



REPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET
POPULAIRE

MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA
RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITÉ DE KASDI MERBAH – OUARGLA

Faculté Des Hydrocarbures, Des Energies Renouvelables Et Des Sciences De La
Terre Et De L'univers

Département Science De La Terre Et de L'univers

THÈSE

Présentée et soutenue par :

Mr. MOSTEFAI Riad

En vue de l'obtention du

Diplôme de Doctorat en **Géologie pétrolière**

.....

*Etude de l'impact de la diagenèse organique sur le réseau
porale des Schistes de silurien, Basin d'Ahnet, Algérie*

.....

Soutenue le, devant le jury composé de :

- | | |
|---|-------------------------|
| • <i>Mr. Belksier Mohamed Salah (Président)</i> | <i>Univ. Ouargla</i> |
| • <i>Mr. Kadri Mohamed Mehdi (Encadrant)</i> | <i>Univ. Ouargla</i> |
| • <i>Mr. Hacini Messaoud (Co-Encadrant)</i> | <i>Univ. Ouargla</i> |
| • <i>Mr. Zatout Merzouk (Examineur)</i> | <i>Univ. Ouargla</i> |
| • <i>Mr. Melouah Walid (Examineur)</i> | <i>Univ. Ouargla</i> |
| • <i>Mr. Chellat Smaine (Examineur)</i> | <i>Univ. Costantine</i> |
| • <i>Mr. Boudjemaa Abderrazak (Examineur)</i> | <i>Univ. Tlemcen</i> |

Année universitaire : 2023/2024

Remerciements

Je tiens à remercier, primo notre seigneur suprême le tout puissant, second tous les collaborateurs qui m'ont assisté à éclaircir le chemin aboutissant à la préparation de cette thèse



Dédicace

Avec l'expression de ma reconnaissance, je dédie ce modeste travail à ceux qui, quels que soient les termes embrassés, je n'arriverais jamais à leur exprimer mon amour sincère. À l'homme, mon précieux offre du dieu, qui doit ma vie, ma réussite et tout mon respect : mon cher père Abd El Kader. À la femme qui a souffert sans me laisser souffrir, qui n'a jamais dit non à mes exigences et qui n'a épargné aucun effort pour me rendre heureuse mon adorable mère Fatima. À mes chers frères : Mohamed El Amie, Djillali, et Abd El Latif, qui sont un don de Dieu qui m'a soutenu tout au long de la réalisation de cette thèse dans tous les aspects et qui m'a soutenu dans les moments très critiques que j'ai traversés au cours des premières années de ma période de formation. Sans eux, je n'aurais pas pu atteindre cette grande réussite dans ma vie. À ma chère sœur Chahrazed, qui m'a soutenu et aidé pour beaucoup de choses, des conseils très importants, et un soutien psychologique qui a eu un impact direct sur mon psychisme. À mon cher grand-père et à ma chère grand-mère, qui ont été à mon service et m'ont soutenu financièrement et moralement tout au long de la réalisation de ma thèse et qui ont eu très envie que je termine cette thèse et qui ont joué un rôle majeur dans ma motivation et me chargeant d'énergie positive que Dieu les protège et leurs offre la chance et le bonheur. À mes oncles et mes tantes que Dieu leur donne une longue et joyeuse vie. À toutes les familles Mostefai et Boumadani. À tous mes professeurs respectés qui étaient des hommes cachés en complétant la thèse surtout. À tous mes amis et tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin sans oublier Mr. Amine.

Résumé

Dans cette étude, six échantillons de schiste du silurien représentés par : RMD-1, RMD-6, RMD-13, RMD-18, RMD-22, et RMD-27 ont été sélectionnés à différentes profondeurs avec les valeurs suivantes : 2580 m, 2680 m, 2800 m, 2910 m, 2970 m, et 3100 m respectivement, avec différentes compositions minérales ainsi que leur teneur totale en carbone organique (COT) afin de couvrir les changements verticaux qui se sont produits en raison du changement des conditions de sédimentation des couches géologiques qui les portent. Ces échantillons ont été extraits du puits BRZ situé dans la partie nord-ouest du bassin sédimentaire d'Ahnnet, ce dernier est l'un des plus importants bassins sédimentaires contenant du gaz de schiste en Algérie.

La composition minérale des échantillons qui sont qualifiés en tant que des schistes argileux comprenait les minéraux suivants : le quartz avec des valeurs varie entre 9.39 % pour l'échantillon RMD-6, et 15.47 % pour l'échantillon RMD-13, l'albite avec des valeurs varie entre 1.51 % pour l'échantillon RMD-13, et 14.54 % pour l'échantillon RMD-22, l'anorthite avec des valeurs varie entre 5.1 % pour l'échantillon RMD-22, et 7.15 % pour l'échantillon RMD-1, l'orthoclase avec des valeurs varie entre 11.29 % pour l'échantillon RMD-27, et 15.09 % pour l'échantillon RMD-13, la dolomie avec des valeurs varie entre 2.73 % pour l'échantillon RMD-1, et 43.34 % pour l'échantillon RMD-18, la pyrite avec des valeurs varie entre 0.7 % pour l'échantillon RMD-1, et 1.47 % pour l'échantillon RMD-27, et les minéraux argileux qui sont composé de l'illite, kaolinite, muscovite, et chlorite, avec des valeurs varie entre 50.25 % pour l'échantillon RMD-22, et 58.88 % pour l'échantillon RMD-1, cette teneur élevée en minéraux argileux ($> 50\%$); pour lesquels nous avons divisé les échantillons en des échantillons de schiste silurien inférieur et supérieur; rend tous les échantillons plus ductiles que cassants avec une petite différence entre les échantillons de schiste silurien supérieur et inférieur, où les échantillons de schiste silurien inférieur ont un caractère plus siliceux avec une quantité inférieure de minéraux argileux et une quantité supérieure de minéraux cassants, que les échantillons de schiste silurien supérieur qui ont un caractère plus ductile et élastique avec une quantité inférieure de minéraux cassants et une quantité supérieure de minéraux argileux, cette configuration affecte directement l'opération de fracturation hydraulique, car elle réduit l'efficacité de la fracturation des roches pour créer un grand réseau de fracture, pour cette raison, il est préférable de faire l'opération

de fracturation hydraulique dans les échantillons de schiste silurien inférieur qui couvre une profondeur varie entre 2910 m à 3100 m.

Le type de porosité est principalement mésopores (2-50nm), ces pores ont une forme de fente avec une topographie profond avant et après la maturation des échantillons, avec la présence d'autre type de pore en forme de crack pour les échantillons RMD-18, et RMD-22, et en forme de bulle pour l'échantillon RMD-27.

L'effet de la maturation a été clair sur le volume des pores (V_{BJH}) présentent dans les échantillons, où leurs valeurs a été augmenté pour tous les échantillons, pareil que la distribution de la taille des pores où les diamètres de pores ont été varié entre 1.7 nm et 30 nm avant maturation, et devient couvrir des diamètres varie entre 1.7 nm et 100 nm après la maturation. Contrairement au précédent, l'effet a été moins important sur la surface spécifique (S_{BET}), il a été claire pour certain échantillons RMD-1, RMD-6, et RMD-27, où les valeurs de la surface spécifique (S_{BET}) a été augmenté, mais a été diminué pour les échantillons RMD-13, RMD-18, et RMD-22.

Les minéraux argileux sont le facteur principal qui control les paramètres de la structure des pores, où la présence d'illite affect le volume et le surface des pores, par contre, la taille moyenne des pores est liée à la présence du chlorite et de la muscovite.

Mots clés : Schiste ; Ahnet ; Fracturation hydraulique ; Porosité ; Maturation

Abstract

In this study, six Silurian shale samples represented by: RMD-1, RMD-6, RMD-13, RMD-18, RMD-22, and RMD-27 were selected at different depths with the following values: 2580 m, 2680 m, 2800 m, 2910 m, 2970 m, and 3100 m respectively, with different mineral compositions as well as their total organic carbon (TOC) content in order to cover the vertical changes that occurred due to the change of sedimentation conditions of the geological layers that carry them. These samples were extracted from well BRZ located in the northwestern part of the Ahnet sedimentary basin, which is one of the most important shale gas bearing sedimentary basins in Algeria.

The mineral composition of the samples which are qualified as argillaceous shale included the following minerals: quartz with values ranging from 9.39% for sample RMD-6, and 15.47% for sample RMD-13, albite with values ranging from 1.51 % for sample RMD-13, and 14.54 % for sample RMD-22, anorthite with values varies between 5.1 % for sample RMD-22, and 7.15 % for sample RMD-1, orthoclase with values varies between 11.29 % for sample RMD-27, and 15.09 % for sample RMD-13, dolomite with values varies between 2.73 % for sample RMD-1, and 43.34 % for sample RMD-18, pyrite with values varies between 0.7 % for sample RMD-1, and 1.47 % for sample RMD-27, and the clay minerals which are composed of illite, kaolinite, muscovite, and chlorite, with values ranging from 50.25 % for sample RMD-22, and 58.88 % for sample RMD-1, this high clay mineral content ($> 50\%$); for which we divided the samples into lower and upper Silurian shale samples; makes all samples more ductile than brittle with a small difference between the upper and lower Silurian shale samples, where the lower Silurian shale samples have a more siliceous character with a lower amount of clay minerals and a higher amount of brittle minerals, than the upper Silurian shale samples which have a more ductile and elastic character with a lower amount of brittle minerals and a higher amount of clay minerals, This configuration directly affects the hydraulic fracturing operation, because it reduces the efficiency of rock fracturing to create a large fracture network, for this reason, it is preferable to do the hydraulic fracturing operation in the lower Silurian shale samples which covers a depth varies between 2910 m to 3100 m.

The type of porosity is mainly mesopores, these pores have a slit shape with a deep topography before and after the maturation of the samples, with the presence of other type of pore in crack shape for the samples RMD-18, and RMD-22, and in bubble shape for the sample RMD-27.

The effect of ripening was clear on the pore volume (V_{BJH}) present in the samples, where their values were increased for all samples, as well as the pore size distribution where the pore diameters were varied between 1.7 nm and 30 nm before ripening, and becomes covers diameters varies between 1.7 nm and 100 nm after ripening. Unlike the previous one, the effect was less significant on the specific surface area (S_{BET}), it was clear for certain RMD-1, RMD-6, and RMD-27 samples, where the values of the specific surface area (S_{BET}) were increased, but was decreased for RMD-13, RMD-18, and RMD-22 samples.

Clay minerals are the main factor that controls the parameters of the pore structure, where the presence of illite affects the volume and surface area of the pores, on the other hand, the average pore size is linked to the presence of chlorite and muscovite

Keywords: Shale; Ahnet; Hydraulic fracturing; Porosity; Maturation

ملخص

في هذه الدراسة، تم اختيار ست عينات من الشيست السيلوري، ممثلة بـ RMD-1 و RMD-6 و RMD-13 و RMD-18 و RMD-22 و RMD-27 على أعماق مختلفة بالقيم التالية: 2580 م ، 2680 م ، 2800 م ، 2910 م ، 2970 م ، و 3100 م على التوالي ، بتركيبات معدنية مختلفة بالإضافة إلى محتوى الكربون العضوي الكلي (TOC) لتغطية التغيرات الرأسية التي حدثت بسبب تغير ظروف الترسيب الجيولوجي. الطبقات التي تحملها. تم استخراج هذه العينات من البئر BRZ الموجود في الجزء الشمالي الغربي من حوض أحنات الرسوبي، وهو أحد أهم الأحواض الرسوبية الحاملة للغاز الصخري في الجزائر.

تشتمل التركيبة المعدنية للعينات المؤهلة على أنها شيست طيني على المعادن التالية: الكوارتز بقيم تتراوح من 9.39% لعينة RMD-6 ، و 15.47% لعينة RMD-13 ، ألبايت بقيم تتراوح من 1.51% لعينة RMD-13 ، و 14.54% لعينة RMD-22 ، أنورثت مع القيم يختلف بين 5.1% لعينة RMD-22 ، و 7.15% لعينة RMD-1 ، أورثوكلاز مع قيم تتراوح بين 2.11% لعينة RMD-27 ، و 15.09% لعينة RMD-13 ، الدولوميت مع القيم تختلف بين 2.73% للعينة RMD-1 ، و 43.34% للعينة RMD-18 ، البايرايت مع القيم تختلف بين 7.0% للعينة RMD-1 ، و 1.47% للعينة RMD-27 ، والمعادن الطينية التي تتكون من الإيليت ، والكاولينيت ، والمسكوفيت ، و الكلوريت ، بقيم تتراوح من 50.25% لعينة RMD-22 ، و 88.58% لعينة RMD-1 ، هذا المحتوى المعدني الطيني العالي (> 50%) ؛ التي قمنا بتقسيم العينات إلى عينات من الصخر الزيتي السفلي والعلوي ؛ تجعل جميع العينات أكثر مرونة من الهشاشة مع اختلاف بسيط بين عينات السيلوري العلوي والسفلي ، حيث تتميز عينات الصخر السيلوري السفلي بطابع سيليسي أكثر مع كمية أقل من معادن الطين وكمية أكبر من المعادن الهشة ، من السيلوريان العلوي عينات الصخر الزيتي التي تتميز بطابع أكثر مرونة ومرونة مع كمية أقل من المعادن الهشة وكمية أكبر من المعادن الطينية ، يؤثر هذا التكوين بشكل مباشر على عملية التكسير الهيدروليكي ، لأنه يقلل من كفاءة تكسير

الصخور لإنشاء شبكة تكسير كبيرة ، من أجل لهذا السبب ، يفضل القيام بعملية التكسير الهيدروليكي في عينات السيلوري السفلية التي تغطي عمقًا يتراوح بين 2910 م إلى 3100 م.

نوع المسامية هو بشكل أساسي مسام متوسطة، هذه المسام لها شكل شق مع تضاريس عميقة قبل وبعد نضوج العينات، مع وجود نوع آخر من المسام في شكل صدع للعينات RMD-18 و RMD-22 ، وفي شكل فقاعة لعينة RMD-27.

كان تأثير النضج واضحًا على حجم المسام الموجود في العينات، حيث تمت زيادة قيمها لجميع العينات، وكذلك توزيع حجم المسام حيث تباينت أقطار المسام بين 1.7 نانومتر و30 نانومتر قبل النضج، ويصبح الأغشية بأقطار تتراوح بين 1.7 نانومتر و100 نانومتر بعد النضج. على عكس السابق، كان التأثير أقل أهمية على مساحة السطح المحددة (S_{BET}) ، وكان واضحًا لبعض عينات RMD-1 و RMD-6 و RMD-27 ، حيث كانت قيم مساحة السطح المحددة (S_{BET}) زاد ، لكنه انخفض لعينات RMD-13 و RMD-18 و RMD-22.

تعتبر المعادن الطينية هي العامل الرئيسي الذي يتحكم في معالم بنية المسام، حيث يؤثر وجود الإليت على حجم المسام ومساحة سطحها، ومن ناحية أخرى، يرتبط متوسط حجم المسام بوجود الكلوريت والمسكوفيت.

كلمات مفتاحية: الشيست، أحنات، مسامية، تكسير هيدروليكي، النضوج

La table des matières

Remercie	2
Dédicace	3
Résumé	4
Abstract.....	6
ملخص.....	8
La table des matières	10
Liste des figures	16
Liste des tableaux.....	22
Liste des symboles	24
Liste d'abréviation	25
Liste des Annexes	26
Introduction.....	27
I. Chapitre 1 Généralité sur la zone d'étude	30
1. Couverture du domaine minier-hydrocarbures	31
2. Provinces de l'Algérie.....	32
2.1. La province orientale	32
2.2. La province occidentale	33
2.3. La province du nord de l'Algérie	33
3. Les bassins de la province occidentale de la plate-forme saharienne	34
4. Bassin de l'Ahnet.....	37
4.1. Historique de recherche	37
4.2. Situation géographique	38
4.3. Cadre géologique	40
4.4. Stratigraphie du bassin.....	41
4.4.1. Le substratum	41
4.4.1.1. le socle crystallophylien.....	42

4.4.1.2.	La série intermédiaire (La série pourprée le l’Ahnet)	42
4.4.2.	Le Paléozoïque	42
4.4.2.1.	Le Cambro-ordovicien	43
4.4.2.1.1.	La formation des Ajers (Unité II+III-1+III-2).....	43
4.4.2.1.2.	La Formation d’In Tahouite (renferme l’unité III-3).....	43
4.4.2.1.3.	La Formation de Tamadjert (renferme l’unité IV).....	44
4.4.2.2.	Le Silurien	46
4.4.2.3.	Dévonien	46
4.4.2.3.1.	Dévonien inférieur.....	46
4.4.2.3.2.	Dévonien moyen.....	47
4.4.2.3.3.	Dévonien supérieur.....	47
4.4.2.4.	Carbonifère.....	48
4.4.3.	Le Mésozoïque	49
4.4.3.1.	Jurassique	49
4.4.3.2.	Crétacé.....	49
4.4.4.	Le Cénozoïque.....	49
4.5.	Evolution Structurale	54
4.5.1.	La phase panafricaine	54
4.5.2.	La distension Cambro-ordovicienne.....	55
4.5.3.	La compression Taconique	57
4.5.4.	La phase Silurienne.....	58
4.5.5.	La compression Calédonienne (Siluro-dévonienne)	59
4.5.6.	Les déformations du Dévonien moyen à supérieur (Phase Frasnienne) ...	60
4.5.7.	Le soulèvement Hercynien « Varisque » (La phase Hercynienne)	61
4.6.	Cadre pétrolier	65
4.6.1.	Les roches mères	65
4.6.2.	Les réservoirs.....	67

4.6.2.1.	Les Quartzites de Hamra.....	67
4.6.2.2.	Les Grès d'El Goléa.....	67
4.6.2.3.	Les Réservoirs du Gédinnien (Lochkovien)	67
4.6.2.4.	Les Réservoirs du Siégénien (Praguien).....	67
4.6.2.5.	Les Réservoirs du Emsien.....	67
4.6.2.6.	Les Réservoirs du Tournaisien.....	68
4.6.3.	Les roches couvertures.....	69
4.6.4.	Les Pièges.....	70
5.	Potentiel en hydrocarbures	71
II.	Chapitre 2 Géochimie de la roche mère	74
1.	Les argiles.....	75
2.	Les minéraux argileux.....	75
2.1.	Classification des minéraux argileux.....	77
3.	Schiste (shale).....	79
3.1.	Classification de schiste	80
3.1.1.	Classification selon la texture	80
3.1.2.	Classification selon la composition minéralogique	80
3.1.3.	Classification selon le type de cimentation	80
3.1.4.	Classification selon l'environnement de dépôt.....	80
3.1.5.	Classification selon le contenu en matière organique	81
4.	Les hydrocarbures non conventionnels	81
4.1.	Définition.....	81
4.2.	Types des hydrocarbures non conventionnels	81
4.2.1.	Types d'hydrocarbures liquides non conventionnels	82
4.2.1.1.	Les pétroles non conventionnels piégés dans une roche mère	82
4.2.1.1.1.	Les schistes bitumineux (Oil Shale).....	82
4.2.1.1.2.	Le pétrole (L'huile) de schiste (Shale Oil)	82

4.2.1.2.	Les pétroles non conventionnels piégés dans une roche réservoir	83
4.2.1.2.1.	Le pétrole de réservoirs compacts (Tight Oil)	83
4.2.1.2.2.	Les pétroles lourds et extra-lourds	83
4.2.1.2.3.	Les sables bitumineux (Tar sands, Oil sands)	84
4.2.2.	Types d'hydrocarbures gazeux non conventionnels	84
4.2.2.1.	Gaz de réservoirs compacts (Tight Gas).....	84
4.2.2.2.	Gaz de schiste (Shale Gas).....	84
4.2.2.3.	Gaz de Houille (CBM).....	84
4.2.2.4.	Les hydrates de méthane (Gas Hydrates)	85
4.2.3.	La composition chimique de gaz naturel	85
5.	Le gaz de schiste	86
5.1.	Définition.....	86
5.2.	Formes d'existence	86
5.3.	Exploitation	87
5.3.1.	Le forage horizontal (dévié).....	87
5.3.2.	La fracturation Hydraulique	88
5.4.	Impacts environnementaux et sanitaires	91
6.	La porosité	92
6.1.	Définition.....	92
6.2.	La porosité effective et totale	93
6.3.	Type de porosité	94
6.3.1.	La porosité primaire.....	94
6.3.2.	La porosité secondaire	94
6.4.	Classification des pores.....	94
7.	La matière organique	95
7.1.	Origine de pétrole	95
7.2.	Composition de la matière organique	96

7.3.	La richesse en matière organique (COT).....	97
7.4.	Le Kérogène	98
7.4.1.	La formation de kérogène	98
7.4.2.	Les types de kérogène.....	99
7.4.2.1.	Type I.....	100
7.4.2.2.	Type II.....	100
7.4.2.3.	Type III.....	100
7.4.2.4.	Type IV	101
7.4.3.	La maturation de kérogène.....	103
7.4.3.1.	Diagenèse	103
7.4.3.2.	Catagenèse.....	104
7.4.3.3.	Métagenèse.....	104
III.	Chapitre 3 Matériel et méthodes.....	106
1.	Méthodologie générale de la recherche	107
2.	Traitement des échantillons.....	108
3.	Détermination de la composition minéralogique	112
3.1.	Principe de la technique de Diffraction des Rayons X « DRX ».....	113
3.2.	Analyses de diffraction des rayon X de poudre d'échantillons	115
4.	Caractérisation optique des échantillons par la microscopie électronique à balayage « MEB ».....	118
4.1.	Microscope électronique à balayage (MEB).....	118
4.2.	Réalisation d'analyses par MEB	119
5.	Caractérisation par analyse d'adsorption de gas	120
5.1.	Classification des isothermes d'adsorption	122
5.2.	Boucle d'hystérésis d'adsorption.....	124
5.3.	Surface spécifique (S_{BET}) ou « Surface area en anglais ».....	125
5.4.	Volume des pores (V_{BJH}).....	125
5.5.	La distribution de la taille des pores (PSD en Anglais)	126

5.6.	Préparation des échantillons.....	126
5.7.	Analyse par l'adsorption de nitrogène N ₂ en laboratoire	128
6.	Caractérisation géochimique	131
6.1.	Les analyses élémentaires LECO	133
6.2.	Le Pyrolyse Rock-Eval	133
6.3.	Maturation thermique en laboratoire	134
IV.	Chapitre 4 Résultats et Discussions.....	136
1.	Composition minéralogique	137
1.1.	Classification de lithofaciès	140
1.2.	Stabilité minéralogique et fragilité	141
2.	Caractérisation de la structure des pores avant maturation	144
2.1.	La forme et le type des pores	144
2.2.	Surface spécifique (S _{BET}), Volume des pores (V _{BJH}), et la distribution de la taille des pores.....	146
3.	L'effet de la composition minéralogique sur la structure des pores	150
4.	Caractérisation optique par le microscope électronique à balayage (MEB) .	156
5.	Caractérisation géochimique (richesse en matière organique, Type de kérogène, et Stade de maturation).....	165
5.1.	Richesse en matière organique	166
5.2.	Type de kérogène.....	168
5.3.	Stade de maturation	170
6.	Caractérisation de la structure des pores après maturation.....	174
7.	L'effet de la maturation sur la structure des pores	179
	Conclusion	189
	Annexes	192
	Références.....	200

Liste des figures

Figure 1 : Carte de couverture du domaine minier Algérien (ALNAFT 2017).....	32
Figure 2 : Carte du domaine minier et des gisements d'hydrocarbures en Algérie (WEC 2007)	34
Figure 3 : Les bassins sédimentaires de la province occidentale de l'Algérie (WEC 2007)	36
Figure 4 : Situation géographique du bassin de l'Ahnnet (WEC 2007)	39
Figure 5 : Cadre géologique du bassin de l'Ahnnet (Rahmani 2002)	41
Figure 6 : Les association de faciès aux environnements observées dans le cambro-ordovicien de l'Ahnnet et Bled El Mass (Euzen et al in Kracha 2011).....	45
Figure 7 : La colonne Lithostratigraphique du bassin de l'Ahnnet, Illizi, et Berkine et ces principaux discordances (Eschart et al 2010 in Kracha 2011)	50
Figure 8 : Localisation géographique du puits BRZ.....	52
Figure 9 : Colonne lithostratigraphique du puit BRZ	53
Figure 10 : Protérozoïque final -650 Ma (Phase Panafricaine) (C. R. Scotese PALEOMAP Project 2000)	54
Figure 11 : Cambro-Ordovicien (Phase Cambro-ordovicien) (C. R. Scotese PALEOMAP Project 2000)	56
Figure 12 : Ordovicien Final -450 Ma (Phase Taconique) (C. R. Scotese PALEOMAP Project 2000).....	57
Figure 13 : Silurien Moyen -425 Ma (Phase Silurien) (C. R. Scotese PALEOMAP Project 2000)	58
Figure 14 : Dévonien inférieur -390 Ma (Phase calédonienne) (C. R. Scotese PALEOMAP Project 2000)	59
Figure 15 : Dévonien Moyen -380 Ma (Phase Frasnienne) (C. R. Scotese PALEOMAP Project 2001)	61
Figure 16 : Carbonifère inférieur -356 Ma (Phase Hercynienne) (C. R. Scotese PALEOMAP Project 2000)	62
Figure 17 : La carte structurale et éléments tectoniques du bassin de l'Ahnnet (WEC 2007)	63
Figure 18 : Différents phases tectoniques de la plate-forme Saharienne (modifié d'après Boudjemaa 1987)64	
Figure 19 : Richesse et maturité des roches mères du Paléozoïque (WEC 2007)	66
Figure 20 : : Réservoirs du Dévonien inférieur (Gédinnien-Siegénien-Emsien) du bassin de l'Ahnnet-Gourara (WEC 2007).....	68

Figure 21 : Réservoirs du Carbonifère inférieur du bassin de l’Ahnet (WEC 2007).....	69
Figure 22 : Types de pièges du bassin de l'Ahnet (WEC 2007)	70
Figure 23 : Bassins de gaz de schiste et d'huile de schiste d'Algérie (ARI 2013)	72
Figure 24 : Les potentialités mondiale en gaz de schistes (modifié d'après ARI 2013)	73
Figure 25 : Tétraèdre (a) un Tétraèdre isolé, (b) Une feuille de Tétraèdre	76
Figure 26 : Octaèdreun, (a) Octaèdre isolé, (b) Une feuille d’Octaèdre	77
Figure 27 : Les différentes types de minéraux argileux (www.u-picardie.fr 2015)	78
Figure 28 : Distribution des strates de silurien dans les affleurements du Nord de l'Afrique (S. Luning et al 2000, d’après Boote et al., 1998)	79
Figure 29 : Types des Hydrocarbures.....	82
Figure 30 : Étapes de migration des hydrocarbures conventionnels et de ceux de réservoir compact (www. connaissancedesenergies.org 2015).....	83
Figure 31 : Gaz adsorption-désorption dans le charbon (CBM) (Schlumberger.com 2012)	85
Figure 32 : L'adsorption de gaz naturel dans des pores de différents taille (www.bouzac-perigord.fr 2011) .	87
Figure 33 : Schéma du principe de forage horizontal (www.capp.ca 2013)	88
Figure 34 : Différents agents de soutènement (proppants en anglais) (bouzac-perigord.fr 2011)	89
Figure 35 : (a) théorique de la fracturation hydraulique induite avec 2 forages de sens opposés à partir d'un même puit (Pierre Thomas 2010). (b) Plusieurs puits horizontal à partir d'un même endroit.....	90
Figure 36 : Bloc-diagramme de réseau de fractures induites par la fracturation hydraulique (slb.com 2011)	90
Figure 37 : La porosité dans une roche représente le volume vides entre les grains (slb.com 2014).....	93
Figure 38 : Formation du Pétrole (www. connaissancedesenergies.org 2015)	96
Figure 39 : Représentation des fractions organiques dans les roches sédimentaires 'matière organique totale, kérogène, bitume et HC (modifié d'après Tissot et Welte,1978)	97
Figure 40 : Modèle de structure chimique représente un kérogène de type II (Deniau, 2002)	99

Figure 41 : Représentation de l'évolution géochimique des kérogènes et principales zones de formation des hydrocarbures dans le diagramme de van Krevelen. D'après Durand, 1980. 28-Types des kérogènes Type I, Type II, Type III et Type IV (Francois Baudin, 2013)	101
Figure 42 : Types des kérogènes Type I, Type II, Type III et Type IV (Francois Baudin, 2013)	102
Figure 43 : Évolution générale des formes de la matière organique en fonction de la profondeur sans expulsion des hydrocarbures (Modifié d'après Tissot et Welte, 1984).	105
Figure 44 : Organigramme de la méthodologie générale	108
Figure 45 : Nettoyage et lavage des échantillons avec l'eau distillé (Géologie du Sahara-Ouargla, 2020) ...	110
Figure 46 : : (a) Séchage des échantillons au laboratoire dans la température ambiante, (b) broyage (Géologie du Sahara-Ouargla, 2020).....	110
Figure 47 : Des observations microscopique des échantillons en microscope optique (Géologie du Sahara-Ouargla, 2020)	112
Figure 48 : Les directions des interférences constructives décrites par la loi de Bragg	114
Figure 49 : Schéma explique le fonctionnement d'un diffractomètre de rayons X (Modifié d'après Andrew Brouri, 2011).....	115
Figure 50 : Système diffractomètre PANalytical EMPYREAN (CRAPC-Laghouat, 2021).....	116
Figure 51 : Détecteur PIXcel 1D PANalytical technology (CRAPC-Laghouat, 2021)	117
Figure 52 : Des échantillons préparés pour examen à l'aide d'un microscope MEB (CRAPC-Laghouat, 2022)	119
Figure 53 : Microscope électronique à balayage MEB Thermoscientific Quattro S (CRAPC-Laghouat, 2022)	120
Figure 54 : Gamme de tailles de pores généralement analysés par l'adsorption de gaz et porosimétrie par intrusion de mercure (www.mri.psu.edu 2016).....	122
Figure 55 : Classification des isothermes de physisorption classés par IUPAC (Thommes et al., 2015)	123

Figure 56 : Types de boucle d'hystérésis classés par IUPAC (Thommes et al., 2015)	124
Figure 57 : Classification des boucles d'hystérésis et de leurs formes de pores associées (Xu et al., 2020) .	125
Figure 58 : La balance électronique OHROS EXPLORER avec une précision allant jusqu'à 0.00001 (CRAPC-Laghouat, 2021)	127
Figure 59 : L'appareil Micromeritics VacPrep 061 Sample Degas System (CRAPC-Laghouat, 2021)	128
Figure 60 : L'alimentation de réservoir par le nitrogène liquide N2 (CRAPC-Laghouat, 2021)	129
Figure 61 : L'appareil Micromeritics ASAP-2020 Plus (CRAPC-Laghouat, 2021)	129
Figure 62 : Le logiciel « ASAP 2020 Plus Version 2.00 affiche un isotherme d'adsorption (CRAPC-Laghouat, 2021)	130
Figure 63 : Porte échantillon sous forme poudre pour l'analyse par l'adsorption de nitrogène N2 (CRAPC-Laghouat, 2021)	131
Figure 64 : Les paramètres mesurés par la technique la pyrolyse Rock-Eval	133
Figure 65 : Le four de Maturation Nabertherm (30-3000°C) (CRAPC-Laghouat, 2023)	135
Figure 66 : Diagramme en barres empilées de La composition minéralogique des échantillons	139
Figure 67 : Diagramme en barres empilées de la composition des minéraux argileux des échantillons	139
Figure 68 : Diagramme ternaire de la classification des lithofaciès	141
Figure 69 : Diagramme ternaire minéralogie-brittleness-stabilité	143
Figure 70 : Isothermes d'adsorption-désorption de N2 avant maturation des échantillons de schiste silurien du bassin d'Ahnet	145
Figure 71 : Désorption BJH Volume cumulé de pores avant maturation	148
Figure 72 : Désorption BJH Distribution de la taille des pores (PSD en Anglais) des échantillons avant maturation	149
Figure 73 : Variation des paramètres de la structure des pores et de la composition minéralogique en fonction de la profondeur pour tous les échantillons	151

Figure 74 : Diagramme de l'analyse en composantes principales (ACP)	154
Figure 75 : Les corrélations avec un fort coefficient de corrélation de Pearson.....	155
Figure 76 : Image par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-1 avec une échelle de 5um	157
Figure 77 : Image par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-6 avec une échelle de 5um	158
Figure 78 : (a) et (b) sont deux images par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-13 avec une échelle de 5um	159
Figure 79 : (a) et (b) sont deux images par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-18 avec une échelle de 5um	160
Figure 80 : (a) et (b) sont deux images par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-22 avec une échelle de 5um	161
Figure 81 : (a) et (b) sont deux images par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-27 avec une échelle de 5um	162
Figure 82 : (c) et (d) sont deux images par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-27 avec une échelle de 5um pour l'image (C) et 10um pour l'image (d)	163
Figure 83 : Image (e) par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-27 avec une échelle de 3um	164
Figure 84 : Type de la matière organique incluse dans les échantillons représentés dans le Diagramme de Van Krevelen	169
Figure 85 : Tmax vs Profondeur pour déterminer le degré de maturation avant maturation (La maturation - Immature)	172
Figure 86 : Tmax vs Profondeur pour déterminer le degré de maturation après maturation (La maturation- Post-mature)	173
Figure 87 : Isothermes d'adsorption-désorption de N ₂ après maturation des échantillons de schiste silurien du bassin d'Ahnet	175

Figure 88 : : Désorption BJH Distribution de la taille des pores après maturation (Pore size Distribution « PSD » en Anglais)	178
Figure 89 : Comparaison entre les isothermes d'adsorption-désorption de nitrogène pour les échantillons RMD-1, RMD-6, et RMD-13	181
Figure 90 : Comparaison entre les isothermes d'adsorption-désorption de nitrogène pour les échantillons RMD-18, RMD-22, et RMD-27	182
Figure 91 : Histogramme représente la variation de la surface spécifique S_{BET} (m^2 / g) dans le stade Immature et le stade Post-mature	184
Figure 92 : Histogramme représente la variation de Volume des pores V_{BJH} (cm^3 / g) dans le stade Immature et le stade Post-mature	186
Figure 93 : Comparaison de la distribution de la taille des pores (PSD) entre le stade de maturation Immature et Post-mature pour les échantillons RMD-1, RMD-6, et RMD13.....	187
Figure 94 : Comparaison de la distribution de la taille des pores (PSD) entre le stade de maturation Immature et Post-mature pour les échantillons RMD-18, RMD-22, et RMD27.....	188

Liste des tableaux

Tableau 1 : Les différents forages réalisés dans le bassin de l'Ahnet 2009-2011 (Rahmani 2012)	71
Tableau 2 : Tableau représente la classification des pores selon leur diamètre (Classification de IUPAC)	95
Tableau 3 : Tableau représente la classification de la roche mère selon leur contenu en carbone organique totale (Peters and Cassa, 1994)	98
Tableau 4 : Tableau représente la classification de la roche mère selon leur contenu en carbone organique totale (McCarthy, et al, 2011)	98
Tableau 5 : Tableau représente les échantillons, et leurs profondeurs	109
Tableau 12 : Tableau représente la composition minéralogique pour les échantillons	138
Tableau 13 : Tableau représente les paramètres de structure (S_{BET} , V_{BJH} , ... etc.) de pore des échantillons avant maturation	147
Tableau 14 : Tableau de résultats de l'analyse en composantes principales (ACP)	153
Tableau 15 : Les paramètres géochimique obtenus par le Pyrolyse Rock Eval pour les échantillons	165
Tableau 16 : Type de kérogène selon la classification de (Peters & Cassa, 1994)	166
Tableau 17 : La qualité de la roche mère selon la classification de (Peters & Cassa, 1994)	167
Tableau 18 : La richesse en Carbone Organique Totale (COT)	167
Tableau 19 : Index d'Oxygène « IO », et Index d'Hydrogène « IH » pour chaque échantillon	168
Tableau 20 : Le stade de maturation en fonction de température maximale (Tmax) selon la classification de (Peters & Cassa, 1994)	171
Tableau 21 : La température maximale (Tmax) obtenu par Rock Eval pour les échantillons avant la maturation en laboratoire	171
Tableau 22 : La température maximale (Tmax) obtenu par Rock Eval pour les échantillons après la maturation en laboratoire	172
Tableau 23 : Les résultats des paramètres de structure des pores d'échantillons après la maturation	176

Tableau 24 : La quantité adsorbé pour les échantillons avant et après la maturation en laboratoire 179

Tableau 25 : Les résultats de la surface spécifique S_{BET} et la volume des pores V_{BJH} après la maturation 183

Liste des symboles

\emptyset : Porosité en fraction

V_p : Volume des pores

V_{gr} : Volume des grains de la roche réservoir

V_b : Volume « bulk » totale de la roche réservoir

d : la distance réticulaire,

Θ : l'angle d'incidence des rayons X,

n : un entier,

λ : la longueur d'onde des rayons X.

S_{BET} : Surface Brunauer-Emmett-Teller

W : est le poids de gaz adsorbé à une pression relative (P/P_0),

W_m : est le poids d'adsorbat en tant que monocouche de couverture de surface, et

C : est la constante BET.

r_p : rayon des pores,

V_p : volume des pores,

r_k : rayon du capillaire interne,

Δt : épaisseur de la couche de nitrogène adsorbée,

A_c : surface exposée par pore à partir de laquelle le gaz physiquement adsorbé est désorbé

V_p : est le volume poreux total, et

r_p : est le rayon des pores cylindriques $r_p = r_k$ (rayon Kelvin) + t (épaisseur multicouche)

Liste d'abréviation

TCF : Trillion Cubic Feet

US : United State

EIA : Energy Information Administration

ARI : Advanced Resources International

DRX : Diffraction des Rayons X

MEB : Microscope électronique à Balayage

SA : Surface Area

S_{BET} : Surface spécifique Brunauer, Emmett et Teller

V_{BJH} : Volume des pores Barret, Joyner et Halenda

PSD : Pore Size Distribution

WEC : Well Evaluation Conference

DMK : Dalle de M'Kratta

HCS : Humocky cross-stratification

SWC: section without core

TO : Tétraèdre Octaèdre

TOT : Tétraèdre Octaèdre Tétraèdre

TOTO : Tétraèdre Octaèdre Tétraèdre Octaèdre

CBM : Coalbed methane

UICPA : L'Union Internationale de Chimie Pure et Appliquée

IUPAC : International Union of Pure and Applied Chemistry

COT : Carbon Organique Total

Tmax : Température maximale

ISH : Indice de Saturation en Huile

Liste des Annexes

Annexe 1 : Liste de modèles pour l'échantillon RMD-1	192
Annexe 2 : Diffractogramme de l'échantillon RMD-1	193
Annexe 3 : Liste de modèles pour l'échantillon RMD-6	194
Annexe 4 : Diffractogramme de l'échantillon RMD-6	194
Annexe 5 : Liste de modèles pour l'échantillon RMD-13	195
Annexe 6 : Diffractogramme de l'échantillon RMD-13	195
Annexe 7 : Liste de modèles pour l'échantillon RMD-18	196
Annexe 8 : Diffractogramme de l'échantillon RMD-18	197
Annexe 9 : Liste de modèles pour l'échantillon RMD-22	198
Annexe 10 : Diffractogramme de l'échantillon RMD-22	198
Annexe 11 : Liste de modèles pour l'échantillon RMD-27	199
Annexe 12 : Diffractogramme de l'échantillon RMD-27	199

Introduction

Face à la demande mondiale croissante en énergies fossiles, l'évaluation, la caractérisation et la valorisation des réserves non conventionnelles porteuses d'énormes quantités d'hydrocarbures sont devenues un axe de recherches, et ont attiré l'attention de nombreux chercheurs ces dernières années partout dans le monde. Les premiers réserves non conventionnels dans le monde sont : la Chine avec des réserves d'environ 1115 TCF (Trillion Cubic Feet), suivie de l'Argentine par 802 TCF, et occupe la quatrième place mondiale pour un quantité de 707 TCF selon à l'Administration américaine d'information sur l'énergie (US-EIA) (EIA, 2013 et EIA, 2015)

De nombreuses études antérieures ont été publiées concernant la caractérisation des gisements non conventionnels, en particulier ceux liés à la porosité, qui représente un élément clé dans l'évaluation des réserves et l'identification des couches géologiques à haute productivité et rentabilité pour l'extraction, difficiles à évaluer par des moyens traditionnels et méthodes en raison du manque de perméabilité des roches réservoirs non conventionnels, en particulier ceux de nature argileuse. Parmi ces études, nous citons (Cavelan et al., 2019 ; Loucks et al., 2017 ; Wang et al., 2020 ; Whitelaw et al., 2019 ;). L'étude (Wang et al., 2020) dans son protocole, il s'est appuyé sur la sélection d'échantillons de différents degrés de maturité, puis sur la mesure de la porosité de chaque échantillon, puis sur leur comparaison pour connaître la température à maturité et donc sur la porosité, certaines études n'ont pas abordé l'étude de l'effet des minéraux sur les paramètres de structure des pores si bien que l'étude s'appuie à la fois sur la caractérisation quantitative avec la caractérisation qualitative en même temps pour donner des résultats puis des analyses qui sont les plus proches de la réalité.

L'étude précédente de (Cavelan et al., 2019) a montré que le degré de maturité de la matière organique présente dans les échantillons avait un effet fort et significatif sur la porosité des réservoirs pétroliers non conventionnel représentées dans les schistes, cette porosité provient de la matière organique représentée par le kérogène présent dans la roche mère contenant le gaz de schiste, et la qualité de la matière organique elle-même a un effet sur la formation de porosité.

Dans notre étude actuelle, des échantillons avec le même degré de maturité ont été sélectionnés dans le bassin sédimentaire Ahnet - Ain Saleh, qui est considéré comme l'un des bassins sédimentaires qui contiennent d'énormes quantités de gaz de schiste en place estimées à 306.1 Trillion Cubic Feet « TCF » en Algérie (Energy Information Administration « EIA », 2015). Les méthodes reconnues ont

été utilisées dans le protocole d'étude, qui à son tour est couramment utilisé et a été utilisé dans toutes les études précédentes mentionnées ci-dessus liées à la caractérisation des roches réservoirs non conventionnels, la méthode de la diffraction des rayons X « DRX » a été utilisé pour déterminer la composition minéralogique des échantillons par une caractérisation quantitative et qualitative de ces minéraux présents dans les échantillons, le microscope à balayage « MEB » a été utilisé dans la caractérisation à travers des images prises d'échantillons de tailles comprises entre 5 et 10 nm pour montrer les formes des pores existants et leur topographie, et le placement des plaquettes de minéraux argileux qui composent les échantillons, la technique Rock Eval ce qui relève de la caractérisation géochimique des roches mères productrices de pétrole, largement utilisées dans la caractérisation des réservoirs non conventionnels, et la technique d'adsorption de gaz pour la caractérisation des échantillons et des matériaux poreux d'une grande variété, qui a également été utilisé dans la caractérisation d'échantillons de réservoirs non conventionnels de nature argileuse, qui peuvent identifier le type et la forme des pores, la surface spécifique, et le volume des pores, en recouvrant des pores d'un diamètre allant de 1,7 à 300 nm, et ils peuvent également déterminer la distribution des tailles des pores, et il peut déterminer le type et la forme des pores, le volume des pores présents dans le matériau analysé, la surface spécifique, et la distribution de la taille des pores (PSD en Anglais). Un protocole de maturation simulée a été mis en place au laboratoire sur la base d'études antérieures dans ce domaine par les chercheurs (Cavelan et al., 2019) et (Landais et al. 1994) pour les expériences de courte durée en laboratoire, pour but d'atteindre un stade de maturation pour les échantillons immatures.

Cette étude représente une référence scientifique et académique forte dans le domaine de la caractérisation d'échantillons de réservoirs pétroliers non conventionnels, qu'ils contiennent du gaz de schiste ou tout autre type d'hydrocarbures non conventionnels, en particulier dans le bassin d'Ahnet, car cette région manque de ce type d'études détaillées et précises à l'échelle nanométrique, et il aide les compagnies pétrolières spécialisées dans le domaine de l'exploration et de l'exploitation à identifier les couches géologiques qui contiennent de grandes et importantes quantités de gaz de schiste, ce qui donne une productivité et une rentabilité élevées sur le plan économique, et elle répond à des questions scientifiques et à des recherches académiques intéressées par l'étude de l'effet de la maturation par la pyrolyse sur la porosité d'échantillons des réservoirs pétroliers non conventionnel, ainsi que l'effet des minéraux sur la porosité des roches, et pour cela, les objectifs de cette étude se résument comme suit :

- Caractérisation quantitative et qualitative des composants minéraux présents dans les échantillons et leur classification de lithofaciès, et déterminer la stabilité minéralogique et la fragilité de ces échantillons.
- Caractérisation des structures des pores par la détermination du type et la forme des pores, le volume des pores, la surface spécifique (SA), et la distribution de la taille des pores (PSD) avant et après la maturation.
- Etudier l'effet de la composition minéralogique sur la structure des pores.
- Caractérisation optique par le microscope à balayage (MEB) des pores présent dans les échantillons et la détermination de leur type et forme.
- Application du protocole de maturation en laboratoire sur des échantillons pour obtenir des échantillons avec un degré de maturité avancé.
- Caractérisation géochimique des échantillons avant et après leur maturation, par la détermination des paramètres géochimique, la richesse de la matière organique présente et leur type et stade de maturation.
- Etudier l'effet de la maturation sur le réseau porale de ces échantillons.

I. Chapitre 1

Généralité sur la zone d'étude

1. Couverture du domaine minier-hydrocarbures

En Algérie, le domaine minier hydrocarbures en générale recouvre une superficie atteindre 1 730 024.16 km², cette superficie est regroupée par deux domaines, le premier est l'onshore, qui recouvre la quasi-totalité de surface avec 1 623 397.2 km², parce que représente la surface continentale de l'exploration, par contre l'offshore qui est le deuxième domaine occupe une superficie près de 106 620.34 km², ce dernier représente la surface marine destiné à la découverte.

Concernant l'onshore, la surface occupée par l'activité recherche (km²) par Sonatrach seul et en partenariat est de 514 283.48 km², et la Surface occupée par les travaux de prospection (km²) est de 354 309.07 km², et dernièrement, la surface libre (km²) est de 667 849.45 km² (Fig. 1).

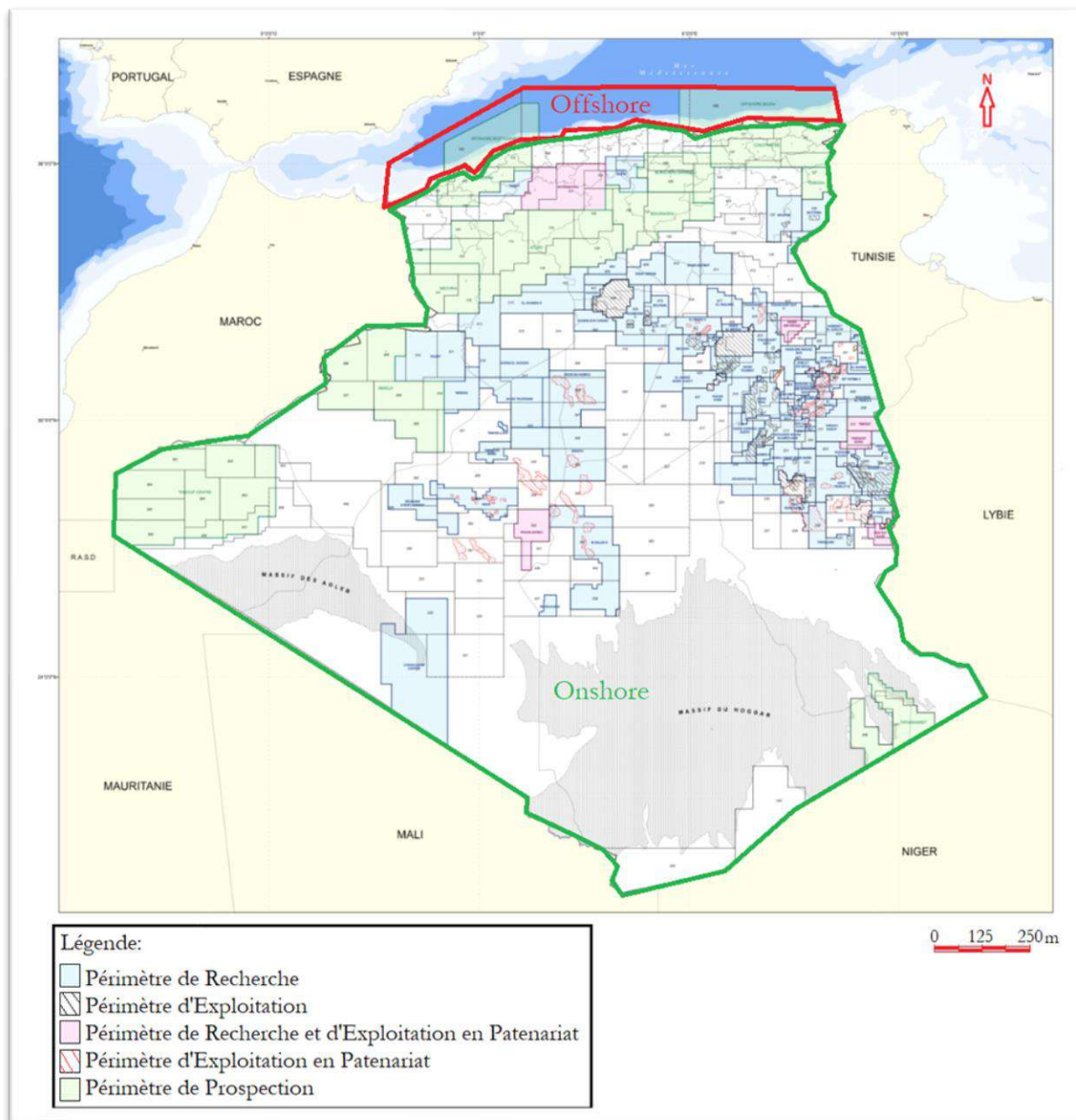


Figure 1 : Carte de couverture du domaine minier Algérien (ALNAFT 2017)

2. Provinces de l'Algérie

D'un point de vue pétrolier, l'Algérie est subdivisée en trois provinces globales qui regroupent plusieurs bassins sédimentaires sur le plan minier (Fig. 2) :

2.1. La province orientale

Recouvre une surface près de 493632 km², regroupe les bassins de Hassi Messaoud, Illizi, et Oued Mya, qui sont paléozoïque, et le bassin de Berkine sous forme de dépression est un bassin intracratonique, avec une série sédimentaire atteindre les 6000 m, et le moins affecté par l'érosion

hercynienne, c'est le bassin le plus complet qui se regroupe les trois séries sédimentaires, paléozoïque, mésozoïque, et cénozoïque.

Cette province renferme les gisements les plus importants dans l'Algérie qui sont Hassi Messaoud et Hassi R'Mel, dans cette province l'activité exploration des hydrocarbures est concentré depuis dizaine d'années. La quasi-totalité de cette province a été découverte.

2.2. La province occidentale

Comprend les bassins de l'Ahnet, Béchar, Tindouf, Sbâa, Reggane, Taoudeni, Mouydir, et Timimoun.

Cette province présente une importance pour les sociétés pétrolières, elle est essentiellement à gaz sec, elle au cours d'exploration, durant le premier semestre de l'année 2016, Sonatrach a découvert 2 Découvertes de gaz à condensat dans cette province, l'un au bassin de Béchar, et l'autre au Sbâa. Ces dernières années, cette province a connu une activité d'exploration intense à cause des résultats positifs de programme d'exploration.

La série sédimentaire paléozoïque est puissante, atteindre les 8000 m dans le bassin de Tindouf, et 6000 m dans le bassin de Tindouf.

Notre zone d'étude est focalisée dans cette partie, exactement dans le bassin de l'Ahnet.

2.3. La province du nord de l'Algérie

Le nord de l'Algérie est constitué du nord au sud par les domaines suivants :

Le domaine offshore : qui s'étend sur le long de la côte algérienne, l'Algérie a été faire la corrélation avec l'Espagne concernant possibilités d'existence des ressources d'hydrocarbures, Sonatrach a été lancer un programme d'exploration dans cette province.

L'Atlas tellien qui englobe deux bassins très importants sur le plan de découverte d'hydrocarbures, l'un est le bassin de Chélif, exacte à Ain El Zeft où l'exploration des hydrocarbures est de la première fois a été lancer en 1892, et l'autre c'est le bassin d'El Hodna, les deux sont néogènes post-orogéniques.

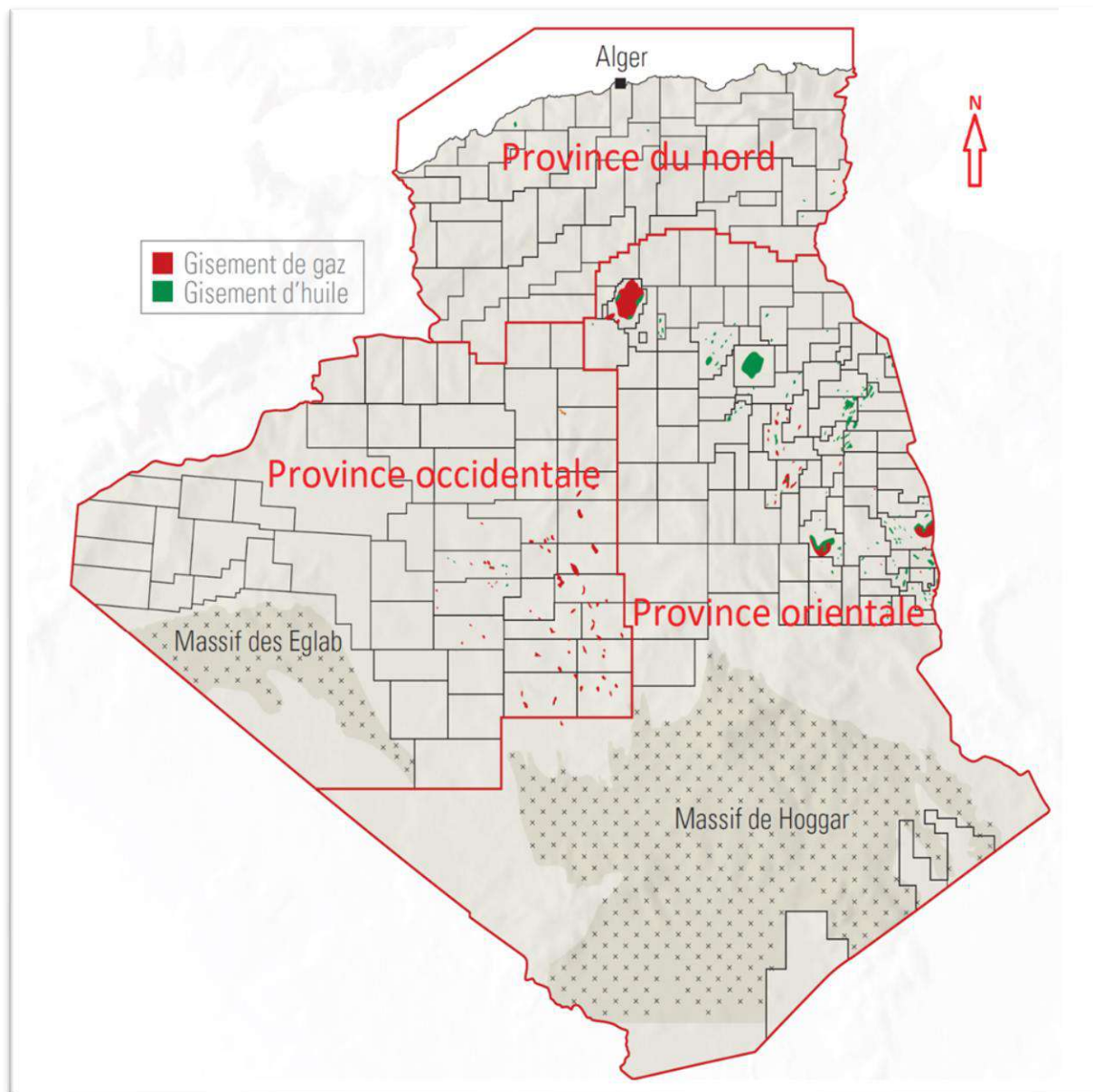


Figure 2 : Carte du domaine minier et des gisements d'hydrocarbures en Algérie (WEC 2007)

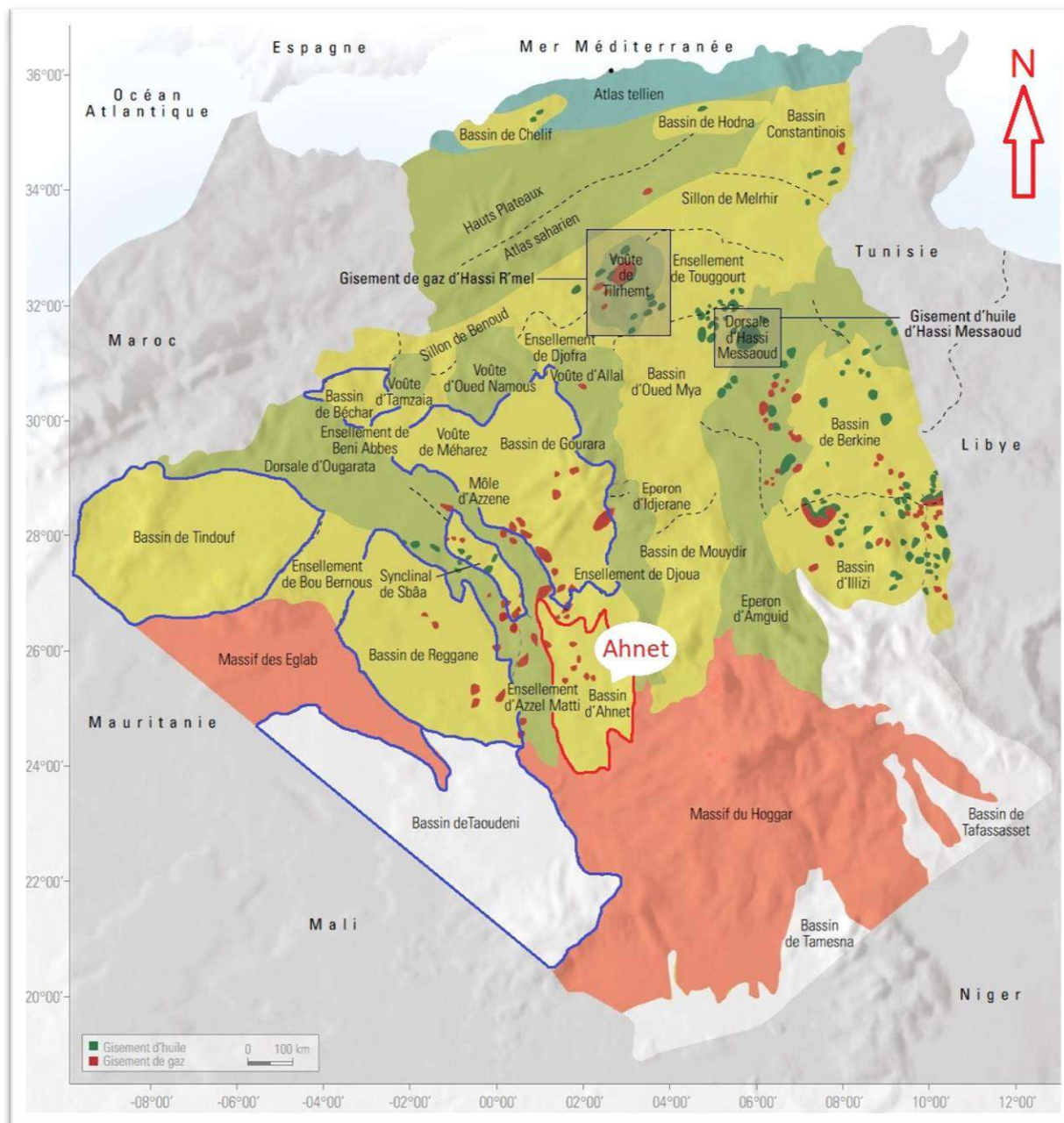
3. Les bassins de la province occidentale de la plate-forme saharienne

Avec une superficie de plus de 650000 km², la région ouest de la plate-forme Saharienne englobe sept bassins géologiques sont :

- Ahnet.
- Béchar.
- Reggane.

- Tindouf.
- Taoudeni.
- La cuvette de Sbâa.
- Gourara.

Ils sont séparés par des hauts structuraux (Azzel Mati, Djoua, Azzène, Ougarta et Bou Bernous). Parmi ces bassins, Ahnet est le premier bassin où le gaz du Sahara est premièrement découvert dans le puits de Djebel Berga-1 en 1953, précisément dans les séries de Cambro-ordovicien et Dévonien (Fig. 3).



4. Bassin de l'Ahnet

4.1. Historique de recherche

Les premiers travaux de reconnaissance de la région ont été commencés au début de 19^{ème} siècle, par la première synthèse géologique de l'Autrichien Oscar Lenz en 1880, cette étude a été concerné par le Maroc jusqu'à Mali, en passant par le Sahara d'Algérie, c'est au bord de cette étude, les fossiles du Dévonien et du Carbonifère ont été déterminés.

Au cours du 20^{ème} siècle, Gautier (1906) ; Menchikoff (1924, 1930, 1949) ; Meyendrof (1938) ; Fallot (1948) ; Pouyetto (1952) ; L'équipe de l'Institut algérien du Pétrole « IAP » (1970) ; Beuf et al. (1971) ; des cartes géologiques à différent échelles ont été levées à partir de ces travaux par Fabre (1972, 1978).

A partir du les années 50, la prospection pétrolière a été lancé dans cette zones, le gaz du Sahara est premièrement découvert dans le puits de Djebel Berga-1 dans cette zone, en 1953, précisément dans les séries de Cambro-ordovicien et Dévonien, donc l'Ahnet est le premier bassin de découverte du gaz.

D'autre travaux concernant les thèses de magister et doctorat tel que :

- H. Mezlah (2006) ; les mud-mounds du Dévonien moyen du bassin de l'Ahnet et ses régions limitrophes (Sud-ouest Algérien). Sédimentologie-Diagénèse.
- M. Akkouche (2007) ; Application de la datation par trace de fission à l'analyse de la thermicité des bassins à potentialités pétrolières (cuvette de Sbâa et Ahnet Nord).
- N. Kracha (2011) ; Relation entre sédimentologie, fracturation naturelle et diagénèse d'un réservoir à faible perméabilité, application aux réservoirs de l'Ordovicien, bassin de l'Ahnet, Sahara central, Algérie
- Bachenine épouse Kecir (2012) ; Sédimentologie et stratigraphie séquentielle du Cambro-ordovicien de l'Ahnet comparées à celle de l'Ougarta.
- M.M Kadri (2017) ; Evaluation et caractérisation des schistes du Silurien dans le bassin d'Ahnet.

Des différents articles scientifiques, et des livres tel que :

- Fabre (2005) ; Géologie du Sahara occidental et central.

- WEC (2007) ; Document Sonatrach.

4.2. Situation géographique

Couvre une superficie de 75000 km², le bassin Ahnet est situé dans la partie centre-occidentale du Sud Algérien, Il est considéré comme la province le plus riche en gaz sec de la plate-forme saharienne (Fig. 4).

Il se trouve à environ 1200 km au sud d'Alger, et à 280 km à l'est d'Adrar.

Il est placé entre les coordonnées suivantes :

- 01° 00' et 03° 00' longitude est.
- 24° 00' et 27° 00' latitude nord.

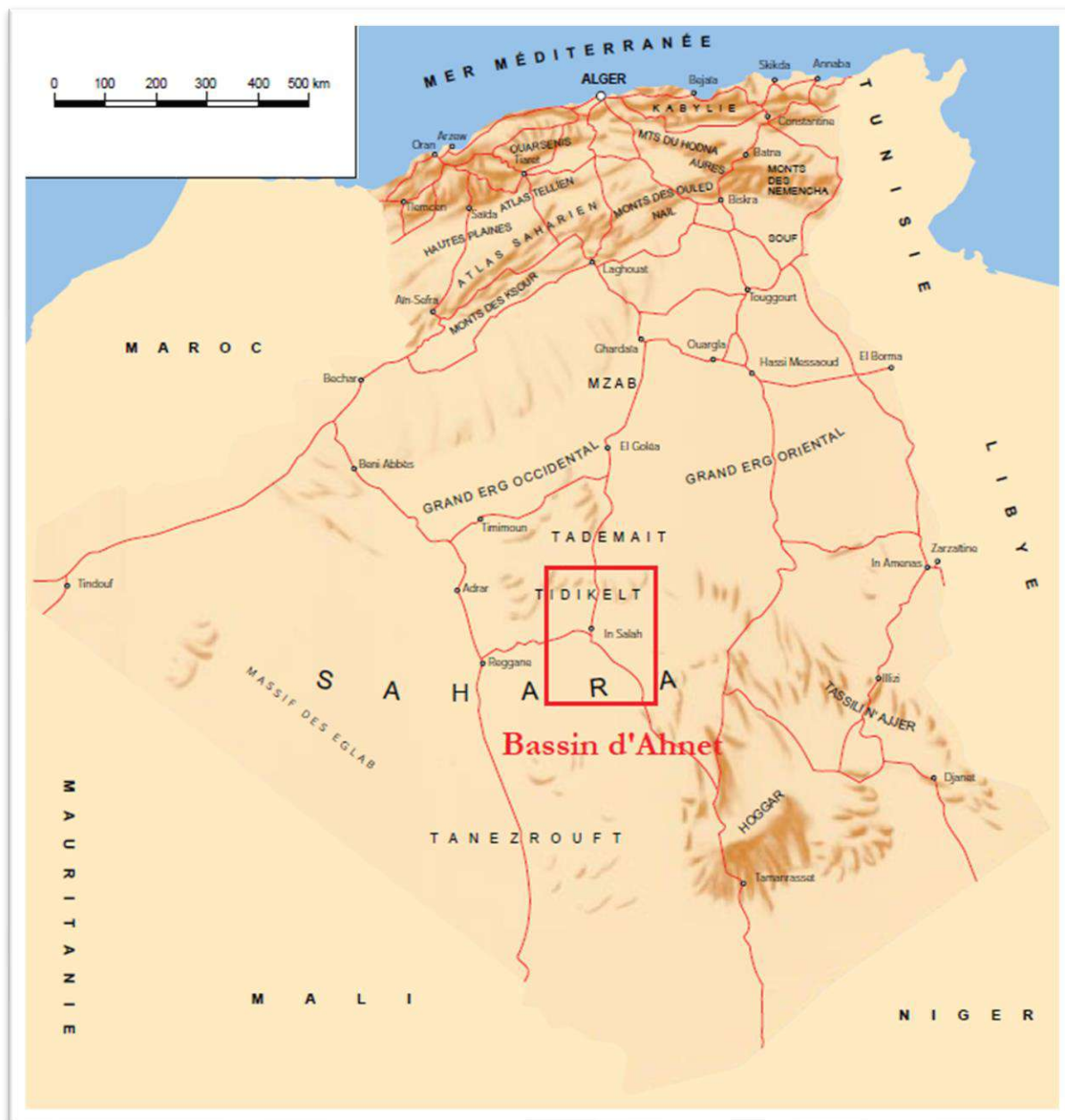


Figure 4 : Situation géographique du bassin de l'Ahnet (WEC 2007)

4.3. Cadre géologique

Le bassin d'Ahnet est un bassin paléozoïque intracratonique, sous forme d'une dépression, situé dans la partie centre-ouest de la plate-forme saharienne (Fig. 5).

Ce bassin est limité :

- Au nord : par l'ensellement de Djoua qui le sépare du bassin de Timimoun.
- Au sud : par le bouclier Targui.
- A l'est : par le môle d'Arak-Idjerane qui le sépare du Mouydir, ce dernier se coïncide avec une faille de direction subméridienne s'appelle « faille de Ers Oum El Lil » (Takhrist 1991 ; Haddoum 2009, Kracha 2011)
- A l'ouest : par la voute d'Azzène, et l'ensemble de Azzel Matti, de longueur de 100 km et de largeur de 250 km et avec une orientation nord-sud, sépare l'Ahnet du bassin du Reggane.

Il préserve une épaisse série sédimentaire allant du Cambro-Ordovicien au Carbonifère, représentée essentiellement par des sédiments clastiques et partiellement carbonatés dans la partie basale du Silurien et dans le Dévonien moyen et supérieur.

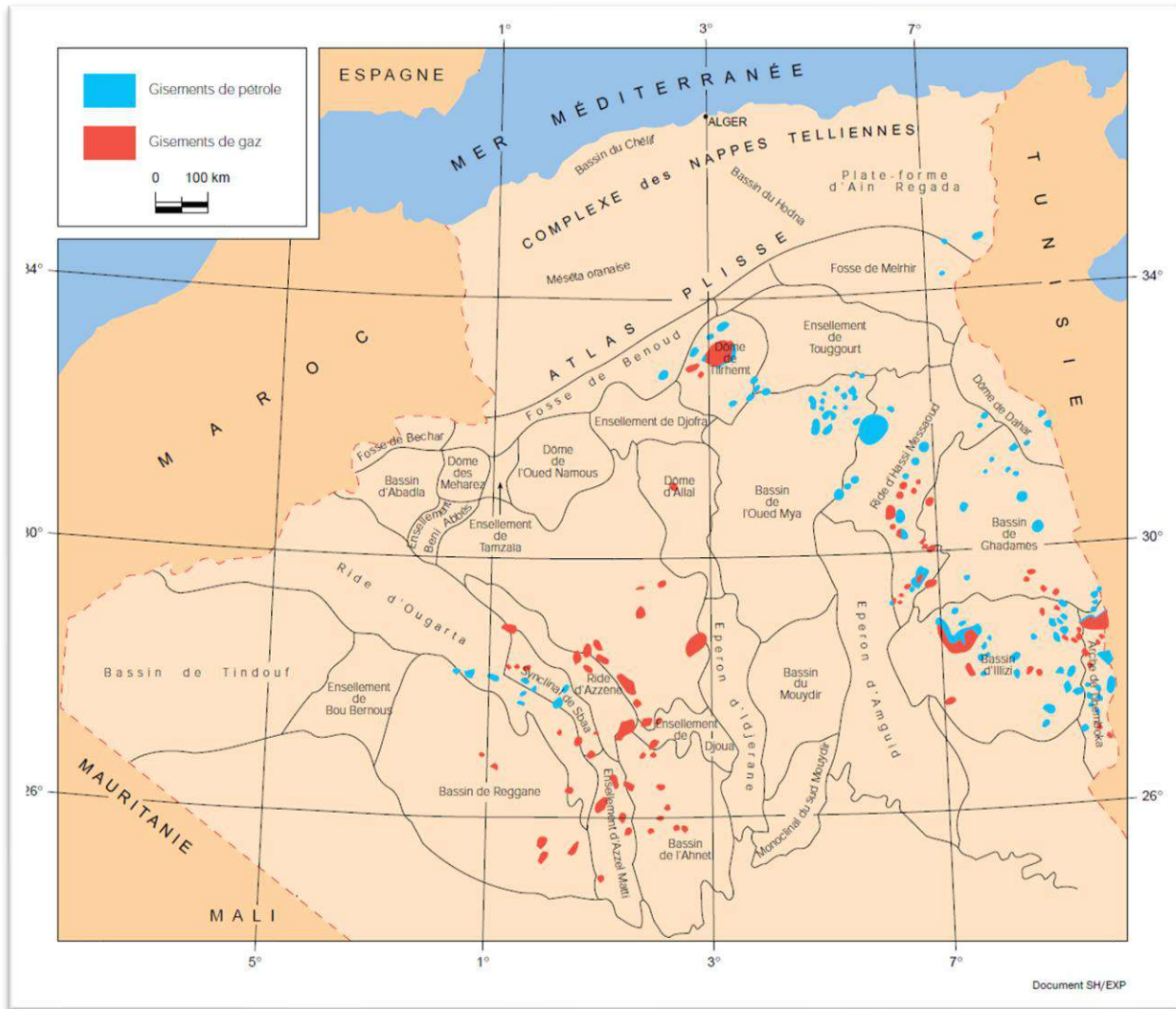


Figure 5 : Cadre géologique du bassin de l'Ahnet (Rahmani 2002)

4.4. Stratigraphie du bassin

La colonne stratigraphique type du bassin de l'Ahnet est composée d'un substratum d'âge précambrien, sur lequel la série paléozoïque se repose, cette série est plus-ou-moins complète, et enfin, une série d'âge mésozoïque représentée par le continental intercalaire. Les sédiments sont la plupart clastiques continentaux à marins (Fig. 7).

4.4.1. Le substratum

Le substratum est formé lui-même en deux unités différentes, sur lequel les dépôts paléozoïques se reposent en discordance.

4.4.1.1. le socle crystallophylien

Les forages n'atteint pas ce niveau, il est principalement formé par des micaschistes et d'amphibolites, recoupées par des intrusions volcaniques (Boudjemaa 1987), il est pareil que l'unité pharusienne occidental qui affleure dans le Hoggar (Beicip 1972).

4.4.1.2. La série intermédiaire (La série pourprée le l'Ahnet)

La série intermédiaire ou la série pourprée est découverte Monod (Bourcart et Monod 1932), elle a été décrite par J. Fabre (1976) comme une partie des molasses panafricaines du Sahara préservé au niveau des bordures du craton Ouest africain. Dans la région du Bled El Mass, la série pourprée a été décrit à l'affleurement le long de dizaine de kilomètres, correspond à une formation arénite-feldspathique (arkosique), conglomératique à faciès fluvatile, où alternent des niveaux argileux et silteux à intercalation de Tigillite, marquant des épisodes de glaciation, cette série est le résultat aux accumulations de fin cycle orogénique manifesté par le démantèlement de la chaîne Pharusienne accompagné par une tectonique synsédimentaire et un volcanisme visible dans la chaîne de l'Ougarta et dans le Hoggar. La série est surmonté par une surface très plane s'appelle la surface infratasilienne, marque le nivellement total des séries post orogénique, qui explique les directions des paléocourants de direction nord-sud préservées dans les grès qui la recouvrent (Kracha, 2011).

4.4.2. Le Paléozoïque

Le paléozoïque de l'Ahnet représente une couverture sédimentaire avec une colonne lithostratigraphique plus-au-moins complète du depuis le Cambrien jusqu'à le Viséen (Beuf, 1971 ; Kracha, 2011), le paléozoïque atteindre une épaisseur varie de plus de 4000m au centre (l'Ahnet central) à environ 1500m sur les flancs est et ouest, l'ensemble sédimentaire de paléozoïque affleurent dans la partie méridionale du bassin et dans l'Ougarta où l'effet de la discordance hercynienne est remarquable. Le paléozoïque est limité de la partie basale par la discordance Infra-tassilienne qui sépare le substratum précambrien de paléozoïque (Cambrien), et de la partie sommitale par la discordance Hercynienne qui sépare le paléozoïque de dépôt mésozoïque, et d'autres discordances a été arrivé au cours de paléozoïque tel que : la discordance Taconique, la discordance d'érosion glaciaire, et la discordance Calédonienne.

4.4.2.1. Le Cambro-ordovicien

La succession Cambro-ordovicien (800-1000m) repose en discordance majeure sur les dépôts du substratum précambrien (la série intermédiaire ou la série pourpre de l'Ahnnet) et tous les bassins infratasiliens dans le Sahara de l'Afrique du nord marquant le passage depuis les terrains précambrien vers les terrains paléozoïque, (Beicip ; 1972) a subdivisé le Cambro-ordovicien en trois formations bien distinctes, ils sont définis à l'extrémité est à côté de bordure du massif de Hoggar, chaque formation renferme des unités (Fig. 6), ces formations sont :

- La Formation des Ajjers (renfermant les unités II, III-1 et III-2).
- La Formation d'In Tahouite (renferme l'unité III-3).
- La Formation de Tamadjert (renferme l'unité IV).

4.4.2.1.1. La formation des Ajjers (Unité II+III-1+III-2)

Elle se repose en discordance sur le substratum (le socle et la série intermédiaire). Cette formation est subdivisée en trois unités bien définies :

- L'unité II (Les grès des Ajjers) : cette unité grès conglomératiques de base est d'âge cambrien s'est déposé dans un milieu fluvial à marin vers le sommet, avec un faciès gréseux à grains grossiers conglomératiques, à stratifications obliques.
- L'unité III-1 : elle est constituée par la zone d'alternance, les argiles d'El Gassi et les grès d'El Atchane. Le phénomène de non dépôt s'explique son absence dans le Sud de l'Ahnnet, cette formation d'âge Tremadocien.
- L'unité III-2 (Quartzite de Hamra) : avec un faciès gréseux quartzitique presque homogène à Tigillite, et d'une couleur blanc grisâtre, cette unité d'âge Arénigien est constituée par des grains fins à moyens durs.

4.4.2.1.2. La Formation d'In Tahouite (renferme l'unité III-3)

Cette formation d'âges Llanvrinien (Ordovicien moyen) -Llandeilien (Ordovicien moyen) - Caradocien (Ordovicien supérieur), est essentiellement argilo gréseuse marquant le phénomène d'une transgression marine, composé de bas en haut par : les argiles de Tiferouine et d'Azzel déposés en milieu marin, surmonté par les grès d'Oued Saret. Cette partie sommitale est limitée par la discordance Taconique (ravinement glaciaire).

4.4.2.1.3. La Formation de Tamadjert (renferme l'unité IV)

Cette formation d'âge Ashgillien (Ordovicien supérieur), composé de bas en haut par : Les grès d'El Goléa, Les argiles microconglomératiques, et enfin la dalle de M'Kratta (DMK) d'une nature gréseuse, ces sédiments silico-clastiques sont déposés dans un environnement glacio-marin à fluvio-marin, ça partie sommitale marquée par une surface d'érosion très intense qui représente le passage entre les dépôts Ordovicien et les dépôts Silurien.

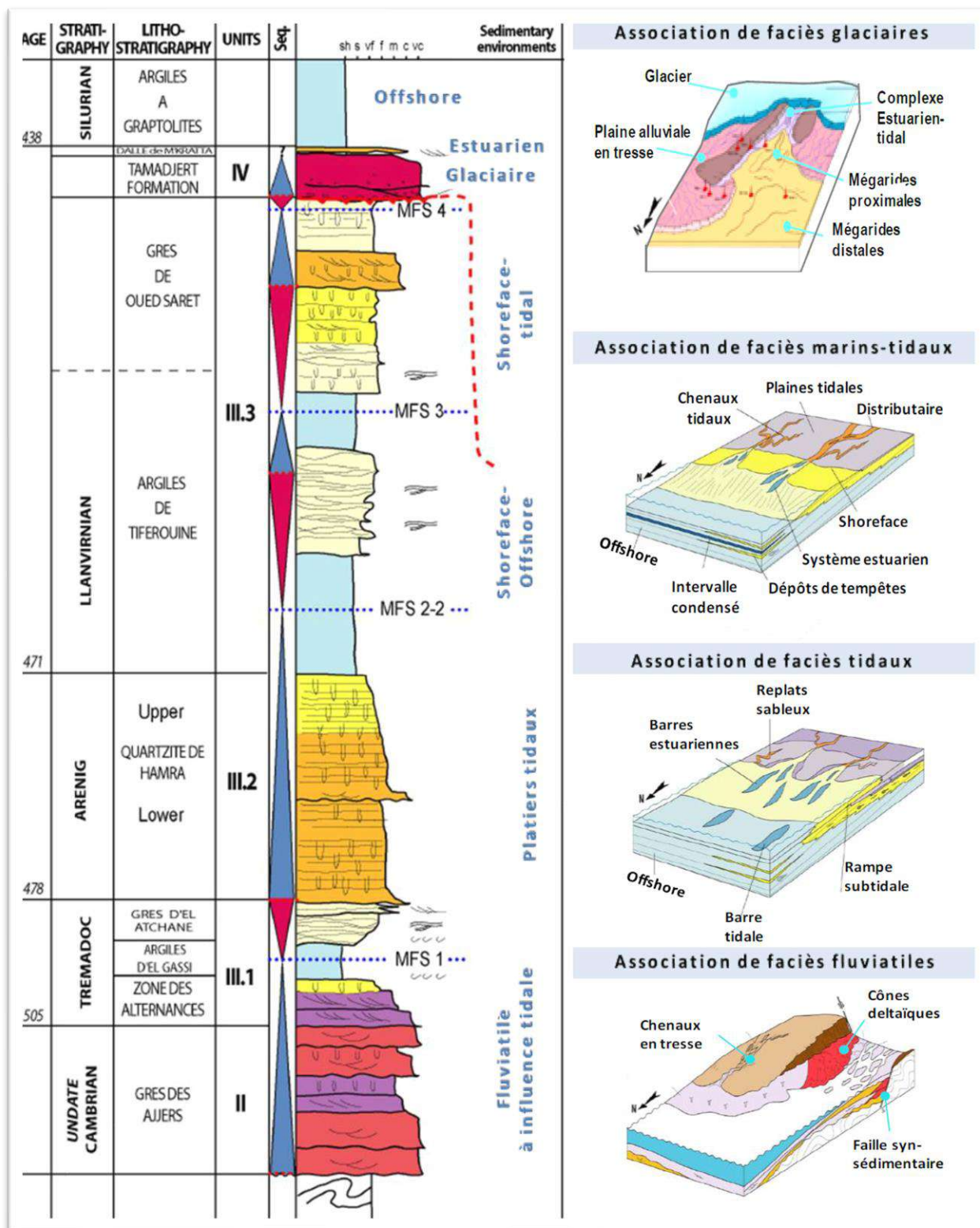


Figure 6 : Les association de faciès aux environnements observées dans le cambro-ordovicien de l'Ahnet et Bled El Mass (Euzen et al in Kracha 2011)

4.4.2.2. Le Silurien

Le Silurien (d'environ 600 m d'épaisseur moyen) est caractérisé par une sédimentation argileuse résulte d'un milieu marin ouvert, avec une alternance d'une sédimentation terrigène fine d'une nature gréseuse au sommet de la série Silurien, cette série est déposée en plus de détail et développée quasi totalement dans la région de l'Ahnet à cause d'une part de l'irrégularité topographique Ordovicienne qui forme une large cuvette (1800 à 2100 m) dans cette époque, et d'autre part de la réactivation des failles panafricaines (Kracha 2011). Le silurien est subdivisé en deux unités lithologiques :

-Le Silurien argileux à la base (Le Silurien inférieur) : qui sont des argiles noires à Graptolites d'âge Liandover, déposés en milieu marin, dans des conditions anoxiques à cause de faible circulation océanique conduisant la stratification des eaux (Kracha 2011), la partie basale de cette unité est fortement radioactive et riche en matière organique d'origine marine qui marque le passage Ordovicien-Silurien le long de la plate-forme saharienne, ce niveau connues régionalement sous le nom de « Hot Shales », Son épaisseur varie entre 342 m à Djebel Beida (Djba-1) et 809 m A Djebel Mouima (DM-10) (Rahmani 2002). Au niveau sommital de cette unité, un fin niveau carbonaté riche en fossile recristallisé avec un épaisseur moyen de 50 cm peut être observé (Kracha 2011).

-La zone de passage Siluro-dévonien (Le Silurien moyen et supérieure) : d'âge Wenlock, Ludlow, et Pridoli, c'est une alternance argileux-gréseuse avec une épaisseur moyenne de 150m, formé une séquence granocroissante positive vers le sommet, cette unité est caractérisée par une intercalation des fins lits à HCS et d'argile. Cette partie sommitale est limitée par la discordance Calédonienne (Follot 1952 ; Beuf et al. 1971 ; Fekirine and Abdellah 1998).

4.4.2.3. Dévonien

Le dévonien dans l'Ahnet est caractérisé par une sédimentation continentale et marine, la colonne lithostratigraphique est plus épaisse dans la partie sud de bassin de l'Ahnet :

4.4.2.3.1. Dévonien inférieur

Avec une épaisseur moyenne de 235 m, le Dévonien inférieur est principalement argilo-gréseux, il se subdivise en :

-Lochkovien (Gédinnien) : avec une épaisseur varie entre 2 et 20 m, plus épaisse vers le nord du bassin, cette séquence est principalement gréseuse où ces grès d'une couleur gris et de taille moyenne

sont bien arrondis, et légèrement carbonaté, avec des passés d'argile noire et des niveaux ferrugineux représentent une sédimentation dans des conditions marines peu profondes.

-Praguien (Siégénien) : avec une épaisseur varie entre 2 et 20 m, cette séquence représente une barre gréseuse fortement quartzitique, massive et compacte à stratifications obliques et des gouttières, avec des intercalations millimétriques argileuses indurées, et feuilletées dans la partie sommitale, cet ensemble a été déposé dans un environnement fluvatile et deltaïque vers le sud-est du bassin.

-Emsien : c'est une séquence argileuse indurée feuilletée et fossilifère, avec une épaisseur varie peut atteindre 300 m, connait plus souvent dans le sud-ouest d'Algérie, avec un caractère marin ouvert plus profond, cette séquence est limitée dans sa partie sommitale par un banc gréseux avec un contenu fossilifère d'oolithe et de bivalve, prendre d'un caractère d'une sédimentation fluvatile et de plate-forme continentale stable et peu profond.

4.4.2.3.2. Dévonien moyen

Moins épais que le dévonien inférieur, l'épaisseur du Dévonien moyen varie entre 90 à 180 m, il est fortement argilo-carbonaté, formé dans une période régressive courte suivis d'une autre transgressive affecte toute la région permettant la déposition d'une séquence fortement argileuse qui renferme des carbonates de plate-forme, il se subdivise en :

-Eifélien : il est essentiellement argilo-gréseux, induré, parfois feuilleté, silteux à la base, avec des passées de calcaires ou de marnes.

-Givétien : il est essentiellement argileux à la base avec une épaisseur de 40 m d'argile noire pyriteuse avec des Goniatites (Ammonites) à la partie supérieure. La sédimentation devient principalement biochimique vers le sommet indique l'augmentation continue de mer avec un régime transgressive, où une importante barre de construction récifale qui atteint 85.5 m d'épaisseur « Calcaires bleus givétiens », avec des argiles à passées silteuses.

4.4.2.3.3. Dévonien supérieur

Plus épaisse, varie entre 580 à 1100 m, il est globalement argileux d'une couleur gris foncé, induré et feuilleté déposé dans un environnement clairement marin, plus de 2000m de sédiments ont été enregistré dans les bassins Ahnet et Reggane, car ces derniers ont les principaux dépocentres de la province saharienne central et occidental dans cette époque (Marouf et Mouici, 1994 ; Kazitani, 1999). Ces argiles sont connues localement sous le nom « série de Maden Yahia ».

-Frasnien : avec une épaisseur moyenne de 360 m, et atteint jusqu'à 700 m au centre de la partie occidentale du bassin de l'Ahnet, il est essentiellement argileux marin avec des passés de calcaire dolomitique microcristallin fossilifère à sa base, cette formation argileuse radioactive a été déposée dans des conditions anoxiques à cause de la réactivation des môles et création de sous-bassins anoxiques au début du Frasnien, permettant la sédimentation d'une deuxième roche mère génératrice d'hydrocarbures dans la région (Logan et Duddy, 1998).

-Famennien : la variation d'épaisseur du Famennien entre 660 m à In Bazzène nord et Anasmit ouest, et 46.5 m à Anasmit est, est le résultat de la discordance hercynienne qui érode la formation d'ouest vers l'est, en particulier Anasmit, la séquence est globalement boue marine argileuse, homogène, feuilletée, et tendre avec quelques fines passées de calcaire, la séquence tend à devenir plutôt silteuse et localement sableuse au nord du bassin de l'Ahnet, indiquant une ligne de rivage ou un plateau continental vers le Nord.

-Strunien : une régression majeure associée à la phase Bretonne résulte de la tectogenèse Hercynienne permette le soulèvement des zones bordières, et la réactivation des axes structuraux environnants, et par conséquent le retour aux conditions de mer peu profonde, favorise le dépôt des alternances de grès siliceux à silico-argileux, moyennement durs et d'argiles rarement silteuses et feuilletées et fossilifères. L'épaisseur de cette formation est variée entre 5 m et 300 m, et absent dans certaines zones telles que Mahbès Guénatir et Djebel Mouahdrine à cause l'intense discordance Hercynienne qui affecte la formation.

4.4.2.4. Carbonifère

Le Carbonifère est largement érodé sous la discordance Hercynienne et n'est préservé qu'en partie centrale de l'Ahnet. Une régression générale caractérise l'intervalle fin Tournaisien-Namurien. Le carbonifère comprend que le Tournaisien et Viséen atteint 900 m d'épaisseur dans les forages Tit-1 et Tirechoumine-1.

-Tournaisien : dans sa partie basale, il est composé des couches de grès fins, compacts, légèrement carbonatés, avec un ciment siliceux, parfois quartzitique et de fines passées d'argiles s'intercalés dans ces couches, puis les niveaux carbonatés et argilo-gréseux deviennent plus épaisses dans sa partie sommitale.

-Viséen : il comprendre d'argiles silteuses, parfois légèrement carbonatées à bioclastes (Crinoïdes, débris de Lamellibranches et de Brachiopodes), avec des bancs centimétriques de grès fins à très fins, légèrement micacés. Dans la partie sommitale, les épaisseurs d'intercalations gréseuses deviennent plus importantes.

-Namurien : les dépôts Namurien peut être déposé dans l'Ahnnet avec une épaisseur atteindre 400 m, comblés dans un sillon orienté SW-NE (Logan et Duddy, 1998). Le Namurien est composé d'une partie inférieure caractérisée par des argiles indurées, peu silteuses, à débris de végétaux, des siltstones ou grès fins et des dolomies à bioclastes surmontés par une couche de calcaire d'épaisseur 3 m, et une partie supérieure représentée par une alternance d'argiles légèrement micacées, avec des intercalations de siltstones argileux et de rares et minces bancs de calcaires et de dolomie grise.

4.4.3. Le Mésozoïque

4.4.3.1. Jurassique

Argiles silteuses avec quelques passées de grès fins avec une épaisseur varie entre 200 à 300 m, et d'âge Jurassique inférieur à moyen recouvrent la série Argilo-évaporitique d'âge Namurien.

4.4.3.2. Crétacé

Pour le crétacé inférieur, il est très connu sous le nom Le Continental Intercalaire (selon Killian 1931), avec une épaisseur varie entre 600 et 800 m, il est essentiellement gréseux d'une nature fluvatile.

Pour le crétacé supérieur, il est principalement une boue silteuse d'une épaisseur varie entre 200 et 300 m d'âge Cénomanién-Turonien.

4.4.4. Le Cénozoïque

C'est l'arrêt total de la sédimentation dans le bassin.

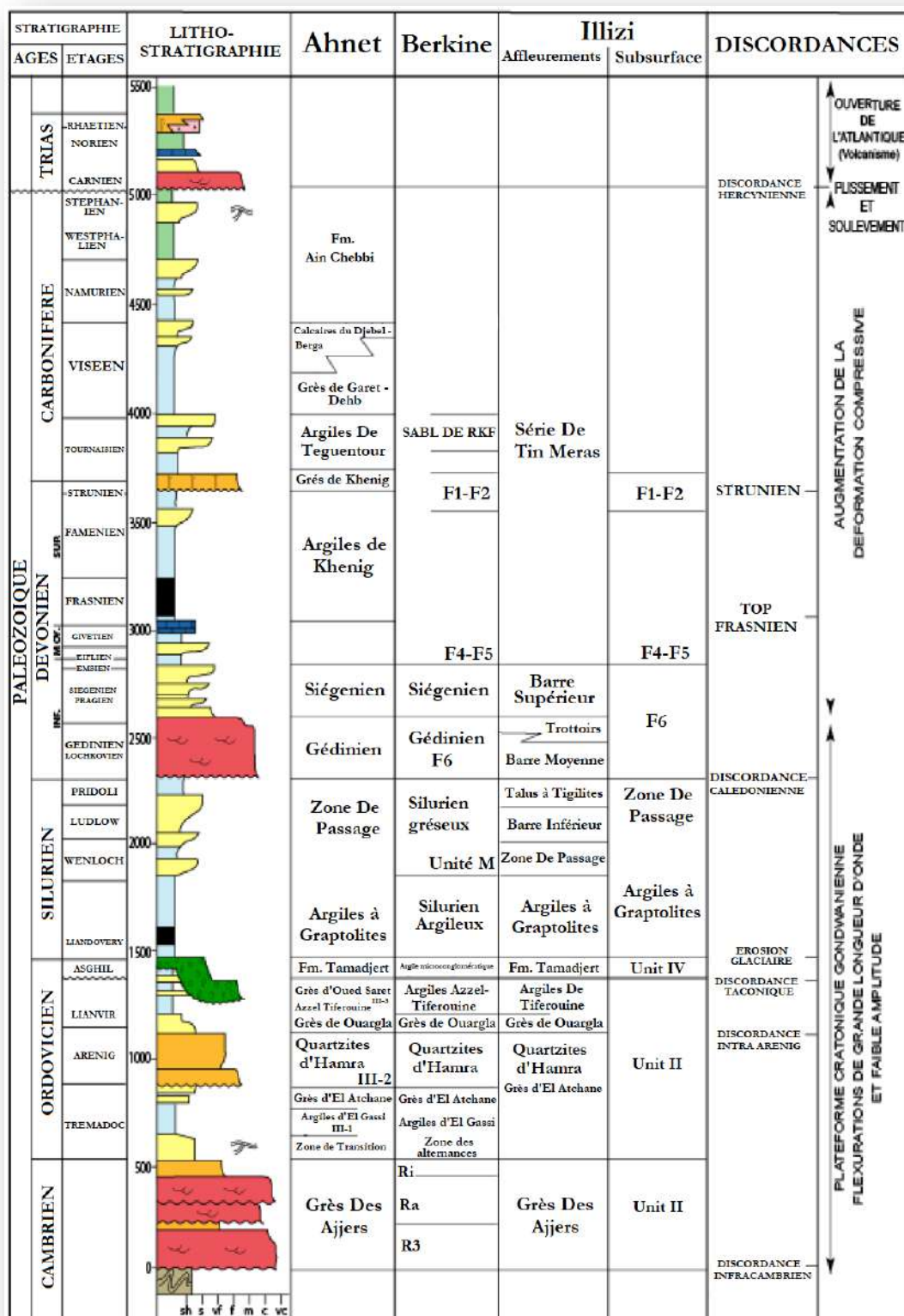


Figure 7 : La colonne Lithostratigraphique du bassin de l'Ahnet, Illizi, et Berkine et ces principales discordances (Eschart et al 2010 in Kracha 2011)

Six échantillons d'une nature argileuse et de couleur sombre de la formation géologique Les Schistes de Silurien « Silurian Shale en anglais » (Fig. 9) sous forme des déblais « cuttings en anglais » prélevés de différents profondeurs table à partir d'un puits d'exploration d'hydrocarbures nommé BRZ, situé dans la partie nord-ouest du bassin de l'Ahnnet (Fig. 8), et dans les coordonnées suivants :

- Longitude : 1° 16' 19.41" E
- Latitude : 27° 15' 33.79" N

Ce puits a une profondeur totale de 3630 m, il est composé de la base vers le sommet par (Fig. 9) :

- Ordovicien : composé d'ordovicien inférieur, moyen, et supérieur. Pour l'ordovicien inférieur, il est composé de Quartzites de Hamra d'âge Arenig. L'ordovicien moyen est composé d'Argile d'Azzel et Tiferouine d'âge Llanvirnien. L'ordovicien supérieur est composé de Grés d'Oued Saret, Grés d'El Golea, Argile micro-conglomératique « ACM », Grés La Dalle de Mekratta « DMK », ils sont regroupés dans une unité qui s'appelle Unité IV d'âge Ashgilien.
- Silurien : composé d'argiles à Graptolites de système Llandovérien-Wenlockien, qui s'appelle localement le silurien Argilo-silteux, et Zone de Passage de système Ludlowien-Pridoli.
- Dévonien : composé de dévonien inférieur, moyen, et supérieur. Pour le dévonien inférieur, il est composé de complexe Grés-Argilo d'âge Lochkovien (Gédinnien), grés à passés d'argile d'âge Praguien (Siégénien), et d'argile d'âge Emsien. Le dévonien moyen est composé de l'argile d'âge Eifélien (Couvinien), les calcaires d'âge Givétien. Le dévonien supérieur composé de l'argile gris fonce à noire d'âge Frasnien, d'argile gris fonce à noire à passés de grés et rarement dolomitique et parfois carbonatés d'âge Famennien, et une alternance de grés et d'argile d'âge Strunien.
- Carbonifère : Carbonifère inférieur, il est composé d'argile à passés gréseuse d'âge Tournaisien.
- Crétacé : Crétacé inférieur, il est composé de continentale intercalaire d'une nature gréseuse intercalé par des passés d'argile d'âge Albien.

Les échantillons sélectionnés ayant des profondeurs différents varient entre 2580 m et 3100 m de la formation de silurien argilo-silteux pour but de couvrir la quasi-totalité de l'hétérogénéité verticale de cette formation géologique, avec ça variété en composition minérale qui est généralement composé de minéraux argileux et de quartz, feldspath, dolomite, et pyrite , la richesse en matière organique

représenté par le carbone organique total « COT » qui se transforme en hydrocarbures sous l'effet de la maturation thermique, ce dernier varie entre 0.7 % et 1.3 %, et une variation des paramètres de structure des pores tel que la surface spécifique (specific surface area « SSA » en anglais) qui varie entre 4.5 m²/g et 11.1 m²/g, et le volume porale qui varie entre 0.02 cm³/g et 0.05 cm³/g.

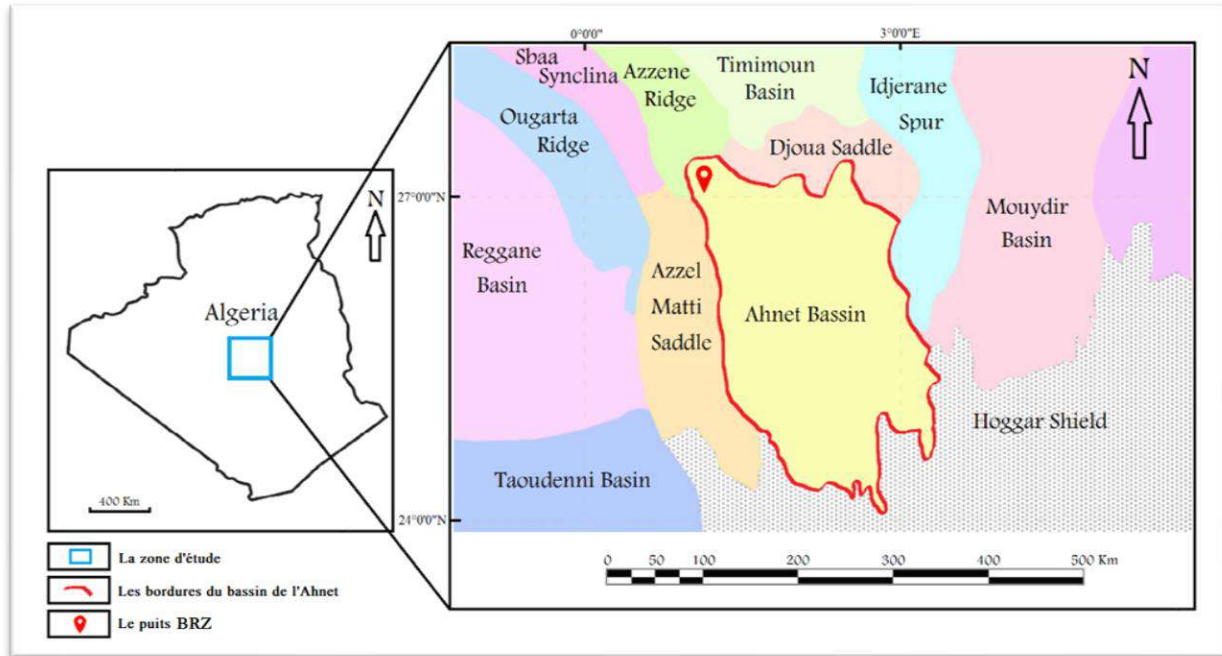
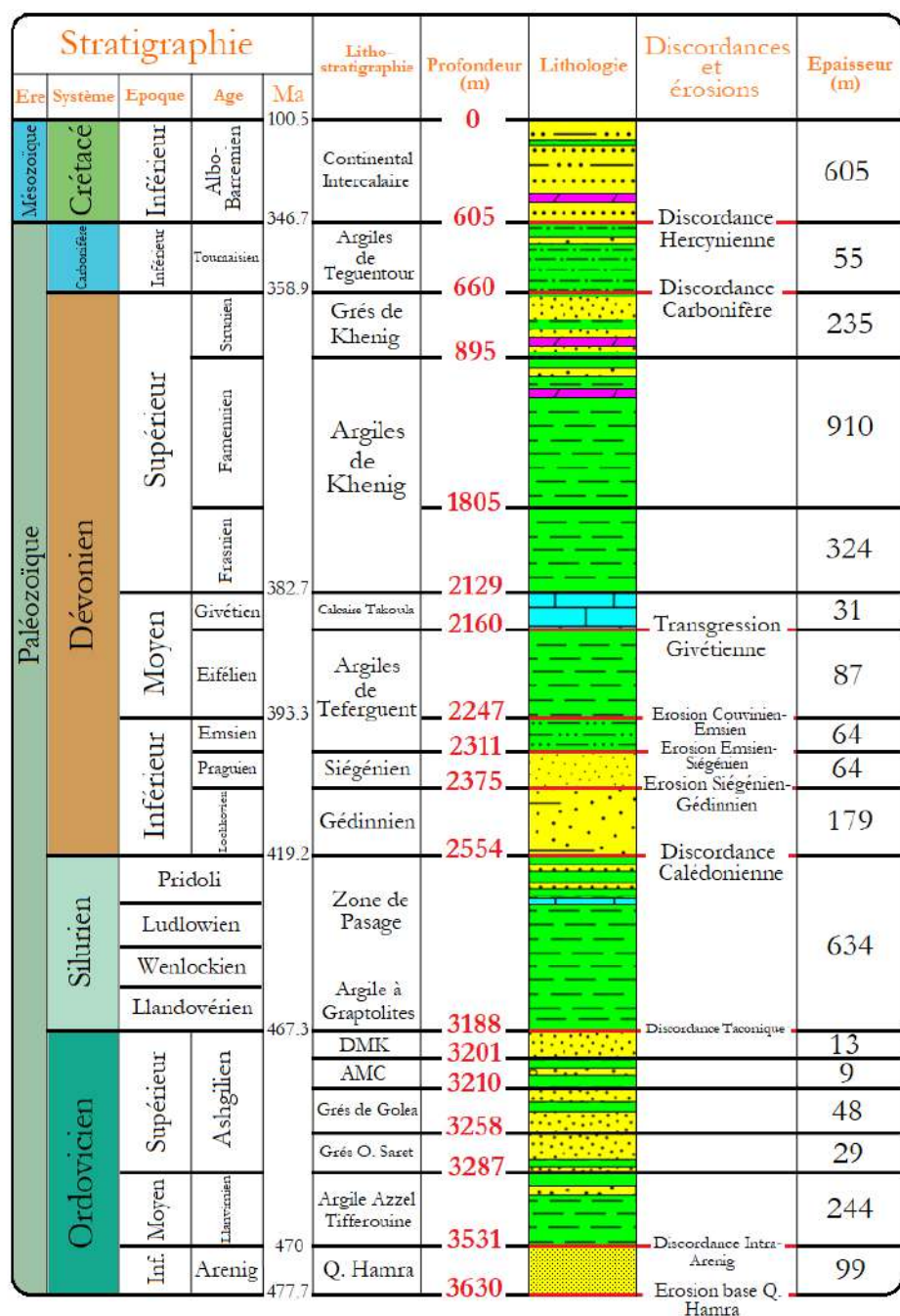


Figure 8 : Localisation géographique du puits BRZ



Légende:

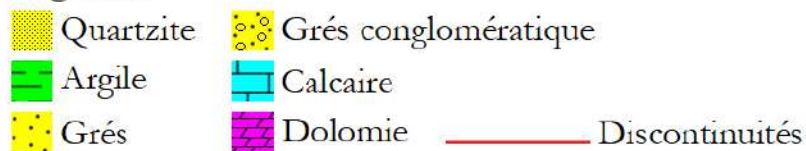


Figure 9 : Colonne lithostratigraphique du puit BRZ

4.5. Evolution Structurale

Le bassin de l'Ahnnet est le résultat d'une complexe évolution structurale dans les temps géologiques, cette structuration intense qui a été affecté le bassin caractérise la complexité structurale du bassin, l'évolution structurale a connu plusieurs étapes :

4.5.1. La phase panafricaine

Résulte de la collision entre les cratons Ouest Africain stable et rigide, et Est Africain (bouclier Touareg ou Hoggar) mobile et plastique au Néoprotérozoïque (Protérozoïque supérieur), avec une contrainte horizontale maximal d'une direction est-ouest, un réseau de faille conjuguées d'orientation Nord-est Sud-ouest pour les décrochements dextres, et Nord-ouest Sud-est pour les décrochements sénestres (Fig. 10).

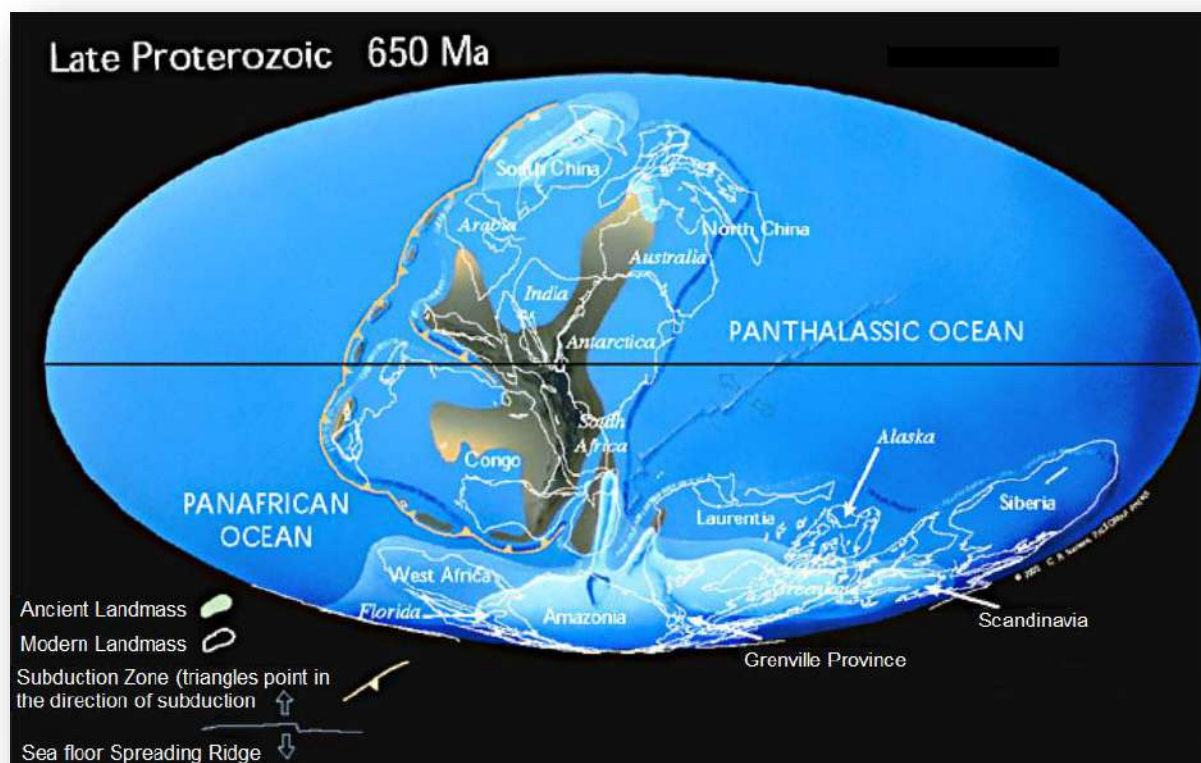


Figure 10 : Protérozoïque final -650 Ma (Phase Panafricaine) (C. R. Scotese PALEOMAP Project 2000)

4.5.2. La distension Cambro-ordovicienne

Elle a débuté dans la fin de la phase panafricaine, avec un régime distensif, suivi d'une importante surface d'érosion peu inclinée vers le nord. Cette distension est à l'origine de dislocation de la marge Nord Gondwanienne, et à l'installation de l'océan proto-téthysien (Roger et al 1995). L'importance de variation de séries cambro-ordovicien entre eux par rapport les accidents d'une direction nord-sud, est un témoignage de l'activité tectonique qui affecte ces dépôts, la phase cambro-ordovicienne est terminée par une transgression majeure d'âge Arénigien-Llanvirnien (Beuf, 1971) (Fig. 11).

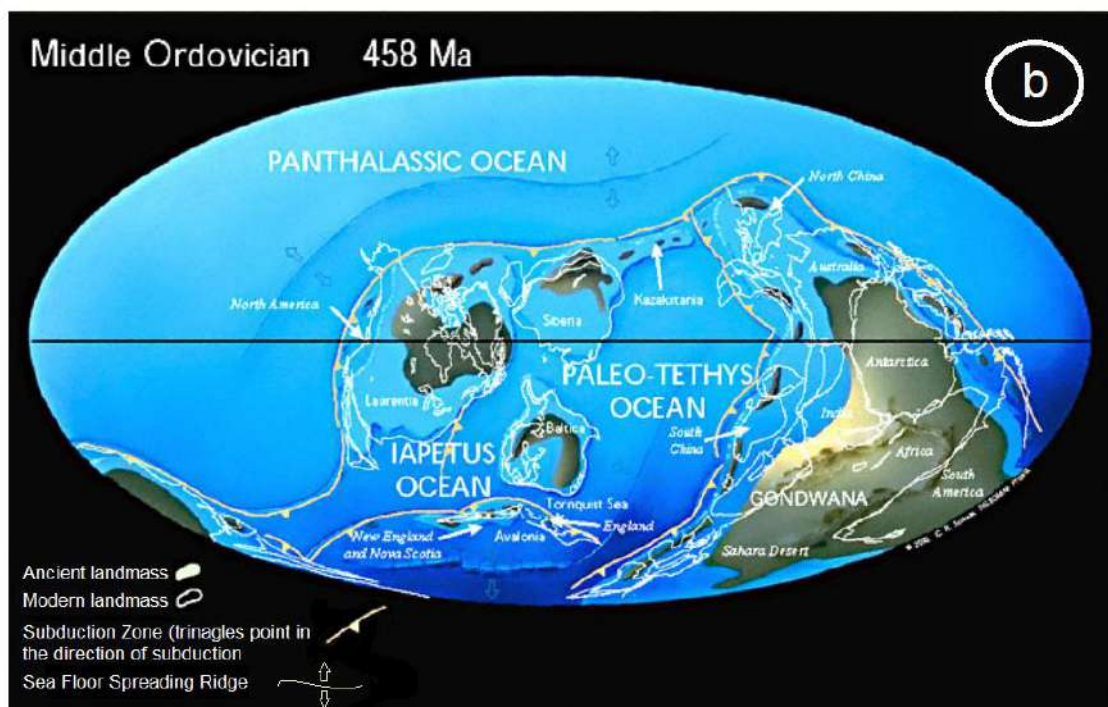
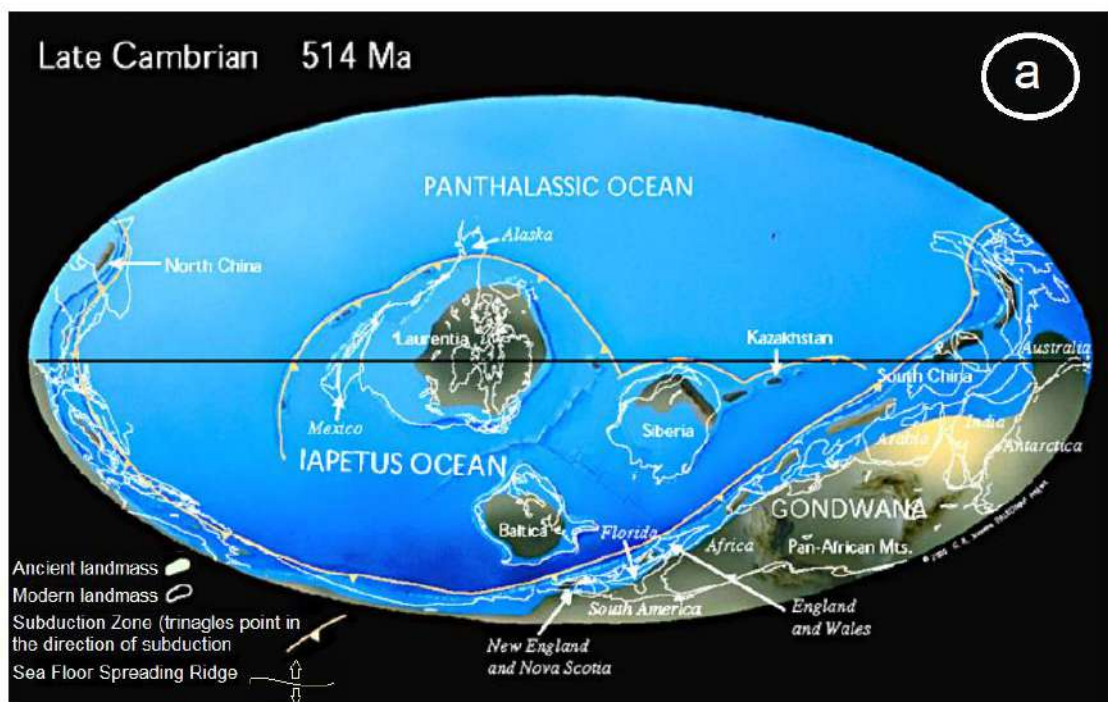


Figure 11 : Cambro-Ordovicien (Phase Cambro-ordovicien) (C. R. Scotese PALEOMAP Project 2000)

4.5.3. La compression Taconique

D'âge Caradoc à Ashgil (Ordovicien supérieur), des mouvements d'un régime compressive d'une direction est-ouest, entraîne des bombement et soulèvements de bouclier Regueibat et Touareg, des calottes glaciaires a été installé dans tout le Sahara central à cause du changement climatique, la chaîne Taconique est le résultat d'une collision entre la plaque Nordaméricaine, la plaque européenne et des terranes intermédiaires. Selon Legrand (1974), Stanley et Ratcliffe (1985), Echikh (1998), Fabre et al., (2005), l'origine de cette compression est liée à des déformations dans le Gondwana (Fig. 12).

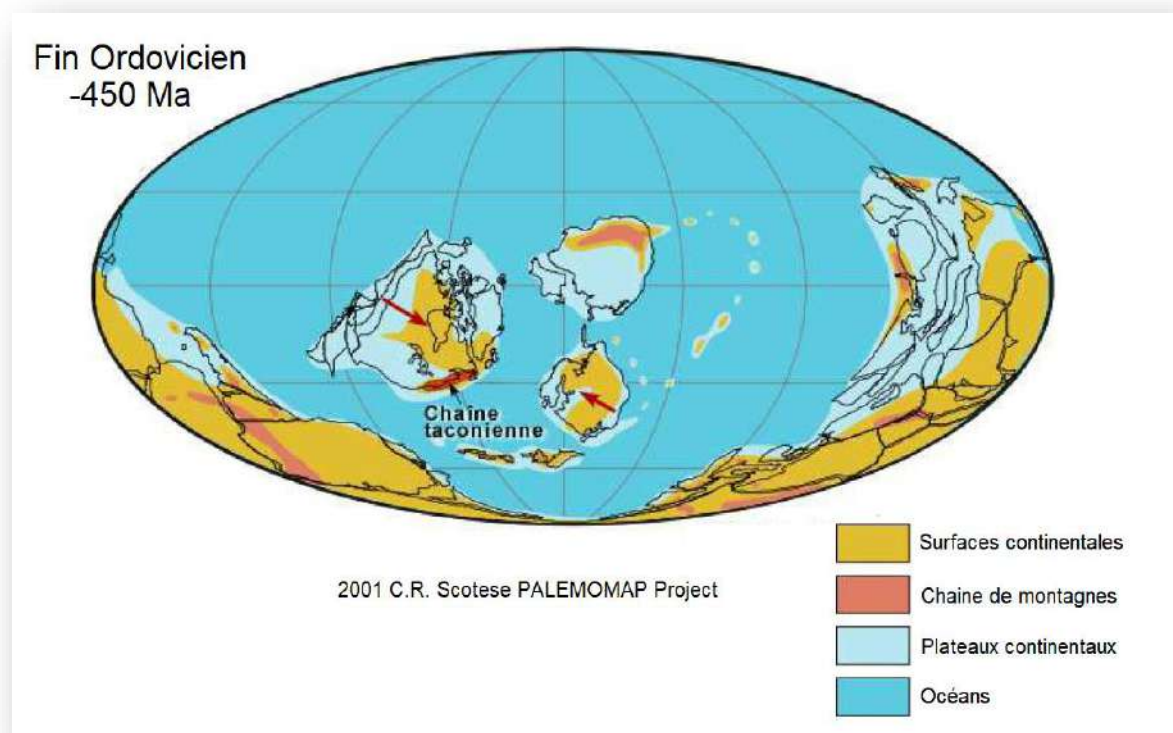


Figure 12 : Ordovicien Final -450 Ma (Phase Taconique) (C. R. Scotese PALEOMAP Project 2000)

4.5.4. La phase Silurienne

Un régime distensif a été enregistré à cause des intercalations volcaniques dans le dépôt Silurien. La fonte des calottes glaciaires d'Ordovicien donne naissance des mers qui envahissent la plate-forme saharienne, et en conséquence le dépôt des argiles noires du silurien qui forme la roche mère principale dans toute la plate-forme saharienne du nord de l'Afrique (Fig. 13).

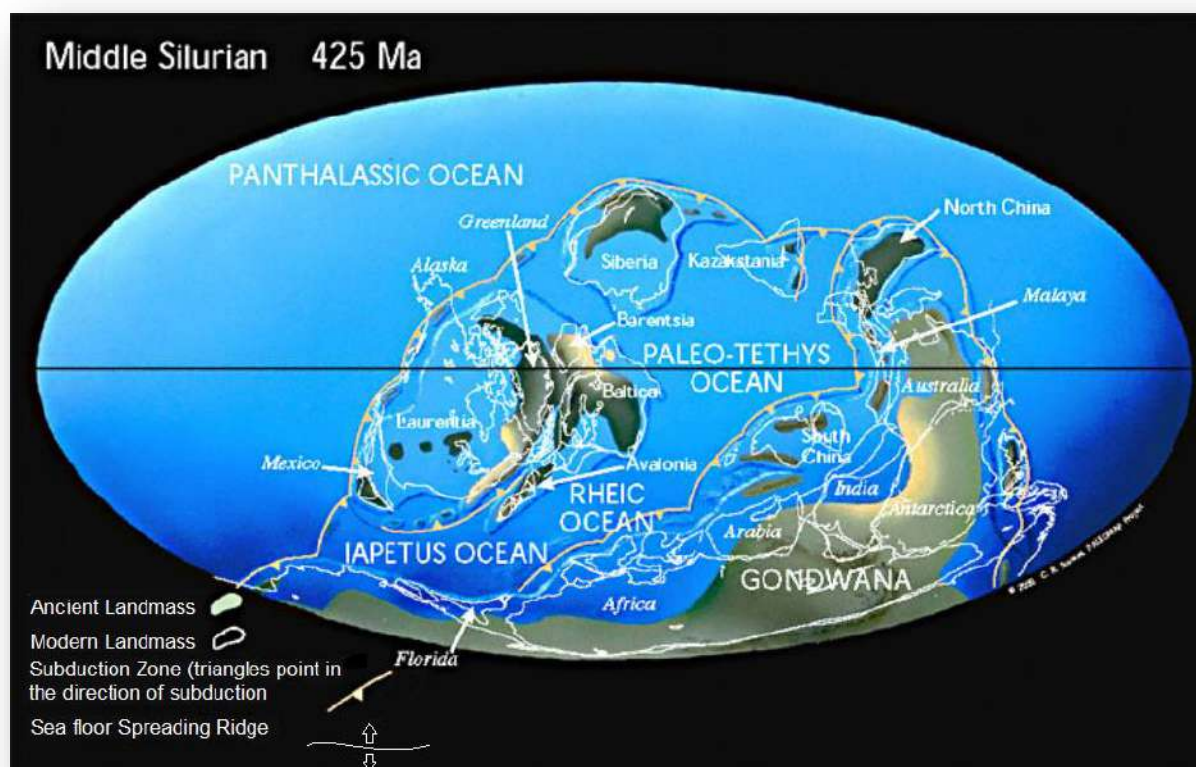


Figure 13 : Silurien Moyen -425 Ma (Phase Silurien) (C. R. Scotese PALEOMAP Project 2000)

4.5.5. La compression Calédonienne (Siluro-dévonienne)

Un régime compressif caractérise l'activité tectonique dans le nord-africain à la fin du Silurien, et le début du Dévonien, l'origine de cette tectonique est liée à la formation de la chaîne calédonienne où il y a des collisions entre les terranes d'Avalonia, Laurentia, Baltica et Armorica, et la fermeture de l'océan Iapetus. Cette compression de direction est-ouest est permettre un soulèvement important stimulé par des mouvement inverses marquées le long des linéaments subméridiens (Beuf, 1974 ; Boudjema, 1987, Fabre et al., 2005) (Fig. 14).

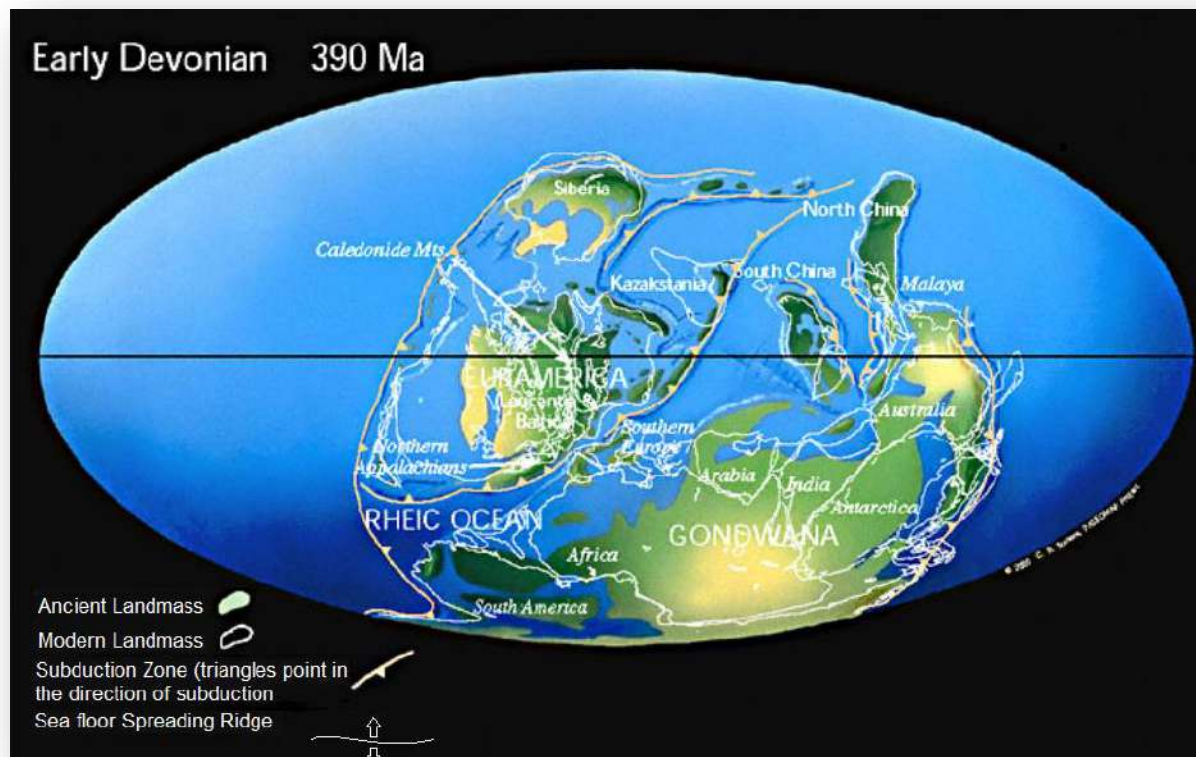


Figure 14 : Dévonien inférieur -390 Ma (Phase calédonienne) (C. R. Scotese PALEOMAP Project 2000)

4.5.6. Les déformations du Dévonien moyen à supérieur (Phase Frasnienne)

Au milieu du Dévonien il y a 380 Ma, il y a la collision entre deux importantes masses continentales, le Gondwana et Laurentia-Baltica, et donc en conséquence, l'océan Réïque était quasi-totalement fermé, et le début de la collision Hercynienne.

L'ouverture du bassin en 'pull-apart' à remplissages turbiditiques dans toute la zone de cisaillement dans la partie ouest du Maroc à cause de l'ensemble des événements tel que les régimes distensifs, transtensifs, et un affinement crustal le long de la zone Nord- gondwanienne (Harris et al., 1991 ; Piqué et al., 1993).

Au cours du Frasnien inférieur à Faménnien supérieure, des changements brutaux de faciès et des épaisseurs, des failles synsédimentaires, des discordances angulaires locales, et des écoulements de masses couronnés par des dépôts deltaïque et des flyschs, l'ensembles des précédents preuves sont décrits dans les sillons subsidents de Bou Dib et de la Saoura caractérisent la désintégration de la marge Nord-ouest du Gondwana avant la collision Hercynienne (Varisque) au Carbonifère inférieure (Kracha, 2011). Précédent travaux (Boudjemaa, 1978) constatent que la direction de cette distension est de NW-SE (Fig. 15).

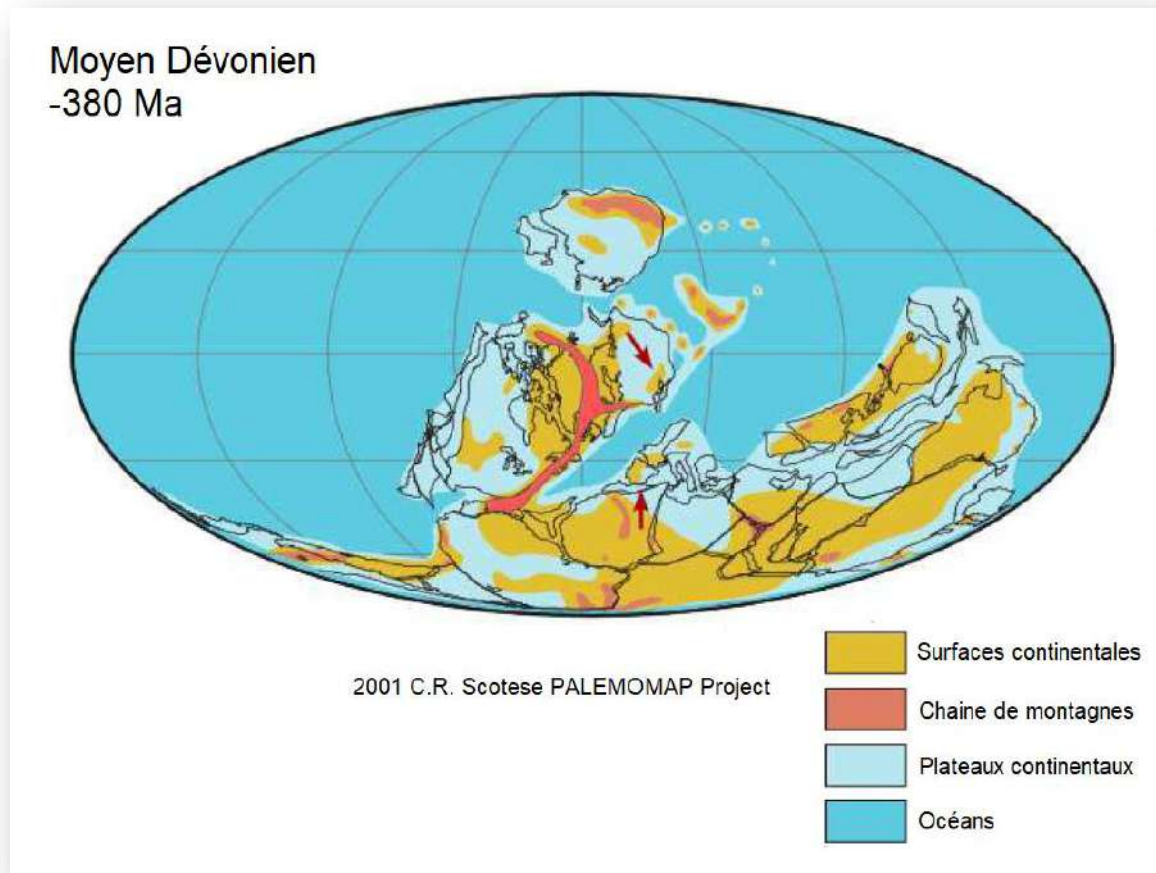


Figure 15 : Dévonien Moyen -380 Ma (Phase Frasnienne) (C. R. Scotese PALEOMAP Project 2001)

4.5.7. Le soulèvement Hercynien « Varisque » (La phase Hercynienne)

La fin du Paléozoïque, il y a un régime compressif a été décrit dans cette période. Au début du Carbonifère il y a 340 Ma, la collision Hercynienne que s'est terminée avec la fermeture du bras de mer entre les deux terranes continentales et la formation de la chaîne Hercynienne ou Mauritanides en Afrique du Nord. A la fin du Carbonifère, il y a 300 Ma, la collision entre le Gondwana, Laurentia, et Baltica aboutit à la formation de supercontinent « la Pangée », ce supercontinent, pendant d'environ 100 Ma, reste stable jusqu'à la fin du Trias, où il commencera à se détacher pour donner naissance à l'Atlantique (Fig. 16).

Par l'exploitation des travaux effectués par BEICIP 1975, plusieurs auteurs décomposent cette phase Hercynienne en 02 mouvements :

1-Précoce, au Viséen avec une direction de la contrainte NO-40 (Nord-Est, Sud-Ouest)

2-Tardif d'âge Stéphano-Autunien avec une contrainte N-120 (Nord-Ouest, sud-Est)

Aucun indice sérieux d'une seconde structuration post Paléozoïque n'a été observé dans cette partie de la plate-forme saharienne représenté par le bassin de l'Ahnet, (Rahmani, 2002).

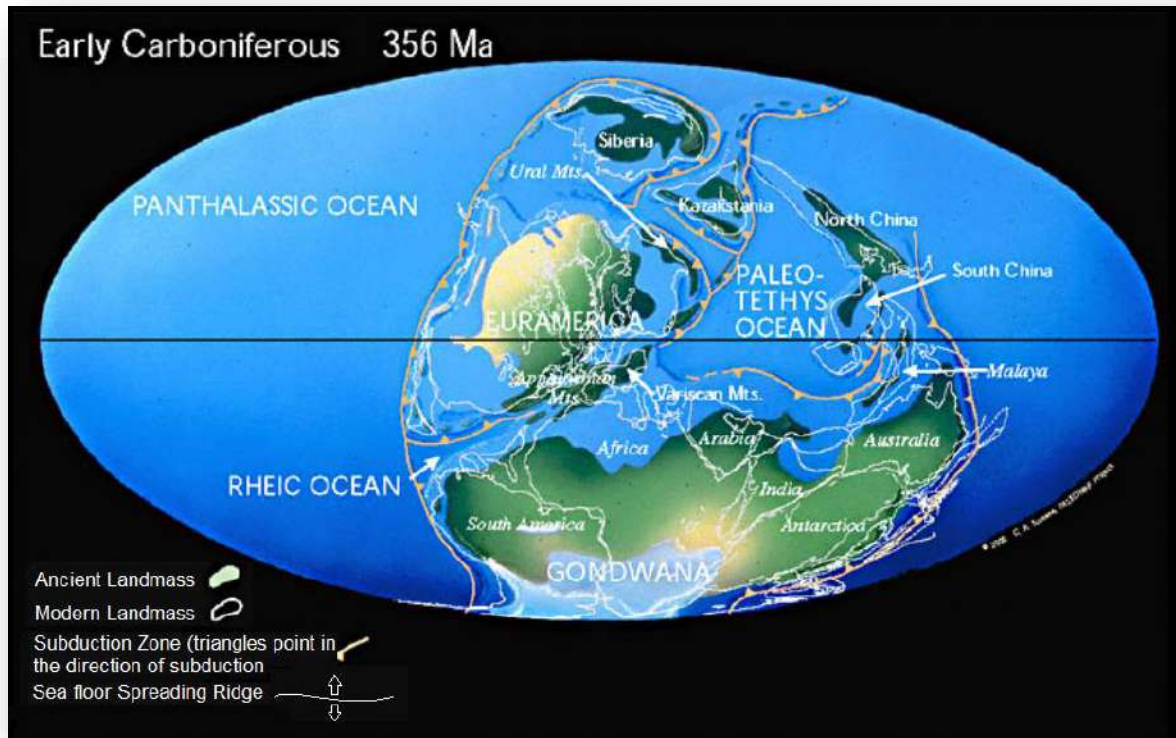


Figure 16 : Carbonifère inférieur -356 Ma (Phase Hercynienne) (C. R. Scotese PALEOMAP Project 2000)

L'histoire tectonique complexe a donné la configuration structurale actuelle du bassin (Fig. 17), qui à son tour est divisé en :

- Ahnet est (Oriental) : située à proximité du môle d'Arak-Idjerane qui sépare le bassin de l'Ahnet et Mouydir, il est structuralement haut, cette zone est limitée par la faille d'Ers-Oum El Lil à l'Est et la faille Fom-Belrem à l'Ouest.
- Ahnet centre (Central) : cette partie du bassin est structuralement basse, elle est limitée par la structure de Bahar El Hammar à l'Ouest et la structure de Gaa-Mtaa Azzebar à l'Est, elle est faiblement structurée, avec une colonne lithostratigraphique plus ou moins complète du paléozoïque.

- Ahnet ouest (Occidental) : structuralement élevée, se trouve dans la partie nord-ouest de bassin, limité au Nord par le bassin de Timimoun, au Nord-Ouest par la cuvette de Sbâa, à l'est par l'accident sud-méridien d'Adrar Morrat et Sebket El Mellah à l'ouest par la faille d'Oued Kerrane, l'ensellement d'Azzel-Matti et le prolongement de Bled El Mass (Fig. 17).

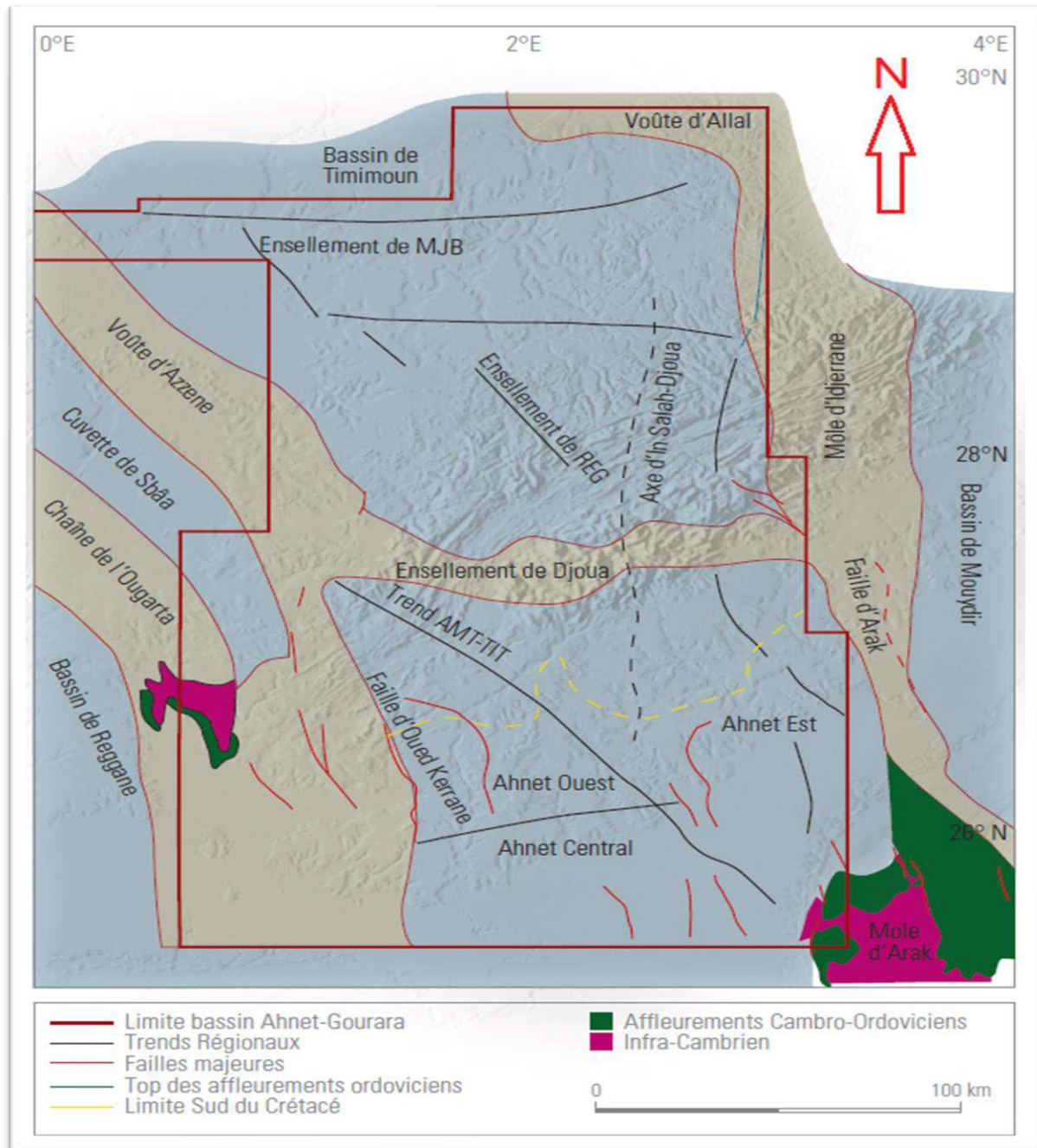


Figure 17 : La carte structurale et éléments tectoniques du bassin de l'Ahnet (WEC 2007)

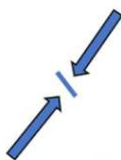



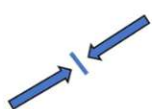
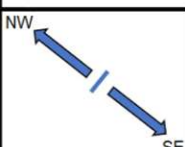


Ere	Epoque d'intervention maximale		Noms des phases	Direction des phases	Effet sur les jeux de failles
CENOZOIQUE	NEOGENE	MIOGENE	Alpin Tardive TERTIAIRE	 N.O.60	Jeu en compression des accidents NO.60
	PALEOGENE	EOCENE	Alpin Moyen EOCENE	 N.160	Jeu en compression des accidents N.160 et création de nouvelles structures
MESOZOIQUE	CRETACE		Autrichienne (Alpin précoce)	 N.O.90	Jeu en inverse des accidents NO.90
	JURASSIQUE				
	TRIAS				
PALEOZOIQUE	PERMIEN		Hercynienne tardive	 N.120	Jeu en inverse les failles NW-SE
	CARBONIFERE	VISIEN	Hercynienne précoce	 N.O.40	Jeu en inverse les failles NW-SE
	DEVONIEN	Superieur	Frasnien	 NW SE	Jeu en failles noramles suivies faille NE-SW (Variation de faciès et d'épaisseur-volcanisme)
		Moyen			
		Inferieur	Caledonienne	 E W	Jeu en inverse sur les failles N-S (Erosion sur le mole sub-méridien "Tihemboka")
	SILURIEN				
	ORDOVICIEN		Panafricain tardive	 E W	Tectonique cassante NE-SW et NW-SE
	CAMBRIEN				

Figure 18 : Différents phases tectoniques de la plate-forme Saharienne (modifié d'après Boudjemaa 1987)

4.6. Cadre pétrolier

Le bassin de l'Ahnnet est le bassin le plus prolifique en gas dans la province occidentale de l'Algérie.

4.6.1. Les roches mères

A travers toute la plate-forme Saharienne, les principales roches mères sont d'âge paléozoïque, le Silurien et le Givétien-Frasnien, ces deux niveaux sont les plus souvent alimentent tous les bassins sédimentaires de l'Algérie par les hydrocarbures. Les argiles noires à Graptolites et radioactives qui représentent la partie basale du Silurien et la série argilo-carbonatée du Givétien et Frasnien sont les formations les plus exploitées et avaient une importance sur le plan exploration et production des hydrocarbures dans la section Upstream, ces deux niveaux argileux sont déposées dans un milieu marin anoxique favorisant la préservation de la matière organique, avec des épaisseurs de Hot Shale varient entre 50 à 150 m pour le Silurien, et entre 10 à 140 m pour le Frasnien. Les analyses géochimiques montrent que les argiles siluriennes sont les plus potentielles, elles ont des valeurs de COT (Carbone Organique Total) varie entre 1.5 et 4 %, dont les hot shales ont des valeurs de 2.1%, et pour le Frasnien, le COT atteindre 4%.

Le Silurien et Frasnien (Fig. 19) hot shales ont des valeurs COT très importants et une extension vaste dans l'espace (dans l'Algérie, le nord du Tunisie, et la Lybie) sont classés comme une roche mère du 1er classe (Rahmani 2012).

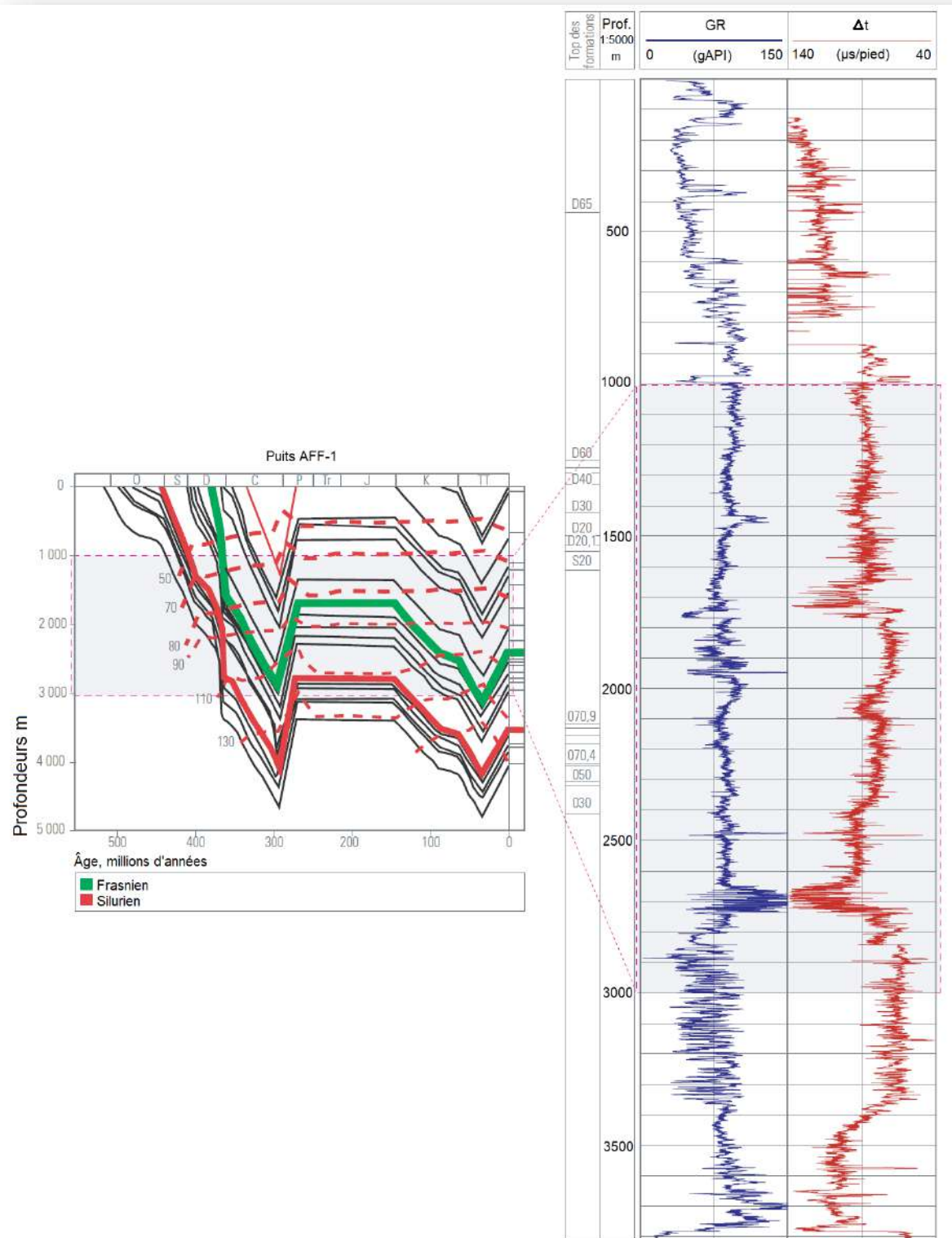


Figure 19 : Richesse et maturité des roches mères du Paléozoïque (WEC 2007)

4.6.2. Les réservoirs

Plusieurs roches réservoirs sont déterminés dans le bassin de l'Ahnet, d'âge différents, pour l'Ordovicien il y a la formation de Quartzite de Hamra, et les grès d'El Goléa, pour le Dévonien inférieur il y a Gédinnien (Lochkovien), Siégénien (Praguien), et Emsien, enfin pour le Carbonifère il y a Tournaisien (Le Mississipien inférieur) :

4.6.2.1. Les Quartzites de Hamra

Déposés dans un environnement fluvial à marin peu profond, avec une granulométrie très à grossière bien cimentée, cette configuration permet une porosité acceptable varie entre 3 à 8 %, et une perméabilité faible nécessite une fracturation pour améliorer la qualité pétrophysique de réservoir.

4.6.2.2. Les Grès d'El Goléa

Déposés dans un environnement fluvio-glaciaire à marin peu profond dans la partie sommitale du l'Ordovicien supérieur, plus précisé dans le Hirnantien, avec une granulométrie fine à grossière bien cimentés, et une porosité varie entre 5 à 14 % (Fig. 20).

4.6.2.3. Les Réservoirs du Gédinnien (Lochkovien)

Déposé dans un environnement marin peu profond, l'épaisseur de ces grès varie entre 2 et 20 m, et avec une granulométrie fine à moyen bien classés, à ciment argileux à argilo-siliceux bien arrondis et légèrement carbonaté. La porosité varie entre 10 à 15 %.

4.6.2.4. Les Réservoirs du Siégénien (Praguien)

Déposé dans un environnement fluvial et deltaïque vers le sud-est du bassin, l'épaisseur de ces grès varie entre 2 et 20 m, avec un faciès gréseux fortement quartzitique, massive et compacte. La porosité varie entre 1 à 20 %, Les qualités réservoirs sont contrôlées par le rapport silice/chlorite.

4.6.2.5. Les Réservoirs du Emsien

La partie sommitale de Emsien est caractérisée par une sédimentation gréseuse parfois conglomératique avec un contenu fossilifère d'oolithe et de bivalve, déposé dans des conditions fluviales et de plate-forme continentale stable et peu profond, se trouve plus souvent dans la partie sud-ouest de l'Algérie, l'épaisseur effective atteindre 25 m, et la porosité atteindre une moyenne de 20 %.

entrecroisées, obliques et des rides dans sa partie sommitale, l'épaisseur de banc du grès varie entre 2 à 25 m, et des paramètres pétrophysiques pertinents, où la porosité atteint 25%, et la perméabilité 400 mD (Fig. 21).

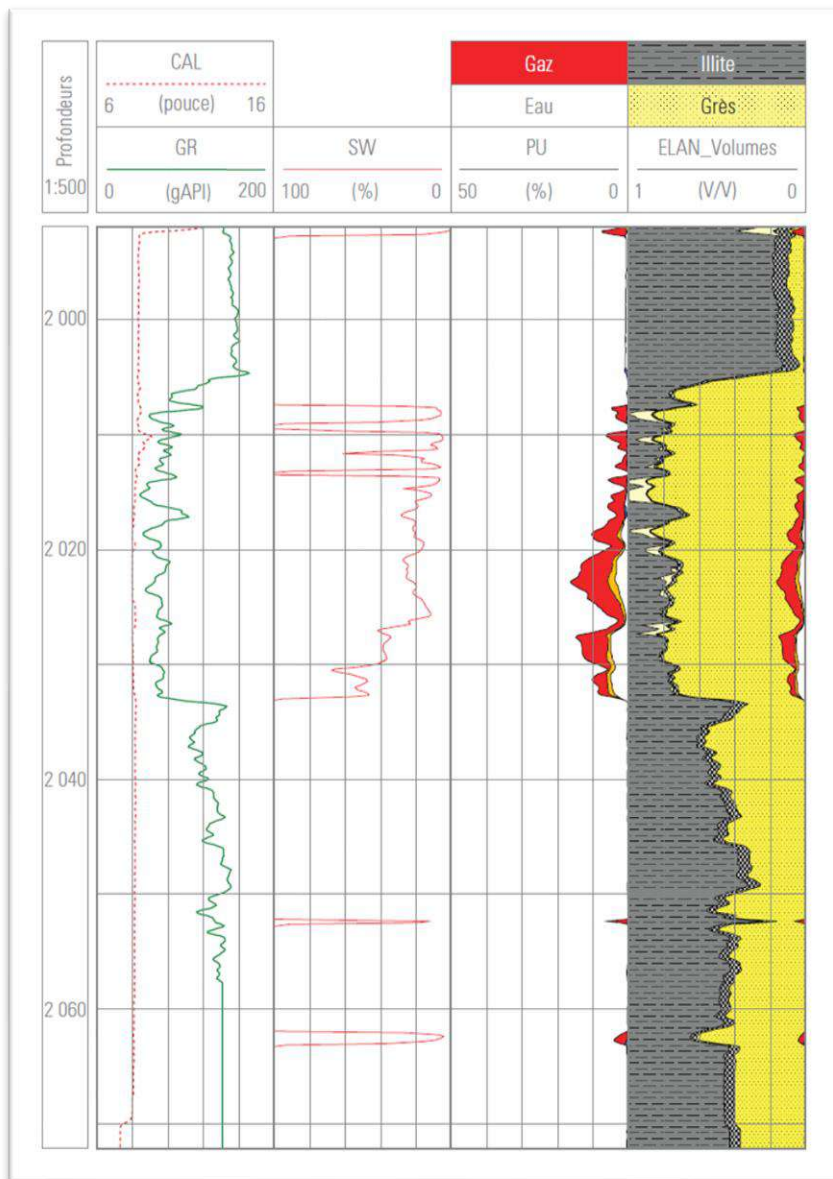


Figure 21 : Réservoirs du Carbonifère inférieur du bassin de l'Ahnnet (WEC 2007)

4.6.3. Les roches couvertures

Les argiles de silurien avec une épaisseur série atteindre 500 m, et les argiles Azzel-Tiferouine constituent d'excellentes roches couvertures pour les réservoirs de l'Ordovicien. La répartition des pressions potentiométriques montre un système d'écoulement par gravité.

Les Argiles de Khenig d'âge Frasnien-Faménien (Dévonien supérieur) assurent l'étanchéité de drainage des hydrocarbures depuis les réservoirs de Dévonien inférieur vers le haut, avec une extension très vaste à l'échelle régionale. Concernant la circulation des fluides une discontinuité des réservoirs et l'absence d'une circulation importante des fluides a été indiquée selon des pressions potentiométriques de ces réservoirs.

Pour Les argiles du Tournaisien (Mississipien inférieur-Carbonifère) constituent une roche couverture pour le réservoir du Tournaisien.

4.6.4. Les Pièges

La quasi-totalité de type des pièges découverts dans le bassin de l'Ahnet sont de type anticlinale ou anticlinale faillé, d'autre type de pièges associés aux blocs affaissés « foot fall » sont identifiés très fréquent à la périphérie des dépressions, notamment dans l'ensellement de Djoua (Fig. 22).

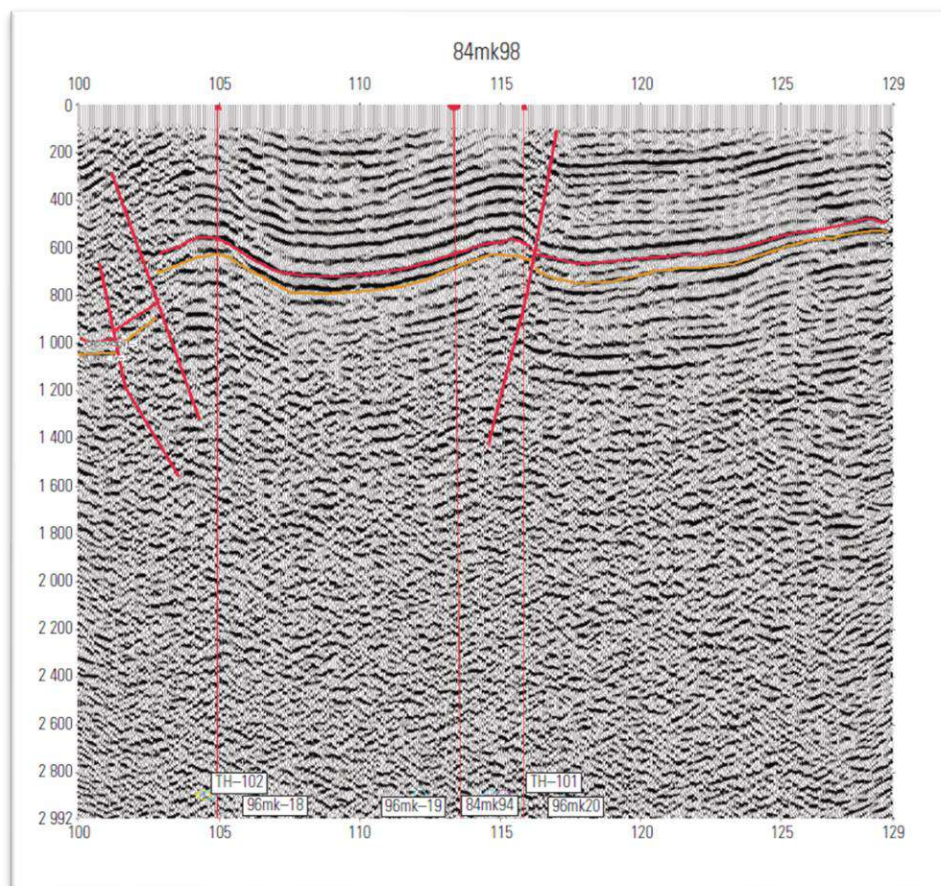


Figure 22 : Types de pièges du bassin de l'Ahnet (WEC 2007)

5. Potentiel en hydrocarbures

Le shale en Algérie est connu sous deux formations : le Silurien Tannzruft shale et le Dévonien Frasnien shale, ces derniers sont présentés dans sept bassins en Algérie qui sont : Tindouf, Timimoun, Reggane, Ahnet, Mouydir, Berkine, et Illizi,

Le bassin de l’Ahnet contient des ressources énormes en gas, il a connu une activité d’exploration intense dans les années cinquante, la prospection sismique 2D et 3D, et les forages permettent de confirmer l’existence de 45 découvertes prouvées avec un potentiel de 26 TCF, et plus de 50 TCF de potentiel restant à explorer à la base de l’analyse des données (WEC 2007).

Selon le rapport annuel de l’évaluation et l’estimation des potentiels en hydrocarbures réalisé par EIA-ARI 2013, les sept bassins Algérien contient une totalité de 3419 Tcf de gaz en place avec un taux de récupération de 20%, donc un volume de 707 TCF du gas techniquement récupérable dans le hot shale en Algérie (Fig. 23 et 24).

Ces ressources estimés mettre l’Algérie en quatrième place au niveau mondial pour le gas en places récupérables, et la troisième place pour le Total gas en place (Tableau 1).

Tableau 1 : Les différents forages réalisés dans le bassin de l’Ahnet 2009-2011 (Rahmani 2012)

<i>Bassin</i>	<i>Puits</i>	<i>Années</i>	<i>Diagraphie</i>	<i>Carottes</i>	<i>Formations</i>
<i>Ahnet</i>	Tirechoumine Nord-2bis	2009	TLD-APS-HNGS-HRLA-SS-EMS-GR - FMI-CMR-ECS	-	Frasnien
	Tirechoumine - 3	2009		9m	Frasnien
	Hassi Hassine Est -1	2010		SWC	Frasnien
	Djebel Mouina sud-1	2011		15m	Silurien
	Djebel Tahara nord-2	2011	-	-	Silurien
	Tigefermas Nord-1	2011	-	-	Frasnien, Silurien

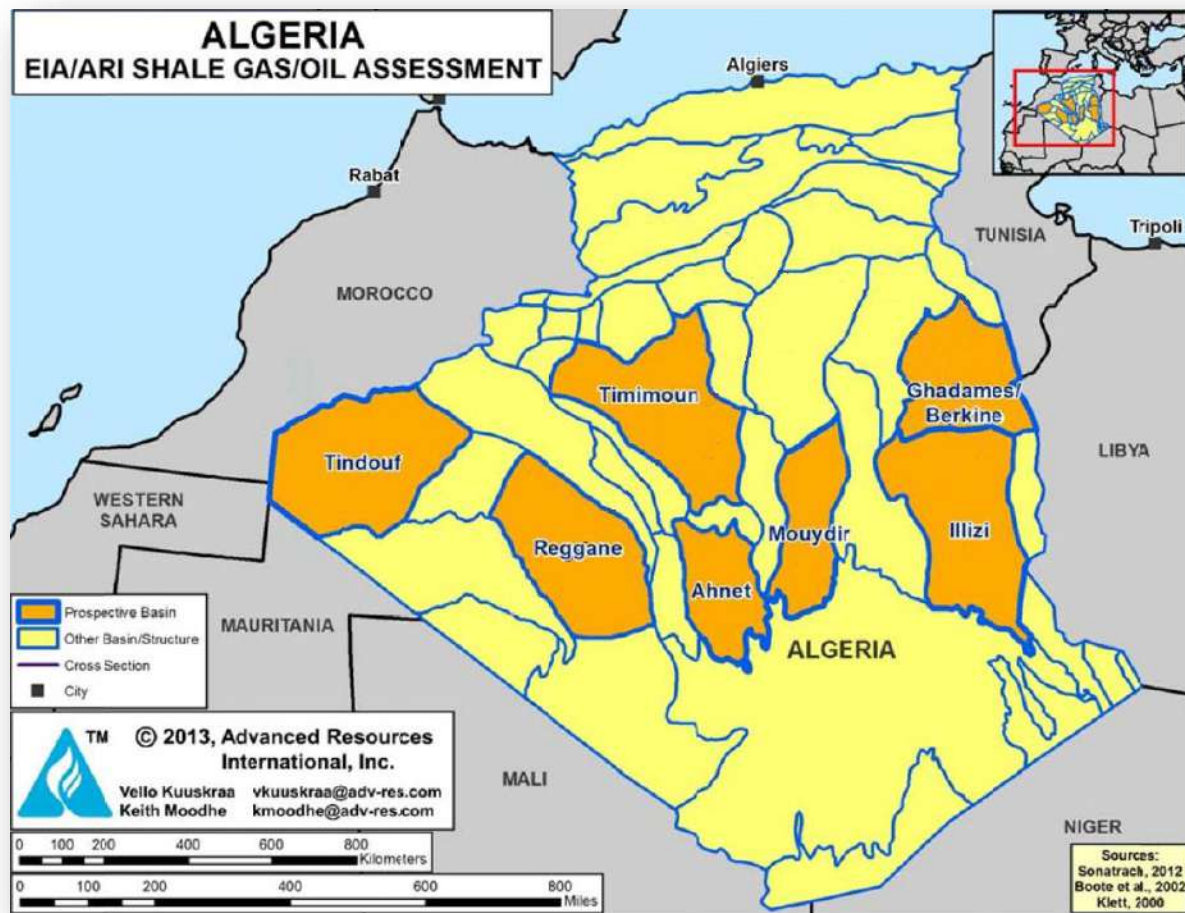


Figure 23 : Bassins de gaz de schiste et d'huile de schiste d'Algérie (ARI 2013)

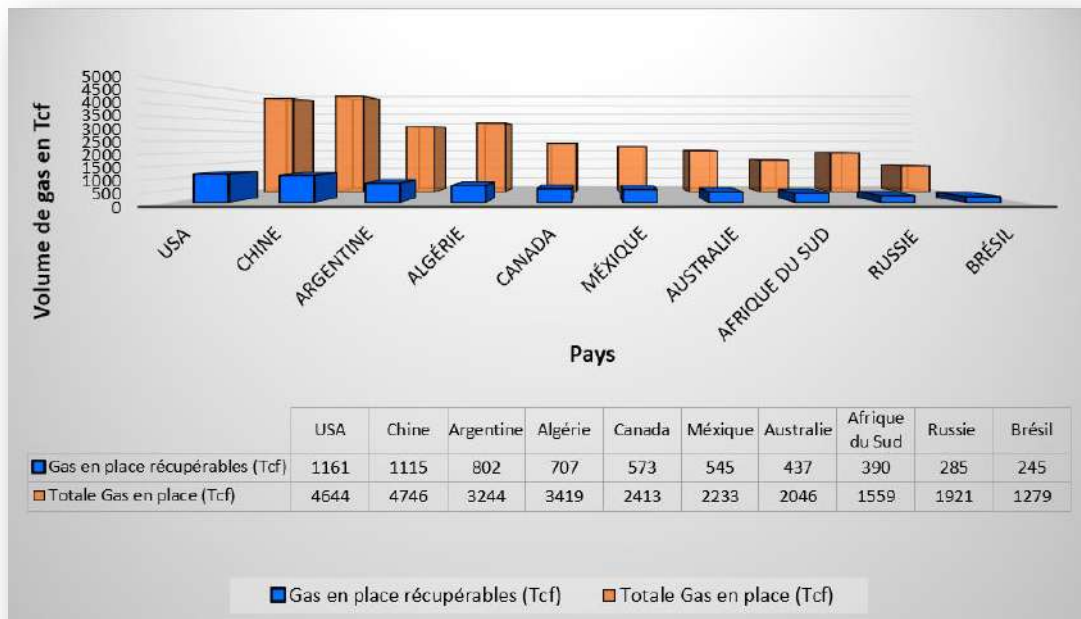


Figure 24 : Les potentialités mondiale en gas de schistes (modifié d'après ARI 2013)

II. Chapitre 2

Géochimie de la roche mère

1. Les argiles

C'est un mot d'origine latin « Argilla », et « Argilos » en Grèce, signifie une blancheur éclatante, c'est un terme très utilisé et mal défini, car il signifie plusieurs sens tel que :

- Une roche sédimentaire : provienne de l'altération physique ou chimique et la destruction des roches préexistantes tel que les roches ignées comme le Granite, Basalte, et Gabbro, où le granite est la principale source qui donne les argiles par sa destruction et altération sur le plan géologique.
- Un minéral : ou s'appelle les minéraux argileux, proviennent de l'altération chimique de certains minéraux qui composent la roche tel que la transformation des micas et des feldspaths en kaolinite, illite, et montmorillonite, les minéraux argileux appartiennent de groupe phyllosilicates ou s'appelle aussi les silicates de structure lamellaires sur le plan minéralogique.
- Une granulométrie : signifie une taille des grains inférieure à $2\text{ }\mu\text{m}$, ces débris les plus fins qui sont résultat de la désagrégation physique des roches s'appelle la farine de roche, cette farine peut composer d'une importante partie de minéraux argileux sur le plan géotechnique.

2. Les minéraux argileux

S'appelle en anglais « Clay Minerals », ce sont des silicates d'alumine et/ou de magnésie de la famille des silicates, Ils sont s'appelle des phyllosilicates hydratés, cristallisés en très petites particules minérales et entrant dans la composition des roches argileuses. Ces minéraux sont de taille inférieure à $2\text{ }\mu\text{m}$, Mélangé à un autre minéral comme la calcite il formera de la marne. Si l'argile est seule présente on désignera la roche sous le nom d'argilite. Leur structure est identifiable par étude aux rayons X ; elle se caractérise par la superposition de feuillets composés de couches tétraédriques ou octaédriques. L'empilement de feuillets qui forment structures globales des minéraux argileux ont des épaisseurs varie entre 7 et 15 Å. Ces feuillets sont essentiellement contenant atomes d'aluminium (Al), de fer (Fe), et de magnésium (Mg), dans le cas des argiles gonflantes, les feuillets sont liés par des cations échangeables tel que (Ca, Na, Mg) et des molécules d'eau.

Tout les minéraux argileux (phyllosilicates hydratés) sont composés de deux principales unités qui forment tout l'ensemble des minéraux simples et complexes d'argile qui sont :

- 1- Tétraèdre : formé par quatre ions d'oxygène O^{2-} entourés ion de Silicium Si^{+4} , pour former le tétraèdre SiO_4 . L'ensemble des tétraèdres forment une chaîne s'appelle feuillet tétraédrique, cette

dernière composée par des unités tétraédriques liés entre eux par trois atomes d'oxygène, avec une structure de cycle de tétraèdres hexagone, entre eux un vide hexagone (Fig. 25).

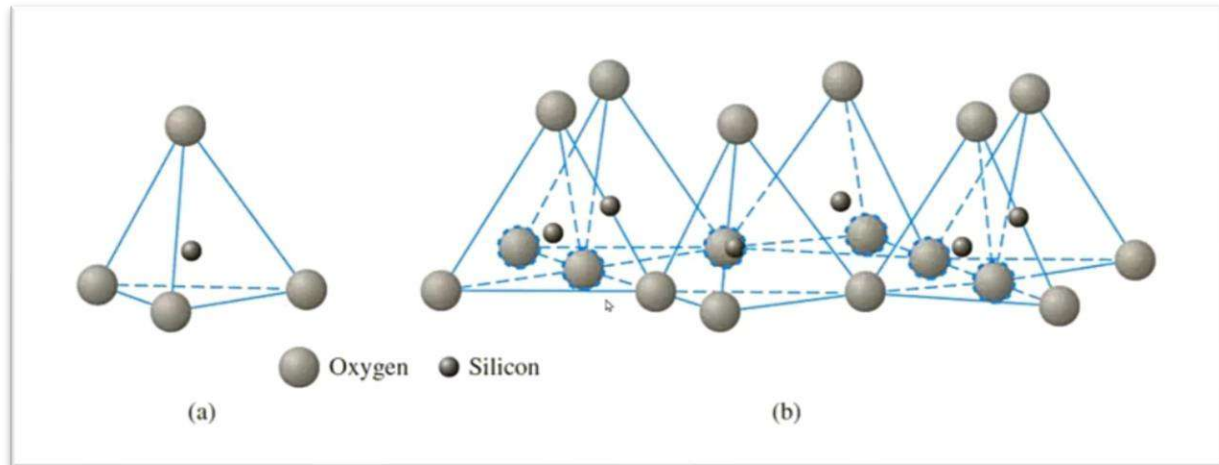


Figure 25 : Tétraèdre (a) un Tétraèdre isolé, (b) Une feuille de Tétraèdre

- 2- Octaèdre : formé par six ions d'hydroxyle entourés un cation central (Al, Mg), pour former l'octaèdre. L'ensemble des octaèdres forment une chaîne s'appelle feuillet octaédrique, cette dernière composée par des unités octaédriques liés entre eux dans les deux directions horizontales (Fig. 26). Selon le cation central qui occupe l'octaèdre, il y a deux types de feuillets qui sont :
- Le feuillet octaédrique d'aluminium ou Gibbsite : $\text{Al}_2(\text{OH})_6$ et s'appelle couche dioctaédrique.
 - Le feuillet octaédrique de magnésium ou Brucite : $\text{Mg}_3(\text{OH})_6$ et s'appelle couche trioctaédrique.

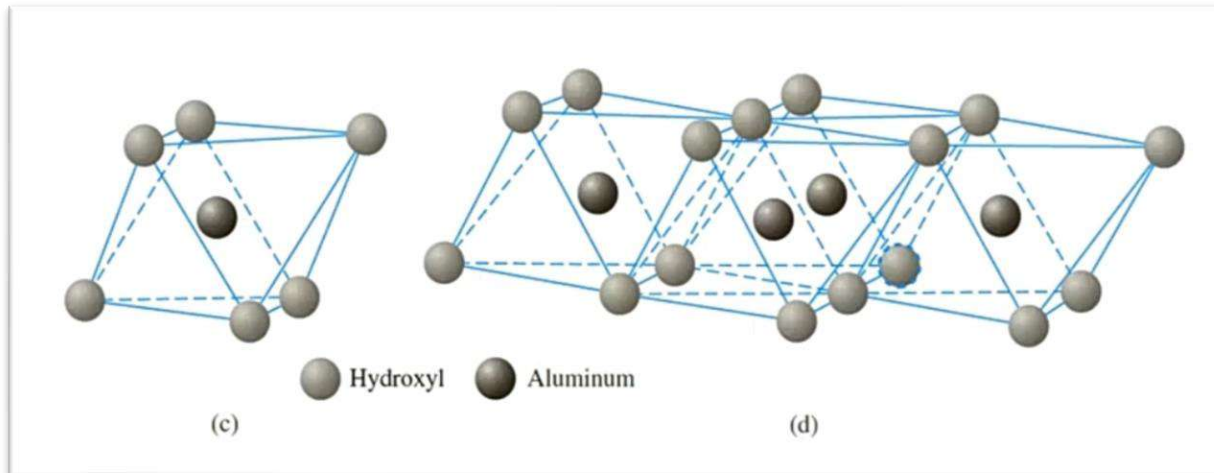


Figure 26 : Octaèdreun, (a) Octaèdre isolé, (b) Une feuille d'Octaèdre

Plusieurs minéraux argileux se forment par altération d'autres minéraux silicatés, tel que les feldspaths, les amphiboles ou les pyroxènes.

2.1. Classification des minéraux argileux

Il y a plusieurs types des minéraux argileux selon le nombre de feuillets (Fig. 27), On distingue trois types d'accollements :

- Les minéraux argileux dits **TO** ou « **1:1** » : représentés par le groupe « kaolinite-serpentine », ils sont formés par une couche d'octaèdres et une couche de tétraèdres, l'épaisseur du feuillet élémentaire, est de 7 Å. En fonction de la nature de cation central qui occupe le feuillet octaédrique, on distingue les argiles TO à feuillet dioctaédrique (feuillet de type gibbsite) comme la kaolinite, et les argiles TO à feuillet trioctaédrique (feuillet de type brucite) comme la serpentine.
- Les minéraux argileux dits **TOT** ou « **2:1** » : ils sont constitués par une couche d'octaèdre encadrée par deux couches tétraédriques, les feuillets épais de 10 Å, pareille aux les argiles TO, on distingue les argiles TOT à feuillet dioctaédrique et les argiles TOT à feuillet trioctaédrique, on différencie deux groupes : groupe d'illite, et groupe de smectite (montmorillonite).
- Les minéraux argileux dits **TOTO** ou « **2:1:1** » : représentés par le groupe des chlorites, ils sont constitués par une couche d'octaèdre encadrée par deux couches tétraédriques et un inter feuillet constitué par une couche d'octaèdre ; les feuilles épaisses de 14 Å.

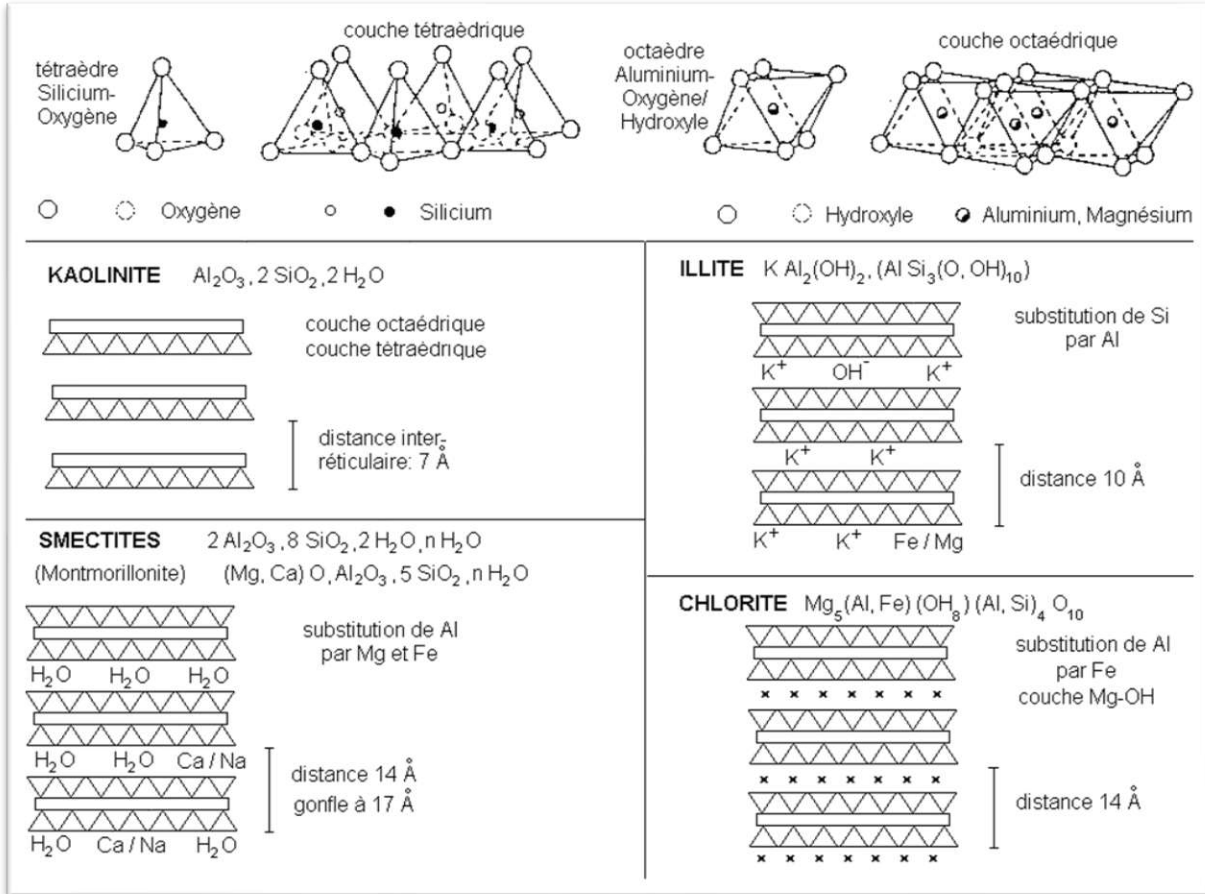


Figure 27 : Les différents types de minéraux argileux (www.u-picardie.fr 2015)

3. Schiste (shale)

S'appelle en anglais « Shale », c'est une roche sédimentaire détritique, fissile, à grain fin, formée par la consolidation et lithification de particules de la taille d'une argile ou d'un limon en couches minces et relativement imperméables. Il s'agit de la roche sédimentaire la plus abondante sur la croûte terrestre. Le schiste peut contenir des quantités relativement importantes de matière organique par rapport à d'autres types de roches à cause de milieu de dépôt calme où ces sédiments sont déposés permettre la décantation des microorganismes instantanément avec les sédiments d'argiles qui donnent après ça consolidation les schistes, et peut donc devenir une roche mère riche en hydrocarbures, même si un schiste typique ne contient que 1 % de matière organique. Sa granulométrie fine typique et son manque de perméabilité, conséquence de l'alignement de ses grains plats ou floconneux, permettent au schiste de former une bonne roche de couverture pour les pièges à hydrocarbures. Des indices de gaz provenant de schistes lors de forages ont conduit à cibler certains schistes comme réservoirs potentiels de gaz. Les différents types et volumes d'argile influencent la qualité du réservoir d'un point de vue pétrophysique et géomécanique. La qualité des réservoirs de schiste dépend, entre autres, de leur épaisseur et de leur étendue, de leur contenu organique, de leur maturité thermique, de la profondeur et de la pression, des saturations en fluides et de la perméabilité (Glossaire Schlumberger).

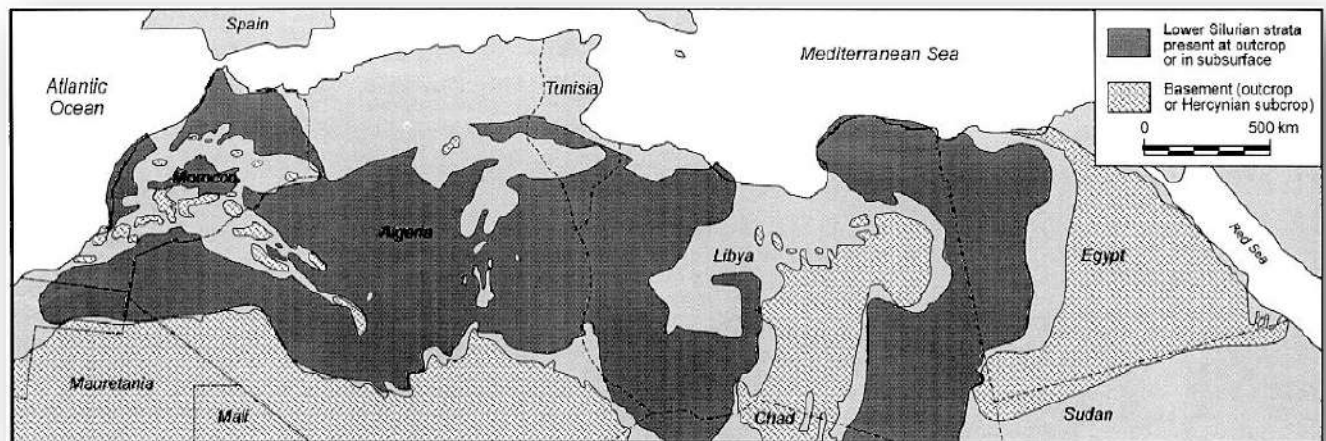


Figure 28 : Distribution des strates de silurien dans les affleurements du Nord de l'Afrique (S. Luning et al 2000, d'après Boote et al., 1998)

3.1. Classification de schiste

Les schistes sont des roches sédimentaires formés par l'altération des roches préexistants et le transport, dépôt et puis lithification et consolidation des débris de silt et argile, la fissibilité des schistes est le caractère limitant pour différencier les schistes d'autres roches sédimentaires. Plusieurs critères sont utilisés pour classer les schistes en plusieurs types et groupes tel que : la texture, la composition minéralogique, le type de cimentation, le milieu de dépôt, et le contenu en matière organique.

3.1.1. Classification selon la texture

Le schiste est principalement constitué par des particules de silts et d'argile (<0.063 mm) (d'après la classification de Wentworth, 1992), et de particule de sable avec des teneurs moins importantes, selon sa composition, le schiste est de silty clay, et clay shale, l'ensemble de ces derniers s'appelle argillaceous shales, si le schiste contient une teneur importante de quartz, il s'appelle sandy shale ou arenaceous shale.

3.1.2. Classification selon la composition minéralogique

La composition minérale de schiste est un facteur très important pour classer le schiste. L'identification de la composition minéralogique de schiste se fait par les analyses DRX. Il est principalement composé de quartz, feldspath et mica, selon la prédominance de l'un de ces minéraux, le schiste classé quartzeux, feldspathique, ou micacé, (Pettijohn, 1957).

3.1.3. Classification selon le type de cimentation

Comme toutes les roches sédimentaires, le schiste est formé par le transport, et dépôt, puis lithification et consolidation des sédiments, donc la cimentation se fait par plusieurs minéraux tel que la silice, l'oxyde de fer, ou le carbonate, selon le type de ciment, le schiste est défini comme un schiste siliceux, ferrugineux, ou carbonaté.

3.1.4. Classification selon l'environnement de dépôt

Trois environnements de dépôt des roches sédimentaires sont le plus souvent dans la nature, lacustre, marin, et deltaïque. Le schiste est déposé dans les environnements lacustre, marin, et deltaïque, Selon l'environnement de dépôt, il est classé comme schiste lacustre, schiste marin, et schiste deltaïque (Compton, 1977 ; Boggs, 1995). Le schiste lacustre est composé principalement par les argiles, les silts et les sables, et des fossiles tel que les bivalves, gastéropodes, ostracodes, diatomites, et des débris de végétaux supérieurs. Le schiste deltaïque est caractérisé par la forte présence d'illite, kaolinite, et montmorillonite. Le schiste marin est caractérisé par la présence d'illite, et montmorillonite, dans le

cas générale le schiste marin est de couleur sombre à noir à cause de la présence de la matière organique et le plus souvent constitué une roche mère de meilleure qualité d'hydrocarbures.

3.1.5. Classification selon le contenu en matière organique

Le schiste est généralement déposé dans un milieu très calme favorise la décantation de micro-organisme animale ou végétale, donc le contenu en matière organique varie depuis un schiste vers un autre. Selon le contenu en matière organique, les schistes on peut classés en deux groupes : carbonés, et bitumineux (Krumbein and Sloss, 1963).

4. Les hydrocarbures non conventionnels

4.1. Définition

Ces sont des hydrocarbures piégés dans un réservoir avec une perméabilité très faible (dans le cas général inférieur à 0.1 milli darcy), cette configuration pétrophysique nécessite des techniques d'exploitation très complexes et des technologies avancés tel que la fracturation hydraulique pour produisez les hydrocarbures avec des quantités économiquement rentable (ConocoPhillips Glossary), donc la différence entre un réservoir conventionnel et un autre réservoir non conventionnel est la technique d'exploitation d'hydrocarbures piégés dans ces réservoirs avec un taux rentable d'une point de vue économique dans la mesure où ils n'étaient pas économiquement exploitables par les techniques conventionnels ,et la nature de réservoir n'est pas le facteur déterminant pour dire que ce réservoir est conventionnel ou non conventionnel.

4.2. Types des hydrocarbures non conventionnels

Les hydrocarbures non conventionnels sont classés en fonction de leur gisement où ils sont piégés, pour les pétroles non conventionnel renfermant les schistes bitumineux (Oil Shale), les pétroles de schistes (Shale Oil), le pétrole des réservoirs compacts (Tight Oil), les pétrole lourds et extra-lourds, et les sable bitumineux (Les bitumes de sable asphaltiques), et pour les gazes, renfermant du gaz de schiste (Shale Gas), gaz des réservoirs compacts (Tight Gas), Gaz de Houille ou gaz de couche charbon (CBM), et les hydrates de gas ou les hydrates de méthane (Gas Hydrates) comme la figure ci-dessus (Fig. 29) se présente les différents types d'hydrocarbures non conventionnel dans un triangle où ils occupent la partie basale de ce triangle, par contre les hydrocarbures conventionnels occupent la partie sommitale.

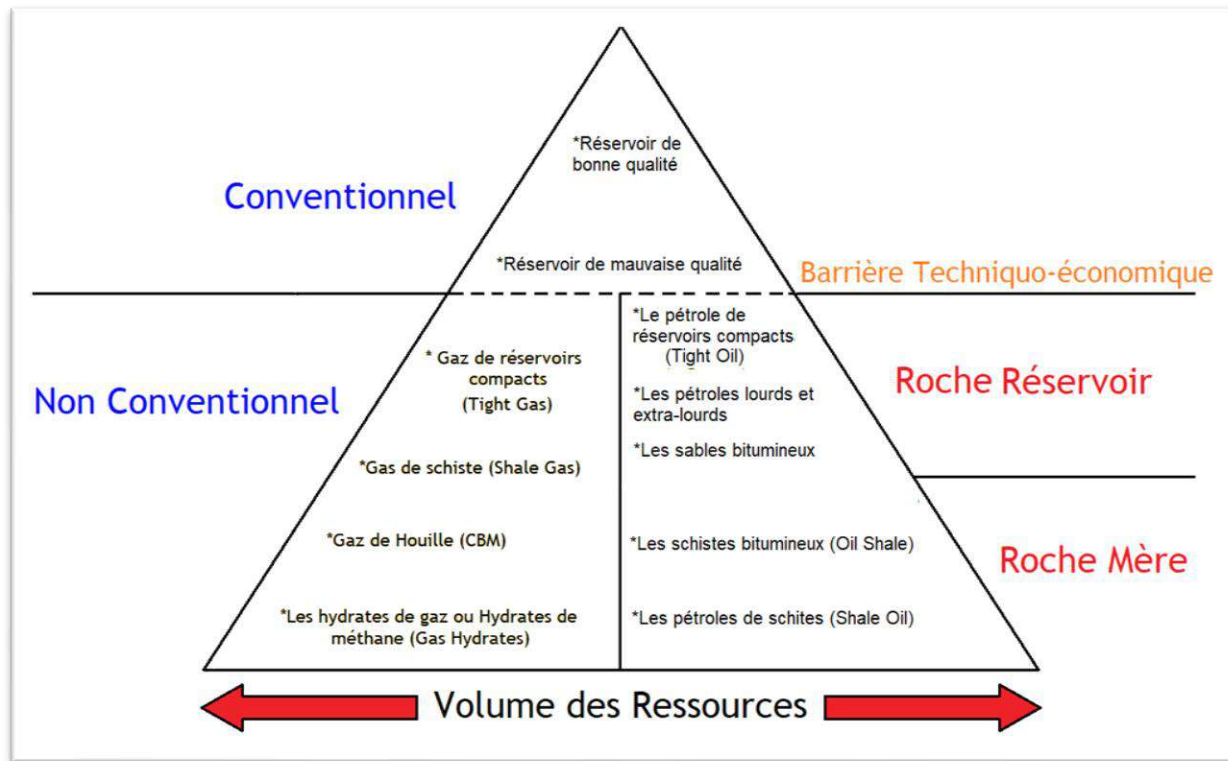


Figure 29 : Types des Hydrocarbures

4.2.1. Types d'hydrocarbures liquides non conventionnels

4.2.1.1. Les pétroles non conventionnels piégés dans une roche mère

4.2.1.1.1. Les schistes bitumineux (Oil Shale)

Les schistes bitumineux, également appelés pyroschistes ou schistes kérobitumeux et « Oil shale » en Anglais. Ils sont des roches sédimentaires représente une roche mère riche en matière organique, ces schistes bitumineux n'a pas été suffisamment enfouies pour laquelle cette matière organique atteindre un stage de maturation thermique permettre de produisez les hydrocarbures, pour cette raison, ces schistes sont exploités en carrières ou en mines et chauffés à une température de 450 à 500 °C à l'absence de l'air.

4.2.1.1.2. Le pétrole (L'huile) de schiste (Shale Oil)

Le pétrole de schiste, appelé aussi l'huile de schiste, et « Shale oil » en Anglais. C'est un type d'hydrocarbure liquides non conventionnel obtenu par la maturation artificielle par chauffage, pyrolyse ou hydrogénation de schistes. Un forage horizontal puis une fracturation hydraulique sont des techniques nécessaires pour l'exploitation de ce type de gisement.

4.2.1.2. Les pétroles non conventionnels piégés dans une roche réservoir

4.2.1.2.1. Le pétrole de réservoirs compacts (Tight Oil)

Les pétroles (huile) de réservoir compact, appelé « Tight Oil » en Anglais. Ces des hydrocarbures contenus dans des réservoirs très peu poreuses et très peu perméables de mauvaise qualité, généralement interstratifiés dans les niveaux de roche mère ou au voisinage et en contact avec celle. Contrairement aux hydrocarbures de schistes, les hydrocarbures liquides de réservoir compact ayant migré hors de la roche mère (Fig. 30).

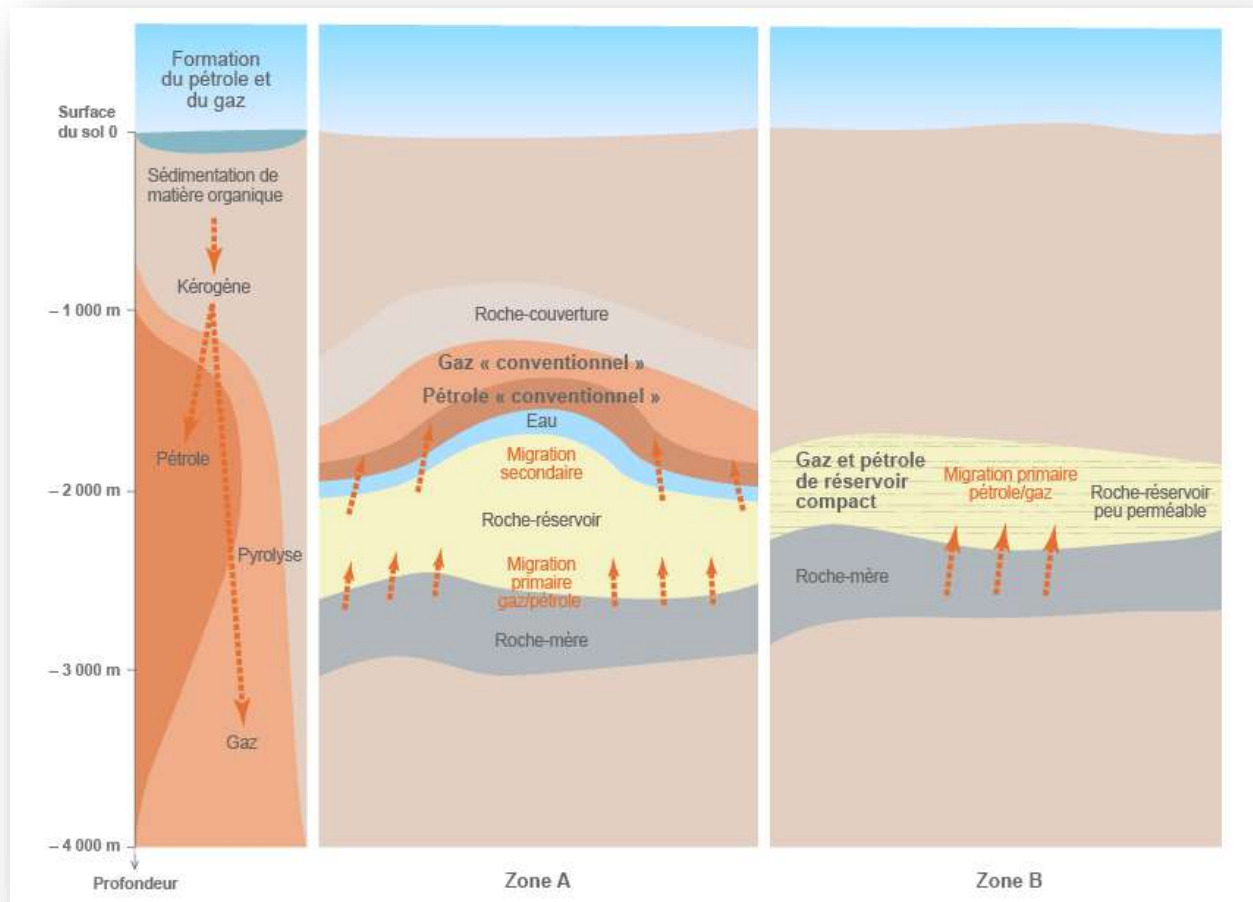


Figure 30 : Étapes de migration des hydrocarbures conventionnels et de ceux de réservoir compact (www.connaissancedesenergies.org 2015)

4.2.1.2.2. Les pétroles lourds et extra-lourds

Les pétroles ou les huiles lourds et extra lourds, s'appellent « Heavy Oil » and « extra heavy Oil » en Anglais. Sont des huiles caractériser par une forte densité, pour l'huile lourd (heavy) s'il est compris

entre 10° et 22,3° et pour l'huile extra lourd (extra heavy) s'il est inférieur à 10° API (American Petroleum Institute), et viscosité très élevée dans leur réservoirs naturels, ces caractéristiques rend l'exploitation de ces huiles impossible avec les techniques conventionnels, les réserves importants d'huile lourd se situent au Canada, et au Venezuela.

4.2.1.2.3. Les sables bitumineux (Tar sands, Oil sands)

Les sables bitumineux ou bitumeux, appelé aussi les bitumes de sable asphaltique, et « Tar sands » et « Oil sands » en Anglais, un sable bitumineux est composé de sable, de bitume brut (7 à 12 %), d'argile et d'eau. On obtient de bitume, des hydrocarbures solides et liquides visqueux et denses par l'extraction et transformation de ces sables. Également aux pétroles lourds et extra-lourds, les gisements importants de sables bitumineux se situent au Canada, et au Venezuela.

4.2.2. Types d'hydrocarbures gazeux non conventionnels

4.2.2.1. Gaz de réservoirs compacts (Tight Gas)

Ces hydrocarbures appelés aussi « Tight Gas » en Anglais, ces sont des gaz contenus dans des réservoirs très peu poreuses et très peu perméables, avait migré hors de la roche mère vers des réservoirs compacts, ces faibles paramètres pétrophysiques de réservoirs rend l'extraction de ces gaz très difficile, et nécessite une technologie plus avancée et non conventionnelle tel que le forage horizontal et la fracturation hydraulique.

4.2.2.2. Gaz de schiste (Shale Gas)

Les gaz de schiste appelé aussi « Shale Gas » en Anglais, ils sont généralement composés de méthane, piégé dans une roche mère présenter par les schistes avec des faible paramètres pétrophysiques tel que la porosité et la perméabilité, si la roche mère a été enfoui à des profondeurs profonds, donc on a le gaz est principalement sec tel que le méthane, par contre si les profondeurs sont peu profondes, on trouve des gaz humides tel que l'éthane, butane, et propane.

4.2.2.3. Gaz de Houille (CBM)

Le gaz de houille ou méthane de couche de charbon, appelé « Coalbed methane ou CBM » en Anglais. C'est un gaz naturel principalement méthane, adsorbé sur la surface de matrice qui forme les pores dans le charbon, ou dans les fractures naturelles, ce gaz formé à partir de la maturation et la transformation de la matière organique essentiellement ligneuses d'origine terrestre, la récupération

de ce type d'hydrocarbures nécessite un forage horizontal puis une fracturation hydraulique pour améliorer l'efficacité et le taux de récupération d'hydrocarbures (Fig. 31).

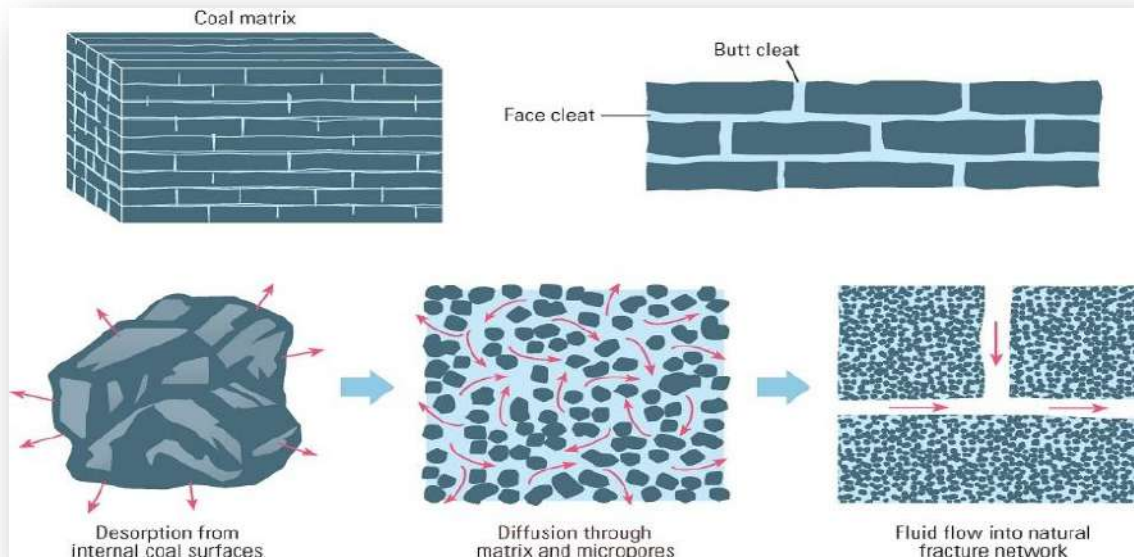


Figure 31 : Gaz adsorption-désorption dans le charbon (CBM) (Schlumberger.com 2012)

4.2.2.4. Les hydrates de méthane (Gas Hydrates)

Les hydrates de méthane ou hydrates de gaz, appelé « Natural Gas Hydrates » en Anglais, c'est un substance solide ressemble de glace et contient de méthane, résultat de la cristallisation d'un molécule d'eau encapsulé le méthane sous certaines conditions bien précise de basse température et de haute pression, ce type d'hydrocarbures est formé dans des climats froids, est le plus souvent située dans le pergélisol, ou dans les couches géologiques sédimentaire des fonds océaniques, son exploitation nos jours est couteuse et complexe.

4.2.3. La composition chimique de gaz naturel

Le gas naturel est une association des hydrocarbures gazeuses de type alcane, il est principalement composé de méthane, puis éthane, propane, et butane avec des quantités moins importantes. En générale, le gas naturel contient de 70 à 98 % de méthane, et moins de 10 % d'éthane, et des quantités très réduites d'hydrocarbures gazeuses lourds tel que propane, butane, et pentane.

Dans le gas naturel, il y a aussi la présence d'autre gazes non-hydrocarbures tel que le dioxyde de carbone (CO_2), le nitrogène ou Azote (N_2), le sulfide d'hydrogène (H_2S) qui est un gaz très toxique

et mortel, et vapeur d'eau, et parfois des gazes rares tel que l'hélium et néon, et dans des cas, il y a la présence des gazes poisons tel que thiol et thioéther.

La composition chimique de gaz naturel n'est pas identique dans tous les champs pétroliers, il change parfois d'une façon remarquable d'une région à une autre, pour le cas de dioxyde de carbone qui présente d'une quantité dépasse les 70 % dans un gisement de pétrole situé dans le bassin pétrolifère et gazier de Sibérie, Russie, et dépasse les 50 % pour le bassin gazier de Binnan de Shangdong, Chine.

5. Le gaz de schiste

5.1. Définition

Le mot « gaz de schiste » représente la mauvaise traduction de l'anglais « Shale Gas », car la définition de mot « Shale » en anglais : c'est une roche sédimentaire à grain fins lithifiés et texture feuilletée, peut contenir des hydrocarbures, par contre le mot « schiste » en français (en anglais schist) signifie la roche métamorphique ayant acquis une schistosité sous l'influence de contraintes tectoniques, et ne renferme pas de ressources hydrocarbures. Le mot gaz de schiste est malheureusement est encore utilise jusqu'à nos jours, le mot le plus correct que ça c'est « le gaz de marne » ou « gaz de pélites ».

Le gaz de schiste est un gaz naturel prisonnier dans le réseau poral des roches sédimentaires à grains fins riche en matière organique et de faible perméabilité, où la roche est considérée en tanque roche mère et roche réservoir au même temps.

5.2. Formes d'existence

Le gaz présent dans le schiste est se trouve en trois formes (Fig. 32) :

1. Le gaz libre occupé dans les espaces interstitiels (Les pores) interconnectés ou isolés et les fractures.
2. Le gaz adsorbé, électriquement fixé (adsorbé) à la matière organique et à la surface d'argile.
3. Le gaz dissous dans la matière organique.

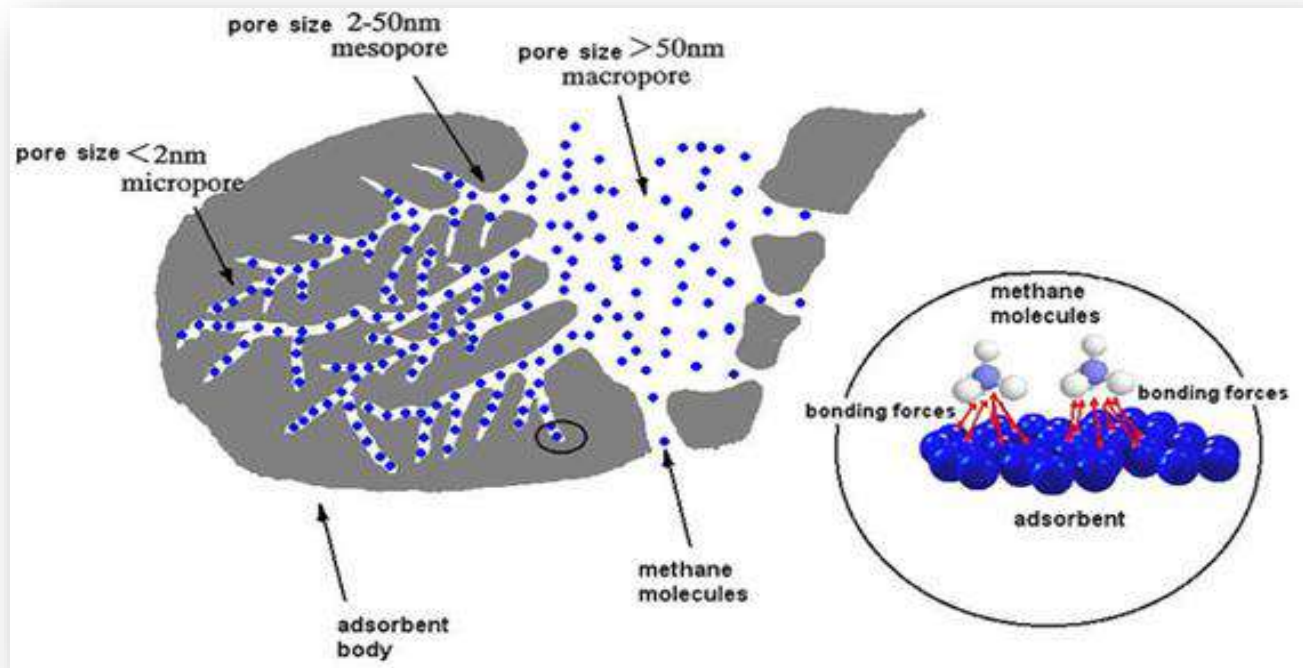


Figure 32 : L'adsorption de gaz naturel dans des pores de différents taille (www.bouziec-perigord.fr 2011)

5.3. Exploitation

L'exploitation de gaz de schiste est simple comme l'exploitation d'autres gisements d'hydrocarbures, on fore verticalement jusqu'à en attendre la roche qui contient le gaz de schiste, mais le problème est que cette roche imperméable ne permet pas le drainage de ces hydrocarbures, et des problèmes techniques vont apparaître, donc cette exploitation nécessite d'autres techniques non conventionnelles pour augmenter le taux de récupération de ce type d'hydrocarbure, pour cet but, l'exploitation de gaz de schiste passe par deux étapes principales comme les suivantes :

5.3.1. Le forage horizontal (dévié)

On sait faire des forages verticaux depuis plus de 150 ans, après on a développé le forage incliné par rapport à la plateforme de derrick, ça permet de atteindre un seul gisement depuis plusieurs forages. La technique de forage horizontal a été utilisée au Texas à partir des années 1980 pour atteindre un gisement de gaz naturel.

Le gaz de schiste se trouve dans des roches à des grains très fins, et imperméable, et les vides interstitiels ne sont pas interconnectés entre eux, cette configuration nécessite de forer horizontalement le gisement et parallèle aux stratifications de la roche et suivre l'extension de la roche

mère une fois on atteinre la roche mère, ce forage horizontal est de l'ordre de 2000 m, et peut dépasser les 3000 m dans certains gisements (Fig. 33).

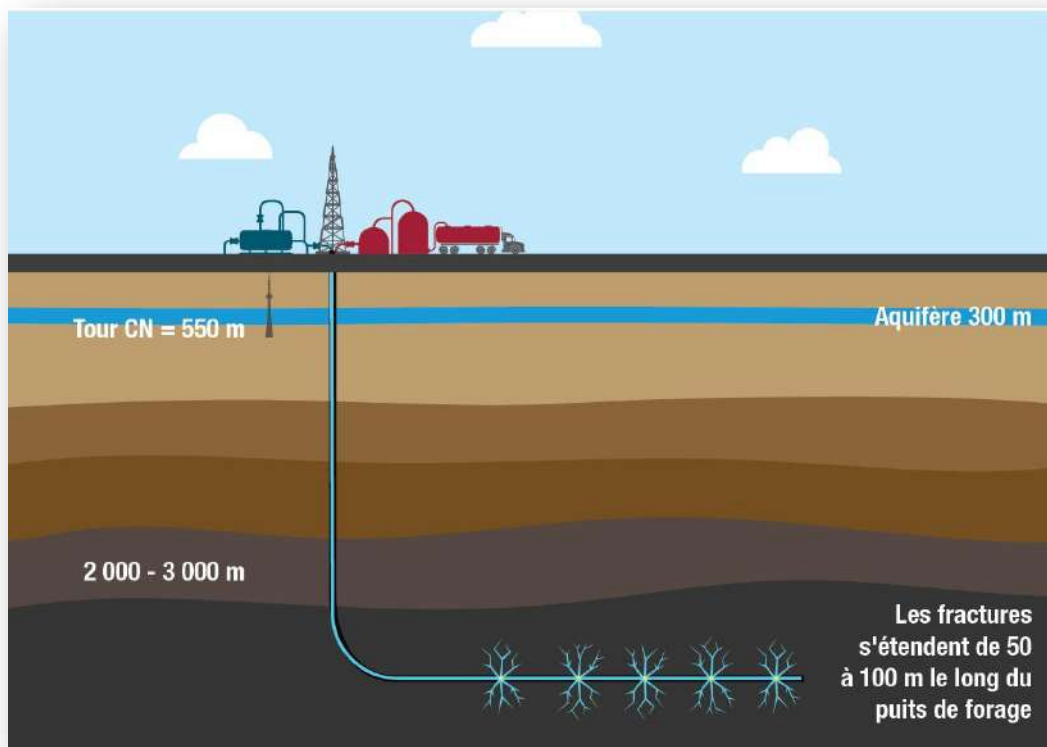


Figure 33 : Schéma du principe de forage horizontal (www.capp.ca 2013)

5.3.2. La fracturation Hydraulique

Les fractures naturelles de schiste ne sont pas suffi pour l'exploitation de gaz avec un taux de récupération important, pour améliorer le rendement de récupération de gaz, il est nécessaire de réaliser la technique de la fracturation hydraulique par la création des fractures artificielles, cette technique de fracturation est largement utilisé dans l'industrie pétrolière et gazière, et permettre de maintenir les fissures ouverts et donc augmenter la perméabilité de schiste, cette fracturation passe par deux étapes :

1. La réalisation des premier explosions successives d'une portée limitée à voisinage de trou de forage par une technique s'appelle la fracture en plusieurs étapes. À partir de la surface et les puits voisinages, on détermine la direction et l'amplitude des fractures induites dans le schiste.

2. L'injection d'un fluide incompressible composé d'eau mêlée de sable et d'additifs qui s'appellent les agents de soutènement (Fig. 34) sous pression très importante d'ordre 15000 psi, ce qui égale à 1000 fois la pression atmosphérique, donc 1000 bars ou à 10,000 tonnes au m^2 , pour augmenter la propagation des fractures qui sont déjà créés par la précédente fracture en plusieurs étapes, et empêchera leur fermeture. Ces fractures ne peuvent pas se propager sur de très longues distances, ils se propagent de 50 à 100 mètres à partir du puits horizontal. Le sens de direction du forages horizontaux sont parallèles à la direction de la contrainte horizontale minimale, et les fractures s'ouvrent alors perpendiculairement à la direction de forage horizontal donc la même direction de la contrainte horizontale minimale.



Figure 34 : Différents agents de soutènement (proppants en anglais) (bouzic-perigord.fr 2011)

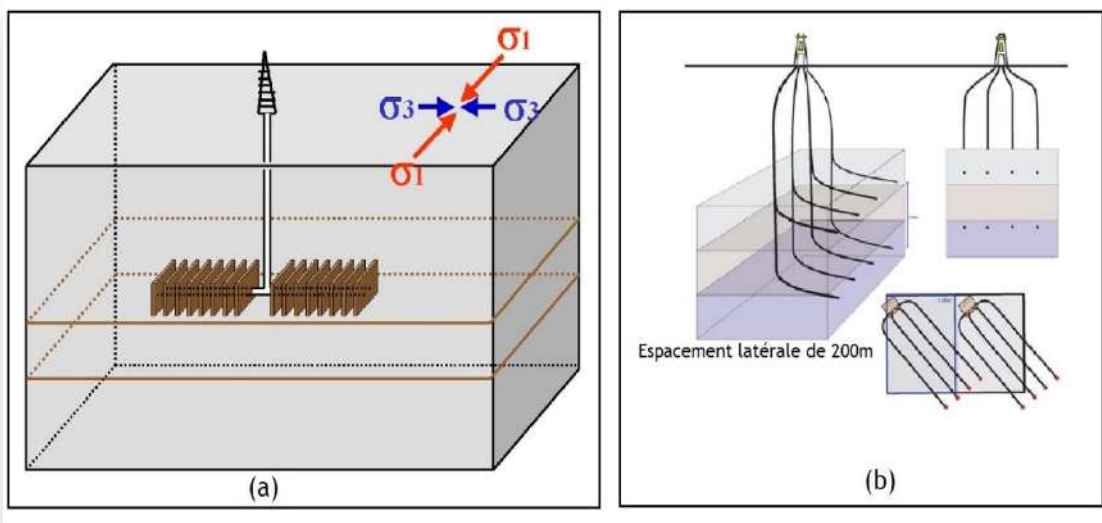


Figure 35 : (a) théorique de la fracturation hydraulique induite avec 2 forages de sens opposés à partir d'un même puit (Pierre Thomas 2010). (b) Plusieurs puits horizontal à partir d'un même endroit

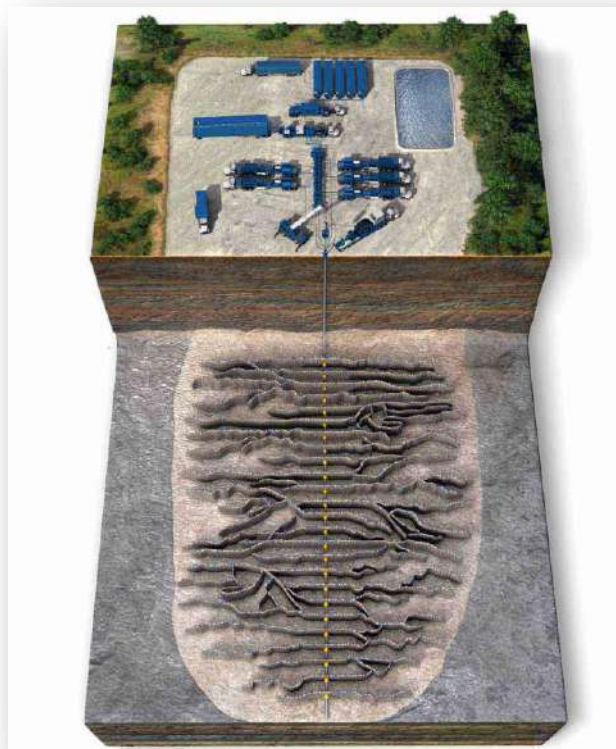


Figure 36 : Bloc-diagramme de réseau de fractures induites par la fracturation hydraulique (slb.com 2011)

5.4. Impacts environnementaux et sanitaires

L'exploitation de gaz de schiste a provoqué un tollé mondial en raison des effets secondaires de l'extraction de ce type d'hydrocarbures non conventionnels et de la menace réelle pour la richesse stratégique des réserves d'eau et contribuant au problème du réchauffement climatique, et à ce sujet de nombreuses associations de la société civile actif dans le domaine de la protection des forêts et de la préservation de l'environnement et pour la sécurité des citoyens, d'énormes manifestations ont été organisées dans de nombreux pays du monde, et la majorité d'entre elles ont réussi à empêcher la délivrance de licences aux compagnies pétrolières pour explorer le gaz de schiste, similaire à l'Algérie en 2015, qui a connu de violentes protestations contre le projet d'exploitation du gaz de schiste à Ain Saleh, et c'est devenu un problème politique majeur et une véritable crise qui a conduit à un recul de l'Algérie sur ce projet. Parmi les inconvénients d'exploitation de gaz de schiste les suivants :

- Le volume d'eau utilisé pour la fracturation hydraulique dépend des spécifications, en générale, chaque puits nécessite une moyenne entre 5000 à 30000 m³ d'eau pour la réalisation de la fracturation hydraulique.
- Risque des fuites de gaz ou fluides injectés pendant la fracturation hydraulique qui peuvent contaminés les nappes phréatiques, et les eaux potables.
- La contribution au réchauffement climatique à cause de fuite de gaz de méthane dans chaque forage qui est un gaz à effet de serre 20 fois plus efficace que le CO₂.
- Le fluide injecté pendant la fracturation hydraulique qui contient des additifs nocifs et des composants radioactives restent piégés dans les pores des roches en ne peuvent pas récupérés en surface à l'aide des techniques actuelles.
- Le maillage dense du réseau de puits permettre la dégradation des écosystèmes, et le changement de paysage.
- Risque de provocation des séismes à cause de la propagation des fractures induits par la fracturation hydrauliques qui peuvent atteindre des plans de faiblesses dans les couches géologiques, et peuvent aussi connectés avec les aquifères si la différence de profondeur entre le gisement de gaz de schiste et l'aquifère est moins important.

6. La porosité

6.1. Définition

La porosité est l'espace vide volumétrique dans la roche ou dans un matériel poreux, déterminé la capacité de stockage d'une roche ou un réservoir, définir comme le rapport entre l'espace vide « volume de vide » et le volume totale d'une substance, cette porosité est le résultat de ce rapport est exprimé soit en fraction entre 0 et 1, ou en pourcentage entre 0 et 100 %. Les matériaux poreux peuvent avoir tel valeurs, par contre, la porosité de la plupart des roches sédimentaires ne dépasses pas les 50 %. Dans l'industrie pétrolière, la plupart des réservoirs conventionnels d'hydrocarbures sont de nature sédimentaire, et ces porosités varies entre 10 et 40 % pour les réservoirs gréseux, et entre 5 et 25 % pour les réservoirs carbonatés (Tiab, D., & Donaldson, E. C., 2015)

La porosité peut être exprimé sous forme mathématique comme suivante :

$$\phi = \frac{V_b - V_{gr}}{V_b} = \frac{V_p}{V_b}$$

Où :

ϕ : Porosité en fraction

V_p : Volume des pores

V_{gr} : Volume des grains de la roche réservoir

V_b = Volume « bulk » totale de la roche réservoir

Et peut être exprimé aussi sous cette forme mathématique comme suivante :

$$\phi = \frac{V_p}{V_b} \times 100$$

Où :

ϕ : Porosité en pourcentage

V_p : Volume des pores

V_b = Volume « bulk » totale de la roche réservoir

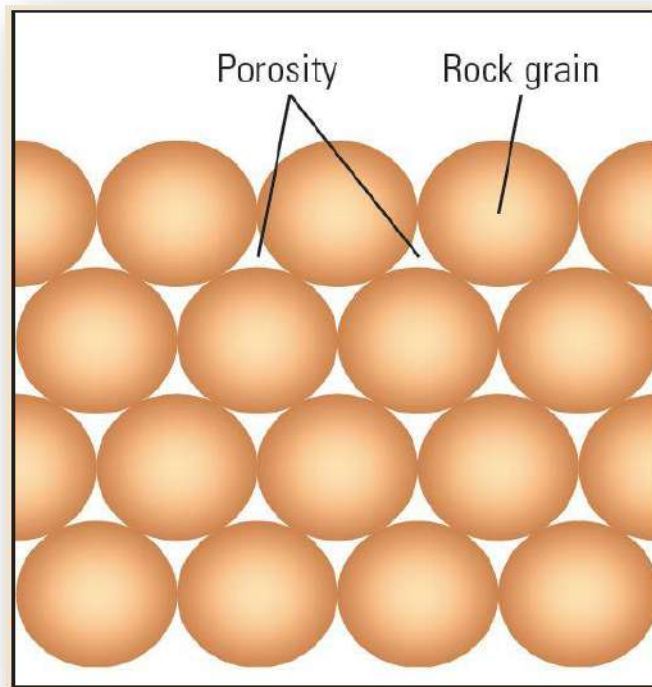


Figure 37 : La porosité dans une roche représente le volume vides entre les grains (slb.com 2014)

6.2. La porosité effective et totale

Il y a une différence entre une porosité effective et porosité totale, dans l'industrie pétrolière il est nécessairement de faire la différence entre eux, car la porosité effective un facteur limitant pour la production dans la production des hydrocarbures dans les gisements conventionnels, donc la porosité effective est définie par les pores qui sont interconnectés entre eux et permettent la circulation des fluides dans la roche réservoir, représente le ratio entre le volume des pores interconnectés et le volume totale « bulk volume », le plus souvent, la porosité effective est connu dans les gisement conventionnels d'hydrocarbures, par contre la porosité totale représente le volume totale de toutes type de porosités, soit interconnectés ou bien isolés, on ne peut mesuré la porosité totale dans le laboratoire avec les techniques connus, en peut le mesuré par désintégrer la roche en poudre par broyage et séchage dans un four, et aussi par la diagraphie de densité et neutron. Notant que toujours la porosité totale est supérieure à la porosité effective.

6.3. Type de porosité

Selon le mode de formation de la porosité, cette dernière est divisée en deux types différenciés :

6.3.1. La porosité primaire

Ce type de porosité est formée pendant la sédimentation des sédiments, elle est influencée par des différents facteurs tel que le milieu de dépôt, la taille et la forme des grains, le ciment, la distribution de diamètres des sables...etc. La porosité primaire représente l'espace entre les grains qui n'ont pas été complètement compactés, cet espace est de type inter granulaire. La porosité primaire est le plus souvent connu dans les roches sédimentaires détritiques, mais cette porosité diminuée pendant la diagénèse des sédiments en roche sédimentaire, sous l'effet de la cimentation et la compaction.

6.3.2. La porosité secondaire

Ce type de porosité est formée après la formation des roches, et postérieur de la diagénèse, la porosité secondaire inclut la porosité de fracture due au contrainte géologique, la porosité vacuolaire résultant de la dissolution des roches sédimentaires d'origines chimiques ou biochimiques, le plus souvent la porosité secondaire contribue significativement au perméabilité des roches, mais avec une anisotropie de cette perméabilité qui change de la perméabilité horizontale vers la perméabilité verticale. Notant que les fractures induites par la fracturation hydraulique dans les réservoirs non-conventionnelles « Tight » pour augmenter la perméabilité de ces réservoirs est classifié comme une porosité secondaire permettre le drainage des fluides.

6.4. Classification des pores

L'Union Internationale de Chimie Pure et Appliquée (UICPA) en Français, et International Union of Pure and Applied Chemistry (IUPAC) en Anglais a classé les types des pores en trois grandes classes (Tableau 2) :

1. Les pores dont la largeur dépasse environ 50 nm (0,05 μ m) sont appelés macropores.
2. Les pores de largeurs comprises entre 2 nm et 50 nm sont appelés mésopores.
3. Les pores dont la largeur ne dépasse pas environ 2 nm sont appelés micropores.

Tableau 2 : Tableau représente la classification des pores selon leur diamètre (Classification de IUPAC)

<i>Diamètre de pore (nm)</i>	<i>Diamètre de pore (nm)</i>	<i>Type de pore</i>
< 2	0.002	Micropore
2-50	0.002-0.05	Mésopore
> 50	0.05	Macropore

7. La matière organique

7.1. Origine de pétrole

Le terme pétrole (en latin petroleum, du grec petra, « roche », et du latin oleum, « huile »), désigne un mélange d'hydrocarbures (molécules formées d'atomes de carbone et d'hydrogène) qui se forme dans les roches sédimentaires qui contient un pourcentage suffisant de la matière organique pour la génération de pétrole, et d'autre molécules composées d'atomes soufre, de l'oxygène, et de l'azote. La théorie selon laquelle le pétrole est d'origine biogénique est la plus acceptée selon les analyses géochimiques qui confirment la présence des structures chimiques caractéristiques qui sont reliés aux plants et aux animaux tel que porphyrine, stérane, et isoprénoïdes, ces structures chimiques ont appeler biomarqueurs. La roche mère est la roche principale où le pétrole va générer à l'aide d'autres facteurs tel que la température et la pression, cette roche est composée par des grains très fins qui se déposent dans un milieu marin peu profond et calme dans la phase transgressive du bassin sédimentaire où cette roche mère va déposer. La matière organique a une densité légère que l'eau, donc elle se dépose avec les argiles et les carbonates qui ont une granulométrie très fine, la sédimentation de ces argiles préservent la matière organique de la dégradation dans un milieu anaérobique où les bactéries décompose la matière organique pour former le kérogène ; qui représente une substance intermédiaire entre la matière organique et le pétrole ; et dioxyde de carbone (CO₂) et de l'eau (H₂O) (Fig. 38).

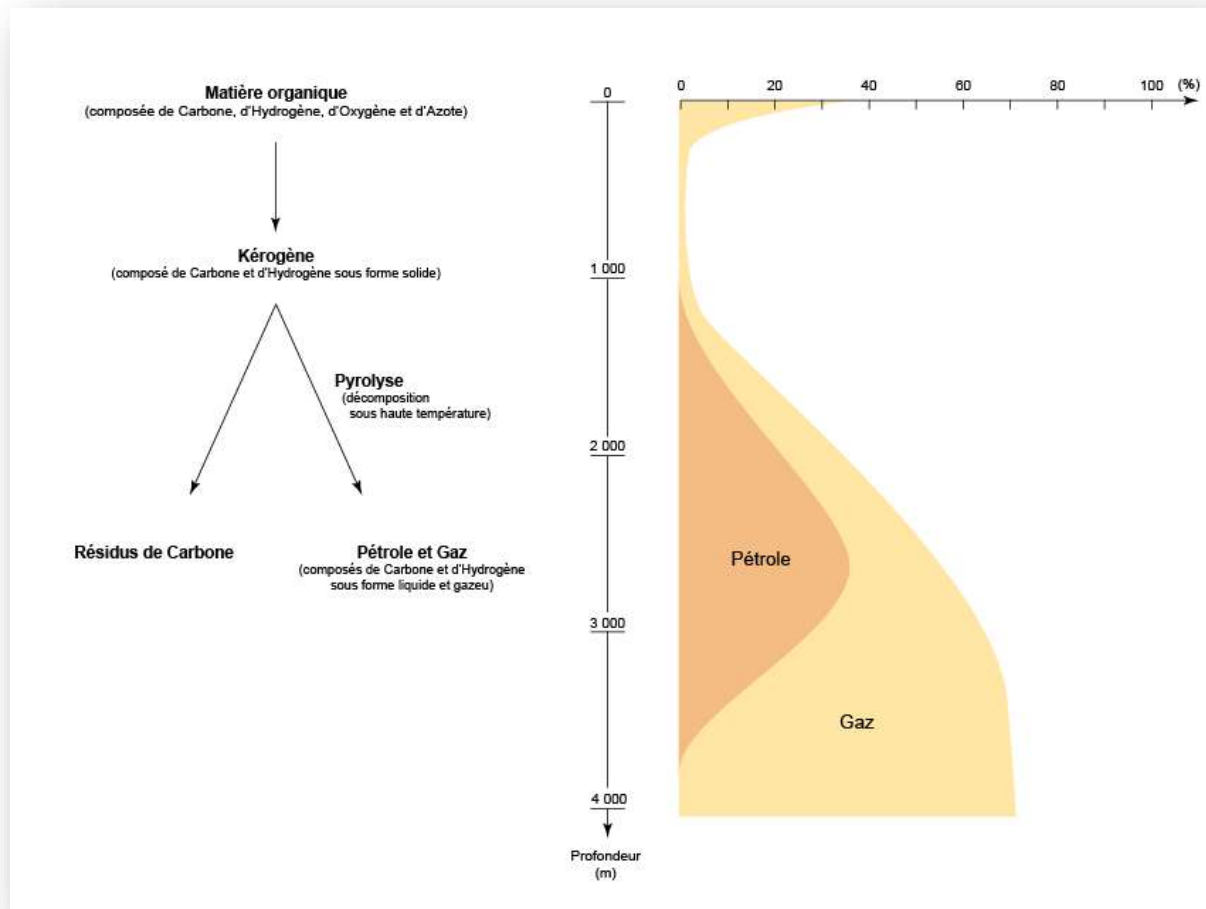


Figure 38 : Formation du Pétrole (www.connaissancedesenergies.org 2015)

7.2. Composition de la matière organique

La matière organique préservé dans la roche mère représente moins de 1 % de la matière organique déposé au cours de la sédimentation, car la partie majeure de la matière organique est dégradé par oxydation soit au cours de son transport, ou de son dépôt. Cette matière organique qui est d'origine de microalgues lacustres, micro-organismes planctoniques, et débris de végétaux terrestres, se compose d'une part, au matière organique solide qui s'appelle kérogène (Kerogen en Anglais), générer sous l'effet d'activité des bactéries anaérobies qui en extraient l'azote et l'oxygène, ce kérogène représente la fraction soluble de la matière organique, qui est extractible à l'aide des solvants organiques, ce kérogène représente la quantité majeur de la matière organique présenté dans la roche, et d'autre part, de fraction insoluble dans les solvants organiques connu sous le nom de bitume (Bitumen-soluble en Anglais), ce bitume se compose d'hydrocarbures de masse moléculaire élevée et

de composés organiques très riches en carbone et en hydrogène, tel que les résines, les asphaltènes, et une faible partie d'hydrocarbures saturés et aromatiques (Fig. 39).

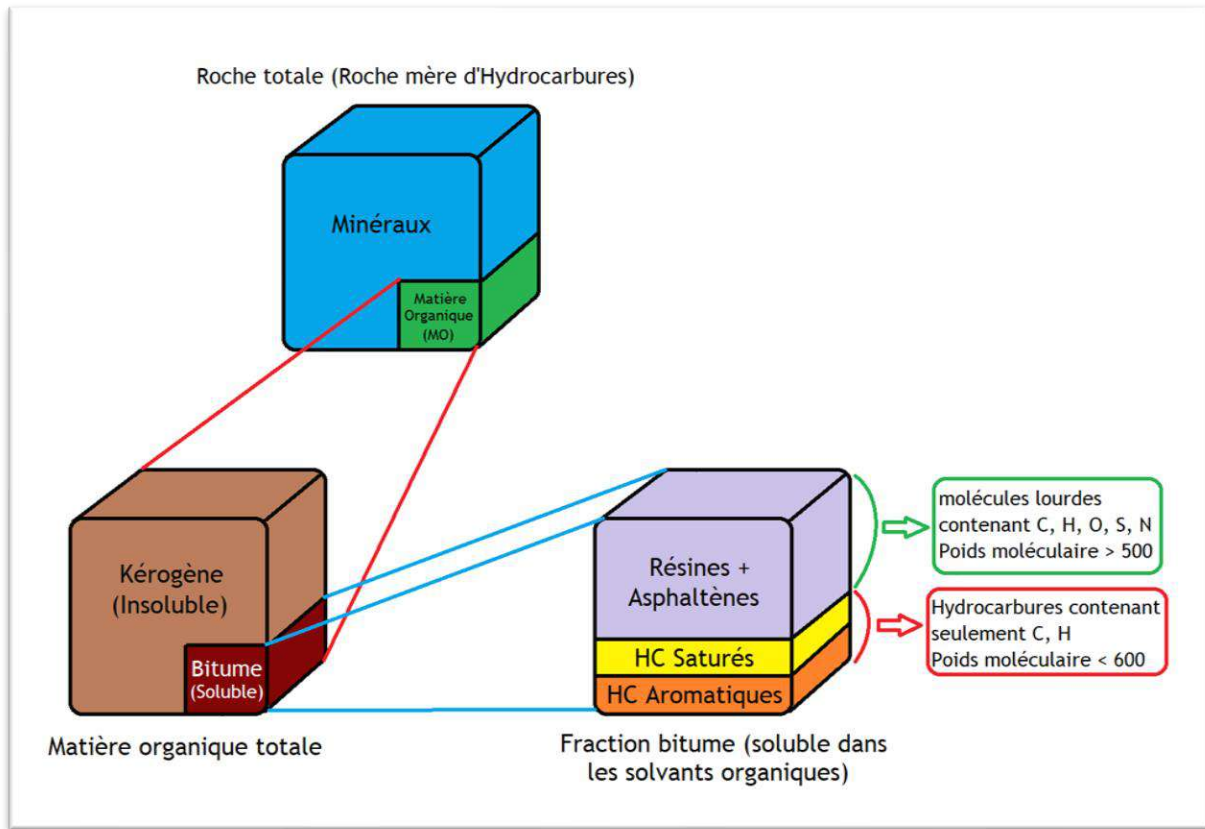


Figure 39 : Représentation des fractions organiques dans les roches sédimentaires 'matière organique totale, kérogène, bitume et HC (modifié d'après Tissot et Welte,1978)

7.3. La richesse en matière organique (COT)

D'un point de vue de l'industrie pétrolière, pour qu'elle une roche devienne une roche mère, il faut qu'elle contienne une quantité suffisante pour qu'elle génère les hydrocarbures en des quantités significatives, donc le contenu organique d'une roche mère a un grand impact sur la capacité de génération d'hydrocarbures. Le Pyrolyse Rock-Eval est une technique utilisée le plus souvent par les géochimistes pour l'évaluation des roches mères, par mesure leur contenu en matière organique sous forme carbone organique total (COT), et d'autres paramètres tel que la quantité d'hydrocarbures encore présents dans la roche mère (S1), les hydrocarbures libérés par la matière organique (S2), CO₂ libéré (S3), index d'hydrogène (IH), index d'oxygène (IO), index de production (IP), la température du maximum du pic S2 (Tmax). Concernant la définition de la roche mère, Welte (1965) a proposé que le contenu en carbone organique total (COT) dans une roche mère devrait avoir au moins 0.5 %

COT. Basé sur le contenu en (COT), Peters and Cassa (1994) ont classé les roches mères qualitativement en (Tableau 3) : Poor (0-0.5 % COT), Fair (0.5-1 % COT), Good (1-2 % COT), Very Good (2-4 % COT), and Excellent (>4 % COT), tandis que McCarthy, et al (2011) classé les roches mères comme le suivant (Tableau 4) : None (< 0.5 % COT), Poor (0.5-1 % COT), Fair (1-2 % COT), Good (2-5 % COT), and Very Good (>5 % COT).

Tableau 3 : Tableau représente la classification de la roche mère selon leur contenu en carbone organique totale (Peters and Cassa, 1994)

<i>Qualité</i>	<i>COT (%)</i>
<i>Poor</i>	0- 0.5
<i>Fair</i>	0.5-1
<i>Good</i>	1-2
<i>Very Good</i>	2-4
<i>Excellent</i>	>4

Tableau 4 : Tableau représente la classification de la roche mère selon leur contenu en carbone organique totale (McCarthy, et al, 2011)

<i>Qualité</i>	<i>COT (%)</i>
<i>None</i>	< 0.5
<i>Poor</i>	0.5-1
<i>Fair</i>	1-2
<i>Good</i>	2-5
<i>Very Good</i>	>5

7.4. Le Kérogène

7.4.1. La formation de kérogène

Le nom « kérogène » a été introduite par le chimiste organique Écossais Alexander Crum Brown en 1912 (Adrian et al, 1994). Après la mort de des êtres vivants, tel que plancton, diatomée, pollen et spore, un phénomène de décomposition ou de dégradation se commence, par un processus de démolition partielle ou total de la chaîne de polymère composé de protéine et hydrates de carbone sous l'action de bactéries anaérobies en extraient l'oxygène et l'azote. Les blocs résultants avec un bas poids moléculaire peuvent être combinés entre eux pour but de former d'une nouvelle polymères défini géopolymères qui deviendra un kérogène dans le futur après plusieurs changements. Ce mécanisme de formation de kérogène est la principale raison de le grand les poids moléculaires et les différentes compositions associées au kérogène, où les géopolymères les plus petits représentent les

géopolymères acides humiques, les géopolymères intermédiaires représentent les acides humiques, et les géopolymères plus grands géopolymères représentent humine. La sédimentation des sédiments sur les sédiments incorporés avec la matière organique va augmenter la charge sur ces sédiments, en résulte, une pression géothermique exercée transforme les géopolymères en kérogène, défini comme un composé solide disséminé sous la forme de filets incorporés dans les sédiments, et riche en carbone et de l'hydrogène (Fig. 40).

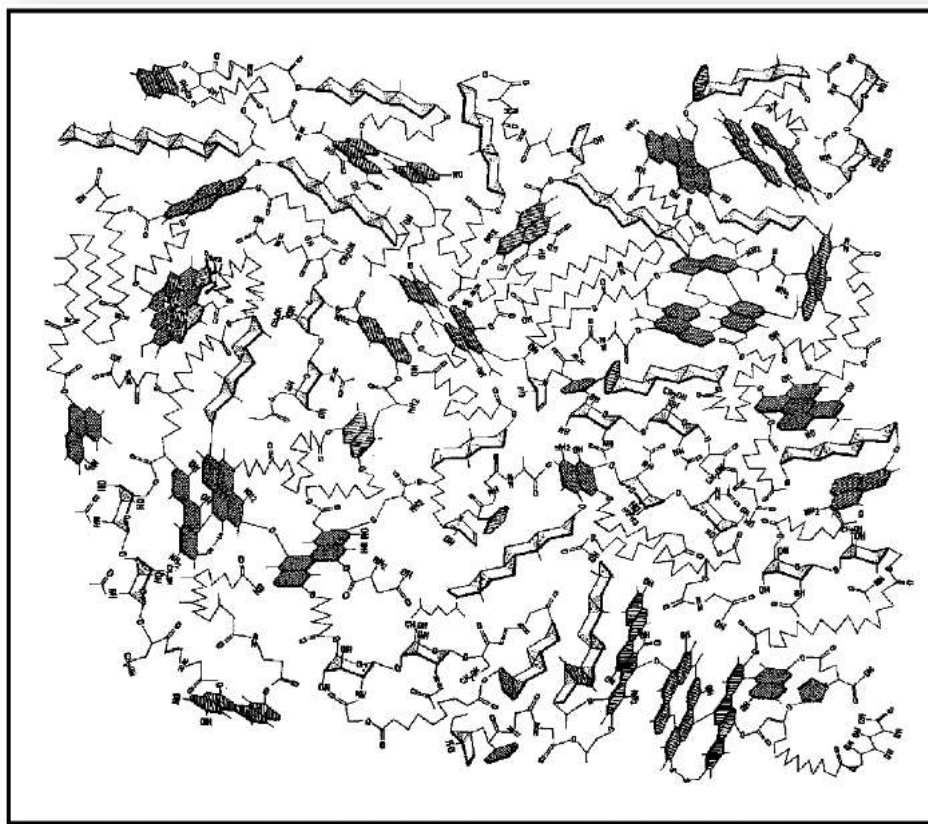


Figure 40 : Modèle de structure chimique représente un kérogène de type II (Deniau, 2002)

7.4.2. Les types de kérogène

Le kérogène représente la substance principale de la matière organique responsable de la génération des hydrocarbures dans les roches mères à l'aide des conditions bien précises telles que la pression et la température. Les hydrocarbures générés sont directement liés au kérogène où ils ont été générés. L'analyse de la composition élémentaire de kérogène en carbone « C », l'hydrogène « H », l'oxygène « O », le nitrogène « N », le soufre « S », et le fer « Fe » permet une caractérisation globale de la

matière organique tel que l'origine et l'évolution de cette matière organique dans le temps. Le calcul des rapports élémentaires H/C, Sorg/C, et O/C permet de caractériser le type de la matière organique et son degré de maturité en le projeter sur les diagrammes de Van Krevelen. En 1960, le spécialiste de charbon Van Krevelen a proposé le diagramme de Van Krevelen qui porte son nom, il a mis le rapport atomique l'hydrogène avec de carbone H/C (en ordonnée) en fonction de rapport atomique l'oxygène avec le carbone O/C (en abscisse) et les comparants (Fig. 49), Selon la composition chimique en type des hydrocarbures générés, les kérogènes se subdivisent en quatre types (Fig. 50) comme les suivants :

7.4.2.1. Type I

Ce type est défini dans la formation des Green River Shales (Eocène du Bassin du Uinta, Etats-Unis). Il est riche en hydrogène ($H/C > 1.5$) et faible en oxygène ($O/C < 0.1$) dans l'état immature, ce type de kérogène est formé très souvent dans un environnement lacustre, mais peut se trouve dans d'autres environnements, il est d'origine d'accumulation de restes de certains microalgues où les parois sont aliphatiques et naturellement résistantes d'une biomasse procaryotique, ce type est qualifié comme une excellente qualité pétrolifère (Biteau, J., Baudin, F., 2017).

7.4.2.2. Type II

Ce type est défini dans la formation Les Schistes Cartons (Toarcien Inférieur du Bassin De Paris, France). Il est légèrement riche en hydrogène avec un rapport atomique $1 < H/C < 1.5$ plus bas que le type I, fortement riche en oxygène en comparant avec le type I, avec un rapport atomique compris entre 0.1 et 0.2 ($0.1 < O/C < 0.2$), il correspond à une matière organique marine d'origine phytoplanctonique ayant subi une dégradation bactérienne moyenne dans des conditions anaérobiques. Le kérogène type II est l'origine de la plupart des pétroles produites dans le monde, ces huiles d'une nature naphténo-aromatique (Biteau, J., Baudin, F., 2017).

7.4.2.3. Type III

Ce type est défini dans le Miocène du Delta de La Mahakam (Tertiaire à actuel, Indonésie), et aussi dans la région de Logbaba (Bassin de Douala, Cameroun). Il représente la matière organique provient de débris de végétaux supérieurs plus au moins concentrés dans les sédiments. Le charbon humique est essentiellement formé par une matière organique de type III. Selon l'environnement de sédimentation, la matière organique de ce type peut être formée principalement par les débris ligneux (elle génère que des gaz), ou bien contient une quantité de cuticule (elle pourra générer des huiles

d'une nature paraffinique). Le kérogène de type III est pauvre en hydrogène avec un rapport atomique H/C faible, par contre, il est riche en oxygène avec un fort rapport atomique O/C. (Biteau, J., Baudin, F., 2017).

7.4.2.4. Type IV

Ce type correspond à une matière organique altérée, oxydée à fortement oxydée et dispersée, et que l'on nous ne pouvons l'attribuer à aucune biomasse originelle définie. Il est pauvre en hydrogène avec un rapport atomique très faible d'environ 0,5, par contre, riche en oxygène avec un rapport atomique très fort compris entre 0,1 et 0,2 ($0,1 < O/C < 0,2$). Le kérogène de type IV est se rattache le plus souvent avec kérogène type III, et ne présente aucun intérêt d'un point de vue pétrolier.

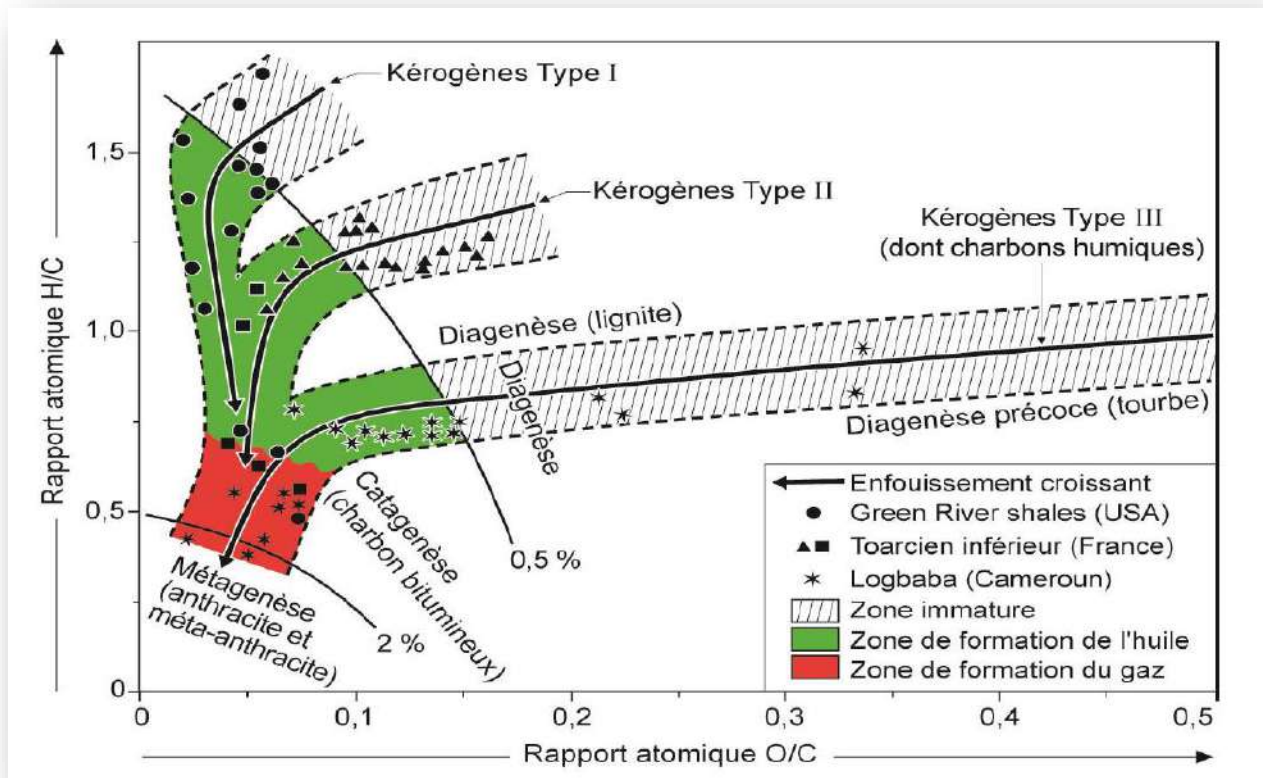


Figure 41 : Représentation de l'évolution géochimique des kérogènes et principales zones de formation des hydrocarbures dans le diagramme de van Krevelen. D'après Durand, 1980. 28-Types des kérogènes Type I, Type II, Type III et Type IV (Francois Baudin, 2013)

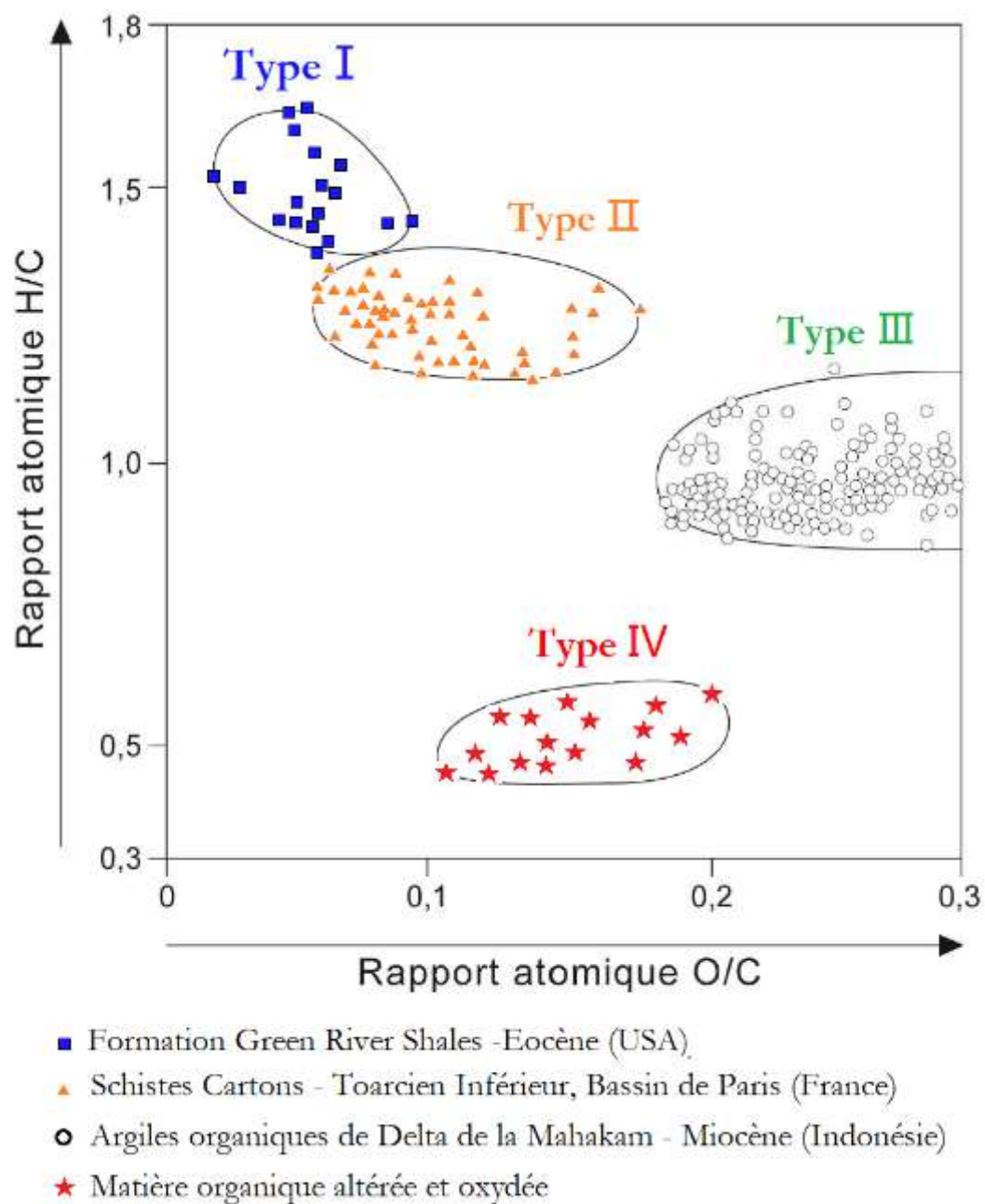


Figure 42 : Types des kérogènes Type I, Type II, Type III et Type IV (Francois Baudin, 2013)

7.4.3. La maturation de kérogène

La transformation de la matière organique sédimentaire ; avec plus de précision c'est le kérogène ; en hydrocarbures se fait chimiquement, sa dépend de plusieurs facteurs tel que le type de kérogène qui est un facteur limitant pour déterminer le type des hydrocarbures générés, pour le kérogène de type I est favorable de générer des huiles, par contre le kérogène de type II est favorable de générer des gaz, et le kérogène de type III est favorable de la génération les deux, le pétrole et le gaz, et les deux facteurs ; la pression et la température ; qui sont très importants pour la conversion de la matière organique en pétrole par la décomposition de liaisons chimiques longs en d'autres liaisons chimiques courtes d'atomes carbone et hydrogène, et le troisième facteur qui est un facteur principale dans toute la science de la terre et l'univers, c'est le temps, dans la géologie le temps est mesuré par dizaine à centaine millions d'année, contrairement au l'échelle du mesure pour l'humanité qui est juste de dizaine à centaine d'année, ces deux échelles sont incomparables selon la durée des années.

Dans les milieux de dépôt sédimentaires, tel que le fond des lacs et les océans, les sédiments se déposent avec l'incorporation de la matière organique, cette matière organique est totalement décomposée par l'oxydation sauf une quantité très faible (1%) reste piégé et préservé dans les sédiments pour devenir des hydrocarbures en dernier temps. La pression et la température augmentent avec la succession des couches géologiques selon un gradient géothermique de l'ordre 3 °C chaque 100 m, la conversion du kérogène en hydrocarbures passe par trois phases bien distinctes (Fig. 41), de la diagenèse, puis la catagenèse, et dernièrement la métagenèse, qui sont définis dans le diagramme de Van Krevelen.

7.4.3.1. Diagenèse

La diagenèse dans le sens large comprend l'ensemble des processus chimiques, physiques, et physico-chimiques qui transforment les sédiments fraîchement déposés en une roche sédimentaire, mais dans un point de vue géochimique, la diagenèse signifie la transformation de la matière organique en gaz de méthane (CH_4) et kérogène et d'autre composants, pendant cette évolution, la matière organique perd la majorité des fonctions oxygénées tel que les groupements alcool, carboxyle...etc. avec la production de l'eau (H_2O) et de gaz dioxyde de carbone (CO_2), cette transformation chimique de la matière organique vers le kérogène sous l'effet des dégradations microbiennes se fait dans des profondeurs peu profondes de la surface ne dépasse pas les 1000 mètres, et dans des températures ne dépassent pas 60 °C (140 F), elle est caractérisée par une diminution plus

rapide du rapport O/C que du rapport H/C à cause de la perte importante des atomes de l'oxygène contrairement des atomes d'hydrogène.

7.4.3.2. Catagenèse

Ce stade marque la fin de la phase diagenèse. À cause de l'augmentation de la pression et la température qui représentent des conditions défavorables pour l'activité bactérienne, et marque le vrai début de la génération des hydrocarbures sous l'effet de la température et avec la dominance des facteurs thermiques. L'enfouissement de kérogène sédimentaire dans des profondeurs importants sous les planchers océaniques dépassent les 1000 mètres, provoque l'augmentation de la température avec un gradient géothermique augmentant d'environ 3°C tous les 100 mètres. La température critique représente la température où les molécules de kérogène commencera de se craquer pour former l'huile. Le stade de catagenèse est marqué par la génération des huiles dans un intervalle de température varie entre 60 à 160 °C qui s'appelle la fenêtre à huile (Oil Window), puis la génération de gaz dans un intervalle de température varie entre 160 à 225 °C qui s'appelle la fenêtre à gaz (Gas Window).

7.4.3.3. Métagenèse

À des pressions et des températures très élevés dépassent les 225 °C, la phase de métagenèse se produit par la décomposition des molécules de gaz et la transformation des molécules de carbone en carbone résidu sous forme de graphite. Ce stade marque le métamorphisme de bas grade.

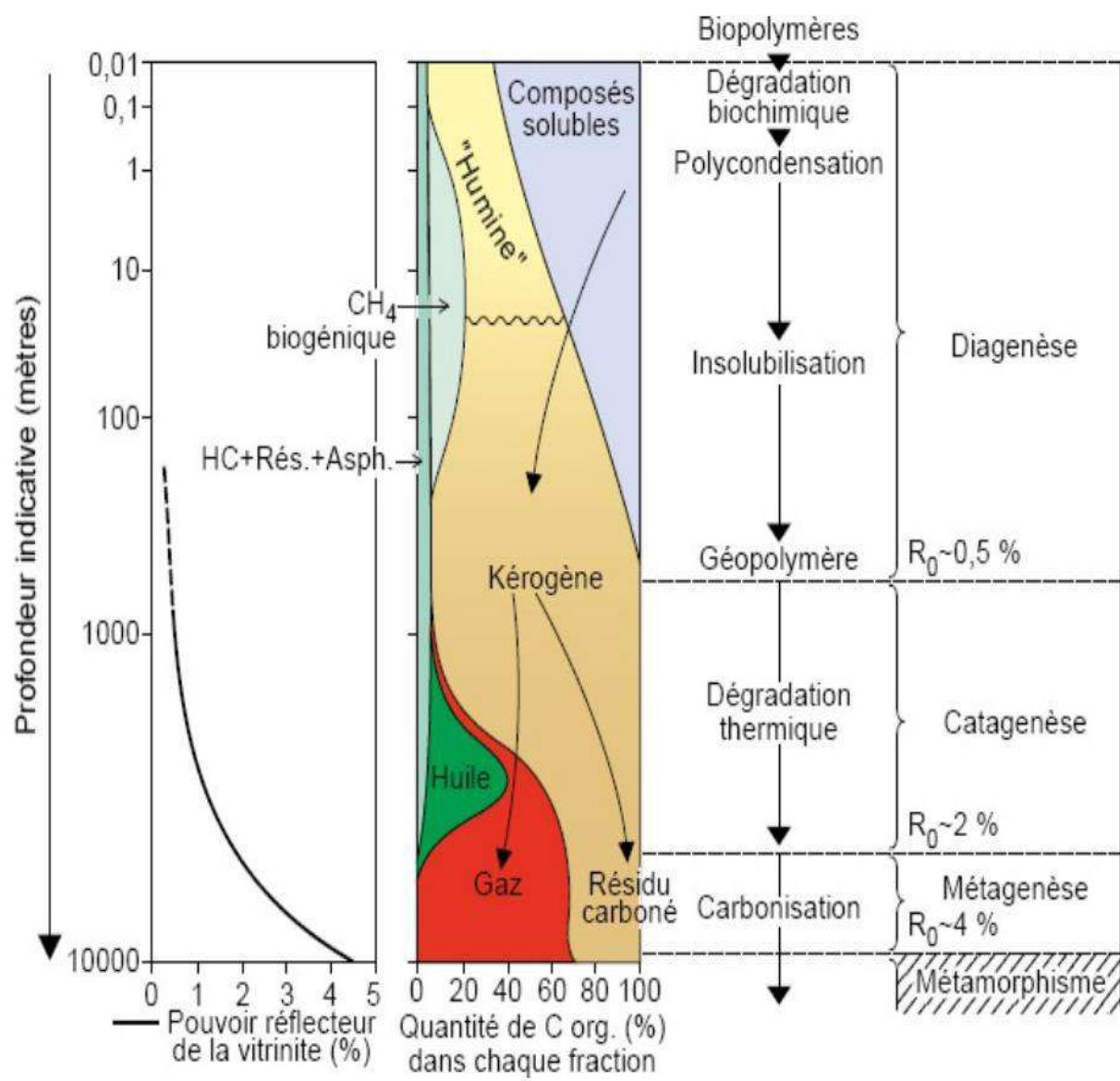


Figure 43 : Évolution générale des formes de la matière organique en fonction de la profondeur sans expulsion des hydrocarbures (Modifié d'après Tissot et Welte, 1984).

III. Chapitre 3

Matériel et méthodes

1. Méthodologie générale de la recherche

Dans un premier temps, on a sélectionné six échantillons de la formation de « Schiste du Silurien » sous forme de déblais « cuttings en Anglais » et nommé RMD-1, RMD-6, RMD-13, RMD-18, RMD-22, RMD-27, ces échantillons prélevés de différentes profondeurs de 2580 m, 2680 m, 2800 m, 2910 m, 2970 m, et 3100 m par ordre, pour couvrir la quasi-totalité de section des argiles de silurien, après ces échantillons ont été bien lavés avec l'eau distillé pour nettoyer toutes les impuretés présentent dans ces échantillons, après le nettoyage préalable, une série d'analyses et de mesures ont été effectuées sur les échantillons sans aucune intervention humaine pour changer les paramètres physico-chimiques de ces échantillons.

Les analyses de la diffraction des rayons X (XRD) (en anglais X-Ray Diffraction « XRD ») ont été effectuées pour but de la détermination de la composition chimique et les phases minérales présentent dans des échantillons, d'autre type d'analyse a été effectuée représentée par les analyses de nitrogène « N₂ » adsorption-désorption pour but de caractériser de structure des pores et le réseau poreux présent dans les échantillons, la caractérisation de la surface topographie et la géométrie des pores présentent dans ces échantillons a été réalisée par des observations microscopiques à l'aide d'un microscope électronique à balayage « MEB » (en anglais Scanning Electron Microscopy « SEM »), et les analyses Pyrolyse Rock-Eval qui sont d'autre type d'analyses géochimiques a été réalisée pour but de la caractérisation géochimique des échantillons pour déterminer plusieurs paramètres tel que l'index d'hydrogène « IH » et l'index d'oxygène « IO », et la température maximale « T_{max} », et pour avoir une idée sur le degré de maturation de ces échantillons, et des analyses élémentaires LECO ont été effectuées pour estimer le carbone organique total « COT » (en anglais Total Organic Carbon « TOC ») présent dans les échantillons. Après cette série d'analyses effectuée sur les échantillons, ces six échantillons sont entrés dans une étuve sous vide isothermique dans une température égale à 470 °C pour accélérer la maturation thermique de ces échantillons par une pyrolyse artificielle pour simuler dans le laboratoire la maturation thermique de la roche mère dans la nature, après cette maturation thermique artificielle, des analyses de nitrogène « N₂ » adsorption-désorption ont été effectuées pour but de caractériser de nouveau structure des pores et le réseau poreux présent dans les échantillons après la maturation, et les analyses Pyrolyse Rock-Eval ont été réalisées pour déterminer le nouveau stade de maturation et les paramètres géochimiques tel que l'index d'hydrogène IH et l'index d'oxygène IO, et le T_{max}, et les analyses LECO a été effectuée aussi pour estimer les nouvelles valeurs de carbone organique total « COT » présentent dans les échantillons après la maturation (Fig. 44).

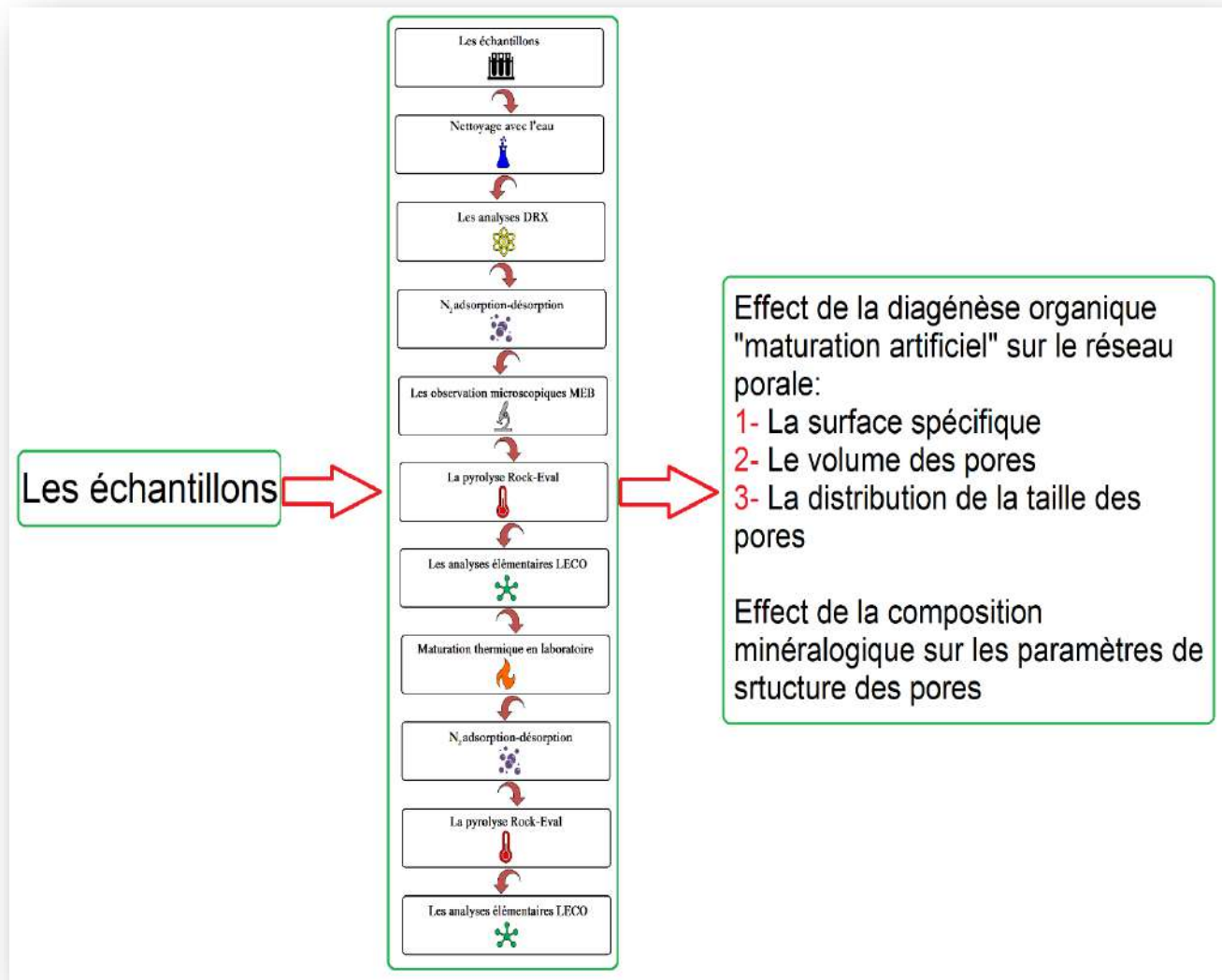


Figure 44 : Organigramme de la méthodologie générale

2. Traitement des échantillons

Les six échantillons sélectionnés de la formation géologique des argiles de silurien de moins profond vers le plus profond ont été nommés : RMD-1, RMD-6, RMD-13, RMD-18, RMD-22, et RMD-27 qui ont les profondeurs : 2580 m, 2680 m, 2800 m, 2910 m, 2970 m, et 3100 m respectivement (Tableau 5), et ils ont été regroupé en deux groupe :

- Le groupe des échantillons de silurien supérieur qui compris : RMD-1, RMD-6, et RMD-13.

- Le groupe des échantillons de silurien inférieur qui compris : RMD-18, RMD-22, et RMD-27.

Tableau 5 : Tableau représente les échantillons, et leurs profondeurs

Group of Section	Sample ID	Depth (m)
Upper Section	RMD-1	2580
	RMD -6	2680
	RMD -13	2800
Lower Section	RMD -18	2910
	RMD -22	2970
	RMD -27	3100

Ces échantillons ont été bien lavé avec l'eau distillé pour nettoyer ces derniers de toutes les impuretés présentées dans les échantillons, après ils ont été séchés en les laissant pendant 72 heures à une température ambiante dans le laboratoire « Géologie du Sahara » (Fig. 45) Après le nettoyage et le séchage, les échantillons ont été broyer à l'aide d'un mortier et un pilon (Fig. 46) pour avoir une poudre de déblais d'une nature argileuse qui facilite le travail des analyses et les estimations de différents méthodes et paramètres tel que les analyses de diffraction des rayon-X « DRX », et les analyses nitrogène « N₂ » adsorption-désorption, et les analyses élémentaires LECO, et les analyses pyrolyse Rock-Eval.



Figure 45 : Nettoyage et lavage des échantillons avec l'eau distillé (Géologie du Sahara-Ouargla, 2020)



Figure 46 : : (a) Séchage des échantillons au laboratoire dans la température ambiante, (b) broyage (Géologie du Sahara-Ouargla, 2020)

Des observations optiques ont été réalisés avant le broyage des échantillons à l'aide un microscope optique Zeiss Primotech de laboratoire de « Géologie du Sahara » (Fig. 47), la description lithologique des échantillons est comme le suivant :

RMD-1 : Argile gris-noir a noire, indurée, micacée, silteuse, légèrement feuilletée, avec rares fines passées de Grés blanc, translucide, fin a moyen, subarrondi a subanguleux, siliceux a silico-argileux, moyennement dur a friable et des traces de pyrite.

RMD-6 : Argile noire, indurée, localement pâteuse, légèrement feuilletée, et parfois pyriteuse, et des traces de pyrite.

RMD-13 : Argile noire, indurée, localement pâteuse, micacée, silteuse, légèrement feuilletée, parfois pyriteuse, et des traces de pyrite.

RMD-18 : Argile noire, indurée, localement pâteuse, micacée, silteuse, légèrement feuilletée, parfois pyriteuse, et des traces de pyrite.

RMD-22 : Argile noire, indurée, localement pâteuse, micacée, silteuse, légèrement carbonatée et charbonneuse avec passées de calcaire gris blanc, tendre, argileuse, et des traces de pyrite.

RMD-27 : Argile noire, tendre à indurée, feuilletée, localement pâteuse, micacée, silteuse, parfois pyriteuse, légèrement carbonatée et charbonneuse, présence de grains de quartz isolés, moyen a grossier, subarrondis, traces de grés blanc translucide moyen parfois grossier silico quartzitique très dur, et des traces de pyrite.

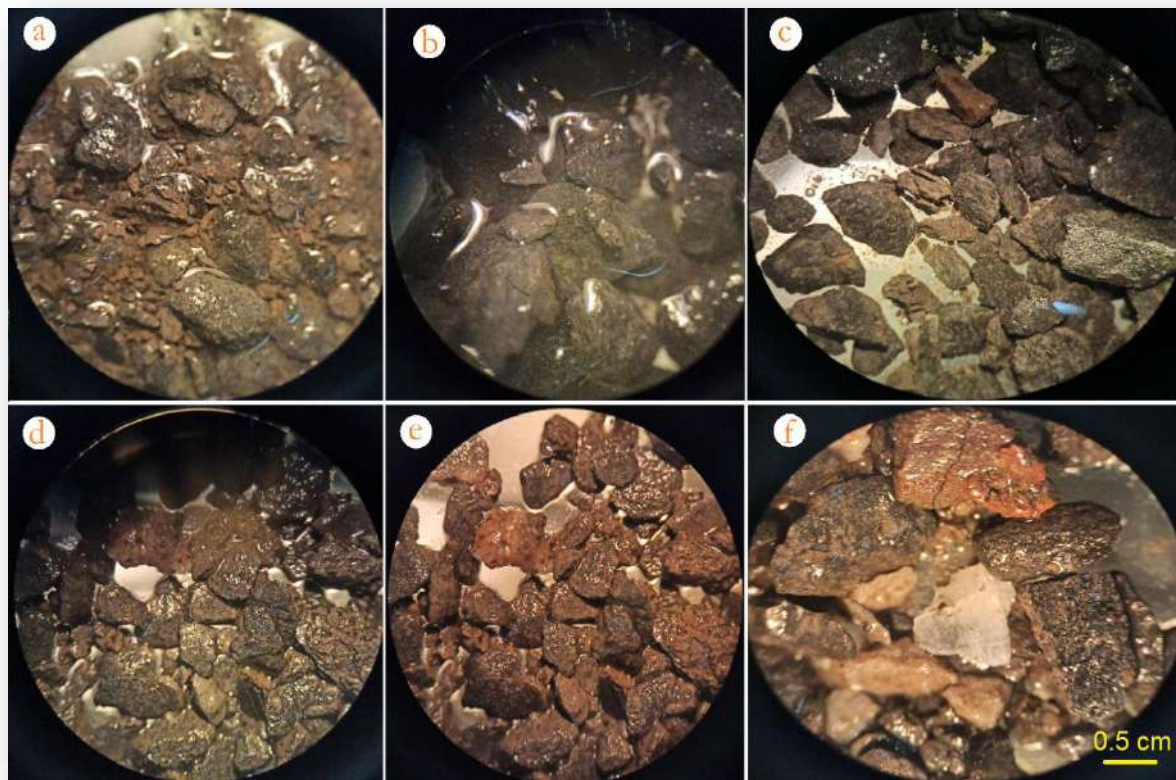


Figure 47 : Des observations microscopique des échantillons en microscope optique (Géologie du Sahara-Ouargla, 2020)

3. Détermination de la composition minéralogique

La roche est un assemblage des minéraux associés dans une gangue, cimenté entre eux par un ciment ou une matrice, ces minéraux peut être bien cristallisé ou mal cristallisé, et parfois il y a des qui ne prendre aucune structure cristallographique que l'on parle des solides non-métaux (verre naturel) comme le verre volcanique. Un minéral est un composé inorganique solide qui se présent en forme de solide cristallin ou un cristal, il peut être composé par un seul élément comme le l'or, et le diamant qui sont constitués par les éléments : l'or « Au », et le carbone « C » respectivement, les propriétés physiques des minéraux sont : la composition chimique, la solubilité, l'effervescence, le système cristallin, la couleur, la cassure, la dureté, la densité, la ténacité, l'éclat, le clivage, la transparence, la trace ou trait, la conductivité électrique, le magnétisme, la radioactivité, et la photoluminescence. Les minéraux les plus communs sont groupés en neuf groupes qui sont : les éléments natifs, les sulfures, les halogénures, les oxydes, les hydroxydes, les carbonates, les sulfates, les phosphates, et les silicates. La quasi-totalité des minéraux qui constituent la croute terrestre sont essentiellement formé

uniquement par huit éléments chimiques qui sont : Oxygène « O », Silicium « Si », Aluminium « Al », Fer « Fe », Calcium « Ca », Sodium « Na », Potassium « P », Magnésium « Mg ».

Pour but de déterminer la composition minéralogique des six échantillons prélevés, une méthode physico-chimique, qualitative et quantitative nommé la diffraction des rayons X « DRX » « X-Ray Diffraction XRD en anglais » a été utilisé, cette technique est très utilisée par les chercheurs et par plusieurs laboratoires dans le monde, il permet de étudier et identifier les différentes phases de matières et aussi les matériaux cristallins présentés dans l'échantillon soit une poudre ou un cristal.

3.1. Principe de la technique de Diffraction des Rayons X « DRX »

Le principe de technique de diffraction des rayons X est simple, nous bombardons l'échantillon avec un émetteur des rayons X ou tube à rayons X, ces rayons lorsqu'ils atteignent les plans réticulaires des réseaux cristallins d'échantillons, soit ils entrent en collisions avec les atomes qui forment la matière dans le premier plan réticulaire cristallin, soit ils ne rencontrent pas aucun obstacle et donc peuvent continuer jusqu'au plan réticulaires suivant (Fig. 48). Ces plans sont séparés l'un des autres par des distances caractéristiques de chaque nature de matériau analysés, cette distance s'appelle la distance réticulaire. Les pics de diffraction provoqué par l'interférence constructive sont déterminés par la loi de Bragg :

$$2d \sin \theta = n\lambda$$

Où : **d** : la distance réticulaire, **θ** : l'angle d'incidence des rayons X, **n** : un entier, **λ** : la longueur d'onde des rayons X.

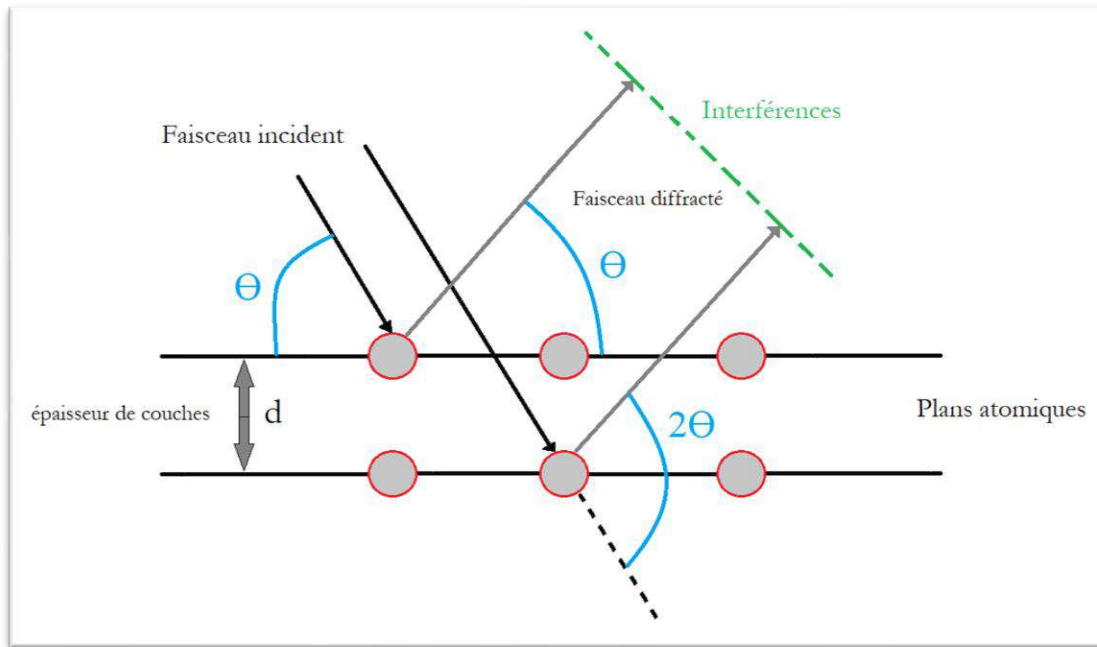


Figure 48 : Les directions des interférences constructives décrites par la loi de Bragg

Toutes les méthodes expérimentales de diffraction sont basées sur deux principes, concernant le premier principe, c'est le changement de la longueur d'onde incidente « λ » d'une façon continue au cours de l'expérience avec un angle incident « Θ » constant, et le deuxième principe est de changement de l'angle incident « Θ » d'une façon continue au cours de l'expérience avec une longueur d'onde incidente « λ » constante comme le cas notre expérience avec l'utilisation d'un diffractomètre de rayons X, pour la méthode de Laue utilise le premier principe, par contre la méthode du cristal tournant et la méthode de poudres utilisent le deuxième principe (Fig. 49).

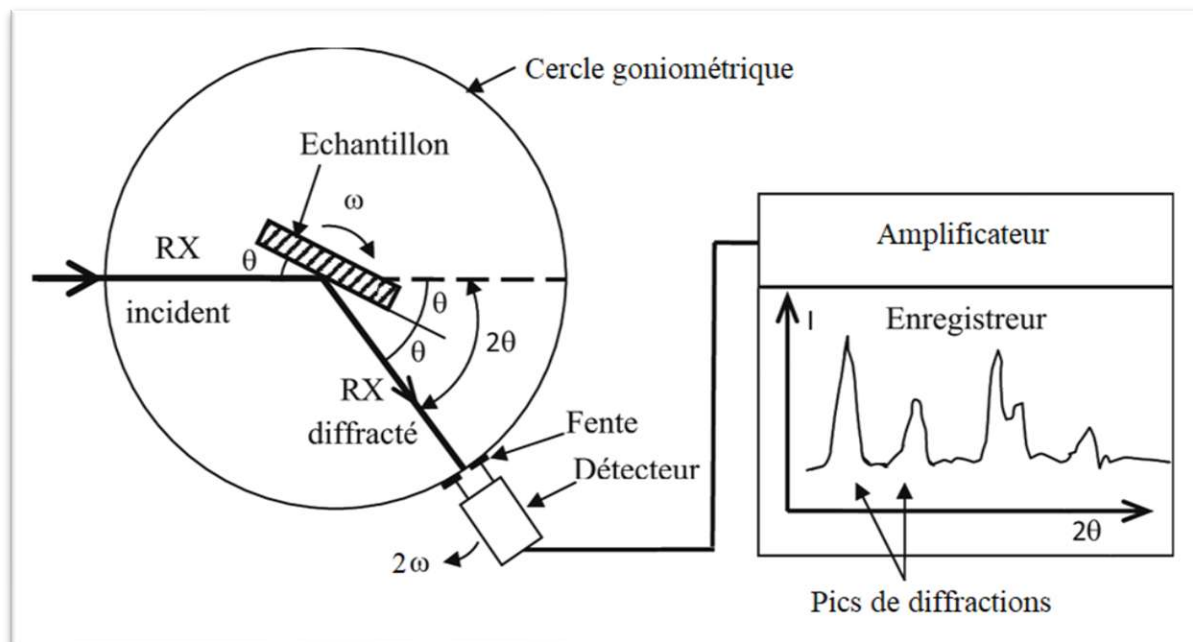


Figure 49 : Schéma explicatif du fonctionnement d'un diffractomètre de rayons X (Modifié d'après Andrew Brouiri, 2011)

3.2. Analyses de diffraction des rayons X de poudre d'échantillons

Des analyses de diffraction des rayons X des échantillons sous forme de poudre ont été réalisées au Centre de Recherche Scientifique et Technique en Analyses Physico – Chimiques « CRAPC » à Laghouat sur les six échantillons de schiste de Silurien sélectionnés précédents, à l'aide d'un système diffractomètre PANalytical EMPYREAN travaillant avec les radiations $\text{Cu K}\alpha$, et avec une plage d'angle scanné variant entre 3° et 80° avec un pas de $0,013^\circ$, et un temps de pas de balayage d'environ 29 s, généré par une tension de 45 kV et un courant de 40 mA, sous une température de 25°C (Fig. 50), ces rayons de diffraction émis par l'émetteur Tube à rayons X PANalytical EMPYREAN, et un détecteur de type PIXcel 1D PANalytical Technology. Avant que l'analyse XRD ne soit effectuée, les échantillons ont été broyés en poudre avec une granulométrie inférieure à $10\ \mu\text{m}$ pour disperser complètement les minéraux et combler les portes échantillons.



Figure 50 : Système diffractomètre PANalytical EMPYREAN (CRAPC-Laghout, 2021)



Figure 51 : Détecteur PIXcel 1D PANalytical technology (CRAPC-Laghouat, 2021)

Les résultats obtenus par ces analyses de diffraction des rayons X de poudre sont des digrammes de diffraction s'appelle des diffractogrammes de rayons X, c'est un graphique tracé dans un trait orthogonal et homogène où l'axe des abscisses représentent l'intensité, et l'axe des ordonnées représentent l'angle « 2θ ».

Après l'acquisition des résultats à l'état brute de l'analyse de la composition minéralogique par la technique de Diffraction des Rayons-X (DRX) d'échantillons, ils ont été traités en utilisant le logiciel « HighScore Plus 2018 » d'une part pour déterminer l'arrière-plan (Background en Anglais) des pics présentent dans les diffractogrammes en fixant le nombre de granularité à une valeur de 1, et le facteur de flexion à une valeur de 50, et d'autre part pour déterminer les pics de diffractogrammes de chaque minérale en comparant avec la base de données installée « PDF-2 2018 »

4. Caractérisation optique des échantillons par la microscopie électronique à balayage « MEB »

Au fil des ans, les scientifiques ont mis au point diverses façons d'agrandir les choses en fonction de la longueur d'onde de la lumière visible, en s'appuyant sur des lentilles grossissantes pour obtenir des images très agrandies qui leur permettent de voir des détails fins de longueurs nanométriques qui ne peuvent en aucun cas être remarqués à l'œil nu, et ils ont atteint la puissance de grossissement équivalent à 2000 fois les capacités de l'œil humain, qui s'appelle le grossissement, mais ces résultats n'ont pas suffi aux scientifiques pour atteindre des objets précis et des images détaillées, en conséquence, ils ont commencé à réfléchir à d'autres méthodes et techniques alternatives pour la lumière, afin que ses longueurs d'onde soient aussi petites que possible par rapport aux longueurs d'onde de la lumière optique, et permettent ainsi la pénétration de longueurs nanométriques et de distances fines, pour enfin donner une image plus détaillée et précise image des choses, et les électrons ont été choisis comme une véritable alternative et opérationnelle pour que la lumière optique la remplace en raison de ses caractéristiques distinctives car elle a une charge négative qui tourne sur des orbites contrôlées avec des énergies unifiées autour des noyaux des atomes, et lorsque ces particules sont libérés des atomes, ils montrent des longueurs d'onde distinctes et se déplacent librement, et ces ondes accompagnant les électrons sont plus courtes que la lumière visible par milliers. Plusieurs fois, et par conséquent, ces électrons interagissent avec une grande capacité avec des particules très fines, et le l'utilisation d'électrons dans les techniques de grossissement est la raison pour laquelle les microscopes sont appelés microscopes électroniques.

4.1. Microscope électronique à balayage (MEB)

La longueur d'onde du faisceau d'électrons de microscope électronique à balayage être contrôlée et minimisée jusqu'à 3 nm pour obtenir des images plus précises et agrandies jusqu'à un million de fois et parfois plus que ça, il comprend : Canon à électrons, Les lentilles, Chambre d'échantillon, Les détecteurs, et La chambre à vide.

Le microscope « MEB » utilise le faisceau d'électrons généré par le canon électronique pour un relevé complet et tridimensionnel de la surface de l'échantillon. Il fait une copie de l'image d'origine de l'échantillon, qui apparaît à son tour sur l'écran de l'ordinateur intégré au microscope avec un grossissement élevé et une grande précision. Il montre toutes les cavités, rayures, cavités et fissures de la surface de l'échantillon. Lors de balayage, le faisceau électronique interagit avec la surface du matériau de l'échantillon afin qu'il élimine les électrons de la surface de l'échantillon

et enregistre un degré spécifique d'éclairage basé sur le nombre d'électrons dispersés qui ont été attirés par le détecteur, et pour les électrons rétrodiffusés, ils sont détectés à l'aide d'un détecteur supplémentaires pour former une image tridimensionnelle de la surface de l'échantillon, ainsi que pour déterminer la composition élémentaire de l'échantillon en détectant les rayons X émis par celui-ci.

4.2. Réalisation d'analyses par MEB

Avant la réalisation d'analyses par le microscope électronique à balayage « MEB », les échantillons sont placés sur des portes échantillons à l'aide d'un ruban adhésif fabriqué en carbone pour éviter l'interaction entre le faisceau d'électrons et la surface métallique du porte d'échantillon (Fig. 52), ce ruban adhésif dans les deux faces colle, une face se colle avec la surface métallique du porte d'échantillon, et l'autre face se colle l'échantillons et pour notre analyse représenter par une poudre d'argile broyé de silurien pour les fixés au cours d'analyse, après ça, ces portes échantillons ont été placés à ses places désignées dans le microscope « MEB ». Les analyses se fait à l'aide d'un Thermoscientific Quattro S microscope électronique à balayage avec un voltage varie entre 2 KV et 10 KV (Fig. 53), ces analyses sont réalisées dans le Centre de Recherche Scientifique et Technique en Analyses Physico- Chimiques CRAPC à Laghouat.

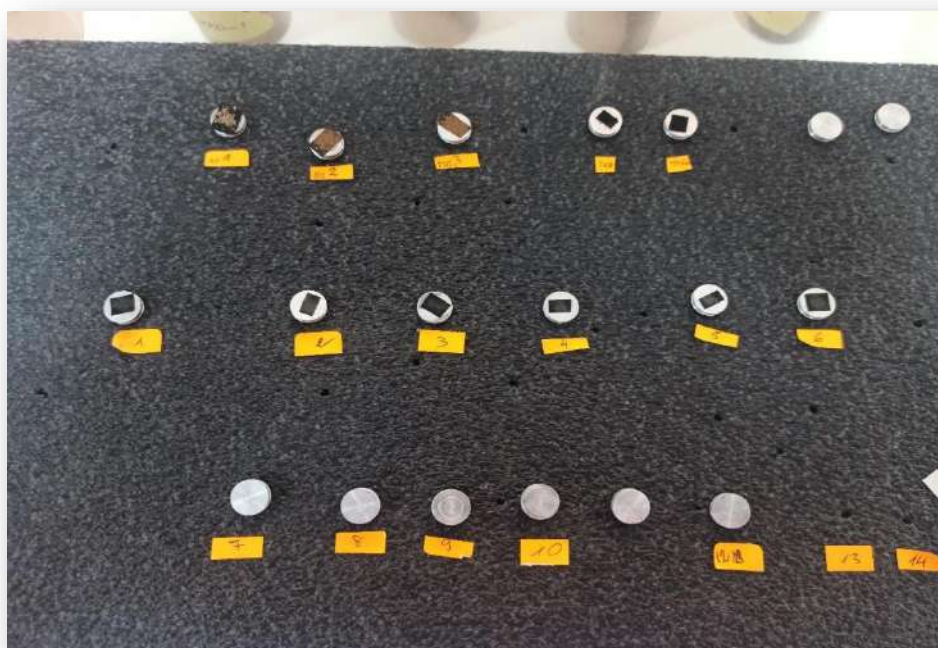


Figure 52 : Des échantillons préparés pour examen à l'aide d'un microscope MEB (CRAPC-Laghouat, 2022)

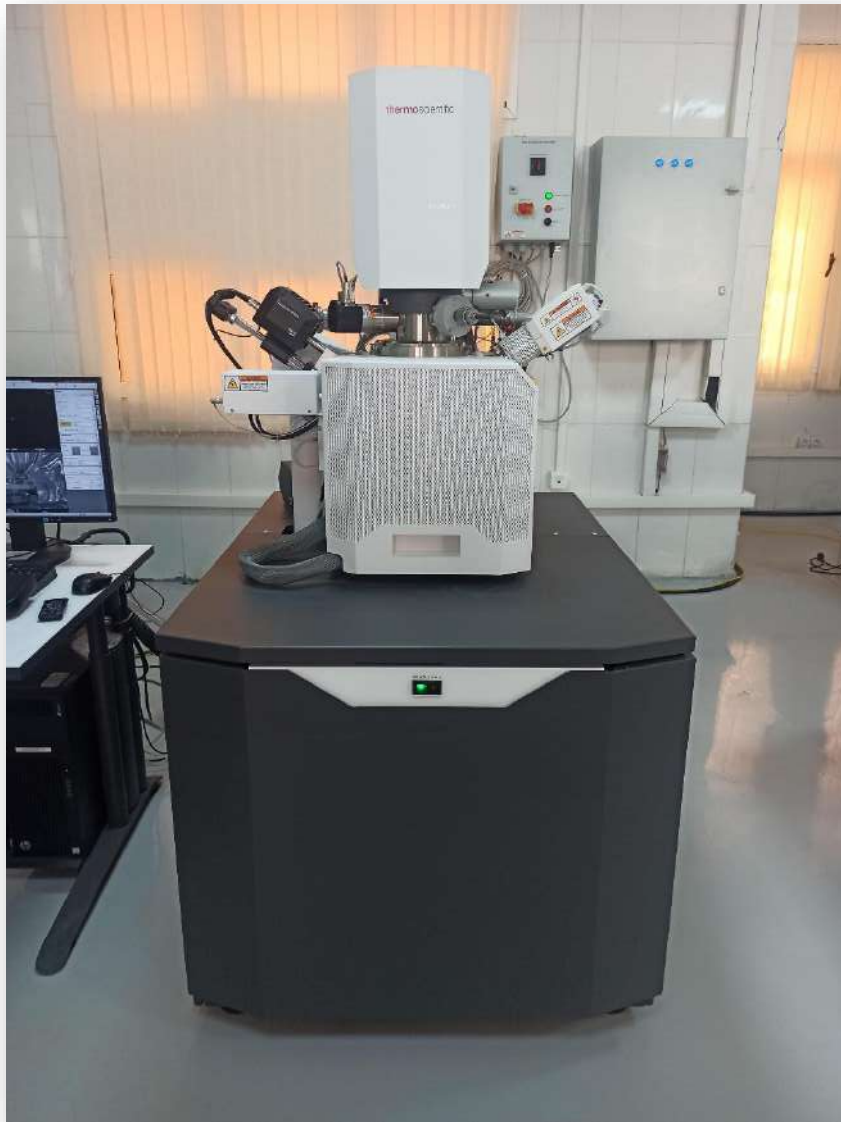


Figure 53 : Microscope électronique à balayage MEB Thermoscientific Quattro S (CRAPC-Laghout, 2022)

5. Caractérisation par analyse d'adsorption de gas

L'adsorption de gas est une technique très utilisée pour la caractérisation des matériaux soit naturels ou artificiels, accrédité dans de nombreuses disciplines scientifiques dans le domaine de la recherche tel que la géologie pour la caractérisation des matériaux géologiques concernant les roches ; le plus souvent sédimentaires ; et les sédiments, pour estimer la surface spécifique (S_{BET}) « Surface Area en anglais » et le volume des pores présents dans l'échantillon, il peut mesurer une large gamme de diamètres ou de largeurs de pores varies entre 0.3 nm et 300 nm (Fig. 54), basé sur la physisorption,

où les forces de Van Der Waals d'attraction jouent un rôle très important dans cette physisorption, les forces de Van Der Waals sont de faible attraction favorise l'adsorption et désorption de l'adsorbat ; nitrogène de notre cas ; et la désorption en variant la pression avec maintenir la température constante pendant l'expérience, cela implique d'exposer les matériaux solides à examiner à des gaz tel que le nitrogène « N₂ », le dioxyde de carbone « CO₂ », l'hélium « He », Krypton « Kr », et Argon « Ar », ou des vapeurs dans diverses conditions concernant la pression et la température, et d'évaluer soit la prise de poids, soit le volume de l'échantillon. Parmi les gaz utiliser dans la technique l'analyse par l'adsorption de gaz il y a le nitrogène « N₂ » qui est utiliser dans notre expérience, (Dewar, 1904), et (Ramsay, 1905) sont les premiers rapporteurs de l'adsorption d'azote et d'autres gaz à la température de l'air liquide (77K) dans leurs recherches sur la composition de l'atmosphère et la séparation des gaz nobles (Kenneth Sing, 2001), plusieurs études antérieures ont utilisé la technique d'analyse par d'adsorption de nitrogène « N₂ » dans leur méthodologie pour caractériser le réservoir non conventionnel tel que le réservoir de schiste (Loucks et al., 2017 ; Whitelaw et al., 2019 ; Wang et al., 2020 ; L. Xu et al., 2020 ; Kuila et Prasad, 2013 ; S. Xu et al., 2020 ; Chen et al., 2019 ; Shi et al., 2021). Dans les expériences d'analyse par l'adsorption de gaz à basse pression, le régime température-pression est inférieur au point critique du fluide utilisé dans cette expérience, dans ce cas, la condensation capillaire devient primordiale pour l'estimation de volume de pore, et la taille des pores présentent dans l'échantillon. Le nitrogène « N₂ » à la température égale à 77 K est le gas le plus utiliser pour la caractérisation de matériel mésopore et la surface spécifique, il y a d'autre gas sont utiliser tel que le dioxyde de carbone « CO₂ » à une température égale à 273 K, l'argon « Ar » à une température égale à 87 K, et le krypton « Kr » à une température pareille à celle de nitrogène et égale à 77 K.

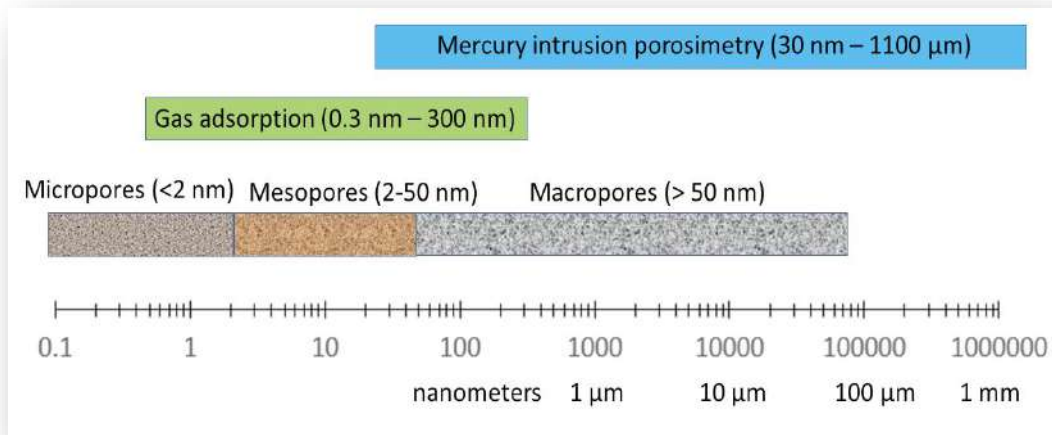


Figure 54 : Gamme de tailles de pores généralement analysés par l'adsorption de gaz et porosimétrie par intrusion de mercure (www.mri.psu.edu 2016)

5.1. Classification des isothermes d'adsorption

Une isotherme d'adsorption est généralement enregistrée en volume de gaz adsorbé (cc/g @ STP) en fonction de la pression relative P/P_0 , la pression relative est graduée de 0 à 1, une pression relative de 1 représente un échantillon complètement saturé.

La nouvelle classification des isothermes de physisorption de l'Union internationale de chimie pure et appliquée (IUPAC) de (Thommes et al., 2015) montre dans la (Fig. 71), les types d'isothermes d'adsorption-desorption des différents matériaux analysés en laboratoires sont : I(a), I(b), II, III, IV(a), IV(b), V et VI. Notant que les types I(a) et I(b) sont principalement des solides microporeux, et pour le type II ce sont des solides non poreux ou macroporeux, pour le type III est typique pour l'adsorption de brome sur silicate à 352 K et l'adsorption de nitrogène sur polyéthylène, pour Les types IV (a) et IV (b) sont principalement des solides mésoporeux, car le type V est typique des solides mésoporeux à faible capacité d'adsorption, et enfin le type VI Adsorption multicouche par étapes sur une surface non poreuse uniforme.

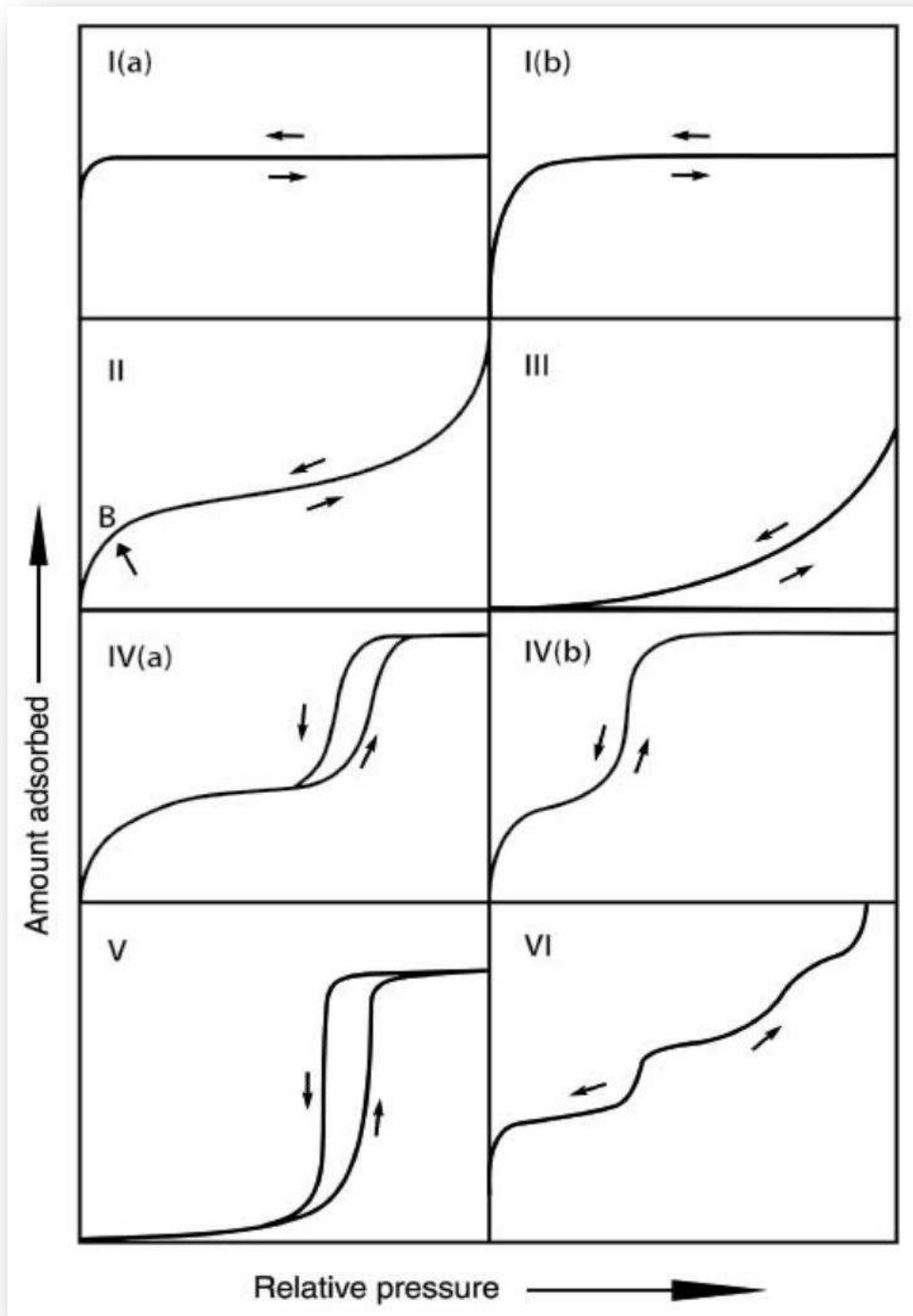


Figure 55 : Classification des isothermes de physisorption classés par IUPAC (Thommes et al., 2015)

5.2. Boucle d'hystérésis d'adsorption

La boucle d'hystérésis se produit dans l'isotherme d'adsorption en raison du phénomène de condensation à l'intérieur des capillaires des structures mésoporeuses, la nouvelle classification IUPAC (Thommes et al., 2015) de la boucle d'hystérésis d'adsorption-désorption montre que les types de boucle d'hystérésis sont : H1, H2(a), H2(b), H3, H4 et H5 (Fig. 56), leurs types sont liés à la forme des pores, où H1 est lié aux pores cylindriques, H2 (a et b) sont liés aux pores des bouteilles d'encre, H3 est lié aux pores en forme de fente, H4 est lié aux pores étroits pores en forme de fente (Fig. 57).

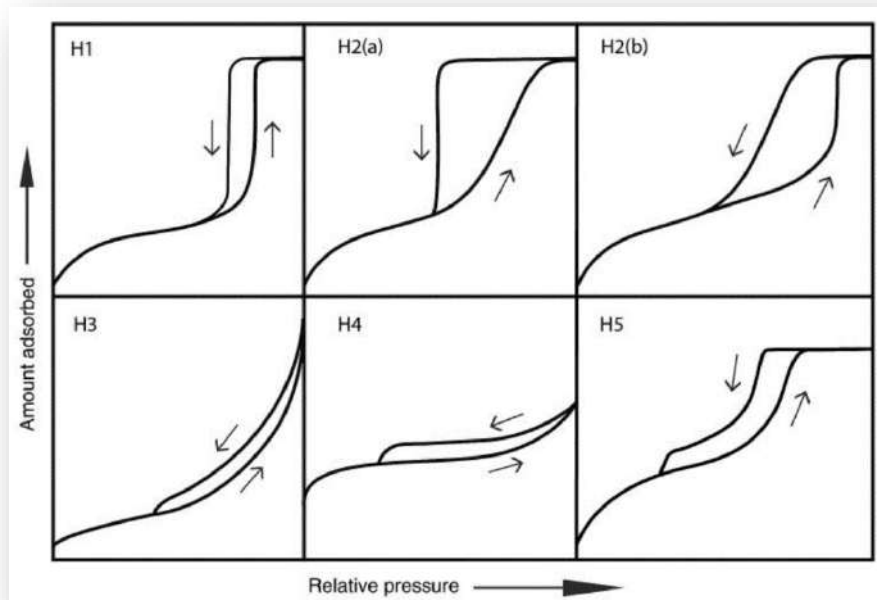


Figure 56 : Types de boucle d'hystérésis classés par IUPAC (Thommes et al., 2015)

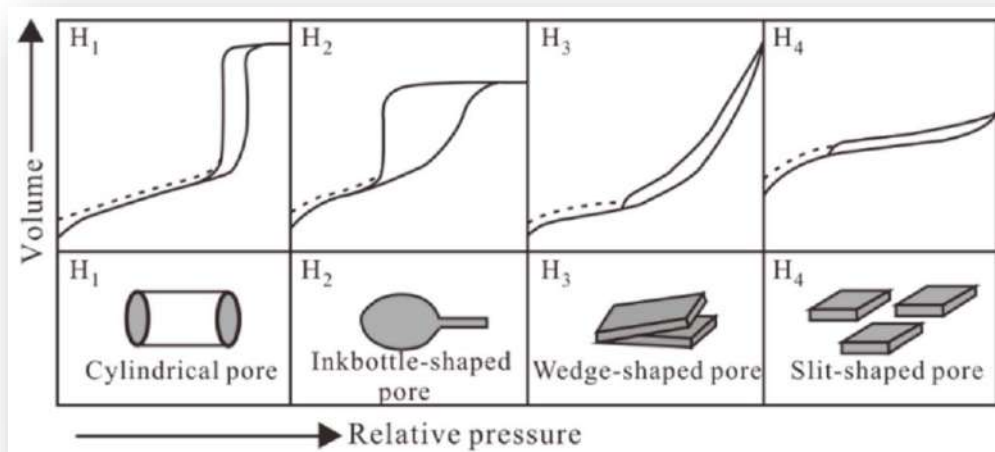


Figure 57 : Classification des boucles d'hystérésis et de leurs formes de pores associées (Xu et al., 2020)

5.3. Surface spécifique (S_{BET}) ou « Surface area en anglais »

La méthode BET est dérivée du prénom de trois chercheurs qui ont défini l'équation, ce sont Brunauer, Emmett et Teller (BET), cette méthode est la procédure la plus couramment utilisée pour déterminer la surface spécifique des matériaux solides, l'équation BET est comme suite :

$$\frac{1}{W((P/P_0) - 1)} = \frac{1}{W_m C} + \frac{C - 1}{W_m C} \left(\frac{P}{P_0} \right)$$

Où :

W : est le poids de gaz adsorbé à une pression relative (P/P_0), **W_m** : est le poids d'adsorbat en tant que monocouche de couverture de surface, et **C** : est la constante BET.

L'équation BET nécessite un tracé linéaire de $1 / [(P/P_0) - 1]$ contre P/P_0 . Là où le nitrogène est utilisé comme adsorbat pour le matériau le plus solide, il est communément connu que la région d'isotherme d'adsorption dans la plage de pression relative P/P_0 de 0.05 à 0.35, alors que dans les matériaux microporeux, cette région linéaire est décalée vers des valeurs relatives inférieures de pression P/P_0 .

5.4. Volume des pores (V_{BJH})

Cette méthode proposée par Barret, Joyner et Halenda (BJH), supposait que la pression relative initiale est proche de l'unité, avec le remplissage complet de liquide de tous les pores, l'équation BJH est la suivante :

$$V_p = \left(\left(\frac{r_p}{r_k + \Delta t n / 2} \right) \right)^2 \left(\Delta V - \Delta t n \sum_{j=1}^{n=1} A_{c_j} \right)$$

Où :

r_p : rayon des pores, V_p : volume des pores, r_k : rayon du capillaire interne, Δt : épaisseur de la couche de nitrogène adsorbée, A_c : surface exposée par pore à partir de laquelle le gaz physiquement adsorbé est désorbé.

5.5. La distribution de la taille des pores (PSD en Anglais)

Il est courant que la distribution de la taille des pores (PSD) calculée à partir des isothermes de physisorption suppose que : les pores sont rigides et de forme régulière, l'absence de micropores, la distribution de la taille ne s'étend pas de manière continue du mésopore au domaine des macropores, elle est déterminée en traçant $\Delta V_p / \Delta r_p$ vs r_p où V_p est le volume poreux total, et r_p est le rayon des pores cylindriques $r_p = r_k$ (rayon Kelvin) + t (épaisseur multicouche) (Sing K. S., 1985).

5.6. Préparation des échantillons

Avant l'analyse par l'adsorption de nitrogène, nos six échantillons de schiste de silurien ont été broyés en poudre avec une taille de particules de 12-35 mesh, puis dégazés automatiquement à 105 °C sous vide pendant 21 h à l'aide de l'appareil Micromeritics VacPrep 061 Sample Degas System, pour éliminer l'humidité adsorbée et les matières volatiles (Fig. 59), les échantillons ont été pesés à l'aide d'une balance électronique OHROS EXPLORER très précise avec une précision allant jusqu'à 0.00001 (Fig. 58), cette expérience a été réalisée à le Centre de Recherche Scientifique et Technique en Analyses Physico- Chimiques CRAPC à Laghouat.



Figure 58 : La balance électronique OHROS EXPLORER avec une précision allant jusqu'à 0.00001 (CRAPC-Laghouat, 2021)



Figure 59 : L'appareil Micromeritics VacPrep 061 Sample Degas System (CRAPC-Laghout, 2021)

5.7. Analyse par l'adsorption de nitrogène N_2 en laboratoire

Le réservoir de Nitrogène N_2 liquide a été complètement rempli avant le début du processus, et ce réservoir est chargé d'alimenter le dispositif de nitrogène liquide (Fig. 60). L'analyse par l'adsorption de nitrogène N_2 en laboratoire sur les échantillons sélectionnés ont été effectuées à l'aide d'un appareil Micromeritics ASAP-2020 Plus à une température constante de 77 K (Fig. 61), à cette température le nitrogène gazeux s'adsorbera physiquement sur la surface de l'échantillon, et une pression relative (P/P_0) variait de 0.05 à 0.99 pour caractériser quantitativement la taille des pores allant de 1.7 à 300 nm, avant la réalisation de l'expérience,



Figure 60 : L'alimentation de réservoir par le nitrogène liquide N₂ (CRAPC-Laghout, 2021)

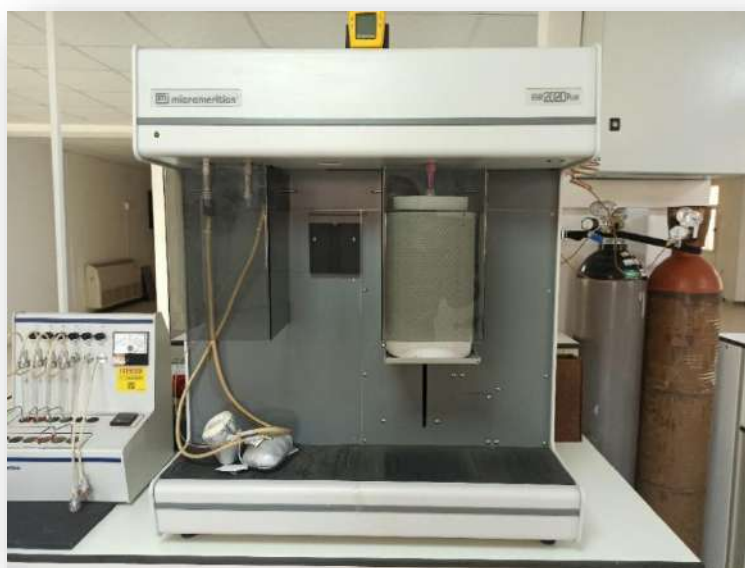


Figure 61 : L'appareil Micromeritics ASAP-2020 Plus (CRAPC-Laghout, 2021)

Le déroulement, le calibrage, l'acquisition data, les calculs, et l'affichage du rapport final de l'appareille Micromeritics ASAP-2020 Plus de l'analyse par nitrogène adsorption-désorption a été réalisée par le logiciel « ASAP 2020 Plus Version 2.00 » installé sur l'ordinateur (Fig. 62).

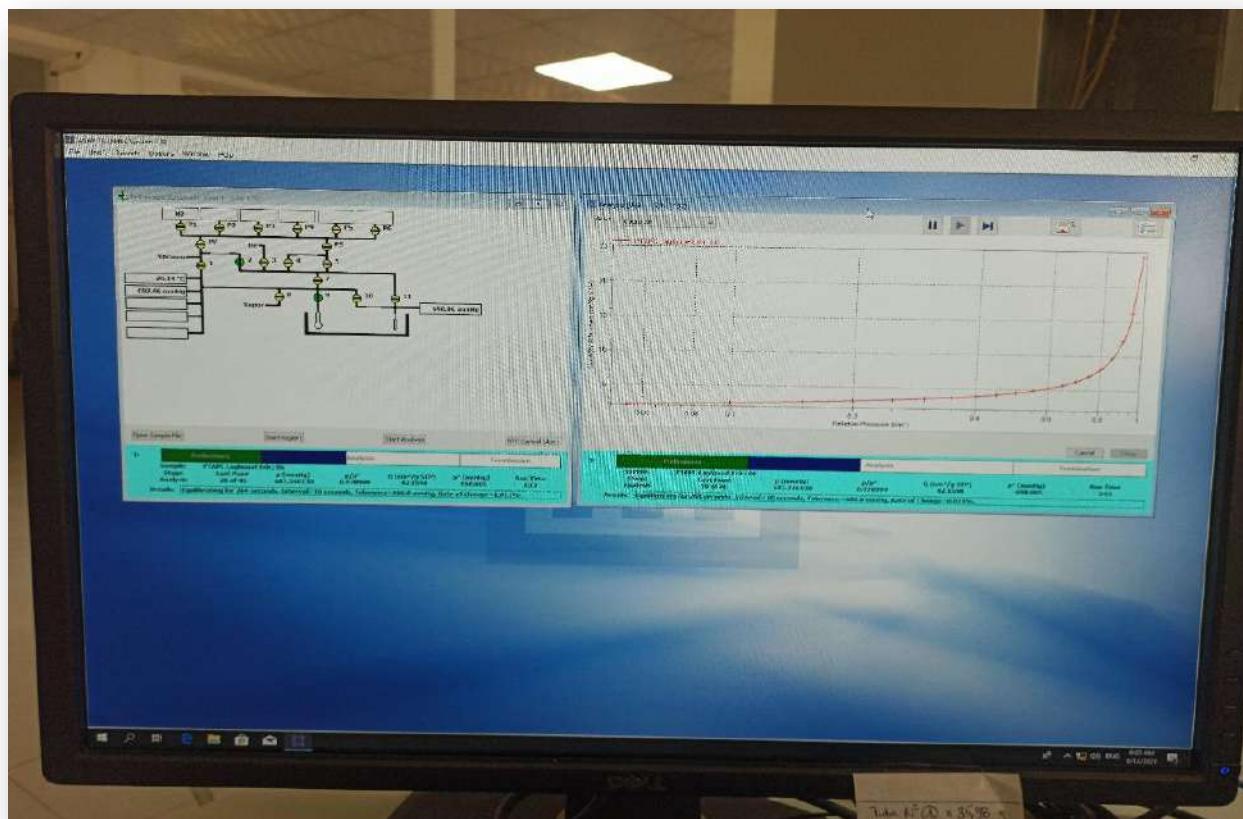


Figure 62 : Le logiciel « ASAP 2020 Plus Version 2.00 affiche un isotherme d'adsorption (CRAPC-Laghout, 2021)



Figure 63 : Porte échantillon sous forme poudre pour l'analyse par l'adsorption de nitrogène N₂ (CRAPC-Laghout, 2021)

6. Caractérisation géochimique

Les analyses géochimiques sont très importantes et nécessaires dans la phase d'exploration des hydrocarbures, ils donnent des réponses précises sur des questions clés pour une caractérisation détaillée quantitative et qualitative des roches mères où les hydrocarbures ont été générés, tel que : quelle est la quantité de la matière organique ? Est-ce cette roche mère est mature et générer des hydrocarbures ? Dans quel stage de maturation a été cette matière organique ?

Parmi ces analyses géochimiques il y a les analyses élémentaires LECO qui donne une idée sur la quantité de Carbone Organique Totale « COT » ou « Total Organic Carbon TOC en anglais » présente dans la matière organique et plus précisément dans le kérogène, ce type de carbone est le responsable de génération des hydrocarbures avec le rompre de toutes les liaisons chimiques à l'exception des liaisons chimiques entre les atomes de carbone et les atomes d'hydrogène par décomposition sous l'effet de la pression et la température de gisement au cours du temps géologique, "If I have high TOC, I have a good source rock." (Dembicki, 2009) d'autre types d'analyses aussi qui est primordiale pour la caractérisation géochimique de la roche mère est le Pyrolyse Rock-Eval, ce type d'analyses est largement utiliser dans l'industrie pétrolière dans la phase d'exploration « Upstream section en anglais », le pyrolyse est la décomposition de la matière organique présente dans la roche mère par

l'augmentation de la température dans l'absence de l'oxygène, et la mesure de la quantité des hydrocarbures et le dioxyde de carbone libéré. Le premier article sur le développement et l'application de la technologie Rock-Eval a été publié en 1997 par le scientifique « Espitalie et al., ». Dans cette technique, les échantillons sous courant inerte « Hélium » sont chauffés premièrement à une température de 300 °C, après l'analyseur Rock-Eval augmente automatiquement la température pour atteindre 650 °C et fixé pendant 3 minutes, après réaugmenter pour atteindre la température finale de 850 °C et fixé pendant 3 minutes et le dispositif se déclenche automatiquement, le taux d'augmentation programmé de 30 °C / min (Fig. 64). Dans un premier temps, les hydrocarbures libres contenus dans la porosité de la roche mère sont volatilisées (pic S₁), puis le kérogène est craqué sous l'effet de températures et libère des hydrocarbures (pic S₂), mais aussi du gaz carbonique (pic S₃), S₁ représente les hydrocarbures libres contenus dans la roche mère, S₂ représente le potentiel pétrolier encore à produire par le craquage thermique par le kérogène, si le sédiment constituant la roche mère était enfoui à une profondeur plus profonde. S₃ est corrélé avec la teneur en oxygène du kérogène. La température maximale du pic S₂ s'appelle T_{max} est un indicateur du degré de maturation du kérogène et dans quel stade de maturation.

L'instrument de pyrolyse Rock-Eval utilise un Détecteur à ionisation de flamme « Flame Ionization Detector (FID) en anglais » pour détecter uniquement les hydrocarbures S₁ et S₂, et utilise un Détecteur infrarouge « Infrared Detector (IR) en anglais » pour détecter CO et CO₂ uniquement S₃ et S₄.

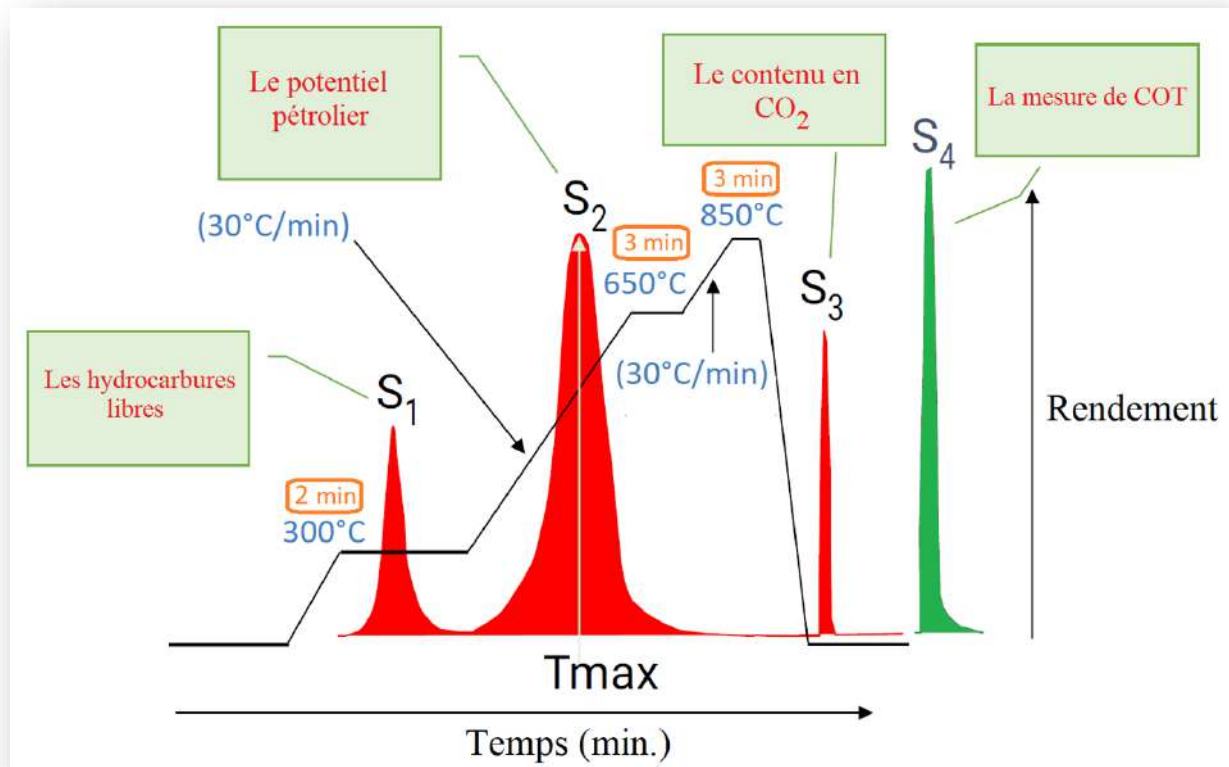


Figure 64 : Les paramètres mesurés par la technique la pyrolyse Rock-Eval

6.1. Les analyses élémentaires LECO

Les analyses élémentaire LECO pour mesurer le carbone organique totale (COT) présent dans l'échantillon se fait à l'aide de l'instrument Analyseur élémentaire TruSpec® Micro series LECO dans le centre de recherche de SONATRACH « CRD » de Boumerdes, les échantillons ont été broyer d'un premier temps avant l'analyse en poudre de granulométrie de 150 µm d'une quantité varie entre 55 et 65 mg.

6.2. Le Pyrolyse Rock-Eval

Les échantillons ont été broyer en poudre d'une quantité égale à 65 mg pour l'analyser à l'aide d'un instrument de Rock-Eval 6 Vinci Technologies (Fig. 82) au centre de recherche de SONATRACH « CRD » de Boumerdes, pour déterminer et enregistrés les paramètres suivants : S₁ en « mg HC / g roche », S₂ en « mg HC / g roche », S₃ en « mg CO₂ / g roche », et d'autre paramètres géochimiques qu'on calculer tel que : Index d'Hydrogène (IH) en « mg HC / g TOC » qu'est égale à $IH = (S_2 / TOC) * 100$, Index d'Oxygène (IO) en « mg CO₂ / g TOC » qu'est égale à $IO = (S_3 / TOC) * 100$, et la température maximale (Tmax) qui donne une idée sur le stade de maturation de la matière organique

présente dans la roche mère. La température de ce Rock-Eval 6 Vinci Technologies est précédemment programmé et intégrer dans le système de pyrolyseur de roche pour atteindre une température maximale de 850 °C. Dans un premier temps, la température fixée à 300 °C pendant 2 minutes, après il augmente avec un taux de 30 °C / min jusqu'à 650 °C et fixé pendant 3 minutes, et commencé l'augmentation progressive avec un taux de 30 °C / min jusqu'à 850 °C.

6.3. Maturation thermique en laboratoire

Les échantillons sont déjà dans le stade d'immaturation, on a simulé la maturation de ces échantillons dans le laboratoire du le Centre de Recherche Scientifique et Technique en Analyses Physico-Chimiques CRAPC à Laghouat, on a utilisé une étuve sous vide pour éviter l'effet de l'oxydation, ce four est de type Nabertherm « 30-3000°C » (Fig. 65), les échantillons ont été broyer et placé dans le four. La température du système d'étuve a été élevée à un taux de variation au cours du temps de 4,5 °C / minute, jusqu'à l'atteindre de la température finale de 470 °C, pendant une durée égale à 72 heures, le choix de ce protocole de maturation est basé sur des résultats d'articles de recherches précédentes de (Cavelan et al., 2019) et (Landais et al. 1994) concernant les expériences de courte durée, pour atteindre un stade de maturation pour les échantillons.



Figure 65 : Le four de Maturation Nabertherm (30-3000°C) (CRAPC-Laghout, 2023)

IV. Chapitre 4

Résultats et Discussions

1. Composition minéralogique

Les résultats de diffractogrammes de les six (06) échantillons analysés de chaque unes avec ces Liste de modèles sont afficher dans le suivant (Annexes 1, 2, 3, 4, 5, et 6) :

Selon l'analyse XRD, les échantillons de schiste silurien ont une composition minéralogique complexe, ils sont composés des minéraux suivants : le quartz, l'albite, l'anorthite, l'orthoclase, les minéraux argileux, la dolomite, et la pyrite, ils sont principalement composés de minéraux argileux allant de 50,25 à 58,88 % avec une valeur moyenne de 54,75 %, suivis par le feldspath allant de 21,95 à 31,72 % avec une valeur moyenne de 28. 13 %, puis le quartz avec une petite quantité allant de 9,39 à 15,47 % avec une valeur moyenne de 12,64 %, après cela, la dolomite allant de 2,73 à 4,34 % avec une valeur moyenne de 3,43 %, et enfin la pyrite avec la plus petite quantité entre les autres compositions minérales allant de 0,70 à 1,47 % avec une valeur moyenne de 1,06 % (Tableau 12).

La composition minéralogique détaillés des échantillons analysés sont indiqués dans le tableau 12, pour l'échantillon RMD-1, il est composé de 58.88 % d'argile, de 10.7 % de quartz, de 0.7 % de pyrite, de 2.73 % de dolomite, de 26.99 % de feldspaths qui se compose de 8.84 % d'albite, de 7.15 % d'anorthite, et de 11.36 % d'orthoclase, pour l'échantillon RMD-6, il est composé de 58.36 % d'argile, de 9.39 % de quartz, de 0.72 % de pyrite, de 2.97 % de dolomite, de 28.56 % de feldspaths qui se compose de 10.16 % d'albite, de 5.28 % d'anorthite, et de 13.12 % d'orthoclase, pour l'échantillon RMD-13, il est composé de 57.74 % d'argile, de 15.47 % de quartz, de 1.32 % de pyrite, de 3.52 % de dolomite, de 21.95 % de feldspaths qui se compose de 1.51 % d'albite, de 5.35 % d'anorthite, et de 15.09 % d'orthoclase, pour l'échantillon RMD-18, il est composé de 50.36 % d'argile, de 14 % de quartz, de 1.32 % de pyrite, de 4.34 % de dolomite, de 29.28 % de feldspaths qui se compose de 11.93 % d'albite, de 6.29 % d'anorthite, et de 11.76 % d'orthoclase, pour l'échantillon RMD-22, il est composé de 50.25 % d'argile, de 14.01 % de quartz, de 0.82 % de pyrite, de 3.2 % de dolomite, de 31.72 % de feldspaths qui se compose de 14.54 % d'albite, de 5.1 % d'anorthite, et de 12.08 % d'orthoclase, et enfin, l'échantillon RMD-27, il est composé de 52.92 % d'argile, de 12.26 % de quartz, de 1.47 % de pyrite, de 3.8 % de dolomite, de 29.55 % de feldspaths qui se compose de 11.74 % d'albite, de 6.52 % d'anorthite, et de 11.29 % d'orthoclase.

Les minéraux argileux présentés dans les échantillons analysés sont : la muscovite, le kaolinite, l'illite, et le chlorite (Tableau 12). Qualitativement, l'échantillon RMD-1 est se compose de 21.21 % de muscovite, de kaolinite de 18.12 %, de l'illite de 11.07 %, et de chlorite de 8.48 %, pour l'échantillon

RMD-6 est se compose de 20.61 % de muscovite, de kaolinite de 18.01 %, de l'illite de 14.74 %, et de chlorite de 5 %, pour l'échantillon RMD-13 est se compose de 18.42 % de muscovite, de kaolinite de 18.98 %, de l'illite de 16.58 %, et de chlorite de 3.76 %, pour l'échantillon RMD-18 est se compose de 18.53 % de muscovite, de kaolinite de 17.05 %, de l'illite de 11.79 %, et de chlorite de 2.99 %, pour l'échantillon RMD-22 est se compose de 17.44 % de muscovite, de kaolinite de 14.5 %, de l'illite de 15.22 %, et de chlorite de 3.09 %, pour l'échantillon RMD-27 est se compose de 18.67 % de muscovite, de kaolinite de 12.04 %, de l'illite de 13.46 %, et de chlorite de 8.75 %.

Tableau 6 : Tableau représente la composition minéralogique pour les échantillons

ID échantillon		Quartz (%)	Feldspaths (%)			Dolomite (%)	Pyrite (%)	Minéraux argileux (%)			
			Albite	Anorthite	Orthoclase			Illite	Kaolinite	Chlorite	Muscovite
Section supérieur	RMD-1	10.7	8.48	7.15	11.36	2.73	0.7	11.07	18.12	8.48	21.21
	RMD-6	9.39	10.16	5.28	13.12	2.97	0.72	14.74	18.01	5.00	20.61
	RMD-13	15.47	1.51	5.35	15.09	3.52	1.32	16.58	18.98	3.76	18.42
Section inférieur	RMD-18	14	11.93	6.29	11.76	4.34	1.32	11.79	17.05	2.99	18.53
	RMD-22	14.01	14.54	5.10	12.08	3.2	0.82	15.22	14.50	3.09	17.44
	RMD-27	12.26	11.74	6.52	11.29	3.8	1.47	13.46	12.04	8.75	18.67

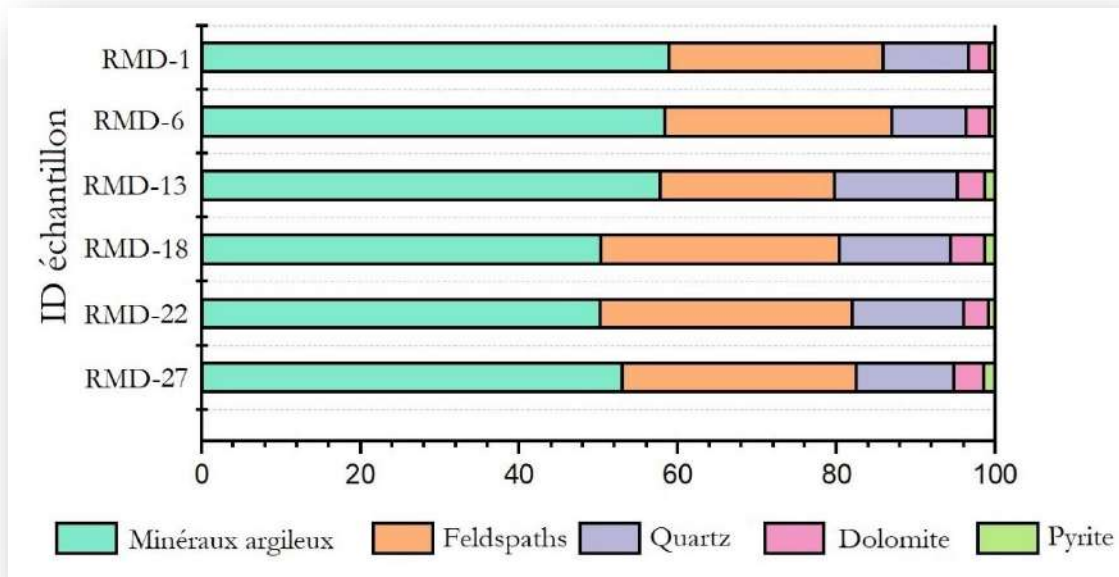


Figure 66 : Diagramme en barres empilées de La composition minéralogique des échantillons

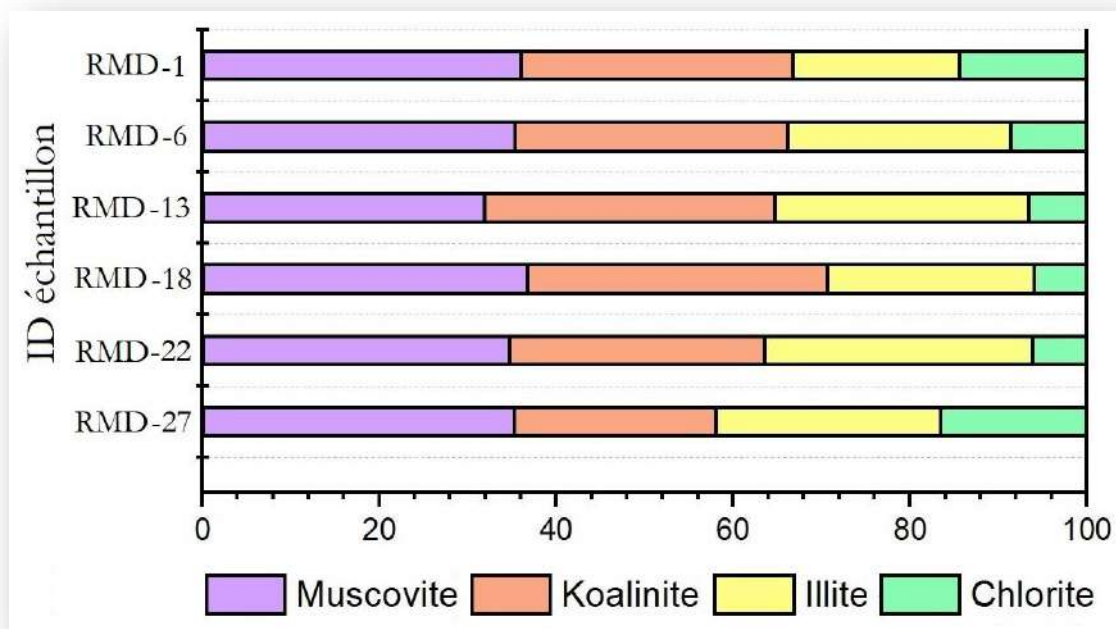


Figure 67 : Diagramme en barres empilées de la composition des minéraux argileux des échantillons

1.1. Classification de lithofaciès

La classification des lithofaciès des échantillons de schiste silurien a été réalisée sur la base du diagramme ternaire de minéralogie avec trois membres finaux : les minéraux argileux, les minéraux siliceux tels que le quartz et le feldspath, et les minéraux carbonatés (Wang et al., 2016). Il existe dix (10) types de lithofaciès : argile, calcaire, roche siliceuse, et sept (7) types de schiste, dont le schiste argileux, le schiste calcaire, le schiste siliceux, le schiste mixte argilo-calcaire, le schiste mixte argilo-siliceux, le schiste mixte siliceux calcaire et le schiste mixte argilo-siliceux calcaire (Fig. 68).

Tous les échantillons étudiés ont été reportés dans le diagramme ternaire de classification des lithofaciès (Fig. 93) ont montré que les échantillons de schiste du Silurien supérieur et inférieur ont été classés comme des lithofaciès de schiste argileux, car ils ont une teneur plus élevée en minéraux argileux avec une valeur moyenne de 55.33 %, suivis par le quartz et le feldspath qui présentent une quantité moyenne de 41,20 %, puis les minéraux carbonatés (dolomite) ont une quantité plus faible de 3,47 %, et enfin la pyrite, dont la valeur moyenne ne dépasse pas 1,5 %, indique les conditions de réduction du milieu de dépôt.

Tous les échantillons sont des schistes argileux, sauf une légère différence dans la composition du quartz entre les échantillons de la section supérieure qui sont moins riches en quartz, et les échantillons de la section inférieure qui sont plus riches en quartz, cette légère différence dans la composition riche en quartz a rendu les échantillons de la section inférieure plus siliceux que les échantillons de la section supérieure.

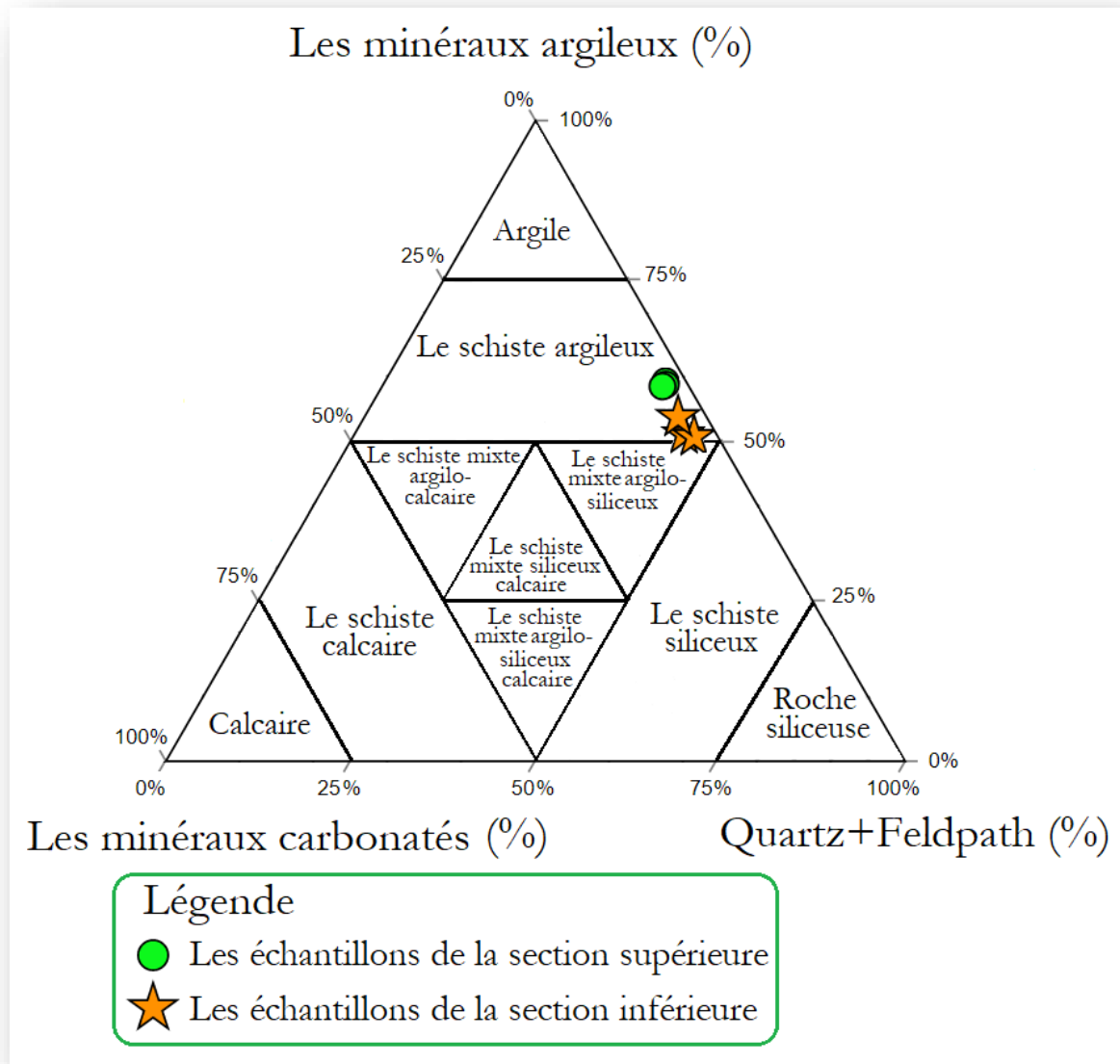


Figure 68 : Diagramme ternaire de la classification des lithofaciès

1.2. Stabilité minéralogique et fragilité

Des études antérieures ont identifié la composition minéralogique du schiste silurien d'Afrique du Nord, dans le bassin d'Ahnet, en Algérie (Kadri & Hacini, 2018) et dans le bassin de Ghadamès, un bassin commun entre l'Algérie, la Tunisie et la Libye (Dadi et al., 2019). Tous les réservoirs de schiste silurien sont des réservoirs non conventionnels avec des paramètres pétrophysiques inférieurs tels que la perméabilité, qui est un facteur clé pour la production d'hydrocarbures, de sorte que ces réservoirs ont besoin d'une fracturation hydraulique pour créer des fractures dans la matrice, où les hydrocarbures s'écoulent à travers elle. La fragilité est un facteur important, les minéraux cassants

rendent la fracturation hydraulique plus efficace, et augmentent le potentiel de fracturation hydraulique, contrairement aux minéraux argileux, la caractérisation de la fragilité des roches de schiste a été déterminée à l'aide du diagramme ternaire minéralogie/stabilité/fragilité avec trois membres terminaux, le premier contient les minéraux argileux qui sont relativement mécaniquement et chimiquement instables, tandis que le second contient la silice et la pyrite qui sont relativement mécaniquement et chimiquement stables, et le dernier comprend le carbonate et le feldspath relativement mécaniquement stables et chimiquement instables (Fig. 69) (Loucks et al, 2017).

Il a été constaté que les échantillons de schiste silurien (sections supérieure et inférieure) sont riches en minéraux argileux, avec une valeur moyenne de 54,75 %, même si une légère diminution de la teneur en minéraux argileux a été observée entre les échantillons de la section supérieure, qui représentent 58,33 %, et ceux de la section inférieure, qui représentent 51,18 % (Tableau 12). Les minéraux argileux sont un facteur limitant dans la classification de la fragilité des roches dans le diagramme ternaire de stabilité minéralogique/fragilité, où la roche est classée en tant que plus fragile et cassante lorsque la teneur en minéraux argileux est inférieure à 40 %, alors qu'elle est moins fragile et cassante lorsqu'elle est supérieure à 40 % (Loucks et al, 2017), ce niveau élevé de teneur en minéraux argileux donne à la roche réservoir un caractère ductile, et une compaction plus élevée (Fig. 94). En ce qui concerne la quantité de carbonate et de feldspath, elle était de 31,55 %, qualifiée de moyennement riche, et enfin, la quantité la plus faible a été enregistrée pour la silice et la pyrite, avec une valeur moyenne de 13,70 % (Tableau 12), ce qui a causé la diminution de la fragilité de la roche, donc, la difficulté pour la performance de la fracturation hydraulique, donc, la diminution du potentiel de production. Les résultats de la fragilité ont qualifié les échantillons de schiste silurien sélectionnés comme ayant un caractère peu fragile.

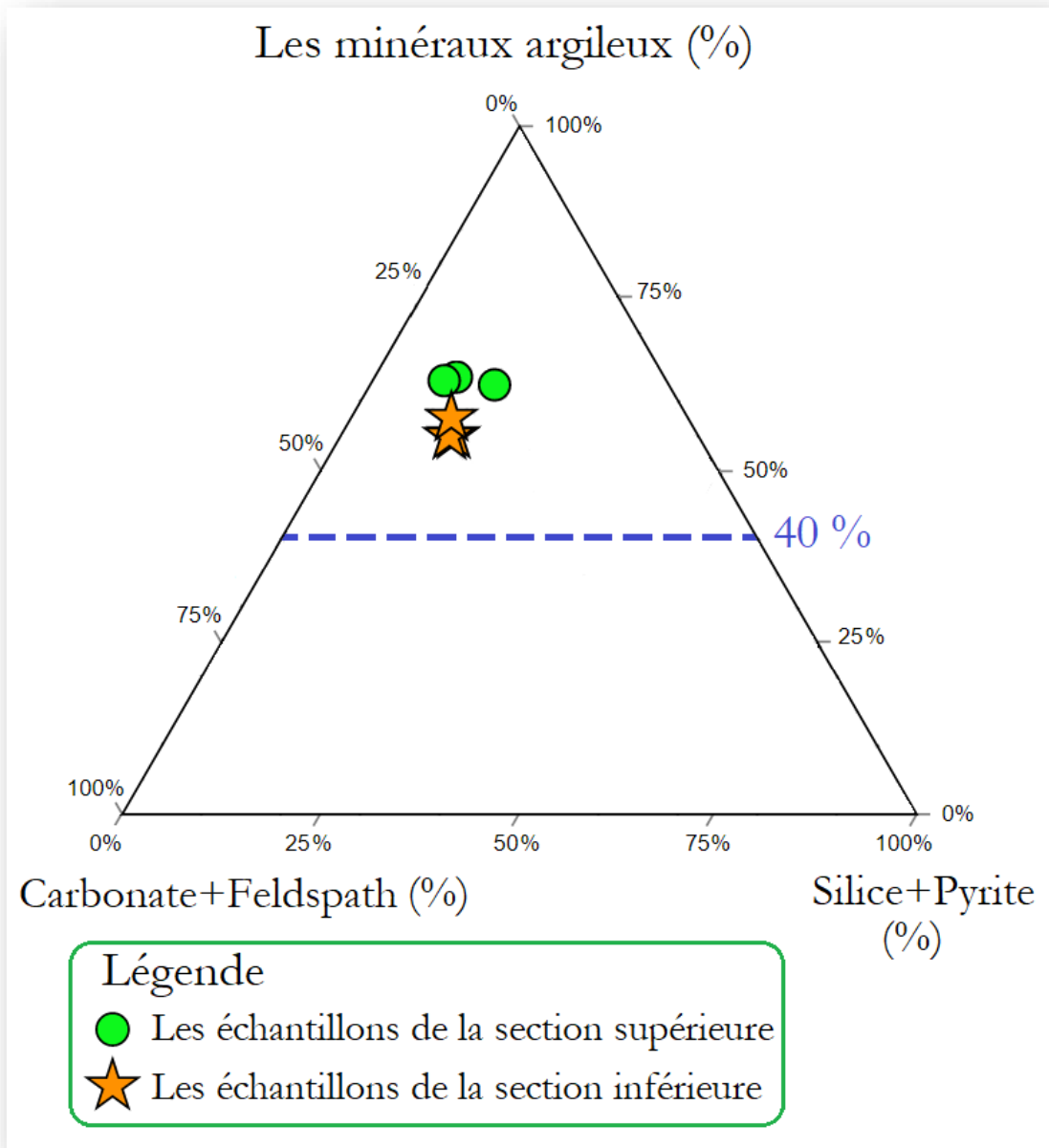


Figure 69 : Diagramme ternaire minéralogie-brittleness-stabilité

2. Caractérisation de la structure des pores avant maturation

La caractérisation de la structure des pores a été déterminée sur la base de l'analyse de l'adsorption de nitrogène N_2 , comme mentionné ci-dessus dans le chapitre II : « Matériel et méthodes », pour illustrer les résultats des paramètres des pores tels que la forme et le type des pores, le volume des pores (V_{BJH}), la surface spécifique (S_{BET}) et la distribution de la taille des pores (PSD).

2.1. La forme et le type des pores

La détermination de la forme et le type des pores a été faite par l'interprétation des isothermes adsorption-désorption de nitrogène N_2 , parce que le type et la forme de pore a un effet direct sur l'isotherme d'adsorption-désorption, varie d'un matériau à un autre, cette variation est due la variation de diamètres et la forme des pores présentent dans ces matériaux.

Les isothermes d'adsorption de l'azote des échantillons de schiste du Silurien supérieur et inférieur ont été déterminées à une température d'environ 77 K, et sont présentées dans la (Fig. 70), où l'adsorption présente la quantité de gaz adsorbé en fonction de la pression relative, qui augmente avec l'augmentation du gaz adsorbé, tandis que la désorption représente la quantité de gaz désorbé en fonction de la pression relative, qui diminue avec la diminution de la pression relative, une forte augmentation s'est produite à 0,9 de la pression relative (p/p°) dans tous les échantillons étudiés en raison du phénomène de condensation capillaire dans les pores plus grands.

Sur la base de la nouvelle classification IUPAC des isothermes de physisorption de (Thommes et al., 2015), les isothermes d'adsorption-désorption d'azote de tous les échantillons étudiés montrent les mêmes caractéristiques pour les courbes d'isothermes d'adsorption-désorption, correspondant au type IV(a), accompagnées d'une boucle d'hystérésis due à la condensation de l'azote dans les mésopores, qui correspond au type H3. Selon les résultats précédents, nous avons déterminé que le schiste silurien des échantillons du bassin d'Ahnet est un schiste mésoporeux avec des agrégats non rigides de particules en forme de plaques formant des pores en forme de fente (Sing et al., 1985 ; Thommes et al., 2015 ; Gibson et al., 2019).

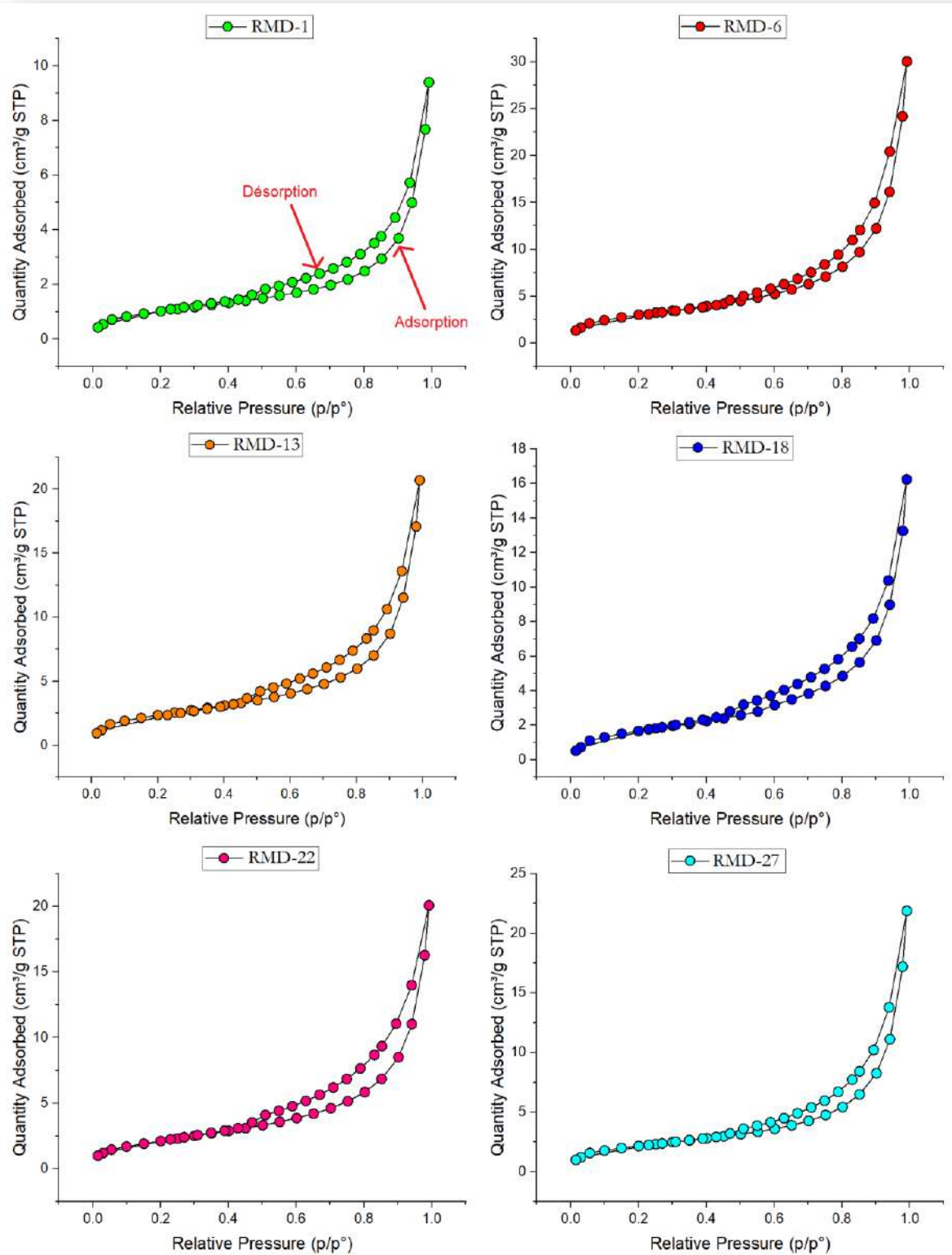


Figure 70 : Isothermes d'adsorption-désorption de N₂ avant maturation des échantillons de schiste silurien du bassin d'Ahnet

2.2. Surface spécifique (S_{BET}), Volume des pores (V_{BJH}), et la distribution de la taille des pores

La surface spécifique de tous les échantillons étudiés a été calculée sur la base du modèle Brunauer-Emmett-Teller (BET) (Brunauer et al., 1938), les résultats des paramètres de la structure des pores sont présentés dans le tableau 13, pour les échantillons de schiste du Silurien supérieur : RMD-1, RMD-6, et RMD-13, la surface spécifique était de 3.7754, 11.0984, et 8.7436 (m^2/g) respectivement, avec une valeur moyenne de 7.8724 (m^2/g), et pour les échantillons de schiste du Silurien inférieur : RMD-18, RMD-22, et RMD-27, elle était de 6,3685, 7,9815, et 7,8689 (m^2/g), avec une valeur moyenne de 7,4063 (m^2/g), où la plus faible était l'échantillon RMD-1, et la plus élevée était l'échantillon RMD-6, dans la surface spécifique moyenne générale des deux échantillons de schiste silurien supérieur et inférieur sont presque les mêmes, ce paramètre a une forte indication de la quantité de gaz adsorbé sur la matrice du réservoir.

Le volume des pores et la distribution de la taille des pores allant de 1,7 à 300 nm ont été estimés sur la base du modèle Barrett-Joyner-Halenda (BJH) (Barrett et al., 1951), tous les résultats sont présentés dans le tableau 13, pour les échantillons de schiste du Silurien supérieur : RMD-1, RMD-6, et RMD-13, le volume des pores était de 0,014391, 0,046399, et 0,031875 (cm^3/g), avec une valeur moyenne de 0,030888 (cm^3/g), tandis que les échantillons de schiste du Silurien inférieur : RMD-18, RMD-22, et RMD-27, le volume des pores était de 0.025313, 0.03134, et 0.033528 (cm^3/g), avec une valeur moyenne de 0.030060 (cm^3/g), le plus petit volume a été contrebalancé à RMD-1, et le plus haut enregistré à RMD-6, une légère différence dans le volume de pore a été calculée entre les échantillons de schiste du Silurien supérieur et inférieur, ce paramètre a une signification du volume occupé par le gaz dans le réservoir, et représente le volume de stockage du gaz dans les jeux de schiste.

La distribution de la taille des pores (PSD) des échantillons étudiés, obtenue à partir des isothermes d'adsorption de N_2 , est présentée dans la (Fig. 97), RMD-1 a une quantité de volume de pore avec un diamètre de pore plus petit que 2 (entre 1.7 no 2 nm) dans la gamme de microporosité, et une quantité importante de volume de pore dans le diamètre de pore entre 2 à 20 nm, avec un pic élevé au diamètre de pore à 3. 8 nm, les mêmes résultats ont été enregistrés dans les autres échantillons étudiés, ce qui a confirmé que la mésoporosité est le principal contributeur de la porosité dans les échantillons étudiés, pour plus de détails sur la microporosité existante dans les échantillons étudiés, l'adsorption de CO_2 , la porosimétrie par injection de mercure, et le MEB sont nécessaires.

Selon les courbes de volume de pore cumulatif de désorption BJH montrées dans la (Fig. 71), tous les échantillons étudiés ont une quantité de volume de pore plus élevée entre 1.7 à 3.8 nm de diamètre de pore, confirmant la contribution avec une petite quantité de la microporosité couvrant une gamme entre 1.7 à 2 nm de diamètre de pore, et la mésoporosité couvrant une gamme entre 2 à 20 nm de diamètre de pore, et la, et la déviation de la courbe s'est produite à 3. 8 nm dans tous les échantillons étudiés, en notant que le plus petit volume de pore a été enregistré à l'échantillon RMD-1 qui n'a pas dépassé 0,015 cm³/g, d'autre part, le plus élevé a été enregistré à l'échantillon RMD-27 qui a 0,034 cm³/g, l'absence de microporosité dans RMD-6 en raison du manque de données ponctuelles de l'instrument.

Tableau 7 : Tableau représente les paramètres de structure (S_{BET} , V_{BJH} , ... etc.) de pore des échantillons avant maturation

	<i>Sample ID</i>	<i>Profondeur (m)</i>	<i>S_{BET} (m²/g)</i>	<i>V_{BJH} (cm³/g)</i>	<i>Diamètre moyen de la taille des pores (nm)</i>	<i>Taille de la nanoparticule (nm)</i>
<i>Section supérieur</i>	RMD-1	2580	3.7754	0.014391	16.5758	1589.2229
	RMD-6	2680	11.0984	0.046399	16.8179	540.62
	RMD-13	2800	8.7436	0.031875	14.9658	686.2144
<i>Section inférieur</i>	RMD-18	2910	6.3685	0.025313	15.0104	942.1298
	RMD-22	2970	7.9815	0.03134	14.6293	751.7415
	RMD-27	3100	7.8689	0.033528	18.3341	762.4963

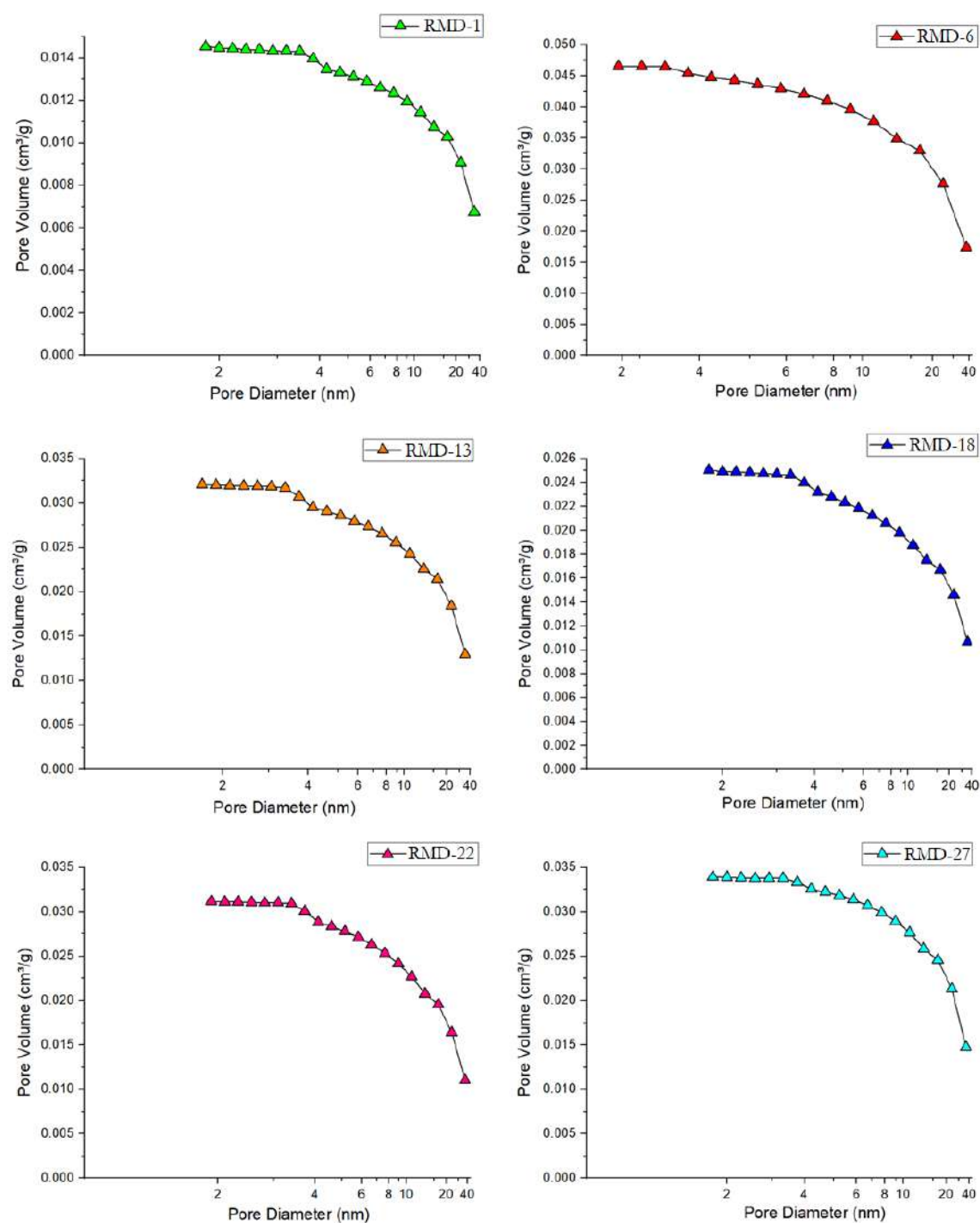


Figure 71 : Désorption BJH Volume cumulé de pores avant maturation

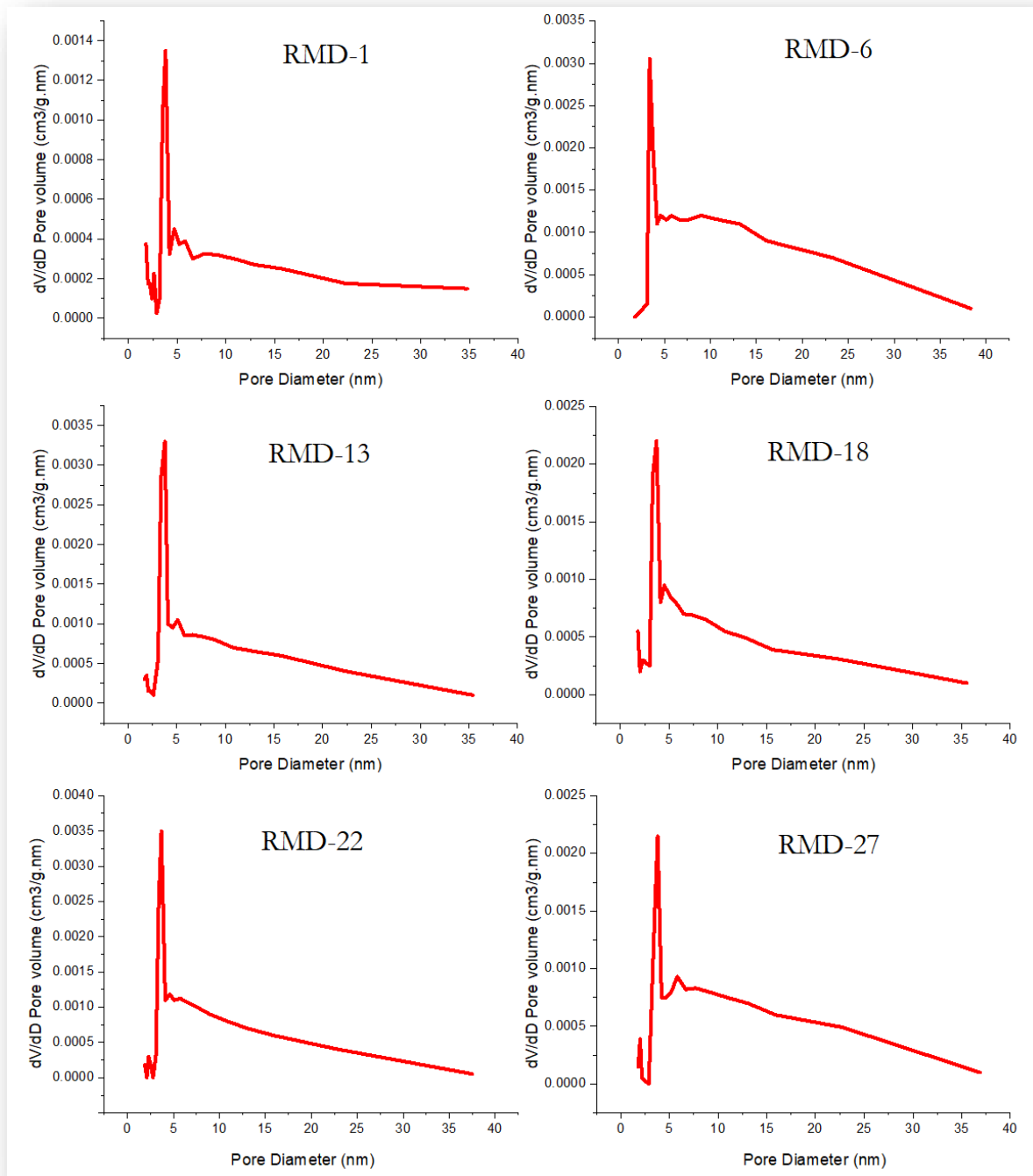


Figure 72 : Désorption BJH Distribution de la taille des pores (PSD en Anglais) des échantillons avant maturation

3. L'effet de la composition minéralogique sur la structure des pores

Les échantillons de schiste silurien du bassin d'Ahnet ont été sélectionnés à différentes profondeurs allant de 2580 à 3100 m, afin de couvrir l'hétérogénéité verticale du Silurien dans cette zone. Les variations des paramètres de la structure des pores (surface spécifique " S_{BET} ", volume des pores " V_{BJH} ", taille moyenne des pores (PSD) et taille des nanoparticules) avant maturation et des composés minéraux (argile et feldspar+quartz) en fonction de la profondeur des échantillons sont présentés dans les tableaux 13 et 12 respectivement. Il y a une relation inverse entre les minéraux argileux et les minéraux cassants (feldspath + quartz) qui composent les échantillons, cette variation est due aux conditions de l'environnement de dépôt, à l'altération de certains minéraux qui sont chimiquement instables comme les minéraux argileux et le feldspath, l'altération de ce dernier compose les minéraux argileux, contrairement au quartz qui est chimiquement plus stable, et à la diagenèse des sédiments. Une relation positive forte enregistrée entre la surface (S_{BET}) et le volume des pores (V_{BJH}), une relation inverse enregistrée entre le diamètre moyen de la taille des pores et le feldspath + quartz, contrairement à l'argile qui est corrélée positivement avec le diamètre moyen de la taille des pores, une relation inverse enregistrée entre l'argile et la taille des nanoparticules due à la granulométrie fine des minéraux argileux, contrairement au quartz + feldspath. La figure 73 montre qu'une nette variation des paramètres de la structure des pores s'est produite en raison de la variation de la composition minérale des échantillons composant une hétérogénéité de lithofaciès. Cette hétérogénéité n'est pas large dans notre cas comme le montre les résultats, où tous les échantillons sont des schistes argileux, mais les échantillons de la section inférieure ont un caractère plus siliceux que les échantillons de la section supérieure.

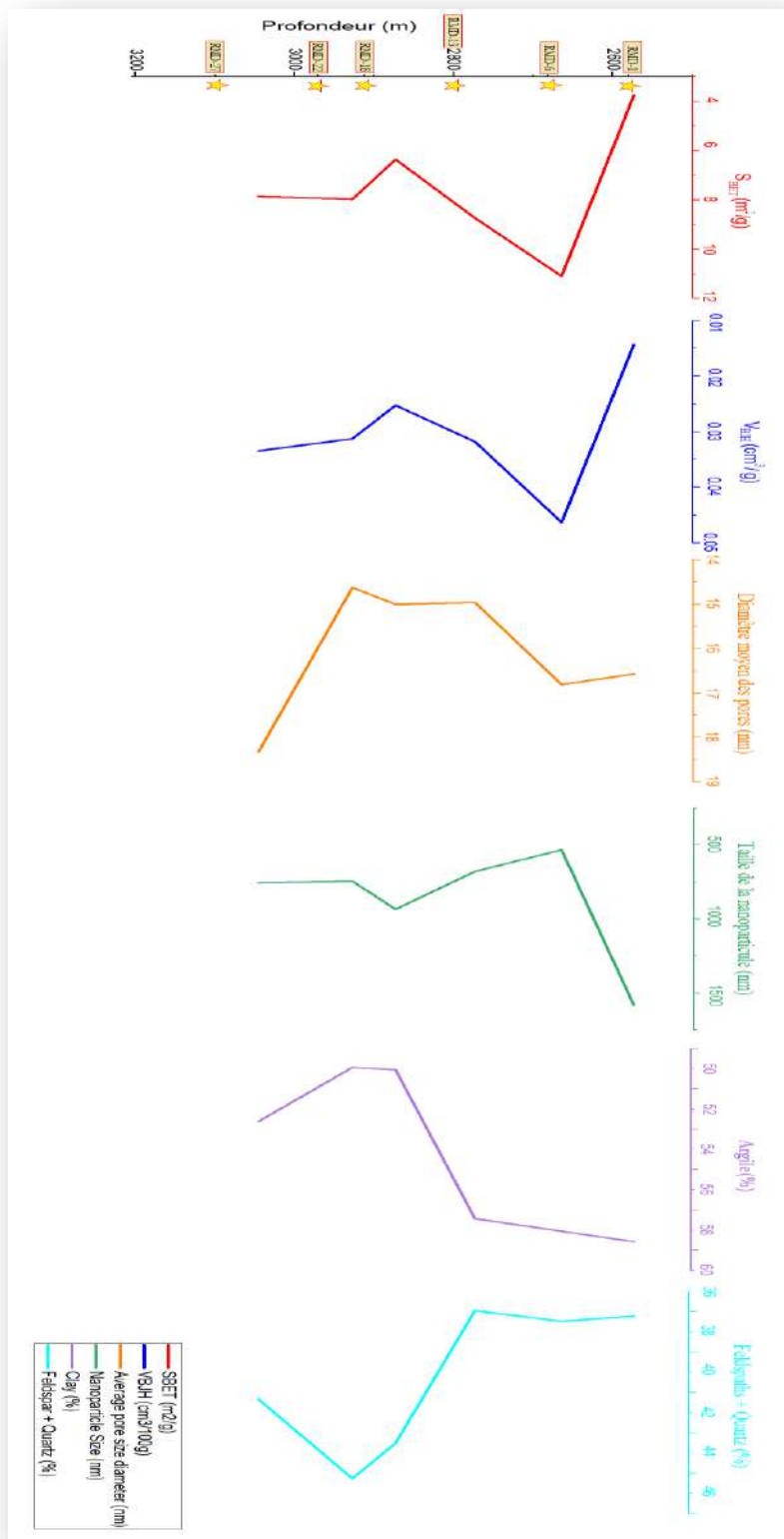


Figure 73 : Variation des paramètres de la structure des pores et de la composition minéralogique en fonction de la profondeur pour tous les échantillons

Pour extraire plus de détails sur la relation entre la composition des minéraux et les paramètres de la structure des pores, une analyse en composantes principales (ACP) a été réalisée pour résumer la relation de toutes les variables en même temps, et prendre une vue panoramique des phénomènes présentés dans notre recherche, le résultat du tracé de l'ACP est montré dans la (Fig. 74).

Le tableau 14 a montré que le premier axe X représenté par la composante principale 1 (PC1) contient environ 42,32 % des données, il est principalement composé de la taille des nanoparticules (-0,44), Illite (0,43), S_{BET} (0,39), Chlorite (-0,36), et V_{BJH} (0,35), tandis que le deuxième axe Y représenté par la composante principale 2 (PC2) contient environ 26,81 % des données, il est principalement composé de Diamètre moyen de la taille des pores (0,50), Quartz (-0,44), V_{BJH} (0,41), S_{BET} (0,33), et Chlorite (0,30).

Le tracé de l'ACP (Fig. 74) a montré que des groupes d'associations de relations existent entre la composition minérale et les paramètres de structure de pore, le premier groupe est l'association de l'illite, du S_{BET} , du V_{BJH} qui sont corrélés positivement entre eux, ceux-ci sont corrélés de manière réversible avec la taille des nanoparticules, l'illite est fortement corrélée inversement avec la taille des nanoparticules ($r = -0,78$), et légèrement inversement avec la muscovite ($r = -0,48$), le deuxième groupe est l'association du chlorite, de la muscovite, et du diamètre de la taille moyenne des pores qui est corrélé positivement entre eux, et le chlorite, la muscovite est également corrélée positivement avec la taille des nanoparticules, tandis que le quartz est corrélé inversement avec le diamètre de la taille moyenne des pores ($r = -0,66$), où le chlorite est corrélé positivement avec la taille moyenne des pores ($r = 0,87$), et le quartz est corrélé inversement avec le chlorite ($r = -0,56$), également inversement fort avec la muscovite ($r = -0,83$), et enfin, le feldspath est corrélé inversement avec la kaolinite ($r = -0,64$) (Fig. 75).

Quand la taille des nanoparticules est plus petite, S_{BET} , V_{BJH} seront plus grands parce que plus de volume de pore se formera, par conséquent, plus de surface spécifique de la matrice sera, donc ils sont inversement corrélés. L'altération du feldspath forme la kaolinite, ils sont donc inversement corrélés.

Le tracé de l'ACP (Fig. 74) montre d'une part que les échantillons RMD-6 et RMD-27 ont le même caractère, et d'autre part, les échantillons RMD-13, RMD-18, et RMD-22 sont plus proches les uns d'autres, tandis que le RMD -1 s'individualise.

Tableau 8 : Tableau de résultats de l'analyse en composantes principales (ACP)

<i>Principal Component Number</i>	<i>Eigenvalues</i>	<i>PC 1</i>	<i>PC 2</i>	<i>PC 1</i>	<i>PC 2</i>	
<i>Eigenvalue</i>	<i>Eigenvalue</i>	<i>Loading Plot</i>	<i>Loading Plot</i>	<i>Loading Plot</i>	<i>Loading Plot</i>	<i>Loading Plot</i>
1	4.23166	0	0	0.39144	0.33217	S _{BET} (m ² /g)
2	2.6814	0	0	0.3493	0.40678	V _{BJH} (cm ³ /g)
3	1.93784	0	0	-0.21812	0.49823	Diamètre moyen de la taille des pores (nm)
4	0.97883	0	0	-0.44196	-0.23943	Taille de la nanoparticule (nm)
5	0.17028	0	0	0.42565	0.04806	Illite (%)
6	8.01E-31	0	0	-0.01289	-0.24309	Kaolinite (%)
		0	0	-0.36075	0.29979	Chlorite (%)
		0	0	-0.33002	0.21409	Muscovite (%)
		0	0	-0.0358	0.16489	Feldspaths (%)
		0	0	0.24531	-0.44084	Quartz (%)

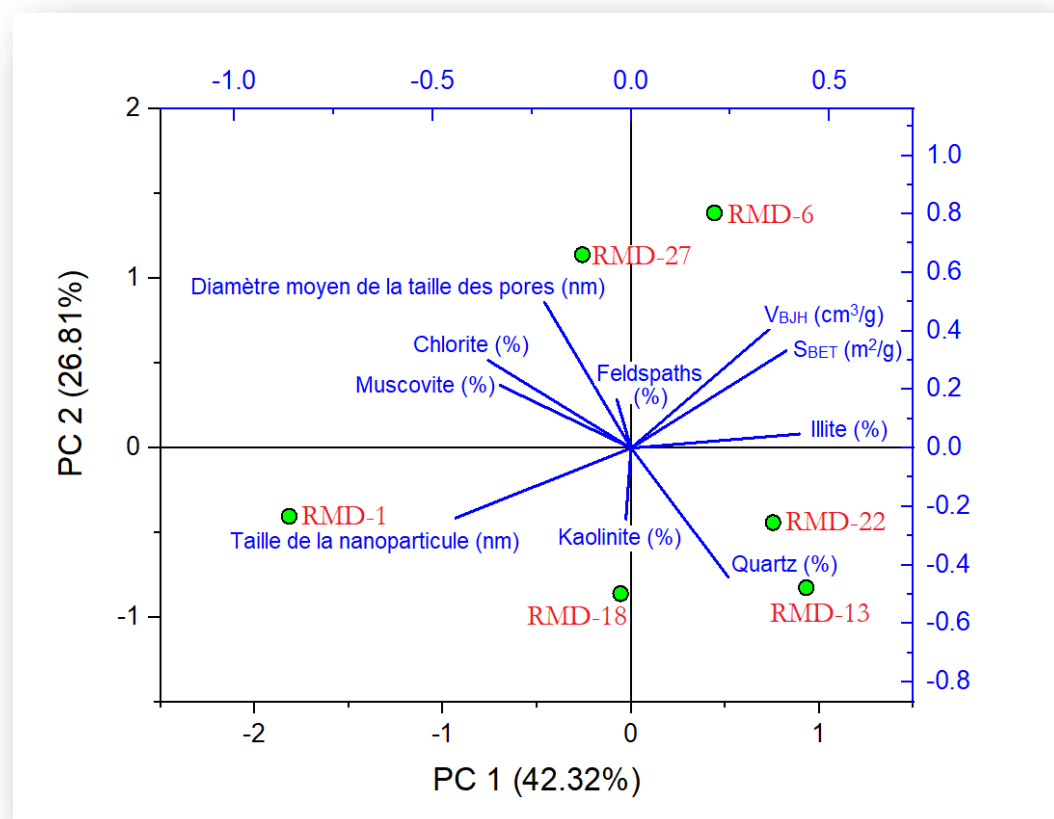


Figure 74 : Diagramme de l'analyse en composantes principales (ACP)

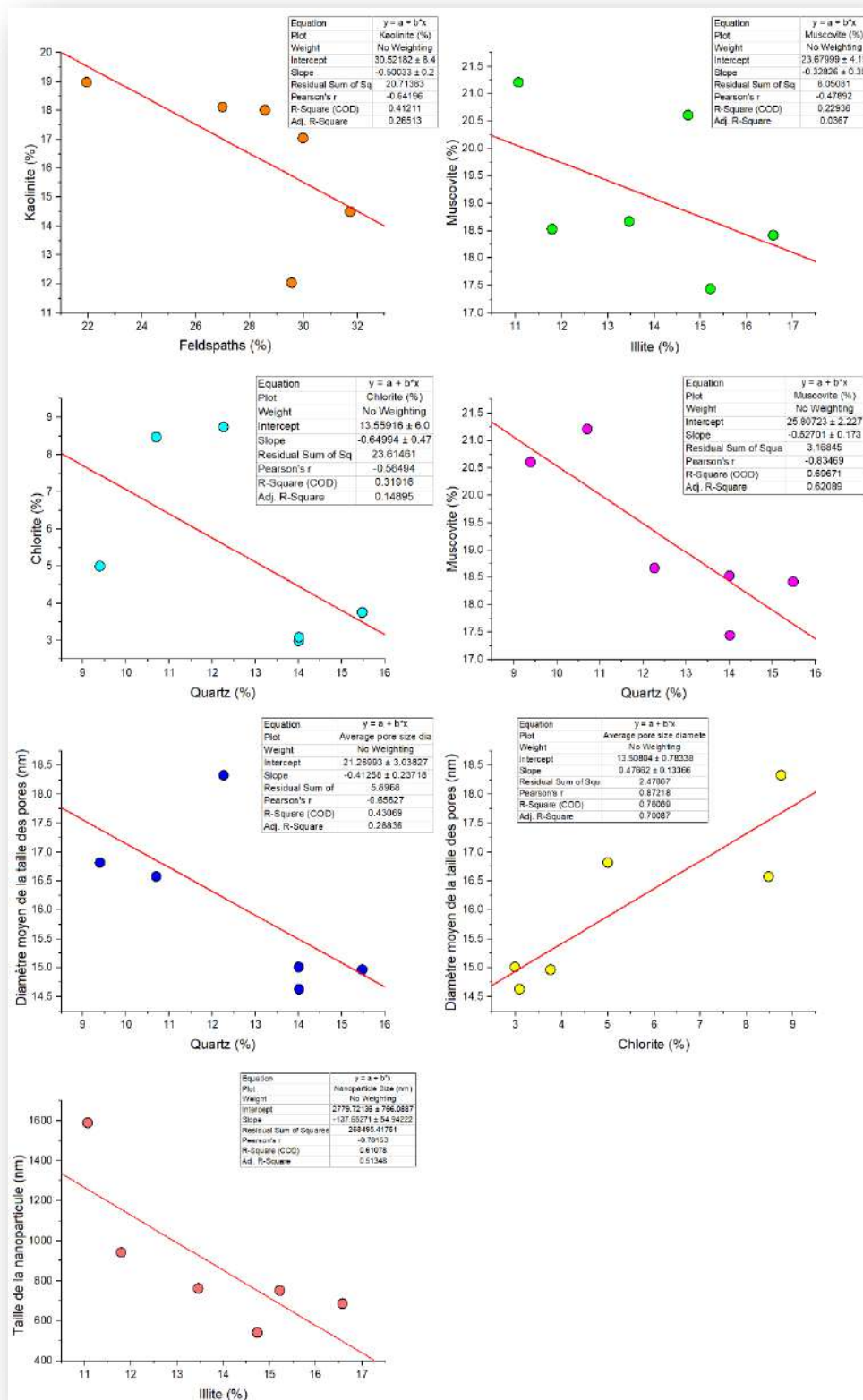


Figure 75 : Les corrélations avec un fort coefficient de corrélation de Pearson

4. Caractérisation optique par le microscope électronique à balayage (MEB)

La caractérisation optique des échantillons sélectionnés permet de réaliser l'imagerie réelle de la structure des pores tel que le type et la forme des pores présents dans les échantillons, les images obtenues par cette imagerie sont de différentes échelles de 2 μm , 3 μm , 5 μm , et 10 μm . Pour les images d'échantillons : RMD-1, RMD-6, RMD-13, RMD-18, et RMD-22, ils ont une échelle de 5 μm , et pour l'échantillon RMD-27, il a une échelle de 2 μm , 3 μm , 5 μm , et 10 μm pour chaque image.

Pour l'échantillon RMD-1 d'une profondeur de 2580 m, l'image montre que la particule est formée par une association de plaquettes d'argile, entre ces plaquettes d'argile il y a les pores, ces pores sont l'espace où les hydrocarbures en générale seront stockés, les pores ont un diamètre varie entre 0.5 μm et 2.5 μm , et en forme de fente, la topographie de ces pores montre qu'ils sont moyennement profonds à plus profonds (Fig. 76).

Pour l'échantillon RMD-6 d'une profondeur de 2680 m, l'image montre que la particule est aussi même formée par une association de plaquettes d'argile, les pores sont plus profonds, cette configuration affecte directement les paramètres de structure des pores tel que le volume des pores qui est un facteur limitant pour le calcul des réserves, c'est pour ça l'échantillon RMD-6 a la grande valeur de volume de pore V_{BJH} de 0.046 cm^3/g parmi tous les autres échantillons, notant qu'il y a un autre type de pore en forme crack ou fissure (Fig. 77)

Pour l'échantillon RMD-13 d'une profondeur de 2800 m, les images de cet échantillon montrent que la porosité est formée par la consolidation entre les différentes plaquettes d'argile, et la topographie montre que ces pores sont profonds, ces plaquettes ont des directions différentes dans l'espace (Fig. 78).

Pour l'échantillon RMD-18 d'une profondeur de 2910 m, la porosité est formée par l'agglomération des plaquettes d'argile, la topographie de cette particule montre que les pores sont moyennement profonds à plus profonds (Fig. 79-a), un autre type de porosité a été remarqué dans l'image de cet échantillon de type fissure ou crack (Fig. 79-b).

Pour l'échantillon RMD-22 d'une profondeur de 2970 m, la porosité est pareille à celle pour l'échantillon précédent RMD-18 qui est formé par l'agglomération des plaquettes d'argile, cette porosité est profonde (Fig. 80-a), la porosité de type fissure ou crack est présente dans cet échantillon (Fig. 80-b).

Pour l'échantillon RMD-27, représente le plus profond échantillon avec une profondeur de 3100 m parmi les autres échantillons, et avoir un volume des pores de $0.033 \text{ cm}^3/\text{g}$ représentant le deuxième plus grand volume des pores entre tous les échantillons, l'image (Fig. 81-a) montre qu'un nouveau type de porosité est présent en forme de bulle, le même cas pour l'image (Fig. 81-b) qui montre la présence des pores en forme de la bulle, et aussi d'autre type de porosité de pores inter-particulaires, pour les deux images (Fig. 82-c) et (Fig. 82-d) montrent la présence des pores de forme de fente entre les plaquettes d'argile, ces pores sont profonds, la dernière image (Fig. 83-e) montre la présence de minérale de la pyrite qui indique le milieu de dépôt de ces sédiments qui a été milieu pauvre en oxygène et riche en matière organique dans un premier temps au cours de la sédimentation, et ce minérale a été formé par l'activité bactérienne sur la matière organique, notant que les pores en forme de bulle sont présentent dans cette image (Fig. 83-e).

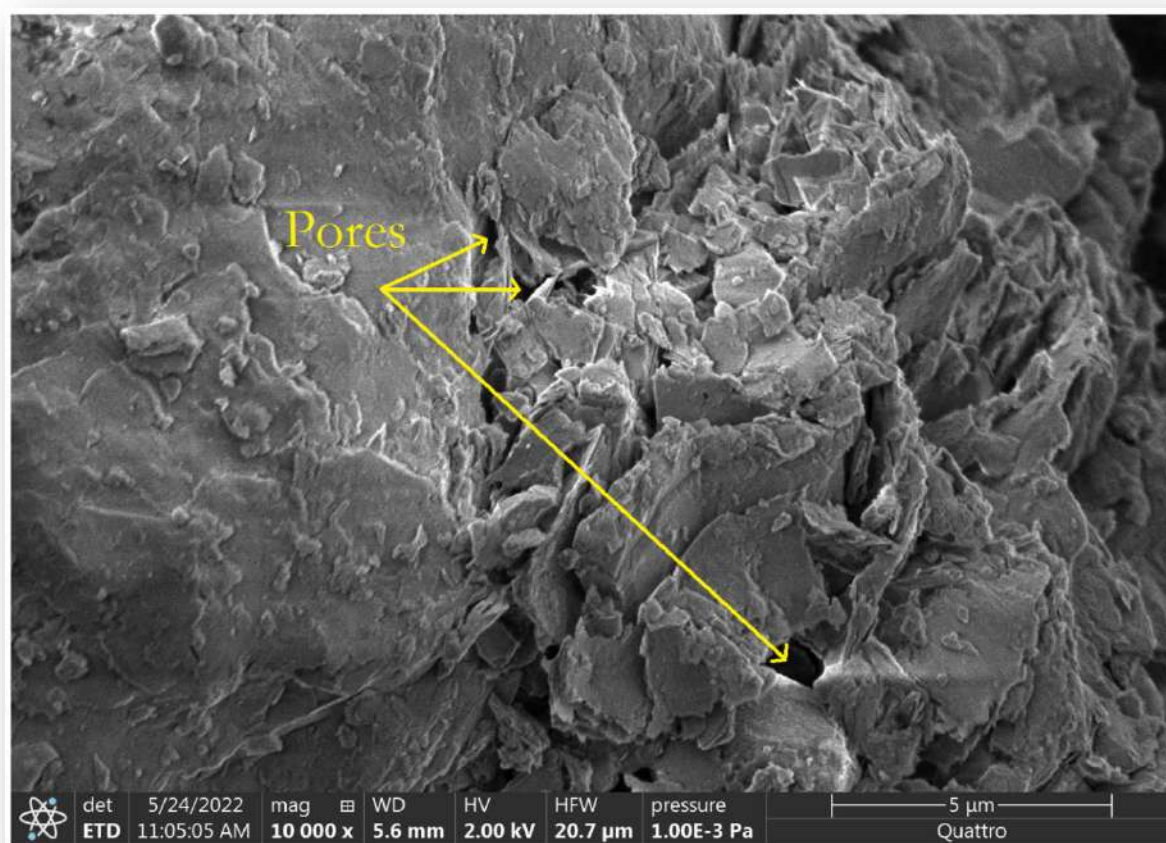


Figure 76 : Image par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-1 avec une échelle de 5µm

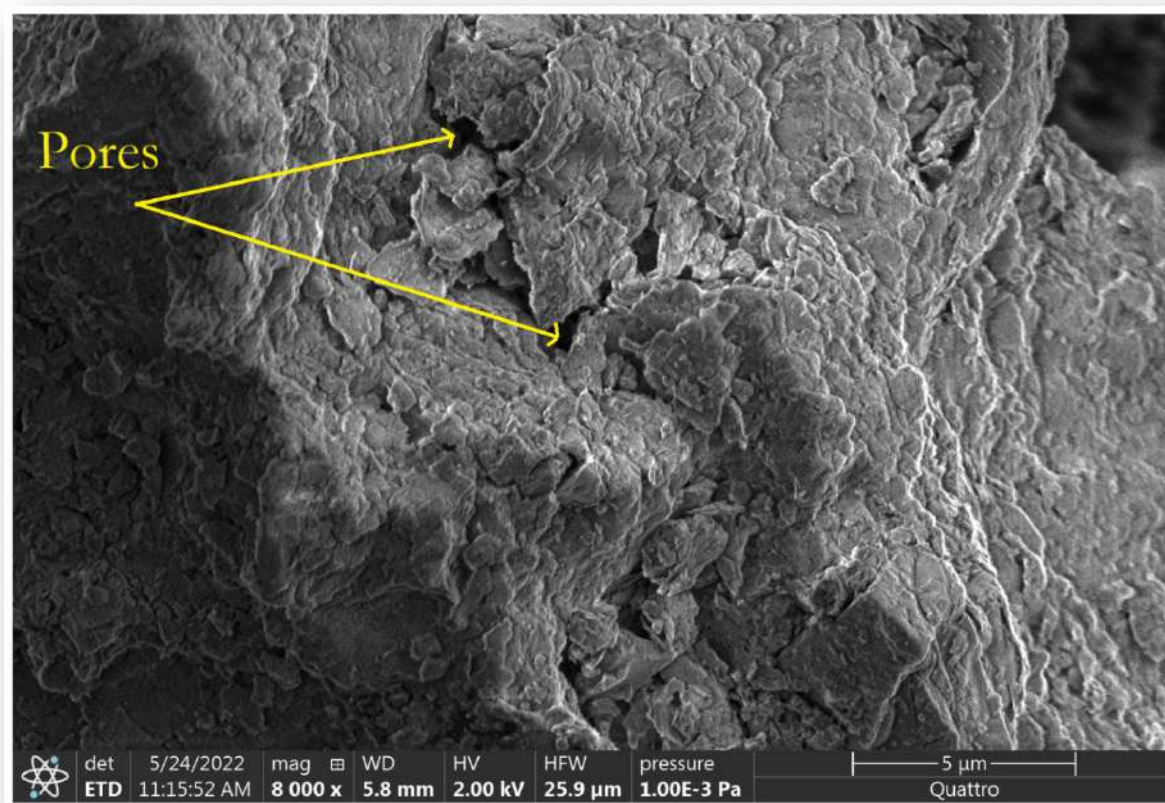


Figure 77 : Image par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-6 avec une échelle de 5μm

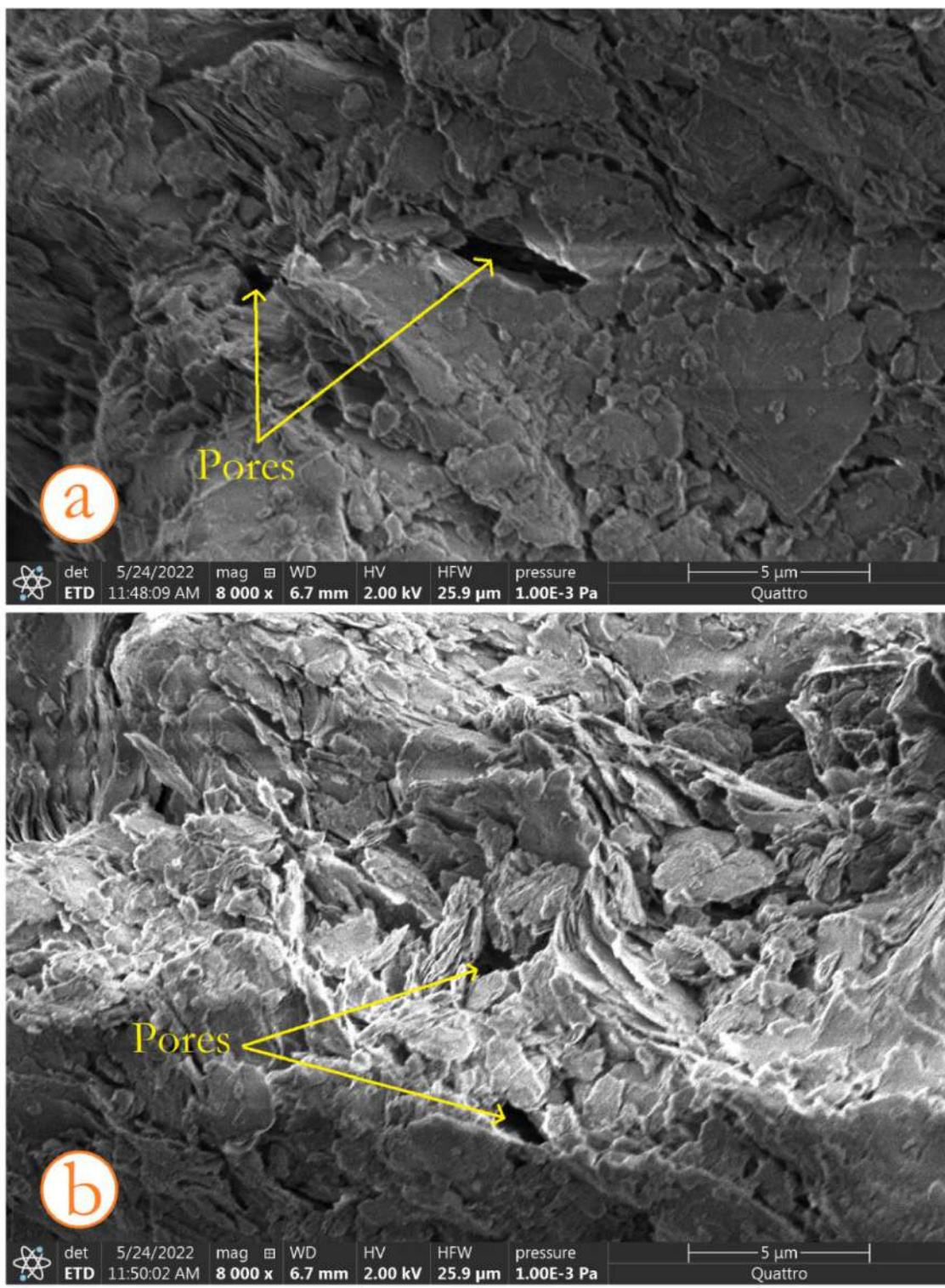


Figure 78 : (a) et (b) sont deux images par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-13 avec une échelle de 5µm

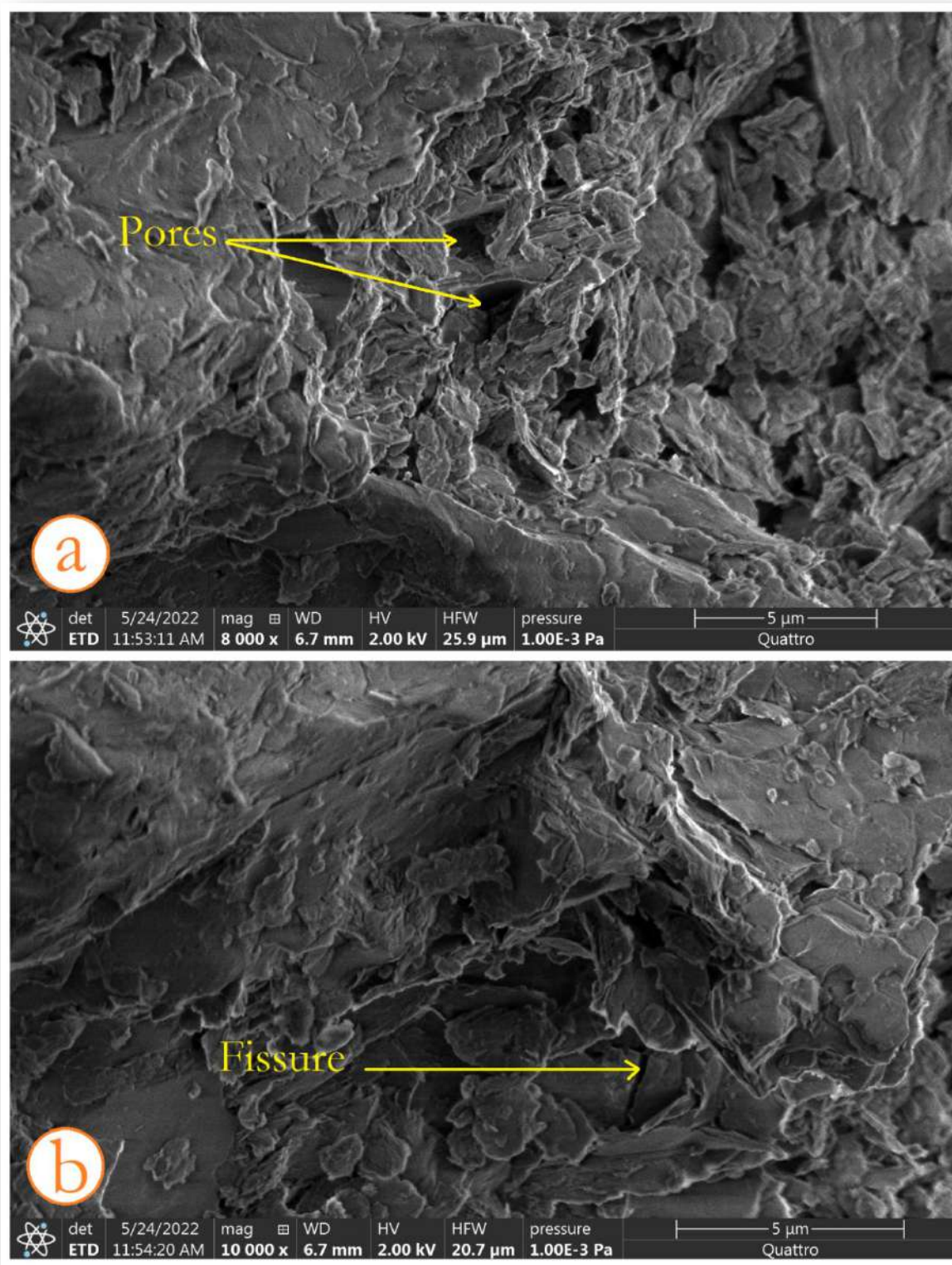


Figure 79 : (a) et (b) sont deux images par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-18 avec une échelle de 5µm

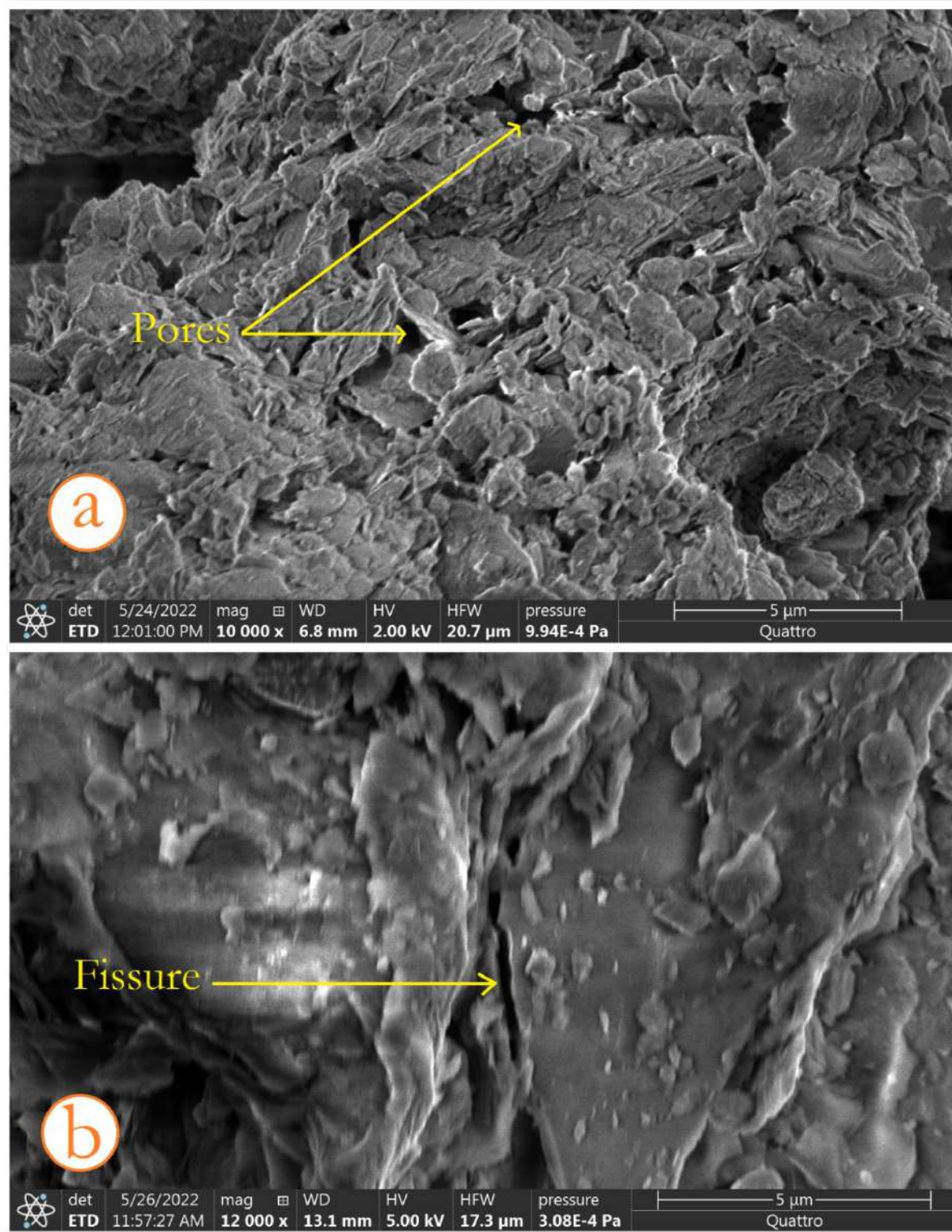


Figure 80 : (a) et (b) sont deux images par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-22 avec une échelle de 5µm

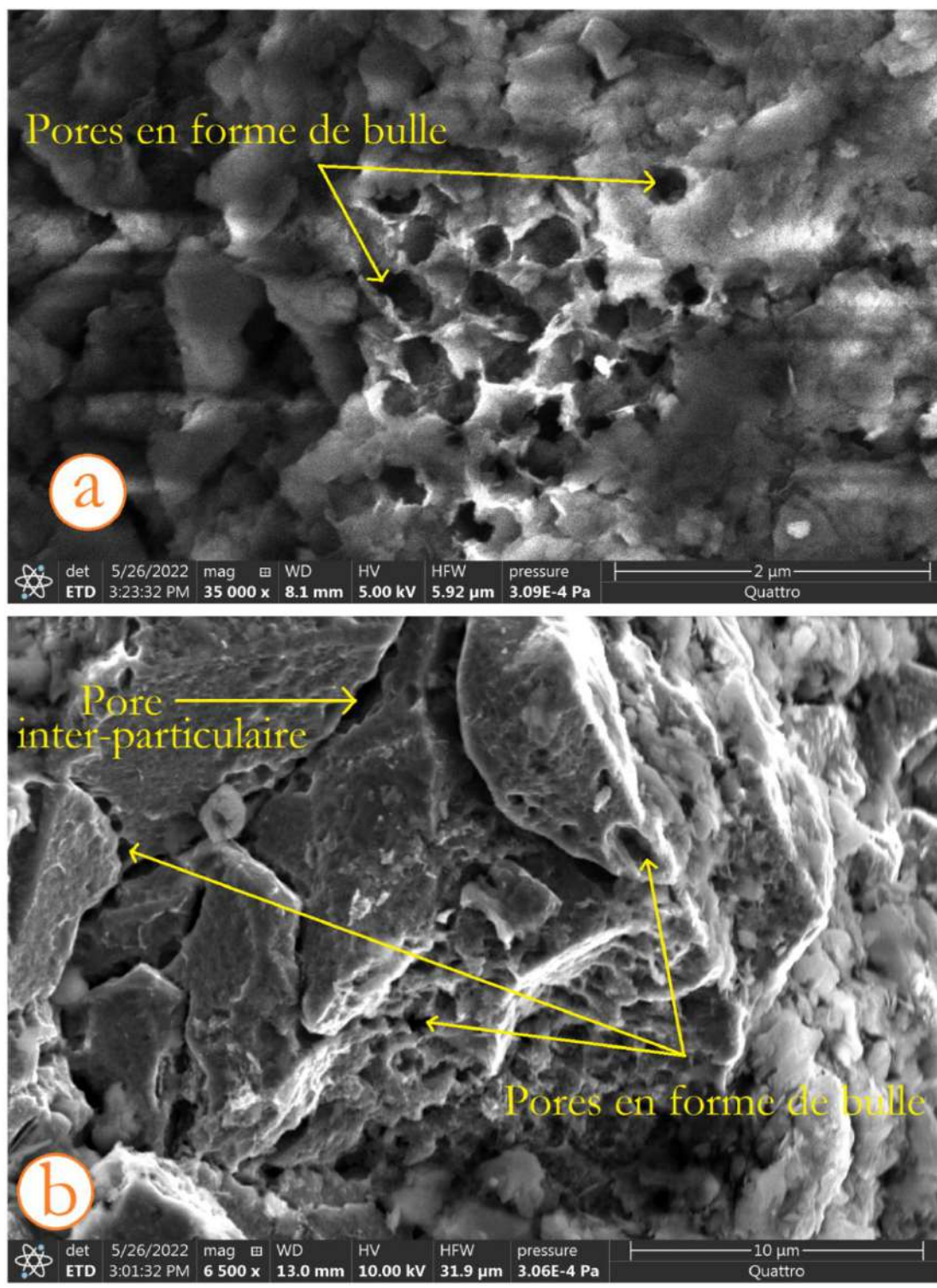


Figure 81 : (a) et (b) sont deux images par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-27 avec une échelle de 5 μ m

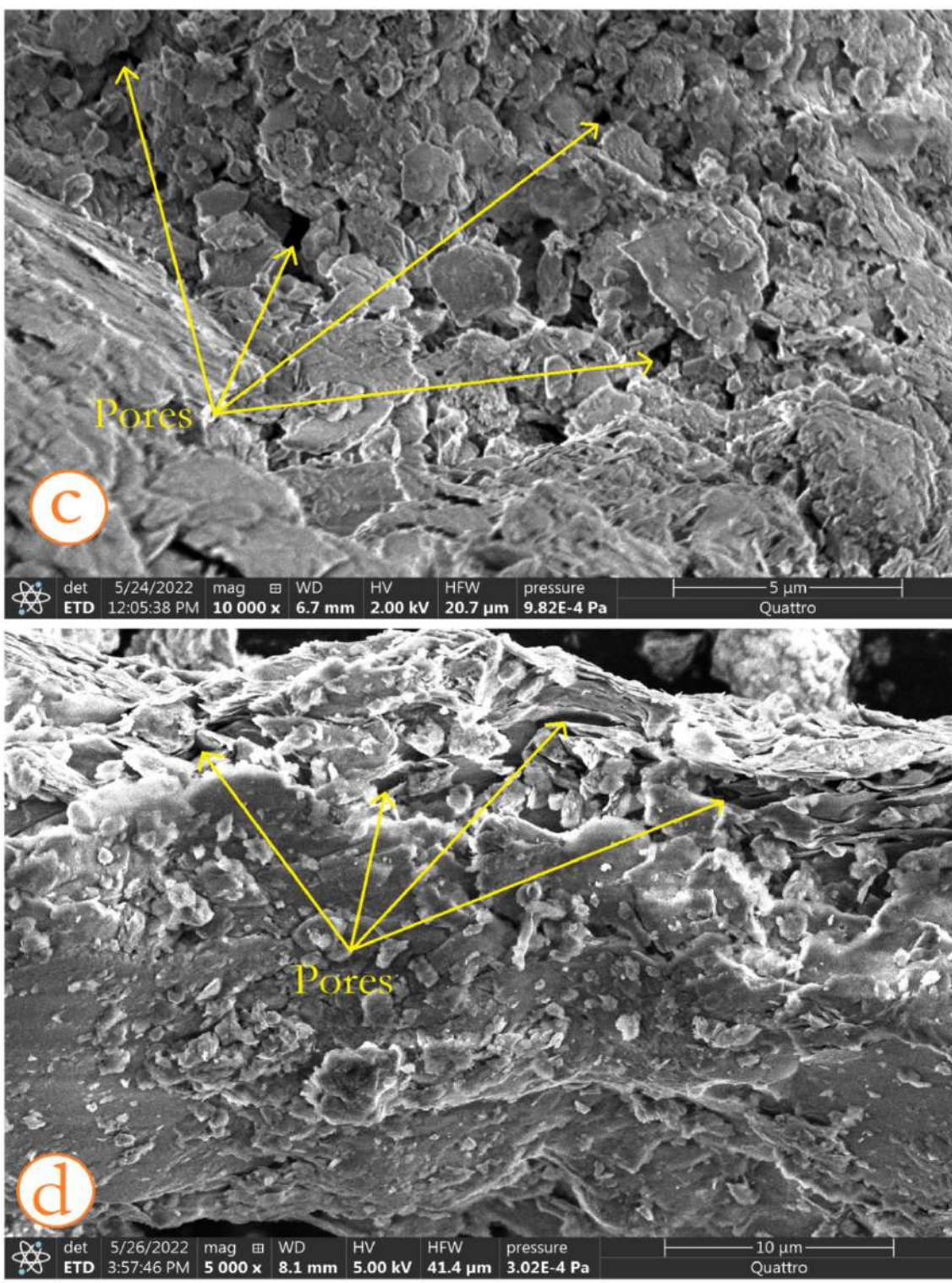


Figure 82 : (c) et (d) sont deux images par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-27 avec une échelle de 5µm pour l'image (C) et 10µm pour l'image (d)

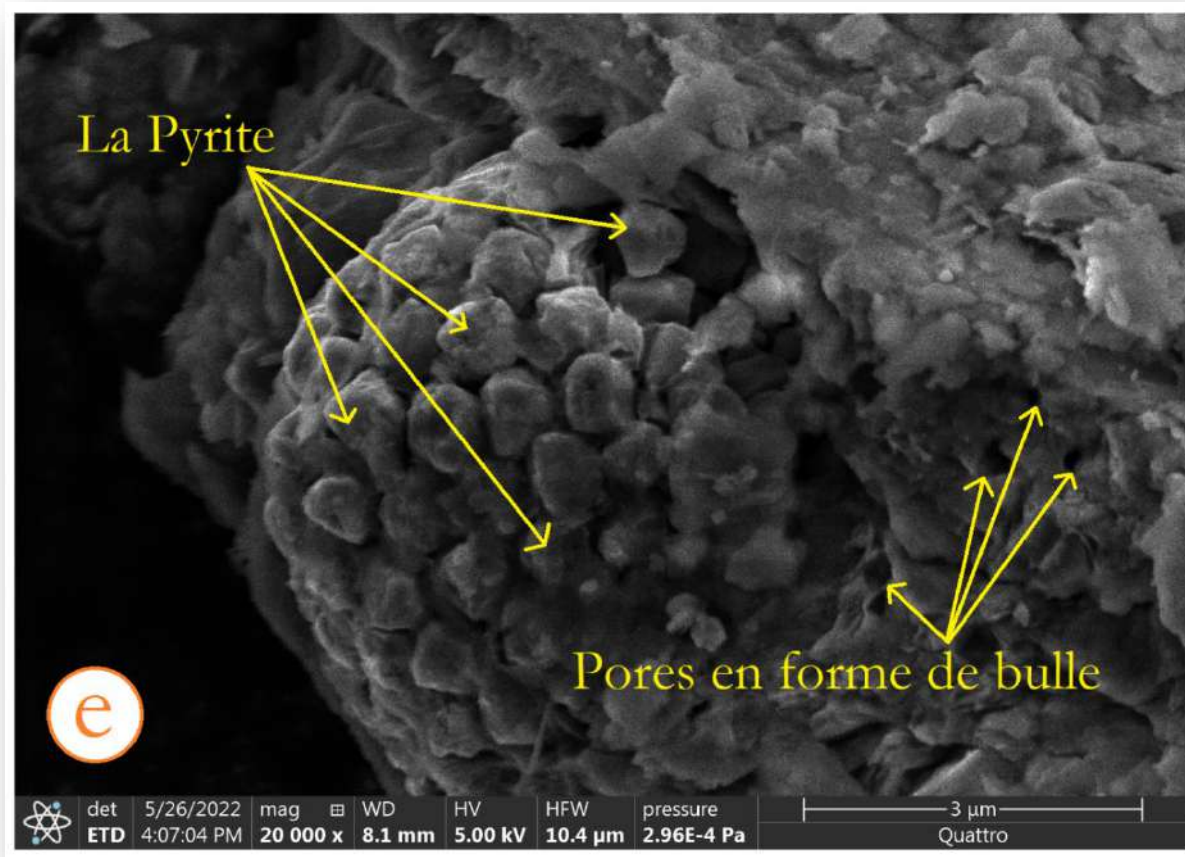


Figure 83 : Image (e) par le microscope à balayage (MEB) pour l'échantillon RMD-27 avec une échelle de 3µm

5. Caractérisation géochimique (richesse en matière organique, Type de kérogène, et Stade de maturation)

La caractérisation géochimique de ces échantillons de la roche mère a été faite en utilisant la technique Rock Eval Pyrolysis, plusieurs paramètres géochimiques ont été obtenus par cette technique présentent dans le tableau 15 suivant :

Tableau 9 : Les paramètres géochimique obtenus par le Pyrolyse Rock Eval pour les échantillons

<i>Echantillon</i>	<i>Profondeur (m)</i>	<i>S1 (mg HC/g roche)</i>	<i>S2 (mg HC/g roche)</i>	<i>S3 (mg CO₂/g roche)</i>	<i>TOC (%)</i>	<i>IH (mg HC/g TOC)</i>	<i>IO (mg CO₂/g TOC)</i>	<i>PP (mg HC/g roche)</i>	<i>IP</i>	<i>ISH</i>	<i>Tmax (°C)</i>
<i>RMD-1</i>	2580	0.35	3.24	0.49	0.81	400	60	3.59	0.1	43.21	329
<i>RMD-6</i>	2680	0.47	4.91	0.46	0.98	501	47	5.38	0.09	47.96	314
<i>RMD-13</i>	2800	0.52	4.32	0.31	1.2	610	26	4.84	0.11	43.33	301
<i>RMD-18</i>	2910	0.31	2.87	0.22	0.7	410	32	3.18	0.1	44.29	312
<i>RMD-22</i>	2970	0.29	4.92	0.31	0.82	600	38	5.21	0.06	35.37	323
<i>RMD-27</i>	3100	0.35	6.24	0.79	1.3	480	61	6.59	0.05	26.92	322

Le paramètre « S1 » représente les hydrocarbures libres dans la roche et est présent au moment de la sédimentation. À 300 °C, ces hydrocarbures s'écoulent de la roche, et est mesuré en (mg HC/g roche). Concernant ses résultats, ils sont les suivants (Tableau 15) : 0.35 (mg HC/g roche), 0.47 (mg HC/g roche), 0.52 (mg HC/g roche), 0.31 (mg HC/g roche), 0.29 (mg HC/g roche), et 0.35 (mg HC/g roche) pour RMD-1, RMD-6, RMD-13, RMD-18, RMD-22, et RMD-27 respectivement.

Le paramètre « S2 » représente le volume d'hydrocarbures formés au cours du processus d'analyse thermique et est utilisé pour estimer la quantité d'hydrocarbures restants pouvant produire du pétrole, et est mesuré en (mg HC/g roche), pour les résultats, ils sont les suivants (Tableau 15) : 3.24 (mg HC/g roche), 4.91 (mg HC/g roche), 4.32 (mg HC/g roche), 2.87 (mg HC/g roche), 4.92 (mg HC/g roche), et 6.24 (mg HC/g roche) pour RMD-1, RMD-6, RMD-13, RMD-18, RMD-22, et RMD-27 respectivement.

Le paramètre « S3 » représente la quantité de dioxyde de carbone obtenue lors du processus de craquage thermique du kérogène, et est beaucoup moins dans les roches mères calcaires, et est mesuré en (mg CO₂/g roche), pour les résultats, ils sont les suivants (Tableau 15) : 0.49 (mg CO₂/g roche),

0.46 (mg CO₂/g roche), 0.31 (mg CO₂/g roche), 0.22 (mg CO₂/g roche), 0.31 (mg CO₂/g roche), et 0.79 (mg CO₂/g roche) pour RMD-1, RMD-6, RMD-13, RMD-18, RMD-22, et RMD-27 respectivement.

Le rapport (S₂/TOC) ×100 est appelé indice d'hydrogène (IH), tandis que le rapport (S₃/TOC) ×100 est appelé indice d'oxygène (IO). Ces indices permettent de déterminer le type de matière organique en calculant l'indice d'hydrogène (IH) et l'indice de qualité (IQ) (S₂/S₃) (Peters & Cassa, 1994), les résultats de ces indices d'oxygène et d'hydrogène sont présentés dans (Tableau 16).

Tableau 10 : Type de kérogène selon la classification de (Peters & Cassa, 1994)

<i>Type de kérogène</i>	<i>IH (mg HC/g TOC)</i>	<i>IQ</i>
<i>I</i>	600	> 15
<i>II</i>	300-600	10-15
<i>II/III</i>	200-300	5-10
<i>III</i>	50-200	1-5
<i>IV</i>	< 50	< 1

Selon cette classification de (Peters & Cassa, 1994) pour la détermination de type de kérogène à partir de l'index d'hydrogène (IH), les échantillons ont des valeurs de l'indice d'hydrogène variant entre 300 et 600 (Tableau 16), donc les échantillons ont un kérogène de type II.

Le rapport (S₁/TOC) ×100 est appelé indice de saturation en huile (ISH) et mesuré en (mg HC/g TOC), cet indice permet de confirmer la présence de contaminants de forage ou de pétrole migré dans l'échantillon. (Jarvier, 2012) a suggéré que l'indice de saturation en huile ISH > 150 (mg HC/g TOC) ISH [équivalent à S₁/TOC > 1,5], indique la présence de contaminants de forage ou de pétrole migré dans l'échantillon, dans notre cas, tous les échantillons ont un indice de saturation en huile (ISH) inférieur à 48 (Tableau 15), donc les échantillons n'ont pas été affectés par la présence de contaminants de forage ou de pétrole migré.

5.1. Richesse en matière organique

La capacité des roches mères potentielles et/ou des réservoirs non conventionnels à générer et à stocker du pétrole est influencée par la quantité de matière organique présente dans ces roches et/ou réservoirs. La matière organique présente dans la roche mère est estimée par un paramètre

géochimique s'appelle le Carbone Organique Total (COT) qui est très important pour l'évaluation et la classification de la roche mère présente dans les gisements non-conventionnels, ce paramètre est fourni par la technique de pyrolyse Rock-Eval. Les avis divergent quant à l'exigence/seuil minimum de matière organique ou de COT requis pour qu'une formation soit désignée comme une roche mère potentielle ou un système générateur de pétrole viable (Hazra B. et al., 2019). Selon (Welte 1965), il a proposé que la quantité de la matière organique présentée par le carbone organique total (COT) présente dans une roche mère potentielle capable de générer les hydrocarbures en quantités acceptables devrait être au minimum 0.5 %. Basé sur la richesse en contenu du carbone organique total (COT), (Peters & Cassa, 1994) ont classifié qualitativement la roche mère en (Tableau 17) :

Tableau 11 : La qualité de la roche mère selon la classification de (Peters & Cassa, 1994)

<i>Qualité</i>	<i>TOC (%)</i>
<i>Pauvre</i>	0 - 0.5
<i>Moyen</i>	0.5 - 1
<i>Bonne</i>	1 - 2
<i>Très bonne</i>	2 - 4
<i>Excellent</i>	> 4

Pour nos échantillons, les résultats de la richesse des échantillons en contenu de carbone organique totale (COT) sont indiqués dans le tableau suivant (Tableau 18) :

Tableau 12 : La richesse en Carbone Organique Totale (COT)

<i>Echantillon</i>	<i>Profondeur (m)</i>	<i>TOC (%)</i>	<i>Qualité</i>
<i>RMD-1</i>	2580	0,81	Moyen
<i>RMD-6</i>	2680	0,98	Moyen
<i>RMD-13</i>	2800	1,2	Bonne
<i>RMD-18</i>	2910	0,7	Moyen
<i>RMD-22</i>	2970	0,82	Moyen
<i>RMD-27</i>	3100	1,3	Bonne

Selon les résultats précédents, la quasi-totalité des échantillons étudiés concernant RMD-1, RMD-6, RMD-18, et RMD-22 sont de « Moyen » qualité en fonction de richesse en matière organique présenter par le carbone organique totale (COT), par contre, les deux autres échantillons RMD-13 et RMD-27 sont de « Moyen » qualité.

5.2. Type de kérogène

Pour déterminer le type de kérogène qui représente la caractérisation qualitative de la matière organique contenu dans la roche mère, qui est le responsable de la génération d'hydrocarbures dans des conditions physico-chimiques précis dans le gisement, on a projeté nos résultats pour les paramètres géochimiques de l'index d'oxygène (IO) en (mg CO₂/g TOC) et de l'index d'hydrogène (IH) en (mg HC/g TOC) obtenus par la caractérisation géochimique par la technique Pyrolyse Rock Eval dans un diagramme s'appelle le diagramme de Van Krevelen, ce diagramme est un représentation graphique pour évaluer et déterminer l'origine de la matière organique présente dans la roche mère, développer par Dirk Willem van Krevelen, les résultats des paramètres géochimiques (l'index d'oxygène et l'index d'hydrogène) des échantillons analysés et obtenus par le Pyrolyse Rock Eval sont présentent dans le tableau suivant (Tableau 19) :

Tableau 13 : Index d'Oxygène « IO », et Index d'Hydrogène « IH » pour chaque échantillon

<i>Echantillon</i>	<i>Profondeur (m)</i>	<i>IO (mg CO₂/g TOC)</i>	<i>IH (mg HC/g TOC)</i>
<i>RMD-1</i>	2580	60	400
<i>RMD-6</i>	2680	47	501
<i>RMD-13</i>	2800	26	610
<i>RMD-18</i>	2910	32	410
<i>RMD-22</i>	2970	38	600
<i>RMD-27</i>	3100	61	480

La représentation graphique des échantillons étudiés dans le diagramme de Van Krevelen est présente dans la figure si dessus (Fig. 84) :

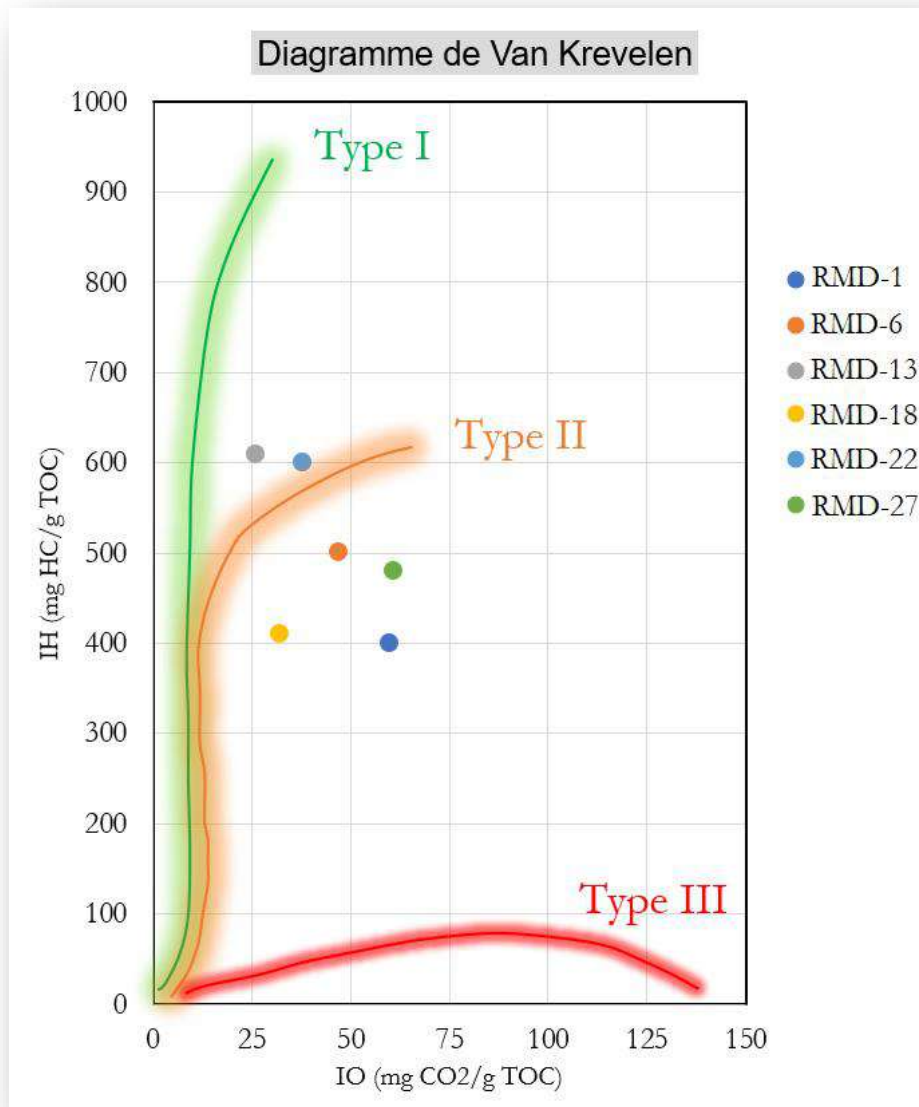


Figure 84 : Type de la matière organique incluse dans les échantillons représentés dans le Diagramme de Van Krevelen

Pour l'échantillon RMD-1, l'index d'oxygène est de 60 (mg CO₂/g TOC) et l'index d'hydrogène est de 400 (mg HC/g TOC), pour l'échantillon RMD-6, l'index d'oxygène est de 47 (mg CO₂/g TOC) et l'index d'hydrogène est de 501 (mg HC/g TOC), pour l'échantillon RMD-13, l'index d'oxygène est de 26 (mg CO₂/g TOC) et l'index d'hydrogène est de 610 (mg HC/g TOC), pour l'échantillon RMD-18, l'index d'oxygène est de 32 (mg CO₂/g TOC) et l'index d'hydrogène est de 410 (mg HC/g TOC), pour l'échantillon RMD-22, l'index d'oxygène est de 38 (mg CO₂/g TOC) et l'index d'hydrogène est de 600 (mg HC/g TOC), et dernièrement pour l'échantillon RMD-27, l'index d'oxygène est de 61

(mg CO₂/g TOC) et l'index d'hydrogène est de 480 (mg HC/g TOC). Après la projection de ces paramètres géochimiques concernant l'index d'oxygène (IO) et l'index d'hydrogène (IH) dans le diagramme de Van Krevelen (Fig. 109), on a trouvé que tous les échantillons étudiés contiennent une matière organique de type II, ce type de kérogène d'origine marine et se caractérise par une teneur initiale en hydrogène élémentaire plus élevée, des rapports atomiques H/C plus élevés et des rapports atomiques O/C plus faibles. Les kérogènes de type II sont typiquement le type dominant de kérogène dans les gisements de schiste produisant des produits pétroliers liquides (Romero-Sarmiento al. 2014). Ces propriétés distinctes de la production pétrochimique de kérogène sont fondamentalement liées à leur teneur en hydrogène lorsqu'ils sont dans un état thermique immature (Hazra B. et al., 2019).

5.3. Stade de maturation

Le degré de maturation de la matière organique est un facteur limitant pour caractériser la matière organique, car il répondre à une question très importante de quel stade de maturation elle se trouve la matière organique. Le craquage thermique de la matière organique favorise la décomposition des liaisons atomiques entre les différents atomes qui forme la matière organique, donc chaque type de liaison a sa propre température pour que la décomposition de cette dernière se faite.

(Peters & Cassa, 1994) ont classifié les différents stades de maturation de la matière organique en fonction d'un paramètre géochimique très intéressant obtenu par la technique de Pyrolyse Rock Eval, c'est la température maximale (Tmax), dans cette classification, il y a trois (03) grands stades : immature, mature, post-mature, pour le stade mature il y a trois sous-stades sont : précoce, moyen, et tardive (Tableau 20) :

Tableau 14 : Le stade de maturation en fonction de température maximale (Tmax) selon la classification de (Peters & Cassa, 1994)

<i>Stade de maturation</i>	<i>Tmax (°C)</i>
<i>Immature</i>	< 435
<i>Mature</i>	
<i>Précoce</i>	435-445
<i>Moyen</i>	445-450
<i>Tardive</i>	450-470
<i>Post-mature</i>	> 470

La température maximale (Tmax) en (°C) est la température maximale résultant de la pyrolyse de l'échantillon de kérogène et est représentée par le pic le plus élevé de la courbe qui représente le taux de génération d'hydrocarbures de sorte que la température maximale est utilisée pour déterminer le niveau de maturité du kérogène. Les résultats de la température maximale obtenu par la technique de Pyrolyse Rock Eval pour chaque échantillon est affiché dans le tableau suivant :

Tableau 15 : La température maximale (Tmax) obtenu par Rock Eval pour les échantillons avant la maturation en laboratoire

<i>Echantillon</i>	<i>Tmax (°C)</i>
<i>RMD-1</i>	329
<i>RMD-6</i>	314
<i>RMD-13</i>	301
<i>RMD-18</i>	312
<i>RMD-22</i>	323
<i>RMD-27</i>	322

Sur la base de résultats de la température maximale (Tmax) des échantillons, on remarque que tous les échantillons ont des températures ne dépassent pas les 330 °C, donc selon la classification de (Peters & Cassa, 1994), tous les échantillons sont dans le stade immature (Fig. 85) , sa signifie que les hydrocarbures ne sont pas générer, et le degré de maturation est insuffisant pour la génération d'hydrocarbures, ce degré de maturation est approprié et pertinent pour notre étude pour déterminer de l'impact de la maturation de kérogène présent dans la roche mère sur le réseau porale.

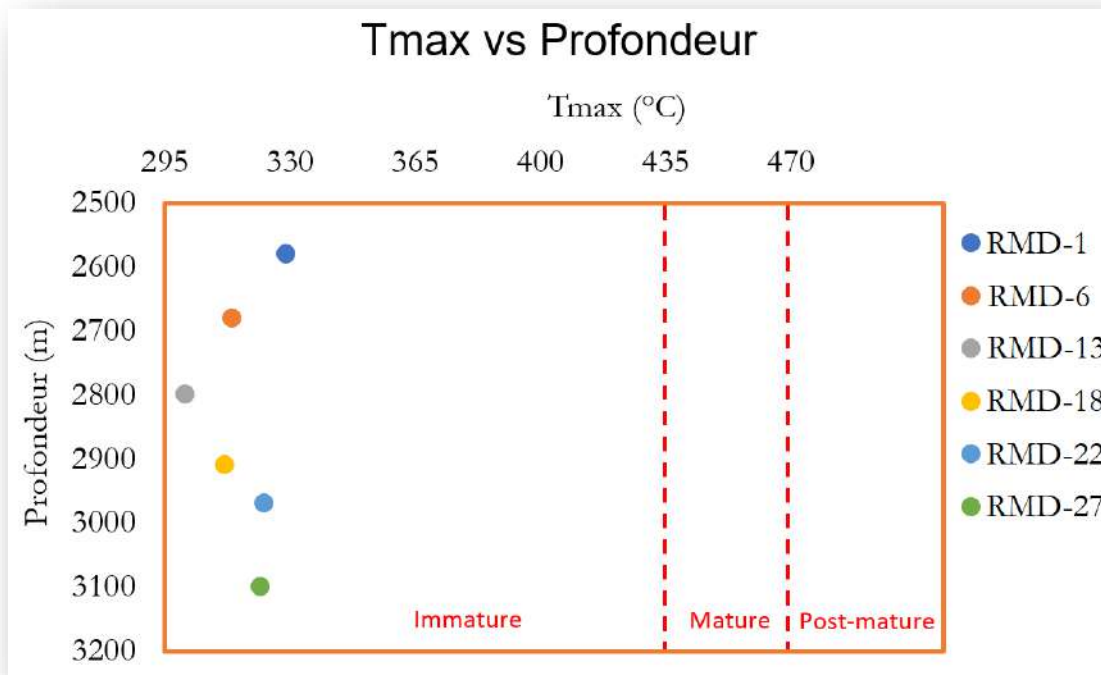


Figure 85 : Tmax vs Profondeur pour déterminer le degré de maturation avant maturation (La maturation -Immature)

Après le protocole de maturation artificiel en laboratoire des échantillons dans le stade immature qui a été discuté et expliqué dans le chapitre précédent (Chapitre III Matériel et méthodes), on a fait une caractérisation géochimique par Pyrolyse Rock Eval pour déterminer la nouvelle configuration des paramètres géochimiques et le nouveau stade de maturation de ces échantillons, les résultats de la température maximale sont présentés dans le tableau suivant (Tableau 22) :

Tableau 16 : La température maximale (Tmax) obtenu par Rock Eval pour les échantillons après la maturation en laboratoire

<i>Echantillon</i>	<i>Tmax (°C)</i>
<i>RMD-1</i>	501
<i>RMD-6</i>	609
<i>RMD-13</i>	494
<i>RMD-18</i>	608
<i>RMD-22</i>	530
<i>RMD-27</i>	481

Pour les échantillons RMD-1, RMD-6, RMD-13, RMD-18, RMD-22, et RMD-27, les températures maximales (Tmax) égale à 501 °C, 609 °C, 494 °C, 608 °C, 530 °C, et 481 °C respectivement. Selon la classification de (Peters & Cassa, 1994) afficher au-dessus, tous les échantillons sont dans le stade de post-mature de degré de maturation (Fig. 86), signifie que le kérogène contenu dans ces échantillons a été décomposé par le craquage thermique auquel il a été exposé pendant le processus de maturation artificielle en laboratoire, et générer la quantité maximale des hydrocarbures qui peut être produite par la maturation thermique.

L'objectif souligné d'atteindre un certain niveau de maturité ; dans ce cas on a atteint le stade de post-mature ; a été atteint avec succès grâce à ce protocole de maturation artificiel en laboratoire.

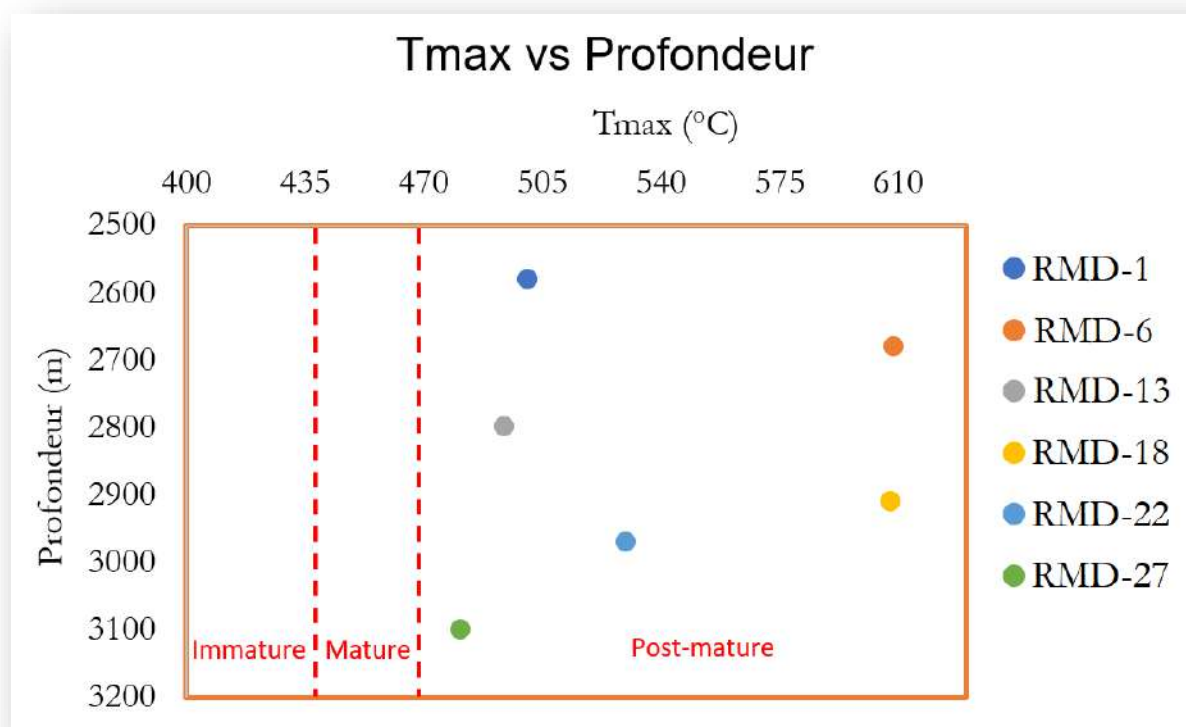


Figure 86 : Tmax vs Profondeur pour déterminer le degré de maturation après maturation (La maturation- Post-mature)

6. Caractérisation de la structure des pores après maturation

Cette caractérisation a été faite pour avoir les changements de paramètres de la structure des pores après la maturation des échantillons, ces changements sont liés à la maturation de la matière organique sous forme kérogène contenu dans les échantillons par la décomposition de ce kérogène pour générer les hydrocarbures et parfois les bitumes, dans notre cas le type de kérogène présent dans les échantillons est de type II. Parmi ces paramètres les plus importants, on précise sur le volume des pores pour chaque échantillon avant et après la maturation pour remarquer les variations survenues après le processus de maturation dans le laboratoire.

Les isotherms d'adsorption-désorption obtenus par la technique de l'adsorption de nitrogène est présentent dans la figure suivante (Fig. 87), selon la classification IUPAC des isothermes de physisorption de (Thommes et al., 2015), on déduire que les isothermes d'adsorption-désorption de nitrogène de tous les échantillons étudiés montrent des caractéristiques correspondant au type IV(a), avec la présence d'une boucle d'hystérésis correspond au type H3 à cause de la condensation de nitrogène dans les mésopores (Fig. 87).

Les résultats précédents indiquent que les échantillons ayant subi un traitement thermique en laboratoire pour accélérer leur maturation ont une structure de pores dominés par les mésopores, ces derniers ont une forme de fente (Sing et al., 1985 ; Thommes et al., 2015 ; Gibson et al., 2019) à cause de l'agréations des plaquettes rigides d'argiles dans les textures de ces échantillons.

Avant et après la maturation des échantillons, on remarque la dominance des pores de taille mésopores pour tous les échantillons, ces pores de forme de fente, cette forme est le résultat d'une texture dans ces échantillons formés par l'agréation des plaquettes d'argile. D'une part, la mésoporosité des échantillons est clairement visible dans les images obtenues par le microscope à balayage discuté précédemment dans la section de « Caractérisation optique par le microscope électronique à balayage (MEB) », dans l'autre part, la technique de l'adsorption du nitrogène indique que la porosité est fortement mésopore.

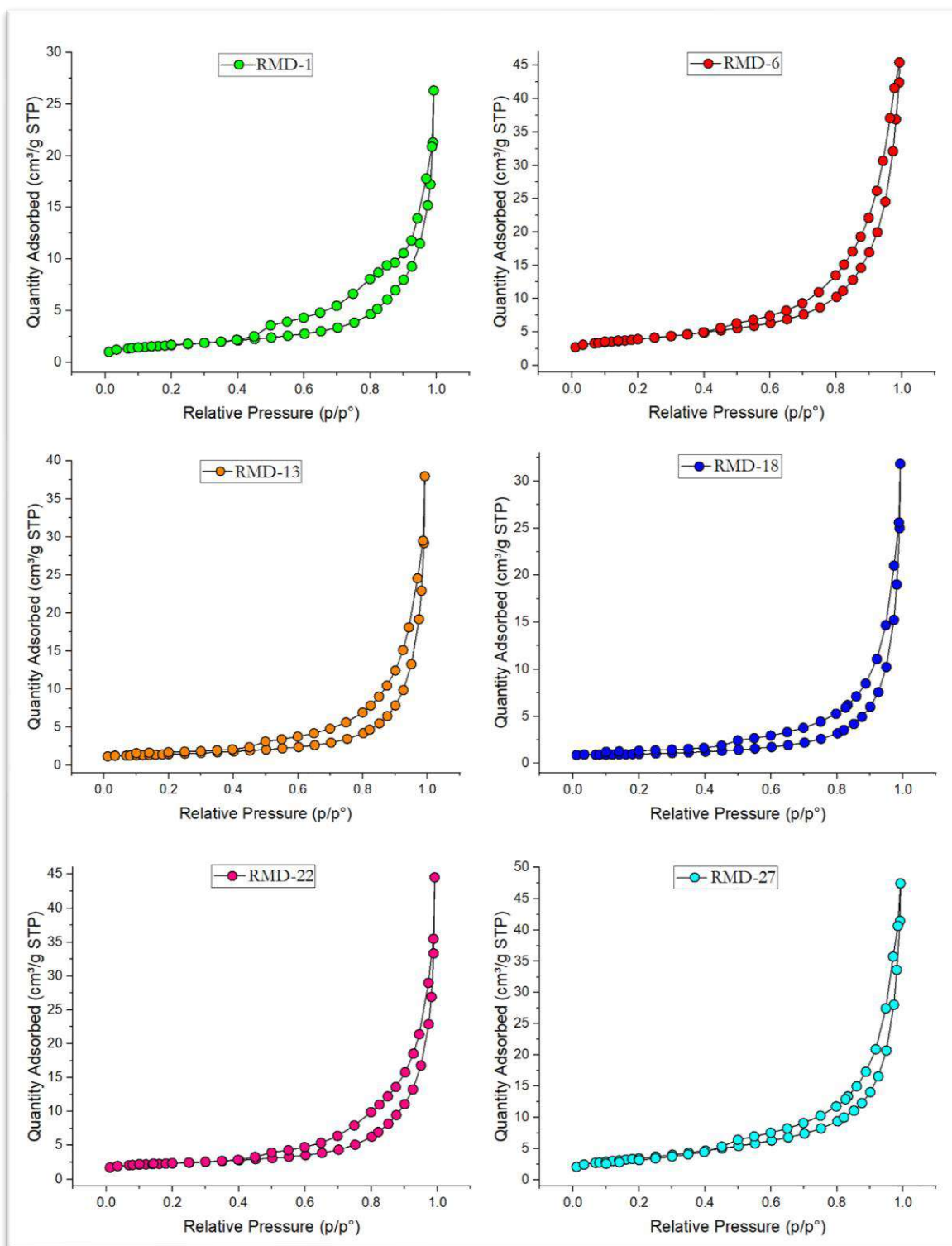


Figure 87 : Isothermes d'adsorption-désorption de N₂ après maturation des échantillons de schiste silurien du bassin d'Ahnet

Les résultats des paramètres de structure des pores d'échantillons concernant la surface spécifique et le volume des pores après la maturation sont présentés dans le tableau suivant (Tableau 23) :

Tableau 17 : Les résultats des paramètres de structure des pores d'échantillons après la maturation

<i>Echantillon</i>	<i>S_{BET} (m²/g)</i>	<i>V_{BJH} (m³/g)</i>	<i>T-plot micropore (cm³/g) (*10⁻⁴)</i>
<i>RMD-1</i>	5.82	0.040522	3.64
<i>RMD-6</i>	13.60	0.069173	16.16
<i>RMD-13</i>	5.05	0.058756	8.62
<i>RMD-18</i>	3.39	0.049245	8.47
<i>RMD-22</i>	7.67	0.068301	17.71
<i>RMD-27</i>	12.45	0.073683	0

La valeur de la surface spécifique « S_{BET} (m²/g) » de l'échantillon RMD-1 est de 5.82 (m²/g), pour l'échantillon RMD-6 est de 13.60 (m²/g), pour l'échantillon RMD-13 est de 5.05 (m²/g), pour l'échantillon RMD-18 est de 3.39 (m²/g) qui représentent la valeur la plus basse, pour l'échantillon RMD-22 est de 7.67 (m²/g), et dernièrement pour l'échantillon RMD-27 est de 12.45 (m²/g) qui représentent la valeur la plus élevée.

La valeur de volume des pores « V_{BJH} (m³/g) » de l'échantillon RMD-1 est de 0.040522 (m³/g) qui représentent la valeur la plus basse, pour l'échantillon RMD-6 est de 0.069173 (m³/g), pour l'échantillon RMD-13 est de 0.058756 (m³/g), pour l'échantillon RMD-18 est de 0.049245 (m³/g), pour l'échantillon RMD-22 est de 0.068301 (m³/g), et dernièrement pour l'échantillon RMD-27 est de 0.073683 (m³/g) qui représentent la valeur la plus élevée. Toutes les valeurs de ce paramètre de volume des pores a été augmenter après la maturation des échantillons, indique que la maturation a été affecter le volume des pores en augmentant la taille de la porosité dans les échantillons, ce qui permet de stocker de plus grandes quantités de fluide.

La valeur de microporosité « T-plot micropore (cm³/g) » de l'échantillon RMD-1 est de 3.64*10⁻⁴ (cm³/g), pour l'échantillon RMD-6 est de 16.16*10⁻⁴ (cm³/g), pour l'échantillon RMD-13 est de 8.62*10⁻⁴ (cm³/g), pour l'échantillon RMD-18 est de 8.47*10⁻⁴ (cm³/g), pour l'échantillon RMD-22 est de 17.71*10⁻⁴ (cm³/g) qui représentent la valeur la plus élevée, et dernièrement pour l'échantillon RMD-27 est de 0 (cm³/g) qui représentent la valeur la plus basse parmi les autres valeurs, notant que

la microporosité apparaitre juste après maturation, elle a été absente dans un premier temps pour les échantillons immatures.

La distribution de la taille des pores (PSD) des échantillons est présente dans la figure suivante (Fig. 88), on remarque que la taille des pores qui contribuent à la porosité totale des échantillons est incluse principalement dans un intervalle qui varie entre 10 nm et 100 nm, ce qui indique que la porosité dans ces échantillons est principalement mésopore, cette mésoporosité est clairement augmentée après la maturation, en comparaison avec celle dans un premier temps pour les échantillons immatures.

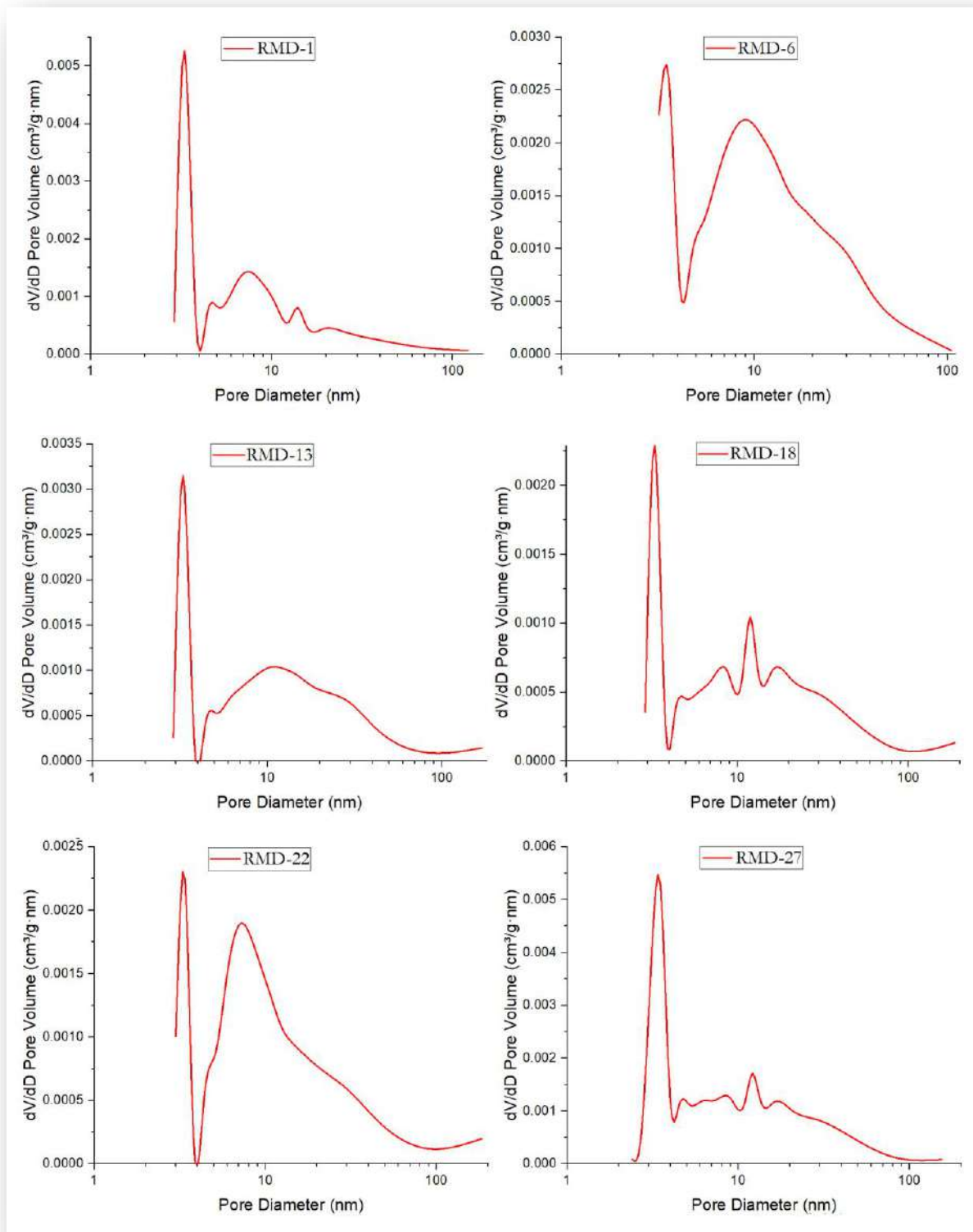


Figure 88 : : Désorption BJH Distribution de la taille des pores après maturation (Pore size Distribution « PSD » en Anglais)

7. L'effet de la maturation sur la structure des pores

Le degré de maturité des échantillons étudiés dans cette expérience a été déterminé par le paramètre de la température maximale (T_{max}) obtenu par la Pyrolyse Rock Eval, cette température maximale (T_{max}) enregistrée pour tous les échantillons ne dépasse pas les 435 °C, pour RMD-1 égale à 329 °C, pour RMD-6 égale à 314 °C, pour RMD-13 égale à 301 °C, pour RMD-18 égale à 312 °C, pour RMD-22 égale à 323 °C, et dernièrement pour RMD-27 égale à 322 °C, toutes ces températures indiquent que les échantillons sont dans le stade de maturité immature, à ce stade, les paramètres de structure des pores sont comme suit :

Le type et la forme des pores présents dans les échantillons avant maturation sont principalement mésopores avec une forme de fente. Après la maturation des échantillons, ces derniers présentent les mêmes caractéristiques concernant les isothermes d'adsorption-désorption de nitrogène avec celles des échantillons dans le stade de maturation dans le premier temps qui sont immatures, cela indique que les pores sont fortement mésopores avec une forme de fente aussi, cette mésoporosité de forme de fente est le résultat de l'agrégation des plaquettes d'argiles entre eux.

Tableau 18 : La quantité adsorbée pour les échantillons avant et après la maturation en laboratoire

<i>Echantillon</i>	<i>Relative Pressure (p/p^0)</i>	<i>Quantity Adsorbed (cm^3/g STP)</i>	
		<i>Immature</i>	<i>Post-mature</i>
<i>RMD-1</i>	0.99	9.4	26.31
<i>RMD-6</i>	0.99	30.05	45.42
<i>RMD-13</i>	0.99	20.7	37.95
<i>RMD-18</i>	0.99	16.24	31.82
<i>RMD-22</i>	0.99	20.08	44.51
<i>RMD-27</i>	0.99	21.88	47.42

On remarque dans les résultats de la quantité absorbée par les échantillons une très nette différence entre les échantillons dans le degré de maturité « Immature » et le degré de maturité « Mature », car la quantité absorbée a augmenté dans de très grandes proportions.

Pour l'échantillon RMD-1, la quantité adsorbée dans le stade « Immature » était 9.4 (cm^3/g STP), et devient 26.31 (cm^3/g STP) pour le stade « Post-mature », pour l'échantillon RMD-6, la quantité

adsorbée dans le stade « Immature » était 30.05 (cm³/g STP), et devienne 45.42 (cm³/g STP) pour le stade « Post-mature », pour l'échantillon RMD-13, la quantité adsorbée dans le stade « Immature » était 20.7 (cm³/g STP), et devienne 37.95 (cm³/g STP) pour le stade « Post-mature », pour l'échantillon RMD-18, la quantité adsorbée dans le stade « Immature » était 16.24 (cm³/g STP), et devienne 31.82 (cm³/g STP) pour le stade « Post-mature », pour l'échantillon RMD-22, la quantité adsorbée dans le stade « Immature » était 20.08 (cm³/g STP), et devienne 44.51 (cm³/g STP) pour le stade « Post-mature », pour l'échantillon RMD-27, la quantité adsorbée dans le stade « Immature » était 21.88 (cm³/g STP), et devienne 47.42 (cm³/g STP) pour le stade « Post-mature ».

Ces résultats obtenus indiquent que le volume de vides dans l'échantillon qui a absorbé de l'azote a augmenté avec l'augmentation du degré de maturité.

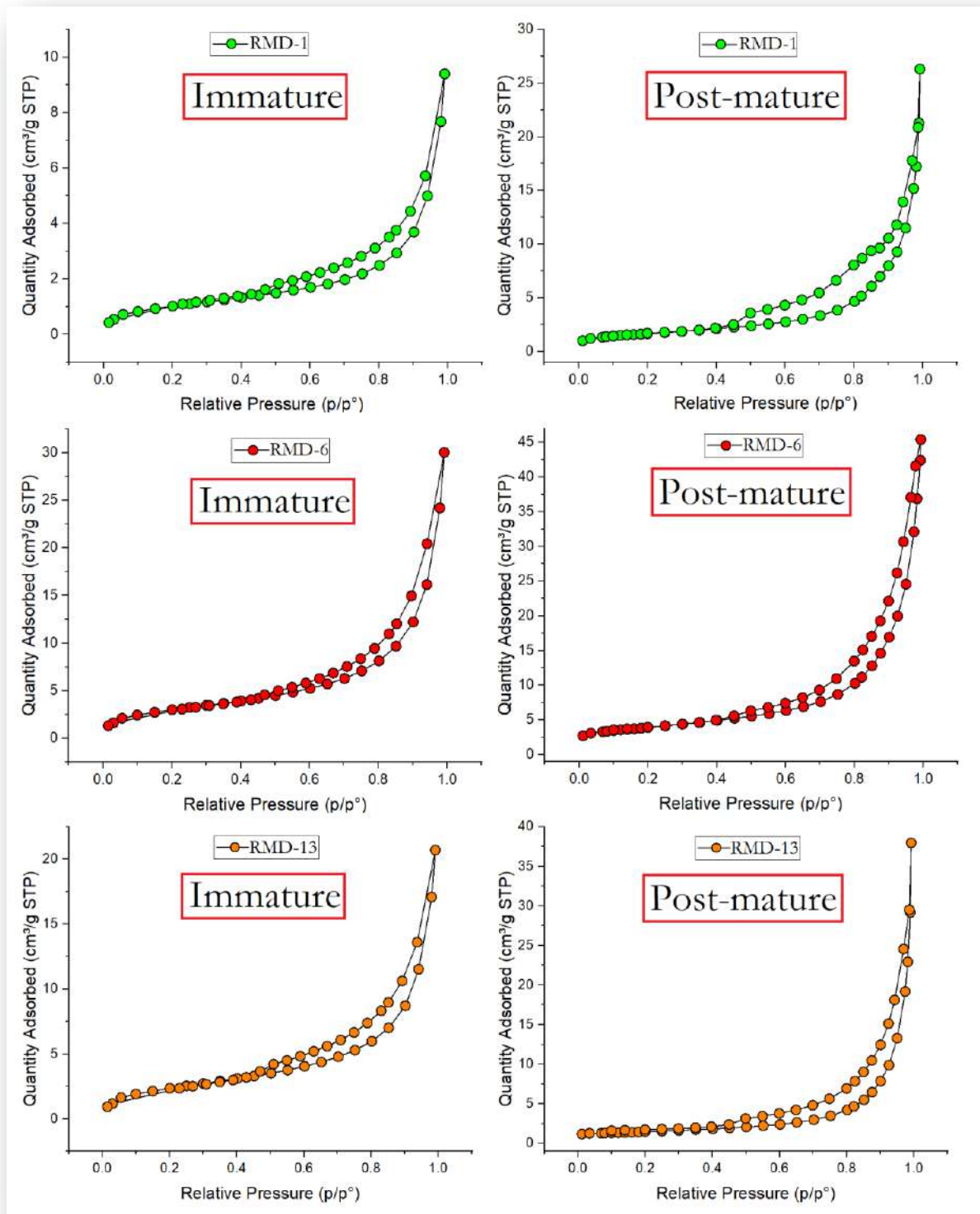


Figure 89 : Comparaison entre les isothermes d'adsorption-désorption de nitrogène pour les échantillons RMD-1, RMD-6, et RMD-13

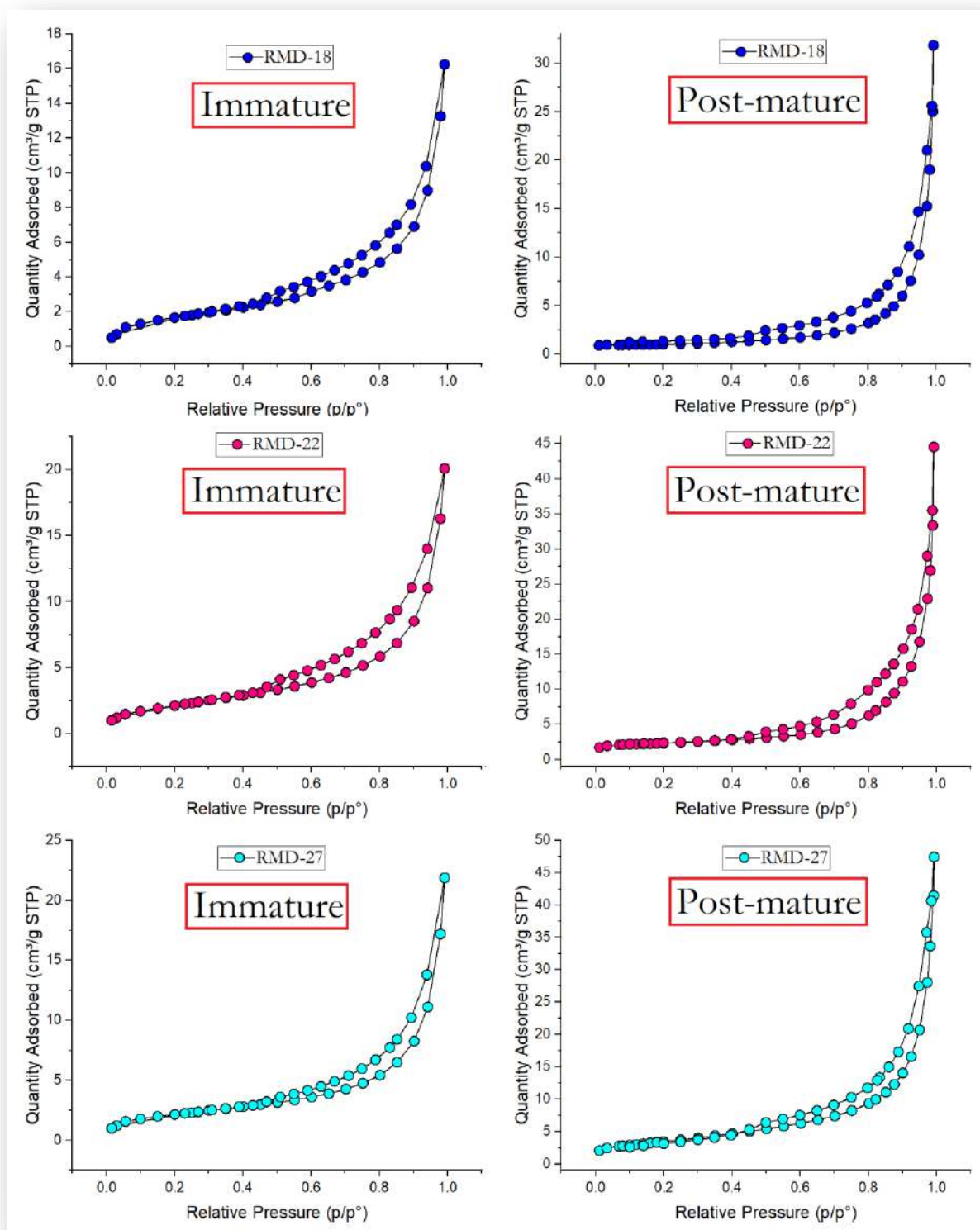


Figure 90 : Comparaison entre les isothermes d'adsorption-désorption de nitrogène pour les échantillons RMD-18, RMD-22, et RMD-27

Les résultats de la surface spécifique et la volume des pores après la maturation sont présentent dans le tableau suivant (Tableau 24) :

Tableau 19 : Les résultats de la surface spécifique S_{BET} et la volume des pores V_{BJH} après la maturation

<i>Echantillon</i>	<i>La surface spécifique S_{BET} (m^2/g)</i>		<i>Le volume des pores V_{BJH} (cm^3/g)</i>	
	<i>Immature</i>	<i>Post-mature</i>	<i>Immature</i>	<i>Post-mature</i>
<i>RMD-1</i>	3.78	5.82	0.014391	0.040522
<i>RMD-6</i>	11.1	13.60	0.046399	0.069173
<i>RMD-13</i>	8.74	5.05	0.031875	0.058756
<i>RMD-18</i>	6.37	3.39	0.025313	0.049245
<i>RMD-22</i>	7.98	7.67	0.03134	0.068301
<i>RMD-27</i>	7.87	12.45	0.033528	0.073683

Pour la surface spécifique S_{BET} (m^2/g), on remarque qu'il change avec le changement de stade de maturation depuis « Immature » jusqu'à « Post-mature », il augment pour les échantillons RMD-1, RMD-6, et RMD-27 où ils étaient 3.78 (m^2/g), 11.1 (m^2/g), et 7.87 (m^2/g), alors ils sont devenus 5.82 (m^2/g), 13.60 (m^2/g), et 12.45 (m^2/g) respectivement, ça indique que plus de surface spécifique devienne disponible due à la génération des plus de volume des pores permettant d'encore de gas d'adsorber sur ces site de surface spécifiques, par contre, la surface spécifique S_{BET} (m^2/g) diminue pour les échantillons RMD-13, RMD-18, et RMD-22 où ils étaient 8.74 (m^2/g), 6.37 (m^2/g), et 7.98 (m^2/g), alors ils sont devenus 5.05 (m^2/g), 3.39 (m^2/g), et 7.67 (m^2/g) respectivement (Fig. 91).

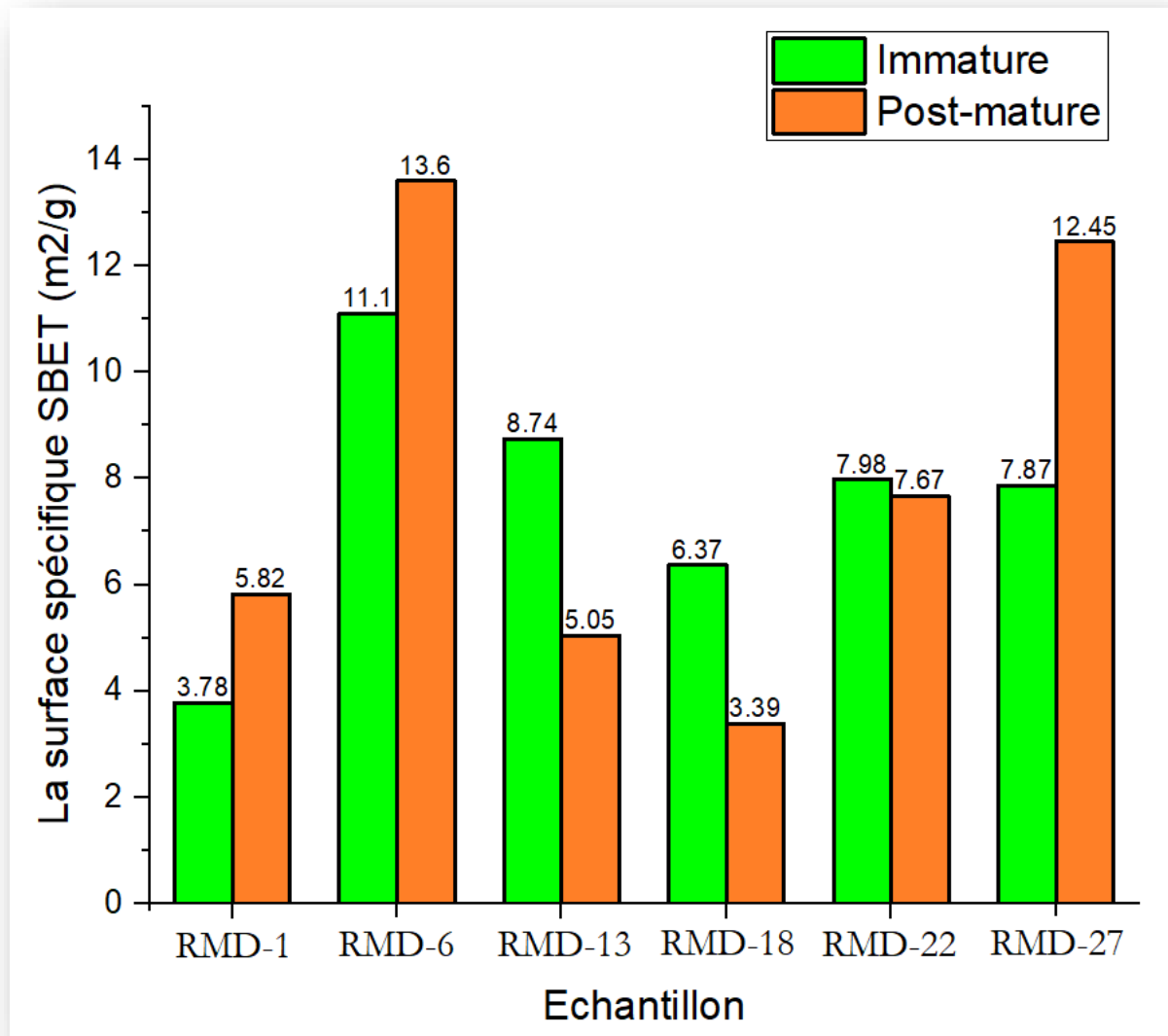


Figure 91 : Histogramme représente la variation de la surface spécifique S_{BET} (m^2 / g) dans le stade Immature et le stade Post-mature

Pour le volume des pores V_{BJH} (cm^3/g), on remarque qu'il existe une relation positive très claire à travers les résultats obtenus et présentés dans le tableau 24 entre le volume des pores et le stade de maturation, ce paramètre est très important pour le calcul des réserves, car il représente le volume d'espace où les hydrocarbures va s'accumuler,

Le volume des pores V_{BJH} change fortement avec le changement de stade de maturation depuis « Immature » jusqu'à « Post-mature », il augmente pour toutes les échantillons RMD-1, RMD-6, RMD-13, RMD-18, RMD-22 et RMD-27 où ils étaient 0.014391 (cm^3/g), 0.046399 (cm^3/g), 0.031875 (cm^3/g), 0.025313 (cm^3/g), 0.03134 (cm^3/g), et 0.033528 (cm^3/g), alors ils sont devenus 0.040522

(cm³/g), 0.069173 (cm³/g), 0.058756 (cm³/g), 0.049245 (cm³/g), 0.068301 (cm³/g), et 0.073683 (cm³/g), respectivement (Fig. 92).

Un nouveau type de porosité apparaitre après la maturation dans toutes les six échantillons étudiés, c'est la microporosité des pores avec un diamètre inférieur de 2 nm. Les valeurs de la microporosité « T-plot micropore (cm³/g) » sont : 3.64*10⁻⁴ (cm³/g), 16.16*10⁻⁴ (cm³/g), 8.62*10⁻⁴ (cm³/g), 8.47*10⁻⁴ (cm³/g), 17.71*10⁻⁴ (cm³/g), et 0 (cm³/g) pour les échantillons RMD-1, RMD-6, RMD-13, RMD-18, RMD-22, et RMD-27 respectivement.

En déduire que le stade de maturation de kérogène présente dans la roche mère a un effet principal et direct sur le réseau poral de la roche mère, d'où il augmente avec l'augmentation de la maturation du kérogène, et aussi la microporosité se forme.

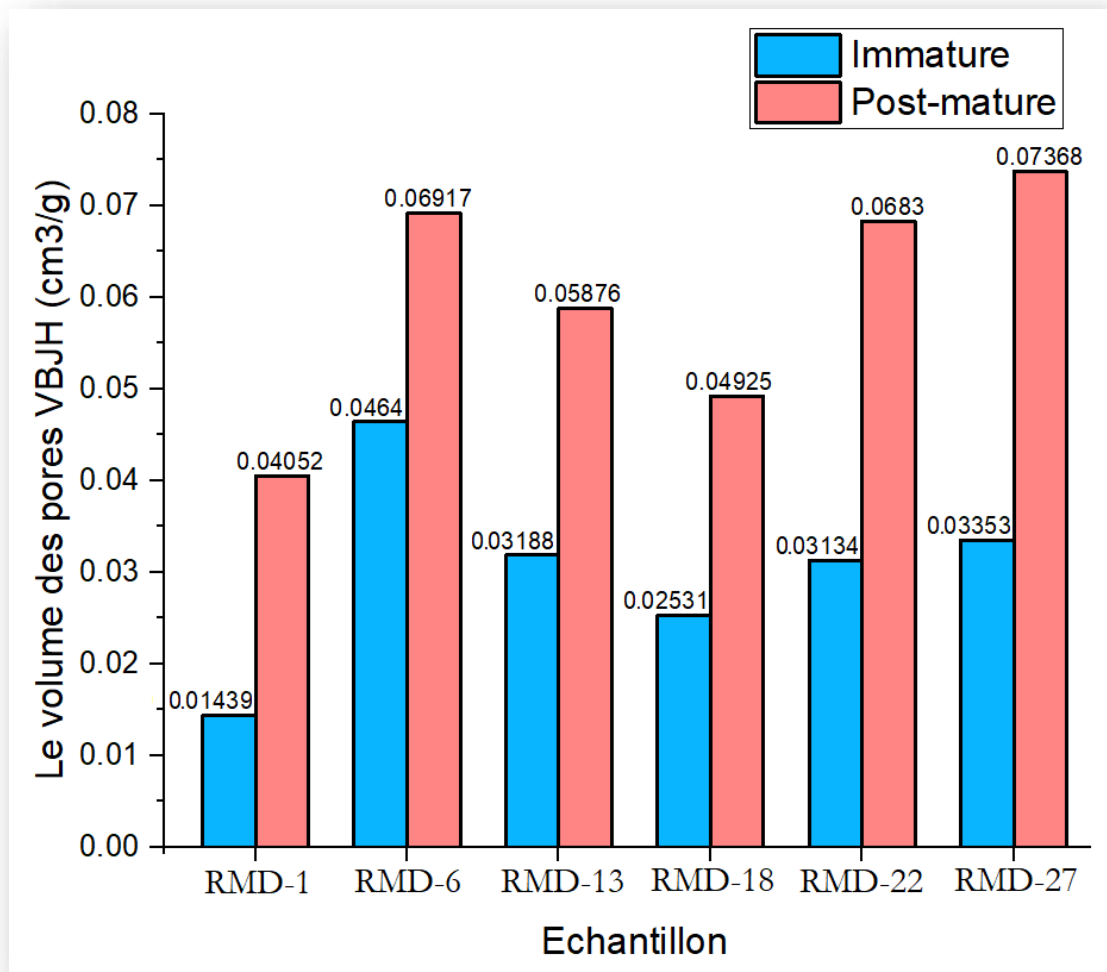


Figure 92 : Histogramme représente la variation de Volume des pores V_{BJH} (cm^3 / g) dans le stade Immature et le stade Post-mature

Pour la distribution de la taille des pores (PSD), on remarque que la quantité des pores principalement mésopores d'un diamètre de pore varie entre 3 et 50 nm, cette augmentation de volume des pores s'est produite après la maturation des échantillons en laboratoire, donc ça indique que la maturation de kérogène présent dans la matière organique a entraîné la formation de nouveaux pores dans l'échantillon, cette variation est très claire dans les figures suivantes (Fig. 93) et (Fig. 94) :

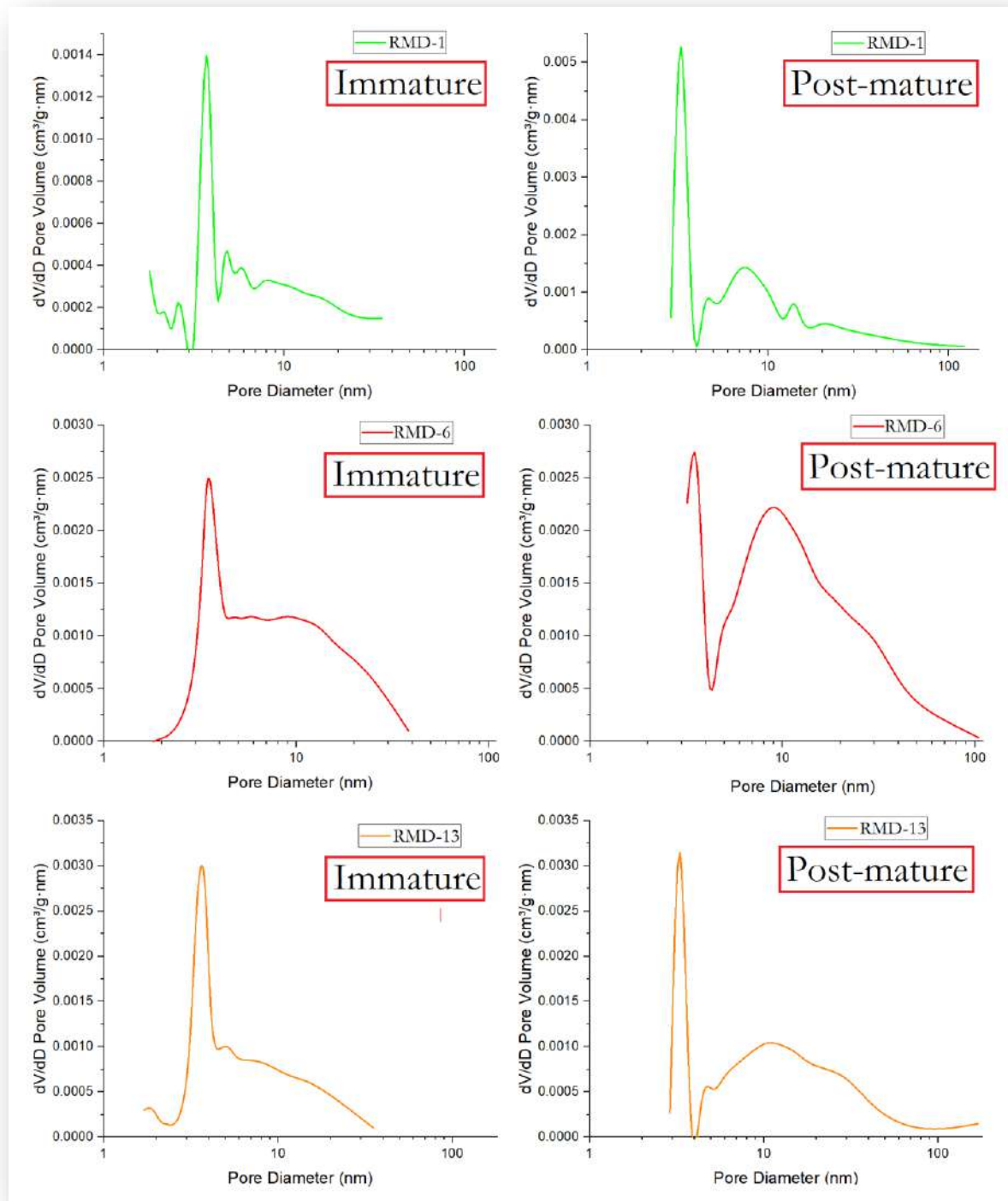


Figure 93 : Comparaison de la distribution de la taille des pores (PSD) entre le stade de maturation Immature et Post-mature pour les échantillons RMD-1, RMD-6, et RMD13

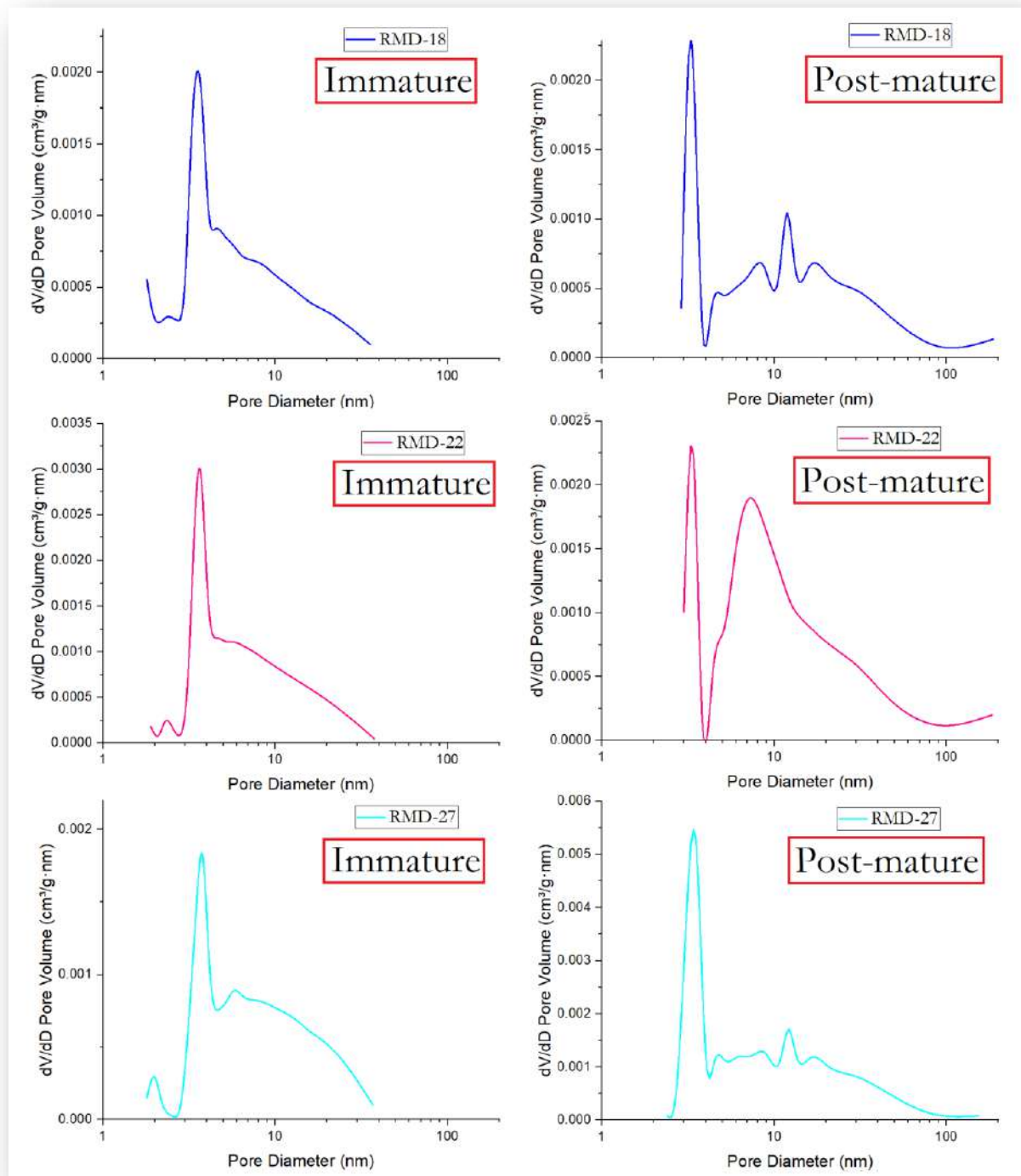


Figure 94 : Comparaison de la distribution de la taille des pores (PSD) entre le stade de maturation Immature et Post-mature pour les échantillons RMD-18, RMD-22, et RMD27

Conclusion

Qualitativement, les minéraux présentent dans les échantillons étudiés sont : le quartz, la pyrite, la dolomite, et les feldspaths qui se composent de l'albite, l'anorthite, et l'orthoclase, et les minéraux argileux qui se compose de l'illite, kaolinite, chlorite, et muscovite. Premièrement c'est le quartz a des valeurs varie entre 9.39 % « l'échantillon RMD-6 », et 15.47 % « l'échantillon RMD-13 ». Deuxièmes c'est la pyrite, varie entre 0.7 % « l'échantillon RMD-1 », et 1.47 % « l'échantillon RMD-27 ». Troisième c'est la dolomite, varie entre 2.73 % « l'échantillon RMD-1 », et 4.43 % « l'échantillon RMD-18 ». Quatrièmes c'est l'albite, varie entre 1.51 % « l'échantillon RMD-13 », et 14.54 % « l'échantillon RMD-22 ». Cinquièmes c'est l'anorthite, varie entre 5.10 % « l'échantillon RMD-22 », et 7.15 % « l'échantillon RMD-1 ». Sixièmes c'est l'orthoclase, varie entre 11.29 % « l'échantillon RMD-27 », et 15.09 % « l'échantillon RMD-13 ». Concernant les minéraux argileux, l'illite varie entre 11.07 % « l'échantillon RMD-1 », et 16.58 % « l'échantillon RMD-13 », la kaolinite varie entre 12.04 % « l'échantillon RMD-27 », et 18.98 % « l'échantillon RMD-13 », le chlorite varie entre 2.99 % « l'échantillon RMD-18 », et 8.75 % « l'échantillon RMD-27 », et dernièrement la muscovite varie entre 17.44 % « l'échantillon RMD-22 », et 20.61 % « l'échantillon RMD-06 ».

Les six échantillons analysés dans cette étude sont classés sur le plan lithofaciés en tant que des schistes argileux, avec une légère différence dans la composition du quartz entre les échantillons de la section supérieure (RMD-1, RMD-6, et RMD-13) qui sont riches en minéraux argileux, par contre et les échantillons de la section inférieure (RMD-18, RMD-22, et RMD-27) sont plus riches en quartz, cette légère différence dans la composition minéralogique a rendu les échantillons de la section inférieure plus siliceux que les échantillons de la section supérieure. Pour la fragilité des roches, les résultats de la fragilité ont qualifié les échantillons sélectionnés comme ayant un caractère peu cassant rendent la fracturation hydraulique moins efficace, avec une légère différence entre les échantillons de la section supérieur (RMD-1, RMD-6, et RMD-13) qui ne convient pas à la fracturation hydraulique en comparant avec les échantillons de la section inférieur (RMD-18, RMD-22, et RMD-27) qui convient au processus de fracturation hydraulique

Les courbes d'isothermes d'adsorption-désorption avant et après la maturation correspondant au type IV(a) accompagnées d'une boucle d'hystérésis correspond au type H3, ça indique que les pores présentent dans les échantillons sont principalement mésopores, avec une forme de fente résulte de l'agrégat des plaquettes des minéraux argileux évident dans la caractérisation microscopique au microscope à balayage. Pour le volume des pores V_{BJH} dans le stade immature, il a des valeurs varie entre 0.014319 (cm^3/g) pour l'échantillon RMD-1, et 0.046399 (cm^3/g) « l'échantillon RMD-6 », par contre dans le stade post-mature il y a une augmentation, où le volume des pores varie entre 0.040522 (cm^3/g) « l'échantillon RMD-1 », et 0.073683 (cm^3/g) « l'échantillon RMD-27 », ça indique qu'il y a un effet direct de stade de maturation sur le volume des pores par une relation positive. Pour la surface spécifique (S_{BET}) dans le stade immature, les valeurs varient entre 3.7754 (cm^2/g) « l'échantillon RMD-1 », et 11.0984 (cm^2/g) « l'échantillon RMD-6 », dans le stade post-mature, les valeurs augmentent pour les échantillons RMD-1, RMD-6, et RMD-27, par contre diminuent pour RMD-13, RMD-18, et RMD-22, ça signifie que l'effet de stade de maturation est limité pour la surface spécifique des échantillons. Pour la distribution de la taille des pores (PSD), dans le stade immature, il y a une dominance de la mésoporosité pour tous les échantillons, avec des pores de diamètre varie entre 2 nm et 30 nm, par contre dans le stade post-mature, cette mésoporosité a été augmenté, et le diamètre des pores atteindre 100 nm pour tous les échantillons, notant qu'une microporosité « T-plot micropore (cm^3/g) » apparaitre pour tous les échantillons sauf l'échantillon RMD-27, sa signifie que l'augmentation en stade de maturation est la raison principale de la formation de cette microporosité.

L'illite a un impact significatif sur le volume et la surface des pores car l'illite est formé par association de deux blocs, chaque ces derniers compose d'une feuille de gibbsite, et deux feuilles de silice contribuent à augmenter la surface spécifique et le volume des pores entre ces feuilles, et la taille des nanoparticules as un impact direct sur le volume et la surface spécifiques des pores car plus la taille de particule est fine, plus le volume des pores et la surface spécifique est plus grand, alors que le chlorite et la muscovite ont un impact significatif sur la taille moyenne des pores. En général, les minéraux argileux ont le plus d'influence sur les paramètres de structure des pores.

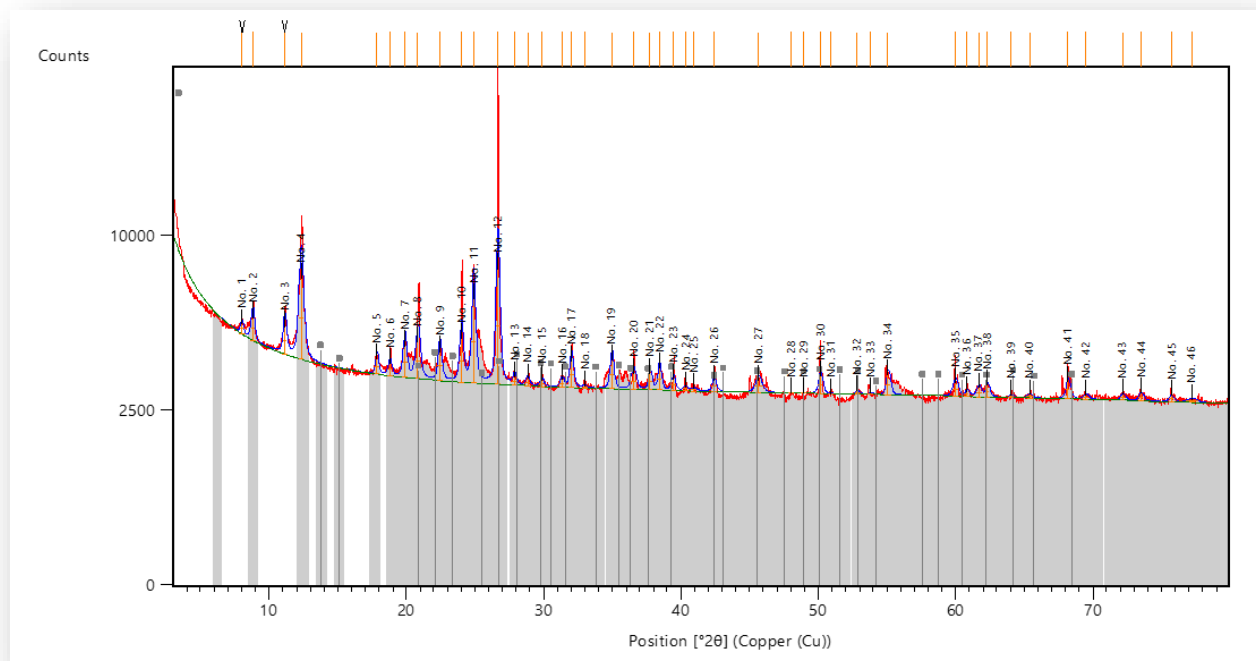
Les pores en forme de fente sont résultat de l'agrégat des plaquettes d'argile fréquent dans tous les échantillons, ces pores sont profonds, d'autre type de pores en forme de crack apparaitre dans les échantillons RMD- 18 et RMD-22, il y a aussi il y a aussi un nouveau type de pore en forme de bulle enregistré dans l'échantillon RMD-27.

Le kérogène présent dans les échantillons est de type II, et la richesse en matière organique est qualifiée en tant que « Moyen » pour les échantillons RMD-1, TFG-6, RMD-18, et RMD-22, et qualifiée « Bonne » pour les échantillons RMD-13, et TFG-27. Sur le plan de maturité, les échantillons ont été dans le stade immature dans un premier temps, et devient post-mature après le protocole de maturation en laboratoire.

Annexes

<i>Visible</i>	<i>Ref. Code</i>	<i>Score</i>	<i>Compound Name</i>	<i>Displ. [°2θ]</i>	<i>Scale Fac.</i>	<i>Chem. Formula</i>
	01-079-1570	34	Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.171	$\text{Al}_2 (\text{Si}_2 \text{O}_5) (\text{OH})_4$
	00-026-0911	35	Potassium Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.477	$(\text{K}, \text{H}_3 \text{O}) \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{AlO}_{10} (\text{OH})_2$
	00-052-1044	34	Magnesium Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.098	$(\text{Mg}, \text{Al})_6 (\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$
	01-085-0930	51	Silicon Oxide	0.000	0.633	SiO_2
	00-001-1295	Unmatched Strong	Iron Sulfide	0.000	0.072	FeS_2
	00-003-0451	9	Sodium Aluminum Silicate	0.000	0.037	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
	00-003-0505	Unmatched Strong	Calcium Aluminum Silicate	0.000	0.092	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
	00-001-0942	0	Calcium Magnesium Carbonate Oxide	0.000	0.119	$\text{CaO} \cdot \text{MgO}_2 \text{CO}_2$
	01-076-0929	30	Potassium Aluminum Oxide Silicate Hydroxide	0.000	0.121	$\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10} (\text{OH})_2$
*	00-009-0462	Unmatched Strong	Potassium Aluminum Silicate	0.000	0.041	KAlSi_3O_8

Annexe 1 : Liste de modèles pour l'échantillon RMD-1

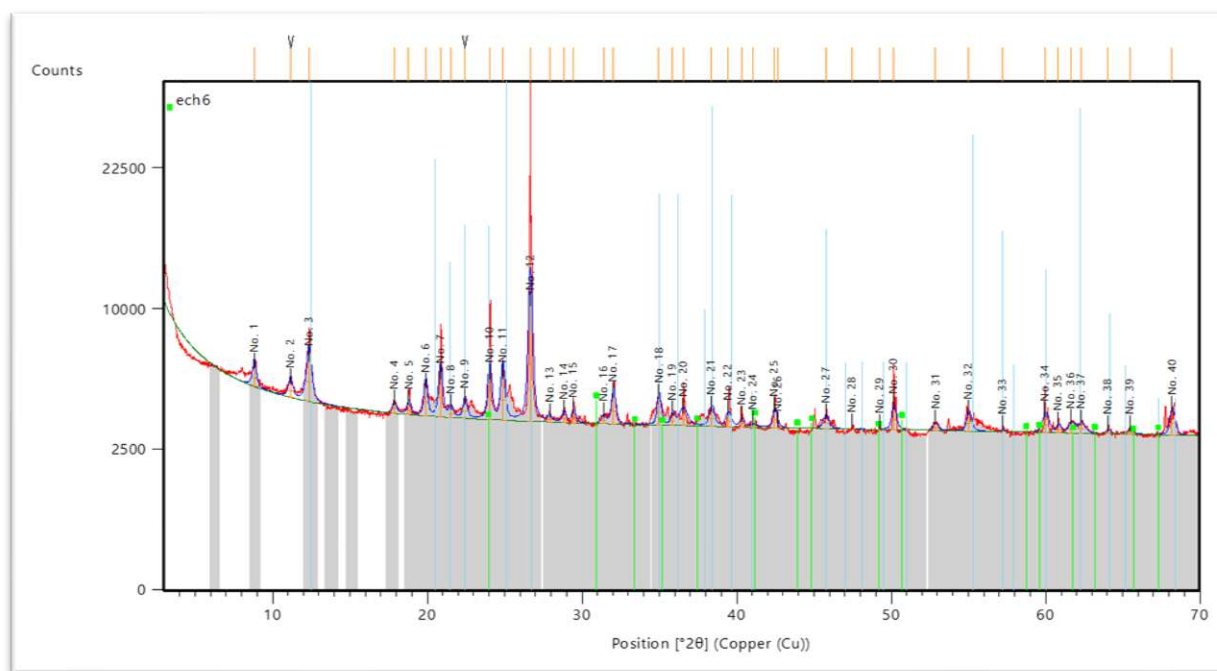


Annexe 2 : Diffractogramme de l'échantillon RMD-1

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displ [°2θ]	Scale Fac.	Chem. Formula
	01-085-0930	52	Silicon Oxide	0.00 0	0.538	SiO ₂
	01-076-0929	34	Potassium Aluminum Oxide Silicate Hydroxide	0.00 0	0.083	K Al ₂ Si ₃ Al O ₁₀ (OH) ₂
	01-079-1570	33	Aluminum Silicate Hydroxide	0.00 0	0.070	Al ₂ (Si ₂ O ₅) (OH) ₄
	00-026-0911	29	Potassium Aluminum Silicate Hydroxide	0.00 0	0.398	(K, H ₃ O) Al ₂ Si ₃ Al O ₁₀ (OH) ₂
	00-052-1044	18	Magnesium Aluminum Silicate Hydroxide	0.00 0	0.047	(Mg, Al) ₆ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈
	00-001-1295	Unmatched Strong	Iron Sulfide	0.00 0	0.014	FeS ₂
	00-003-0451	11	Sodium Aluminum Silicate	0.00 0	0.023	Na Al Si ₃ O ₈

	00-003-0505	Unmatched Strong	Calcium Aluminum Silicate	0.00 0	0.059	Ca Al ₂ Si ₂ O ₈
	00-009-0462	Unmatched Strong	Potassium Aluminum Silicate	0.00 0	0.023	K Al Si ₃ O ₈
*	00-001-0942	2	Calcium Magnesium Carbonate Oxide	0.00 0	0.031	CaO · MgO ₂ CO ₂

Annexe 3 : Liste de modèles pour l'échantillon RMD-6

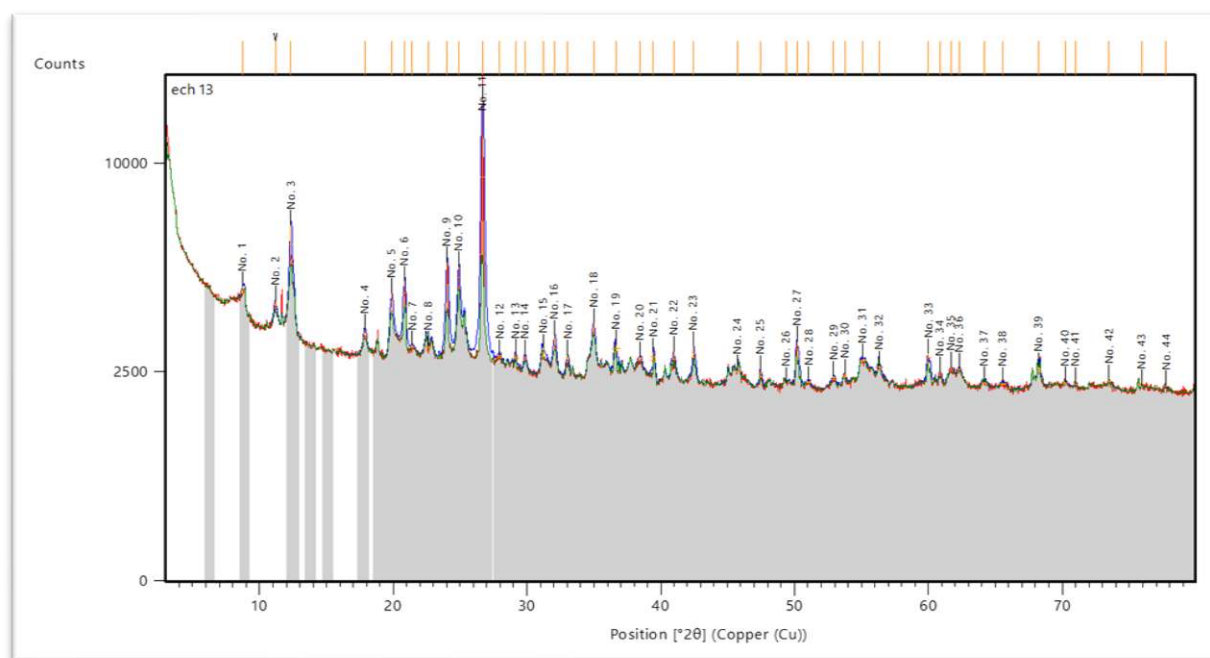


Annexe 4 : Diffractogramme de l'échantillon RMD-6

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displ. [°2θ]	Scale Fac.	Chem. Formula
	01-079-1570	No Matching Lines	Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.000	Al ₂ (Si ₂ O ₅) (OH) ₄
	00-026-0911	3	Potassium Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.985	(K, H ₃ O) Al ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂
	00-052-1044	No Matching Lines	Magnesium Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.000	(Mg, Al) ₆ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈
	01-085-0930	14	Silicon Oxide	0.000	0.827	SiO ₂

00-001-1295	No Matching Lines	Iron Sulfide	0.000	0.000	FeS ₂
00-003-0451	No Matching Lines	Sodium Aluminum Silicate	0.000	0.000	Na Al Si ₃ O ₈
00-003-0505	Unmatched Strong	Calcium Aluminum Silicate	0.000	0.369	Ca Al ₂ Si ₂ O ₈
00-009-0462	Unmatched Strong	Potassium Aluminum Silicate	0.000	0.007	K Al Si ₃ O ₈
00-001-0942	0	Calcium Magnesium Carbonate Oxide	0.000	0.151	CaO MgO ₂ CO ₂
01-076-0929	0	Potassium Aluminum Oxide Silicate Hydroxide	0.000	0.720	K Al ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂

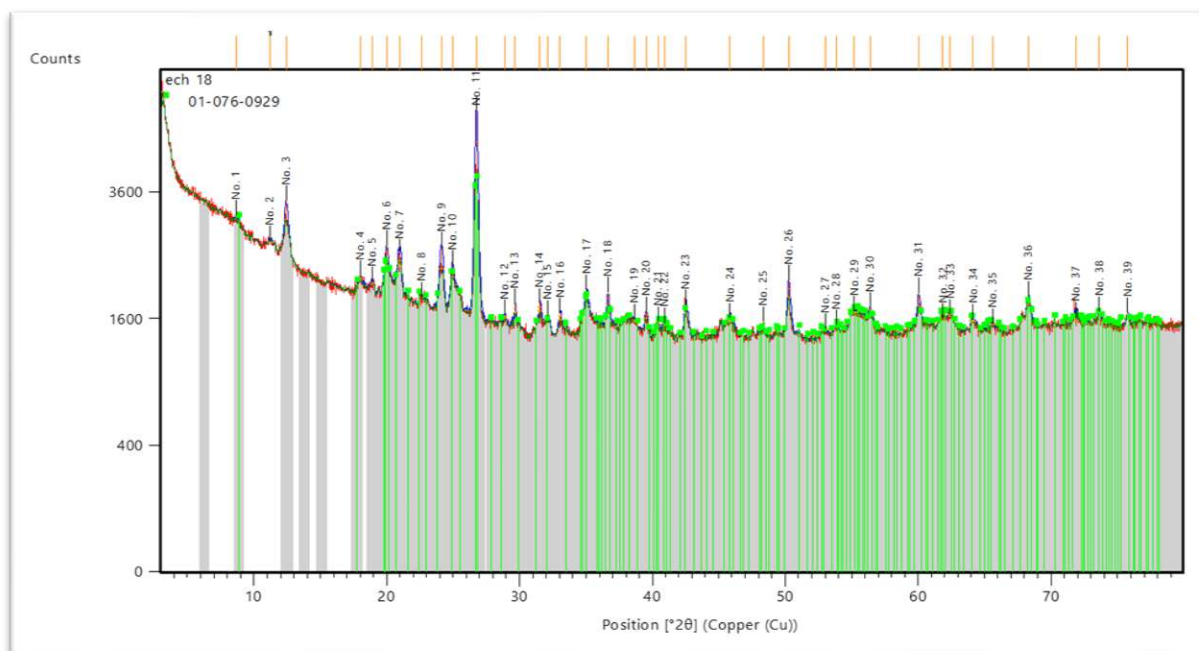
Annexe 5 : Liste de modèles pour l'échantillon RMD-13



Annexe 6 : Diffractogramme de l'échantillon RMD-13

<i>Visible</i>	<i>Ref. Code</i>	<i>Score</i>	<i>Compound Name</i>	<i>Displ. [°2θ]</i>	<i>Scale Fac.</i>	<i>Chem. Formula</i>
	01-079-1570	No Matching Lines	Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.000	Al ₂ (Si ₂ O ₅) (OH) ₄
	00-026-0911	No Matching Lines	Potassium Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.000	(K, H ₃ O) Al ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂
	00-052-1044	No Matching Lines	Magnesium Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.000	(Mg, Al) ₆ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈
	01-085-0930	No Matching Lines	Silicon Oxide	0.000	0.000	SiO ₂
	00-001-1295	No Matching Lines	Iron Sulfide	0.000	0.000	FeS ₂
	00-003-0451	No Matching Lines	Sodium Aluminum Silicate	0.000	0.000	Na Al Si ₃ O ₈
	00-003-0505	No Matching Lines	Calcium Aluminum Silicate	0.000	0.000	Ca Al ₂ Si ₂ O ₈
	00-009-0462	No Matching Lines	Potassium Aluminum Silicate	0.000	0.000	K Al Si ₃ O ₈
	00-001-0942	No Matching Lines	Calcium Magnesium Carbonate Oxide	0.000	0.000	CaO MgO ₂ CO ₂
*	01-076-0929	No Matching Lines	Potassium Aluminum Oxide Silicate Hydroxide	0.000	0.000	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂

Annexe 7 : Liste de modèles pour l'échantillon RMD-18

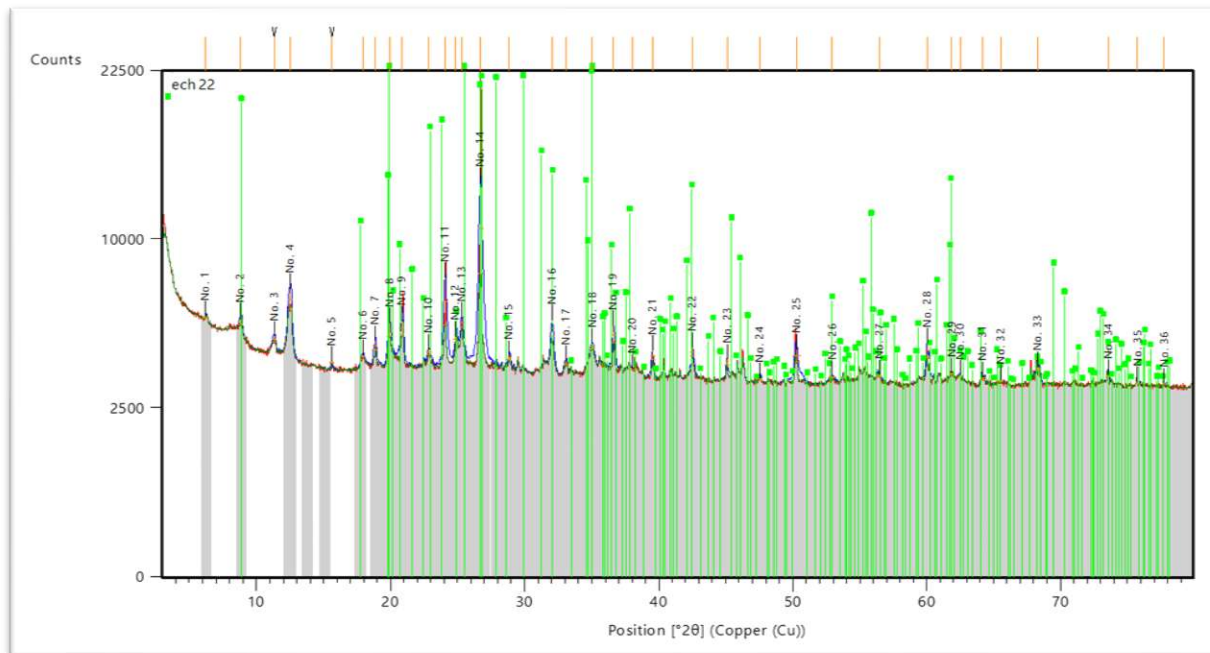


Annexe 8 : Diffractogramme de l'échantillon RMD-18

<i>Visible</i>	<i>Ref. Code</i>	<i>Score</i>	<i>Compound Name</i>	<i>Displ. [°2θ]</i>	<i>Scale Fac.</i>	<i>Chem. Formula</i>
	01-079-1570	No Matching Lines	Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.000	$\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$
	00-026-0911	3	Potassium Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.411	$(\text{K}, \text{H}_3\text{O})\text{Al}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2$
	00-052-1044	No Matching Lines	Magnesium Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.000	$(\text{Mg}, \text{Al})_6(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
	01-085-0930	17	Silicon Oxide	0.000	0.142	SiO_2
	00-001-1295	No Matching Lines	Iron Sulfide	0.000	0.000	FeS_2
	00-003-0451	No Matching Lines	Sodium Aluminum Silicate	0.000	0.000	$\text{Na Al Si}_3\text{O}_8$
	00-003-0505	Unmatched Strong	Calcium Aluminum Silicate	0.000	0.052	$\text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
	00-009-0462	Unmatched Strong	Potassium Aluminum Silicate	0.000	0.400	$\text{K Al Si}_3\text{O}_8$

	00-001-0942	0	Calcium Magnesium Carbonate Oxide	0.000	0.020	CaO MgO ₂ CO ₂
*	01-076-0929	0	Potassium Aluminum Oxide Silicate Hydroxide	0.000	2.766	K Al ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂

Annexe 9 : Liste de modèles pour l'échantillon RMD-22

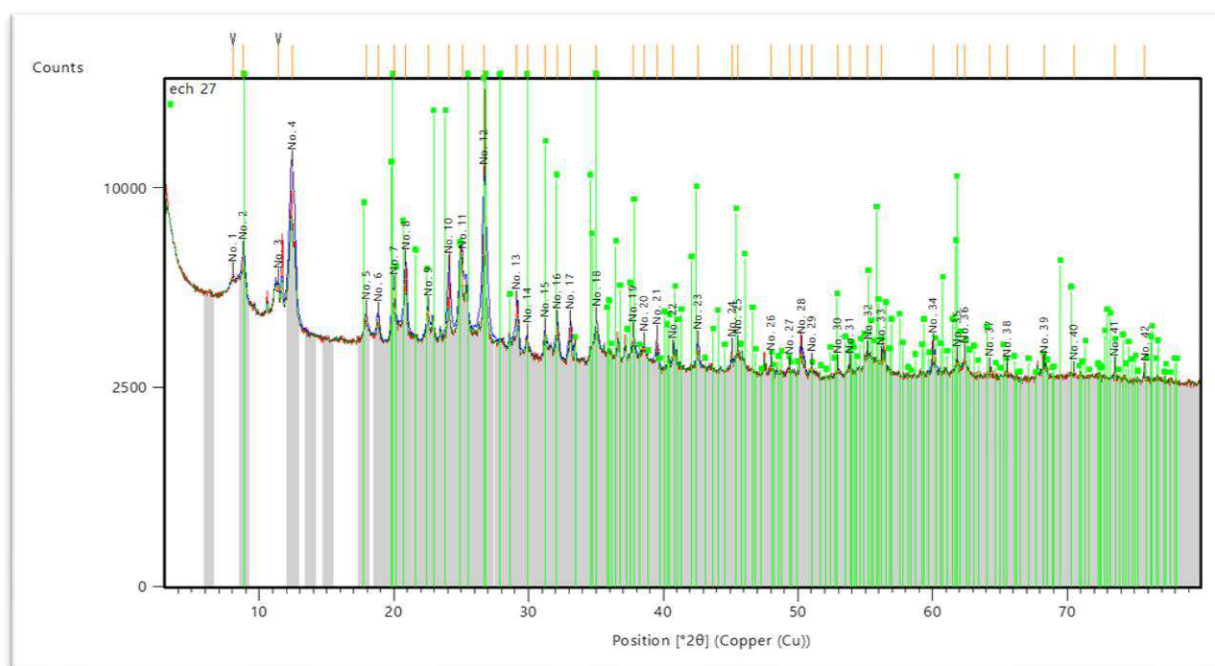


Annexe 10 : Diffractogramme de l'échantillon RMD-22

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displ. [°2θ]	Scale Fac.	Chem. Formula
	01-079-1570	Unmatched Strong	Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.015	Al ₂ (Si ₂ O ₅) (OH) ₄
	00-026-0911	2	Potassium Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.399	(K, H ₃ O) Al ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂
	00-052-1044	4	Magnesium Aluminum Silicate Hydroxide	0.000	0.000	(Mg, Al) ₆ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈
	01-085-0930	12	Silicon Oxide	0.000	0.163	SiO ₂

	00-001-1295	No Matching Lines	Iron Sulfide	0.000	0.000	FeS ₂
	00-003-0451	No Matching Lines	Sodium Aluminum Silicate	0.000	0.000	Na Al Si ₃ O ₈
	00-003-0505	Unmatched Strong	Calcium Aluminum Silicate	0.000	0.014	Ca Al ₂ Si ₂ O ₈
	00-009-0462	Unmatched Strong	Potassium Aluminum Silicate	0.000	0.393	K Al Si ₃ O ₈
	00-001-0942	0	Calcium Magnesium Carbonate Oxide	0.000	0.099	CaO MgO ₂ CO ₂
*	01-076-0929	0	Potassium Aluminum Oxide Silicate Hydroxide	0.000	2.994	K Al ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂

Annexe 11 : Liste de modèles pour l'échantillon RMD-27



Annexe 12 : Diffractogramme de l'échantillon RMD-27

Références

- Abdelfattah, M. H., Abdelalim, A. M., & Yassin, M. H. A. (2015). Unconventional reservoir: definitions, types and Egypt's potential. DOI: 10.13140/RG.2.1.3846.0880
- Abhijit Y. Dandekar, 2013. Petroleum Reservoir Rock and Fluid Properties, Second Edition. 2 Edition. CRC Press.
- Adrian C. Hutton, Sunil Bharati et Thomas Rob, Classification chimique et pétrographique de kérogène / macérales, en *Energy Fuels*, vol. 8, n° 6, Elsevier Science, 1994, pp. 1478-1488, DOI :10.1021 / ef00048a038.
- Asef, M., & Farrokhrouz, M. (2013). Shale engineering: mechanics and mechanisms. CRC Press. International Standard Book Number-13: 978-0-203-84791-6
- Askri, H., Belmecheri, A., Benrabah, B., Boudjema, A., Boumendjel, K., Daoudi, M., Drid, M., Ghalem, T., Docca, A. M., Ghandriche, H., Ghomari, A., Guellati, N., Khenous, M., Lounici, R., Naili, H., Takherist, D., & Terkmani, M. (1995). *Geology of Algeria*.
- Asses, A., & Loumi, K. (2015). *THE SHALE GAS RESERVOIR OF THE AHNET BASIN (Saharianplatform-Algeria.)*. https://www.academia.edu/34567069/THE_SHALE_GAS_RESERVOIR_OF_THE_AHNET_BASIN_Saharianplatform_Algeria
- Barrett, E. P., Joyner, L. G., & Halenda, P. P. (1951). The determination of pore volume and area distribution in porous substance. I. Computation from nitrogen adsorption. *Journal of the American Chemical Society*, 73(1), 373–380.
- Benredouane, A. D., Kacimi, L., Largo, O. R., & Delargo, A. L. (2014). Elaboration d'une Pouzzolane Artificielle à Base de la Zéolithe X Synthétisée à partir de Kaolin Naturel. In *MATEC Web of Conferences* (Vol. 11, p. 01005). EDP Sciences.
- Beuf, S. (1971). GRES DU PALEOZOIQUE INFÉRIEUR AU SAHARA (No. 18). éditions Technip.
- Biteau, J., Baudin, F. (2017). Géologie du pétrole Historique, genèse, exploration, ressources.
- Boggs Jr, S., & Boggs, S. (2009). Petrology of sedimentary rocks. Cambridge university press. www.cambridge.org/9780521897167
- Boote, D. R., Clark-Lowes, D. D., & Traut, M. W. (1998). Palaeozoic petroleum systems of North Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 132(1), 7–68. <http://sp.lyellcollection.org/Downloadedfrom>
- Brunauer, S., Emmett, P. H., & Teller, E. (1938). Adsorption of Gases in Multimolecular Layers. *Journal of the American Chemical Society*, 60(2), 309–319.
- Cavelan, A., Boussafir, M., Le Milbeau, C., Rozenbaum, O., & Laggoun-Défarge, F. (2019). Effect of organic matter composition on source rock porosity during confined anhydrous thermal maturation: Example of Kimmeridge-clay mudstones. *International Journal of Coal Geology*, 212, 103236, <https://doi.org/10.1016/j.coal.2019.103236>

- Chalmers, G. R. L., & Bustin, R. M. (2017). A multidisciplinary approach in determining the maceral (kerogen type) and mineralogical composition of Upper Cretaceous Eagle Ford Formation: Impact on pore development and pore size distribution. *International Journal of Coal Geology*, 171, 93–110. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2017.01.004>
- Chen, L., Jiang, Z., Liu, Q., Jiang, S., Liu, K., Tan, J., & Gao, F. (2019). Mechanism of shale gas occurrence: Insights from comparative study on pore structures of marine and lacustrine shales. *Marine and Petroleum Geology*, 104, 200–216. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.03.027>
- Clark-Lowes, D. D., MacGregor, D. S., & Moody, R. T. J. (Eds.). (1998). *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society.
- Curtis, J. B. (2002). Fractured shale-gas systems. In *AAPG Bulletin*, v (Vol. 86, Issue 11).
- Dadi, K., Ahmadi, R., & Ouali, J. A. (2019). Organic geochemical assessment and shale gas potential of lower silurian organic rich shale in the Ghadames Basin, North Africa. *Oil Shale*, 36(2), 337–352. <https://doi.org/10.3176/oil.2019.2.06>
- Dembicki, H. (2009), Three common source rock evaluation errors made by geologists during prospect or play appraisals, *AAPG Bulletin*, v. 93, p. 341 – 356
- Deniau, I. (2002). Caractérisation géochimique du kérogène associé à l'argile Oligocène de Boom (Mol, Belgique) et évolution sous divers stress thermiques (Doctoral dissertation, Chimie ParisTech). <https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00001082>
- Dewar, J. (1905). The absorption and thermal evolution of gases occluded in charcoal at low temperatures. *Proceedings of the Royal Society of London*, 74(497), 122-127, <https://doi.org/10.1098/rspl.1904.0094>.
- Dong, T., & Harris, N. B. (2020). The effect of thermal maturity on porosity development in the Upper Devonian – Lower Mississippian Woodford Shale, Permian Basin, US: Insights into the role of silica nanospheres and microcrystalline quartz on porosity preservation. *International Journal of Coal Geology*, 217. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2019.103346>
- EIA – U.S. Energy Information Administration, 2013. *Technically Recoverable Shale Oil and Shale Gas Resources: An Assessment of 137 Shale Formations in 41 Countries Outside the United States*. Rapport de 730 p.
- EIA. (2015). *Technically Recoverable Shale Oil and Shale Gas Resources: Algeria*. www.eia.gov
- exploitation: a review—part 2: geochemistry, thermal maturity, isotopes and biomarkers. *J Earth*
- Fabre, J. (1976). Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines : La couverture phanérozoïque (Vol. 1). Société nationale d'édition et de diffusion, 334-373.
- Fallot, P. (1948). *Les Cordillères Bétiques*, Estud.
- Fekirine, B., & Abdallah, H. (1998). Palaeozoic lithofacies correlatives and sequence stratigraphy of the Saharan Platform, Algeria. *Geological Society, London, Special Publications*, 132(1), 97-108.
- Furmann, A., Mastalerz, M., Schimmelmann, A., Pedersen, P. K., & Bish, D. (2014). Relationships between porosity, organic matter, and mineral matter in mature organic-rich marine mudstones of the Belle Fourche

- and Second White Specks formations in Alberta, Canada. *Marine and Petroleum Geology*, 54, 65–81. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.02.020>
- Gautier, É. F. (1905, November). VOYAGE DE MM rs GAUTIER ET CHUDEAU A TRAVERS LE SAHARA. In *Annales de Géographie* (Vol. 14, No. 78, pp. 459-461). Armand Colin, <http://www.jstor.org/stable/23438745>.
- Gibson, N., Kuchenbecker, P., Rasmussen, K., Hodoroaba, V. D., & Rauscher, H. (2019). Volume-specific surface area by gas adsorption analysis with the BET method. In *Characterization of Nanoparticles: Measurement Processes for Nanoparticles* (pp. 265–294). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814182-3.00017-1>
- Groenendijk, D. J., & van Wunnik, J. N. (2021). The impact of micelle formation on surfactant adsorption–desorption. *ACS omega*, 6(3), 2248-2254, <https://doi.org/10.1021/acsomega.0c05532>.
- Hackley, P. C., Jubb, A. M., McAleer, R. J., Valentine, B. J., & Birdwell, J. E. (2021). A review of spatially resolved techniques and applications of organic petrography in shale petroleum systems. *International Journal of Coal Geology*, 241, 103745.
- Haddoum, H., Guiraud, R., & Moussine-Pouchkine, A. (2001). Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny. *Terra Nova*, 13(3), 220–226.
- Hamada, G., Hamada, G. M., & Singh, S. R. (2018). Mineralogical Description and Pore Size Description Characterization of Shale Gas Core Samples, Malaysia. *American Journal of Engineering Research (AJER)*, 7(7), 01–10. www.ajer.org
- Han, M., Han, C., Han, Z., Song, Z., Zhong, W., Li, H., & Xu, W. (2018). Mineral compositional controls on the porosity of black shales from the Wufeng and Longmaxi Formations (Southern Sichuan Basin and its surroundings) and insights into shale diagenesis. *Energy Exploration and Exploitation*, 36(4), 665–685. <https://doi.org/10.1177/0144598718763890>
- Hao, F., Zou, H., & Lu, Y. (2013). Mechanisms of shale gas storage: Implications for shale gas exploration in China. In *AAPG Bulletin* (Vol. 97, Issue 8, pp. 1325–1346). American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/02141312091>
- Hazra, B., Wood, D. A., Mani, D., Singh, P. K., & Singh, A. K. (2019). Evaluation of shale source rocks and reservoirs (Vol. 142). Berlin/Heidelberg, Germany: Springer International Publishing.
- He, C., He, S., Zhang, T., Yang, R., Shu, Z., & Han, Y. (2020). Structural characteristics and porosity estimation of organic matter-hosted pores in gas shales of Jiaoshiba Block, Sichuan Basin, China. *Energy Science & Engineering*, 8(12), 4178-4195.
- Jarvie, D. M. (2012). Shale resource systems for oil and gas: part I—shale gas resource systems. Part II—shale oil resource systems. Shale reservoirs-giant resources for the 21st century. AAPG Memoir, 97, 69-87. DOI: 10.1306/13321446M973489
- K. S. W. SING, D. H. EVERETT (UK);, R. A. W. HAUL (FRG);, L. MOSCOU (Netherlands);, R. A. PIEROTTI (USA);, J. ROUQUEROL (France);, & T. SIEMIENIEWSKA (Poland). (1985). *REPORTING PHYSISORPTION DATA FOR GAS/SOLID SYSTEMS with Special Reference to the Determination of Surface Area and Porosity*.

- Kadri, M. M. (2019). PHYSICO-CHEMICAL PROPERTIES OF SILURIAN HOT SHALE IN AHNET BASIN, ALGERIA (CAS STUDY WELL ASS-1). *J Fundam Appl Sci*, 11(1), 305–314. <https://doi.org/10.4314/jfas.v11i1.20>
- Kadri, M. M., & Hacini, M. (2018). Preliminary Reservoirs Characterizations of Silurian Shale, Case of Ahnet Basin, Southern Algeria. *International Journal of Latest Research in Engineering and Management*, 2(2), 29–33. www.ijlrem.org
- Kaneko, K. (1994). Determination of pore size and pore size distribution: 1. Adsorbents and catalysts. *Journal of MEMBRANE SCIENCE*, 96(1–2), 59–89. [https://doi.org/10.1016/0376-7388\(94\)00126-X](https://doi.org/10.1016/0376-7388(94)00126-X)
- Klobes, P., & Munro, R. G. (2006). Porosity and specific surface area measurements for solid materials.
- Kuila, U., & Prasad, M. (2011, October). Surface area and pore-size distribution in clays and shales. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition. OnePetro, <https://doi.org/10.2118/146869-MS>.
- Kuila, U., & Prasad, M. (2013). Specific surface area and pore-size distribution in clays and shales. *Geophysical Prospecting*, 61(2-Rock Physics for Reservoir Exploration, Characterisation and Monitoring), 341–362, <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12028>.
- L.P. Dake, 1983. Fundamentals of Reservoir Engineering, Volume 8 (Developments in Petroleum Science). New impression Edition. Elsevier Science.
- Liu, Y., Xiong, Y., & Li, Y. (2018). Effect of thermal maturation on chemical structure and nanomechanical properties of solid bitumen. *Marine and Petroleum Geology*, 92, 780–793.
- Logan, P., & 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. *Geological Society, London, Special Publications*, 132(1), 131–155. <http://sp.lyellcollection.org/>
- Loucks, R. G., Ruppel, S. C., Wang, X., Ko, L., Peng, S., Zhang, T., Rowe, H. D., & Smith, P. (2017). Pore types, pore-network analysis, and pore quantification of the lacustrine shale-hydrocarbon system in the Late Triassic Yanchang Formation in the southeastern Ordos Basin, China. *Interpretation*, 5(2), SF63–SF79. <https://doi.org/10.1190/INT-2016-0094.1>
- Luning, S., Craig, J., Loydell, D. K., Storch, P., Fitchesä, B., Fitchesä, F., & Holloway, R. (2000). Lower Silurian “hot shales” in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 49). www.elsevier.com/locate/earscirev
- Mastalerz, M., Schimmelmann, A., Drobniak, A., & Chen, Y. (2013). Porosity of Devonian and Mississippian New Albany Shale across a maturation gradient: Insights from organic petrology, gas adsorption, and mercury intrusion. *AAPG Bulletin*, 97(10), 1621–1643. <https://doi.org/10.1306/04011312194>
- McCarthy, K., Rojas, K., Niemann, M., Palmowski, D., Peters, K., & Stankiewicz, A. (2011). Basic petroleum geochemistry for source rock evaluation. *Oilfield Review*, 23(2), 32–43.
- Menchikoff, N. (1930). Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental.. (Doctoral dissertation, Univ. de Paris.).
- Menchikoff, N. (1949). Quelques traits de l’histoire géologique du Sahara occidental. Livre jubilaire Charles Jacob. *Annales Hêbat et Haug*, 7, 303–325.

- Meyendorff, A. (1938). Note sur le Gourara. Revue de géographie physique et de géologie dynamique: Bulletin de Laboratoire de Géographie Physique de la Faculté des Sciences de l'Université de Paris, 11(2), 150-155.
- Kracha, N. (2011). Relations entre sédimentologie, fracturation naturelle, et diagenèse d'un réservoir à faible perméabilité : application aux réservoirs de l'Ordovicien du bassin de l'Ahnnet, Sahara central, Algérie.
- Okeke, O. C., & Okogbue, C. O. (2011). Shales: A review of their classifications, properties and importance to the petroleum industry. Global Journal of Geological Sciences, 9(1), 75-83.
- Paz-Ferreiro, J., de A Marinho, M., de Abreu, C. A., & Vidal-Vázquez, E. (2016). Multiscale analysis of nitrogen adsorption and desorption isotherms in soils with contrasting pedogenesis and texture. Nonlinear Processes in Geophysics Discussions, 1-25, <https://doi.org/10.5194/npg-2015-79>.
- Peters, K. E. (1986). Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. AAPG bulletin, 70(3), 318-329. <https://doi.org/10.1306/94885688-1704-11D7-8645000102C1865D>
- Potter, P. E., Maynard, J. B., & Pryor, W. A. (2012). Sedimentology of shale: study guide and reference source. Springer Science & Business Media. DOI: 10.1007/978-1-4612-9981-3
- Rahmani, A., Kaced, M., & Arab, M. (2012). *The potential of Shale gas plays in Algeria*.
- Ramsay, W. (1905). A determination of the amounts of neon and helium in atmospheric air. Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character, 76(508), 111-114, <https://doi.org/10.1098/rspa.1905.0008>.
- Rexer, T. F. T., Benham, M. J., Aplin, A. C., & Thomas, K. M. (2013). Methane adsorption on shale under simulated geological temperature and pressure conditions. *Energy and Fuels*, 27(6), 3099–3109. <https://doi.org/10.1021/ef400381v>
- Rezaee, R. (Ed.). (2015). Fundamentals of gas shale reservoirs. John Wiley & Sons.
- Romero-Sarmiento MF, Rouzaud JN, Barnard S, Deldicque D, Thomas M, Littke R (2014) Evolution of Barnett shale organic carbon structure and nanostructure with increasing maturation. *Org Geochem* 71:7–16
- Ross, D. J., & Bustin, R. M. (2009). The importance of shale composition and pore structure upon gas storage potential of shale gas reservoirs. *Marine and petroleum Geology*, 26(6), 916-927.
Sci 28(5):758–778
- Shi, S., Wang, Y., Guo, H., Chen, C., & Deng, R. (2021). Variations in pore structure of marine shale from the same horizon of the Longmaxi Formation with changing position in a small-scale anticline: Implications for the influence of structural deformation. *Marine and Petroleum Geology*, 124, 104837, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104837>.
- Shuangfang, L., Junqian, L., Zhang, P., Haitao, X. U. E., Guoli, W. A. N. G., ZHANG, J., ... & Zheng, L. I. (2018). Classification of microscopic pore-throats and the grading evaluation on shale oil reservoirs. *Petroleum Exploration and Development*, 45(3), 452-460.
- Sing, K. (2001). The use of nitrogen adsorption for the characterisation of porous materials. *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects*, 187, 3-9, [https://doi.org/10.1016/S0927-7757\(01\)00612-4](https://doi.org/10.1016/S0927-7757(01)00612-4).

- Sing, K. S. W., Everett, D. H., Haul, R. A. W., Moscou, L., Pierotti, R. A., Rouquerol, J., & Siemieniowska, T. (1985). REPORTING PHYSISORPTION DATA FOR GAS/SOLID SYSTEMS with Special Reference to the Determination of Surface Area and Porosity Reporting physisorption data for gas/solid systems-with special reference to the determination of surface area and porosity. *INTERNATIONAL UNION OF PURE AND APPLIED CHEMISTRY*, 57(4), 603–619.
- Slatt, R. M., & O'Brien, N. R. (2011). Pore types in the Barnett and Woodford gas shales: Contribution to understanding gas storage and migration pathways in fine-grained rocks. *AAPG bulletin*, 95(12), 2017-2030. DOI:10.1306/03301110145
- Tang, X., Jiang, Z., Huang, H., Jiang, S., Yang, L., Xiong, F., ... & Feng, J. (2016). Lithofacies characteristics and its effect on gas storage of the Silurian Longmaxi marine shale in the southeast Sichuan Basin, China. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 28, 338-346. DOI: 10.1016/j.jngse.2015.12.026
- Tarek Ahmed PhD PE, 2011. *Advanced Reservoir Management and Engineering*, Second Edition. 2 Edition. Gulf Professional Publishing.
- Tawadros, E. (2011). *Geology of North Africa*. CRC Press.
- Thommes, M., Kaneko, K., Neimark, A. v., Olivier, J. P., Rodriguez-Reinoso, F., Rouquerol, J., & Sing, K. S. W. (2015). Physisorption of gases, with special reference to the evaluation of surface area and pore size distribution (IUPAC Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*, 87(9–10), 1051–1069. <https://doi.org/10.1515/pac-2014-1117>
- Tiab, D., & Donaldson, E. C. (2015). *Petrophysics: theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties*. Gulf professional publishing.
- Wang, G., Long, S., Peng, Y., & Ju, Y. (2020). Characteristics of organic matter particles and organic pores of shale gas reservoirs: a case study of Longmaxi-Wufeng Shale, Eastern Sichuan Basin. *Minerals*, 10(2), 137, <https://doi.org/10.3390/min10020137>.
- Wang, X., Jiang, Z., Jiang, S., Chang, J., Li, X., Wang, X., & Zhu, L. (2020). Pore Evolution and Formation Mechanism of Organic-Rich Shales in the Whole Process of Hydrocarbon Generation: Study of Artificial and Natural Shale Samples. *Energy and Fuels*, 34(1), 332–347. <https://doi.org/10.1021/acs.energyfuels.9b03789>
- Wang, X., Liu, L., Wang, Y., Sheng, Y., Zheng, S., Wu, W., & Luo, Z. (2020). Comparison of the pore structures of Lower Silurian Longmaxi Formation shales with different lithofacies in the southern Sichuan Basin, China. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 81. <https://doi.org/10.1016/j.jngse.2020.103419>
- Welte DH (1965) Relation between petroleum and source rock. *AAPG Bull* 49:2249–2267
- Whitelaw, P., Uguna, C. N., Stevens, L. A., Meredith, W., Snape, C. E., Vane, C. H., Moss-Hayes, V., & Carr, A. D. (2019). Shale gas reserve evaluation by laboratory pyrolysis and gas holding capacity consistent with field data. In *Nature Communications* 10(1), 1-10. <https://www.nature.com/articles/s41467-019-11653-4>
- Wood DA, Hazra B (2017) Characterization of organic-rich shales for petroleum exploration &

- Xu, L., Zhang, J., Ding, J., Liu, T., Shi, G., Li, X., Dang, W., Cheng, Y., & Guo, R. (2020). Pore structure and fractal characteristics of different shale lithofacies in the dalong formation in the western area of the lower yangtze platform. *Minerals*, 10(1). <https://doi.org/10.3390/min10010072>
- Xu, S., Gou, Q., Hao, F., Zhang, B., Shu, Z., Lu, Y., & Wang, Y. (2020). Shale pore structure characteristics of the high and low productivity wells, Jiaoshiba shale gas field, Sichuan Basin, China: Dominated by lithofacies or preservation condition? *Marine and Petroleum Geology*, 114. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104211>
- Xu, S., Hao, F., Shu, Z., Zhang, A., & Yang, F. (2020). Pore structures of different types of shales and shale gas exploration of the Ordovician Wufeng and Silurian Longmaxi successions in the eastern Sichuan Basin, South China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 193, 104271.
- Yan, J., Meng, Z., Zhang, K., Yao, H., & Hao, H. (2020). Pore distribution characteristics of various rank coals matrix and their influences on gas adsorption. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 189, 107041.
- Yu, H., Wang, Z., Wen, F., Rezaee, R., Lebedev, M., Li, X., ... & Iglaue, S. (2020). Reservoir and lithofacies shale classification based on NMR logging. *Petroleum Research*, 5(3), 202-209. DOI: 10.1016/j.ptlrs.2020.04.005
- Zhang, T., Ellis, G. S., Ruppel, S. C., Milliken, K., & Yang, R. (2012). Effect of organic-matter type and thermal maturity on methane adsorption in shale-gas systems. *Organic Geochemistry*, 47, 120–131. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2012.03.012>
- Zou, C. (2017). Meaning of unconventional petroleum geology. *Unconventional Petroleum Geology*, 49-95. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-812234-1.00002-9>