in sandstones from the Triassic Buntsandstein of the Iberian Range, Spain. *Sedimentary Geology*, v. 105, p. 203-219.
- Marshall D.J., 1988. *Cathodoluminescence of Geological Materials*, Unwin Hyman, London, 144 p.
- May P.R., 1991. The Eastern Mediterranean Mesozoic basin: evolution and oil habitat. *A. A. P. G. Bulletin*, v. 75 (7), p. 1215-1232.
- McBride E.F., 1989. Quartz cement in sandstones: a review. *Earth Science Reviews*, v. 26, p. 69-112.
- McBride E.F., Abdel-Wahab A. et Salem A.M.K., 1996. The influence of diagenesis on the reservoir quality of Cambrian and Carboniferous sandstones, southwest Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, v. 22 (3), p. 285-300.
- McBride J.H., Barazangi M., Best J., Al Saad D., Sawaf T., Al-Otri M. et Gebran A., 1990. Seismic reflection structure of intracratonic Palmyride fold-thrust belt and surrounding Arabian platform, Syria. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 74 (3), p. 238-259.
- McBride E.F., Diggs T.N. et Wilson J.C., 1991. Compaction of Wilcox and Carrizo sandstones (Paleocene-Eocene) to 4420 m, Texas Gulf Coast. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 61, p. 73-85.
- McCreech C.A., Ehrlich R. et Crabtree S.J., 1991. Petrography and reservoir physics II: relating thin section porosity to capillary pressure, the association between pore-types and throat size. *AAPG Bulletin*, v. 75 (10), p. 1563-1578.
- Means J.L. et Hubbard V., 1987. Short-chain aliphatic acid anions in deep subsurface brines : A review of their origin, occurrence, properties, and importance and new data on their distribution and geochemical implications in the Palo Duro Basin, Texas. *Organic Geochemistry*, v. 11, p. 177-191.
- Milliken K.L., 2001. Diagenetic heterogeneity in sandstone at the outcrop scale, Breathitt Formation (Pennsylvanian), eastern Kentucky. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 85, p. 795-815.
- Milliken K.L., McBride E.F. et Land L.S., 1989. Numerical assessment of dissolution versus replacement in the subsurface destruction of detrital feldspars, Frio Formation, South Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 59, p. 740-757.
- Molenaar N., Cyziene J. et Sliupa S., 2007. Quartz cementation mechanisms and porosity variation in Baltic Cambrian sandstones. *Sedimentary Geology*, v. 195, p. 135-159.
- Monecke T., Kempe J. et Götze J., 2002. Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 202, p. 709-724.
- Monod O., Kozlu, H., Ghienne L.F., Dean W.T., Gqnay Y., Le Herisse A., Paris F. et Robardet M., 2003. Late Ordovician glaciation in southern Turkey. *Terra Nova*, v. 15, 249-257.
- Morad S. et Al Dahan A.A., 1987. A SEM study of diagenetic kaolinitization and illitization of detrital feldspar in sandstones. *Clay Minerals*, v. 22, p. 237-243.

- Moriya K. et Ogawa T., 1978. Observation of growth defects in synthetic quartz crystals by light-scattering tomography. *Journal of Crystal Growth*, v. 44, p. 53-60.
- Mostafa M.S., 1999. Evolution tectonique de la plate-forme Africaine en Egypte depuis le Mésozoïque à partir de l'analyse des déformations cassantes. Mémoire de thèse, Université Paris 6, France.
- Moustafa A.R. et Khalil M., 1995. Rejuvenation of the Tethyan passive continental margin of northern Sinai: deformation style and age (Gebel Yelleq area). *Tectonophysics*, v. 241, p. 225-238.
- Müller A., Herrington R., Armstrong R., Seltmann R., Kirwin D.J., Stenina N.G. et Kronz A., 2010. Trace elements and cathodoluminescence of quartz in stockwork veins of Mongolian porphyry-style deposits. *Mineralium Deposita*, v. 45 (7), p. 707-727.
- Munz I.A., 2001. Petroleum inclusions in sedimentary basins: systematics, analytical methods and applications. *Lithos*, v. 55, p. 195-212.
- Nelson S.T., Mayo A.L., Gilfillan S., Dutson S.J., Harris R.A., Shipton Z.K. et Tingey D.G., 2009. Enhanced fracture permeability and accompanying fluid flow in the footwall of a normal fault: the Hurricane fault at Pah Tempe hot springs, Washington County, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, v. 121, p. 236-246.
- Ochoa M., Arribas J., Mas R. et Goldstein R.H., 2007. Destruction of a fluvial reservoir by hydrothermal activity (Camerós Basin, Spain). *Sedimentary Geology*, v. 202, p. 158-173.
- Oelkers E.H., Bjorkum P.A. et Murphy W.M., 1996. A petrographic and computational investigation of quartz cementation and porosity reduction in North Sea sandstones. *American Journal of Science*, v. 296, p. 420-452.
- Pagel M., Braun J.J., Disnar J.R., Martinez L., Renac C. et Vasseur G., 1997. Thermal history constraints from studies of organic matter, clay minerals, fluid inclusions, and apatite fission tracks at the Ardeche paleo-margin (BA1 drill hole, GPF program), France. *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, p. 235-245.
- Palmer S.N. et Barton, M.E., 1987. Porosity reduction, microfabric and resultant lithification in UK uncemented sands. In: Marshall, J.D. (Ed.), *Diagenesis of Sedimentary Sequences*. Geological Society Special Publication, v. 36, p. 29-40.
- Pankmth R., 1988. Spurenelementeinbau in Tief-Quarz als Funktion der Wachstumsbedingungen und Umprägungen unter trockenen und hydrothermalen Bedingungen. Mémoire de thèse, Ruhr-Universität Bochum, Germany.
- Parrot J.F., 1977. Assemblage ophiolitique du Baer-Bassit et termes effusifs de volcanosédimentaire. *Travaux et documents de l'O.R.S.T.O.M*, 72.
- Paxton S.T., Szabo J.O., Ajdukiewicz J.M. et Klimentidis R.E., 2002. Construction of an intergranular volume compaction curve for evaluating and predicting compaction and porosity loss in rigid-grain sandstone reservoirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 86, p. 2047-2067.
- Perny B., Eberhardt P., Ramseyer K., Mullis J., Pankrath R., 1992. Microdistribution of Al, Li, and Na in quartz: possible causes and correlation with short-lived cathodoluminescence. *Am. Mineral*, v. 77, p. 534-544.
- Pettijohn F.J., Potter P.E. et Siever R., 1987. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, New York.

- Pittman E.D. et Larese R.E., 1991. Compaction of lithic sands: experimental results and applications. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 75, p. 1279-1299.
- Ponikarov V.P., 1966. The geology of Syria. Explanatory Notes on the Geological Map of Syria, scale 1:200 000. Ministry of Industry, Syrian Arab Republic.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy - concepts and application. In: *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, concepts in Sedimentology*, Tulsa, v. 7, p. 210.
- Powell J.H., 1989. Stratigraphy and sedimentation of the Phanerozoic rocks in Central and South Jordan, Part A: Ram and Khreim Groups. Natural Resources Authority, Geology Directorate, Geological Mapping Division, Bulletin, Amman, v. 11, p.1-72.
- Prezbindowski D.R. et Larese R.E., 1987. Experimental stretching of fluid inclusions in calcite - implications for diagenetic studies. *Geology*, v. 15, p. 333-336.
- Primmer T.J., Cade C.A. et Evans I.J., 1997. Global patterns in sandstone diagenesis: application to reservoir quality prediction for petroleum exploration. In: (eds Kupezc, J., Gluyas J.G. et Bloch S.) pp. 61-78. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir 69. Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates*.
- Prince C.M. et Ehrlich R., 1990. Analysis of spatial order in sandstones I. Basic principles. *Math. Geology*, v. 22, p. 333-359.
- Prince C. M., Ehrlich, R. et Anguy Y., 1995. Analysis of spatial order in sandstones II: grain clusters, packing flaws, and the small-scale structure of sandstones. *Journal of Sedimentary Research*, v. 65, p. 13- 28.
- Pryor W.A., 1971. Petrology of the Permian Yellow Sands of northeastern England and their North Sea basin equivalents. *Sedimentary Geology*, v. 6, p. 221-254.
- Pryor W.A., 1973. Permeability-porosity patterns and variations in some Holocene sand bodies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 57, p. 162-189.
- Ramm M., 1992. Porosity-depth trends in reservoir sandstones: theoretical models related to Jurassic sandstones offshore Norway. *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, p. 553-567.
- Ramm M. et Bjørlykke K., 1994. Porosity/depth trends in reservoir sandstones: assessing the quantitative effects of varying pore-pressure, temperature history and mineralogy, Norwegian shelf data. *Clay minerals*, v. 29, p. 475-490.
- Ramseyer K. et Mullis J., 1990. Factors influencing short-lived blue cathodoluminescence of c-quartz. *American Mineralogist*, v. 75, p. 791-800.
- Ravn R.L., McPhilemy B., Rutherford M., Talli S. et Bahra G., 1994. Late Devonian and Early Carboniferous palynostratigraphy and its applications in northeastern Syria. In: M.D. Simmons (Ed.), *Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*. Chapman and Hall, p. 5-21.
- Renard F. et Ortoleva P., 1997. Water film at grain-grain contacts: Debye-Hückel, osmotic model of stress, salinity and mineralogy dependence. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, v. 61, p. 1963-1970.
- Rezaee M.R. et Tingate P.R., 1997. Origin of quartz cement in the Tirrawarra Sandstone, Southern Cooper Basin, South Australia. *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, p. 168-177.
- Renton J.J., Heald M.T. et Cecil C.B., 1969. Experimental investigation of pressure solution of quartz. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 39, p. 1107-1117.

- Riché P., 1979. Paléogéographie du crétacé moyen du Proche et Moyen-Orient et sa signification pétrolière. Proceeding of 10th World Petroleum Congress, Bucharest, Romania, v. 2, p. 57-75.
- Robinson A., Grant S. et Oxtoby N.H., 1992. Evidence against natural deformation of fluid inclusions in diagenetic quartz. *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, p. 568-572.
- Roduit N., 2006. JMicroVision: Image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images. Version 1.2.5. <http://www.jmicrovision.com> (accessed 2 July 2006).
- Roedder E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, v. 12, 644 p.
- Rosenbaum, J. et Sheppard, S.M.F., 1986, An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 1147-1150.
- Rosso K.M. et Bodnar R.J., 1995. Microthermometric and Raman spectroscopic detection limits of CO₂ in fluid inclusions and the Raman spectroscopic characterization of CO₂ *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, p. 3961-3975.
- Rougier S., Missenard Y., Gautheron C.E., Barbarand J., Zeyen H., Pinna R., Liegeois J.P., Bonin B., Ouabadi A., El-Messaoud Derder M. et Frizon De Lamotte D., 2013. Eocene exhumation of the Tuareg shield. *Geology*, v.41, (5), p.615-618.
- Rusk B.G., Lowers H.A. et Reed M.H. 2008. Trace elements in hydrothermal quartz: Relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation. *Geology*, v. 36, p. 547-550.
- Rutter E.H. et Wanten P.H., 2000. Experimental study of the compaction of phyllosilicate-bearing sand at elevated temperature and with controlled pore water pressure, *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, p. 107-116.
- Sadooni F.N., 1997. From Leeward Ramp to Block-faulted Shelf: Sequence stratigraphy and petroleum prospects of the Cretaceous sediments of Southern Iraq, Jurassic/ Cretaceous carbonate platform-basin systems. *Middle East Models Conference Abstracts, GeoArabia*, v. 2 (4), p.476-496.
- Salel J.F., 1993. Tectonique de chevauchement et inversion dans la chaîne des Palmyrides et le Graben de l'Euphrate (Syrie) ; conséquence sur l'évolution de la plaque arabe. Mémoire de thèse, Université de Montpellier 2, France. 288p.
- Salem, A.M., Ketzer, J.M., Morad, S., Rizk, R.R. et Al Aasm, I.S. 2005. Diagenesis and reservoir-quality evolution on incised-valley sandstones: evidence from the Abu Madi gas reservoirs (Upper Miocene), the Nile delta basin, Egypt. *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, p. 572-584.
- Saltzman M.R. et Young S.A., 2005. Long-lived glaciation in the Late Ordovician? Isotopic and sequence-stratigraphic evidence from western Laurentia. *Geology*, v. 33, p. 109-112.
- Sawaf T., Brew G.E., Litak R.K. et Barazangi M., 2001. Geologic evolution of the intraplate Palmyride Basin and Euphrates fault system, Syria. In, W. Cavazza, A. Robertson and P. Ziegler (Eds.), *PeriTethyan rift/wrench basins and passive margins*, *Memoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, PeriTethys Memoir* 6.
- Sawaf M.T. et Tarek Z., 1996. Paleozoic and Mesozoic litho-stratigraphy of the northern Arabian Platform, Syria. IGCP, project 343, Damascus Conference, 2 September, 8p.

- Schmidt V. et McDonald D.A., 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis, in: Scholle, P.A., and Schluger, P.R. (eds), *Aspects of Diagenesis*. SEPM Special Publication, v. 26, p. 175-207.
- Schneider F., Potdevin S., Wolf S. et Faille I., 1996. Mechanical and chemical compaction model for sedimentary basin simulators. *Tectonophysics*, v. 263, p. 307-317.
- Schubert F., Diamond L.M. et Toth T.M., 2007. Fluid-inclusion evidence of petroleum migration through a buried metamorphic dome in the Pannonian Basin, Hungary. *Chemical Geology*, v. 244, p. 357-381.
- Scotese C.R., Boucot A.J. et Mckerrow W.S., 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, v. 28, p. 99-114.
- Seber D., Barazangi M., Chaimov T., Al Saad D., Sawaf T. et Khaddour M., 1993. Upper crustal velocity structure and basement morphology beneath the intracontinental Palmyride fold-thrust belt and north Arabian platform in Syria. *Geophysical Journal International*, v. 113 (3), p. 752-766.
- Sengör A.M.C., 1990. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *Geological Society of London, Special Publication*, v. 49, p.797-831.
- Shah B.A. et Bandyopadhyay D.N., 2005. Feldspar Alteration and Diagenetic Characteristics of the Parsora Sandstones, Son Basin, India-Reply. *Gondwana Research*, v. 8 (4), p. 624-626.
- Sharland P.R., Archer R., Casey D.M., Davies R.B., Hall S.H., Heward A.P., Hourbury A.D. et Simmons M.D., 2001. Arabian plate sequence stratigraphy. *GeoArabia Special Publi.* 2.
- Sibley D.F. et Blatt H., 1976. Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46, 881-896.
- Sommer F., 1978. Diagenesis of Jurassic sandstones in the Viking Graben. *Journal of the Geological Society*, v. 135, p. 63-67.
- Sonatrach 1984. Synthèse de la Cuvette de Sbaa. Etude géologique - Problèmes pétroliers: Sonatrach internal report.
- Spötl C., Houseknecht D.W. et Riciputi L.R., 2000. High-temperature quartz cement and the role of stylolites in a deep gas reservoir, Spiro Sandstone, Arkoma Basin, USA, in: Worden, R.H., and Morad, S. (eds), *Quartz Cementation in Sandstones*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, v. 29, p. 281-297.
- Sprunt E.S., 1981. Causes of quartz luminescence colours. *Scanning Electron Microscopy* 1, 525-535.
- Stampfli G.M., Mosar J., Favre P., Pillecuit A. et Vannay J.C., 2001. Permian-Triassic evolution of the western Tethyan realm: the NeoTethys/east Mediterranean basin connection. In, W. Cavazza, A.H.F. Robertson and P. Ziegler (Eds.), *PeriTethyan rift/wrench basins and passive margins*. *Memoires du Muséum National d'Historie Naturelle*, Paris, PeriTethys Memoir 6.
- Stimac J.A., Powell T.S. et Golla G.U., 2004. Porosity and permeability of the Tiwi geothermal field, Philippines, based on continuous and spot core measurements. *Geothermics*, v. 33, p. 87-107.
- Sullivan M., Coombes T., Imbert P. et Ahamdach-Demars C., 1999. Reservoir quality and petrophysical evaluation of Paleocene sandstones in the West of Shetland area, in A. J. Fleet and S. A. R. Boldy, eds., *Petroleum geology of northwest Europe: Proceedings of the 5th Conference of the Geological Society*, p. 627-633.

- Sun S., Shu L., Zeng Y., Cao J. et Feng Z., 2007. Porosity-permeability and textural heterogeneity of reservoir sandstones from the Lower Cretaceous Putaohua Member of Yaojia Formation, Weixing Oilfield, Songliao Basin, Northeast China. *Marine and Petroleum Geology*, v. 24, p. 109-127.
- Sutcliffe O.E., Dowdeswell J.A., Whittington R.J., Theron J.N. et Craig J., 2000. Calibrating the Late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity of Earth's orbit. *Geology*, v. 28, p. 967- 970.
- Sweeney J.J. et Burnham A.K., 1990. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 74, p. 1559-1570.
- Tarr W.A. et Lonsdale J.T., 1929. Pseudo-cubic quartz crystals from Artesia, New Mexico. *American Mineralogist*, v. 14, p. 50-53.
- Taylor G.I., 1956. Strains in crystalline aggregates. *Deformation and Flow of Solids*, Springer-Verlag, Berlin, p. 3-12.
- Taylor T.R., Giles M.R., Hathon L.A., Diggs T.N., Braunsdorf N.R., Birbiglia G.V., Kittridge M.G., Macaulay C.I. et Espejo I.S., 2010. Sandstone diagenesis and reservoir quality prediction: Models, myths, and reality. *American association of Petroleum geologists Bulletin*, v. 94, p. 1093-1132.
- Thièry R., Van Den Kerkhof A.M. et, Dubessy J., 1994. VX properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modelling for T < 31°C and P <: 400 bars. *European Journal of Mineralogy*, v. 6, p. 753-71.
- Torsvik T.H., Carlos D., Mosar J., Cocks L.R.M. et Malme T., 2002. Global reconstructions and North Atlantic palaeogeography 400 Ma to recent, in: Eide, E.A., (coord.), *BATLAS-Mid Norway plate reconstructions atlas with global and Atlantic perspectives*. Geological Survey of Norway, p. 18-39.
- Tournier F., 2010. Mécanismes et contrôle des phénomènes diagénétiques en milieu acide dans les grès de l'Ordovicien glaciaire du bassin de Sbaa, Algérie. Mémoire de thèse, Université Paris-Sud, France, 403 p.
- Tournier F., Pagel M., Portier E., Wazir I. et Fiet N., 2010. Relationship between deep diagenetic quartz cementation and sedimentary facies in a Late Ordovician glacial environment (Sbaa Basin, Algeria). *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, p. 1068-1084.
- Treiber L.E., Archer D.L. et Owens W.W., 1972. Laboratory Evaluation of the Wettability of 50 Oil Producing Reservoirs. *Society of Petroleum Engineers*, v. 12, p. 531-540.
- Tsonopoulos C., 2001. Thermodynamic analysis of the mutual solubilities of hydrocarbons and water. *Fluid Phase Equilibria*, v. 186, p. 185-206.
- Van Der Meer, 2005. Carbon dioxide storage in natural gas reservoir stockage de CO₂. *Oil & gas science and technology*, v. 60, p. 527-536.
- Vaslet D., 1990. Upper Ordovician glacial deposits in Saudia Arabia: Episodes 13, p. 147-61.
- Veevers J.J., 2005. Gondwanaland and Gondwana, in: Selley, R.C., Cocks, L.R.M., and Plimer I.R. (eds), *Gondwanaland and Gondwana*. Elsevier, Oxford, p. 128-155.

- Volk H., George S. C., Dutkiewicz A. et Ridley J., 2005. Characterisation of fluid inclusion oil in a Mid-Proterozoic sandstone and dolerite (Roper Superbasin, Australia). *Chemical Geology*, v. 223, p. 109-135.
- Vulama I., 2011. Source Rock Potential and Petroleum Systems of the Triassic and Paleozoic Successions of the Hayan Block, Central Syrian Palmyrides. Exploration Department, INA Oil Company, A. V. Holjevcica 10, 10000 Zagreb, Croatia
- Walderhaug O., 1990. A fluid inclusion study of quartz-cemented sandstones from offshore mid-Norway-possible evidence for continued quartz cementation during oil emplacement. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 203-210.
- Walderhaug O., 1994. Precipitation rates for quartz cement in sandstones determined by fluid-inclusion microthermometry and temperature-history modeling. *Journal of Sedimentary Research*, v. A64, p. 324-333.
- Walderhaug O., 1996. Kinetic Modeling of Quartz Cementation and Porosity Loss in Deeply Buried Sandstone Reservoirs. *The American Association of Petroleum Geologists*, v. 80, p. 731-745.
- Walderhaug O., 2000. Modeling quartz cementation and porosity loss in Middle Jurassic Brent Group Sandstones of the Kvitebjørn Field, Northern North Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 84, p. 1325-1339.
- Walderhaug O. et Bjørkum P.A., 2003. The effect of stylolite spacing on quartz cementation in the Lower Jurassic Sto Formation, Southern Barents Sea. *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, p. 146-156.
- Walderhaug O., Bjørkum P.A. et Aase N.E., 2006. Kaolin-coating of stylolites, effect on quartz cementation and general implications for dissolution at minerals interfaces. *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 234-243.
- Walderhaug O., Lander R.H., Bjørkum P.A., Oelkers E.H., Bjørlykke K. et Nadeau P.H., 2000. Modeling quartz cementation and porosity in reservoir sandstones: examples from the Norwegian continental shelf, in: Worden, R.H., and Morad, S. (eds), *Quartz Cementation in Sandstones*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, v. 29, p. 39-49.
- Walderhaug O., Oelkers E.H. et Bjørkum P.A., 2004. An Analysis of the Roles of Stress, Temperature, and pH in Chemical Compaction of Sandstones: Discussion. *Journal of Sedimentary Research*, v. 74, p. 447- 449.
- Wahab A.A., 1998. Diagenetic history of Cambrian quartzarenites, Ras Dib-Zeit Bay area, Gulf of Suez, eastern desert, Egypt. *Sedimentary Geology*, v. 121, p. 121-140.
- Walley C.D., 1998. Some outstanding issues in the geology of Lebanon and their importance in the tectonic evolution of the Levant region. *Tectonophysics*, v. 298, p. 37-62.
- Wang T., Zhang J., Hao S. et Ren X., 2012. Research on the optimization of porosity in resin mineral composite. *Applied Mechanics and Materials*, v. 217-219, p. 55-58.
- Wardlaw N.C. et Taylor R.P., 1976. Mercury capillary pressure (sic) curves and the interpretation of pore structure and capillary behavior in reservoir rocks. *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, v. 24, p. 225-262.
- Wark D.A. et Watson E.B., 2006. Titanite: a titanium-in-quartz geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 152 (6), 743-754.
- Washburn E. W., 1921. The Dynamics of Capillary Flow. *Physical Review*, v. 17, 273 p.

- Watt G.R., Wright P., Galloway S. et McLean C., 1997. Cathodoluminescence and trace element zoning in quartz phenocrysts and xenocrysts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 61, p. 4337-4348.
- Wazir I., Pagel M., Tournier F., Portier E. et Renac C., 2014. Role of compressive tectonics on gas charging into the Ordovician sandstone reservoirs in the Sbaa Basin, Algeria: constrained by fluid inclusions and mineralogical data. *Geofluids*, v. 14, p. 106-126.
- WEC A., 1995. Well evaluation conference: a compilation of studies carried out by Sonatrach staff and published in association with Schlumberger-France, Schlumberger, 354 p.
- Weltje G.J. et Alberts L.J.H., 2011. Packing states of ideal reservoir sands: Insights from simulation of porosity reduction by grain rearrangement. *Sedimentary Geology*, v. 242 (15), p. 52-64.
- Wilson M.D., 1992. Inherited grain-rimming clays in sandstones from eolian and shelf environments: their origin and control on reservoir properties, in Houseknecht, D.W., and Pittman, E.D. (eds), *Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones*. SEPM Special Publication, v. 47, p. 209-225.
- Wilson J.C. et McBride E.F., 1988. Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura basin, California. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 72, p. 664-681.
- Wilson M.D. et Stanton, P.T., 1994, Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement. *SEPM Short Course*, v. 30, p. 59-118.
- Wilkinson M. et Haszeldine R.S., 1996. Aluminum loss during sandstone diagenesis. *Journal of the Geological Society of London*, v. 153, p. 657-660.
- Wilkinson M., Milliken K.L. et Haszeldine, R.S., 2001. Systematic destruction of K-feldspar in deeply buried rift and passive margin sandstones. *Journal of the Geological Society*, v. 158, p. 675-683.
- Worden R.H. et Burley S.D., 2003. Sandstone diagenesis: from sand to stone. In: Burley, S.D., Worden, R.H. (Eds.), *Clastic Diagenesis: Recent and Ancient*. International Association of Sedimentologists, v. 4, Blackwells, Oxford, p. 3-44.
- Worden R.H., Mayall M.J. et Evans I.J., 1997. Predicting reservoir quality during exploration: lithic grains, porosity and permeability in Tertiary clastics of the South China Sea Basin, in A. J. Fraser, S. J. Matthews, and R. W. Murphy, eds., *Petroleum geology of south east Asia*. Geological Society Special Publication 124, p. 107-115.
- Worden R.H., Mayall M. et Evans I.J., 2000. The effect of ductile compaction and quartz cementation on porosity and permeability in Tertiary clastics, South China Sea: prediction of reservoir quality. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 84, p. 345-359.
- Worden R.H. et Morad S., 2000. Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies, in: Worden, R.H., and Morad, S. (eds), *Quartz Cementation in Sandstones*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, v. 29, p. 1-20.
- Worden R.H. et Morad S., 2003. Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution, in: Worden, R.H., and Morad, S. (eds), *Clay Mineral Cements in Sandstones*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, v. 34, p. 3-41.
- Worden R.H., Oxtoby N.H. et Smalley P.C., 1998. Can oil emplacement stop quartz cementation in sandstones?, *Petroleum Geoscience*, v. 4, p. 129-137.

-
- Worden R.H., Warren E.J., Smalley P.C., Primmer T.J. et Oxtoby N.H., 1995. Discussion of 'Evidence for resetting fluid inclusion temperatures from quartz cements in oilfields' by Osborne and Haszeldine (1993). *Marine and Petroleum Geology*, v. 12.
- Young G.M., Minter W.E.L. et Theron J.N., 2004. Geochemistry and palaeogeography of upper Ordovician glaciogenic sedimentary rocks in the Table Mountain Group, South Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 214, p. 323-345.
- Zhang C.L., Horita J., Cole D.R., Zhou J., Lovley D.R. et Phelps T.J., 2001. Temperature-dependent oxygen and carbon isotope fractionations of biogenic siderite *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 2257-2271.
- Zhang W., Yang H., Yang Y., Kong Q. et Wu K., 2008. Petrology and element geochemistry and development environment of Yangchang Formation, Chang 7 high quality source rocks in Ordos Basin. *Geochemica*, v. 37, p. 59-64.
- Zheng Y.F., 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal*, v. 33, p. 109-26.

Liste des figures

Chapitre I : Introduction 7

Figure I.1: Schéma illustrant les différents processus influençant les propriétés pétrophysiques de grès. 8

Chapitre II : Méthodologie 15

Figure II.1: Mesure de Th en phase liquide d'une inclusion fluide aqueuse biphasée dans le quartz de fracture à 2554m du puits BDW1. 21

Figure II.2: Mesure de Tf du dernier cristal de glace d'une inclusion fluide aqueuse biphasée. 22

Figure II.3: Photographies des étapes de la fusion d'une inclusion fluide riche en gaz 23

Figure II.4: Photographies des étapes de la fusion et de l'homogénéisation en gaz d'une inclusion fluide gazeuse monophasée (méthane). 24

Chapitre III : Les réservoirs gréseux carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud en Syrie27

Figure III.1: Carte régionale tectonique de la partie nord de la Plaque Arabe. 31

Figure III.2: Principaux ensembles structuraux de NW de la Plaque Arabe et localisation du bassin des Palmyrides. 32

Figure III.3 : Synthèse de l'évolution sédimentologique, lithologique, et tectonique dans le bassin des Palmyrides (modifié d'après Al Abdalla, 2009). 41

Figure III.4 : Coupe géologique dans le bassin des Palmyrides montrant les séries subsidentes permio - triasiques (d'après Sawaf et al., 2001). 42

Figure III.5 : Localisation des puits modélisés dans le bassin des Palmyrides-Sud. 43

Figure III.6 : Histoire d'enfouissement dans les trois puits modélisés dans le bassin des Palmyrides-Sud (données SPC et Gabra, 1999). 44

Figure III.7 : Localisation des trois champs étudiés : Arak, Debayate-Sud et Sukhneh dans la série de Pyramide-sud. 47

Figure III.8 : 1) Localisation des puits étudiés (Ak1100, Ak22, et Ak20) dans le champ de Arak. 2) Coupe structurale schématique dans la partie supérieure de la formation de Marqada dans le champ de Arak selon la coupe AB. 3) Coupe structurale montrant la localisation des carottes prélevées dans les puits Ak1100, AK22, et A20. 48

Figure III.9 : Lithologie simplifiée du Carbonifère supérieur dans les 5 puits étudiés avec la profondeur des intervalles carottés. 49

Figure III.10 : Composition du matériel détritique de grès 54

Figure III.11 : Granulométrie des grès 55

Figure III.12 : Ciment de quartz dans les grès carbonifères 57

Figure III.13 : Taux de silicification dans les trois champs étudiés du bassin des Palmyrides-Sud. Une augmentation du taux de silicification apparaît avec la profondeur. 58

Figure III.14 : Ciment d'argiles (Kaolins et chlorite) 60

Figure III.15 : Ciment d'argiles (Chlorite et illite) 62

Figure III.16 : Composition de la fraction argileuse dans les cinq puits étudiés. 64

Figure III.17 : Composition des ciments de carbonates dans le champ de Arak.	65
Figure III.18 : Ciments de carbonates (MEB)	67
Figure III.19 : Ciments de carbonates (CL et MEB)	68
Figure III.20 : Ciments de sulfates	70
Figure III.21 : Pyrite et matières organiques	72
Figure III.22 : Tableau des associations paragenétiques des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud.	74
Figure III.23 : Photomicrographies des inclusions fluides	77
Figure III.24 : Températures d'homogénéisation (Th) des inclusions fluides biphasées dans le ciment de quartz.	79
Figure III.25 : Températures d'homogénéisation (Th) des inclusions fluides biphasées dans les ciments de sidérite-Mg, anhydrite et ankérite.	81
Figure III.26 : Températures d'homogénéisation (Th) et températures de la dernière fusion de la glace (Tf) des inclusions fluides biphasées situées dans le ciment de quartz et des carbonates.	82
Figure III.27 : Températures d'homogénéisation en fonction de la surface des inclusions biphasées aqueuses.	84
Figure III.28 : Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) dans la sidérite-Mg (sid-Mg) et l'ankérite (ank) du champ de Arak.	86
Figure III.29: Taux de silicification vs. distance au stylolite le plus proche des grès du bassin des Palmyrides-Sud.	90
Figure III.30 : Age de la cimentation de quartz.	94
Figure III.31: Diagramme de fractionnement isotopique de l'oxygène entre la sidérite-Mg/ l'ankérite et l'eau.	96
Figure III.32 : Taux de ciment de quartz vs. taille des grains détritiques de quartz.	100
Figure III.33 : Perméabilité vs. porosité des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud dans les champs : Arak, Debayate-Sud et Sukhneh.	105
Figure III.34 : Perméabilité vs. taille des grains des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud.	107
Figure III.35 : Perméabilité verticale vs. perméabilité horizontale des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud.	108
Figure III.36 : Perméabilité vs. taux de silicification des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud.	109
Figure III.37 : Perméabilité vs. facteur d'épaisseur des surcroissances (épaisseur des auréoles de surcroissances/ taille des grains détritiques de quartz.	110
Figure III.38 : Perméabilité des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud différenciée selon l'argilosité.	111
Figure III.39 : Perméabilité vs. porosité des grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud distinguée par l'abondance des ciments de carbonates et d'argiles.	112
Figure III.40 : Comparaison entre le volume intergranulaire, le volume des ciments et la porosité résiduelle.	113

Chapitre IV : Contrôle tectonique sur la migration de gaz, bassin de Sbaa en Algérie117

Figure IV.1 : Carte géologique de l'Algérie, écorché au toit du Paléozoïque, avec la localisation du bassin de Sbaa (modifiée d'après WEC, 1995).	120
--	-----

Figure IV.2 : Carte géologique de la province Ouest de l'Algérie et localisation des bassins sédimentaires.....	121
Figure IV.3 : Carte de l'Afrique du Nord synthétisant l'âge de formation des pièges à hydrocarbures.....	124
Figure IV.4: Intensité de la déformation hercynienne en Afrique du Nord durant la période entre fin Carbonifère et début Permien	126
Figure IV.5 : Coupe géologique schématique à travers les bassins de Reggane, Sbaa et Timimoun (d'après Sonatrach, 1984).	126
Figure IV.6 : Carte isopaque du Silurien dans le permis Touat du bassin de Sbaa. L'épaisseur varie de 100m (rouge) à 1000m (bleu). La coupe AA' est représentée sur la figure IV.7 (document GDF SUEZ).	130
Figure IV.7 : Coupe sismique à travers le bassin de Sbaa	130
Figure IV.8 : Synthèse de la sédimentation du Paléozoïque inférieur dans le Sahara central.	134
Figure IV.9 : Colonne lithostratigraphique synthétique du bassin de Sbaa et les principaux événements tectoniques).	136
Figure IV.10 : Carte du bassin de Sbaa.....	138
Figure IV.11 : Carte de profondeur du toit de l'Ordovicien dans le champ de Oued Zine et localisation des puits étudiés de ce champ.....	139
Figure IV.12 : Profil sismique (coupe BB' localisé sur la figure 11) traversant le champ de Oued Zine et passant du puits ODZ6.	140
Figure IV.13 : Localisation des puits étudiés dans le bassin de Sbaa.	141
Figure IV.14 : Carte de maturité actuelle à la base du Silurien radioactif dans le bassin de Sbaa.....	143
Figure IV.15 : Histoire de l'enfouissement du puits ODZ4 modélisée.....	147

Chapitre V : Habitus des cristaux authigènes de quartz 173

Figure V.1 : Cimentation de quartz dans les champs SD, HI et ODZ (paléozone à gaz)..	177
Figure V.2 : Ciment de quartz composé de trois phases dans les grès de la paléozone à eau	178
Figure V.3 : Illustration des axes cristallographiques et les principales faces cristallographiques dans un cristal de quartz..	180
Figure V.4 : La forme cristalline commune de quartz).	180
Figure V.5 : Exemples de cristaux prismatiques courts dans les grès étudiés schématisés à partir des photos capturées au MEB.	182
Figure V.6 : Exemples de cristaux prismatiques bipyramidaux développés schématisés à partir des photos capturées au MEB.	184
Figure V.7 : Exemples schématisés de cristaux prismatiques trapus.	186
Figure V.8 : Exemples de cristaux incomplets contenant peu de faces cristallines (flèches blanches).	188
Figure V.9 : Répartition des cristaux incomplets montrant un nombre limité des faces cristallographiques..	189
Figure V.10 : Faces additionnelles (z et x) formées sur les cristaux de quartz.	190
Figure V.11 : Cristaux de quartz en remplissage de fracture.	191
Figure V.12 : Quelques exemples de cristaux de quartz néoformés dans les pores de dissolution.	192
Figure V.13 : Répartition de l'habitus des cristaux prismatiques courts dans les bassins de Sbaa (champs HI et ODZ) et des Palmyrides-Sud (champs de Arak et de Debayate-Sud)..	194

Figure V.14 : Répartition de l'habitus des cristaux prismatiques bipyramidaux développés dans les bassins de Sbaa (champs HI et ODZ) et des Palmyrides (champs d'Arak et de Debayate-Sud).....	195
Figure V.15 : Répartition de l'habitus des cristaux trapus dont la forme des pyramides sont modifiées.....	196
Figure V.17 : Variation de la répartition de différents habitus de quartz.....	199
Figure V.18 : Croissance de quartz au MEB et comparée avec les auréoles de surcroissance en CL.....	202
Figure V.19 : Discontinuité de la phase Q1 autour des grains détritiques.....	203
Figure V.20 : Zones de croissance en escaliers dans la paléozone à eau du réservoir ordovicien du champ ODZ.....	205
Figure V.21 : Largeur et hauteur des zones de croissance en escaliers dans les grès de la paléozone à eau.....	206
Figure V.22 : Variation de la répartition de différentes formes de croissance (zones de croissance en escaliers et quartz à nucléus multiple) dans les bassins de Sbaa (champs HI et ODZ) et des Palmyrides (champs Ak et SD)..	207
Figure V.23 : Zonalité concentrique régulière dans les auréoles de silicification dans la paléozone à gaz du champ ODZ.....	209
Figure V.24 : Zonalité et zones de croissance en escaliers dans la base de la paléozone à gaz.....	210
Figure V.25 : Variation de la teneur en Al selon des profils traversant les grains détritiques et les auréoles de surcroissances.....	213
Figure V.26 : Variation de la teneur en Al selon des profils traversant les grains détritiques et les auréoles de surcroissance.....	214
Figure V.27 : Zonalité chimique souvent irrégulière ou discontinue autour tout le grain dans la paléozone à eau dans le réservoir ordovicien du champ ODZ.....	215
Figure V.28 : Les zones de croissance en escaliers (MEB) et la zonalité (CL) dans la zone à eau (champ ODZ).....	216
Figure V.29 : Logs montrant la distribution verticale des zones de croissance en escaliers et de la zonalité dans les auréoles de silicification dans le champ ODZ.....	218
Figure V.30 : Les Th et Tf des IF biphasées dans les phases Q1, Q2 et Q3 des puits ODZ4 et ODZ6.....	220
Figure V.31 : Variation des habitus cristallographiques en fonction de la salinité représentée par les valeurs de température de fusion de la glace dans les inclusions biphasées (Tf), l'indice de la compaction (I.C), et la taille des pores.....	224
Figure V.32 : Fréquence de la présence de facettes additionnelles (troncatures) en fonction de l'indice de compaction (I.C) pour l'ensemble des grès étudiés.....	225
Figure V.33 : Variation de la présence et la fréquence des habitus en fonction du nombre de phases de ciment de quartz et la présence de gaz.....	227
Figure V.34 : Variation de la perméabilité des grès en fonction de la fréquence des facettes additionnelles (troncatures).....	229
Figure V.35 : Évolution des pores intergranulaires en fonction d'habitus des cristaux authigènes de quartz.....	231

Chapitre VI : Contrôles sur l'évolution du réseau poreux des réservoirs gréseux 235

Figure VI.1 : Perméabilité vs. porosité des grès des champs de Oued Zine (ODZ), de Hassi Ilatou (HI) et de Hassi Ilatou NE (HINE) du bassin de Sbaa et du champ de Debayate-Sud du bassin des Palmyrides-Sud..	239
Figure IV.2 : Perméabilité vs. volume de dissolution des grains détritiques de quartz (à gauche) et vs. volume de ciment de quartz (à droite)..	239
Figure VI.3: Photomicrographie montrant les faciès des grès compactés où la dissolution des grains détritiques de quartz est la plus importante..	243
Figure VI.4: Classement des grains détritiques de quartz ..	244
Figure VI.5: Granulométrie des grès peu compactés dans les bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud..	245
Figure VI.6 : Taille des grains détritiques de quartz vs. coefficient de tri des grès du bassin de Sbaa (points noirs) et du champ de Debayate-Sud (points gris) dans le bassin des Palmyrides-Sud..	246
Figure VI.7 : Volume de dissolution de grains détritiques de quartz dans les puits des champs de Hassi Ilatou, de Hassi Ilatou NE, de Bou Hadid et de Bou Hadid Ouest.....	249
Figure VI.8 : Volume de dissolution de grains détritiques de quartz et coefficient de tri du champ de Oued Zine..	250
Figure VI.9: Indice de la compaction (I.C) vs. coefficient de tri..	251
Figure VI.10: Dissolution de grains détritiques de quartz vs. coefficient de tri des grès du puits ODZ6. Une augmentation du volume de quartz dissous a été constatée avec le coefficient de tri..	252
Figure VI.11: Relation entre le coefficient de tri et le volume de dissolution de quartz du puits ODZ6..	253
Figure VI.12 : Evolution du volume intergranulaire en fonction de la cimentation et de la compaction..	254
Figure VI.13: Variation de l'épaisseur des surcroissances/taille des grains.	256
Figure VI.14 : Schéma illustrant différents pourcentages d'épaisseur des surcroissances de quartz par rapport à la taille des grains détritiques de quartz (%)..	257
Figure VI.15: Contrôles sur le ciment de quartz.	259
Figure VI.16: Pourcentage de silicification des grains en fonction de la surface disponible des grès.	259
Figure VI.17 : Caractéristiques des pores des grès étudiés présentés selon les champs :.....	262
Figure VI.18: Indice de compaction vs. rapport du nombre des pores/ grains..	263
Figure VI.19: Pourcentage des pores ayant ≥ 6 bordures vs. indice de compaction (à gauche) et vs. facteur d'épaisseur (à droite).	265
Figure VI.20 : Exemple de l'influence des caractéristiques des auréoles de surcroissance de quartz sur la géométrie et la connexion entre pores.	266
Figure VI.21: Courbes typiques de l'injection de mercure illustrant les tailles des seuils des pores avec les fonctions normalisées de leur distribution..	268
Figure VI.22: Perméabilité vs. seuil de pores (maximum et médiane)..	269
Figure VI.23: Taille des seuils de pores vs. taille des grains des grès différenciés selon le faciès.	270
Figure VI.24 : Taille des grains vs. taille des pores des grès distingués par les valeurs de l'indice de compaction et le facteur d'épaisseur..	271
Figure VI.25: Pourcentage de tailles des seuils des pores/ pores vs. fréquence des troncatures.	272
Figure VI.26: Évolution de la distribution et de la géométrie des pores avec le développement de l'habitus de ciment de quartz.	273
Figure VI.27: Perméabilité vs. taille des grains distinguées selon les paramètres diagénétiques responsables de la modification de perméabilités.	274

Figure VI.28: Porosité vs. pourcentage de tailles des seuils des pores/ pores.	275
Figure VI.29: Perméabilité vs. pourcentage de tailles des seuils des pores/pores..	275
Figure VI.30: Perméabilité vs. porosité des grès selon l'indice de compaction et le facteur d'épaisseur.	276
Figure VI.31: Perméabilité vs. pourcentage des pores ayant 6 bordures et plus (en haut) et vs. rapport de nombre de pores/ grains (en bas)..	277
Figure VI.32: Pourcentage des pores ayant 6 bordures et plus vs. taille des pores (en haut) et vs. rapport de nombre de pores/ grains (en bas)..	278
Figure VI.33: Perméabilité vs. porosité des grès des bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud..	279
Figure VI.34: Schéma illustrant l'influence des caractéristiques de pores sur la perméabilité des grès.....	281
Figure VI.35 : Photomicrographie au MEB et en lumière naturelle des grès représentant l'évolution de la perméabilité en fonction des caractéristiques des pores..	284

Chapitre VII : Discussion générale et conclusion 287

Figure VII.1 : Volume de dissolution de grains détritiques de quartz (compaction chimique :C.C) vs. classement de grains dans les bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud.	290
Figure VII.2 : Volume de dissolution de grains détritiques de quartz (compaction chimique :C.C) vs. profondeur des grès des bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud.	291
Figure VII.3 : Volume de ciment de quartz (%) vs. profondeur actuelle des grès des deux bassins : de Sbaa et des Palmyrides-Sud.....	300
Figure VII.4 : Porosité vs. profondeur des grès des deux bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud, différenciés par les champs.....	302
Figure VII.5 : Perméabilité vs. porosité des grès des bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud..	304

Liste des tableaux

Chapitre III : Les réservoirs gréseux carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud en Syrie27

Tableau III.1 : Synthèse de la composition (%) de la fraction détritique, des principaux minéraux diagénetiques, de la granulométrie et les propriétés pétrophysiques dans les 5 puits étudiés.....	52
Tableau III.2 : Caractéristiques pétrographiques des inclusions fluides analysées.....	78
Tableau III.3 : Résultats des analyses isotopiques carbone- oxygène sur la sidérite-Mg.	85
Tableau III.4 : Résultats des analyses isotopiques carbone- oxygène sur l'ankérite.	85

Chapitre V : Habitus des cristaux authigènes de quartz 173

Tableau V.1 : Synthèse des caractéristiques des auréoles de surcroissance de quartz dans le bassin de Sbaa.	217
--	-----

Chapitre VI : Contrôles sur l'évolution du réseau poreux des réservoirs gréseux 235

Tableau VI.1 : Granulométrie, volume de quartz dissous et ciment de quartz dans les grès des bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud.....	2577
Tableau VI.2 : Caractéristiques des pores des grès différenciés selon les champs : Hassi Ilatou (LT1bis), Hassi Ilatou NE (LTNE1), Oued Zine (ODZ) et Debayate-Sud (SD). 27070	



Annexes

Annexe 1 : Composition totale des grès (détritique % + authigène % + porosité %) dans le bassin de Palmyrides-Sud

Annexe 2 : Granulométrie et quantification des caractéristiques du ciment de quartz et de la compaction

Annexe 3 : Résultats de la semi-quantification au MEB de composition de ciment de carbonates dans le champ de Arak

Annexe 4 : Résultats des analyses par DRX sur la fraction argileuse <2 μ m

Annexe 5a : Pétrographie et microthermométrie des inclusions fluides (IF) dans les grès du bassin des Palmyrides-Sud

Annexe 5b : Pétrographie et microthermométrie des inclusions fluides (IF) des ciments du bassin de Sbaa

Annexe 5c : Pétrographie et microthermométrie des inclusions fluides (IF) dans les filonnets des grès du bassin de Sbaa

Annexe 6 : Résultats des analyses chimiques à la sonde électronique sur les grains détritiques

Article au JSR : Tournier F., Pagel M., Portier E, Wazir I. et Fiet N., 2010

Relationship between Deep Diagenetic Quartz Cementation and Sedimentary Facies in a Late Ordovician Glacial Environment (Sbaa Basin, Algeria)



Annexe 1 : Composition totale des grès (détritique % + authigène % + porosité %) dans le bassin de Palmyrides-Sud

(*) : Argilosité totale (détritique – diagénétique non différenciée)

Puits	Unité	Profondeur (m)	Taille des grains (µm)	Tri	Quartz détritiques	Feldspaths détritiques	Micas	Minéraux lourds	Quartz authigène	Argilosité*	Pyrite	Ankérinite	Sidérite	Anhydrite	Porosité
Ak20	B	2083,7	106	1,48	72,5	0	0	0,1	3,9	6	0	0	1	0,1	16,6
Ak20	B	2084	95	1,45	80,6	0	0	0	3,0	ND	0	0	0,5	0,05	15,9
Ak20	B	2085	121	1,5	78,8	0	0	0,2	3,2	0	0	0	1,5	0,05	16,5
Ak20	B	2085,9	113	1,55	78,1	0	0,05	0,1	3,8	2	0	0	0,1	0	16
Ak20	B	2086	107,7		79	0	0	0	3,3	ND	0	0	1,5	0,1	16,1
Ak20	B	2086,2	106,6	1,45	78,4	0	0	0	2,8	2	0	0	0,5	0,05	16,3
Ak20	B	2086,9	140,3		78,9	0	0	0,1	3,3	ND	0	0	1	0,1	16,7
Ak20	B	2087,4	142		73,9	0	0	0	6,1	1	0	0	7	0	12
Ak20	B	2087,9	160	1,35	81,8	0	0	0,1	4,1	ND	0	0	1	0,1	13
Ak22	B	2048,5	110	1,38	81,3	0	0	0,1	2,5	ND	0,1	1,5	0	0,05	14,6
Ak22	B	2049	145		71,6	0	0	0,1	3,3	ND	0,1	10	0	0	15
Ak22	B	2049,2	120		80,3	0	0,1	0,1	3,1	ND	0,1	1	0	0,05	15,5
Ak22	B	2050	133		75,7	0	0	0,1	5,8	ND	0,5	2	0	0,05	16
Ak22	B	2050,5	92		82,3	0	0	0	2,1	ND	0,1	0,5	0	0,2	14,8
Ak22	B	2051,8	110		77,3	0	0,1	0,1	2,0	5	0,5	1	0	0,05	15,2
Ak22	B	2052,4	116	1,4	69,9	0	0	0,05	3,8	9	0,05	1	0	0,05	16,3
Ak22	B	2053	132,3		79,9	0	0	0,1	3,6	ND	0	0,5	0	0,05	16
Ak22	B	2054,2	101		83	0	0	0,1	1,8	2,8	0,05	2	0	0,2	13
Ak22	B	2055	133	1,45	83,2	0	0	0	1,3	ND	0	1,5	0	0,1	13,9
Ak22	B	2056,2	134,3	1,38	76,6	0	0	0,1	3,6	5,5	0	2,5	0	0,1	11,7
Ak22	C	2120,3	120,7	1,4	69,7	0		0,05	1,9	ND	0	0	18,8	0,1	9,5
Ak22	C	2121	111	1,48	70,4	0		0,1	4,5	ND	0	0	22	0,1	3
Ak1100	B	2064,5	127	1,5	79,4		0	0,05	2,5	1,3	0,05	0	0,1	0,1	17
Ak1100	B	2065	181	1,58	80,2	0	0	0,1	1,4	ND	0,05	0	1,5	0	18
Ak1100	B	2065,8				0	0	0,1		Traces	1	0	0,1	0,1	16,8
Ak1100	D	2313,7	115	1,56	73,5	0,5	0	0,05	2	ND	0	0	0,1	0	16
Ak1100	D	2319,5	110	1,52	69,4	0,05	0,05	0,1	1,5	10,5	0	0	0,1	0	13,8
Ak1100	E	3948,5	89		87,6	0,1	0	0,1	3	15	ND	0	5	0	14
SD1	–	2532	204		80	0,1	0,1	0,1	4,7	ND	0,05	0	0,1	0	4,4
SD1	–	2532,5	160	1,4	74,7	0	0	0,1	5,5	4	0,1	0	0	0	15,2
SD1	–	2532,9	200	1,45	74	0,1	0			ND		0	0	0	15,7
SD1	–	2533	207,8		79,2	0,1		0,1	5,8	ND	0,1	0	0	0	16
SD1	–	2533,5	180	1,43	79,2	0,1	0	0	5,0	ND	0,05	0	0	0	14,9

Puits	Unité	Profondeur (m)	Taille des grains (µm)	Tri	Quartz détritiques	Feldspaths détritiques	Micas	Minéraux lourds	Quartz authigène	Argilosité*	Pyrite	Ankérite	Sidérite	Anhydrite	Porosité
SD1	_	2533,9	213		82,8	0	0	0	2,7	0	0,1	0	0	0	15,8
SD1	_	2535,8	250	1,35	79,1	0	0	0,5	6,6	0	0,05	0	0	0	14,4
SD1	_	2536,5	312	1,4	77,8	0	0,5	0	7,3	2	0,05	0	0	0	14,3
SD1	_	2536,8	203		83,4	0	0,1	0,1	1,6	ND	0	0	0	0	12,9
SD1	_	2537,5	216	1,35	76,5	0	0	0,1	4,9	3	0,1	0	0	0	15
SD1	_	2537,9	226	1,44	84,5	0	0	0,1	3,2	ND	0,05	0	0	0	15,5
Sk104	_	2962,5	62	1,4	69,7	0,1	0	0,1	5	20	0,05	0	0	0	12,3
Sk104	_	2962,7	107	1,5	88		0	0,1	4,9	ND	0,05	0	0,1	0	7
Sk104	_	2963,2	111,4		79,2	0,1	0,1	0,1	11,7	4	0,05	0	0	0	7,1
Sk104	_	2963,7	111		78,3	0	0,1	0,1	12,3	ND	0,05	0	0,2	0	9,16
Sk104	_	2964,5	110		85,1	0	0,1	0,1	5,6	ND	0,05	0	0,1	0	9,17
Sk104	_	2965	108,2	1,45	83,5	0,6	0,1	0,1	3,4	6	0,05	0	0	0	7,1
Sk104	_	2965,4	91		73,9	0	0	0	2	14	0	0	0,1	0	10
Sk104	_	2966,7	112		82,9	0,1	0	0	8	2,5	0,05	0	0,2	0	6,4
Sk104	_	2967,35	115,9	1,55	81,2	0,05	0,1	0,1	7,4	4	0,05	0	0,2	0	6,88
Sk104	_	2968	133,4	1,44	79,6	0	0	0,1	8,7	3	0,05	0	0	0	8,67

Annexe2: Granulométrie et quantification des caractéristiques du ciment de quartz et de la compaction

Puits	Unité	Profondeur (m)	Taille des grains (µm)	Tri	Quartz ciment %	Epaisseur des auréoles de surcr. (µm)	Epaisseur sucroiss./ taille des grains %	Indice de compaction	Dissolution de qtz détritique %
Ak20	B	2083,7	106	1,48	3,85	15,7	14,8	0,4	0,1
Ak20	B	2084	95	1,45	3	14,5	15,3	0,5	0,2
Ak20	B	2085	121	1,5	3,2	16,3	13,5	0,4	0,2
Ak20	B	2085,9	113	1,55	3,8	13,5	11,9	0,35	0,2
Ak20	B	2086	107,7		3,3	15	13,9		
Ak20	B	2086,2	106,6	1,45	2,75	16,2	15,2		
Ak20	B	2086,9	140,3		3,3	20,5	14,6		
Ak20	B	2087,4	142		6,1	18,6	13,1		
Ak20	B	2087,9	160	1,35	4,1	20,5	12,8		
Ak22	B	2048,5	110	1,38	2,5	17,3	15,7		
Ak22	B	2049	145		3,3	15	10,3	0,53	0,1
Ak22	B	2049,2	120		3,1	14,5	12,1		
Ak22	B	2050	133		5,8	15,5	11,7		
Ak22	B	2050,5	92		2,1	15,4	16,7		
Ak22	B	2051,8	110		2	16,9	15,4		
Ak22	B	2052,4	116	1,4	3,8	15,6	13,4		
Ak22	B	2053	132,3		3,6	18,5	14		
Ak22	B	2054,2	101		1,75	14,5	14,4		
Ak22	B	2055	133	1,45	1,3	19	14,3	0,46	0,1
Ak22	B	2056,2	134,3	1,38	3,6	16,5	12,3		
Ak22	C	2120,3	120,7	1,4	1,9	13,4	11,1		
Ak22	C	2121	111	1,48	4,5	15,3	13,8		
Ak1100	B	2064,5	127	1,5	2,5	16,2	12,8		
Ak1100	B	2065	181	1,58	1,4	19,4	10,7		
Ak1100	B	2065,8							
Ak1100	D	2313,7	115	1,56	2				
Ak1100	D	2319,5	110	1,52	1,5	14,6	13,3		
Ak1100	E	3948,5	89		3	11,6	13		
SD1	_	2532	204		4,7	26,5	13		
SD1	_	2532,5	160	1,4	5,5	16,5	10,3	0,41	0,2
SD1	_	2532,9	200	1,45					
SD1	_	2533	207,8		5,8	21,3	10,3		
SD1	_	2533,5	180	1,43	5	21,6	12,0		
SD1	_	2533,9	213		2,7	24	11,3		
SD1	_	2535,8	250	1,35	6,6	28	11,2	0,36	0,2
SD1	_	2536,5	312	1,4	7,3	30	9,6	0,36	0,2
SD1	_	2536,8	203		1,6	15	7,4		
SD1	_	2537,5	216	1,35	4,9	24	11,1	0,32	0,2
SD1	_	2537,9	226	1,44	3,2	22,3	9,9		
Sk104	_	2962,5	62	1,4	5	10,4	16,8		
Sk104	_	2962,7	107	1,5	4,9	18	16,8		
Sk104	_	2963,2	111,4		11,7	19,2	17,2		
Sk104	_	2963,7	111		12,3	19	17,1		
Sk104	_	2964,5	110		5,6	15,8	14,4		
Sk104	_	2965	108,2	1,45	3,4	14,6	13,5		
Sk104	_	2965,4	91		2	15,5	17		
Sk104	_	2966,7	112		8	23,4	20,9		
Sk104	_	2967,35	115,9	1,55	7,35	20,3	17,5		
Sk104	_	2968	133,4	1,44	8,7	20,3	15,2		
LT1bis	_	1506	105	1,4	4,15	10,5	10	0,3	0,2
LT1bis	_	1509	110	1,4	4	12,1	11	0,2	0,1
LT1bis	_	1514	100	1,4	3,2	10,6	10,6	0,27	0,5
LT1bis	_	1519	110	1,42	5	10,6	9,6	0,27	0,1
LT1bis	_	1523,9	170	1,48	2,8	12,4	7,3	0,25	0,1
LT1bis	_	1529	130	1,5	4	10,8	8,3	0,25	0,1
LT1bis	_	1538	180	1,5	1,1	18,0	10	0,2	0,2

Puits	Unité	Profondeur (m)	Taille des grains (µm)	Tri	Quartz ciment %	Epaisseur des auréoles de surcr. (µm)	Epaisseur sucroiss./ taille des grains %	Indice de compaction	Dissolution de qtz détritique %
LT1bis	_	1546,9	125	1,55	1,3	11,3	9	0,15	0,4
LT1bis	_	1557	125	1,56	1,4	10,5	8,4	0,55	0,6
LT1bis	_	1580,4	140	1,58	0,7	16,8	12	0,6	0,2
LT1bis	_	1592	102	1,6	1,3	8,16	8	0,45	0,1
LT1bis	_	1613	130	1,6	1,65	19,5	15	0,5	0,3
LTNE1	IV.4	2302,3	185	1,6	5,7	18,9	10,2	0,5	0,3
LTNE1	IV.4	2304,2	200	1,65	5	20,8	10,4	0,4	0,3
LTNE1	IV.3 sup.	2321,3	185	1,5	3	24,1	13	0,4	0,4
ODZ1bis	IV.4	1992,7	300	1,68	13	47,5	16	0,48	0,9
ODZ1bis	IV.4	1994	190	1,7	7,6	28,9	15	0,45	0,5
ODZ1bis	IV.4	1995	205	1,7	12	39,7	19	0,35	0,9
ODZ1bis	IV.3 sup.	2038	114	1,94	9,6	61,25	54	1,1	1,4
ODZ1bis	IV.3 inf.	2050	190	1,98	8	55	29	1,5	2,5
ODZ1bis	IV.3 inf.	2066	140	1,55	11	38	27	0,68	0,7
ODZ1bis	IV.3 inf.	2083	112	1,78	5	43	38	2	4,0
ODZ1	IV.4	2106	120	1,4	9	15	18	0,4	0,3
ODZ1	IV.4	2111,6	110	1,5	2,8	15	16,3	1	1,0
ODZ1	IV.3 sup.	2135,9	87	1,64	2,8	16,8	14,6	0,85	0,5
ODZ1	IV.3 inf.	2181	100	1,7	5	15	15	0,9	0,5
ODZ1	IV.3 inf.	2187,45	93	1,4	2	13,3	12,4	0,4	0,4
ODZ3	IV.3 sup.	2321,2	30	1,54	18,5			0,4	0,3
ODZ3	IV.3 inf.	2361,2	40	1,66	24			0,4	0,2
ODZ3	IV.1	2576,5	95	1,8	10	22,8	24	2	10
ODZ3	IV.1	2579,7	100	1,7	4,1	28	28	1,9	5
ODZ3	IV.1	2580,5	175	1,75	8,7	48,1	27,5	3	6,8
ODZ3	IV.1	2584,43	212	2	9,6			2,8	3,2
ODZ3	IV.1	2599,45	91	1,99	6,3	29,1	32	4,5	7
ODZ3	II	2609	87	1,91	17,7	18,3	21	1	0,9
ODZ3	II	2625	68	1,64	15,9			1,1	0,9
ODZ4	IV.4	2061,7	50	1,72	21,4	45,6	22,8	0,1	0,3
ODZ4	IV.4	2065,98	110	1,65	24,7	20,8	22,9	0,1	0,6
ODZ4	IV.4	2078,9	105	1,58	21,6	21,2	22,3		
ODZ4	IV.3 inf.	2103,2	124	1,65	13,9	13,5	16,7	0,4	0,9
ODZ4	IV.3 inf.	2106	115	1,55	13,8	11,7	13,4	0,2	0,6
ODZ4	IV.3 inf.	2124	107	1,66	13,1	13,8	14,8	0,4	0,7
ODZ4	IV.3 inf.	2127	110	1,6	13,5	14,9	16,4		
ODZ4	IV.3 inf.	2178	200	1,6	15,6	9,8	19,6	1,84	1,2
ODZ4	IV.3 inf.	2180	133	1,71	16,7	14,3	19	2,55	1,4
ODZ4	IV.3 inf.	2225	117	1,77	11,5	21,4	25	4,0	3,5
ODZ4	IV.3 inf.	2225,25	109	1,79	13,3	26,6	29	5,5	5,5
ODZ4	IV.3 inf.	2225,6	113	1,99	1,6	22,1	25	8,5	12,7
ODZ4	II	2378,83	138	1,7	22,5	15,7	21,7	1,2	2,2
ODZ6	IV.4	2399,8	170	1,6	21	9,6	16,3	0,35	0,4
ODZ6	IV.4	2402,6	200	1,5	18,4	6,5	13	0,3	0,5
ODZ6	IV.4	2406	280	2	17,7	5,4	15	0,25	0,6
ODZ6	IV.4	2439,15	76	1,75	24	21,1	16	0,4	0,7
ODZ6	IV.4	2442,55	150	1,54	16,7	11,1	16,7	0,2	0,8
ODZ6	IV.4	2442,85	200	1,46	23	11,5	22,9	0,22	0,8
ODZ6	IV.3 inf.	2480	137	2,1	4	16,8	23	4,0	13,2
ODZ6	IV.3 inf.	2492,75	99,5	1,5	19,4	22,1	22	1,2	1,0
ODZ6	IV.3 inf.	2495,4	133	1,7	5,2	18,8	25	3,5	11,6
ODZ6	IV.3 inf.	2515,8	330	1,6	8,9	8,8	29	1,6	6,7
ODZ6	IV.3 inf.	2518,3	137	1,7	10,4	16,1	22	1,8	4,2
ODZ7	IV.4	2179,2	150	1,73	2,5			0,6	0,3
ODZ7	IV.3 inf.	2225,8	115	1,6	3,5			0,55	0,2
ODZ7	IV.3 inf.	2232,6	82	1,58	4			0,3	0,1
ODZ7	IV.3 inf.	2277	80	1,56	5			0,6	0,4
ODZ7	IV.3 inf.	2306,2	85	1,7	1,6			1	0,8

Puits	Unité	Profondeur (m)	Taille des grains (μm)	Tri	Quartz ciment %	Epaisseur des auréoles de surcr. (μm)	Epaisseur sucroiss./ taille des grains %	Indice de compaction	Dissolution de qtz détritique %
BD1bis	IV.4	2179	170	1,79	7			1,22	1,4
BD1bis	IV.4	2181	180	1,65	8,5			1,08	1,3
BDW1	IV.4	2453,6	120	1,52	4				
BDW1	IV.4	2454	135						
BDW1	IV.4	2467	115	1,67	5,4			0,78	0,9
BDW1	IV.3 sup.	2472	125	1,42	5			0,9	0,8
BDW1	IV.3 sup.	2474	121	1,5	4			0,68	1,1

Annexe 3 : Résultats de la semi-quantification au MEB de composition de ciment de carbonates dans le champ de Arak

Puits	Unité	Profondeur (m)	Mg	Fe	Ca	Mn
Ak20	B	2087	22,8	75,8	0,5	3,1
Ak20	B	2087	28,7	69,1	0,1	2,2
Ak20	B	2087	34	64,5	0,2	1,4
Ak20	B	2087	36,3	60,8	0,6	2,2
Ak22	B	2048	25,8	11,2	62,7	0
Ak22	B	2048	27,6	14,4	58	0
Ak22	B	2048	28,1	16,3	55,6	0
Ak22	B	2048	30,4	16,5	53	0
Ak22	B	2048	30,5	14,1	55,4	0
Ak22	B	2048	30,8	6,7	48,8	13,6
Ak22	B	2048	31,2	10,7	58,1	0
Ak22	B	2049	32,1	8,2	59,6	0
Ak22	B	2049	32,1	8,2	59,6	0
Ak22	B	2049	33,9	2,3	48,8	15
Ak22	B	2049	35,3	8,1	56,6	0
Ak22	B	2049	35,7	7,8	56,5	0
Ak22	B	2049	38,5	6,7	54,8	0
Ak22	B	2056	26,3	9,3	60,2	2
Ak22	B	2056	29,6	4,7	65,3	1,2
Ak22	B	2056	26,5	11,8	62,3	1,1
Ak22	B	2056	27,5	6,8	64,9	0,8
Ak22	C	2121	28,6	68,2	0,4	2,8
Ak22	C	2121	33,8	63,4	0,2	2,4
Ak22	C	2121	35,6	63,6	0,2	2,7
Ak22	C	2121	36,1	60,1	0,2	3
Ak22	C	2121	36,7	59,2	0,9	3,2
Ak22	C	2121	38,2	58,3	0,3	1,4
Ak1100	B	2065	22,6	73,5	0,5	3,4
Ak1100	B	2065	31,8	65,9	0,3	2
Ak1100	B	2065	35,5	63	0,5	1
Ak1100	B	2065	36,3	61,6	0,2	1,9
Ak1100	B	2065	39,3	57,6	0,2	1
Ak1100	B	2065	42,7	55,8	0,4	1
Ak1100	B	2065	59,7	37,4	1	1,9
Ak1100	D	2313	26,0	71,7	0,4	2,3
Ak1100	D	2313	30,6	66,6	0,9	2
Ak1100	D	2313	33,2	61,7	1,4	5
Ak1100	D	2313	43,2	45	2,7	9
Ak1100	D	2319	24,5	69,6	0,9	5
Ak1100	D	2319	25,4	69,6	0,5	4,4
Ak1100	D	2319	29,9	68,5	0,3	1,8
Ak1100	D	2319	38,3	65,2	0	2

Annexe 4 : Résultats des analyses par DRX sur la fraction argileuse <2µm

Puits	Unité	Profondeur (m)	Smectite %	Illite %	Chlorite %	Kaolins %
Ak20	B	2081	0,3	9,7	47,7	42,3
Ak20	B	2084	0	1	7	92
Ak20	B	2085	0,3	7,4	13,8	78,5
Ak20	B	2086	0	6,5	11,3	82,2
Ak20	B	2087	0	8,4	43,2	48,4
Ak22	B	2053.5	0	5,5	19,3	75,2
Ak22	B	2057.8	0,4	0,9	15,9	82,7
Ak22	C	2120	5	30	10	55
Ak22	C	2121	5,9	36,2	9,1	48,7
Ak1100	B	2064.5	0,1	2,2	17	80,8
Ak1100	B	2065.1	0,4	7,9	41,9	49,8
Ak1100	B	2065.8	14,4	10,7	19,4	55,5
Ak1100	D	2313	1,6	8	69,7	20,8
Ak1100	D	2319	0	10,7	47,5	41,8
SD1	–	2532	0	8,1	62,6	29,4
SD1	–	2533.5	0,2	5,4	48,1	46,3
SD1	–	2537	0	6,1	59,2	34,7
Suk104	–	2962	0	11	43	46
Suk104	–	2865	0	8,7	36	55,3
Suk104	–	2865	0,2	8,3	47,8	43,8
Suk104	–	2966	0	14,9	35,5	49,6
Suk104	–	2969	1	7,3	42,2	49,5

Puits	Unité	Profondeur (m)	Smectite %	Il/sm %	Illite %	Kaolins %	Chlorite %
LT1bis	–	1506	35	0	5	60	0
LT1bis	–	1509	50	0	5	45	0
LT1bis	–	1514	50	0	10	40	0
LT1bis	–	1519	55	0	5	40	0
LT1bis	–	1523,9	20	0	0	80	0
LT1bis	–	1529	50	0	15	30	0
LT1bis	–	1538	10	5	10	75	0
LT1bis	–	1541,8	15	5	10	70	0
LT1bis	–	1546,9	20	3	7	70	0
LT1bis	–	1557	20	5	15	60	0
LT1bis	–	1580,4	10	5	10	75	0
LT1bis	–	1592	20	0	5	75	0
LT1bis	–	1613	5	5	10	80	0
LTNE1	IV.4	2302,3	0	35	55	10	0
LTNE1	IV.4	2304,2	0	30	50	20	0
LTNE1	IV.3 sup.	2321,3	0	10	10	80	0

Puits	Unité	Profondeur (m)	Illite %	Il/sm %	Kaolins %	Chlorite %
ODZ1	IV.4	2106,35	35	10	55	0
ODZ1	IV.4	2108,80	85	15	0	0
ODZ1	IV.4	2109,40	88	10	2	0
ODZ1	IV.4	2110,50	83	12	5	0
ODZ1	IV.4	2113,50	90	10	0	0
ODZ1	IV.4	2114,30	75	25	0	0
ODZ1	IV.4	2119,00	85	15	0	0
ODZ1	IV.4	2120,90	80	20	0	0

Puits	Unité	Profondeur (m)	Illite %	Il/sm %	Kaolins %	Chlorite %
ODZ1	IV.4	2121,80	75	25	0	0
ODZ1	IV.4	2123,95	90	10	0	0
ODZ1	IV.3 sup	2134,85	90	10	0	0
ODZ1	IV.3 sup	2135,90	90	10	0	0
ODZ1	IV.3 sup	2137,30	90	10	0	0
ODZ1	IV.3 sup	2138,80	70	30	0	0
ODZ1	IV.3 sup	2140,35	80	20	0	0
ODZ1	IV.3 sup	2140,90	85	15	0	0
ODZ1	IV.3 sup	2142,15	80	20	0	0
ODZ1	IV.3 sup	2143,10	85	15	0	0
ODZ1	IV.3 sup	2144,70	90	10	0	0
ODZ1	IV.3 sup	2146,36	80	20	0	0
ODZ1	IV.3 sup	2147,30	85	15	0	0
ODZ1	IV.3 sup	2148,20	80	20	0	0
ODZ1	IV.3 sup	2149,80	85	15	0	0
ODZ1	IV.3 sup	2151,10	85	15	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2152,00	80	20	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2152,75	95	5	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2154,35	75	25	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2155,15	95	0	5	0
ODZ1	IV.3 inf	2155,85	75	25	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2157,10	75	25	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2158,10	92	5	3	0
ODZ1	IV.3 inf	2158,65	95	5	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2159,85	85	15	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2161,83	80	20	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2163,50	80	20	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2164,50	75	25	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2166,50	80	20	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2167,50	85	15	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2169,05	90	10	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2171,80	80	20	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2173,20	95	5	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2174,90	80	20	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2175,80	95	5	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2177,20	85	15	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2178,90	85	5	10	0
ODZ1	IV.3 inf	2179,90	85	10	5	0
ODZ1	IV.3 inf	2180,70	80	15	5	0
ODZ1	IV.3 inf	2181,05	70	30	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2182,20	92	5	3	0
ODZ1	IV.3 inf	2183,15	87	10	3	0
ODZ1	IV.3 inf	2184,15	85	15	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2185,15	83	10	7	0
ODZ1	IV.3 inf	2186,60	82	15	3	0
ODZ1	IV.3 inf	2188,55	80	20	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2189,05	85	15	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2190,40	82	15	3	0
ODZ1	IV.3 inf	2191,45	90	10	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2194,65	80	20	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2195,90	85	15	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2196,65	80	20	0	0

WAZIR, 2014

Puits	Unité	Profondeur (m)	Illite %	II/sm %	Kaolins %	Chlorite %
ODZ1	IV.3 inf	2197,60	80	20	0	0
ODZ1	IV.3 inf	2198,60	80	20	0	0
ODZ1bis	Silurien	1972,30	25	5	70	0
ODZ1bis	IV.4	1992,70	20	5	75	0
ODZ1bis	IV.4	1995,10	20	5	75	0
ODZ1bis	IV.3 sup	2013,60	85	15	0	0
ODZ1bis	IV.3 sup	2026,75	80	20	0	0
ODZ1bis	IV.3 sup	2030,50	90	10	0	0
ODZ1bis	IV.3 inf	2037,55	95	0	5	0
ODZ1bis	IV.3 inf	2038,35	95	5	0	0
ODZ1bis	IV.3 inf	2047,75	90	0	10	0
ODZ1bis	IV.3 inf	2066,55	90	10	0	0
ODZ1bis	IV.3 inf	2069,20	100	0	0	0
ODZ1bis	IV.3 inf	2070,55	90	5	5	0
ODZ1bis	IV.3 inf	2081,37	95	0	5	0
ODZ2	IV.3 inf	2257,40	85	15	0	0
ODZ2	IV.3 inf	2258,30	85	15	0	0
ODZ2	IV.3 inf	2259,90	85	15	0	0
ODZ2	IV.3 inf	2260,50	85	15	0	0
ODZ2	IV.3 inf	2261,15	85	15	0	0
ODZ2	IV.3 inf	2262,60	85	15	0	0
ODZ2	IV.3 inf	2263,65	95	5	0	0
ODZ2	IV.3 inf	2264,35	85	15	0	0
ODZ2	IV.3 inf	2265,35	95	5	0	0
ODZ2	IV.3 inf	2266,40	95	5	0	0
ODZ2	IV.3 inf	2268,40	90	10	0	0
ODZ2	IV.3 inf	2269,35	90	10	0	0
ODZ3	IV.3 sup	2321,20	76	24	0	0
ODZ3	IV.3 sup	2322,50	79	21	0	0
ODZ3	IV.3 sup	2337,80	77	23	0	0
ODZ3	IV.3 inf	2361,20	80	20	0	0
ODZ3	IV.1	2573,40	82	17	1	0
ODZ3	IV.1	2576,75	81	16	3	0
ODZ3	IV.1	2579,71	85	14	1	0
ODZ3	IV.1	2580,50	82	18	0	0
ODZ3	IV.1	2584,43	82	18	0	0
ODZ3	IV.1	2585,50	82	18	0	0
ODZ3	IV.1	2587,32	84	16	0	0
ODZ3	IV.1	2590,15	83	14	2	0
ODZ3	IV.1	2599,40	73	15	11	0
ODZ3	II B	2604,30	84	16	0	0
ODZ3	II B	2609,95	83	17	0	0
ODZ3	II B	2613,05	83	17	0	0
ODZ3	II B	2618,95	86	14	0	0
ODZ3	II B	2625,47	87	13	0	0
ODZ3	II C	2745,55	86	13	1	0
ODZ4	IV.4	2061,70	82	18	0	0
ODZ4	IV.4	2062,45	72	28	0	0
ODZ4	IV.4	2063,45	80	15	5	0
ODZ4	IV.4	2064,07	70	21	10	0
ODZ4	IV.4	2065,98	58	21	21	0
ODZ4	IV.4	2078,90	67	33	0	0

Puits	Unité	Profondeur (m)	Illite %	II/sm %	Kaolins %	Chlorite %
ODZ4	IV.4	2079,45	54	26	19	0
ODZ4	IV.4	2080,25	79	21	0	0
ODZ4	IV.3 inf	2103,20	85	15	0	0
ODZ4	IV.3 inf	2103,65	82	18	0	0
ODZ4	IV.3 inf	2106,95	67	23	9	0
ODZ4	IV.3 inf	2111,10	83	17	0	0
ODZ4	IV.3 inf	2118,85	81	17	2	0
ODZ4	IV.3 inf	2122,43	81	19	0	0
ODZ4	IV.3 inf	2124,55	78	22	0	0
ODZ4	IV.3 inf	2127,65	84	16	0	0
ODZ4	IV.3 inf	2178,20	94	6	0	0
ODZ4	IV.3 inf	2179,10	83	17	0	0
ODZ4	IV.3 inf	2180,60	84	16	0	0
ODZ4	IV.3 inf	2197,30	84	16	0	0
ODZ4	IV.3 inf	2197,45	83	17	0	0
ODZ4	IV.3 inf	2225,00	82	17	1	0
ODZ4	IV.3 inf	2225,25	79	21	0	0
ODZ4	IV.3 inf	2225,60	77	23	0	0
ODZ4	II B	2378,83	84	16	0	0
ODZ4	II B	2379,18	83	17	0	0
ODZ6	IV.4	2439,15	85	15	0	0
ODZ6	IV.4	2439,60	88	12	0	0
ODZ6	IV.4	2439,85	82	18	0	0
ODZ6	IV.4	2442,05	72	28	0	0
ODZ6	IV.4	2442,80	81	19	0	0
ODZ6	IV.4	2445,60	82	18	0	0
ODZ6	IV.3 inf	2452,75	84	16	0	0
ODZ6	IV.3 inf	2480,75	84	16	0	0
ODZ6	IV.3 inf	2488,75	82	18	0	0
ODZ6	IV.3 inf	2489,50	87	13	0	0
ODZ6	IV.3 inf	2492,50	82	18	0	0
ODZ6	IV.3 inf	2493,10	82	18	0	0
ODZ6	IV.3 inf	2494,10	81	19	0	0
ODZ6	IV.3 inf	2494,75	82	18	0	0
ODZ6	IV.3 inf	2507,95	100	0	0	0
ODZ6	IV.3 inf	2511,30	85	15	0	0
ODZ6	IV.3 inf	2511,80	85	15	0	0
ODZ7	IV.3 inf	2226,05	85	0	15	0
ODZ7	IV.3 inf	2226,70	84	0	16	0
ODZ7	IV.3 inf	2227,70	90	0	10	0
ODZ7	IV.3 inf	2228,25	82	0	18	0
ODZ7	IV.3 inf	2230,10	48	0	52	0
ODZ7	IV.3 inf	2232,60	59	0	41	0
ODZ7	IV.3 inf	2235,95	92	0	8	0
ODZ7	IV.3 inf	2237,65	85	0	15	0
ODZ7	IV.3 inf	2269,70	93	0	7	0
ODZ7	IV.3 inf	2272,70	98	0	2	0
ODZ7	IV.3 inf	2277,50	89	0	11	0
ODZ7	IV.3 inf	2278,65	92	0	8	0
ODZ7	IV.3 inf	2305,43	95	0	5	0
ODZ7	IV.3 inf	2306,55	85	0	15	0
ODZ7	IV.3 inf	2306,85	92	0	8	0
ODZ7	IV.3 inf	2307,07	88	0	12	0
ODZ7	IV.3 inf	2308,70	91	0	9	0

Annexe 5a: Pétrographie et microthermométrie des inclusions fluides (IF) dans les grès du bassin des Palmyrides-Sud

lim: limite grain/ Q1, au (Q1): auréole (Q1), μ Fr: microfracture, sid-Mg: sidérite-Mg, anh: anhydrite, dol: dolomite

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)
AK20	2084	1	Sid-Mg	3	3	allongée	135		
AK20	2086,2	1	lim	6	4	allongée	>165		-6,5
AK20	2086,2	1	au (Q1)	8	4	ovoïde	151		
AK20	2086,2	2	lim	2,5	1,8	arrondie	>145		
AK20	2086,2	2	au (Q1)	6	4	allongée	>175		
AK20	2086,2	3	lim	2	2	ovoïde	139		
AK20	2086,2	3	lim	1,5	1,6	ovoïde	135		
AK20	2086,2	1	sid-Mg	3	2	ovoïde	>155		
AK20	2086,2	2	sid-Mg	4,2	2,5	arrondie	122		-26,2
AK20	2086,2	2	sid-Mg	2,8	2,8	allongée	132		-25,2
AK20	2086,2	3	sid-Mg	2	2	allongée	134		
AK20	2086,2	3	sid-Mg	6	3,2	triangle	130	-52,7	-19,3
AK20	2086,2	4	sid-Mg	1,5	1,7	ovoïde	115		-11,4
AK20	2086,2	4	sid-Mg	6	4	allongée	161		
AK20	2086,2	1	anh	3	3	allongée	122		
AK22	2048,5	1	dol	3	3	allongée	109		
AK22	2055	1	dol	3	3	irrégulière	122		
AK22	2055	2	dol	3	3	allongée	114		
AK22	2055	2	dol	3	2	ovoïde	103		
AK22	2055	3	dol	2,5	2,5	ovoïde	155		-21,3
AK22	2055	4	dol	2,8	2,8	allongée	101		-27,2
AK22	2055	5	dol	5	3,5	allongée	99		
AK22	2055	5	dol	2	1,8	ovoïde	103		
AK22	2055	6	dol	3	4	ovoïde	133		
AK22	2055	6	dol	3	3,5	irrégulière	109		
AK22	2055	7	dol	4,5	4,5	allongée	112		-25
AK22	2055	7	dol	2	3	allongée	119		-26
AK22	2055	7	dol	2,5	2,5	allongée	119		-25
AK22	2055	7	dol	1,5	1,5	arrondie	120		-27
AK22	2055	1	lim	2,5	2,5	allongée	164		
AK22	2055	1	lim	2,5	2,2	ovoïde	171		
AK22	2055	1	lim	3	3	allongée	175		
AK22	2055	2	lim	2	2	allongée	166	ND	-7,2
AK22	2055	3	lim	2	2	ovoïde	126		
AK22	2055	3	lim	1,5	2	ovoïde	132		0,5
AK22	2055	4	lim	2	2,5	ovoïde	137		
AK22	2121	1	Sid-Mg	2	2	ovoïde	149		
AK22	2121	2	Sid-Mg	10	4	allongée	161		
AK22	2121	2	Sid-Mg	8	4	allongée	162	-55	-9
AK22	2121	3	Sid-Mg	3	3	allongée	131		-19,3
AK22	2121	3	Sid-Mg	8	4	allongée	109	-47	-20,8
AK22	2121	3	Sid-Mg	6	3,5	ovoïde	109		-20,3
AK22	2121	4	Sid-Mg	6	4	allongée	130	-54	ND
AK22	2121	4	Sid-Mg	2	1,5	arrondie	129		-24,5
AK22	2121	5	Sid-Mg	3,5	3,1	allongée	180		
AK22	2121	6	Sid-Mg	2,5	2,5	allongée	122		-9,4
AK22	2121	6	Sid-Mg	7	3,5	allongée	122		-4,4
AK22	2121	6	Sid-Mg	2	1,7	arrondie	156		-8,5
AK22	2121	7	Sid-Mg	4,5	3	allongée	130		
AK22	2121	7	Sid-Mg	6,5	3,3	ovoïde	133		
AK22	2121	8	Sid-Mg	4	2,5	ovoïde	135	-40	-14,3
AK22	2121	1	lim	6	4	allongée	166	-74	ND
AK22	2121	2	lim	3,5	3,5	allongée	102		
Ak1100	2065,1	1	au (Q1)	1,5	2	ovoïde	107		

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)
Ak1100	2065,1	2	au (Q1)	2	2	allongée	120		-2,6
Ak1100	2065,1	2	au (Q1)	3	2	arrondie	161		-1,5
Ak1100	2065,1	3	au (Q1)	6	3	allongée			-20,5
Ak1100	2065,1	4	au (Q1)	2	1,2	arrondie	153		
Ak1100	2065,1	5	lim	1,5	1,5	allongée	93		-23,5
Ak1100	2065,1	5	lim	1	1,5	ovoïde	107		
Ak1100	2065,1	6	au (Q1)	1	1	ovoïde	132		
Ak1100	2065,1	7	lim	2	2,5	ovoïde	125		
Ak1100	2065,1	8	au (Q1)	1	1,5	ovoïde	139		
Ak1100	2065,1	8	au (Q1)	2,5	2,5	allongée	151		
Ak1100	2065,1	9	lim	4	3,5	allongée	109		
Ak1100	2065,1	9	lim	5	4	allongée	108		
Ak1100	2065,1	9	lim	2,5	3	irrégulière	112		
Ak1100	2065,1	1	Sid	7,5	3,5	ovoïde	97	<-40	-2,5
Ak1100	2065,1	1	Sid	3	3	allongée	105		-3,3
Ak1100	2313	Sid	sid-Mg	1,5	1,5	arrondie	122		
Ak1100	2313	1	lim	1,5	2	ovoïde	125		
Ak1100	2313	2	lim	4	4	allongée	137		
Ak1100	2313	2	lim	2	2,5	ovoïde	109		-4,4
Ak1100	2313	2	lim	1,5	1,5	arrondie	ND		-9,4
SD1	2532,5	6	au (Q1)	7	3,5	ovoïde	141		-9,9
SD1	2532,5	6	au (Q1)	4	3	allongée	141		-9,9
SD1	2532,5	6	au (Q1)	4,5	3	allongée	132		-14,3
SD1	2532,5	7	au (Q1)	6	4	allongée	115	-38,7	-10,4
SD1	2532,5	8	lim	3	3	allongée	120		-25
SD1	2535,8	1	au (Q1)	5	3,3	ovoïde	145		
SD1	2535,8	2	au (Q1)	2,8	2,8	ovoïde	135	-52	
SD1	2535,8	3	au (Q1)	2	2	arrondie	138		
SD1	2535,8	3	au (Q1)	2,5	2,3	ovoïde	134		
SD1	2535,8	3	au (Q1)	2,5	2,2	ovoïde	134		
SD1	2535,8	3	au (Q1)	2,5	2,3	allongée	137		-0,4
SD1	2535,8	3	au (Q1)	4	3	ovoïde	142		
SD1	2535,8	4	au (Q1)	4	2	carrée	140		
SD1	2535,8	4	au (Q1)	4,5	3,5	allongée	138		
SD1	2535,8	5	au (Q1)	7	2,8	arrondie	158		-10
SD1	2535,8	6	au (Q1)	7	5	allongée	137		
SD1	2535,8	7	au (Q1)	3	2	allongée	137		
SD1	2535,8	8	au (Q1)	7,5	5	allongée	137		
SD1	2535,8	9	au (Q1)	4,5	3,8	allongée	122		-24,3
SD1	2535,8	9	au (Q1)	7,4	3,7	allongée	127	-48,1	-25,2
SD1	2535,8	9	au (Q1)	5,2	3,5	allongée	133		
SD1	2536,5	1	au (Q1)	2,5	2,5	allongée	127		
SD1	2536,5	1	au (Q1)	6	4,1	ovoïde	122	-69,9	-19,3
SD1	2536,5	2	au (Q1)	7,5	3	ovoïde	180		
SD1	2536,5	2	au (Q1)	2,2	2,2	allongée	122		
SD1	2536,5	3	lim	3	3	ovoïde	112		
SD1	2536,5	4	au (Q1)	2	2,3	ovoïde	127		
SD1	2536,5	4	au (Q1)	2,5	2,8	ovoïde	130		
SD1	2536,5	4	au (Q1)	3	3	allongée	137	-50	-6,2
SD1	2536,5	5	au (Q1)	3,3	3,3	allongée	126		
SD1	2536,5	6	au (Q1)	5	4	allongée	134		
SD1	2536,5	6	au (Q1)	2,1	2,1	ovoïde	130		
SD1	2536,5	7	au (Q1)	3	3	allongée	147	-51	
SD1	2536,5	7	au (Q1)	2,5	2,5	ovoïde	137		
SD1	2537,5	1	au (Q1)	4	3,7	allongée	140		
SD1	2537,5	2	au (Q1)	4	4	allongée	157	-83	-18

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)
SD1	2537,5	3	μFr	13	8,5	allongée	166		
SD1	2537,5	3	μFr	4,5	3	ovoïde	160		
SD1	2537,5	4	au (Q1)	2	2	ovoïde	156		
SD1	2537,5	5	au (Q1)	2	2	ovoïde	144		
SD1	2537,5	5	au (Q1)	2,3	2,3	ovoïde	151		
SD1	2537,5	6	lim	3	3	allongée	117		
SD1	2537,5	7	au (Q1)	16	4	carrée	115		
SD1	2537,5	7	au (Q1)	3	3	allongée	114		
SD1	2537,5	7	au (Q1)	10	2,8	arrondie	119		
SD1	2537,5	7	au (Q1)	5	3	allongée	114	-59	-9,5
SD1	2537,5	8	lim	2,5	2,5	allongée	109		-13,3
SD1	2537,5	8	lim	3	3	ovoïde	117	-58,6	-10,4
SD1	2537,5	8	au (Q1)	2,5	2,5	allongée	115		-14,3
SD1	2537,5	9	lim	2	2	allongée	152		
SD1	2537,5	9	lim	2,6	2,6	allongée	156		
SD1	2537,5	9	lim	3	3	ovoïde	137		
SD1	2537,5	9	lim	3,5	2,8	triangle	137		
SD1	2537,5	9	lim	2,8	2,8	ovoïde	149		
SD1	2537,5	9	lim	2	2,5	allongée	135		
SD1	2537,5	9	lim	2,5	2,5	ovoïde	132		-7,5
SD1	2537,5	10	au (Q1)	3	3	allongée	120		
Suk 104	2967,35	1	au (Q1)	2	2	allongée	124		
Suk 104	2967,35	1	au (Q1)	3,5	3,5	allongée	128		
Suk 104	2967,35	2	au (Q1)	2,6	2,6	allongée	133		
Suk 104	2967,35	2	au (Q1)	8,4	4,2	allongée	119		
Suk 104	2967,35	3	au (Q1)	2	2	ovoïde	122		
Suk 104	2967,35	4	au (Q1)	3,2	3,2	rectangulaire	119	-69,9	-16,8
Suk 104	2967,35	5	lim	2,4	2,4	ovoïde	125		
Suk 104	2967,35	6	au (Q1)	2,5	2,5	allongée	123		
Suk 104	2967,35	7	au (Q1)	3,5	2	arrondie	123		
Suk 104	2967,35	8	au (Q1)	1,5	1,7	ovoïde	150		
Suk 104	2967,35	8	au (Q1)	3,5	1,9	arrondie	122		
Suk 104	2967,35	9	au (Q1)	4	2,7	ovoïde	111		
Suk 104	2967,35	9	au (Q1)	2,6	2,6	allongée	122		
Suk 104	2967,35	10	au (Q1)	6,8	4,5	allongée	119		
Suk 104	2967,35	11	au (Q1)	3,5	1,5	arrondie	132		

Annexe 5b: Pétrographie et microthermométrie des inclusions fluides (IF) des ciments du bassin de Sbaa

lim: limite grain/ Q1, au (Q1): auréole (Q1), μ Fr: microfracture, sid-Mg: sidérite-Mg, anh: anhydrite, dol: dolomite

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)
LT1bis	1506	1	au (Q1)	7	3,4	ovoïde	102		
LT1bis	1506	2	au (Q1)	4	3,5	allongée	107	-39	-24
LT1bis	1506	2	au (Q1)	3	3	ovoïde	119		
LT1bis	1506	3	au (Q1)	6	4	allongée	131		
LT1bis	1506	3	au (Q1)	4,5	3	irrégulière	132		
LT1bis	1514,8	1	au (Q1)	4	2,3	ovoïde	107		
LT1bis	1514,8	1	au (Q1)	4	2,5	rectangulaire	98		-25,2
LT1bis	1514,8	1	au (Q1)	3	3	allongée	101		-28,2
LT1bis	1514,8	2	au (Q1)	5	3,5	allongée	103		
LT1bis	1514,8	2	au (Q1)	3,6	3,6	allongée	105		
LT1bis	1514,8	2	au (Q1)	5	2,4	arrondie	102		-3,4
LT1bis	1514,8	3	au (Q1)	3,5	2	ovoïde	122		
LT1bis	1514,8	3	au (Q1)	2	1,7	arrondie	142		
LT1bis	1529	1	au (Q1)	2,5	2,7	allongée	103		
LT1bis	1529	2	au (Q1)	3	3	allongée	107		
LT1bis	1529	2	au (Q1)	8	4,6	carrée	106		
LT1bis	1529	3	au (Q1)	4	3,1	ovoïde	135		
LT1bis	1529	4	au (Q1)	2,5	2,5	allongée	122		
LT1bis	1529	5	au (Q1)	2,5	2,1	ovoïde	115		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		3,5	rectangulaire	118		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		4	irrégulière	105		-1,5
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		4,2	allongée	118		-0,4
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		4,5	arrondie	ND		-1,4
ODZ1bis	1992,7		lim		5	rectangulaire	97		-1,4
ODZ1bis	1992,7		lim		5,4	allongée	113		
ODZ1bis	1992,7		lim		4,5	allongée	119		
ODZ1bis	1992,7		lim		2,5	allongée	108		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		4	triangle	123		-1,4
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		3,5	carrée	117		-1,7
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		3,2	irrégulière	115		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		3,5	allongée	116		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		4,2	carrée	118		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		4,9	triangle	118		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		5	allongée	113		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		6,5	rectangulaire	123		-1,5
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		5,9	irrégulière	ND		-3
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		8	allongée	ND		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		8,9	allongée	129		-1,2
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		13,4	irrégulière	ND		-1
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		5,8	allongée	155		-0,7
ODZ1bis	1992,7		lim		9,3	carrée	ND		-2,4
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		5,6	rectangulaire	129		-0,3
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		9	irrégulière	157		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		5,5	irrégulière	132		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		8	allongée	108		-0,4
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		8,6	irrégulière	126		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		8,2	allongée	ND		-3
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		5	triangle	113		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		4,6	allongée	113		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		8,5	allongée	114		-0,3
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		4,1	ovoïde	112		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		13	allongée	119		-2,3

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		7,4	allongée	115		-2,3
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		11	allongée	117		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		9,5	irrégulière	117		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		5,5	irrégulière	120		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		6,5	irrégulière	121		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		3,5	arrondie	119		-0,3
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		7	allongée	116		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		5,3	ovoïde	131		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		6,3	arrondie	120		
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		5,8	ovoïde	118		-0,4
ODZ1bis	1992,7		au (Q1+Q2)		7	irrégulière	124		-0,4
ODZ1bis	1992,7		au (Q1)		4,3	allongée	124		-2
ODZ1bis	1992,7		au (Q1)		3	ovoïde	122		-1,5
ODZ1bis	1992,7		au (Q2)		3	arrondie	131		
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		8	allongée	113		
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		4,3	ovoïde	106		
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		7,3	allongée	131		-7,4
ODZ1bis	2038,35		lim		4,5	arrondie	97		-7,3
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		3,2	arrondie	99		-2,4
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		12	allongée	125		
ODZ1bis	2038,35		lim		7	allongée	98		
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		3,6	triangle	108		
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		2,8	arrondie	107		
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		4,6	allongée	110		
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		4	allongée	133		
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		3	arrondie	103		
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		3,9	carrée	107		
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		5,1	allongée	107		
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		4,9	allongée	101		
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		6	irrégulière	112		
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		6,4	irrégulière	116		-0,5
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		6	arrondie	108		
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		5,3	allongée	105		
ODZ1bis	2038,35		au (Q1+Q2)		4,5	allongée	114		
ODZ1bis	2038,35		lim		3,5	arrondie	97		
ODZ1bis	2038,35	4	au (Q1)		4	allongée	122		
ODZ1bis	2038,35	6	au (Q1)		5	allongée	127		
ODZ1bis	2038,35	6	au (Q2)		3,5	ovoïde	142		
ODZ1bis	2066,35		μFr		2,9	carrée	125		
ODZ1bis	2066,35		μFr		3,5	allongée	126		
ODZ1bis	2066,35		μFr		3	irrégulière	117		
ODZ1bis	2066,35		au (Q1+Q2)		4,2	arrondie	102		
ODZ1bis	2066,35		au (Q1+Q2)		4,7	allongée	104		
ODZ1bis	2066,35		au (Q1+Q2)		5	arrondie	99		
ODZ1bis	2066,35		au (Q1+Q2)		2,6	allongée	100		
ODZ1bis	2066,35		lim		5,5	irrégulière	107		
ODZ1bis	2066,35		au (Q1+Q2)		4,3	allongée	104		
ODZ1bis	2066,35		μFr		4	allongée	107		
ODZ1bis	2066,35		μFr		2	arrondie	107		
ODZ1bis	2066,35		μFr		3,8	carrée	106		
ODZ1bis	2066,35		au (Q1+Q2)		5,2	allongée	109		-3
ODZ1bis	2066,35		au (Q1+Q2)		3,6	allongée	113		
ODZ1bis	2066,35		au (Q1+Q2)		2,5	arrondie	103		
ODZ1bis	2066,35		lim		3,7	allongée	104		

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)
ODZ1bis	2066,35		lim		4	arrondie	106		
ODZ1bis	2066,35		au (Q1+Q2)		6	allongée	116		-3,4
ODZ1bis	2066,35		μFr		3,3	arrondie	111		
ODZ1bis	2066,35		lim		3,8	arrondie	106		
ODZ1bis	2066,35		lim		4,2	allongée	109		
ODZ1bis	2066,35		μFr		3,5	arrondie	110		
ODZ4	2065,98		lim		7,5	ovoïde	119		
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		9	allongée	124	-34	
ODZ4	2065,98		lim		4,5	arrondie	108		
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		3,8	arrondie	117	-42,3	
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		3,5	carrée	120	-34,5	
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		4,2	ovoïde	111	-35	
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		5,1	négative	136	-41	
ODZ4	2065,98		lim		6	allongée	110		-0,3
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		11,5	irrégulière	137	-35,5	
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		9	irrégulière	129	-37	
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		9,5	irrégulière	109	-38,4	
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		10,4	carrée	127	-39	
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		4,5	triangle	128	-39,5	-0,2
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		7,4	allongée	108	-44	-5,4
ODZ4	2065,98		μFr		8,8	allongée	121	-41,8	
ODZ4	2065,98		μFr		5,4	irrégulière	119		
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		3,8	ovoïde	123	-39,8	
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		5	ovoïde	106	-41,2	
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		4,5	carrée	124		-0,6
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		4,1	arrondie	113		
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		10,5	allongée	131	-38,7	
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		6,4	carrée	122	-40	
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		7	irrégulière	121	-39,2	
ODZ4	2065,98		au (Q1+Q2)		8,6	irrégulière	132	-40,3	
ODZ4	2065,98		lim		5	allongée	103		
ODZ4	2065,98		lim		4,5	arrondie	116		
ODZ4	2065,98		au (Q1)	4	4	triangle	131		-4
ODZ4	2065,98		au (Q1)	3	3,5	allongée	127		
ODZ4	2065,98		au (Q1)	3	2,8	allongée	124		
ODZ4	2065,98		au (Q1)	6	3	arrondie	126		-4,4
ODZ4	2065,98		au (Q1)	5	2,5	ovoïde	112		-4,2
ODZ4	2065,98		au (Q1)	4	2,5	allongée	126		
ODZ4	2065,98		au (Q1)	4	3	ovoïde	114		
ODZ4	2065,98		au (Q1)	5	4,5	allongée	121		
ODZ4	2065,98		au (Q1)	6	4	allongée	131		
ODZ4	2065,98		au (Q2)	8	4,2	ovoïde	128		
ODZ4	2065,98		au (Q2)	9	3,2	arrondie	129		
ODZ4	2065,98		au (Q2)	7	3	ovoïde	130		
ODZ4	2065,98		au (Q2)	6	4,6	ovoïde	136		-2,1
ODZ4	2065,98		au (Q2)	6	4	triangle	145		-2,1
ODZ4	2065,98		au (Q2)	2,5	3	allongée	ND		-4,4
ODZ4	2065,98		au (Q2)	1,5	2	ovoïde	ND		-5,2
ODZ4	2065,98		au (Q2)	2,5	2,7	ovoïde	ND		-5,3
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		5,8	ovoïde	105		
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		6,1	irrégulière	111		-6,2
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		3,7	ovoïde	110		-7,3
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		3,5	triangle	112		-6,4
ODZ4	2106,95		μFr		4	ovoïde	121		

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		3,6	triangle	121		
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		4,2	allongée	127		-0,1
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		4	arrondie	130		
ODZ4	2106,95		μF		4,2	allongée	119		-0,2
ODZ4	2106,95		μF		3,9	triangle	106		-0,4
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		3,1	arrondie	117		-5,6
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		5	triangle	128		
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		5,2	allongée	113		
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		4	arrondie	133		
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		4,5	allongée	129		
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		3,8	arrondie	119		
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		3,2	allongée	107		
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		6	allongée	112		-1,5
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		5,8	irrégulière	117		
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		5,5	triangle	130		
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		9	allongée	110		
ODZ4	2106,95		au (Q1+Q2)		6,7	allongée	104		
ODZ4	2178,2		lim		4,1	carrée	107		-5,6
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		3	arrondie	104		
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		3,2	allongée	112		
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		5,2	allongée	121		
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		4	arrondie	119		-4
ODZ4	2178,2		lim		3,9	allongée	114		2,5
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		10	irrégulière	123		-4,4
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		4,4	irrégulière	104		
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		3,9	carrée	112		
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		4,2	allongée	103		
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		4	arrondie	130		-3
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		3,8	allongée	116		-6,9
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		3	arrondie	116		
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		5,4	carrée	118		
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		4,1	triangle	122		0,1
ODZ4	2178,2		μFr		3,8	ovoïde	126		1,7
ODZ4	2178,2		μFr		4,2	arrondie	124		-4,4
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		4	allongée	129		
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		3,5	rectangulaire	124		-0,4
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		5,6	irrégulière	123		-7,8
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		8	allongée	128		-7,5
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		7,8	triangle	124		-7
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		3	arrondie	121		
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		4	triangle	118		-1,4
ODZ4	2178,2		au (Q1+Q2)		4,6	allongée	112		-3,4
ODZ6	2402,5	1	au (Q1+Q2)	8	4	allongée	116		
ODZ6	2402,5	1	au (Q1+Q2)	11	5	allongée	150		
ODZ6	2402,5	1	au (Q1+Q2)	12	8	arrondie	132		
ODZ6	2402,5	1	au (Q1+Q2)	7,5	4	allongée	140		
ODZ6	2402,5	2	au (Q1+Q2)	9	5	irrégulière	135		
ODZ6	2402,5	2	au (Q1+Q2)	8	5	ovoïde	125		
ODZ6	2402,5	3	au (Q1+Q2)	6	4	triangle	145		
ODZ6	2402,5	3	au (Q1+Q2)	8	4	allongée	139		
ODZ6	2402,5	3	au (Q1+Q2)	9	5	arrondie	134		
ODZ6	2402,5	4	au (Q1+Q2)	20	11	irrégulière	174		
ODZ6	2402,5	4	lim	13	8	allongée	137		
ODZ6	2402,5	4	lim	8	5	arrondie	141		

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)
ODZ6	2402,5	4	lim	13	9	rhomoéque	>175		
ODZ6	2402,5	4	lim	12,5	7	ovoïde	149		
ODZ6	2402,5	4	au (Q1, Q2)	5	4	ovoïde	144		
ODZ6	2402,5	4	au (Q1, Q2)	7	4	allongée	155		
ODZ6	2402,5	5	au (Q1, Q2)	8	5	irrégulière	153		
ODZ6	2402,5	6	au (Q1, Q2)	13	8	allongée	151		
ODZ6	2402,5	7	au (Q1, Q2)	15	9	irrégulière	141		-2,5
ODZ6	2402,5	8	au (Q1, Q2)	7,5	5	ovoïde	143		
ODZ6	2402,5	8	au (Q1, Q2)	9	5	arrondie	132		
ODZ6	2402,5	9	au (Q1)	9	5	allongée	119		
ODZ6	2402,5	10	au (Q1)	25	13	ovoïde	123		
ODZ6	2402,5	10	au (Q1)	11	7	allongée	129		
ODZ6	2402,5	10	au (Q1)	15	9	allongée	149		
ODZ6	2402,5	11	au (Q1)	9	5	arrondie	170		
ODZ6	2402,5	11	au (Q1)	12	8	arrondie	132		
ODZ6	2402,5	12	au (Q1)	10	5	allongée	144		
ODZ6	2402,5	13	au (Q1)	8	4	allongée	140		
ODZ6	2402,5	14	au (Q1)	8	4	allongée	158		
ODZ6	2402,5	15	au (Q1)	7	5	allongée	149		
ODZ6	2402,5	15	au (Q1)	6	4	arrondie	129		
ODZ6	2402,5	16	au (Q1)	15	9	allongée	142		-3,1
ODZ6	2402,5	16	au (Q1)	6	3	irrégulière	138		-5,2
ODZ6	2402,5	16	au (Q1)	10	6	ovoïde	158		
ODZ6	2402,5	16	au (Q1)	15	8	rectangulaire	157	-25	-9,5
ODZ6	2402,5	16	au (Q1)	3	2,5	triangle	ND		-3,6
ODZ6	2402,5	16	au (Q1)	9	5	allongée	ND		-6,5
ODZ6	2402,5	16	au (Q1)	11	6	allongée	147	-24,5	-9,3
ODZ6	2402,5	17	au (Q1)	9	5	irrégulière	144		
ODZ6	2402,5	17	au (Q1)	12	8	ovoïde	164		
ODZ6	2402,5	17	au (Q1)	13	9	irrégulière	152		
ODZ6	2402,5	11	au (Q2)	9	5	arrondie	141		
ODZ6	2402,5	11	au (Q2)	12	7	allongée	142		
ODZ6	2402,5	16	au (Q2)	7	4	ovoïde	148		-3
ODZ6	2402,5	18	au (Q2)	8	4	allongée	137		
ODZ6	2402,5	18	au (Q2)	5	3	allongée	142		
ODZ7	2179,2		au (Q1+Q2)		5,3	arrondie	118		-1,3
ODZ7	2179,2		au (Q1+Q2)		4,2	allongée	116		
ODZ7	2179,2		au (Q1+Q2)		7,1	irrégulière	113		
ODZ7	2179,2		au (Q1+Q2)		9,5	allongée	140		
ODZ7	2179,2		lim		4	allongée	112		
ODZ7	2179,2		lim		4,2	arrondie	115		-2,4
ODZ7	2179,2		au (Q1+Q2)		4,9	irrégulière	108		
ODZ7	2225,8		au (Q1+Q2)		3,8	allongée	114		
ODZ7	2225,8		au (Q1+Q2)		4,5	irrégulière	116		
ODZ7	2225,8		au (Q1+Q2)		5	allongée	121		
ODZ7	2225,8		au (Q1+Q2)		3,5	arrondie	ND	-24,5	-1
ODZ7	2225,8		au (Q1+Q2)		3,9	ovoïde	ND		-3,9
ODZ7	2230,1		au (Q1+Q2)		3,2	allongée	ND	-30	-0,2
ODZ7	2230,1		lim		3,5	arrondie	ND		-2,6
ODZ7	2230,1		au (Q1+Q2)		4,1	arrondie	ND	-22,5	-2,2
ODZ7	2230,1		au (Q1+Q2)		4,5	irrégulière	ND	-24,5	-4,6
ODZ7	2230,1		au (Q1+Q2)		5,2	allongée	ND		-4,4
ODZ7	2230,9		au (Q1+Q2)		4,6	arrondie	ND	-25,5	-0,6
ODZ7	2230,9		lim		5,3	allongée	135		
ODZ7	2231,2		au (Q1+Q2)		4,5	triangle	ND		-6,4

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)
ODZ7	2232,6		lim		4,2	allongée	ND	-35	-4
ODZ7	2232,6		au (Q1+Q2)		6,3	allongée	110		-7
ODZ7	2232,6		au (Q1+Q2)		4,1	allongée	105		
ODZ7	2232,6		lim		5,5	irrégulière	ND	-37,5	-2,6
ODZ7	2306,6		lim		3,4	allongée	107		
ODZ7	2306,6	1	au (Q1+Q2)		4,5	arrondie	120		
ODZ7	2306,6	1	au (Q1+Q2)		4,9	arrondie	109		
ODZ7	2306,6	1	au (Q1+Q2)		6,2	arrondie	153		
ODZ7	2307	1	au (Q1+Q2)		3	arrondie	134		
ODZ3	2579,71	1	au (Q1+Q2+Q3)	7	4,5	triangle	145		
ODZ3	2579,71	2	au (Q1+Q2+Q3)	12	7,2	triangle	124		
ODZ3	2579,71	2	au (Q1+Q2+Q3)	10	4,3	arrondie	123		
ODZ3	2579,71	2	au (Q1+Q2+Q3)	24	8	irrégulière	122		
ODZ3	2579,71	3	au (Q1+Q2+Q3)	10	4	arrondie	134		
ODZ3	2579,71	3	au (Q1+Q2+Q3)	8	4,1	allongée	135		
ODZ3	2579,71	4	au (Q1+Q2+Q3)	15	6,2	allongée	134		-3
ODZ3	2579,71	4	au (Q1+Q2+Q3)	12	5,5	allongée	131		
ODZ3	2579,71	5	au (Q1+Q2+Q3)	8	3,9	ovoïde	162		
ODZ3	2579,71	6	au (Q1+Q2+Q3)	27	6,5	arrondie	132		
ODZ3	2579,71	7	au (Q1+Q2+Q3)	25	6	arrondie	133		
ODZ3	2579,71	8	au (Q1+Q2+Q3)	15	6,1	allongée	127		
ODZ3	2579,71	8	au (Q1+Q2+Q3)	15	5	allongée	123		
ODZ3	2579,71	8	au (Q1+Q2+Q3)	15	5	allongée	123		
ODZ3	2579,71	8	au (Q1+Q2+Q3)	7	3,5	arrondie	122		
ODZ3	2579,71	8	au (Q1+Q2+Q3)	12	5,2	arrondie	167		
ODZ3	2579,71	8	au (Q1+Q2+Q3)	10	4,5	arrondie	137		
ODZ3	2579,71	9	au (Q1+Q2+Q3)	18	6,7	irrégulière	112		-3,1
ODZ3	2579,71	9	au (Q1+Q2+Q3)	25	7,5	allongée	114		
ODZ3	2579,71	9	au (Q1+Q2+Q3)	22	8	allongée	119		-4
ODZ3	2579,71	9	au (Q1+Q2+Q3)	21	7	triangle	117		-3,4
ODZ3	2579,71	9	au (Q1+Q2+Q3)	22	7,3	irrégulière	116	-39	-3,8
ODZ3	2579,71	9	au (Q1+Q2+Q3)	30	10	irrégulière	104		-2,4
ODZ3	2579,71	9	au (Q1+Q2+Q3)	24	8	allongée	112		-3,3
ODZ3	2579,71	9	au (Q1+Q2+Q3)	25	6	arrondie	110		-4,1
ODZ3	2579,71	9	au (Q1+Q2+Q3)	9	3,8	arrondie	114		
ODZ3	2579,71	10	au (Q1+Q2+Q3)	8	3,4	arrondie	121		
ODZ3	2579,71	11	au (Q1+Q2+Q3)	12	6	allongée	119		
ODZ3	2579,71	11	au (Q1+Q2+Q3)	12	3,7	allongée	108		
ODZ3	2579,71	11	au (Q1+Q2+Q3)	10	4	arrondie	109		
ODZ3	2579,71	12	au (Q1+Q2+Q3)	8	4,3	allongée	129		
ODZ3	2579,71	12	au (Q1+Q2+Q3)	6	3	ovoïde	127		
ODZ3	2579,71	13	au (Q1+Q2+Q3)	8	3,9	arrondie	126		
ODZ3	2579,71	14	au (Q1+Q2+Q3)	35	12	irrégulière	122		
ODZ3	2579,71	15	au (Q1+Q2+Q3)	11	5,8	allongée	116		
ODZ3	2579,71	15	au (Q1+Q2+Q3)	7	3,5	allongée	119		
ODZ3	2579,71	15	au (Q1+Q2+Q3)	8	4	allongée	123		
ODZ4	2225,25	1	au (Q1+Q2+Q3)	15	8	irrégulière	149		
ODZ4	2225,25	1	au (Q1+Q2+Q3)	5	2,8	arrondie	155		
ODZ4	2225,25	1	lim	5	3	allongée	131		
ODZ4	2225,25	2	au (Q1+Q2+Q3)	5	3	allongée	137		
ODZ4	2225,25	2	au (Q1+Q2+Q3)	5	4,5	allongée	155		
ODZ4	2225,25	2	au (Q1+Q2+Q3)	4	2,5	triangle	136		
ODZ4	2225,25	3	au (Q1+Q2+Q3)	5	4,6	triangle	133		0
ODZ4	2225,25	3	au (Q1+Q2+Q3)	18	6,8	ovoïde	133		-0,5
ODZ4	2225,25	3	au (Q1+Q2+Q3)	10	5,2	allongée	142		-0,4
ODZ4	2225,25	3	au (Q1+Q2+Q3)	4	3	arrondie	140		-1,1

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)
ODZ4	2225,25	3	au (Q1+Q2+Q3)	4	5	ovoïde	136		
ODZ4	2225,25	3	au (Q1+Q2+Q3)	10	3	allongée	142		-1,7
ODZ4	2225,25	3	au (Q1+Q2+Q3)	4	5	arrondie	139		
ODZ4	2378,83	1	au (Q1+Q2+Q3)	12	6,2	irrégulière	130		
ODZ4	2378,83	1	au (Q1+Q2+Q3)	10	5,5	triangle	128		
ODZ4	2378,83	1	au (Q1+Q2+Q3)	28	7,5	arrondie	131		
ODZ4	2378,83	1	au (Q1+Q2+Q3)	25	7,1	triangle	131		
ODZ4	2378,83	1	au (Q1+Q2+Q3)	12	6	allongée	125		
ODZ4	2378,83	1	au (Q1+Q2+Q3)	11	5,8	allongée	124		
ODZ4	2378,83	1	au (Q1+Q2+Q3)	9	3,5	arrondie	123		
ODZ4	2378,83	1	au (Q1+Q2+Q3)	7	3	arrondie	124		
ODZ4	2378,83	1	au (Q1+Q2+Q3)	10	5,5	allongée	126		
ODZ4	2378,83	1	au (Q1+Q2+Q3)	8	5	allongée	126		
ODZ4	2378,83	2	au (Q1+Q2+Q3)	25	5	carrée	146		
ODZ4	2378,83	2	au (Q1+Q2+Q3)	5	3,5	allongée	137		
ODZ4	2378,83	3	au (Q1+Q2+Q3)	9	5	allongée	126		
ODZ4	2378,83	3	au (Q1+Q2+Q3)	13	6,4	allongée	126		
ODZ4	2378,83	4	au (Q1+Q2+Q3)	13	5	ovoïde	120		-4,4
ODZ4	2378,83	4	au (Q1+Q2+Q3)	11	5,2	allongée	119	-29,4	-4,2
ODZ4	2378,83	4	au (Q1+Q2+Q3)	5	3	allongée	118		
ODZ4	2378,83	4	au (Q1+Q2+Q3)	5	3,5	allongée	118		
ODZ4	2378,83	4	au (Q1+Q2+Q3)	6	3,5	ovoïde	136		
ODZ4	2378,83	4	au (Q1+Q2+Q3)	24	8	irrégulière	122		
ODZ4	2378,83	5	au (Q1+Q2+Q3)	5	3,5	allongée	114		
ODZ4	2378,83	5	au (Q1+Q2+Q3)	7	3	arrondie	117		
ODZ4	2378,83	5	au (Q1+Q2+Q3)	22	7,5	allongée	140		
ODZ4	2378,83	5	au (Q1+Q2+Q3)	4	3,5	triangle	140		
ODZ4	2378,83	5	au (Q1+Q2+Q3)	10	4,6	allongée	138		
ODZ4	2378,83	5	au (Q1+Q2+Q3)	7	4,5	triangle	>156		
ODZ4	2378,83	6	au (Q1+Q2+Q3)	7	4	allongée	131		
ODZ4	2378,83	7	au (Q1+Q2+Q3)	8	4,5	allongée	126		
ODZ4	2378,83	7	au (Q1+Q2+Q3)	12	4	arrondie	126		
ODZ4	2378,83	7	au (Q1+Q2+Q3)	12	4,7	rhomboéque	120		
ODZ4	2378,83	8	au (Q1+Q2+Q3)	13	5	ovoïde	140		
ODZ4	2378,83	8	au (Q1+Q2+Q3)	8	4	arrondie	129		
ODZ4	2378,83	8	au (Q1+Q2+Q3)	6	3,5	ovoïde	141		
ODZ4	2378,83	9	au (Q1+Q2+Q3)	9	4,5	allongée	124		
ODZ4	2378,83	10	au (Q1+Q2+Q3)	8	4	arrondie	126		
ODZ4	2378,83	10	au (Q1+Q2+Q3)	6	3	arrondie	121		
ODZ4	2378,83	10	au (Q1+Q2+Q3)	6	3	arrondie	124		
ODZ4	2378,83	11	au (Q1+Q2+Q3)	9	5,7	irrégulière	>156		
ODZ4	2378,83	12	au (Q1+Q2+Q3)	9	4,5	allongée	131		
ODZ4	2378,83	12	au (Q1+Q2+Q3)	5	3	ovoïde	145		
ODZ4	2378,83	12	au (Q1+Q2+Q3)	5	4	irrégulière	142		
ODZ4	2378,83	12	au (Q1+Q2+Q3)	5	3,5	allongée	143		
ODZ4	2378,83	12	lim	7	3,7	ovoïde	121		
ODZ4	2378,83	12	lim	4	2,5	ovoïde	116		
ODZ4	2378,83	12	lim	6	4	allongée	124		
ODZ4	2378,83	12	lim	7	4	arrondie	128		
ODZ4	2378,83	12	au (Q1+Q2+Q3)	5	3	ovoïde	129		
ODZ4	2378,83	14	au (Q1+Q2+Q3)	8	5,2	allongée	150		
ODZ4	2378,83	14	au (Q1+Q2+Q3)	6	3,5	allongée	140		
ODZ4	2378,83	14	au (Q1+Q2+Q3)	10	4	allongée	>156		
ODZ4	2378,83	14	au (Q1+Q2+Q3)	6	4	allongée	133		
ODZ4	2378,83	14	au (Q1+Q2+Q3)	5	3	allongée	150		

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)
ODZ4	2378,83	14	au (Q1+Q2+Q3)	12	6	allongée	155		
ODZ4	2378,83	14	lim	6	3,5	arrondie	145		
ODZ4	2378,83	14	lim	9	4,5	irrégulière	138		
ODZ4	2378,83	15	au (Q1+Q2+Q3)	7	3,5	ovoïde	128		
ODZ4	2378,83	16	au (Q1+Q2+Q3)	7	4,7	allongée	142	-49	
ODZ4	2378,83	16	au (Q1+Q2+Q3)	10	5	irrégulière	135		-5
ODZ4	2378,83	16	au (Q1+Q2+Q3)	12	4,2	irrégulière	134		
ODZ4	2378,83	16	au (Q1+Q2+Q3)	8	4	irrégulière	135		
ODZ4	2378,83	16	au (Q1+Q2+Q3)	7	3,7	allongée	143		-5
ODZ4	2378,83	17	au (Q1+Q2+Q3)	8	6	allongée	150		
ODZ4	2378,83	18	au (Q1+Q2+Q3)	8	4	allongée	126		
ODZ4	2378,83	18	au (Q1+Q2+Q3)	11	3,8	arrondie	116		
ODZ4	2378,83	18	au (Q1+Q2+Q3)	6	3	allongée	134		
ODZ4	2378,83	18	au (Q1+Q2+Q3)	7	3,5	allongée	141		
ODZ4	2378,83	18	au (Q1+Q2+Q3)	9	4	carrée	140		
ODZ4	2378,83	18	au (Q1+Q2+Q3)	6	3	arrondie	126		
ODZ6	2515,8	1	au (Q1+Q2+Q3)	28	7	rhomboéque	148		
ODZ6	2515,8	1	au (Q1+Q2+Q3)	6	3	ovoïde	134		
ODZ6	2515,8	1	au (Q1+Q2+Q3)	6	4	triangle	132		
ODZ6	2515,8	1	au (Q1+Q2+Q3)	16	8	tubulaire	134		
ODZ6	2515,8	1	au (Q1+Q2+Q3)	30	8,5	ovoïde	124		
ODZ6	2515,8	1	μFr	15	5	rectangulaire	137		
ODZ6	2515,8	1	μFr	6	3,5	allongée	134		
ODZ6	2515,8	2	au (Q1+Q2+Q3)	24	6,7	allongée	131		
ODZ6	2515,8	2	au (Q1+Q2+Q3)	22	7,9	tubulaire	135		
ODZ6	2515,8	2	au (Q1+Q2+Q3)	12	4	ovoïde	131		
ODZ6	2515,8	2	au (Q1+Q2+Q3)	22	6	rhomboéque	136		
ODZ6	2515,8	2	au (Q1+Q2+Q3)	15	5	ovoïde	129		-2,2
ODZ6	2515,8	2	au (Q1+Q2+Q3)	30	10	tubulaire	138		-4,2
ODZ6	2515,8	2	au (Q1+Q2+Q3)	12,5	5	allongée	126		-5,8
ODZ6	2515,8	2	au (Q1+Q2+Q3)	12	3,6	arrondie	130		
ODZ6	2515,8	2	au (Q1+Q2+Q3)	7,5	3,8	allongée	127		
ODZ6	2515,8	2	au (Q1+Q2+Q3)	16	5,2	irrégulière	129		
ODZ6	2515,8	3	au (Q1+Q2+Q3)	9	3,9	allongée	134		
ODZ6	2515,8	3	au (Q1+Q2+Q3)	12	4	ovoïde	130		
ODZ6	2515,8	3	au (Q1+Q2+Q3)	110	11,3	carrée	130		
ODZ6	2515,8	4	au (Q1+Q2+Q3)	15	4	arrondie	119		
ODZ6	2515,8	4	au (Q1+Q2+Q3)	16	4	rectangulaire	135		
ODZ6	2515,8	4	au (Q1+Q2+Q3)	7	3,2	triangle	140		
ODZ6	2515,8	4	au (Q1+Q2+Q3)	15	5	ovoïde	129		
ODZ6	2515,8	4	au (Q1+Q2+Q3)	8	3,5	allongée	133		
ODZ6	2515,8	4	au (Q1+Q2+Q3)	15	5,5	allongée	138		
ODZ6	2515,8	5	au (Q1+Q2+Q3)	36	9	allongée	124		-5,8
ODZ6	2515,8	5	au (Q1+Q2+Q3)	34	8,5	ovoïde	125		-6,4
ODZ6	2515,8	5	au (Q1+Q2+Q3)	44	11	irrégulière	127	<-24,5	-13
ODZ6	2515,8	5	au (Q1+Q2+Q3)	35	10,2	triangle	135		-3,4
ODZ6	2515,8	5	au (Q1+Q2+Q3)	10	4	ovoïde	128		
ODZ6	2515,8	5	au (Q1+Q2+Q3)	11	4,5	ovoïde	135		
ODZ6	2515,8	6	au (Q1+Q2+Q3)	18	6,4	allongée	133		
ODZ6	2515,8	6	au (Q1+Q2+Q3)	18	6	allongée	123		
ODZ6	2515,8	7	au (Q1+Q2+Q3)	24	7,9	allongée	128		
ODZ6	2515,8	7	au (Q1+Q2+Q3)	11	4	arrondie	136		
ODZ6	2515,8	7	au (Q1+Q2+Q3)	10	3,5	arrondie	155		
ODZ6	2515,8	7	au (Q1+Q2+Q3)	28	7,5	allongée	155		
ODZ6	2515,8	7	au (Q1+Q2+Q3)	8	4,2	triangle	155		

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)
ODZ6	2515,8	8	au (Q1+Q2+Q3)	12	6	allongée	134		
ODZ6	2515,8	9	au (Q1+Q2+Q3)	8	4,2	allongée	131		
ODZ6	2515,8	9	au (Q1+Q2+Q3)	10	4	ovoïde	125		
ODZ6	2515,8	10	au (Q1+Q2+Q3)	20	7,5	allongée	151		-3,5
ODZ6	2515,8	10	au (Q1+Q2+Q3)	25	7,2	arrondie	155	-14,6	-5,9
ODZ6	2515,8	10	au (Q1+Q2+Q3)	7	3,8	allongée	145		
ODZ6	2515,8	10	au (Q1+Q2+Q3)	9	4,5	allongée	147		
ODZ6	2515,8	10	au (Q1+Q2+Q3)	8	4	allongée	148		
ODZ6	2515,8	11	au (Q1+Q2+Q3)	12	7,2	triangle	146		
ODZ6	2515,8	11	au (Q1+Q2+Q3)	10	5,1	arrondie	149		
ODZ6	2515,8	11	au (Q1+Q2+Q3)	12	5,5	allongée	>131		
ODZ6	2515,8	11	au (Q1+Q2+Q3)	10	6,5	allongée	140		
ODZ6	2515,8	12	au (Q1+Q2+Q3)	12	5	allongée	143		
ODZ6	2515,8	12	au (Q1+Q2+Q3)	21	7	allongée	149		
ODZ6	2515,8	13	au (Q1+Q2+Q3)	10	5,4	allongée	147		
ODZ6	2515,8	13	au (Q1+Q2+Q3)	9	3,7	irrégulière	131		
ODZ6	2515,8	14	au (Q1+Q2+Q3)	7	4	irrégulière	137		
ODZ6	2515,8	14	au (Q1+Q2+Q3)	8	4,3	triangle	140		-18,2
ODZ6	2515,8	14	au (Q1+Q2+Q3)	20	7	irrégulière	140		-13,3
ODZ6	2515,8	14	au (Q1+Q2+Q3)	12	4,5	arrondie	139		
ODZ6	2515,8	14	au (Q1+Q2+Q3)	9	6	allongée	142		
ODZ6	2515,8	14	au (Q1+Q2+Q3)	7,5	5,5	allongée	139		
ODZ6	2515,8	14	au (Q1+Q2+Q3)	10	5,7	allongée	138		
ODZ6	2515,8	14	au (Q1+Q2+Q3)	7	4,5	allongée	145		
ODZ6	2515,8	14	au (Q1+Q2+Q3)	6	4	irrégulière	138		
ODZ6	2515,8	14	au (Q1+Q2+Q3)	14	7	allongée	140		-18,2
ODZ6	2515,8	15	au (Q1+Q2+Q3)	8	4,9	allongée	143		
ODZ6	2515,8	16	au (Q1+Q2+Q3)	5	4,9	triangle	142		
ODZ6	2515,8	17	au (Q1+Q2+Q3)	10	5,1	triangle	142		
ODZ6	2515,8	17	au (Q1+Q2+Q3)	8	4,2	allongée	145		
ODZ6	2515,8	17	au (Q1+Q2+Q3)	6	4	allongée	151		
ODZ6	2515,8	18	au (Q1+Q2+Q3)	12	5	ovoïde	129		
ODZ6	2515,8	18	au (Q1+Q2+Q3)	12	4	arrondie	131		
ODZ6	2515,8	18	au (Q1+Q2+Q3)	9	4,5	ovoïde	135		
ODZ6	2515,8	19	au (Q1+Q2+Q3)	12	6,3	allongée	128		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	7	3,4	ovoïde	139		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	11	5,8	allongée	141		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	7	3,5	allongée	144		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	8,5	4,4	ovoïde	146		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	8	4	ovoïde	152		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	6	3,5	arrondie	150		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	12	5	ovoïde	142		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	20	7,3	rectangulaire	145		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	9	4,5	allongée	128		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	8	4	allongée	137		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	10	4,7	allongée	133		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	6	3,5	arrondie	178		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	18	6,2	rectangulaire	144		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	14	7	triangle	147		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	20	7,2	irrégulière	151		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	6	3,5	arrondie	146		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	18	6,5	irrégulière	150		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	7	4,4	triangle	142		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	25	10,3	irrégulière	157		
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	30	11,3	allongée	149		

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)
ODZ6	2515,8	20	au (Q1+Q2+Q3)	48	11,9	ovoïde	125		
ODZ6	2515,8	21	au (Q1+Q2+Q3)	15	7	irrégulière	147		
ODZ6	2515,8	21	au (Q1+Q2+Q3)	12	6	allongée	143		
ODZ6	2515,8	21	au (Q1+Q2+Q3)	10	4,3	allongée	147		
ODZ6	2515,8	21	au (Q1+Q2+Q3)	24	8,5	irrégulière	144		
ODZ6	2515,8	22	au (Q1+Q2+Q3)	10	6	allongée	142		
ODZ6	2515,8	22	au (Q1+Q2+Q3)	22	8,2	irrégulière	125		
ODZ6	2515,8	23	au (Q1+Q2+Q3)	7	3,9	allongée	132		
ODZ6	2515,8	24	au (Q1+Q2+Q3)	8	4,8	allongée	134		
ODZ6	2515,8	24	au (Q1+Q2+Q3)	8	4	allongée	142		
ODZ6	2515,8	26	au (Q1+Q2+Q3)	9	4,4	ovoïde	157		
ODZ6	2515,8	26	au (Q1+Q2+Q3)	8	4	allongée	147		
ODZ6	2515,8	27	au (Q1+Q2+Q3)	18	6,5	irrégulière	135		
ODZ6	2515,8	27	au (Q1+Q2+Q3)	11	5,5	allongée	139		
ODZ6	2515,8	27	au (Q1+Q2+Q3)	12	5	irrégulière	140		
ODZ6	2515,8	27	au (Q1+Q2+Q3)	12	6	allongée	140		
ODZ6	2518,3	1	au (Q1+Q2+Q3)	7	3	carrée	140		
ODZ6	2518,3	2	au (Q1+Q2+Q3)	6	3	ovoïde	140		-4,5
ODZ6	2518,3	2	au (Q1+Q2+Q3)	5	4	allongée	140		-5
ODZ6	2518,3	2	au (Q1+Q2+Q3)	8	4,2	ovoïde	139		-5,2
ODZ6	2518,3	2	au (Q1+Q2+Q3)	8	5	allongée	139		
ODZ6	2518,3	2	au (Q1+Q2+Q3)	10	6	irrégulière	145		
ODZ6	2518,3	2	au (Q1+Q2+Q3)	4	2,5	ovoïde	140		
ODZ6	2518,3	2	au (Q1+Q2+Q3)	5	3	allongée	139		-5,4
ODZ6	2518,3	2	au (Q1+Q2+Q3)	6	3	allongée	139		
ODZ6	2518,3	2	au (Q1+Q2+Q3)	5	2,8	ovoïde	>155		
ODZ6	2518,3	2	au (Q1+Q2+Q3)	11	6	allongée	143		
ODZ6	2518,3	3	au (Q1+Q2+Q3)	4,5	3	allongée	141		
ODZ6	2518,3	3	μFr	6	4	allongée	143		-6
ODZ6	2518,3	3	μFr	8	4,5	allongée	146		-2,6
ODZ6	2518,3	3	μFr	7	3,5	arrondie	146		
ODZ6	2518,3	4	au (Q1+Q2+Q3)	20	7	irrégulière	131		
ODZ6	2518,3	4	μFr	4	2,9	ovoïde	139		
ODZ6	2518,3	4	μFr	6	3,6	allongée	140		
ODZ6	2518,3	4	μFr	6	4,5	allongée	131		
ODZ6	2518,3	4	μFr	10	4,6	carrée	138		
ODZ6	2518,3	4	μFr	20	9	irrégulière	139		
ODZ6	2518,3	5	au (Q1+Q2+Q3)	7	4,5	allongée	127		-2
ODZ6	2518,3	5	au (Q1+Q2+Q3)	4,5	3	allongée	123		
BD1bis	2176		au (Q1)	3,4	3,4	allongée	128		
BD1bis	2176		au (Q1)	9	2,5	arrondie	125		
BD1bis	2176		au (Q1)	5	4,5	allongée	140		
BD1bis	2176		au (Q1)	9,5	2,6	arrondie	127		
BD1bis	2176		au (Q1)	6	4,4	allongée	127		
BD1bis	2176		au (Q2)	4	4	allongée	137		
BD1bis	2176		au (Q2)	3	2,5	arrondie	146		
BD1bis	2176		au (Q2)	5	5	allongée	144		
BD1bis	2176		au (Q2)	3,4	3,4	allongée	141		
BD1bis	2176		au (Q2)	3,5	3,3	ovoïde	141		
BD1bis	2176		au (Q2)	6	2,9	arrondie	138		
BD1bis	2176		au (Q2)	5	3,5	allongée	137		
BD1bis	2176		au (Q2)	3	3	allongée	132		
BD1bis	2176		au (Q2)	5	2,3	arrondie	137		
BD1bis	2176		au (Q2)	2,5	2,5	triangle	146		
BD1bis	2179		au (Q2)	20	4,5	carrée	140	-19	-5,7

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)
BD1bis	2181,1		au (Q1)	4	3	ovoïde	121		
BD1bis	2181		au (Q1)	3,5	3,5	allongée	127		
BD1bis	2181		au (Q1)	8,5	4	arrondie	115		
BD1bis	2181		au (Q1)	5	3,5	ovoïde	127		
BD1bis	2181		au (Q1)	3	3	allongée	135		
BD1bis	2181		au (Q2)	6	3	arrondie	138		
BD1bis	2181		au (Q2)	10	5,2	allongée	143		
BD1bis	2181		au (Q2)	6	4	triangle	134		
BD1bis	2181		au (Q2)	–	4	irrégulière	145		
BD1bis	2181		au (Q2)	6	3	allongée	111		
BD1bis	2181		au (Q2)	5	4,2	allongée	138		
BD1bis	2181		au (Q2)	6	4	triangle	142		
BD1bis	2181		au (Q2)	12	4,5	arrondie	139		
BD1bis	2181		au (Q2)	5	4	allongée	141		
BD1bis	2181		au (Q2)	6,5	3,8	triangle	167		
BD1bis	2181		au (Q2)	2,5	2,5	allongée	137		
BD1bis	2181		au (Q2)	6	3	arrondie	128		
BD1bis	2181		au (Q2)	2,5	2,5	allongée	141		
BD1bis	2181		au (Q2)	6,5	3	arrondie	138		
BD1bis	2181		au (Q2)	4	4	allongée	137		
BDW-1	2467,65	1	au (Q1+Q2)	3,5	3,5	triangle	149		
BDW-1	2467,65	2	au (Q2)	3	2,8	ovoïde	140		
BDW-1	2467,65	2	au (Q2)	6	3,8	allongée	164	-55,6	-9,2
BDW-1	2467,65	2	au (Q2)	3	3	allongée	148		-7,6
BDW-1	2467,65	2	au (Q2)	4	2,3	ovoïde	143		
BDW-1	2467,65	3	au (Q2)	3,5	3,1	allongée	136		
BDW-1	2467,65	4	au (Q1)	5	3,2	irrégulière	143		-5,2
BDW-1	2467,65	4	au (Q1)	2,5	2,4	allongée	124		
BDW-1	2467,65	4	au (Q1)	3	3	allongée	121		-2,6
BDW-1	2474,3	1	au (Q1+Q2)	2,5	2,5	allongée	146		
BDW-1	2474,3	2	au (Q1+Q2)	2	2,4	allongée	141		
BDW-1	2474,3	2	au (Q1+Q2)	5	2	ovoïde	139		
BDW-1	2474,3	3	au (Q2)	3,5	2,7	allongée	144		
BDW-1	2474,3	4	au (Q1+Q2)	8	4	ovoïde	168		

Annexe 5c: Pétrographie et microthermométrie des inclusions fluides (IF) dans les filonnets des grès du bassin de Sbaa

Type IF: I: inclusion gazeuse monophasée, II: inclusion biphasée enrichie en gaz, III: inclusion aqueuse biphasée, cla: clathrate

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
ODZ1	2152		Fr (qtz)	III		4,2	2,8	carrée	156						
ODZ1	2152		Fr (qtz)	III		7,5	5	tabulaire	157						
ODZ1	2152		Fr (qtz)	III		5	3	irrégulière	153		-2,9				
ODZ1	2152		Fr (qtz)	III		4	2,9	allongée	145		-4,3				
ODZ1	2152		Fr (qtz)	III		6	2,8	arrondie	146		-2,8				
ODZ1	2152		Fr (qtz)	III		11	4,5	allongée	155		-3,2				
ODZ1	2152		Fr (qtz)	III		7,5	3,9	allongée	150						
ODZ1	2152		Fr (qtz)	III		6,1	3,4	allongée	133						
ODZ1	2152		Fr (qtz)	III		3,3	3	allongée	131						
ODZ1bis	1992,7	1	au (Q1 +Q2)	II	0,9		12	rectangulaire						-63	15,3
ODZ1bis	1992,7	1	au (Q1 +Q2)	II	0,82		16,5	irrégulière						-100,6	14,1
ODZ1bis	1992,7	1	au (Q1 +Q2)	II	0,8		14,5	irrégulière						-78,8	14,6
ODZ1bis	1992,7	3	au (Q1 +Q2)	II	0,9		15	irrégulière							15
ODZ1bis	1992,7	4	au (Q1 +Q2)	II	0,9		9,5	irrégulière				-118,5			15,2
ODZ1bis	1992,7	4	au (Q1 +Q2)	II	0,9		10,2	irrégulière							14,6
ODZ1bis	1992,7	5	au (Q1 +Q2)	II	0,4		9	irrégulière							9,8
ODZ1bis	1992,7	5	au (Q1 +Q2)	II	0,25		6,4	allongée							9,1
ODZ1bis	1992,7	6	au (Q1 +Q2)	II	-		8	irrégulière							12,5
ODZ1bis	1992,7	2	au (Q1 +Q2)	I	-		16	irrégulière						-86	-
ODZ1bis	1992,7	3	au (Q1 +Q2)	I			16	allongée						-98,7	
ODZ1bis	1992,7	3	au (Q1 +Q2)	I			23,5	allongée						-93,7	
ODZ1bis	1992,7	3	au (Q1 +Q2)	I			10	irrégulière						-69	
ODZ1bis	1992,7	3	au (Q1 +Q2)	I			13	allongée						-77	
ODZ1bis	2069,6		Fr (qtz)	III		15	5	irrégulière	148					-6,6	
ODZ1bis	2069,6		Fr (qtz)	III		10	4,6	irrégulière	150					-6,4	
ODZ1bis	2069,6		Fr (qtz)	III		9	3	carrée	150					-4,4	
ODZ1bis	2069,6		Fr (qtz)	III		7,5	3,9	triangle	125						
ODZ1bis	2069,6		Fr (ank)	III		20	7	allongée	132						
ODZ1bis	2069,6		Fr (ank)	III		6	6	tobulaire	136						
ODZ1bis	2069,6		Fr (ank)	III		7	3,5	irrégulière	147		-30,0			-4,1	
ODZ1bis	2069,6		Fr (ank)	III		4	2,5	ovoïde	150						
ODZ1bis	2069,6		Fr (ank)	III		4,2	3	irrégulière	153						
ODZ1bis	2069,6		Fr (ank)	III		3,1	4	allongée	>190						
ODZ1bis	2069,6		Fr (ank)	III		5	3,5	ovoïde	158					-7,6	
ODZ1bis	2069,6		Fr (ank)	III		3,5	3	allongée	158					-9,4	
ODZ1bis	2069,6		Fr (ank)	III		3	2,8	arrondie	153					-12,5	
ODZ1bis	2069,6		Fr (ank)	III		2,5	2,5	triangle	155						

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
ODZ1bis	2069,6		Fr (ank)	III		7	3,5	allongée	155				-7,9		
ODZ1bis	2069,6		Fr (ank)	III		20	5,4	irrégulière	168				-8,3		
ODZ1bis	2069,6		Fr (ank)	III		5	2	carrée	156				-7,7		
ODZ1bis	2069,6		Fr (ank)	III		3	3	allongée	162						
ODZ1bis	2069,6	1	Fr (str)	III		6	3,8	ovoïde	158						
ODZ1bis	2069,6	1	Fr (str)	III		3,5	3,2	allongée	205						
ODZ1bis	2069,6	1	Fr (str)	III		9	4,5	allongée	156						
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	III		12	6	allongée	153						
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	I		12	4	ovoïde					ND	-89,2	
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	I		8	4	allongée					ND	-84,8	
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	I		15	4,8	irrégulière					ND	-80,2	
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	I		70	16	allongée				-188	-118,5	-80,8	
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	I		30	7,4	triangle					ND	-79,8	
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	I		48	12	allongée					ND	-89,7	
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	I		45	11,3	ovoïde					ND	-83,8	
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	I		224	32	allongée					ND	-86,8	
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	I		90	12	irrégulière					ND	-89,2	
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	I		162	19	allongée				-187	-113,5	-88,7	
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	I		35	9	allongée					ND	-76,8	
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	III		12	6,1	allongée	159	-68,8			-3,8		
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	III		3	3	triangle	156				-3,4		
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	III		11	5,5	allongée	160				-3,4		
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	III		7	3,3	rectangulaire	157	-68,9			-3,6		
ODZ1bis	2069,6	2	Fr (str)	III		12	5,2	allongée	148						
ODZ1bis	2069,6	3	Fr (str)	III		5	2,5	triangle	137						
ODZ1bis	2069,6	3	Fr (str)	III		10	4,8	ovoïde	141						
ODZ1bis	2069,6	4	Fr (str)	III		10	3,4	arrondie	141						
ODZ1bis	2069,6	4	Fr (str)	III		7	3,7	allongée	152						
ODZ1bis	2069,6	4	Fr (str)	II		34	11,5	allongée	166						12,5
ODZ1bis	2069,6	4	Fr (str)	I		50	10	irrégulière					ND	-92,7	
ODZ1bis	2069,6	4	Fr (str)	I		48	10,5	allongée					ND	-89,7	
ODZ1bis	2069,6	4	Fr (str)	I		35	7,5	ovoïde					ND	-90	
ODZ1bis	2069,6	4	Fr (str)	I		22	7	rectangulaire					ND	-88,7	
ODZ1bis	2069,6	4	Fr (str)	I		30	11	allongée					ND	-88,9	
ODZ1bis	2069,6	4	Fr (str)	I		35	10	allongée					ND	-87,7	
ODZ1bis	2069,6	4	Fr (str)	I		45	10	irrégulière					ND	-91,7	
ODZ1bis	2069,6	5	Fr (str)	III		8,4	4,2	allongée	155			-5,1			
ODZ1bis	2069,6	5	Fr (str)	III		6	4	allongée	158						
ODZ1bis	2069,6	5	Fr (str)	II		9,6	4,8	ovoïde	156				-6,5		10,5

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
ODZ1bis	2069,6	5	Fr (str)	III		7	3	arrondie	154					-5,4	
ODZ1bis	2069,6	5	Fr (str)	III		6	4	triangle	157			-4,1			
ODZ1bis	2069,6	5	Fr (str)	III		22	7,6	rectangulaire	164					-2,3	
ODZ1bis	2069,6	5	Fr (str)	III		16	4,3	carrée	158					-2,1	
ODZ1bis	2066,35		Fr (qtz)	III			4	allongée	107						
ODZ1bis	2066,35		Fr (qtz)	III			2	arrondie	107						
ODZ1bis	2066,35		Fr (qtz)	III			3,8	carrée	106						
ODZ1bis	2066,35		Fr (qtz)	III			3,3	arrondie	111						
ODZ1bis	2066,35		Fr (qtz)	III			3,5	arrondie	110						
ODZ1bis	2066,35		Fr (qtz)	III			2,9	carrée	125						
ODZ1bis	2066,35		Fr (qtz)	III			3,5	allongée	126						
ODZ1bis	2066,35		Fr (qtz)	III			3	irrégulière	117						
ODZ4	2065,95		au (Q1 +Q2)	I			8	allongée						-98	
ODZ4	2079,5		au (Q1 +Q2)	I			6,5	allongée						-98	
ODZ4	2111		au (Q1 +Q2)	I			9	allongée						-99,5	
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	I			16	irrégulière						-89,4	-68
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	I			12	allongée				-119		-86,5	-70
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	II			12,2	allongée							
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	II	0,7		182	irrégulière							13,1
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	II	0,3		>100	irrégulière	-75		ND				12
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	II	0,5		78	irrégulière	-72			-1			14,6
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	II	0,3		40	irrégulière				-1			9,8
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	II	0,1		80	irrégulière							10,8
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	II	0,6		49	allongée				-1,5			14,7
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	II	0,4		150	irrégulière	ND						14
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	II	0,6		182,5	irrégulière	ND					-20	15,2
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	II	0,35		12,5	négative	ND			-1,5		-20	11,6
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	II	0,3		15	ovoïde				-1,0			11,2
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			25	rectangulaire	170						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			22	négative	169						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			10,5	allongée	141						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			15	rectangulaire	140						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			13,8	négative	131						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			27	allongée	123						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			8	allongée	122						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			20	irrégulière	123						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			18	rectangulaire	123						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			14	irrégulière	124						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			18	irrégulière	121						

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			35	rectangulaire	142						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			28	irrégulière	139						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			10	tubulaire	119						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			20	tubulaire	117						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			18	tubulaire	119						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			13	allongée	159						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			55	irrégulière	142						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			15	allongée	159						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			30	irrégulière	141						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			28,5	allongée	132						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			35	arrondie	147	-30	-0,9				
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			22	arrondie	138						-0,6
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			20	allongée	126						-0,9
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			28	arrondie	143						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			15,6	négative	125						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			10,5	allongée	164						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			12	allongée	127						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			12,5	allongée	165						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			40	triangle	153						-1
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			27	allongée	126						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			29,5	irrégulière	158						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			15,8	irrégulière	154						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			20	allongée	127						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			12,5	négative	129						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			26	allongée	162						-1,6
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			45	irrégulière	147						-0,7
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			16,5	irrégulière	145						
ODZ4	2079,2		Fr (qtz)	III			12,6	rectangulaire	146						
ODZ4	2080	1	Fr (qtz)	III		15	5	allongée	130						
ODZ4	2080	1	Fr (qtz)	III		13	4	triangle	133						-2,6
ODZ4	2080	1	Fr (qtz)	III		10	4,5	rhombique	138						
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	III		18,5	5,8	irrégulière	157						-0,4
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	III		24	4,1	arrondie	120						
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	III		21	7	ovoïde	123						
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	III		13	6,5	tobulaire	119						
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	III		18	5,6	irrégulière	120						
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	III		22	11	tobulaire	126						
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	III		60	12,5	allongée	117						-44
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	III		65	13	rectangulaire	118						-45

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	III		42	10,6	allongée	118	-45,3					
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	III		125	25	allongée	ND		-3,4				
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	III		4,5	3	allongée	125						
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	III		3,5	2,8	ovoïde	125						
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	III		3	2,5	arrondie	125						
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	III		3,5	2,9	rectangulaire	124						
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	III		4	2,8	irrégulière	124						
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	III		20	7	allongée	124		-0,8				
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	III		10	4,8	ovoïde	124						
ODZ4	2080	4	Fr (qtz)	III		45	11	allongée	134						
ODZ4	2080	4	Fr (qtz)	III		38	13	irrégulière	135						
ODZ4	2080	4	Fr (qtz)	III		28	10	allongée	133						
ODZ4	2080	4	Fr (qtz)	III		8	5	triangle	133						
ODZ4	2080	4	Fr (qtz)	III		475	46	irrégulière	130		-0,7				
ODZ4	2080	4	Fr (qtz)	III		280	28	ovoïde	145		-1,4				
ODZ4	2080	4	Fr (qtz)	III		510	32	allongée	158		-3,4				
ODZ4	2080	4	Fr (qtz)	III		38	7	carrée	121	-44,3					
ODZ4	2080	4	Fr (qtz)	III		22	7,5	triangle	120						
ODZ4	2080	4	Fr (qtz)	III		27	10	allongée	121	-42					
ODZ4	2080	4	Fr (qtz)	III		66	22	irrégulière	124						
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	I		160	32	tobulaire					-89,7	-68,9	
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	I		175	35	allongée					-100,4	ND	
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	I		858	42,9	polygonal					-100,6	-72,3	
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	I		780	80	allongée					-89	-62,9	
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	I		740	37	polygonal					-89,9	-69,9	
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	I		812	65	allongée					-88,7	-63,9	
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	I		2520	120	allongée					-90,1	-63,9	
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	I		426	33	allongée					-88,7	-70,2	
ODZ4	2080	2	Fr (qtz)	I		240	30	ovoïde					-90,7	-68,9	
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	I		825	33	irrégulière				-126,4	-89	-69,9	
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	I		301,5	33,5	allongée					-92,4	-65,9	
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	I		50	12	irrégulière					-91,7	-64,9	
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	I		294	42	allongée				-129,9	-89,7	-62	
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	I		25	8	ovoïde					-88,2	-68,9	
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	I		221	34	irrégulière				-129,9	-89	-68,8	
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	I		248	31	allongée					-90,2	-64,7	
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	I		580	30	carrée					ND	-69,9	
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	I		235	21	allongée					ND	-69,9	
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	I		650	50	irrégulière				-129	-89,7	-69,4	
ODZ4	2080	3	Fr (qtz)	I		522	65	allongée					-90,2	-69,7	

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
ODZ4	2080	4	Fr (qtz)	I		4200	146	irrégulière				-122	-91	-71,9	
ODZ4	2080	4	Fr (qtz)	I		750	54	allongée					-90,6	-70,9	
ODZ4	2080	4	Fr (qtz)	I		192	24,7	ovoïde					-91,7	-71,9	
ODZ4	2080	4	Fr (qtz)	I		410	44	irrégulière					-90,7	-71,4	
ODZ6	2402,6		Fr (qtz)	I			23	irrégulière			-			-87,8	
ODZ6	2402,6		Fr (qtz)	I			12	ovoïde						-88,3	
ODZ6	2402,6		Fr (qtz)	I			16	allongée						-87,8	
ODZ6	2448	1	Fr (qtz)	III		7	3	arrondie	137			ND			
ODZ6	2448	2	Fr (qtz)	III		7,5	3	allongée	137			-18,3			
ODZ6	2448	2	Fr (qtz)	III		3,5	2	arrondie	ND			-17,4			
ODZ6	2448	2	Fr (qtz)	III		3	2,8	allongée	141			-15,3			
ODZ6	2448	3	Fr (qtz)	II	0,15	45	9	irrégulière	ND			-13,3			8,5
ODZ6	2448	4	Fr (qtz)	III		136	18	allongée	ND			-11			
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		30	10	allongée	143						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		53	10,6	irrégulière	134						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		100	22,5	irrégulière	154						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		44	10,8	rhombique	134						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		19,8	6,4	allongée	134						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		8,1	3	irrégulière	136						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		41,2	10,3	allongée	134	-44		-13,3			
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		34,2	5,7	allongée	176						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		44,1	7,8	irrégulière	135			-17,4			
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		13,7	5,5	allongée	136						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		12	4	arrondie	>129						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		21,6	5,4	irrégulière	133						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		15	6	allongée	130						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		8,6	3,8	allongée	137						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		10	4	ovoïde	139						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		21	7	allongée	135			-9,4			
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		92	11,2	polygonale	145	-48		-18,1			
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		44,8	11,2	allongée	139	-51		-21,3			
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		20	8	triangle	142			-20,8			
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		19,2	6,4	arrondie	141			-21,3			
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		27	9	allongée	140	-57		-21,3			
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		161	23	irrégulière	145	-56		-23,2			
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		12	6	allongée	>156						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		17,5	4,5	allongée	146						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		33,8	7	arrondie	141						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		22,2	8,3	irrégulière	141						

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		24	8	ovoïde	145						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		7	2	ovoïde	148						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		17,5	5	ovoïde	159						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		32	12	allongée	140						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		30	10	allongée	142						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		12,5	5,1	ovoïde	140						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		95	10	carrée	140				-20,3		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		10	5	allongée	143						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		66	8,8	irrégulière	144		-62		-21,7		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		67,2	11,2	allongée	152		-59		-21,4		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		15	5	triangle	143				-22		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		40,5	9,5	irrégulière	162				-22,7		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		22,8	7,6	ovoïde	144				-22,3		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		31	7,1	ovoïde	145				-22,3		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		27	9	irrégulière	>194						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		30	10	rectangulaire	139		ND				
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		8,5	5	triangle	165						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		28	7	allongée	ND				-20,6		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		23	7	triangle	142				-20,5		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		27	10	irrégulière	ND				-23,2		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		34	11	irrégulière	145						
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		19	7,6	triangle	ND				-24,2		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		36	9	allongée	137		-58		-22,4		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		25	7	allongée	ND				-21		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		40	9,6	irrégulière	175		-66,5		-23,2		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		24	6	allongée	144				-21,3		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		22,5	9	triangle	145		-55		-22,7		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		10	5	allongée	147				-22,2		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		250	29,7	irrégulière	152		-66		-20		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		87,5	12,5	rectangulaire	156		-68,8		-23,8		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		33	6	carrée	137		-60,9		-20,3		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		85	17	irrégulière	140		-66,8		-22,3		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		82	9,7	irrégulière	158		-61,8		-21,3		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		36	6	carrée	147		-62,8		-21,8		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		36	8	allongée	143		-60		-22,3		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		12,5	5	irrégulière	137		-64		-23,3		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		24	6	allongée	146		-66,8		-23,5		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		54	18	irrégulière	145		-68,8		-23,2		
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		70	12	allongée	146		-69,8		-22,3		

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		75	12	ovoïde	139	-69	-21,3				
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		50	11	allongée	150	-70	-24,4				
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		44	11	irrégulière	144	-69	-22,3				
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		54	10	irrégulière	145	ND	-22,7				
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		24	8	triangle	155	ND	-21,3				
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III		48	10,6	négative	148	-66,8	-20,5				
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III	0,5	45	9,5	allongée	–						10,4
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	III	0,3	32	11	irrégulière	–						8,5
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		130	32	irrégulière				ND	ND	-82	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		360	36	irrégulière				ND	-88,6	-81,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		330	23	irrégulière				ND	-87,6	-80,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		1125	45	irrégulière				ND	-88,6	-78,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		200	25	allongée				ND	-85,6	-73	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		70	11	ovoïde				-128	-81,7	-68,8	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		550	78	allongée				-127	-82,7	-70,8	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		68	14	irrégulière				-123	-86,5	-80,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		80	17	irrégulière				-124,2	-85,6	-81	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		25	7	avoïde				ND	-95,5	-76,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		296	18,5	carrée				-121	-84,4	-76,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		450	34	irrégulière				-123	-85	-76,5	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		198	22	allongée				-124	-99	-79,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		120	15	rectangulaire				-127	-98,5	-79	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		168	21	allongée				-123,3	84,6	-77	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		1600	80	rectangulaire				-127	-84,5	-77,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		525	38	allongée				-126,9	-86	-79	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		420	22	carrée				-126,9	-96,5	-82,6	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		1295	37	irrégulière				-126,5	-101,5	-77	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		700	35	irrégulière				-125	-84,6	-76,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		2460	86	allongée				-125,5	-83,7	-77,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		800	32	irrégulière				-123	-85,7	-78,8	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		710	38	irrégulière				-127,2	-86,6	-78,5	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		200	27	irrégulière				–	–	-73,5	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		180	26	irrégulière				-118	-85	-74,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		420	24	irrégulière				-120	-86,6	-71,8	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		386	46	allongée				-119,2	-89,8	-74,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		220	22	allongée				-117,8	-85	-74	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		160	20	arrondie				-118	-85,7	-74	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		144	18	allongée				-111	-80,6	-71,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		352	22	irrégulière				-109,8	-77,6	-71,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		16	8	allongée				-108	-78,6	-71	

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		40	10	rhomoéque				-108,3	-78,6	-70,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		25	7	irrégulière				-107	-78,6	-71	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		142,5	28,5	allongée				-120	-83,6	-77,8	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		324	54	irrégulière					ND	-76,2	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		225	45	allongée					ND	-68	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I			37	rectangulaire					ND	-78,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I			35	allongée					ND	-79,6	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I			40	irrégulière					ND	-81,8	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I			25	allongée					ND	-93,3	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I			32	irrégulière				-116,3	-89,7	-80,3	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		220	29	irrégulière				-117	-90	-77,6	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		340	34	irrégulière					ND	-81,6	-75
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		150	30	irrégulière					ND	-80,6	-77
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		18	6	allongée					ND	-72,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		70	14	rhomoéque					ND	-82	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		84	12	rectangulaire					ND	-81,3	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I			28	irrégulière					ND	-82,8	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		53	10,6	ovoïde					ND	-79,8	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		45	10	irrégulière					ND	-80,3	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		70	13	allongée					ND	-81,8	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		50	10,5	ovoïde					ND	-81,8	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		46	11,5	allongée					ND	-81,3	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		110	14	allongée					ND	-80,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I			20	arrondie					ND	-62	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I			12	allongée					ND	-79,3	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I			14	ovoïde					ND	-80,8	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I			23	irrégulière				-114,3	-77,8	-73,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		55	13	triangle				-113,3	-76	-73	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		85	17	allongée				-113,8	-79,6	-73	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		110	16	ovoïde				-116	-83,6	-77	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		100	17	allongée				-114,3	-79,6	-73	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		95	15	rectangulaire				ND	ND	-71,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		72	18,5	allongée				ND	ND	-75	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		216	27	irrégulière				-113	ND	-77,8	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		120	15	irrégulière				-113,8	-77,6	-69	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		280	35	allongée				-114,8	-89,5	-70,7	
BDW-1	2454,5		Fr (qtz)	I		250	32	allongée				-115	-89,5	-69,5	
BDW-1	2454,2	1	Fr (qtz)	III		190	25	irrégulière	135	-79	-27				
BDW-1	2454,2	1	Fr (qtz)	III		50	10	ovoïde	ND	-80	-25,7				

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
BDW-1	2454,2	1	Fr (qtz)	III		45	9,5	rhombique	135	-82	-27,2				
BDW-1	2454,2	1	Fr (qtz)	III		36	9	allongée	137	ND					
BDW-1	2454,2	1	Fr (qtz)	III		20	5	polygonale	130	ND					
BDW-1	2454,2	2	Fr (qtz)	III		52	9,5	allongée	158	ND	-29,2				
BDW-1	2454,2	2	Fr (qtz)	III		45	9,3	allongée	156		-30,2				
BDW-1	2454,2	2	Fr (qtz)	III		88	10,5	rectangulaire	ND		-29,7				
BDW-1	2454,2	2	Fr (qtz)	III		24	8	allongée	ND	ND	-27				
BDW-1	2454,2	2	Fr (qtz)	I		240	30	irrégulière					-83	-72,5	
BDW-1	2454,2	3	Fr (qtz)	I		75	15	allongée				-114	-95	-82,5	
BDW-1	2454,2	3	Fr (qtz)	I		116	29	allongée				-120	-95,3	-83	
BDW-1	2454,2	3	Fr (qtz)	III		45	9,8	ovoïde	138		-29,1				
BDW-1	2454,2	3	Fr (qtz)	III		70	10	rectangulaire	135	-69	-29,3				
BDW-1	2454,2	3	Fr (qtz)	III		22,5	5	polygonale	131		-29,2				
BDW-1	2454,2	3	Fr (qtz)	III		80	10	irrégulière	137						
BDW-1	2454,2	3	Fr (qtz)	III		70	14	allongée			-27,3				
BDW-1	2454,2	3	Fr (qtz)	III		570	38	irrégulière	161	-62	-28,2				
BDW-1	2454,2	4	Fr (qtz)	III		48	12	ovoïde	138						
BDW-1	2454,2	4	Fr (qtz)	III		56	7,5	carrée	141						
BDW-1	2454,2	4	Fr (qtz)	III		55	1,5	allongée	162		-31,2				
BDW-1	2454,2	4	Fr (qtz)	III		44	11	triangle	144		ND				
BDW-1	2454,2	5	Fr (qtz)	III		8,5	4,2	allongée	171		-7,6				
BDW-1	2454,2	6	Fr (qtz)	III		10	4	ovoïde	148						
BDW-1	2454,2	6	Fr (qtz)	III		6	2,5	carrée	168						
BDW-1	2454,2	6	Fr (qtz)	III		9,5	5	allongée	143						
BDW-1	2454,2	6	Fr (qtz)	III		3,7	2,5	ovoïde	145						
BDW-1	2454,2	6	Fr (qtz)	III		17,5	5,5	rectangulaire	175						
BDW-1	2454,2	6	Fr (qtz)	III		4	2,9	ovoïde	183						
BDW-1	2454,2	6	Fr (qtz)	III		12	4	rectangulaire	178						
BDW-1	2454,2	6	Fr (qtz)	III		6	3,9	irrégulière	167						
BDW-1	2454,2	7	Fr (qtz)	III		4,5	2,3	ovoïde	159		-9,6				
BDW-1	2454,2	7	Fr (qtz)	III		7	3,5	rectangulaire	155		-8,6				
BDW-1	2454,2	7	Fr (qtz)	III		6,5	3,6	allongée	177		-9,9				
BDW-1	2454,2	8	Fr (qtz)	III		7,5	4	allongée	144		-10,4				
BDW-1	2454,2	8	Fr (qtz)	III		5	4	allongée	149						
BDW-1	2454,2	8	Fr (qtz)	III		5	2,5	rectangulaire	147		-15,8				
BDW-1	2454,2	8	Fr (qtz)	III		2	1,7	ovoïde	148		-14,1				
BDW-1	2454,2	9	Fr (qtz)	III		8	4,5	allongée	156						
BDW-1	2454,2	9	Fr (qtz)	III		180	18	rectangulaire	159		-16,8				
BDW-1	2454,2	9	Fr (qtz)	III		256	16	carrée	ND		-17,3				
BDW-1	2454,2	10	Fr (qtz)	I		20	8,5	triangle					-119,5		

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		5	2,8	allongée	158						
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		4	2,2	irrégulière	160						
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		4	2,6	rectangulaire	156						
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		3	2	ovoïde	154						
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		5	3	rectangulaire	195						
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		21	7	irrégulière	156						
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		5	3,2	ovoïde	167	-89					
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		30	7,7	allongée	190	-93,7	-37,2				
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		22	6,2	polygonale	191		-39,1				
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		5	3,6	allongée	188		-40,1				
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		6	3,8	allongée	181						
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		5,5	4	tubulaire	188						
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		14	4	carrée	198		-39,1				
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		7	3,2	carrée	158						
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		3,5	2	arrondie	161						
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		8	3,5	carrée	159						
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		6	4	allongée	149		-25,6				
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		2,5	1,8	ovoïde	158						
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	III		5	3	allongée	154		-18,7				
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	I		48	16	allongée					-122	ND	
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	I		15	5	triangle					-122	ND	
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	I		42	8	rectangulaire					-127	ND	
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	I		120	15	allongée					-122	ND	
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	I		48	12	triangle					-121	ND	
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	I		63	9	rectangulaire					-122	ND	
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	I		40	9,5	allongée					-89,7	ND	
BDW-1	2454,2		Fr (cal)	I		21	7	arrondie					-88,7	ND	
BDW-1	2454,2		Fr (ank)	III		2,5	2,7	ovoïde	164						
BDW-1	2454,2		Fr (ank)	III		2,5	2,4	allongée	167						
BDW-1	2454,2		Fr (ank)	III		3,5	3,5	allongée	178		-17,3				
BDW-1	2454,2		Fr (ank)	III		10	5,2	allongée	158						
BDW-1	2471,6	1	Fr (ank)	III		7,6	3,8	allongée	149						
BDW-1	2471,6	1	Fr (ank)	III		7	3,5	irrégulière	144						
BDW-1	2471,6	1	Fr (ank)	III		9	4	irrégulière	158						
BDW-1	2471,6	1	Fr (ank)	III		6	6	tobulaire	157						
BDW-1	2471,6	1	Fr (ank)	III		14	7	allongée	165						
BDW-1	2471,6	1	Fr (ank)	III		13,5	5,5	irrégulière	154						
BDW-1	2471,6	1	Fr (ank)	I		32	8	ovoïde					ND	-86	
BDW-1	2471,6	2	Fr (ank)	III		9	4,5	allongée	159						
BDW-1	2471,6	2	Fr (ank)	III		12	4	polygonale	147						

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
BDW-1	2471,6	2	Fr (ank)	III		4,2	4,2	allongée	154						
BDW-1	2471,6	2	Fr (ank)	III		4	4	tobulaire	160						
BDW-1	2471,6	2	Fr (ank)	III		8,6	4,3	ovoïde	158						
BDW-1	2471,6	2	Fr (ank)	III		9	4,5	allongée	159						
BDW-1	2471,6	2	Fr (ank)	III		12	6	tobulaire	158						
BDW-1	2471,6	2	Fr (ank)	III		15	5	ovoïde	151						
BDW-1	2471,6	3	Fr (ank)	III		6	6	tobulaire	161						
BDW-1	2471,6	3	Fr (ank)	III		10	5	allongée	153						
BDW-1	2471,6	3	Fr (ank)	III		8	3,8	triangle	162						
BDW-1	2471,6	3	Fr (ank)	III		13	5,5	ovoïde	151						
BDW-1	2471,6	3	Fr (ank)	III		7,5	7,2	tobulaire	154						
BDW-1	2471,6	4	Fr (ank)	III		45	15	irrégulière	167		-22,3				
BDW-1	2471,6	5	Fr (ank)	III		ND	5	irrégulière	166						
BDW-1	2471,6	5	Fr (ank)	III		6	4	triangle	154						
BDW-1	2471,6	6	Fr (ank)	III		7	4	ovoïde	156						
BDW-1	2471,6	6	Fr (ank)	III		10	4,5	allongée	166						
BDW-1	2471,6	6	Fr (ank)	III		ND	5,2	irrégulière	161						
BDW-1	2471,6	6	Fr (ank)	III		11	5,2	allongée	171						
BDW-1	2471,6	6	Fr (ank)	III		28	6	irrégulière	166						
BDW-1	2471,6	6	Fr (ank)	III		18	6,2	allongée	162						
BDW-1	2471,6	6	Fr (ank)	III		25	6,8	ovoïde	171						
BDW-1	2471,6	6	Fr (ank)	III		14	4,9	allongée	162						
BDW-1	2471,6	6	Fr (ank)	III		6	3	ovoïde	168						
BDW-1	2471,6	6	Fr (ank)	III		10	4	ovoïde	163						
BDW-1	2471,6	6	Fr (ank)	III		15	5	arrondie	161		-34,2				
BDW-1	2471,6	6	Fr (ank)	III		12	3,8	arrondie	164						
BDW-1	2471,6	7	Fr (ank)	III		28	6,5	ovoïde	173		-22,3				
BDW-1	2471,6	7	Fr (ank)	I		125	13	rectangulaire					-93,7	-68,9	
BDW-1	2471,6	7	Fr (ank)	I		90	15	irrégulière					-98,7	-77,8	
BDW-1	2471,6	8	Fr (ank)	I		650	50	allongée					-78,8	-68,7	
BDW-1	2471,6	9	Fr (ank)	III		5	4	tobulaire	160		-20				
BDW-1	2471,6	9	Fr (ank)	III		5,5	4,8	tobulaire	155						
BDW-1	2471,6	1	Fr (qtz)	III		7,5	3	ovoïde	156						
BDW-1	2471,6	1	Fr (qtz)	III		10	5	allongée	157						
BDW-1	2471,6	1	Fr (qtz)	III		6	3,2	arrondie	171						
BDW-1	2471,6	1	Fr (qtz)	III		15	4,3	arrondie	175						
BDW-1	2471,6	1	Fr (qtz)	III		5	4	tobulaire	159						
BDW-1	2471,6	1	Fr (qtz)	III		8	6,8	tobulaire	175		-55	-31,2			
BDW-1	2471,6	1	Fr (qtz)	III		6,5	3,3	allongée	138		-63,9	-37,2			
BDW-1	2471,6	2	Fr (qtz)	III		6	3	allongée	176		-72	-35,3			

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
BDW-1	2471,6	3	Fr (qtz)	III		7	3,6	ovoïde	153	-56	-31,7				
BDW-1	2471,6	4	Fr (qtz)	III		3,7	3,7	tobulaire	156	-59	-29,2				
BDW-1	2471,6	5	Fr (qtz)	III		3	2,5	ovoïde	156		-36,2				
BDW-1	2471,6	5	Fr (qtz)	III		2,5	2,5	tobulaire	156		-34,7				
BDW-1	2471,6	5	Fr (qtz)	III		4	3	allongée	165						
BDW-1	2471,6	6	Fr (qtz)	III		12	3,5	arrondie	209	-50	-29,2				
BDW-1	2471,6	7	Fr (qtz)	III		13	6,5	irrégulière	216						
BDW-1	2471,6	7	Fr (qtz)	III		7	5	allongée	194						
BDW-1	2471,6	7	Fr (qtz)	III		8	4	triangle	193			-12,8			
BDW-1	2471,6	8	Fr (qtz)	III		11	4,2	arrondie	166			-14,3			
BDW-1	2471,6	8	Fr (qtz)	III		10	4	allongée	191			-13,3			
BDW-1	2471,6	8	Fr (qtz)	III		8	4	ovoïde	158			-14,1			
BDW-1	2471,6	9	Fr (qtz)	III		15	5	allongée	224			-9,7			
BDW-1	2471,6	9	Fr (qtz)	III		6,5	3,2	triangle	220			-10,5			
BDW-1	2471,6	10	Fr (qtz)	III		10	4,6	allongée	210			-12,5			
BDW-1	2471,6	11	Fr (qtz)	III		4	3,7	triangle	170			-12			
BDW-1	2471,6	12	Fr (qtz)	III		9	4,9	ovoïde	216						
BDW-1	2471,6	12	Fr (qtz)	III		3	2,7	allongée	211						
BDW-1	2471,6	13	Fr (qtz)	III		4	3,6	ovoïde	207						
BDW-1	2471,6	14	Fr (qtz)	III		6	3,2	polygonal	157						
BDW-1	2471,6	15	Fr (qtz)	III		7	5,2	allongée	218						
BDW-1	2471,6	16	Fr (qtz)	III		8	4,2	ovoïde	208	-61,8	-12,4				
BDW-1	2471,6	16	Fr (qtz)	III		12	4	allongée	216			-13,4			
BDW-1	2471,6	16	Fr (qtz)	III		9	6	tobulaire	216						
BDW-1	2471,6	17	Fr (qtz)	III		5	3,3	tobulaire	224			-10,6			
BDW-1	2471,6	17	Fr (qtz)	III		8,5	7	allongée	212	-78	-11,4				
BDW-1	2471,6	17	Fr (qtz)	III		5	3,3	tobulaire	226			-10,6			
BDW-1	2471,6	18	Fr (qtz)	III		7,5	3	ovoïde	156	-57	-36,2				
BDW-1	2471,6	18	Fr (qtz)	III		10	5	allongée	157			-35,6			
BDW-1	2471,6	18	Fr (qtz)	III		8	3,2	ovoïde	171			-32,7			
BDW-1	2471,6	18	Fr (qtz)	III		15	4,3	arrondie	175			-32,2			
BDW-1	2471,6	18	Fr (qtz)	III		7	4,1	tobulaire	159			-34,2			
BDW-1	2471,6	18	Fr (qtz)	III		10	6,8	tobulaire	175	-55	-31,2				
BDW-1	2471,6	18	Fr (qtz)	III		6,5	3,3	ovoïde	138	-63,9	-37,2				
BDW-1	2471,6	18	Fr (qtz)	III		6	3	allongée	185	-73,9	-35,2				
BDW-1	2471,6	18	Fr (qtz)	III		7,5	3,6	ovoïde	153	-56	-31,7				
BDW-1	2472,15		cim (ank)	III		4	2,5	allongée	139						
BDW-1	2553,95	1	Fr (qtz)	III		15	6	ovoïde	ND			-15,3			
BDW-1	2553,95	1	Fr (qtz)	III		7	3,1	ovoïde	ND	-66	-13,3				
BDW-1	2553,95	1	Fr (qtz)	III		8	3	rectangulaire	ND	-69	-13,4				

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
BDW-1	2553,95	2	Fr (qtz)	III		18	5	arrondie	144	-69,5	-19,3				
BDW-1	2553,95	3	Fr (qtz)	III		10	5	allongée	159	-63	-6				
BDW-1	2553,95	3	Fr (qtz)	III		12	4	irrégulière	135		ND				
BDW-1	2553,95	3	Fr (qtz)	III		5	2,4	irrégulière	132		-9,4				
BDW-1	2553,95	3	Fr (qtz)	III		5	2,5	arrondie	137		-4,4				
BDW-1	2553,95	4	Fr (qtz)	III		8	4	allongée	151		ND				
BDW-1	2553,95	4	Fr (qtz)	III		5	2,5	ovoïde	164	-50	-2,4				
BDW-1	2553,95	4	Fr (qtz)	III		4	2,5	allongée	165	-53	-4,7				
BDW-1	2553,95	4	Fr (qtz)	III		7	2,5	carrée			-5,6				
BDW-1	2553,95	4	Fr (qtz)	III		20	5,1	arrondie	161	-52,5	-5,4				
BDW-1	2553,95	4	Fr (qtz)	III		20	6,5	allongée	165	-51	-5,1				
BDW-1	2553,95	4	Fr (qtz)	I		200	25	irrégulière					-121	ND	
BDW-1	2553,95	4	Fr (qtz)	I		85	10	arrondie					-101	-83	
BDW-1	2553,95	4	Fr (qtz)	I		150	30	allongée					-100,1	-80,1	
BDW-1	2553,95	4	Fr (qtz)	I		270	27	irrégulière					-102	-83	
BDW-1	2553,95	4	Fr (qtz)	I		280	28	allongée					-93	-77	
BDW-1	2553,95	5	Fr (qtz)	III		18	6	allongée	ND		-13,4				
BDW-1	2553,95	5	Fr (qtz)	III		20	7	allongée			-16,3				
BDW-1	2553,95	5	Fr (qtz)	I		80	13	rectangulaire					-88	-76	
BDW-1	2553,95	6	Fr (qtz)	I		32	8	ovoïde					-89,3	-73	
BDW-1	2553,95	6	Fr (qtz)	I		66	22	allongée					-84	-75,5	
BDW-1	2553,95	7	Fr (qtz)	I		33	11	irrégulière					-94,2	-80	
BDW-1	2553,95	7	Fr (qtz)	I		30	10	irrégulière					-100	-80,1	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I		300	34	irrégulière					ND	-75	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I		430	43	irrégulière					ND	-76	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I		472	46	irrégulière					-82,8	-72,4	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I		1500	57	irrégulière					-83,8	-72,4	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			141,4	irrégulière					ND	-79,3	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			63	irrégulière					ND	-73	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			231	allongée					-83,4	-72	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			25	allongée					ND	-73,4	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			18	allongée					-84,3	-75	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			21	triangle					-87,8	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			32	allongée					ND	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			30	irrégulière					ND	-73	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			36	ovoïde					ND	-73,8	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			23	allongée					ND	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			42,3	irrégulière					ND	-72,4	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			38	allongée					ND	-75	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			25	allongée					ND	-74,6	

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			20	irrégulière					-83,4	-72,7	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			22	irrégulière					-88,8	-75	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			35	irrégulière					ND	-73	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			37	allongée					-88,8	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			40	allongée					-92	-73,4	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			21	irrégulière					-80	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			27	irrégulière					ND	-75	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			40	rectangulaire					-97,7	-73,4	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			50	irrégulière					-88,8	-76	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			80	allongée					-92,7	-73	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			156,3	allongée					-94,7	-74,4	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			30	irrégulière					-82	-72,6	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			28	irrégulière					-83	-72	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			50	rectangulaire					-88,8	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			39	rhomoéque					-91,7	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			26	rectangulaire					-88,8	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			30	triangle					ND	-74,4	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			40	allongée					-100	-75	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			32	rhomoéque					-94,7	-74,5	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			38	allongée					ND	-73,9	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			29	allongée					-83	-74,8	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			75	rhomoéque					-82,6	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			63	négative					-87,8	-74,9	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			100	négative					-94	ND	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			20	irrégulière					-88,8	ND	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			18	irrégulière					-94	ND	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			21	rectangulaire					ND	-73,4	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			15	allongée					-85	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			39	irrégulière					-89	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			16,1	allongée					-89	ND	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			14,2	irrégulière					ND	-73,7	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			25,5	rectangulaire					-87	-72,8	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			16	rectangulaire					-88	ND	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			40,5	irrégulière					-100,7	ND	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			25	allongée					-100,7	-71,8	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			27	allongée					ND	-72,5	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			22,5	arrondie					ND	-75	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			26,7	allongée					-92	-75	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			23	allongée					-86	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			39	allongée					-86	-73	

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			28	allongée					-88	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			43	rectangulaire					-101,7	-73	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			42	irrégulière					-93,0	-73	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			39	allongée					ND	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			51	allongée					ND	-72	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			62	irrégulière					ND	-76	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I			66	irrégulière					ND	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I		3000	98	triangle					-85,0	-72	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I		2100	77	rectangulaire					ND	-74	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I		86	19	irrégulière					ND	-72	
BDW-1	2553,95		Fr (qtz)	I		158	27,8	irrégulière					-86,5	-74	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		395	27	ovoïde					-97,7	-80,8	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		35	7	allongée					-96,7	-80,8	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		63,5	10,6	ovoïde					-94,7	-79,8	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		62	12,2	allongée					-99	-82,4	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		38,4	9,6	allongée					-96	-80,8	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		40	10	allongée					-96,7	-82,8	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		36	9	ovoïde					-94,7	-83	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		40	10	carrée					-98	-82,8	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		35	11	allongée					-98	-83,8	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		60	12	allongée					-94,7	-84,8	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		65	10	carrée					-100	-90,7	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		75	15	allongée					-107	-92,7	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		108	18	allongée					-93,7	-71,8	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		128	16	irrégulière					-92,7	-71,8	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		105	15	allongée					-102,6	-73,8	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		90	10	irrégulière					-80,8	-69	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		85	17	allongée					-106,6	-98,6	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		35	9	carrée					-99,6	-93,7	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		44	11	allongée					-103	-87,7	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		40	10	ovoïde					-98,6	-87,7	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		50	14	allongée					-101	-85,7	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		140	15	carrée					-102,4	-89	
BDW-1	2554,25		Fr (qtz)	I		40	10	allongée					-102,5	-88,7	
BDW-1	2554,25	1	Fr (qtz)	III		15	5	irrégulière	152						
BDW-1	2554,25	2	Fr (qtz)	III		16	4,8	allongée	148						
BDW-1	2554,25	2	Fr (qtz)	III		32	8	ovoïde	158						
BDW-1	2554,25	2	Fr (qtz)	III		7	3,5	allongée	157						
BDW-1	2554,25	2	Fr (qtz)	III		8	4	triangle	149						
BDW-1	2554,25	2	Fr (qtz)	III		25	5,3	carrée	162						

Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
BDW-1	2554,25	2	Fr (qtz)	III		10	4,9	triangle	169						
BDW-1	2554,25	2	Fr (qtz)	III		20	5	arrondie	-						
BDW-1	2554,25	2	Fr (qtz)	III		7	3,7	allongée	171						
BDW-1	2554,25	2	Fr (qtz)	III		11	3,8	allongée	169						
BDW-1	2554,25	2	Fr (qtz)	III		13	4,5	irrégulière	163						
BDW-1	2554,25	3	Fr (qtz)	III		75	13	allongée	156	-60	-19,6				
BDW-1	2554,25	3	Fr (qtz)	III		18	6,5	rectangulaire	155		-21,7				
BDW-1	2554,25	3	Fr (qtz)	III		27	10	allongée	169		-23,4				
BDW-1	2554,25	3	Fr (qtz)	III		32	8	ovoïde	152		-21,2				
BDW-1	2554,25	3	Fr (qtz)	III		8	4	allongée	153		-20,2				
BDW-1	2554,25	3	Fr (qtz)	III		24	6	polygonale	153		-19,8				
BDW-1	2554,25	3	Fr (qtz)	III		50	10	rectangulaire	169	-61	-21				
BDW-1	2554,25	3	Fr (qtz)	III		21	7	rectangulaire	180		-12,7				
BDW-1	2554,25	3	Fr (qtz)	III		11	3,7	arrondie	171		-11,4				
BDW-1	2554,25	3	Fr (qtz)	III		24	8	irrégulière	ND		-9,5				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		45	15	polygonale	150	-68	-11,2				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		60	12	ovoïde			-11,3				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		50	14	irrégulière		-59	-6,9				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		60	12	rectangulaire	163		-9,6				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		25	5	carrée	162	-60	-8				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		9	3	ovoïde	161		-8				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		15	5	rectangulaire	ND		-10,4				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		10	3,5	ovoïde	165	-45	-12,5				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		15	5	irrégulière	ND		-11,6				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		8	3	arrondie	ND		-12,3				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		9	3,5	ovoïde	167	-80	-14,3				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		20	5	irrégulière	166		-13,3				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		22	5	irrégulière	ND		-12,3				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		14	4,5	allongée	166						
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		18	4,5	ovoïde	167						
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		8	4	allongée	160		-16,3				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		7	4	triangle	162		-17,3				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		15	7	allongée	ND		-10,4				
BDW-1	2554,25	4	Fr (qtz)	III		10	5	allongée	ND		-8,8				
BD-4	2579,7		Fr (cal)	III		3,5	2,5	allongée	167		-11,4				
BD-4	2579,7		Fr (cal)	III		3,3	2,3	allongée	167						
BD-4	2579,7		Fr (cal)	III		4	2,5	ovoïde	165						
BD-4	2579,7		Fr (cal)	III		3	2	arrondie	166	-70	-10,8				
BD-4	2579,7		Fr (cal)	III		3	2,4	ovoïde	164						
BD-4	2579,7		Fr (cal)	III		5	3,9	allongée	155		-16,9				

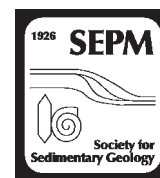
Puits	Profondeur (m)	Plage	Localisation IF	Type IF	Rapport V:L	Surface IF (μm^2)	Taille IF (μm)	Forme IF	Th (°C)	Te (°C)	Tf (°C)	Ts (°C)	Tf gaz(°C)	Th gaz(°C)	Tf cla (°C)
BD-4	2579,7		Fr (cal)	III		6	3,2	allongée	165		-15,3				
BD-4	2579,7		Fr (cal)	III		3	2,8	tobulaire	153		-10,4				
BD-4	2579,7		Fr (cal)	III		2,5	2	ovoïde	151		-9,6				
BD-4	2786,5	1	Fr (qtz)	III		12,5	5	allongée	162						
BD-4	2786,5	1	Fr (qtz)	III		4	2,8	triangle	151						
BD-4	2786,5	1	Fr (qtz)	III		8	4	allongée	146						
BD-4	2786,5	1	Fr (qtz)	III		7,5	3,4	ovoïde	150						
BD-4	2786,5	1	Fr (qtz)	III		14,4	4,8	irrégulière	150						
BD-4	2786,5	2	Fr (qtz)	III		16	5,5	ovoïde	154		-4,5				
BD-4	2786,5	2	Fr (qtz)	III		12	4	allongée	154						
BD-4	2786,5	2	Fr (qtz)	III		5	2,8	allongée	158						
BD-4	2786,5	2	Fr (qtz)	III		5,3	3,5	triangle	155						
BD-4	2786,5	3	Fr (qtz)	III		7,6	3,9	irrégulière	151						
BD-4	2786,5	3	Fr (qtz)	III		4	2,5	arrondie	159						
BD-4	2786,5	3	Fr (qtz)	III		8	4	allongée	161						
BD-4	2786,5	4	Fr (qtz)	III		7	3,5	irrégulière	134						
BD-4	2786,5	5	Fr (qtz)	III		4	2,5	ovoïde	148						
BD-4	2786,5	5	Fr (qtz)	III		4,2	3	triangle	143						

Annexe 6: Résultats des analyses chimiques à la sonde électronique sur les grains détritiques de quartz et leurs auréoles de surcroissance

Puits	Profondeur (m)	N°	Localisation	SiO ₂ %	Al ppm
LT1bis	1515	1	Q1	96,1	335
LT1bis	1515	2	Q1	97,8	272
LT1bis	1515	3	Q1	97,7	329
LT1bis	1515	4	Q1	97,6	297
LT1bis	1515	5	Q1	97,7	424
LT1bis	1515	6	Q1	97,8	375
LT1bis	1515	7	Q1	98,1	877
LT1bis	1515	8	Q1	97,7	464
LT1bis	1515	9	Q1	97,8	134
LT1bis	1515	10	grain détritique	97,5	38
LT1bis	1515	11	Q1	98,2	749
LT1bis	1515	12	Q1	97,4	660
LT1bis	1515	13	Q1	96,5	429
LT1bis	1515	14	Q1	94,9	665
LT1bis	1515	15	Q1	96,9	1427
LT1bis	1515	16	Q1	96,6	2100
LT1bis	1515	17	Q1	92,9	2714
LT1bis	1515	18	Q1	97,2	617
LT1bis	1515	19	grain détritique	95,7	88
LT1bis	1515	20	Q1	93,3	535
LT1bis	1518	21	Q1	97,5	2491
LT1bis	1518	22	grain détritique	97,9	65
LT1bis	1518	23	grain détritique	98,2	89
LT1bis	1518	24	grain détritique	97,9	223
LT1bis	1518	25	grain détritique	98,0	81
LT1bis	1518	26	grain détritique	98,2	136
LT1bis	1518	27	grain détritique	98,4	170
LT1bis	1518	28	grain détritique	98,3	175
LT1bis	1518	29	Q1	97,2	5368
LT1bis	1518	30	Q1	96,4	1913
LT1bis	1518	31	Q1	97,6	1546
LT1bis	1518	32	Q1	97,8	1379
LT1bis	1518	33	Q1	97,9	598
LT1bis	1518	34	Q1	97,9	1802
LT1bis	1518	35	Q1	93,1	1660
LT1bis	1518	36	Q1	97,3	12771
LT1bis	1518	37	Q1	98,2	9213
LT1bis	1518	38	Q1	97,8	3509
LT1bis	1518	39	Q1	97,9	999
LT1bis	1518	40	Q1	97,8	419
LT1bis	1518	41	Q1	98,1	587
LT1bis	1518	42	Q1	97,7	310
LT1bis	1518	43	Q1	97,9	1092
LT1bis	1506	44	Q1	98,7	501
LT1bis	1506	45	grain détritique	98,8	75
LT1bis	1506	46	grain détritique	98,8	58
LT1bis	1506	47	grain détritique	98,8	47
LT1bis	1506	48	grain détritique	98,9	63
LT1bis	1506	49	grain détritique	98,8	44

Puits	Profondeur (m)	N°	Localisation	SiO ₂ %	Al ppm
LT1bis	1506	50	grain détritique	98,7	45
LT1bis	1506	51	grain détritique	98,4	45
LT1bis	1506	52	grain détritique	98,5	58
LT1bis	1506	53	Q1	96,4	107
LT1bis	1506	64	Q1	97,1	1334
LT1bis	1506	65	Q1	96,2	1451
LT1bis	1506	66	Q1	97,1	1189
LT1bis	1506	67	grain détritique	96,6	70
LT1bis	1506	68	grain détritique	96,7	41
LT1bis	1506	69	grain détritique	96,7	35
LT1bis	1506	70	grain détritique	96,8	53
LT1bis	1506	71	grain détritique	96,5	56
LT1bis	1506	72	grain détritique	96,6	79
LT1bis	1506	73	grain détritique	96,3	86
LT1bis	1506	74	grain détritique	96,0	68
LT1bis	1506	75	grain détritique	95,9	74
LT1bis	1506	76	grain détritique	95,8	63
LT1bis	1506	77	grain détritique	94,6	168
LT1bis	1506	78	Q1	95,9	1472
ODZ4	2061	79	Q1	90,4	525
ODZ4	2061	80	Q1	86,7	1474
ODZ4	2061	81	Q1	91,7	708
ODZ4	2061	82	Q1	91,0	1253
ODZ4	2061	83	Q1	91,6	649
ODZ4	2061	84	Q1	91,1	472
ODZ4	2061	85	Q2	91,5	195
ODZ4	2061	86	Q2	92,1	177
ODZ4	2061	87	Q1	91,8	362
ODZ4	2061	88	Q1	91,8	463
ODZ4	2061	89	grain détritique	98,2	68
ODZ4	2061	90	grain détritique	98,0	64
ODZ4	2061	91	grain détritique	98,4	68
ODZ4	2061	92	grain détritique	98,2	96
ODZ4	2061	93	Q1	98,0	604
ODZ4	2061	94	Q1	97,9	200
ODZ4	2061	95	Q1	97,3	376
ODZ4	2061	96	Q1	97,0	490
ODZ4	2061	97	Q1	98,3	261
ODZ4	2061	98	grain détritique	98,2	70
ODZ4	2061	99	grain détritique	98,4	76
ODZ4	2061	100	grain détritique	98,1	66
ODZ4	2061	101	grain détritique	98,2	68
ODZ4	2061	102	grain détritique	98,3	69
ODZ4	2061	103	grain détritique	98,4	68
ODZ4	2061	104	Q1	97,5	716
ODZ4	2061	105	Q1	97,9	572
ODZ4	2061	106	Q1	97,5	388
ODZ4	2061	107	Q1	98,6	351
ODZ4	2061	108	grain détritique	97,0	73
ODZ4	2061	109	grain détritique	98,7	87
ODZ4	2061	110	grain détritique	98,9	196
ODZ4	2061	111	grain détritique	98,6	91

Puits	Profondeur (m)	N°	Localisation	SiO₂ %	Al ppm
ODZ4	2061	112	grain détritique	98,4	102
ODZ4	2061	113	grain détritique	97,9	99
ODZ4	2061	114	Q1	98,0	271
ODZ4	2061	115	Q1	97,8	326
ODZ4	2061	116	Q1	98,7	334
ODZ4	2061	117	Q1	92,3	481
ODZ4	2061	118	?	97,1	17217
ODZ4	2061	119	Q1	94,3	1242
ODZ4	2061	120	Q1	97,8	381
ODZ4	2061	121	Q1	97,5	2144
ODZ4	2061	122	Q1	98,1	188
ODZ4	2061	123	Q1	96,6	281
ODZ4	2061	124	Q1	98,3	407
ODZ4	2061	125	Q1	97,3	385
ODZ4	2061	126	Q1	97,6	303
ODZ4	2061	127	Q1	97,9	298
ODZ4	2061	128	Q1	96,8	232
ODZ4	2061	129	Q1	97,0	210



RELATIONSHIP BETWEEN DEEP DIAGENETIC QUARTZ CEMENTATION AND SEDIMENTARY FACIES IN A LATE ORDOVICIAN GLACIAL ENVIRONMENT (SBAA BASIN, ALGERIA)

FLORENT TOURNIER,^{1,2} MAURICE PAGEL,¹ ERIC PORTIER,² IBTIHAL WAZIR,¹ AND NICOLAS FIET*¹

¹Université de Paris-Sud, UMR CNRS-UPS IDES 8148, Campus d'Orsay, bâtiment 504, 91405 Orsay, France

²GDF SUEZ, DEP-NAD, Tour T1, 1 place Samuel de Champlain, Faubourg de l'Arche, 92930 Paris La Défense Cedex, France
e-mail: florent.tournier@gdfsuez.com

ABSTRACT: Production of hydrocarbons from sandstone reservoirs is complicated by their diagenetic history. Although many aspects of sandstone diagenesis are well studied, the character and processes of glacial-associated diagenesis remain unknown. To address this problem, the origin, conditions, and timing of quartz cementation in glacial Ordovician sandstones of the Sbaa Basin, Algeria, were constrained on the basis of fluid-inclusion microthermometry, electron-microprobe data, and quantification by image analysis combined with optical and cathodoluminescence microscopic studies. Samples of the Cambro-Ordovician formations in the Sbaa Basin were investigated from four wells at burial depths between 2.0 and 2.5 km and at ambient temperatures between 110 and 130°C.

Quartz cements range in abundance from 1 to 27% of bulk rock volume in all wells. Three separate phases of quartz cementation are readily distinguished by cathodoluminescence microscopy. The main silica sources are interpreted to be: dissolution of feldspar grains, intergranular quartz dissolution, stylolitization, and illitization of smectite. Fluid-inclusion data depths indicate that quartz overgrowths precipitated between 100 to 160°C. This range of temperature corresponds to the Viséan–Namurian burial phase, according to the basin thermal history.

Image analysis demonstrates intergranular quartz dissolution (also called “pressure dissolution”) in the presence of thin illite coatings around detrital quartz grains. These clay coatings were mechanically emplaced below the Ordovician ice sheet by pressurized meltwater circulation and subsequent fluid expulsion within sandy subglacial soft bedrock that was initially porous and permeable. Therefore, the subglacial bedrock lithology directly influenced quartz diagenesis because an increase in the content of clay matrix or the presence of an argillaceous layer can block the circulation of fluids flowing below the ice sheet, which prevents the formation of clay coatings. Quartz cements in this environment are favored in less compacted areas without clay coatings and with high porosity. The results of this study clearly illustrate the relationships among sedimentary facies, ice dynamics, and diagenetic architecture of the formation. These types of processes may control the porosity–permeability distribution in other glacial sandstone successions through quartz cementation and chemical compaction.

INTRODUCTION

In basins with siliciclastic sediments, a general trend of authigenic quartz cementation increasing with depth occurs in areas above temperatures of approximately 90°C (Ehrenberg 1990; Giles et al. 1992; Walderhaug et al. 2000). However, there is up to 30% variation in the abundance of authigenic quartz cementation within a given depth interval, as exemplified by Giles (1997) for the Permo-Carboniferous fluvio-glacial sands from the Middle East. In general terms, increased abundance of clay minerals is accompanied by a decrease in quartz cement. However, low amounts of illite at quartz grain-to-grain contacts could catalyze the process of quartz dissolution (Heald 1955; Weyl 1959; Sibley and Blatt 1976; Dewers and Ortoleva 1991; Renard et al. 1997; Fisher et al. 2000). As a result of these complications, it is necessary to investigate different sedimentary environments to fully understand and

predict the alteration of porosity (and permeability) by quartz cementation in sedimentary units. No study has investigated the relationship between the sedimentary facies and the amount of quartz cementation in glacial or periglacial environments. A glacial depositional environment, with ice sheets that reach the sea, is an ideal study site because of the diverse sedimentary conditions and facies. The widespread glacial Ordovician Formation across North Africa is known for its lithofacies variability (Hirst et al. 2002) and low reservoir quality mainly due to high quartz cementation (Makhous 2000). The late Ordovician glacial strata in the Sbaa Basin of Algeria, the focus of this investigation, provide an illustrative example of relations between depositional facies and diagenetic character.

The objective of this study is to unravel the controls of glacial lithofacies on the observed variation of quartz cementation and other diagenetic patterns. A conceptual model for silica redistribution in glacially deposited sediments is proposed herein. This model is applied in the geological modelling of glacial Ordovician reservoirs in the studied field and its analogs.

* Present address: AREVA NP, Tour Areva, 1 place Jean Millier, 92084 Paris La Défense, France.

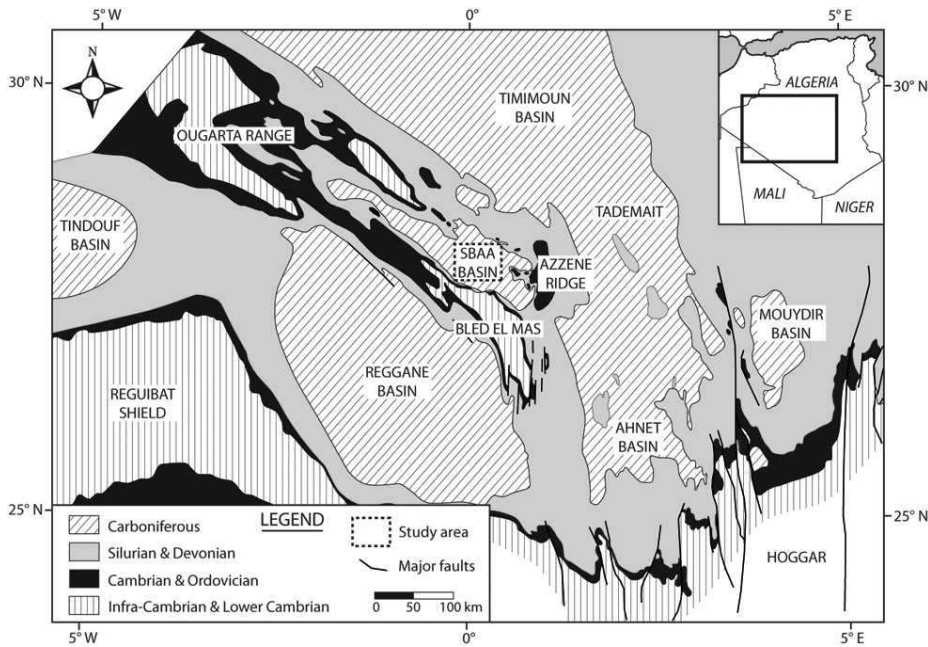


FIG. 1.—The Sbaa Basin, the focus of this study, is a broad syncline formed during the Hercynian Orogeny. Modified map from BEICIP (1996) and WEC (1995).

BACKGROUND GEOLOGY AND SAMPLE LOCATION

The Sbaa Basin is located on the Saharan platform in western Algeria. It is flanked to the north and the south by the Ougarta structures, which separate it from adjacent basins (Timimoun to the north and Reggane to the south), and to the east by Bled El Mas and Azzene highs (Fig. 1). The Sbaa Basin extends over 40,000 km², forming an NW–SE elongated basin. These Paleozoic accumulations (Cambrian to Carboniferous) change from south to north. The southern parts of the basin include several stratigraphic unconformities and a decrease in the thickness of the Paleozoic strata. The north parts, near the Timimoun Basin, exhibit a more complete and thicker succession (GDF SUEZ seismic data, confidential study). The Panafrican, Caledonian, Hercynian, and Alpine tectonic phases all influenced the basin (Fabre 1969, 1976; Beuf et al. 1971; Conrad 1981; Bumby and Guiraud 2005).

The present study focuses on the Cambro-Ordovician siliciclastic reservoir. This formation consists of massive sandstone layers (quartz arenites) with intercalated clay–siltstones, from fluvio-marine to glacial origin (Beuf et al. 1971). The Cambrian succession (unit II) is dominated by fluvial- and tidal-channel deposits that form heterogeneous and immature sandstones (Beuf et al. 1971). The Ordovician succession is characterized by several major units (Beuf et al. 1971; Makhous 2000; Desaubliaux et al. 2005): (1) unit III, formed by the “Zone des Alternances” (tidal to subtidal), the El Gassi Clays (offshore), the Hamra Quartzites (subtidal), and the El Atchane Sandstones (subtidal to offshore); and (2) unit IV, divided into four subunits (IV.1, IV.2, IV.3, and IV.4) that correspond to two major phases of the Hirnantian glaciation (IV.1–IV.2 and IV.3–IV.4). Silurian black shales cover unit IV, and form both the source rock and the seal of this petroleum system (GDF SUEZ, confidential study). For the unit IV glacial deposits, the focus of this study, Laratte (2007) and GDF SUEZ (confidential study) defined the following sedimentary facies associations: (AF1) ice-contact deposits; (AF2) channel deposits; (AF3) proximal lobe deposits; (AF4) distal lobe deposits; and (AF5) distal and lateral glaciomarine deposits.

Samples investigated in this study are derived from four cored wells (A, B, C, and D) in a field of the Sbaa Basin (confidential data from GDF SUEZ and Sonatrach companies). The distance between these wells ranges from 2 to 3 km. Cored intervals from units II and IV help frame the stratigraphic correlations among the wells, constrain well log-core

calibration, and form the basis for the interpretation of sedimentary facies (illustrated in Figure 2). These data are hung on the Silurian–Ordovician boundary, which is easily visualized on well logs because the Silurian black shale is much more radioactive. The geothermal gradient is currently 42°C/km, and temperatures in the Ordovician reservoir are approximately 110 to 130°C (2,000 to 2,500 m depth).

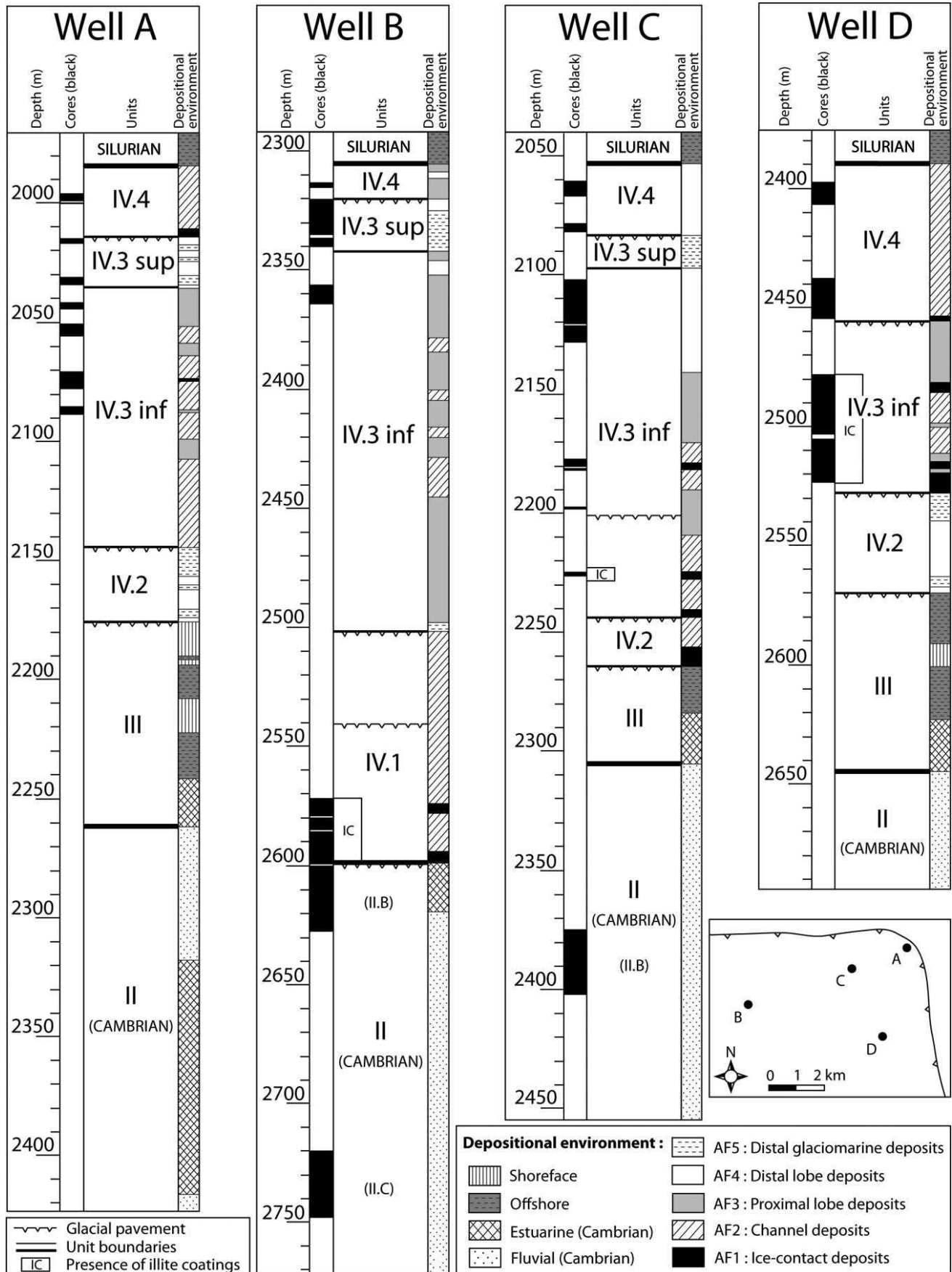
ANALYTICAL METHODS

One hundred and nine polished thin sections impregnated with blue-dyed epoxy were prepared from drill-core samples from wells A, B, C, and D. Four photomicrographs per thin section were captured in transmitted light with a digital CCD camera (QICAM-12bit) mounted on a binocular microscope and used for porosity quantification. To quantify quartz overgrowths and intergranular quartz dissolution, four photomicrographs per thin section were acquired in transmitted light and cathodoluminescence (CL) with a Technosyn Cathodoluminescence Unit Mk II mounted on a Nikon Labophot microscope with a QICAM-12bit camera. Exposure time was set to 7 s with an accelerating voltage of 12–14 kV and a gun current of 400–450 mA.

The photomicrographs were analyzed with JMicroVision® (Roduit 2006; Version 1.2.5) image-analysis software. The porosity, which is represented by blue in the impregnated thin sections, was quantified by colorimetric analysis from the images captured in transmitted light (four images per sample; magnification 7×). Rounded pores were classified as dissolution pores. The intergranular porosity was obtained by subtracting dissolution porosity from total visual porosity. The proportion of quartz cement was quantified from images obtained with CL microscopy by tracing polygons around the quartz overgrowths. The polygon areas were then determined. The volume of silica lost by intergranular quartz dissolution was obtained following the method of Houseknecht (1984), which allows estimation of the area of quartz grains dissolved.

Some rock fragments were examined under scanning electron microscope (SEM), in secondary electron imaging using a Philips XL30, equipped with a GE Energy Dispersive Spectrometer (EDS). An accelerating voltage of 15 kV was used, at a beam current of 1.5 nA. The images presented are from carbon-coated samples.

The fluid-inclusion study was performed following the methods of Goldstein and Reynolds (1994). Microthermometric measurements were



Glacial pavement
 Unit boundaries
 Presence of illite coatings

Depositional environment :
 AF5 : Distal glaciomarine deposits
 AF4 : Distal lobe deposits
 AF3 : Proximal lobe deposits
 AF2 : Channel deposits
 AF1 : Ice-contact deposits
 Shoreface
 Offshore
 Estuarine (Cambrian)
 Fluvial (Cambrian)

conducted on polished thick sections (100 μm) from wells C and D and polished thin sections from well A, using a fluid heating-freezing stage (Linkam MDS600) attached to a Leica DM2500 microscope. The stage was calibrated with the homogenization temperature of pure standard H_2O inclusions.

The aluminum content of detrital and authigenic quartz was determined at Camparis laboratory (Université Paris VI, France), using a Cameca SX100 electron microprobe (acceleration voltage of 15 kV, sample current of 200 nA, spot size of 1 μm , counting time 100 s). Standards used for each element were diopside for Si, orthoclase for Al and K, and Fe_2O_3 for Fe.

RESULTS

Petrographic Characteristics of the Succession

The Cambrian succession (units II.B and II.C) consists of fine- to medium-grained, poorly sorted sandstones. These sandstones are composed of 60–75% detrital quartz grains (on average), and only unit II.C contains partially dissolved detrital K-feldspars, mainly microclines (1–8%). Clay content is highly variable, ranging from 1 to 15%, and is principally represented by detrital and authigenic pore-filling illite. Some diagenetic carbonates are also present in abundances ranging from 0 to 4% (calcite and pure or magnesian siderite). Other minerals are present in minor amounts (< 3%), including altered muscovite and pyrite (Table 1).

The glacial Ordovician succession (unit IV) consists of sandstones with variable textures, detrital components, and diagenetic features (Table 1). The glacial units which have been cored (IV.1, IV.3 and IV.4) have the following petrographic characteristics:

- (1) Unit IV.1 (encountered only in well B during this study) consists of fine- to medium-grained, poorly sorted quartz arenites with 85% detrital quartz and no feldspar. Illite is present in low amounts, mainly as thin tangential clay coatings around detrital quartz grains (Fig. 3A, B, C, D).
- (2) Unit IV.3 includes glacial deposits in its lower part (IV.3 inf.) and distal periglacial deposits in its upper part (IV.3 sup.). Glacial deposits of the lower part belong to various sedimentary facies associations (AF1 to AF4), which result in a marked textural variability within the succession. Sandstones are typically fine to medium grained, and sorting is extremely variable. Mineralogical composition of these sandstones is dominated by detrital quartz, but muscovite, pyrite, and heavy minerals are also present. Low amounts of illite occur mainly as pore fillings, pore linings, or pseudomorphous replacements. Diagenetic features of unit IV.3 inf. vary among the studied wells. For example, in well B, the top of unit IV.3 inf. exhibits a late calcite cement, whereas other studied wells contain no calcite in the same stratigraphic interval. Unit IV.3 inf. exhibits the same diagenetic facies in well D as unit IV.1 in well B, with tangential illite coatings around detrital quartz grains (Fig. 4D, G, H). In well D, fluidized deformation and sediment rearrangement are apparent in the cores of unit IV.3 inf. (Fig. 3E).
- (2) Periglacial deposits of unit IV.3 sup. show similar features between wells. These deposits consist of siltstones with an argillaceous matrix composed of 20 to 30% illite, with very fine quartz grains and many muscovite plates. Some carbonates (calcite and pure or magnesian siderite) are also present in low amounts.

- (3) The last glacial phase deposited (unit IV.4) is composed of very fine- to medium-grained, poorly to well sorted sandstones, and includes the sedimentary facies associations AF2, AF3, and AF4. These sandstones are dominated by detrital quartz. Low amounts of illite, muscovite, pyrite, heavy minerals, and kaolins also occur. Illite occurs mainly as a pore-filling and pore-lining mineral. Illite coatings are always absent in this unit (Fig. 2).

The glacial Ordovician succession (unit IV) has lost all detrital feldspars because of dissolution during burial: rounded pores equivalent in size to nearby quartz grains are observed (Fig. 4E, F), which were probably formed as a consequence of dissolution of detrital feldspars.

Stylolite abundance is variable throughout the Ordovician sandstones (1 to 10 stylolites per meter; Panien 2008). The distance to nearest stylolite was reported for each sample of well C between 2,060 and 2,120 m (see Data Archive for Appendix Table A1, URL in Acknowledgments section).

Cathodoluminescent Characteristics of Diagenetic Phases

Authigenic quartz forms overgrowths around detrital quartz grains throughout the studied wells, but distribution of authigenic quartz is heterogeneous. The thickness of the overgrowths varies mainly between 20 and 50 μm but can exceed 150 μm . The contact between detrital grains and their associated overgrowths is often delineated by solid particles and fluid inclusions. Three separate phases of quartz cement are readily distinguished by CL microscopy (Fig. 4A, B). Two of these phases (Q1 and Q2) always occur together.

Q1 exhibits a dull, dark bluish-purple luminescence and forms early, thin overgrowths around detrital quartz grains. Q2 is characterized by a distinct brownish luminescence and develops as large euhedral overgrowths, which commonly overlie Q1 overgrowths or detrital surfaces without Q1. The Q1 and Q2 overgrowths do not grow in dissolution pores (Fig. 4E). The Q3 phase is characterized by a dark bluish to brownish luminescence with no clear or systematic CL zonations. This phase generally fills intergranular porosity, forming large zones of quartz cement. Some Q3 overgrowths extend into dissolution pores of Ordovician sandstones (Fig. 4F).

CL microscopy enhanced visualization of intergranular quartz dissolution. Contacts between detrital quartz grains are mostly concavo-convex, except at some levels with high intergranular quartz dissolution, illustrated by sutured grains.

Quantification of Quartz Cement

Samples of wells B, C, and D were analyzed to determine the proportion of quartz cement in the rock. Among the 100 samples, 10 samples could not be sufficiently visualized in CL microscopy, due to very fine grain size that prevented a clear distinction between detrital and authigenic quartz. The mean proportion of quartz cement was determined by analysis of four images per sample using JMicroVision® software, and ranged from 1 to 27%. Results are consistent among images from a given sample; the standard deviation among the four image analyses per sample varies from 0.1 to 7%, with a mean value of 1.9%. The proportion of quartz cement is equal to the total area of all quartz overgrowth phases divided by the total area of the studied image (Fig. 5; see Data Archive

←

Fig. 2.—Cambro-Ordovician stratigraphy within wells A, B, C, and D. Glacial Ordovician units (IV.1, IV.2, IV.3, and IV.4) are characterized by glacial pavements (erosion surface) at their bases. Spatial and temporal distribution of glacial depositional environments (AF1 to AF5: proximal to distal) vary rapidly. The presence of illite coatings from thin-section observations is reported in this figure.

for Appendix Table A2). The Q1 and Q2 phases were measured separately for 13 samples to estimate the proportion of each phase.

The proportion of quartz cement is highly variable within and among wells. For example, proportion of quartz cement in well B ranges from 4 to 27%. Unit IV.3 is strongly cemented by quartz (16–27%) unlike unit IV.1 (4–10%). Intermediate values (10–18%) occur in unit II (Cambrian). The quartz cement phases of unit IV.3 include Q1 and Q2, whereas units IV.1 and II are cemented by the Q3 phase. Likewise, samples from well C exhibit a relatively high proportion of quartz cement (12–26%), except for a sample (2%). In this well, unit IV.4 is more cemented by quartz than unit IV.3 (mean proportion of quartz cement is 22% in unit IV.4 versus 13% in unit IV.3). The Q3 phase develops at the base of unit IV.3 and within unit II. The mean proportion of quartz cement in samples from well D is 19% in unit IV.4, compared to 9% in unit IV.3. The Q1 and Q2 phases are present only in unit IV.4, whereas the Q3 phase occurs in unit IV.3. In the three wells, the proportion of Q1 decreases with depth. The Q1 and Q2 phases coexist in similar proportions near the top of the Ordovician succession. The proportion of Q1 decreases gradually with increasing depth to 1–10% of the total quartz cementation (Fig. 5).

The distance to nearest stylolite was plotted against proportion of quartz cement for each sample of well C between 2,060 and 2,120 m, for which precise depths for all stylolites were reported (Fig. 6; see Data Archive for Appendix Table A1). Samples located 10 cm or less from a stylolite contain 16–26% of quartz cements, and only 13–15% when the closest stylolite is more than 10 cm distant (Fig. 6).

Quantification of Intergranular Quartz Dissolution

In this study, the term “intergranular quartz dissolution” instead of “pressure dissolution” is used given that factors other than pressure are important in controlling the magnitude of dissolution, including the presence of illitic clay and temperature (Bjørkum 1996; Oelkers et al. 1996; Worden and Morad 2000). Also, the term “chemical compaction” defines both intergranular quartz dissolution and stylolitization.

Intergranular quartz dissolution was quantified on samples from wells B, C, and D using CL images. Intergranular quartz dissolution occurred at contacts between detrital quartz grains. The grain surface dissolved can be estimated by the shape of the contact (Houseknecht 1984) (Fig. 7A, B), but only with rounded detrital grains. CL observations illustrate that detrital grains are mainly subrounded to rounded for the majority of the studied samples, suggesting that this method is appropriate. Standard deviation of intergranular quartz dissolution measured on the four images per sample varies between 0.1% and 2.3%, with a mean value of 0.5% for all samples.

Intergranular quartz dissolution varies among wells (Fig. 8). For example, it ranges from 0.2 to 10% in well B. Quartz dissolution is low or absent in unit IV.3 but increases in unit IV.1 and then decreases abruptly between the base of unit IV.1 (7%) and the top of unit II (1%). Samples from well C exhibit very low intergranular quartz dissolution (on average 1%), except for three samples between 2,225 and 2,226 m where intergranular quartz dissolution ranges from 4 to 13%. In well D, intergranular quartz dissolution is very low in unit IV.4 (on average 1%) and strongly increases in unit IV.3, with a mean value of 7% (Figs. 4C, D, 8).

These results illustrate that intergranular quartz dissolution can dramatically vary locally and is not related solely to depth. The transition between zones of low and high intergranular quartz dissolution can be sharp. This transition corresponds systematically to a boundary between two glacial sequences, and a glacial erosion surface (glacial pavement) (Fig. 8; see Data Archive for Appendix Table A2).

Quantification of Porosity

In well B, total porosity varies between 0 and 14% (see Data Archive for Appendix Table A2). All sedimentary units in this well include similar

TABLE 1.—Modal composition of major components (vol. %) for samples from wells B, C, and D.

Unit / number of samples	Well B						Well C						Well D																		
	IV.3 sup. (n = 3)		IV.3 inf. (n = 2)		IV.1 (n = 9)		II.B (n = 6)		II.C (n = 3)		IV.4 (n = 9)		IV.3 inf. (n = 23)		II.B (n = 2)		IV.4 (n = 21)		IV.3 inf. (n = 22)												
	min	max	mean	std	min	max	mean	std	min	max	mean	std	min	max	mean	std	min	max	mean	std	min	max	mean	std							
Detrital quartz	40.1	53.4	48.2	59.1	65.4	64.1	80.1	91.0	85.2	70.7	76.8	77.3	56.7	64.4	58.5	63.2	70.7	67.5	61.7	91.2	73.9	68.2	69.2	68.7	59.6	76.7	65.0	71.6	90.0	83.9	
Detrital feldspars	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	8.3	4.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		
Detrital micas	2.3	13.0	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	3.0	0.3	0.0	0.3	0.1	0.3	2.0	1.0	0.0	1.0	0.3	0.0	1.3	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.2	0.0	0.3	
Heavy minerals	0.0	0.3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.1	0.0	0.7	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.1	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.1	0.0	1.0	0.1
Clay minerals	22.0	27.0	23.8	0.3	1.0	0.7	1.0	6.3	1.7	0.7	3.7	1.9	8.0	15.0	10.4	1.3	6.0	4.1	0.3	12.0	4.8	3.3	7.7	5.5	1.7	11.7	6.9	1.3	9.0	3.7	
Titane oxide	0.0	3.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3	1.0	0.0	1.0	0.3	0.3	1.3	0.8	0.0	1.0	0.4	0.0	1.7	0.3	0.0	0.7	0.4	0.0	2.3	0.4	0.0	2.7	0.7	
Pyrite	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	1.7	0.6	0.3	3.0	1.0	0.3	0.3	0.5	0.3	1.3	0.5	0.3	3.3	0.5	0.3	0.3	0.3	0.0	1.0	0.2	0.3	1.3	0.5	
Quartz cements	15.5	15.5	15.5	24.7	26.9	25.8	3.7	10.0	6.9	11.5	17.7	14.6	9.5	9.5	9.5	19.2	25.8	22.3	1.6	18.7	13.6	14.1	22.5	18.3	12.3	24.1	18.7	4.0	19.4	8.8	
Calcite	1.0	3.7	2.2	1.0	8.0	4.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	4.3	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Siderite	0.0	4.3	1.8	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.2	0.0	0.0	0.0	1.7	3.7	2.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	
Bitumen	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Visual porosity	0.0	2.0	1.0	3.8	5.3	4.6	2.8	7.1	4.0	1.3	8.2	4.8	8.8	13.7	11.1	0.9	5.9	3.3	0.5	12.1	6.3	4.6	9.2	6.9	0.2	16.7	8.4	0.8	5.8	2.4	
Dissolution porosity	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Integr. quartz dissolution	-	-	-	0.2	0.3	0.2	3.2	10.0	5.7	0.9	1.4	1.1	0.9	1.1	1.0	0.3	0.7	0.5	0.4	12.7	1.7	2.0	2.2	2.1	0.3	1.1	0.7	1.0	13.2	6.8	
Grain size (µm)	38	59	48	113	141	127	97	226	165	168	226	201	168	234	210	92	199	152	119	304	198	201	360	280	94	491	224	139	443	263	

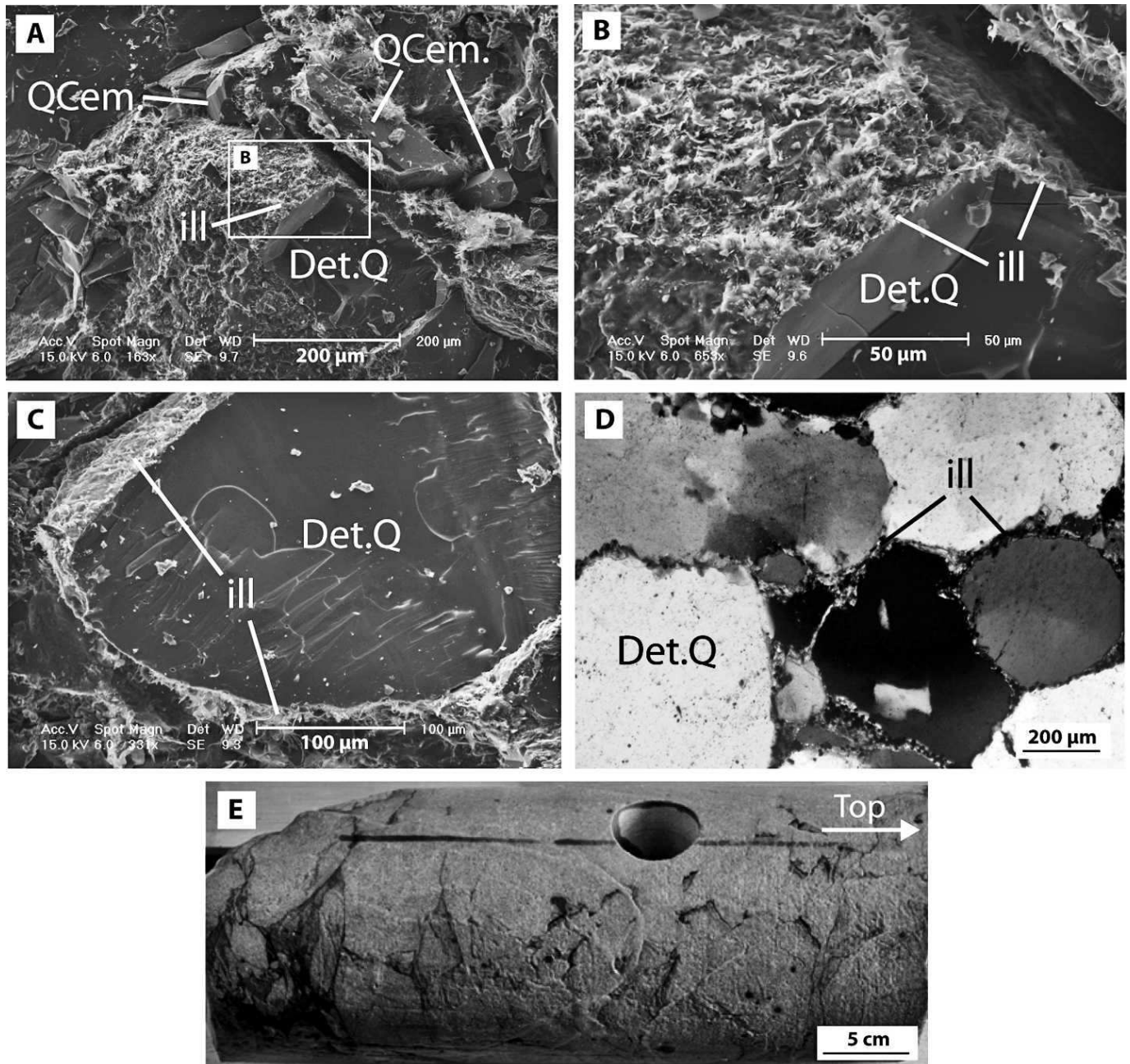


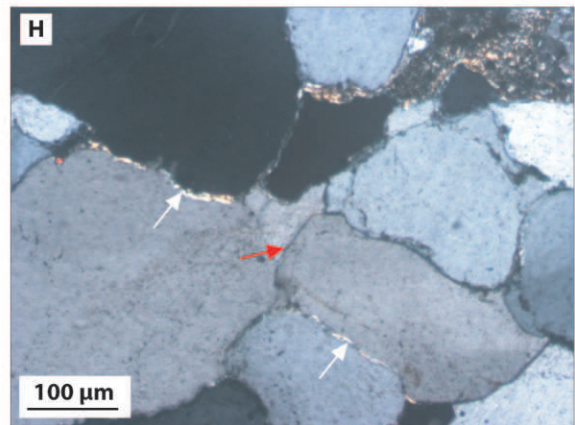
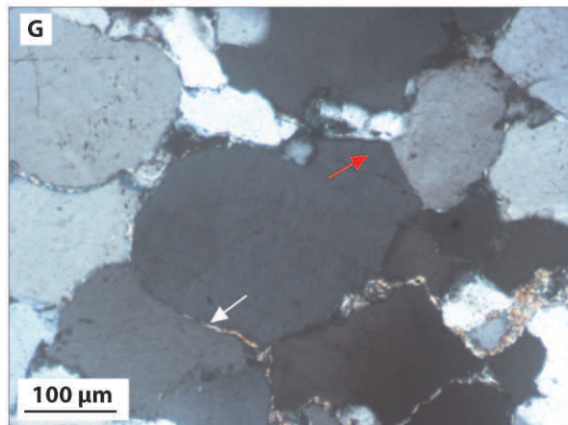
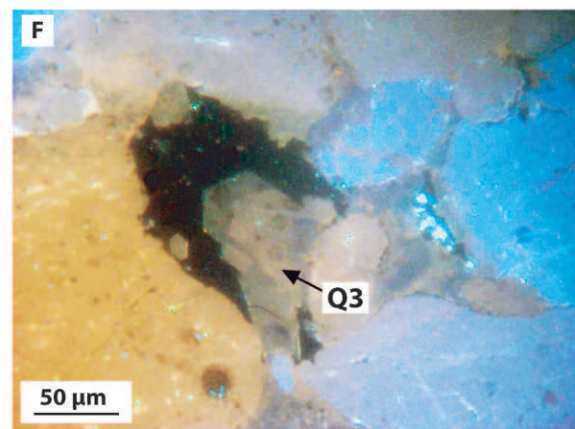
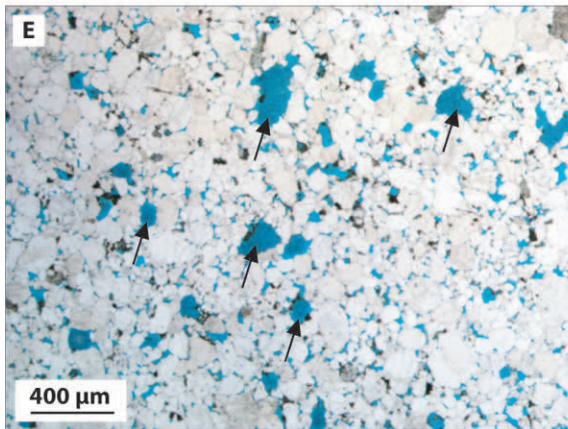
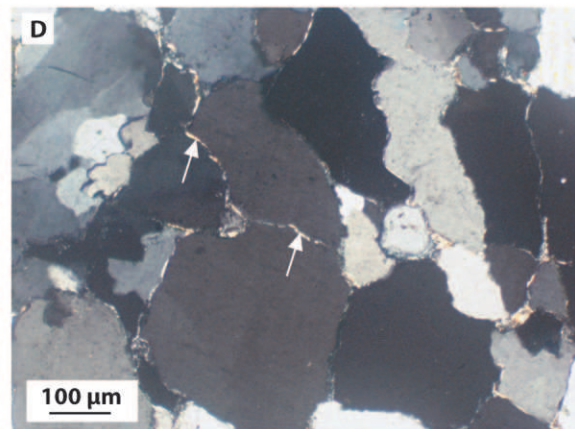
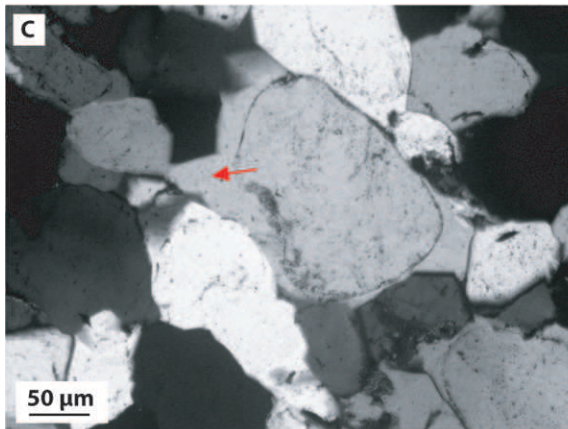
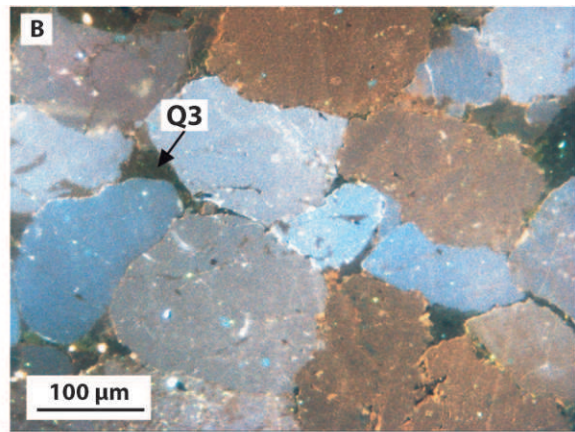
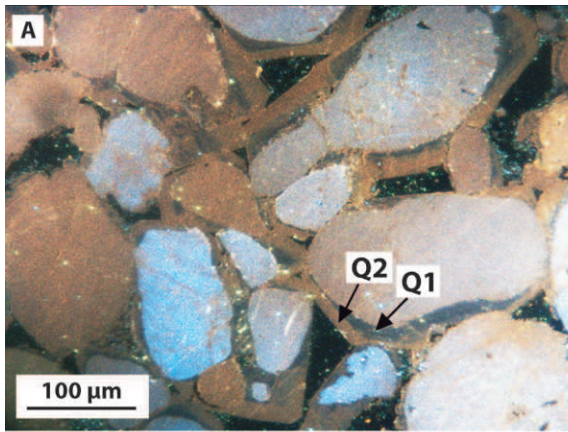
FIG. 3.—**A, B**) Sample from well B, 2,575.75 m (unit IV.1), with thin tangential illite coatings (ill) around detrital quartz grain (Det.Q). The central detrital quartz grain is broken, allowing the observation of its surface coated by illite, in three dimensions. Quartz cements (QCem.) are not coated by illite; their surfaces are clean; SEM images. **C**) Sample from well B, 2,575.75 m (unit IV.1), with a broken surface of detrital quartz grain (Det.Q). The quartz grain is coated by illite (ill) around its original surface; SEM image. **D**) Sample of well C, 2,225.60 m (unit IV.3 inf.), with illite coatings around detrital quartz grains. Quartz grains are sutured (intergranular quartz dissolution); crossed polars. **E**) Core from well D, 2,522 m (unit IV.3 inf.), with fluidized deformation and sediment rearrangement. Sedimentary structures are completely deformed or erased.

porosity ranges, except for the very low porosity of unit IV.3 sup. Well C is similar, with porosity values that range from 0 to 12%, with higher porosity in unit IV.3 inf. than in unit IV.4. However, samples from well D exhibit higher porosities in unit IV.4 (8.5%) than unit IV.3 (2.5%).

Fluid Inclusions

A survey of 130 samples revealed that two-phase fluid inclusions within quartz cements are generally too small to be analyzed. In spite of this, ten

samples from wells A, B, and C rich in two-phase aqueous fluid inclusions (Fig. 9) provided for determination of 354 homogenization temperatures (T_h). Aqueous fluid inclusions homogenized to the liquid phase yielded T_h values ranging from 97 to 157°C (Fig. 10; see Data Archive for Appendix Table A3). For each well, the data exhibit a unimodal normal distribution. Mean T_h is $112 \pm 9^\circ\text{C}$ ($n = 76$) for well A, $126 \pm 12^\circ\text{C}$ ($n = 150$) for well C, and $138 \pm 8^\circ\text{C}$ ($n = 128$) for well D. T_h values of fluid inclusions located at the detrital grain / Q1 boundary range from 97 to 119°C for wells A and C, with a mean value of $106 \pm 6^\circ\text{C}$ ($n = 19$).



T_h values range from 98 to 137°C (mean value of $119 \pm 9^\circ\text{C}$) in quartz overgrowths (Q1 and Q2, not differentiated) in sandstones with low intergranular quartz dissolution, and from 106 to 126°C within quartz-cemented microfractures. T_h values range from 114 to 157°C with a mean value of $136 \pm 9^\circ\text{C}$ for the sandstones with high intergranular quartz dissolution of wells C and D, and also for Cambrian sandstones of well C that contain only Q3 phase.

Aluminum Content in Quartz Cements

Aluminum content was determined with an electron microprobe in five samples from wells B, C, and D (Fig. 11; see Data Archive for Appendix Table A4), in the direction of growth from detrital grain to overgrowth. In detrital grains and the Q2 phase, Al contents are less than 200 ppm (average of 50 ppm). In the Q1 phase, Al contents are notably higher, with a mean value of 575 ppm. However, Al contents are highly variable in the Q3 phase and range between 50 and 1,000 ppm (average of 400 ppm).

DISCUSSION

The results of this study clearly demonstrate that quartz cementation and intergranular quartz dissolution are highly variable in the glacial Ordovician reservoir of the Sbaa Basin. In order to explain the cause(s) of this variability, the origin, conditions, and timing of each quartz cement phase are discussed below. The role of glacial lithofacies architecture on early subglacial processes is also investigated, to understand why intergranular quartz dissolution increases below specific glacial pavements. In another way, the influence of quartz diagenesis on reservoir quality is approached by quantifying the relative importance of quartz cementation and intergranular quartz dissolution to reduction of porosity.

Timing of Quartz Cementation

Fluid inclusions exhibit homogenization temperatures ranging from 97 to 157°C. The pressure correction for T_h is assumed to be negligible due to the presence of dissolved methane (Hanor 1980) in this methane-rich gas reservoir. Fluid inclusions located at boundaries between detrital grains and overgrowths have a mean T_h value of $106 \pm 6^\circ\text{C}$, which reflects the beginning of quartz cementation. However, quartz cementation most likely started at temperatures slightly below the minimal T_h (97°C), inasmuch as quartz cement precipitation would need to reach a certain volume before inclusions could be trapped by quartz (Walderhaug 1990). The mean T_h increases from the detrital grain-overgrowth boundary toward the margin of the quartz overgrowth (106 to 119°C), which probably reflects progressive cementation with burial. Furthermore, the T_h values increase from the Q1 and Q2 phases to the Q3 phase (average of 119 to 136°C), with a peak of 157°C in the Q3 phase. The thermal history profile of the Sbaa Basin for well C (Fig. 12) suggests that quartz cementation most likely occurred during the Viséan–Namurian burial phase, before the Hercynian uplift (340 to 320 Ma).

Sources of Quartz Cement

For the sandstones investigated in this study, internal silica sources that could produce significant amounts of quartz cements at temperatures above 100°C include feldspar dissolution (Siever 1957; Rezaee and Tingate 1997), quartz dissolution at grain contacts, and quartz dissolution along stylolites (Heald 1955; Houseknecht 1988; Walderhaug 1994). The principal potential source of external silica is clay-mineral reactions in shales (Boles and Franks 1979).

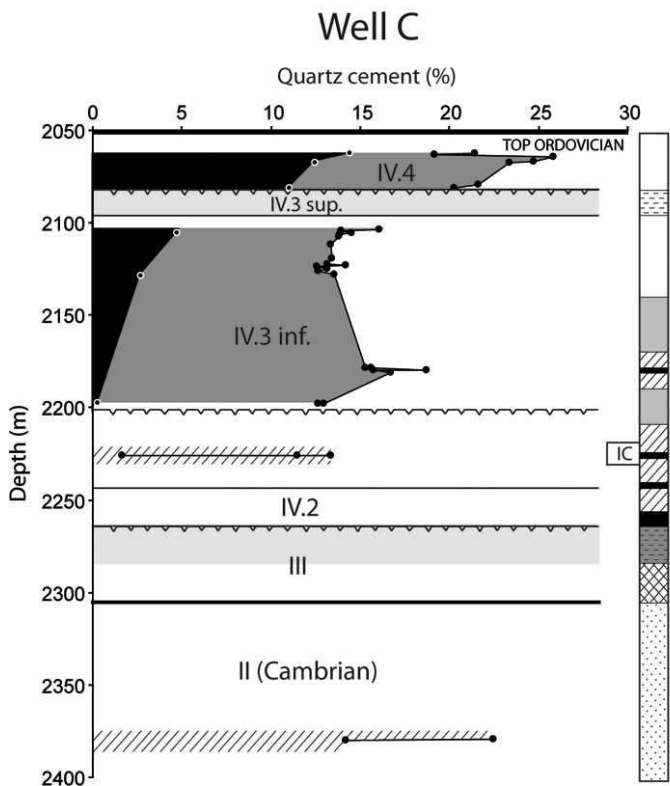
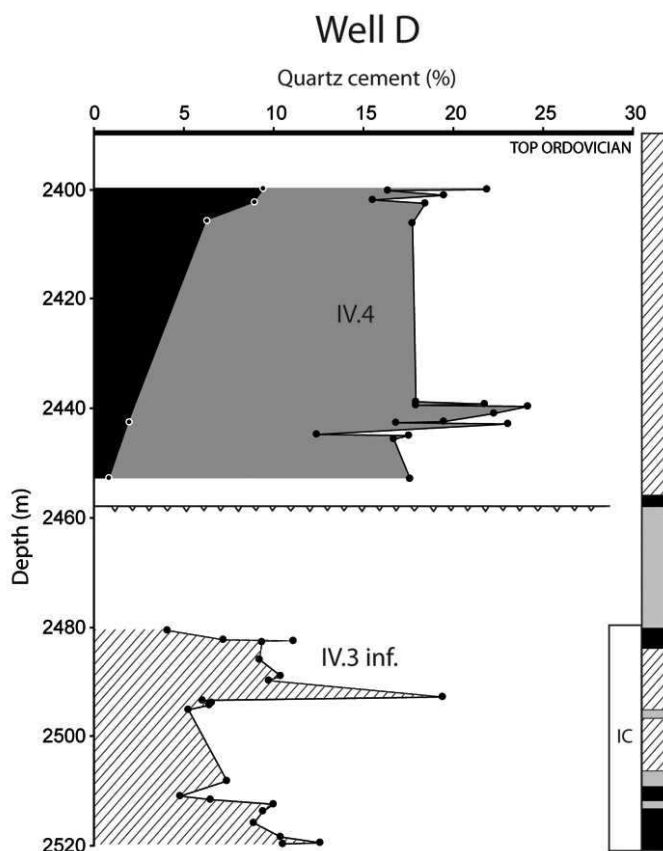
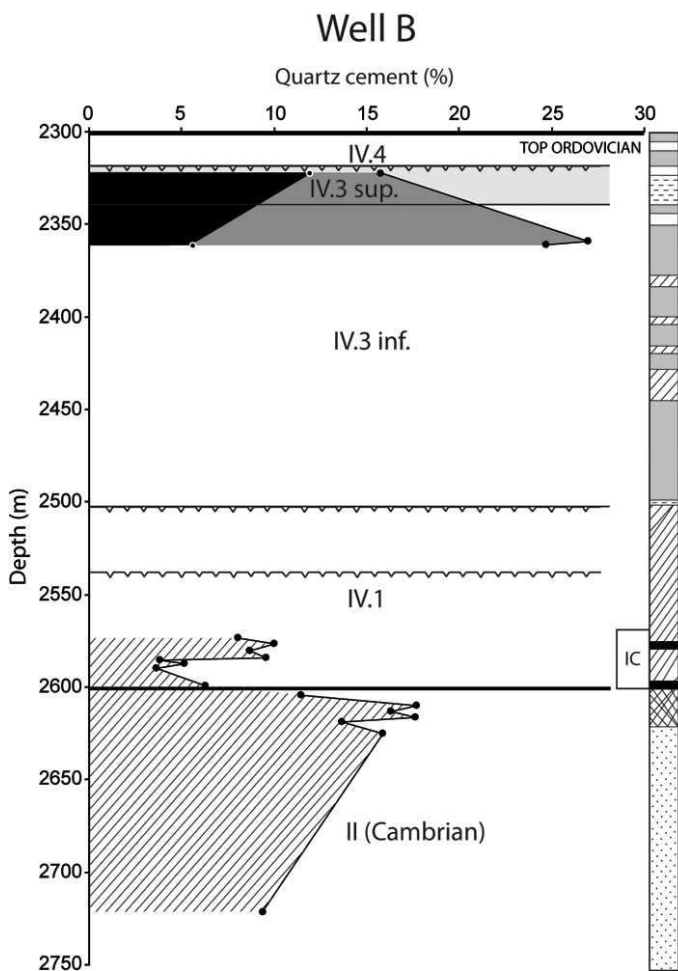
The volume of silica released by K-feldspar dissolution is difficult to quantify. Indeed, the total amount of feldspar that experienced dissolution may be impossible to estimate petrographically, due to the destruction of diagnostic textures during sediment compaction and cementation (Wilkinson et al. 2001). A few samples (well C, top of unit IV.3 inf.; and well D, top of unit IV.4) contain partially preserved secondary porosity, which represents approximately 3 to 10% of the bulk rock volume (average of 5%). Therefore, the contribution from K-feldspar dissolution could supply only a minor proportion of silica for quartz overgrowths.

Quantification of intergranular quartz dissolution provides an estimate of the silica volume released by this reaction (1–13% of the whole rock). According to Houseknecht (1984, 1988), the conventional silica import-export diagram compares the amount of quartz cement to the silica source. This diagram is generally applicable to quartz arenites, and therefore it was used on data obtained during this study (Fig. 13). For well B, unit IV.1 exhibits a balanced silica budget, whereas units IV.3 and II show a net import of silica. Well C is strongly cemented and is a silica importer principally, except for samples located at the base of unit IV.3 that are silica balanced or exporters. In well D, unit IV.4 is clearly a silica importer, whereas unit IV.3 exhibits a balanced silica budget. In general, there is a negative correlation between the proportion of quartz cement and intergranular quartz dissolution.

The amount of quartz dissolved at stylolites is difficult to estimate. Stylolite abundance is variable throughout the Ordovician sandstones (1 to 10 stylolites per meter; Panien 2008). A relation exists between quartz cementation and the distance to nearest stylolite (Fig. 6). It emphasizes the role of stylolites as a silica source in Ordovician sandstones of the Sbaa basin. Walderhaug and Bjørkum (2003) have observed the same trend between both variables for Jurassic quartz arenites from the Barents Sea. However, their quartz cementation values are always $8 \pm 2\%$ lower than in our study, for the same values of distance to nearest stylolite (Fig. 6). In the Jurassic quartz arenites from the Barents Sea, stylolitization is the only silica source (Walderhaug and Bjørkum 2003), whereas in our study multiple silica sources exist. The higher quartz-cementation values observed in the Ordovician sandstones are probably related to additional silica sources (intergranular quartz dissolution, feldspar dissolution, and illitization of smectite).

Illitization of smectite clays could also provide silica for reprecipitation as quartz cement (Leder and Park 1986). A thick succession of Silurian shales directly overlies the Ordovician reservoir. These shales could constitute a potential source of silica if sufficiently rich in detrital smectite

←
FIG. 4.—Petrographic characteristics of illustrative samples. **A**) Sample from well D, 2,406 m (unit IV.4), with Q1 and Q2 phases in an interval with low intergranular quartz dissolution; CL image. **B**) Sample from well D, 2,510.75 m (unit IV.3 inf.), with Q3 phase in sandstones with high intergranular quartz dissolution; CL image. **C**) Sample from well D, 2,439.6 m (unit IV.4), with abundant quartz cement in an interval with low intergranular quartz dissolution; crossed polars. **D**) Sample from well D, 2,482.25 m (unit IV.3 inf.), with thin illite coatings (white arrows) in a unit with high intergranular quartz dissolution; crossed polars. **E**) Sample from well C, 2,105.65 m (unit IV.3 inf.), with well developed dissolution porosity (black arrows); transmitted light. **F**) Sample from well D, 2,519.50 m (base of unit IV.3 inf.), with a quartz overgrowth (Q3 phase) precipitated in a dissolution pore; CL image. **G, H**) Sample from well D, 2,482.25 m (unit IV.3 inf.), with illite coatings around detrital quartz and high intergranular quartz dissolution (white arrows). Where illite coatings are absent at the surface of the original detrital grain, quartz overgrowths are well developed (red arrows); crossed polars.



LEGEND

Silicification phases :	Depositional environment :
■ Q1	▨ AF5 : Distal glaciomarine deposits
■ Q2	□ AF4 : Distal lobe deposits
▨ Q3	▨ AF3 : Proximal lobe deposits
— Unit boundaries	▨ AF2 : Channel deposits
∩ Glacial pavement	■ AF1 : Ice-contact deposits
▨ Clayous levels	▨ Offshore
IC Presence of illite coatings	▨ Estuarine (Cambrian)
	▨ Fluvial (Cambrian)

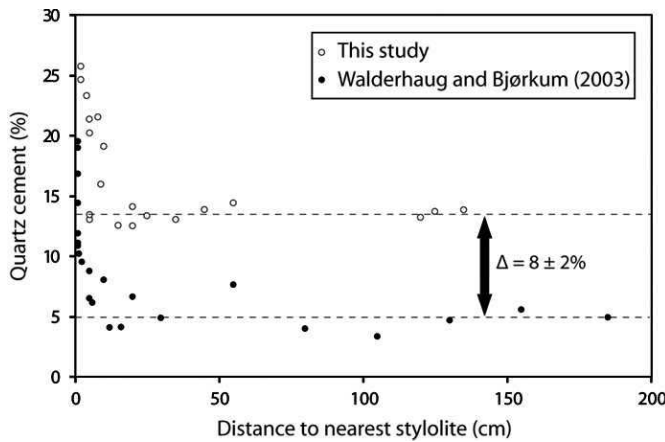


FIG. 6.—Quartz cement proportion as a function of distance to the nearest stylolite. A comparison of our data with Walderhaug and Bjørkum (2003) data for Jurassic quartz arenites from the Barents Sea is presented. The same trend is observed in both studies, but quartz cementation is always higher ($8 \pm 2\%$) in glacial Ordovician sandstones.

(Makhous 2000). Another potential level for the illitization of smectite is the argillaceous unit IV.3 sup.

The Q1 and Q2 phases represent a total proportion of quartz cement ranging between 12 and 27% of the rock. Both phases predate feldspar dissolution, as dissolution pores are enclosed by Q1 and Q2 overgrowths. Possible sources for Q1 and Q2 are illitization of smectite, quartz dissolution at grain contacts, and quartz dissolution at stylolites. Stylolitization is most likely the main silica source for Q1 and Q2, in

that quartz cementation (Q1 + Q2) increases with decreasing distance from nearest stylolite (Fig. 6). The increase in Q1 proportion close to the base of the Silurian shales and near the argillaceous unit IV.3 sup. is probably related to the contribution of clay reactions as a source of silica. However, the extent to which shale diagenesis is an isochemical process or involves significant mass transfer is subject to debate (Evans 1990; Bloch and Hutcheon 1992; Awwiller 1993; Wintsch and Kvale 1994; Sutton and Land 1996; Totten and Blatt 1996).

The Q3 phase in Ordovician sandstones averages 8.5% of the rock and must postdate feldspar dissolution because it extends into dissolution pores (Fig. 4F). Furthermore, Q3 is most developed in sandstones with high intergranular quartz dissolution, where quartz dissolution can release 6.5% silica on average. If only feldspar dissolution and intergranular quartz dissolution are considered as silica sources for the Q3 phase, the silica liberated by both reactions is greater than mean quartz-cement proportion. Indeed, the volume of dissolved quartz at grain contacts is often higher than quartz-cement proportion within the same sample (Fig. 13). Sandstones with high intergranular quartz dissolution were mainly silica exporters because sites for quartz precipitation were rare due to grain coatings (Fig. 4G, H) and reduced porosity due to compaction. Therefore, the silica produced in sandstones with high intergranular quartz dissolution could be transported to more distant sites by fluid movement due to compaction, which most likely contributed to Q1 and especially Q2 precipitation.

Cambrian sandstones are cemented by the Q3 phase. Partially dissolved detrital K-feldspars are replaced by Q3 phase, and stylolites are very abundant (10 to 40 stylolites per meter). The main silica sources in Cambrian sandstones are then probably feldspar dissolution and stylolitization, although intergranular quartz dissolution and illitization of smectite probably also contributed to a lesser degree.

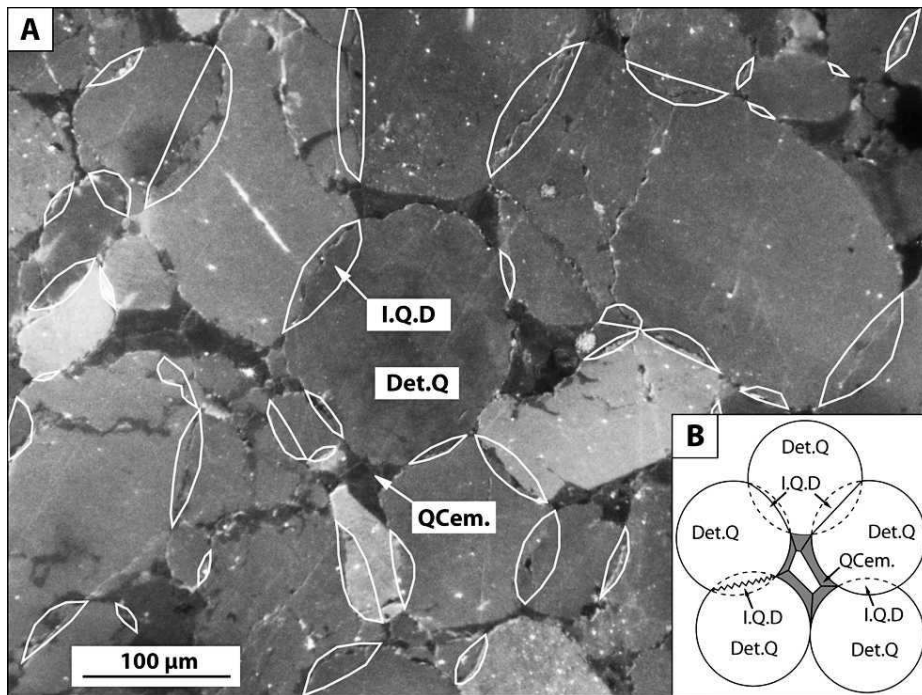
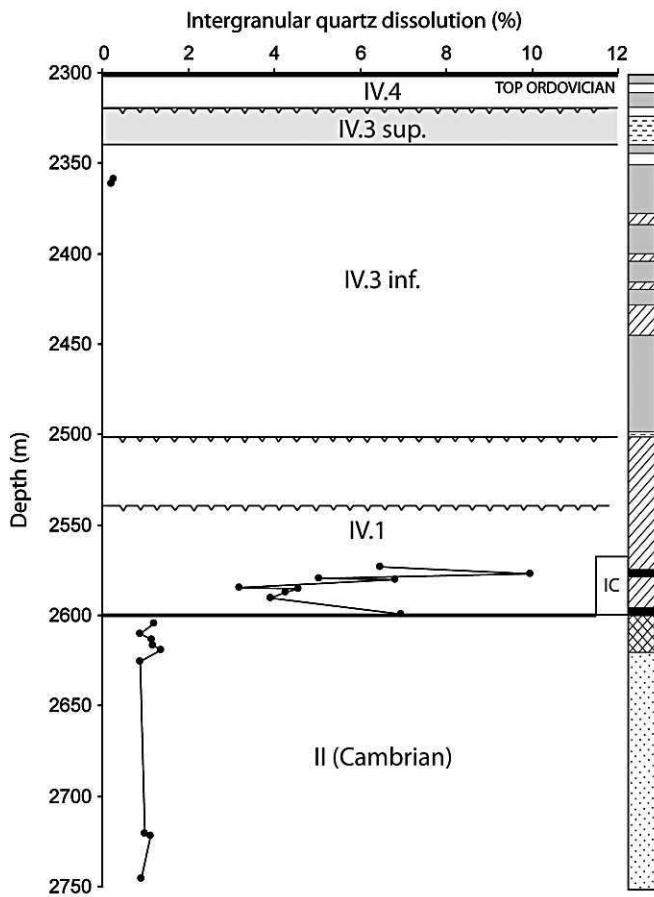


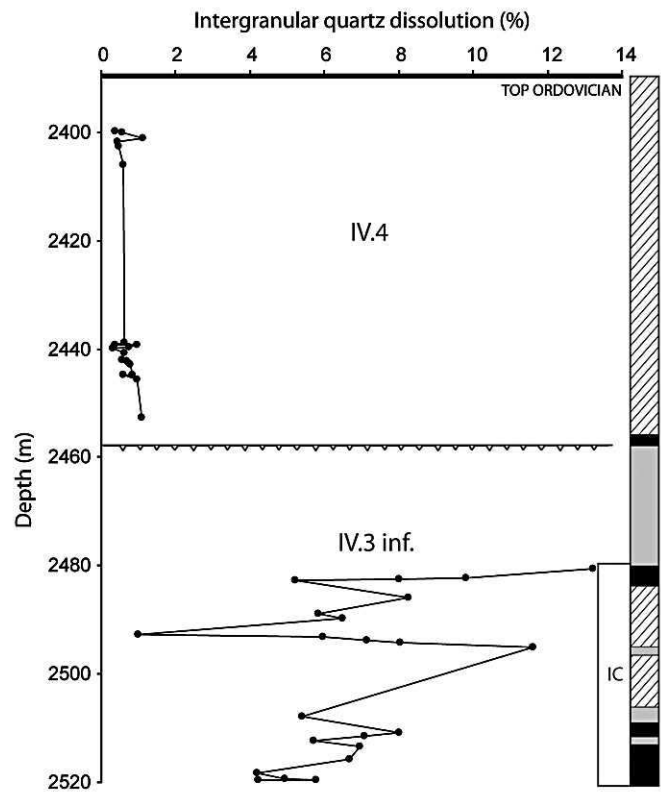
FIG. 7.—Method for estimating the extent of intergranular quartz dissolution. A) White lines outline areas of grain surfaces dissolved. The amount of intergranular quartz dissolution in this example is approximately 8%. B) Schematic illustration of the estimation method for intergranular quartz dissolution (Houseknecht 1984). Det.Q = detrital quartz; QCem. = quartz cement; I.Q.D = intergranular quartz dissolution.

FIG. 5.—Variations in total quartz cement proportion (% of whole rock) and different quartz cement phases in wells B, C, and D. The Q3 phase develops where illite coatings are present and in unit II (Cambrian). Total quartz cementation is lower where illite coatings are present.

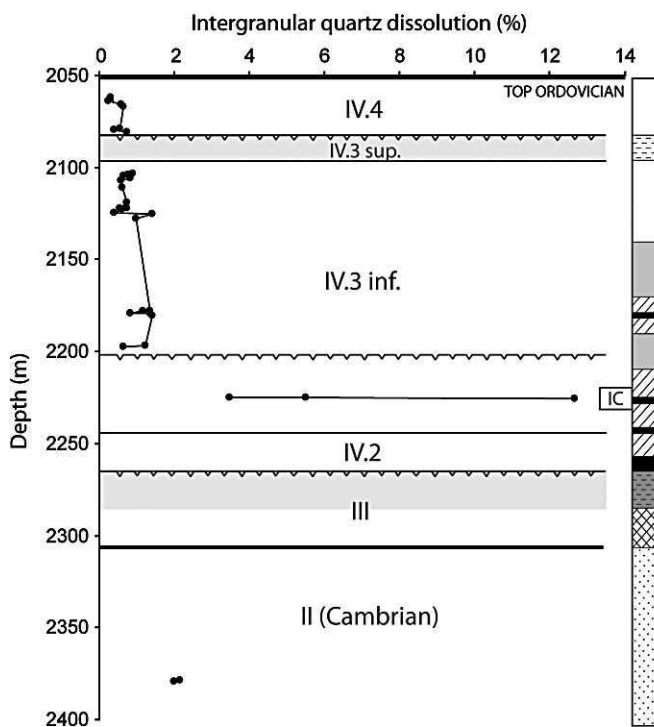
Well B



Well D



Well C



LEGEND

Unit boundaries	AF5 : Distal glaciomarine deposits
Glacial pavement	AF4 : Distal lobe deposits
Clayous levels	AF3 : Proximal lobe deposits
Presence of illite coatings	AF2 : Channel deposits
	AF1 : Ice contact deposits
	Offshore
	Estuarine (Cambrian)
	Fluvial (Cambrian)

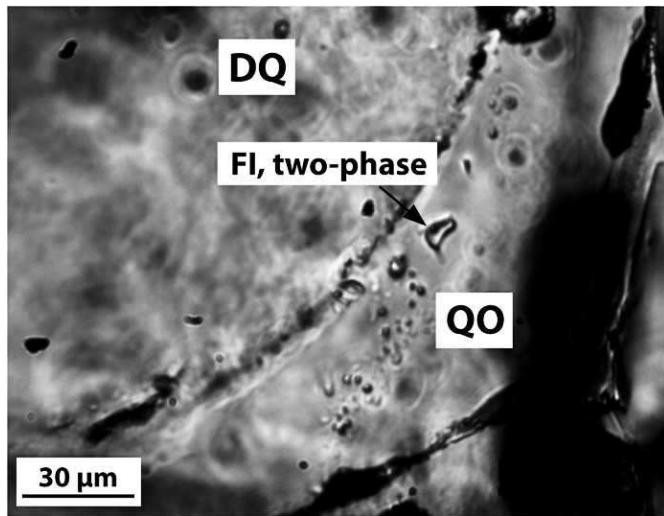


FIG. 9.—Photomicrograph of a two-phase fluid inclusion in a quartz overgrowth (sample from well C, 2,065.98 m). DQ = detrital quartz; QO = quartz overgrowth. The boundary between the detrital quartz grain and its overgrowth is generally marked by small fluid inclusions. This photomicrograph shows a well developed two-phase fluid inclusion in the quartz cement.

Relative Importance of Compaction and Cementation in Reduction of Porosity

The relative importance and impact of compaction and quartz cementation on porosity reduction can be expressed by the relation between the quartz-cement proportion and the intergranular volume (Houseknecht 1987). In the studied wells, the principal process responsible for the loss of porosity appears to differ among sedimentary units. Three domains are represented on the Houseknecht diagram (Fig. 14): domain A represents samples with porosity that is reduced mainly by compaction; domain B indicates samples in which porosity loss is due to both compaction and cementation; and domain C represents samples with porosity that is reduced mainly by quartz cementation. The remaining porosity is lower in domain A because intergranular quartz dissolution and quartz cementation strongly occluded dissolution porosity. Unit IV.4 in wells C and D exhibits a porosity reduction due mostly to quartz cementation, and has the highest remaining porosities. Various units include porosity that is highly reduced by compaction (e.g., unit IV.1 in well B; unit IV.3 inf. in well D; and the bottom of unit IV.3 inf. in well C). These latter units exhibit high intergranular quartz dissolution, low quartz cementation, and the lowest remaining porosities. Cambrian strata exhibit a porosity reduction due to both compaction and quartz cementation. Values of intergranular volume exceeding 30% are due to the dissolution porosity counted in visual porosity measurements.

Intergranular quartz dissolution and quartz cementation are the two major diagenetic processes controlling the porosity reduction of these sandstones. The Houseknecht diagram (Fig. 14) highlights the more destructive effect of intergranular quartz dissolution (compared to quartz cementation) on porosity.

Influence of Subglacial Bedrock Lithology on Diagenetic Processes

As detailed above, some sandstone contains evidence for intergranular quartz dissolution and associated low quartz cementation. Detrital quartz

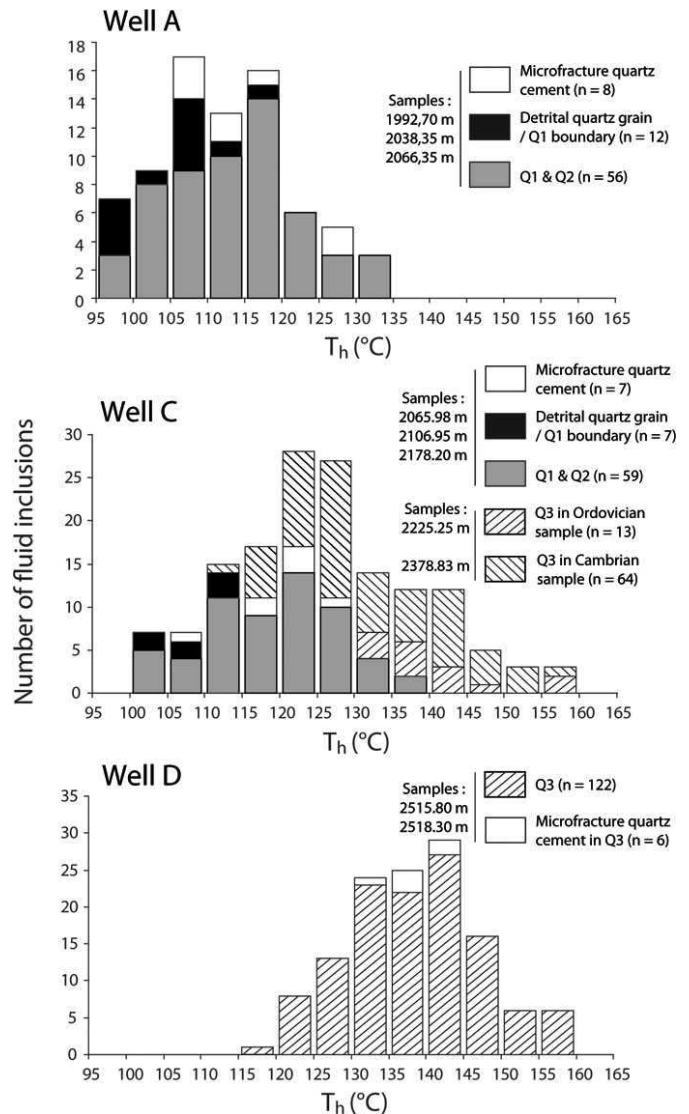


FIG. 10.—Homogenization temperatures (T_h) of two-phase fluid inclusions in samples of wells A, C, and D. Fluid inclusions located at the detrital grain-Q1 boundary have lower T_h than fluid inclusions located in Q1 and Q2 overgrowths. The Q3 phase has the highest values of T_h .

grains in these sandstones have thin illite coatings (Figs. 2, 3A, B, C, D), which are known to enhance the quartz dissolution process (Heald 1955; Weyl 1959; Sibley and Blatt 1976; Dewers and Ortoleva 1991; Renard et al. 1997; Fisher et al. 2000) and to inhibit quartz cementation or decrease the rate of precipitation (Pittman and Lumsden 1968; Heald and Larese 1974; Molenaar 1986; Dixon et al. 1989; Moraes and De Ros 1990; Houseknecht and Ross 1992; Lander et al. 2008). Observations from these strata illustrate that illite coatings around detrital quartz grains are systematically located below glacial pavements (Fig. 2) that separate two sandstone facies of glacial units with low clay contents (AF1 to AF3). Although absent in the upper unit, these coatings are observed up to 60 m beneath glacial pavements in the lower sandy unit. To explain this specific

← FIG. 8.—Variations in the abundance of intergranular quartz dissolution in wells B, C, and D. Intergranular quartz dissolution is very low (< 2%) in each well, except where illite coatings are present (1 to 13%).

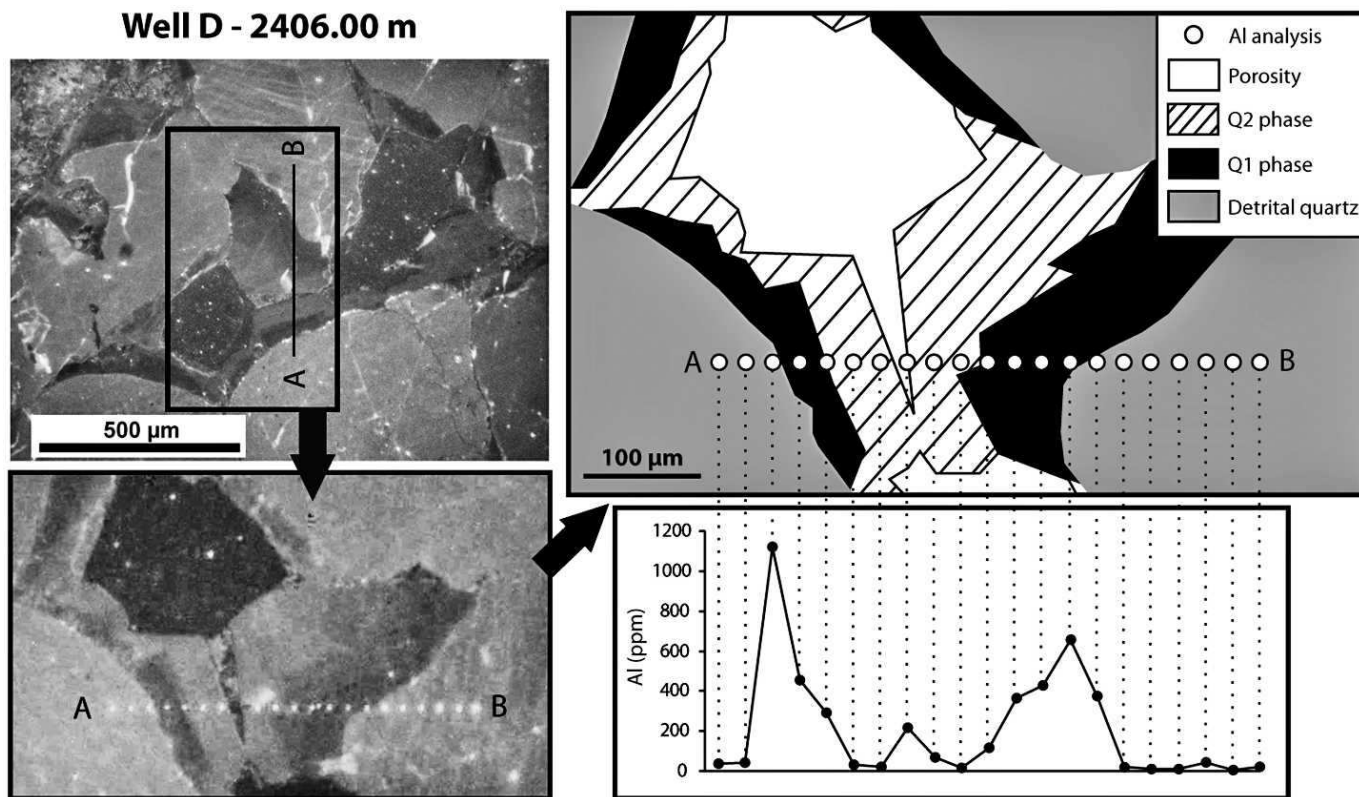


FIG. 11.—Aluminum content across a transect including several depositional grains, and diagenetic phases. Sample is from well D, 2,406.00 m. CL photomicrographs show the analyzed area before and after the electron microprobe analyses (beam-damage zones are highly luminescent). Detrital quartz grains and Q2 phase are Al-depleted, whereas Al contents are notably higher in Q1 phase.

distribution, an underlying mechanism for early illite coating development in such glacial environments is considered.

Many authors have described mechanically infiltrated or illuviated clays in fluvial environments (Matlack et al. 1989; Moraes and De Ros 1990). However, these processes are not fully understood (Buurman et al. 1998). Clay coatings around quartz grains in sandstones can originate from infiltration of muddy water through sandy soils (Matlack et al.

1989), and they have also been reported from deep-water turbidite facies (Houseknecht and Ross 1992). These latter authors described emplacement of clay coatings during turbidite dewatering, associated with liquefied and fluidized deformation of sedimentary structures. Furthermore, Van der Meer et al. (2003) provided evidence of clay coatings in subglacial sandy tills, indicating that pressurized meltwater circulation within subglacial sediments could distribute the clay fraction within the

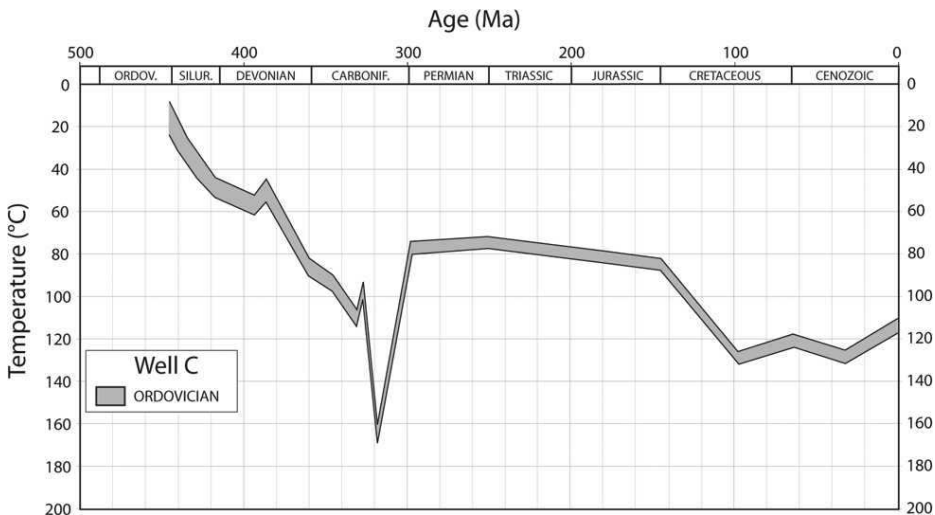
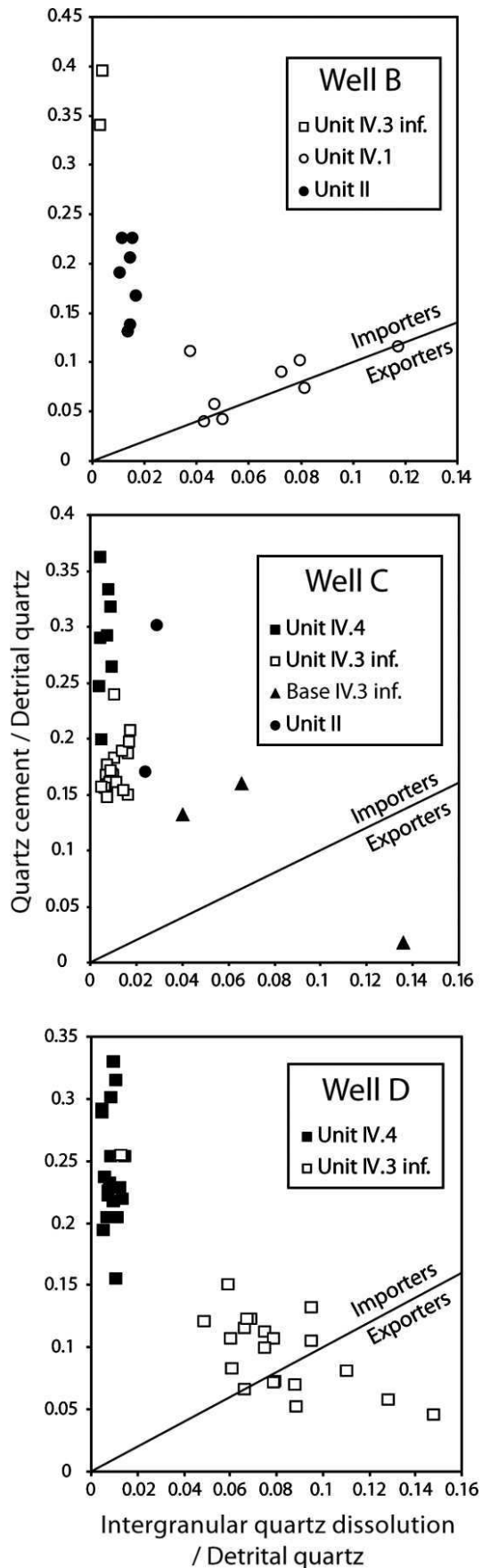


FIG. 12.—Thermal-history curve for well C, based on the burial modeling of BEICIP (1996, 2000). The maximum burial temperature (160°C for the Ordovician succession) is reached at 320 Ma (Namurian).



sands (glacial meltwaters generally have a high clay content). Due to high water pressure, this water flow contributes to the dispersion of clay particles, which could lead to the formation of clay coatings. However, Van der Meer et al. (2003) focused on the first few meters of the till, which is on a smaller scale compared to the present study. Recent studies have demonstrated that very deep meltwater circulation and large-scale drainage systems in subglacial bedrock can exist during glaciation (Boulton et al. 2008; Piotrowski 1997; Piotrowski et al. 2009). Modeling by Piotrowski (1997) and Piotrowski et al. (2009) performed on tunnel valleys in sands demonstrated that subglacial meltwater could reach depths of 200 m below the sediment–ice interface in the absence of permeability barriers. In addition, fluid pressure can be very high below ice sheets due to the ice weight, inducing water-escape structures (Van der Meer et al. 2003) and fluidized deformation until homogenization of the sediments (Denis et al. 2009). Fluidized deformation and sediment rearrangement are apparent in the cores of well D (Fig. 3E) in levels containing clay coatings. In these latter levels, sedimentary structures are deformed or completely erased. In this context, it may be that fluid pressure in the subglacial sediments was important for the deformation of these structures and for the emplacement of the clay coatings observed in the Ordovician samples.

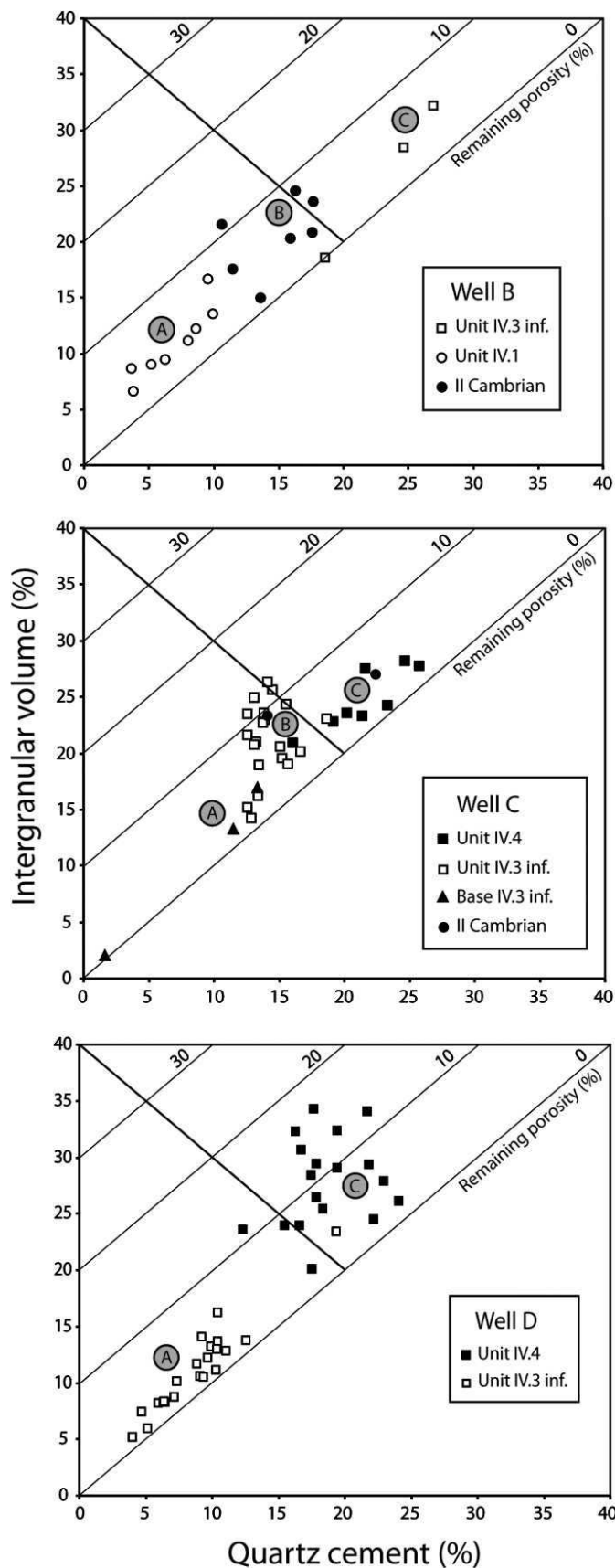
A further observation relates to the mineralogy of the clays. The coatings in the reservoirs are invariably composed entirely of illite. Glacier-derived clays are basically detrital illite and/or chlorite (Chamley 1989). Illite normally forms by physical weathering under a cool and dry climate, and many studies have demonstrated that illite is the predominant clay brought into the ocean by glaciers at high latitudes (Chamley 1989). Thus, although not direct evidence of glacial involvement, the observation of illite coatings is consistent with this interpretation.

In some of the sandstone, clay coatings do not occur under glacial pavements; for instance, in well B, clay coatings promote quartz dissolution in unit IV.1, but the abundance of quartz dissolution abruptly decreases from unit IV.1 to the underlying unit II (Fig. 8). Both units have approximately the same lithology, but unit IV.1 was deposited as the infill of a subglacial tunnel valley formed by the erosion of argillaceous and soft sediments (middle to lower Ordovician series) to harder and lithified Cambrian sandstones. Subglacial water circulation was certainly reduced in the Cambrian bedrock due to low porosity and permeability, and no clay coatings were formed.

Glacial pavements located at the base of unit IV.4 in wells B and C are directly above unit IV.3 sup. This latter unit consists of siltstones with 20 to 30% clay content, reaching 80% in places. The thickness of unit IV.3 sup. ranges from 15 to 20 m in these two wells. Below unit IV.3 sup., unit IV.3 inf. is composed of quartzose sandstones with low clay content, and there is no evidence for clay coatings around quartz grains. Subglacial water circulation was then probably reduced significantly in unit IV.3 inf. of wells B and C. Therefore, the argillaceous unit IV.3 sup. may have acted as a permeability barrier that prevented subglacial meltwaters from flowing in subjacent unit IV.3 inf. This interpretation is consistent with observations of well D, where unit IV.3 sup. is eroded and clay coatings are observed throughout unit IV.3 inf.

In sum, the observations of this study suggest that clay coatings were mechanically emplaced below the ice sheet by pressurized water circulation and subsequent fluid expulsion within sandy subglacial soft bedrock that was initially porous and permeable. This process did not

←
 FIG. 13.—Plots of silica budget for samples of wells B, C, and D. Diagram is based on technique of Houseknecht (1988). Samples with high intergranular quartz dissolution (Unit IV.1 of well B, unit IV.3 inf. (base) of well C, and unit IV.3 inf. of well D) are silica exporters or balanced, whereas other samples with low intergranular quartz dissolution are silica importers.



occur if a layer with sufficiently argillaceous composition was intercalated between the glacial pavement and the sandy layer.

CONCLUSIONS

In Ordovician sandstones of the Sbaa Basin, the amount of quartz cement varies markedly in glacial sedimentary units. Based on fluid-inclusion microthermometry, electron-microprobe data, and quantification by image analyses, several conclusions regarding the origin, timing, and conditions of quartz cementation are apparent:

1. Quartz cementation began at approximately 100°C, and gradually continued during burial to temperatures as high as 160°C. This temperature range indicates that cementation occurred during the Viséan–Namurian burial phase (340 to 320 Ma), before the Hercynian uplift.
2. Three phases of quartz cement were evident from cathodoluminescence and microprobe analyses: the Q1 and Q2 phases formed before feldspar dissolution (100 to 140°C), whereas the Q3 phase partly postdates feldspar dissolution (115 to 160°C).
3. The main sources of silica were quartz dissolution at grain contacts, stylolitization, and feldspar dissolution. Illitization of smectite clays was a potential source for the Q1 phase because Q1 proportion increases in close proximity to the Silurian shales.
4. Intergranular quartz dissolution and quartz cementation are the two major diagenetic processes controlling petrophysical properties of these sandstones. Their contribution to the loss of porosity varies considerably. Areas that experienced significant intergranular quartz dissolution generally contain only minor cement, with porosity loss mainly by compaction, whereas less compacted areas (low intergranular quartz dissolution) have more abundant quartz cement, with partial preservation of intergranular porosity.
5. Sandstones with high intergranular quartz dissolution were mainly silica exporters, which most likely resulted because sites for quartz precipitation were rare due to grain coatings and reduction of porosity due to the compaction.
6. Intergranular quartz dissolution was promoted by the presence of illite coatings around quartz grains. These coatings are systematically located between 0 and 60 m below glacial pavements in the absence of intercalated argillaceous layers. The clay coatings most likely originated from subglacial meltwater circulation below the ice sheet, requiring a sandy subglacial bedrock that was initially porous and permeable. This water circulation was significant in areas of high permeability and minor where low permeability (clay rich) layers interfered with the flow.
7. Overall, the organization of the glacial lithofacies controls the diagenetic architecture and petrophysical properties of the reservoir. Emplacement of clay coatings by subglacial meltwater circulation and subsequent fluid expulsion in sandy bedrocks may be a key process, necessary to understanding the reservoir quality in glacial sandstone facies.

←

FIG. 14.—Plots comparing intergranular volume (= remaining porosity minus quartz-cement proportion) and quartz-cement proportion for samples from wells B, C, and D. Diagram shows the relative importance of compaction processes and cementation to porosity reduction (based on technique of Houseknecht 1987). A, B, and C domains are discussed in the text. Samples with high intergranular quartz dissolution (Unit IV.1 of well B, unit IV.3 inf. (base) of well C, and unit IV.3 inf. of well D) have generally the lowest remaining porosities (< 5%).

ACKNOWLEDGMENTS

We want to thank GDF SUEZ and Sonatrach companies for their enthusiastic support and their permission to publish this work. We would like to take this opportunity to thank the people who have contributed directly or indirectly to discussions concerning this work, in particular Lena Dauphin, Laurent Escare, Jean-François Buoncristiani, and Sébastien Laratte for helpful discussions regarding sedimentological facies deposits. We appreciate the assistance of Rémy Pichon and Olivier Dufaure in scanning electron microscopy and X-ray diffraction. Finally, the authors would like to thank the reviewers Robert Lander and Olav Walderhaug and the associate editor Peter Mozley for their time and effort in reviewing this manuscript.

Appendix Tables 1A–D and 2 are available from JSR's Data Archive: http://www.sepm.org/jsr/jsr_data_archive.asp.

REFERENCES

- AWWILLER, D.N., 1993, Illite/smectite formation and potassium mass transfer during burial diagenesis of mudrocks: a study from the Texas Gulf Coast Paleocene–Eocene: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, p. 501–512.
- BEICIP (1996), Etude de la cuvette de Sbaa: GDF SUEZ Internal Report.
- BEICIP (2000), Evaluation of the gas potential of the Sbaa Basin: GDF SUEZ Internal Report.
- BEUF, S., BIJU-DUVAL, B., DE CHARPAL, O., ROGNON, P., GARIEL, O., AND BENNACEF, A., 1971, Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuité: évolution structurale d'un craton: Institut Français du Pétrole: Paris, Collection Sciences et Techniques du Pétrole, Technip, 464 p.
- BJØRKUM, P.A., 1996, How important is pressure in causing dissolution of quartz in sandstones?: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 147–154.
- BLOCH, J., AND HUTCHEON, I.E., 1992, Silica mass transport during shale diagenesis: are shales a source or sink for silica?, in Kharaka, Y.K., and Maest, A.S., eds., Water–Rock Interaction, Proceedings of the 7th International Symposium on Water–Rock Interaction, Park City, Utah, v. 2, p. 1157–1160.
- BOLES, J.R., AND FRANKS, S.G., 1979, Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstones cementation: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 49, p. 55–70.
- BOUTON, G.S., HAGDORN, M., MAILLOT, P.B., AND ZATSEPIN, S., 2008, Drainage beneath ice sheets: Groundwater–channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets: *Quaternary Science Reviews*, v. 28, p. 621–638.
- BUMBY, A.J., AND GUIRAUD, R., 2005, The geodynamic setting of the Phanerozoic basins of Africa: *Journal of African Earth Sciences*, v. 43, p. 1–12.
- BUURMAN, P., JONGMANS, A.G., AND PIPIJOL, M.D., 1998, Clay illuviation and mechanical clay infiltration—Is there a difference?: *Quaternary International*, v. 51–52, p. 66–69.
- CHAMLEY, H., 1989, *Clay Sedimentology*: Berlin, Springer, 623 p.
- CONRAD, J., 1981, La part des déformations posthercyniennes et de la néotectonique dans la structuration du Sahara central algérien, un domaine relativement mobile de la plate-forme africaine: *Académie des Sciences de Paris Comptes-Rendus*, v. 292, p. 1053–1056.
- DENIS, M., GUIRAUD, M., KONATÉ, M., AND BUONCRISTIANI, J.-F., 2009, Subglacial deformation and water-pressure cycles as a key for understanding ice stream dynamics: evidence from the Late Ordovician succession of the Djado Basin (Niger): *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, p. 1399–1425.
- DESAUBLIAUX, G., CALLOT, J.P., CACAS, M.C., DESCHAMPS, R., ESCHARD, R., AND EUZEN, T., 2005, Outcrop study of the Bled El Mass area: sedimentology, sequence stratigraphy and structural geology: GDF SUEZ Internal Report.
- DEWERS, T., AND ORTOLEVA, P., 1991, Influence of clay minerals on sandstone cementation and pressure solution: *Geology*, v. 19, p. 1045–1048.
- DIXON, S.A., SUMMERS, D.A., AND SURDAM, R.C., 1989, Diagenesis and preservation of porosity in Norphlet Formation (Upper Jurassic), Southern Alabama: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 73, p. 707–728.
- EHRENBERG, S.N., 1990, Relationship between diagenesis and reservoir quality in sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken, Mid-Norwegian continental shelf: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 74, p. 1538–1558.
- EVANS, J., 1990, Quartz dissolution during shale diagenesis. Implications for quartz cementation in sandstones, in Noack, Y., and Nahon, D., eds., Second International Symposium Geochemistry of the Earth's Surface and of Mineral Formation: *Chemical Geology*, v. 84, p. 239–240.
- FABRE, J., 1969, Remarques sur la structure du Sahara Occidental et Central: *Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du nord Bulletin*, v. 60, p. 43–73.
- FABRE, J., 1976, Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines: Alger, Société Nationale d'Édition et de Diffusion, 422 p.
- FISHER, Q.J., KNIPE, R.J., AND WORDEN, R.H., 2000, Microstructures of deformed and non-deformed sandstones from the North Sea: implications for the origins of quartz cement in sandstones, in Worden, R.H., and Morad, S., eds., *Quartz Cementation in Sandstones*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 29, p. 129–146.
- GILES, M.R., 1997, Diagenesis: A Quantitative Perspective; Implications for Basin Modelling and Rock Property Prediction: Dordrecht, Kluwer, 526 p.
- GILES, M.R., STEVENSON, S., AND MARTIN, S.V., 1992, The reservoir properties and diagenesis of the Brent Group: a regional perspective, in Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R., and Brown, S., eds., *Geology of the Brent Group*, Geological Society of London, Special Publication 61, p. 289–327.
- GOLDSTEIN, R.H., AND REYNOLDS, T.J., 1994, Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals: SEPM, Short Course 31, 199 p.
- HANOR, J.S., 1980, Dissolved methane in sedimentary brines: potential effect on the PVT properties of fluid inclusions: *Economic Geology*, v. 75, p. 603–617.
- HEALD, M.T., 1955, Stylolites in sandstones: *Journal of Geology*, v. 63, p. 101–114.
- HEALD, M.T., AND LARESE, R.E., 1974, Influence of coatings on quartz cementation: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 44, p. 1269–1274.
- HIRST, J.P.P., BENBAKIR, A., PAYNE, D.F., AND WESTLAKE, I.R., 2002, Tunnel valleys and density flow processes in the Upper Ordovician glacial succession, Illizi Basin, Algeria: Influence on reservoir quality: *Journal of Petroleum Geology*, v. 25, p. 297–324.
- HOUSEKNECHT, D.W., 1984, Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation, and porosity in a quartzose sandstone: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 348–361.
- HOUSEKNECHT, D.W., 1987, Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 71, p. 633–642.
- HOUSEKNECHT, D.W., 1988, Intergranular pressure solution in four quartzose sandstones: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 58, p. 228–246.
- HOUSEKNECHT, D.W., AND ROSS, L.M., JR., 1992, Clay minerals in Atokan deep-water sandstone facies, Arkoma basin: origins and influence on diagenesis and reservoir quality, in Houseknecht, D.W., and Pittman, E.D., eds., *Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*, SEPM, Special Publication 47, p. 227–240.
- LANDER, R.H., LARESE, R.E., AND BONNELL, L.M., 2008, Toward more accurate quartz cement models: the importance of euhedral versus noneuhedral growth rates: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 92, p. 1537–1563.
- LARATTE, S., 2007, Sédimentologie et stratigraphie des formations glaciaires et fluvioglaciales de l'Ordovicien supérieur d'Algérie du Sud-Ouest: GDF SUEZ Internal Report.
- LEDER, F., AND PARK, W.C., 1986, Porosity reduction in sandstone by quartz overgrowth: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 70, p. 1713–1728.
- MAKHOUS, M., 2000, The Formation of Hydrocarbon Deposits in the North African Basins: *Geological and Geochemical Conditions*: Berlin, Springer, 329 p.
- MATLACK, K.S., HOUSEKNECHT, D.W., AND APPLIN, K.R., 1989, Emplacement of clay into sand by infiltration: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 59, p. 77–87.
- MOLENAAR, N., 1986, The interrelation between clay infiltration, quartz cementation and compaction in Lower Givetian terrestrial sandstones, Northern Ardennes, Belgium: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 56, p. 359–369.
- MORAES, M.A.S., AND DE ROS, L.F., 1990, Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Reconcavo Basin, Northeastern Brazil: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 809–819.
- OELKERS, E.H., BJØRKUM, P.A., AND MURPHY, W.M., 1996, A petrographic and computational investigation of quartz cementation and porosity reduction in North Sea sandstones: *American Journal of Science*, v. 296, p. 420–452.
- PANIEN, M., 2008, Structural synthesis of the Sbaa basin: GDF SUEZ Internal Report.
- PIOTROWSKI, J.A., 1997, Subglacial groundwater flow during the last glaciation in northwestern Germany: *Sedimentary Geology*, v. 111, p. 117–124.
- PIOTROWSKI, J.A., HERMANOWSKI, P., AND PIECHOTA, A.M., 2009, Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 34, p. 481–492.
- PITTMAN, E.D., AND LUMSDEN, D.N., 1968, Relationship between chlorite coatings on quartz grains and porosity, Spiro Sand, Oklahoma: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 38, p. 668–670.
- RENARD, F., ORTOLEVA, P., AND GRATIER, J.P., 1997, Pressure solution in sandstones: influence of clays and dependence on temperature and stress: *Tectonophysics*, v. 280, p. 257–266.
- REZAEI, M.R., AND TINGATE, P.R., 1997, Origin of quartz cement in the Tirrawarra Sandstone, Southern Cooper Basin, South Australia: *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, p. 168–177.
- RODUIT, N., 2006, JMicroVision: image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images, Version 1.2.5. <http://www.jmicrovision.com> (accessed 2 July 2006).
- SIBLEY, D.F., AND BLATT, H., 1976, Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46, p. 881–896.
- SIEVER, R., 1957, Pennsylvanian sandstones of the Eastern Interior Coal Basin: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 27, p. 227–250.
- SUTTON, S.J., AND LAND, L.S., 1996, Postdepositional chemical alteration of Ouachita shales: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 108, p. 978–991.
- TOTTEN, M.W., AND BLATT, H., 1996, Sources of silica from the illite to muscovite transformation during late-stage diagenesis of shales, in Crossey, L.J., Loucks, R., and Totten, M.W., eds., *Siliciclastic Diagenesis and Fluid Flow, Concepts and Applications*: SEPM, Special Publication 55, p. 85–92.
- VAN DER MEER, J.J.M., MENZIES, J., AND ROSE, J., 2003, Subglacial till: the deforming glacier bed: *Quaternary Science Reviews*, v. 22, p. 1659–1685.
- WALDERHAUG, O., 1990, A fluid inclusion study of quartz-cemented sandstones from offshore Mid-Norway—possible evidence for continued quartz cementation during oil emplacement: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 203–210.

- WALDERHAUG, O., 1994, Temperatures of quartz cementation in Jurassic sandstones from the Norwegian continental shelf—evidence from fluid inclusions: *Journal of Sedimentary Research*, v. 64, p. 311–323.
- WALDERHAUG, O., AND BJØRKUM, P.A., 2003, The effect of stylolite spacing on quartz cementation in the Lower Jurassic Sto Formation, Southern Barents Sea: *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, p. 146–156.
- WALDERHAUG, O., LANDER, R.H., BJØRKUM, P.A., OELKERS, E.H., BJØRLYKKE, K., AND NADEAU, P.H., 2000, Modelling quartz cementation and porosity in reservoir sandstones: examples from the Norwegian continental shelf, *in* Worden, R.H., and Morad, S., eds., *Quartz Cementation in Sandstones*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 29, p. 39–49.
- WEC ALGERIA (1995), Well evaluation conference: a compilation of studies carried out by Sonatrach staff and published in association with Schlumberger-France: Schlumberger, 354 p.
- WEYL, P.K., 1959, Pressure solution and the force of crystallisation—a phenomenological theory: *Journal of Geophysical Research*, v. 64, p. 2001–2025.
- WILKINSON, M., MILLIKEN, K.L., AND HASZELDINE, R.S., 2001, Systematic destruction of K-feldspar in deeply buried rift and passive margin sandstones: *Geological Society of London, Journal*, v. 158, p. 675–683.
- WINTSCH, R.P., AND KVALE, C.M., 1994, Differential mobility of elements in burial diagenesis of siliciclastic rocks: *Journal of Sedimentary Research*, v. 64, p. 349–361.
- WORDEN, R.H., AND MORAD, S., 2000, Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies, *in* Worden, R.H., and Morad, S., eds., *Quartz Cementation in Sandstones*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 29, p. 1–20.

Received 14 October 2009; accepted 10 August 2010.