



RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE  
ET POPULAIRE  
UNIVERSITÉ KASDI MERBAH – OUARGLA



FACULTÉ DES HYDROCARBURES, ÉNERGIES RENOUVELABLES ET  
SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

DÉPARTEMENT DE SCIENCE DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

En vue de l'obtention du diplôme de Doctorat 3ème Cycle en

Géologie

Spécialité: Géologie pétrolière

Présenté par Mr. ALLAOUI Abdelmadjid

**THEME**

**CARACTÉRISATION FACIOLOGIQUE ET PÉTROPHYSIQUE DES  
RÉSERVOIRS NON CONVENTIONNELS À L'AIDE DES DIAGRAPHIES  
ET SES APPLICATIONS POUR LA RECONSTITUTION DU MILIEU DE  
DÉPÔT, CAS DU BASSIN D'AHNET (SUDALGÉRIEN)**

**SOUTENU PUBLIQUEMENT LE : 16 / 11 / 2022**

**Devant le jury :**

Mr. Zeddouri Aziez	Pr à université Ouargla	Président
Mr. Belksier Mohamed Salah	MC/A à université Ouargla	Directeur de thèse
Mr. Kechiched Rabah	MC/A à université Ouargla	Co-directeur de thèse
Mr. Ouafi Ameer Zaimeche	MC/A à université Ouargla	Examineur
Mr. Chellat Smaine	Pr à université Constantine 1	Examineur
Mr. Djaiz Fouad	Pr à université Batna 2	Examineur

**ANNÉE UNIVERSITAIRE : 2021-2022**

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

# Dédicace

*Je dédie ce travail : À celle qui m'a donné vie et qui m'as apportée sans cesse son amour, 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 mon adorable MA MERE ET MON CHER PERE, que Dieu les protège et leur offre le bonheur.*

*À ma famille, tous mes frères et sœurs et tous mes amis Chacun avec son nom, je les remercie pour leurs amours et leurs encouragements.*

*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... Merci !*

Allaoui Abd elmadjid





## REMERCIEMENTS



Je remercie en premier lieu ALLAH, le tout puissant qui a éclairé mon chemin, et ma donné le courage, la force et la patience pour achever ce travail.

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'un axe de recherche du Laboratoire Des Réservoirs Souterrains: Pétroliers, Gaziers Et Aquifères, Université Kasdi Merbah, Je remercie le responsable de laboratoire qui m'a accordé d'y accéder afin de réaliser mes expérimentations.

Je tiens également, j'adresse mes sincères remerciements et mes vifs respects à mon encadreur Dr. Belksier Med Salah, de m'avoir proposé ce sujet, de m'avoir encadré et de m'avoir consacré une grande partie de son précieux temps pour la réalisation de ce travail.

Je tiens également, à exprimer mes vifs respects et mes forts remerciements à mon co-directeur de thèse Dr. Rabah Kechiched et Remita Abdelatif pour ses conseils et ses orientations, ont permis l'avancement de ce travail. Merci pour la disponibilité et l'intérêt porté à ce travail.

Je remercie vivement le membre de jury qui a accepté d'expertiser cette thèse : Pr. Zeddouri Aziez, Pr. Chellat Smaine, Pr. Djais Fouad et Dr. Ameer Zaimech Ouafi



## الملخص

حظيت مكامن الغاز الصخري باهتمام متزايد في السنوات الأخيرة بسبب احتياطياتها الوفيرة وزيادة الطلب العالمي على الطاقة. الجزائر بلد غني بالنفط ويحتضن أحد أكبر مكامن الغاز الصخري في العالم. يتطلب تقييم مردودية هذه المكامن رسم خرائط للمعايير البتروفيزيائية للصخور التي تتوافق مع المسامية العضوية لصخر المصدر.

الغرض من هذه الدراسة هو تسليط الضوء على الظروف المناخية والبيئية القديمة لعصر Silurian السفلي (Llandovery) لحوض Ahnet بالاعتماد على تحليل وتفسير التركيب المعدني الطيني الأفقي لصخور Llandovery, بالاعتماد على تحليل معدني مفصل للمعادن الصخرية باستخدام تقنية حيود الأشعة السينية (XRD) بالإضافة لقياس النشاط الإشعاعي الطبيعي لغاما (NGS).

الظروف المناخية والبيئية هي عامل أساسي في الحفاظ على المادة العضوية التي تعتبر أحد العوامل المهمة في تكوين الهيدروكربونات، فإن إجمالي محتوى الكربون العضوي (TOC) هو عامل رئيسي لتقييم المسامية العضوية لمكامن الغاز الصخري. هناك العديد من الأساليب والتقنيات لتقييم محتوى الكربون العضوي الكلي. إتمدنا على تقنية Passy و Issler و Schmoker كطرق غير مباشرة لتحديد نسبة (TOC) في صخر Silurian السفلي (Llandovery) لحوض Ahnet.

أظهرت النتائج أن السحنات السائدة هي الصخر الزيتي الأسود مع نسبة  $(Th / U < 4)$  المترسبة في بيئة ترسيب بحرية تتجلى من خلال قيمة منخفضة من  $Th / K$  و  $U / K$  (10.40 ppm/pct و 14.41 ppm/pct) على التوالي. أظهر التحليل التركيب المعدني للصخر الزيتي باستخدام الرسوم البيانية المتقاطعة  $Th$  vs  $K$  وتحاليل XRD أن الإيلايت والكاولينيت هما المعادن الأكثر وفرة. يظهر معدن الكلوريت ثابت و ضئيلا نسبياً (~5%) مقارنة مع نسبة الكاولينيت والإيلايت، تظهر نسبة الكاولينيت والإيلايت تغيراً عكسياً بدلالة العمق، حيث أن الزيادة في النسبة المئوية للكاولينيت يقابلها انخفاض في النسبة المئوية للإيلايت من Llandovery السفلي (إيلايت ~ 64% إلى ~ 48% ؛ الكاولينيت ~ 31% إلى ~ 46%) إلى Llandovery الأعلى (إيلايت ~ 73% إلى 68%، الكاولينيت: ~ 19% إلى ~ 28%) يؤكد هذا التطور المعدني التطور نحو بيئة بحرية عميقة، والتي تظهر أيضا من خلال تحاليل نتائج SEM-EDX، حيث أظهرت انتشارا لعنصر الكبريت و من ناحية أخرى غياب معادن الكربونات والنسبة الضئيلة لعنصر الحديد.

الدراسات البيئية القديمة للسيلوري السفلي لحوض Ahnet تظهر أن صخور Llandovery ترسبت في بيئة بحرية عميقة قليلة الأكسجين وظروف مناسبة تسمح بالحفاظ على المواد العضوية وتوليد الهيدروكربونات يتضح من وجود نسبة عالية من معدن البيريت ( $FeS_2$ )، حيث يتراوح محتوى البيريت من 1.6 إلى 5%. بالإضافة الى الظروف البيئية والمناخية الملائمة فإن الخصائص الميكانيكية المستقرة للإيلايت والكاولينيت تسمح بالحفاظ على التكسير الهيدرووليكي مما يؤدي للإستغلال الأمثل للغازات المحتجزة.

توضح نسب (TOC) المحسوبة بتقنية Passy و Issler و Schmoker تغيرا مشابهاً إلى حد ما. يُظهر إجمالي محتوى الكربون العضوي (TOC) في صخر Llandovery نسبة الكربون العضوي الكلي بنسبة 4% كحد أدنى و 10% كقيمة قصوى وتصل المسامية العضوية إلى 26%.

الكلمات المفتاحية: التوزيع الأفقي للمعادن الطينية SEM-EDX ; ; DRX ; TOC ; SNG ; البيئية البحرية؛ الغاز الصخري؛ مكامن غير تقليدية.

## Résumé

Les réservoirs de gaz de schiste ont suscité un intérêt croissant au cours des dernières années, en raison de leurs réserves abondantes et de l'augmentation de la demande mondiale en énergie. L'Algérie est un pays riche en pétrole et abrite l'un des plus grands réservoirs de gaz de schiste au monde. L'évaluation géochimique d'un réservoir de gaz de schiste nécessite la cartographie des paramètres pétrophysiques de la roche qui correspondent à la porosité organique de la roche mère. Le but de cette étude est de mettre en évidence les conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementale de la période du Silurien inférieur (Llandovérien) du bassin d'Ahnet sud algérien basé sur une investigation minéralogique détaillée des minéraux de schiste du Llandovérien, utilisant la mesure de la radioactivité de gamma naturelle (NGS) et la technique de diffraction des Rayons X (DRX) sur des argiles à agrégats orientés et des échantillons bruts et la microscopie électronique à balayage (SEM-EDX). En outre à l'étude des conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementale adéquates de préservation et de maturation des hydrocarbures, la teneur en carbone organique total (COT) est un paramètre clé pour évaluer la porosité organique d'un réservoir non conventionnel et sélectionné les intervalles qui peuvent être exploités. Il existe plusieurs méthodes et techniques pour évaluer la teneur en COT. Dans notre étude nous avons estimé le contenu du COT par les données de diagraphie en utilisant les méthodes de Passy, Issler et Schmoker.

Les résultats montrent que le faciès dominant est le schiste noir avec un rapport ( $\text{Th}/\text{U} < 4$ ) déposé dans un environnement de sédimentation marine profond et des conditions anoxiques manifesté par une faible valeur de  $\text{Th}/\text{K}$  et  $\text{U}/\text{K}$  (moyenne = 10,40 ppm/pct et 14,41 ppm/pct, respectivement). Où le pourcentage de COT atteint à 4 % comme valeur minimale et de 10 % comme valeur maximale et la porosité organique atteint 26 %. L'assemblage minéralogique des schistes noirs déduit de cross plot  $\text{Th}$  vs  $\text{K}$  illustre l'abondance dans les minéraux de la couche mixte (illite, chlorite et kaolinite). Ainsi l'analyse DRX effectuée sur des lames orientées a montré la tendance de la kaolinite, de l'illite et du chlorite. Le minéral chlorite est relativement constant (~5%). La distribution de la kaolinite et de l'illite montre un changement inverse. De Llandovérien inférieur (illite ~64% à ~48% ; kaolinite ~31% à ~46%) au Llandovérien supérieur (illite ~73% à ~68%, kaolinite : ~19% à ~28%) reflète l'évolution vers un environnement marin profond et des conditions climatiques humides. De plus, cela a été confirmé par les résultats SEM-EDX, ils ont également argumenté l'évolution vers des environnements marins profonds, montre par la dispersion de soufre (S) qui peut être montrés avec le minéral pyrite ( $\text{FeS}_2$ ), la teneur de cette dernière de 1,6 à 5 %, et d'autre part l'absence de minéraux carbonates ( $\text{CaCO}_3$ ) et la valeur faible de fer (Fe). Les propriétés mécaniques stables de l'illite et de la kaolinite permettent de maintenir la fracturation hydraulique.

**Mots clés:** distribution verticale des minéraux argileux, SNG, DRX, SEM-EDX, environnement marin; bassin d'Ahnet; COT; gaz de schiste; réservoir non-conventionnel.

**Abstract**

Shale gas reservoirs have attracted increasing interest in recent years, due to their abundant reserves and increasing global energy demand. Algeria is an oil-rich country and hosts one of the largest shale gas reservoirs in the world. The geochemical evaluation of a shale gas reservoir requires the mapping of the petrophysical parameters of the rock which correspond to the organic porosity of the source rock. The aim of this study is to highlight the paleoclimatic and paleoenvironmental conditions of the Lower Silurian (Llandoveryan) period of the southern Algerian Ahnet basin based on a detailed mineralogical investigation of the Llandoveryan shale minerals, using natural gamma Ray radioactivity (NGS) measurement and X-Ray diffraction (XRD) technic on oriented aggregate clays and raw samples and scanning electron microscopy (SEM-EDX). In addition to the study of paleoclimatic and paleoenvironmental conditions adequate for preservation and maturation of hydrocarbons, the total organic carbon (TOC) content is a key parameter to estimate the organic porosity of an unconventional reservoir and select the intervals that can be exploited. There are several methods and techniques to evaluate the TOC content. In our study we estimated the TOC content by logging data using the Passy, Issler and Schmoker methods.

The results show that the dominant facies is black shale with a ratio ( $\text{Th}/\text{U} < 4$ ) deposited in a deep marine sedimentation environment and anoxic conditions manifested by a low value of  $\text{Th}/\text{K}$  and  $\text{U}/\text{K}$  (average = 10.40 ppm/pct and 14.41 ppm/pct, respectively). Where the percentage of TOC reached to 4% as minimum value and 10% as maximum value and the organic porosity reached 26%. The mineralogical assemblage of the black shales obtained from the  $\text{Th}$  vs  $\text{K}$  cross plots illustrates the abundance of the mixed layer minerals (illite, chlorite and kaolinite). Also, the XRD analysis performed on oriented slides showed the trend of kaolinite, illite and chlorite. The mineral chlorite is relatively constant (~5%). The distribution of kaolinite and illite shows an inverse change. From Lower Llandoveryan (illite ~64% to ~48%; kaolinite ~31% to ~46%) to Upper Llandoveryan (illite ~73% to ~68%, kaolinite: ~19% to ~28%) reflects the evolution to a deep marine environment and humid climatic conditions. Moreover, this was confirmed by SEM-EDX results, they also argued the evolution towards deep marine environments, shown by the dispersion of sulphide (S) that can be shown with the mineral pyrite ( $\text{FeS}_2$ ), the content of the latter from 1.6 to 5%, and on the other hand the absence of carbonate minerals ( $\text{CaCO}_3$ ) and the low value of iron (Fe). The stable mechanical properties of illite and kaolinite allow hydraulic fracturing to be maintained.

**Keywords:** vertical distribution of clay minerals, SNG, XRD, SEM-EDX, marine environment, Ahnet basin; TOC; shale gas; unconventional reservoir.



Dédicace	I
Remerciements	II
المقدمة	III
Résumé	IV
Abstract	V
Sommaire	VI
Liste des figures	XI
Liste des tableaux	XV
INTRODUCTION ET PROBLEMATIQUE	1

### Chapitre-I : généralité autour les argiles

I-1. Introduction	4
I-2. Définition	5
I-3. Aspects microstructuraux des minéraux argileux	6
I-4. Classification des minéraux argileux	9
I-4-1. Minéraux 1/1 (TO)	11
I-4-1-1. Dioctaédrique (Groupe Kaolin)	11
1) Kaolinite	12
2) Dickite	13
3) Nacrite	13
4) Halloysite	14
I-4-1-2. Trioctaédrique (Groupe Serpentin)	15
1) lizardite	15
I-4-2. Minéraux 2/1 (TOT)	16
I-4-2-1. Pyrophyllite - Groupe Talc	18
I-4-2-2. Groupe Mica	18
1) L'illite	19
I-4-2-3. Micas cassants	19
I-4-2-4. Groupe de vermiculites	20
I-4-2-5. Groupe de smectites	21
I-4-2-6. Groupe de chlorites	22
I-4-2-7. Palygorskite - Groupe Sépiolite (argiles fibreuses)	23
I-4-2-8. Minéraux interstratifiés (Couches mixtes)	23
I-5. Cycles de la formation des argiles	26
I-6. Origine des minéraux argileux	27
I-6-1. Altération physique	27
I-6-2. Altération chimique	28
I-6-3. Paramètres contrôlant l'altération	30
I-6-3-1. Le pH du milieu	30
I-6-3-2. Influence du climat	31
I-6-3-3. Influence de la roche-mère	33
I-6-3-4. Influence de la tectonique	33
I-6-4. Séquence d'altération	33
I-7. Évolution des minéraux argileux en fonction de la profondeur	34
I-7-1. L'illite	34
I-7-1-1. Évolution diagénétique des illites	34
I-7-1-2. Contribution l'illite à la zonéographie de la diagenèse	35
I-7-1-3. Cristallinité de l'illite	36
I-7-2. Les montmorillonites	36
I-7-2-1. Caractéristiques structurales et conditions de genèse	36

I-7-2-2.	Évolution diagénétique des montmorillonites	37
<b>I-7-3. La kaolinite</b>		<b>38</b>
I-7-3-1.	Caractéristiques structurales et conditions de genèse	38
I-7-3-2.	Transformation de la kaolinite par la diagenèse	39
I-7-3-3.	Néoformation de la kaolinite	40
I-7-3-4.	Évolution cristallographique de la kaolinite	40
<b>I-7-4. Chlorites</b>		<b>42</b>
I-7-4-1.	La genèse et l'aggradation du chlorite	42
I-7-4-2.	L'effet de l'enfouissement sur les chlorites	42
I-8.	Conclusion	43

## Chapitre-II : le réservoir du gaz de schiste

II-1.	Introduction	44
<b>II-2. Rappels théoriques sur la transformation de la matière organique</b>		<b>44</b>
II-2-1.	L'évolution de la matière organique	44
II-2-2.	Méthodes d'analyses la matière organique	46
II-2-2-1.	Evaluation le contenue en carbone organique total (COT)	46
II-2-2-2.	Détermination du type de matière organique	47
II-2-2-2-1.	Le diagramme de Van Krevelen	47
	Type I	47
	Type II	48
	Type III	48
	Type IV	48
II-2-2-2-2.	Le diagramme IH/IO	48
II-2-2-3.	Estimation de l'évolution de la matière organique	48
II-2-2-3-1.	La réflectométrie	48
II-2-2-3-2.	Indice d'altération thermique	49
II-2-2-4.	Méthodes physico-chimiques	49
II-2-2-4-1.	La pyrolyse Rock-Eval	49
<b>II-3. Propriétés pétrophysiques du réservoir de gaz de schiste</b>		<b>50</b>
<b>II-4. Processus production du gaz de schiste</b>		<b>52</b>
II-4-1.	Les travaux préliminaires	52
II-4-2.	L'exploration et la fracturation	52
II-4-3.	La phase de développement (projet pilote)	52
II-4-4.	La production	52
II-4-5.	La distribution	53
II-4-6.	La fermeture définitive	53
<b>II-5. Principe de la fracturation hydraulique</b>		<b>53</b>
II-5-1.	Le forage	53
II-5-2.	Fracturation hydraulique	53
II-5-2-1.	Le fluide de fracturation	54
II-5-2-2.	Les agents de soutènement	54
II-5-2-3.	Les additifs chimiques utilisés dans la fracturation	55
<b>II-6. États de lieux des gisements mondiaux de shale gas</b>		<b>56</b>
II-6-1.	Les réserves mondiales	57
<b>II-7. APERÇU DU GAZ DE SCHISTES AU MONDE</b>		<b>58</b>
II-7-1.	États-Unis	58
II-7-2.	Australie et Canada	58
II-7-3.	Afrique du Sud	58
II-7-4.	Mexique	59
II-7-5.	Chine	59

II-7-6. Grande Bretagne	59
II-7-7. Allemagne	59
<b>II-8. APERÇU DU GAZ DE SCHISTES EN ALGÉRIE</b>	<b>59</b>
II-8-1. Projet d'explorations	59
II-8-2. Les réservoirs Algériens	60
II-8-3. Les caractéristiques des réservoirs algériens	60
II-8-3-1. Bassin Ahnet	60
II-8-3-1-1. Formation Silurien Tanezrouft	60
II-8-3-1-2. Formation Frasnien Dévonien	61
II-8-3-2. Bassin Berkine	62
II-8-3-2-1. Formation Silurien Tanezrouft	62
II-8-3-2-2. Formation du Dévonien Frasnien supérieur	62
II-8-3-3. Bassin Illizi	63
II-8-3-3-1. Formation Silurien Tanezrouft	63
II-9. Conclusion	64

### **Chapitre-III : Présentation la zone d'étude**

III-1. Introduction	65
<b>III-2. Présentation du bassin d'étude</b>	<b>65</b>
III-2-1. Situation géologique et géographique du bassin d'Ahnet	65
III-2-2. Stratigraphie du bassin de l'Ahnet	66
<b>III-2-2-1. LE PALÉOZOÏQUE</b>	<b>66</b>
III-2-2-1-1. Cambrien	66
III-2-2-1-2. Ordovicien	67
A. Ordovicien inférieur	67
B. Ordovicien moyen	68
C. Ordovicien supérieur	68
III-2-2-1-3. Silurien	68
A. Membre inférieur	68
B. Membre moyen	68
C. Membre supérieur	68
III-2-2-1-4. Dévonien	69
A. Dévonien inférieur	69
B. Dévonien moyen	69
C. Dévonien supérieur	69
III-2-2-1-5. Carbonifère	70
<b>III-2-2-2. LE MÉSOZOÏQUE</b>	<b>70</b>
III-2-2-2-1. Crétacé	70
<b>III-2-3. L'évolution tectonique du bassin de l'Ahnet</b>	<b>72</b>
III-2-3-1. L'Ahnet Oriental	72
III-2-3-2. L'Ahnet Central	73
III-2-3-3. L'Ahnet Occidental	73
<b>III-3. La variation de la bathymétrie dans la plateforme saharienne</b>	<b>74</b>
III-4. Biostratigraphique du silurien	75
III-5. Tectonique des plaques lors de la période silurien	80
III-6. Conclusion	82

### **Chapitre-IV : matériels et méthodes**

IV-1. Introduction	83
<b>IV-2. Définition de l'objectif et le programme analytique</b>	<b>83</b>
IV-2-1. Analyses faciologique	85



IV-2-1-1.	Méthodes indirectes	85
IV-2-1-1-1.	Interprétation de la distribution minéralogique	85
IV-2-1-1-2.	Propriétés des éléments radioactives	86
IV-2-1-1-2-1.	Thorium-232	86
IV-2-1-1-2-2.	Potassium-40	86
IV-2-1-1-2-3.	Uranium-238	86
IV-2-1-2.	Méthode directe	87
IV-2-1-2-1.	Echantillonnage pour les analyses de DRX et le MEB	87
<b>IV-2-2.</b>	<b>Évaluation pétrophysique</b>	<b>89</b>
IV-2-2-1.	Spectrométrie du Rayonnement gamma naturel (GR)	90
IV-2-2-2.	La résistivité électrique (Rt)	90
IV-2-2-3.	La densité (gamma-gamma)	91
IV-2-2-4.	Neutron ( $\emptyset N$ )	92
IV-2-2-5.	La diagraphie sonique ( $\Delta t$ )	93
<b>IV-2-3.</b>	<b>Méthodes d'évaluation le COT</b>	<b>94</b>
IV-2-3-1.	Méthode de Schomker et Hester (1983)	94
IV-2-3-2.	Méthode de Pessay (1990)	96
•	Diagraphies sonique/résistivité	96
•	Diagraphies de densité/résistivité	96
•	Diagraphies de neutron/résistivité	96
IV-2-3-3.	Méthode Issler (2002)	97
•	Diagraphies de densité/résistivité	97
•	Diagraphies de résistivité/sonique	97
IV-3.	Conclusion	98

## Chapitre-V : résultats et discussion

### Parti-I : Analyses faciologique

V-1.	Analyses faciologique	99
V-1-1.	Méthodes indirectes	100
V-1-1-1.	Distribution de Th et K et le changement faciologique	100
V-1-1-1-1.	Distribution faciologique	103
V-1-2.	Méthode directe	104
V-2.	Implications paléoenvironnementales et paléoclimatiques	107
V-2-1.	Méthode indirectes	107
V-2-2.	Méthode directe	110

### Parti-II : caractérisations pétrophysiques

V-3.	Évaluation pétrophysiques	112
V-3-1.	Évaluation la richesse des schistes de Llandovérien	112
V-4.	Quantification la corrélation COT-diagraphies	115
V-3-2.	Rayons gamma / COT	115
V-3-3.	Densité / COT	115
V-3-4.	Sonique / COT	116
V-3-5.	Neutron / COT	126
V-3-6.	Résistivité / COT	117
V-4.	L'exploitation du gaz de schiste du bassin d'Ahnet	119

CONCLUSION GENERALE 121

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 123

ANNEXE

## LISTE DES FIGURES

CHAPITRE-I		
Fig. I-1	Organigramme de principaux axes de chapitre-I	4
Fig. I-2	Modes de transport et des sédimentations des argiles (Velde, 1995).	5
Fig. I-3	Structure générale des phyllosilicates (White, 1999).	7
Fig. I-4	Éléments structuraux : les tétraèdres (Eslinger et Peaver, 1988).	7
Fig. I-5	(a) Tétraèdre; (b) feuillet tétraédrique. Oa et Ob apical et basal oxygène, a et b font référence aux paramètres de cellule unitaire.	8
Fig. I-6	Éléments structuraux : les octaèdres (Eslinger et Peaver, 1988).	8
Fig. I-7	(a) Orientation Ooct en cis-octaèdre et trans-octaèdre; (b) emplacement des sites cis et trans dans la feuille octaédrique. Oa et Ob se réfèrent respectivement aux atomes d'oxygène apicaux et basaux, a et b se réfèrent aux paramètres de la cellule unitaire.	9
Fig. I-8	Agencements des tétraèdres et des octaèdres en feuillets 1/1 (Eslinger et Peaver, 1988; Weaver, 1989).	9
Fig. I-9	Familles argileuses (Moore et Reynolds, 1989).	10
Fig. I-10	Structure élémentaire du réseau cristallin de la kaolinite (Milohin, 2012)	12
Fig. I-11	Différentes orientations OH sur la surface octaédrique de la kaolinite. (Benco et al., 2001a).	13
Fig. I-12	L'évolution de la kaolinite à l'halloysite (Manning, 1995).	15
Fig. I-13	Structure élémentaire du réseau cristallin de l'illite (Milohin, 2012).	19
Fig. I-14	Particule de vermiculite (White, 1999).	20
Fig. I-15	Croquis des principaux groupes de minéraux argileux stratifiés (Bailey 1980). X : Charge de couche.	21
Fig. I-16	Particule de smectite (White, 1999).	22
Fig. I-17	Particule de chlorite (White, 1999).	23
Fig. I-18	Structure Argiles fibreuses (Caillere et Henin 1961; Bailey 1980 ; Chamley, 1989).	24
Fig. I-19	Phyllosilicates interstratifiés régulièrement et aléatoirement. A et B sont superposés avec une périodicité différente le long de la direction (Velde, 1995).	25
Fig. I-20	Le cycle géologique de la formation des roches (Eslinger et Peaver, 1988)	26
Fig. I-21	Conditions de formation et de stabilité des minéraux argileux (Velde, 1995).	27
Fig. I-22	Principaux facteurs de l'altération : climat, roche-mère et topographie (Beauchamp, 2002)	28
Fig. I-23	Principaux facteurs d'altération : topographie, climat et temps (Chamley, 1989; Velde, 1992).	28
Fig. I-24	Altération des roches et formation des minéraux argileux dans les sols (Chamley, 1989; Velde, 1992 ; Allen, (1997).	29
Fig. I-25	La relation entre la proportion relative eau et roche est mise en parallèle avec les différents processus de formation des argiles (Velde, 1995).	29
Fig. I-26	Influence du climat sur la composition des minéraux secondaires : (A) Altération sur roches magmatiques acides (B) Altération sur roches magmatiques basiques (Weaver, 1989).	32
Fig. I-27	Influence de la nature de la roche-mère sur la composition des minéraux secondaires (Velde, 1992).	33
Fig. I-28	Évolution diagénétique des argiles 'après (Dunoyer de Segonzac, 1969).	35
Fig. I-29	Modèle théorique de variation de quelques propriétés de l'illite au cours des transformations diagénétiques et métamorphiques (Dunoyer de Segonzac, 1969).	36
Fig. I-30	Évolution géologique des minéraux du groupe de la montmorillonite. Triple instabilité des montmorillonites par dégradation, déshydratation ou aggradation. (Dunoyer de Segonzac, 1969).	38
Fig. I-31	Destruction de la kaolinite au cours de l'enfouissement (Dunoyer de Segonzac, 1969). Les températures indiquées sont les températures mesurées lors du forage. (a) disparition de la kaolinite et (b) persistance de la kaolinite.	40

## LISTE DES FIGURES

Fig. I-32	Le cycle géologique des minéraux du groupe de la kaolinite. D'après (Dynoyer de Seconzac, 1969). T : structures tricliniques ; P.M : structure pseudomonoclinique ; P.M.D: structure pseudomonoclinique désordonnée.	41
Fig. I-33	L'équilibre kaolinite-mica en fonction de la température et des concentrations. d'après (Hemly, 1959).	41
<b>CHAPITRE-II</b>		
Fig. II-1	Composition de la MO dans les roches sédimentaires anciennes modifié d'après (Tissot et Welte, 1987; Durand, 1980).	44
Fig. II-2	Les différentes fenêtres de formation des hydrocarbures en fonction de la maturité et la température (Williams, 2013)	46
Fig. II-3	(A) Formation du Kérogène (B) Type de kérogène	47
Fig. II-4	(A) Diagramme théorique IH/IO montre les types matière organique (d'après Espitalier et al., 1985) (B) Diagramme de Van Krevelen montre les types des kérogènes en fonction des rapports H/C et O/C modifié par (Van Krevelen 1993).	48
Fig. II-5	Pyro-gramme (exemple d'enregistrement d'une pyrolyse Rock-eval): S1: hydrocarbures libres; S2: hydrocarbures pyrolysables issu du craquage du kérogène (Espitalié et al., 1985a, 1985b).	50
Fig. II-6	La perméabilité des différents types de réservoir (Williams, 2013)	51
Fig. II-7	Représentation de différentes formes de stockage du gaz dans le shale en termes de leurs quantités (Rylander, 2013).	52
Fig. II-8	Fracturation hydraulique (Mirova, 2012; Nicolas, 2016).	54
Fig. II-9	Les composantes du fluide de fracturation (Ancre, 2012).	54
Fig. II-10	Les hydrocarbures non conventionnels le plus consommables et les perspectives de consommation futures (EIA, 2011).	56
Fig. II-11	Carte de distribution des bassins de shale oil et shale gas à travers le monde d'après (EIA, 2011).	57
Fig. II-12	Classement des plus grands pays détenteurs de shale gaz, source: (EIA, 2013).	57
Fig. II-13	Production de gaz de schiste aux États-Unis de 1999 à 2014 d'après (EIA, 2013).	58
Fig. II-14	Les bassins de shale gaz en Algérie ; (1) bassins de Berkine, (2) Illizi (3) Mouydir, (4) Ahnet, (5) Timimoun, (6) Reggane et (7) Tindouf d'après (EIA, 2013).	60
Fig. II-15	Plan de bassin d'Ahnet (le schiste de Silurien Tanezrouft) (EIA, 2013).	61
Fig. II-16	Plan de bassin d'Ahnet (le schiste de frasnien) (EIA, 2013).	62
Fig. II-17	Plan de bassin de Ghadamès (silurien Tanezrouft) et maturité thermique (EIA, 2013)	63
Fig. II-18	Plan de bassin d'Illizi (le schiste de Silurien Tanezrouft) (EIA, 2013).	64
<b>CHAPITRE-III</b>		
Fig. III-1	Situations géologiques et géographiques du bassin de l'Ahnet (Allaoui et al., 2022)	65
Fig. III-2	Colonne stratigraphique synthétique du bassin de l'Ahnet (Beuf et al., 1971; Fabre, 1976, 1988).	71
Fig. III-3	A : Carte structurale du bassin de l'Ahnet modifié d'après (Zazoun, 2001). B : coupe géologique de direction Est-Ouest montre le synclise du bassin de l'Ahnet, légèrement modifiée de (Schlumberger-Sonatrach 1995). (1) sous-sol panafricain; (2) Cambrien; (3) Ordovicien; (4) Silurien dévonien; (5) Carbonifère - Permien le plus ancien; (6) Mésozoïque.	73
Fig. III-4	A La courbe de bathymétrie lors de la période Silurien dans le monde entier (McKerrow et al., 1985; Cocks et al., 1984; Bassett et al., 1975). B les variations le niveau moyen de la mer au niveau de la plateforme Saharien	74
Fig. III-5	La variation du bathymétrie au niveau de la période Silurien à l'échelle mondiale selon (Leggett et al., 1981; Johnson et al., 1991,1996; Ross et Ross, 1996; Loydell, 1998a). Notons que tous les auteurs considèrent que le niveau d'eustatisme de la mer a atteint un maximum pendant l'ensemble supérieur du silurien inférieur « Llandovérien».	75



## LISTE DES FIGURES

Fig. III-6	Position de la région étudiée (en grisé) par rapport à la position du pôle Sud à l'Ashgillien selon quelques auteurs. Projection polaire orthomorphe de l'hémisphère Sud. Position des continents d'après <a href="#">Scotese et al., (1979)</a> ; <a href="#">Smith et al. (1981)</a> ; <a href="#">Vaslet (1990)</a> . Position du pôle Sud : 1 : d'après <a href="#">Runcorn, (1959)</a> ; – 2 : d'après <a href="#">Spjeldnaes (1961)</a> ; 3 : d'après <a href="#">Beuf et al. (1971)</a> ; 4 : d'après <a href="#">Smith et al. (1981)</a> ; 5 : d'après <a href="#">Vaslet (1990)</a> ; 6 : d'après <a href="#">Scotese et Barrett (1990)</a> ; 7 : d'après <a href="#">Torsvik et al. (1996)</a> . a : pôles magnétiques ; b : pôles géographiques supposés ; c : pôle déduit de considérations sédimentologiques	76
Fig. III-7	Les subdivisions stratigraphiques et biostratigraphiques de Silurien inférieur du Sahara algérien d'après ( <a href="#">Legrand, 1999</a> ).	79
Fig. III-8	l'évolution géodynamique des plaques tectoniques lors la période silurienne ; A : silurienne inférieur, B : silurienne moyen et C : silurienne supérieur	81
<b>CHAPITRE-IV</b>		
Fig. IV-1	Les mesures spectrométriques naturel du rayonnement gamma naturel (SNG) ; thorium (Th <sup>232</sup> ), potassium (K <sup>40</sup> ) et l'uranium (U <sup>238</sup> ) schistes de silurien inférieur.	83
Fig. IV-2	Organigramme illustre la méthodologie d'analyse faciologique en utilisant le SNG.	84
Fig. IV-3	Identification des minéraux argileux selon la classification spéciale des minéraux radioactifs ( <a href="#">John et al., 1982</a> ).	85
Fig. IV-4	Les échantillons sélectionnés pour l'analyse DRX ; ☆ échantillon 1, ● échantillon 2, ■ échantillon 3 et ▲ échantillon 4	88
Fig. IV-5	Mesures de la densité de différentes formations ( <a href="#">Serra, 1979</a> )	91
Fig. IV-6	Interaction des Rayons gamma-gamma	92
Fig. IV-7	Porosité neutron dans différents formation ( <a href="#">Serra, 1979</a> )	93
Fig. IV-8	Temps de transit mesuré par le sonique dans différents types de formations ( <a href="#">Serra, 1979</a> )	94
Fig. IV-9	Organigramme résume la méthodologie suivie dans notre étude	97
<b>CHAPITRE-V</b>		
Fig. V-1	Colonne lithstratigraphie du bassin d'Ahnet après ( <a href="#">Haddoum et al. 2001</a> ) et les intervalles sélectionnés	99
Fig. V-2	Les variations des éléments radioactifs des schistes de Llandovérien Th <sup>232</sup> , K <sup>40</sup> et U <sup>238</sup> et les rapports entre eux dans les intervalles A, B et C.	102
Fig. V-3	Identification des minéraux argileux des schistes de Llandoverly du bassin Ahnet; 1 : silurien moyen et supérieur 2 : silurien inférieur et 3 : limite entre silurien inférieur et l'ordovicien supérieur.	103
Fig. V-4	Les analyses faciologiques des minéraux argileux identifiées sur base le diagramme croisé de Th <sup>232</sup> vs K <sup>40</sup> ( <a href="#">John et al., 1982</a> ; <a href="#">Schlumberger, 1995</a> ) (W-1, W-2, W-3 et W-4 : échantillons analysés par Rayons X).	104
Fig. V-5	Les analyses DRX et MEB des échantillons sélectionnés de schiste Liandovérien du bassin d'Ahnet. Ch = chlorite ; IL = illite ; K = kaolinite ; N = échantillon normal (séché à l'air) ; EG = échantillon traité à l'éthylène glycol ; H = échantillon chauffé à 500°C.	106
Fig. V-6	Pourcentage de minéraux argileux et les compositions chimiques des échantillons sélectionnés ; ☆ échantillon 1, ● échantillon 2, ■ échantillon 3 et ▲ échantillon 4	107
Fig. V-7	(A) Environnement de sédimentation des schistes du Llandovérien du bassin d'Ahnet dans le sud-ouest de l'Algérie. (A) Llandovérien moyen et supérieur (B) Llandovérien inférieur.	109
Fig. V-8	Les analyse DRX de poudres brutes ; Ch = chlorite ; IL = illite ; K = kaolinite ; TC argile totale; Q = quartz.	110
Fig. V-9	distribution verticale des minéraux argileux et variation des concentrations des éléments radioactifs en fonction de la profondeur	111
Fig. V-10	Variations des teneurs en pyrite, porosité organique et COT en fonction de la	113

## LISTE DES FIGURES

	profondeur.	
Fig. V-11	Coefficient de corrélation ( $R^2$ ) entre les teneurs en COT calculées par la méthode de Schomker et Hestar (1983), Passey et al. (1990), et Issler (2002) et les concentrations en uranium, densité, résistivité, neutron, sonique et GR.	116
Fig. V-12	Variations de la teneur en carbone organique total et des données de diagraphie ; résistivité, densité, neutron, sonique en fonction de la profondeur.	118
Fig. V-13	Plaques de l'Ordovicien supérieur et du Silurien inférieur d'après (Torsvik et al., 1996). Le Gondwana du Nord était situé près du pôle Sud, ce qui a permis à la région d'être glaciée pendant l'Ordovicien supérieur selon (Scotese et Barrett, 1990 ; Scotese et McKerrow, 1990).	119

## LISTE DES TABLEAUX

<b>CHAPITRE-I</b>		
Tab. I-1	Familles argileuses (Holtzapfell, 1985).	10
Tab. I-2	Classification générale des phyllosilicates liés aux minéraux argileux. (Bailey 1980a), X = charge de couche par unité de formule.	11
Tab. I-3	Classification des minéraux argileux 1/1 Dioctaédrique et Trioctaédrique (Caillière et al., 1982). Te = nombre de cations Si dans le tétraèdre ; Oc = charge octaédrique	16
Tab. I-4a	Classification des minéraux argileux 2/1 dioctaédriques (Caillière et al., 1982).	17
Tab. I-4b	Classification des minéraux argileux 2/1 trioctaédriques (Caillière et al., 1982).	18
Tab. I-5	Exemples de minéraux argileux à couches mixtes. (Reynolds 1980)	30
Tab. I-6	Processus d'évolution des minéraux primaires et formation des minéraux argileux (Landry et Mercier, 1992).	31
Tab. I-7	Processus d'altération chimique (Chamley, 1989).	34
Tab. I-8	Stades d'altération et minéraux argileux dans les sols (Weaver, 1989).	35
<b>CHAPITRE-II</b>		
Tab. II-1	classification le potentiel de la roche mère selon la teneur en COT (Peters, 1986).	46
Tab. II-2	Les additifs chimiques utilisés dans la fracturation.	55
<b>CHAPITRE-V</b>		
Tab. V-1	Pourcentage de la teneur en COT, de la concentration en pyrite et de la porosité organique.	114
Tab. V-2	Matrice de corrélation pour les mesures de données de diagraphies et les variables calculées de l'intervalle A, B et C.	115

---

# INTRODUCTION ET PROBLÉMATIQUE

---

## Introduction et problématique

La période silurienne est considérée comme une période identique à l'échelle mondiale, après la fonte glaciaire de la fin de l'Ordovicien (Berry et Boucout, 1973), les faciès des sédiments siluriens ont été déposés, y compris principalement des argiles, silts et des intercalations des grès et de carbonate (Fabre et Kazi-Tani, 2005). biologiquement la période silurienne est divisée en deux groupes (Berry et Boucout, 1973 ; Boucout, 1990) ; (1) **Domaine Malivino-Caffre** ; (*Silurien inférieur*) se développe pendant (*Llandovery 443 - 433 Ma*) et est caractérisé par des eaux froides profondes marquées en australe, en Afrique de l'Ouest, en Amérique du Sud et dans certaines parties de la Floride, (2) **Domaine silurien septentrional** ; est évident au niveau du *Silurien moyen et supérieur* ; (*Wenlock 425 Ma*) et se développe pendant (*Ludlow 421, 414 Ma, et Pridoli 414, 408 Ma*). Ce domaine illustre les faunes des eaux chaudes et peu profondes ; ce domaine manifeste au niveau de l'Atlantique Nord.

La bathymétrie illustre plusieurs fluctuations marines à l'échelle mondiale, ce qui représente l'un des paramètres qui contrôlent la variation des faciès (Mckerrow et Scotese, 1990). La bathymétrie illustre plusieurs fluctuations marines à l'échelle globale et atteint 50 m (McKerrow et al., 1985 ; Rickards, 1989 ; Aldridge et Schonlaub, 1989 ; Johnson et al, 1991) la fluctuation la plus importante a été enregistrée au niveau de la fin de la période Llandovery (âge Telychien 438.5Ma), et la période Ludlow (âge Gorstian 427.4 Ma) (Leggett et al., 1981 ; Johnson et al., 1991, 1996 ; Ross et Ross, 1996 ; Loydell, 1998a ; Haddoum et al., 2001). La variation de la bathymétrie de la plate-forme saharienne algérienne, au cours de la période silurienne enregistrée deux fluctuations: (1) pendant le Silurien inférieur où la bathymétrie s'élève rapidement (2) le Silurien moyen et supérieur caractérisé par une bathymétrie plus ou moins constante avec quelques légères régressions (Kazi-Tani et Boumendjel, 1998) en accord avec le changement climatique qui est contrôlé par le mouvement des continents vers le pôle sud-nord ou vers l'équateur (Mckerrow et Scotese, 1990).

À l'échelle du monde les schistes du silurien ont une importance économique et contribuent à la génération des hydrocarbures dans plusieurs pays à cause de leurs conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementale adéquates pour la préservation de la matière organique et la génération d'hydrocarbures (Luning et al., 2000). Les conditions paléoclimatiques froides de la fin de l'Ordovicien au début du Silurien du supercontinent Gondwana en raison de sa position au pôle sud (Scotese et Barrett, 1990 ;



Scotese et Mckerrow, 1990), et la transgression extensive au cours du Silurien précoce (Leggett et al, 1981 ; Johnson et al., 1991, 1996 ; Ross et Ross, 1996; Loydell, 1998a ; Haddoum et al., 2001). En Afrique du Nord, les argiles du Silurien inférieur (*Hot shale*) sont riches en matière organique et en éléments radioactifs le thorium ( $\text{Th}^{232}$ ), le potassium ( $\text{K}^{40}$ ) et l'uranium ( $\text{U}^{238}$ ) et illustrent une épaisseur significative et une distribution vaste en Afrique du Nord en Algérie, Tunisie et Libye occidentale et contribuent à 80-90% de la génération d'hydrocarbures (Luning et al., 2000). Les argiles du Silurien inférieur sont les principales roches génératrices d'hydrocarbures de la plateforme saharienne algérienne (Lessard, 1959 ; Legrand, 1995 ; Boote et al., 1998) constituent principalement des argiles graptolitiques noires riches en matière organique et en éléments radioactifs (Lessard, 1959 ; Legrand, 1995; Fabre et Kazi-Tani, 2005). La roche mère d'un réservoir pétrolier doit être considérée comme ayant la capacité de générer et d'expulser suffisamment d'hydrocarbures et la teneur en carbone organique total (COT) doit être égale à un minimum de 0,5 à 0,8 % (Passey et al., 1990).

Les réservoirs de gaz de schiste ont suscité un intérêt croissant au cours des dernières années, en raison de leurs réserves abondantes et de l'augmentation de la demande mondiale en énergie. L'Algérie est un pays riche en pétrole et abrite l'un des plus grands réservoirs de gaz de schiste au monde. Pour une meilleure exploitation des réservoirs pétroliers conventionnels ou non conventionnels, il est nécessaire d'étudier et d'évaluer la teneur des hydrocarbures dans la roche-réservoir. Ces dernières années, l'exploration de ressources non conventionnelles a connu un rythme ascendant (Tissot et Welte, 1984). Dans les réservoirs de gaz de schiste, les hydrocarbures d'origine thermogénique restent piégés et non déplacés dans une roche poreuse et imperméable (Schmoker, 1995 ; Claypool, 1998 ; Jarvie et al., 2007).

La teneur en COT est un paramètre clé pour évaluer la productivité de la roche-réservoir du gaz de schiste (Hunt et Jaieson, 1958; Hunt, 1996). Ce paramètre est mesuré par la technique de Pyrolyse Rock-Eval en laboratoire sur des échantillons réels (Peters, 1986) mais en raison de la distribution vaste des schistes productifs et de la nature géologique des schistes se posent le problème de la difficulté d'échantillonnages suffisants pour l'étude directe. Au cours des dernières années et avec le développement des techniques de prédiction de la teneur en COT par les données de diagrapie, cette dernière est devenue l'un des paramètres importants pour évaluer la teneur en COT dans les schistes où les échantillons conventionnels sont rares ou indisponibles (North et

Boering, 1999 ; Ehrenberg et Svana, 2001). De nombreuses études ont utilisé les données de diagraphie pour prédire la teneur en COT par exemple (Beers, 1945 ; Swanson, 1960 ; Schmoker, 1981 ; Schmoker, 1979 ; Schmoker et Hester, 1983 ; Passey et al, 1990) et les conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementale par exemple (Fabricius IL et al., 2003; Gould et al., 2014 ; Hassan et al., 1976).

En Algérie, la géologie de la période silurienne de la plateforme saharienne est peu étudiée sauf quelques travaux d'évaluation le silurien tant que roche mère (Galeazzi et al., 2010; Arab and Djezzar 2011). Les schistes de la période de Silurien inférieur du bassin d'Ahnet est pris en compte dans le cadre de cette étude, le bassin d'Ahnet situé au sud-ouest de la plate-forme saharienne et représente l'un des plus grands réservoirs de gaz de schiste en algérie, l'objectif de cette étude se concentre sur l'étude

- des conditions paléoenvironnementale et paléoclimatiques des schiste du Silurien inférieur (*Llandovérien*) du bassin d'Ahnet nécessaires pour la préservation de la matière organique et de génération des hydrocarbures à travers l'interprétation la distribution verticale l'assemblage des minéraux argileux et des éléments radioactifs le  $\text{Th}^{232}$ , le  $\text{K}^{40}$  et  $\text{U}^{238}$  et leur sensibilité aux conditions de sédimentation des minéraux argileux (Murray et Leininger, 1955), les conditions climatiques du milieu de sédimentation (aride ou humide) (Soleimani, 2009), pour des résultats fiables nous avons validé nos résultats indirects par les analyses de technique de diffraction des Rayons X (DRX) et la microscopie électronique à balayage (MEB) avec l'analyse des Rayons X à dispersion d'énergie (EDX).
- En outre la prédire la teneur en COT en utilisant l'approche d'Issler (2002), Schmoker et Hester (1983) et Passey et la. (1990) et utilise l'équation de Schomker pour évaluer la teneur en pyrite et le pourcentage de porosité organique et de quantification la bonne corrélation entre la teneur en COT et les données de diagraphie.

---

# **CHAPITRE-I : GÉNÉRALITÉS AUTOUR LES ARGILES**

---

## I-1. Introduction

D'une façon générale, les minéraux argileux se composent de silicates stratifiés hydratés qui constituent une grande partie de la famille des phyllosilicates. Les minéraux argileux sont particulièrement abondants dans les suintements argileux en outre présents dans pratiquement tous les autres types de roches sédimentaires molles et dures, y compris les silicoclastiques grossières et les évaporites salines. Ceci explique l'intérêt accru des sédimentologues pour l'étude de ces minéraux. Les argiles font l'objet de multiples recherches scientifiques par exemples : Grim (1968), Weaver et Pollard (1973), Dixon et Weed (1977), Van olphen et Fripiat (1979), Brindley et Brown (1980), Cailiere et al. (1982), Velde (1985), à cause de son intérêt géologique et de comprendre l'histoire des milieux de sédimentation.

Dans ce chapitre on va commencer par un bref résumé de la structure, de la composition et de la classification des minéraux argileux. Ceci permettra d'inclure quelques données de base, et de définir les termes techniques utilisés dans les chapitres suivants. L'organigramme suivant résume les principaux axes dans ce chapitre.

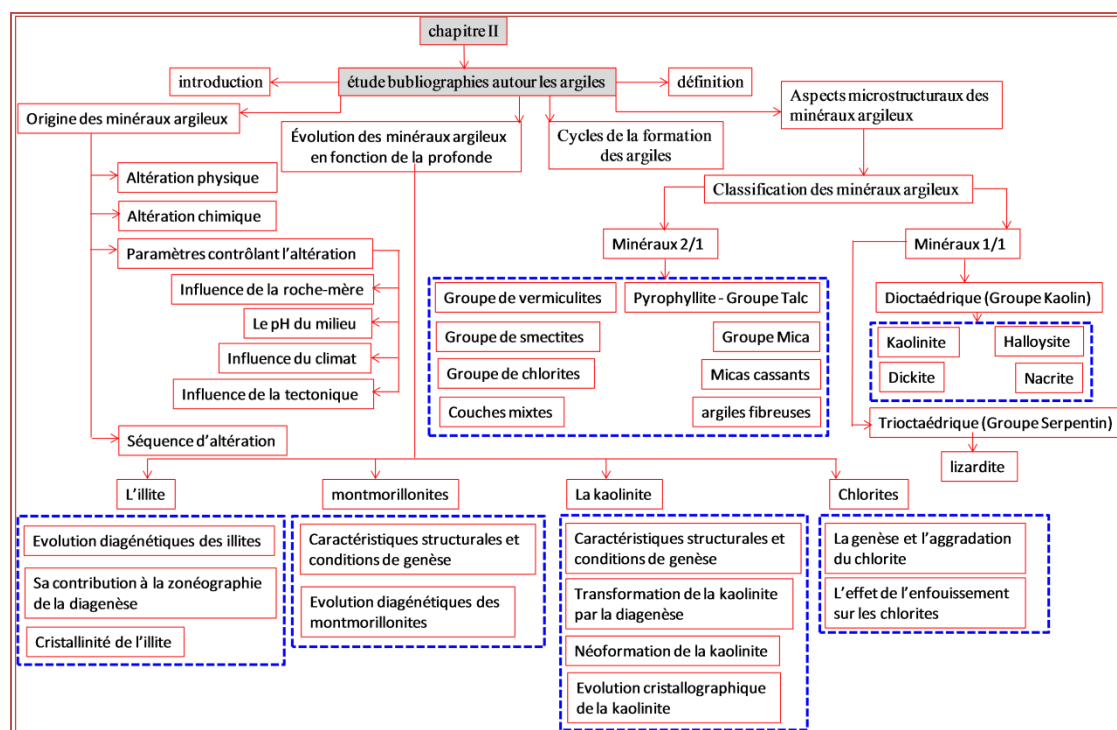


Fig. I-1 Organigramme de principaux axes de chapitre-I.

## I-2. Définition

Le terme argile n'a pas une seule définition, son concept englobe deux connotations ; l'une liée à la taille des grains et l'autre correspondant à la minéralogie. Les géologues et les pédologues considèrent tout ce qui est minéral égale ou inférieur de 2 microns est argiles (Eslinger et Peaver, 1988), par contre (Weaver, 1989) a défini les minéraux argileux de tous les minéraux phyllosilicates sans tenir compte de la connotation granulométriques afin d'éviter les confusions d'utiliser le terme de "physils". Solon Thorez (1989) les argiles définit comme des mutants s'appelle de minéraux en continue leurs évolutions minéralogiques pour atteindre un état d'équilibre thermodynamique selon l'agent d'altération. Ces mutations modifient l'abondance et la composition des minéraux argileux.

Des points des vus géologiques le mot argile provoque le sens des particules détritiques très fines (généralement inférieur de  $2\mu\text{m}$ ), la majorité des ces particules proviennent de la désagrégation de roches silicatées: du granite (mica et feldspath), du gneiss ou encore des schistes. À cause de sa granulométrie fine, ces particules vont transporter par le vent ou les fleuves véhiculent qui finissent par se déposer en alluvions, dans le cours d'eau lui-même, à son embouchure, dans un lac ou dans un milieu marin profond et calme. Les dépôts peuvent alors sédimenter et former une roche argileuse par diagenèse : déshydratation et compactage (fig. I-2) (Nathalie Fagel, 2007).

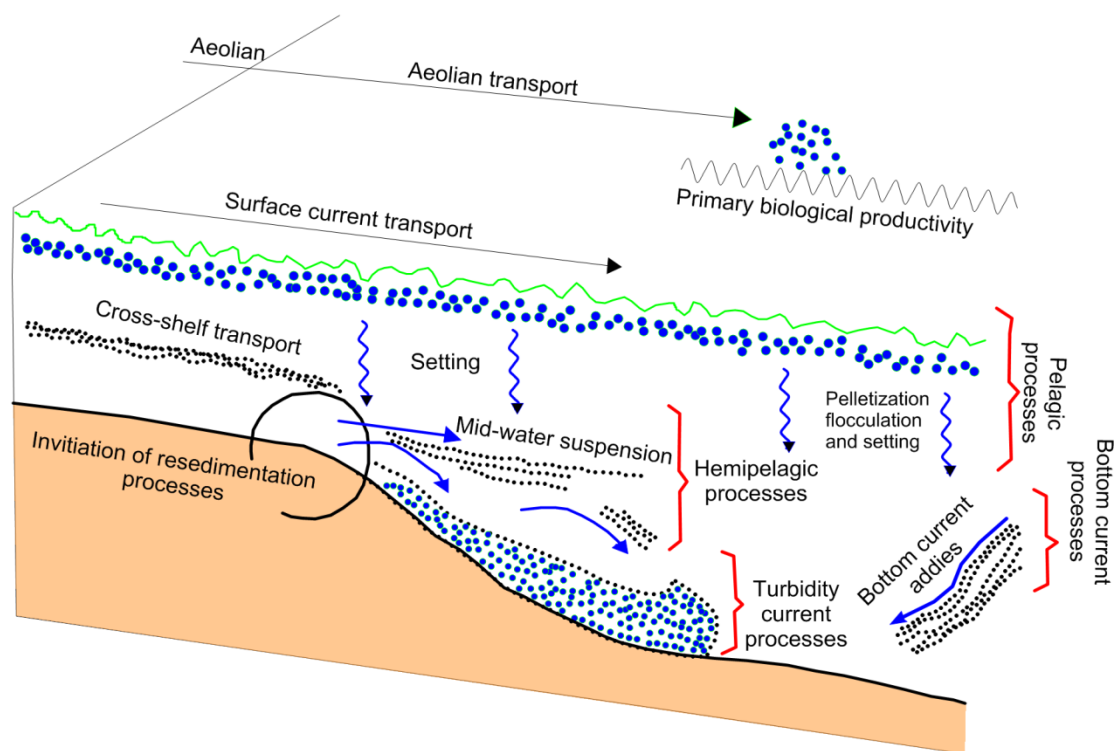


Fig. I-2 Modes de transport et des sédimentations des argiles (Velde, 1995).



En principe aucune nomenclature trouve afin d'écrire une roche constituée d'assemblages des minéraux argileux. Les concepts des *claystone*, *mudstone*, *lutite* et *pélite* sont des termes dépendant à la taille non minéralogique et appartiennent à la classe des siltstones « *Siltite* », par contre les minéraux phyllosilicates appartiennent à la classe des « *silts* ». Ça conduit à conclure que la nomenclature d'une roche argileuse se base sur chaque minéral comme exemple (illite, kaolinite, smectite...ect). Le terminologie « Argile ou minéraux argileux » n'utilise pas pour signifie une seule espèce minéralogique spécifique, ce terminologie englobe plusieurs espèces minéralogiques chacune caractérisés par des paramètres spécifiques, pourrons l'identifier ces espèces minéralogiques à partir la technique de diffraction des Rayons X (DRX), cette dernière est utilisé depuis les années 60 afin de détecter l'assemblages les minéraux de la roche (Yeroshchev-Shak, 1964; Biscaye, 1965; Berry et Johns, 1966; Chamley, 1967; Griffin, Windom, et al., 1968; Rateev, Gorbunova, et al., 1969).

### **I-3. Aspects microstructuraux des minéraux argileux**

Les minéraux argileux sont classés parmi les minéraux des Phyllosilicates, cette dernière consiste de continu des feuilles de tétraédrique et octaédrique, la structure microscopique des minéraux argileux illustre sous forme d'empilement des feuillets, cette structure microscopique montre quatre niveaux d'organisations, les concepts servis afin de définir les différentes structures microscopiques des argiles (fig. I-3).

- ⇒ les plans sont constitués par les atomes;
- ⇒ les feuillets, tétraédriques ou octaédriques, sont formés par une combinaison de plans;
- ⇒ les couches correspondent à des combinaisons de feuillets;
- ⇒ le cristal résulte de l'empilement de plusieurs couches.

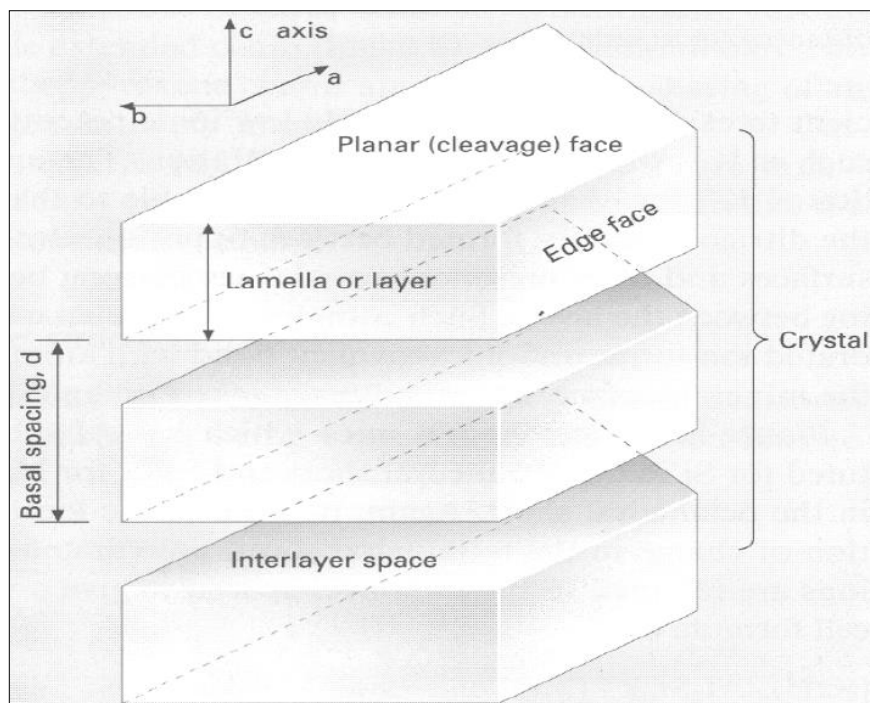


Fig. I-3 Structure générale des phyllosilicates (White, 1999).

Les structures feuilletées des minéraux argileux présentent deux types de feuillet reliés ; (1) *couche tétraèdre* (T), avec une épaisseur environ de 4,63 Å. Cette couche forme par un agencement de  $\text{SiO}_4$ , l'atome de silicium (Si) constitue le centre le modèle de base de tétraèdre entouré par quatre d'atomes d'oxygène (O) (fig. I-4), les tétraèdres coordonnés les uns autres par un atome d'oxygène basal ( $\text{O}_b$ ) et en partageant trois coins (cations d'oxygène libres), la formule chimique de base de la couche tétraèdre est  $\text{Si}_4\text{O}_{10}^{4-}$ . Le bilan des charges présentes dans cette structure est négative, cette charge négative est compensée par accommodation de cations de petite taille  $\text{Si}^{4+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$  et rarement  $\text{Fe}^{3+}$ . Les tétraèdres s'agencent en se partageant les oxygènes en maille hexagonale (Fig. I-5).

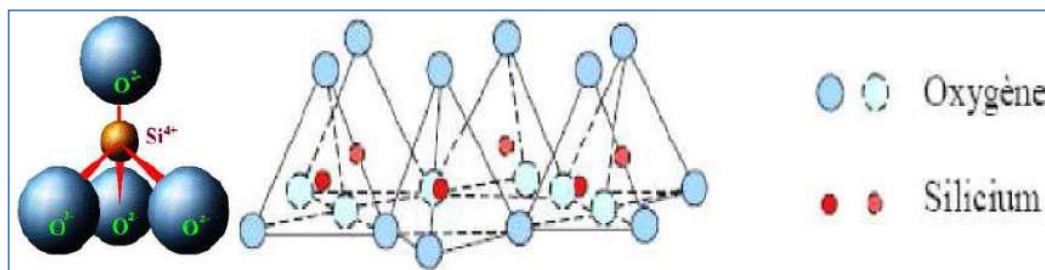
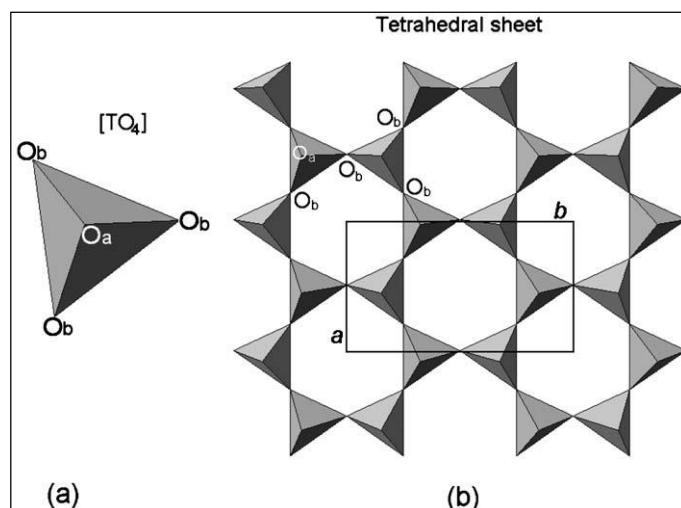
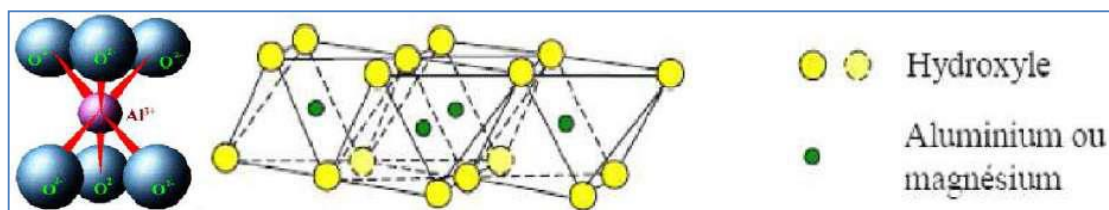


Fig. I-4 Éléments structuraux : les tétraèdres (Eslinger et Peaver, 1988).

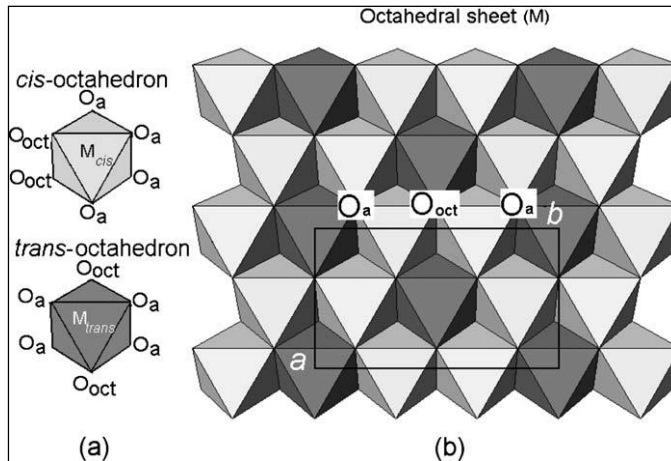


**Fig. I-5 (a)** Tétraèdre; **(b)** feuillet tétraédrique.  $O_a$  et  $O_b$  apical et basal oxygène,  $a$  et  $b$  font référence aux paramètres de cellule unitaire.

(2) *couche octaèdre* (O), à cause de la variation dans la composition chimique de cette couche a une épaisseur plus grande que la couche de tétraèdre, atteint à 5,05 Å. Dans les couches octaédriques le cation de l'Aluminium « $Al^{3+}$ » ou le cation de Magnésium « $Mg^{2+}$ », présentent au centre de structure de base, ces cations sont entourés par six groupements hydroxyle «OH» (fig. I-6), cette configuration permet d'accommoder des cations plus larges  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ . Si les trois octaèdres ont des cations octaédriques à leur centre (ions bivalents comme  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ), le feuillet est dit trioctaédrique. Si seulement deux octaèdres sont occupés et qu'un octaèdre est vacant (ions trivalents comme  $Fe^{3+}$ ), le feuillet est dit dioctaédrique. Dans la feuille octaédrique, les connexions entre chaque octaèdre et un autre octaèdre voisin sont fabriquées par partage bords. Le bord partagé octaèdres forme des draps d'hexagonale ou pseudo-hexagonal symétrie et illustré couché sur une de ses faces (fig. I-7).

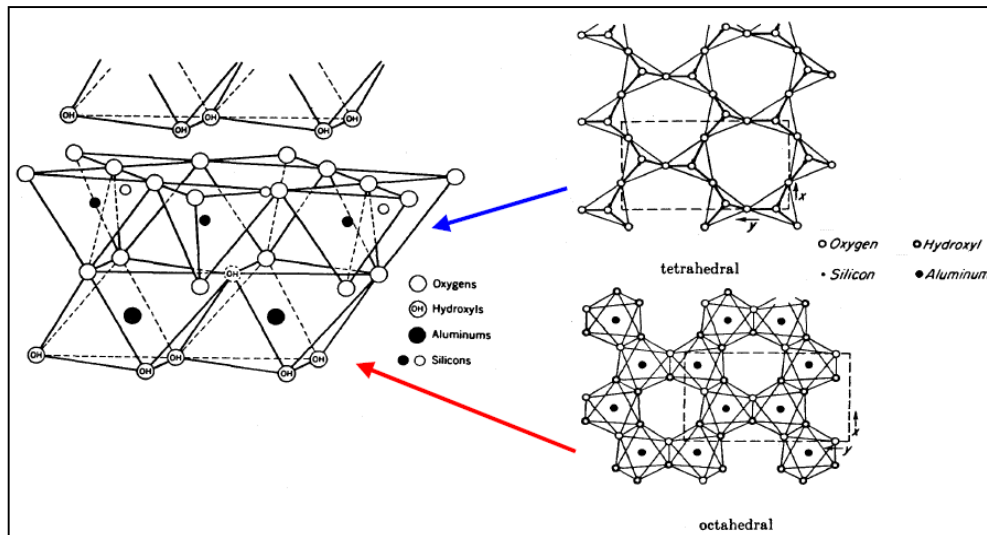


**Fig. I-6** Éléments structuraux : les octaèdres (Eslinger et Peaver, 1988).



**Fig. I-7** (a) Orientation ooct en *cis*-octaèdre et *trans*-octaèdre; (b) emplacement des sites *cis* et *trans* dans la feuille octaédrique. O<sub>a</sub> et O<sub>b</sub> se réfèrent respectivement aux atomes d'oxygène apicaux et basaux, a et b se réfèrent aux paramètres de la cellule unitaire.

La couche de tétraèdres et octaèdre s'associent les une aux autres pour qui constituer des cristaux (fig. I-8), les couches peuvent être neutres ou chargées négativement, compensée par des actions qui se logent dans l'espace interfoliaire. La charge de la couche dépend des substitutions de cations dans les feuillets T ou O (Moore et Reynolds, 1989).

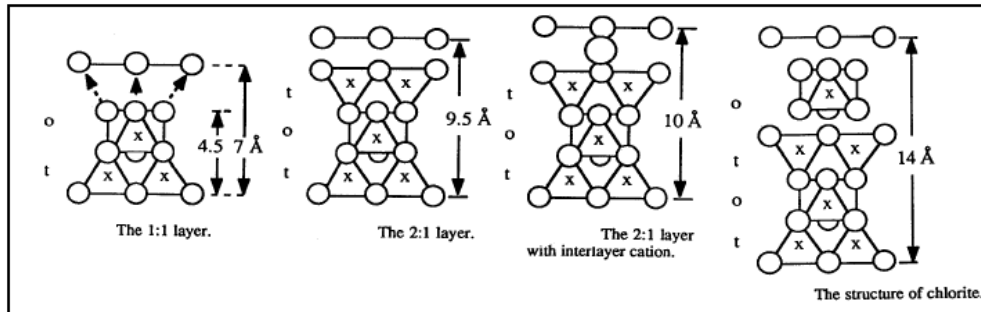


**Fig. I-8** Agencements des tétraèdres et des octaèdres en feuillets 1/1 (Eslinger et Peaver, 1988; Weaver, 1989).

#### I-4. Classification des minéraux argileux

La classification des minéraux argileux se fait selon leurs structures microscopiques et la charge de la couche (fig. I-9 et tab. I-1), selon Bailey (1980) les minéraux argileux sont subdivisés sur huit groupes. Une autre division en sous-groupes et espèces est basée sur le type de feuille octaédrique, la composition chimique et la géométrie de la superposition des couches et intercouches (tab. I-2). Selon les

recommandations du comité de nomenclature de l'Association Internationale Pour l'Etude des Argiles (AIPEA), il convient d'ajouter à cette liste les minéraux mixtes stratifiés ou interstratifiés, formés par la superposition réelle ou apparente de deux ou plusieurs unités à structure unique.



**Fig. I-9** Familles argileuses (Moore et Reynolds, 1989).

**Tab. I-1** Familles argileuses (Holtzapf, 1985).

Minéraux T-O		Minéraux T-O-T				
Equidistance	Equidistance	Equidistance	Equidistance	/	Equidistance	Equidistance
≈ 7 Å	≈ 10 Å	≈ 9.4 Å	≈ 10 Å	10.4 à 12 Å	14 à 15 Å	
stable	variable	stable	stable	stable	stable	variable
Kaolinite	Halloysite	Talc pyrophyllite	illite	Argiles Fibreuses	Chlorite	Smectite Vermiculite



**Tab. I-2** Classification générale des phyllosilicates liés aux minéraux argileux. (Bailey 1980), X = charge de couche par unité de formule.

Type de couche	Groupe	Sous-groupe	Exemples d'espèces
1:1	Kaolin-serpentine (X~0)	Serpentines	Chrysotile, antigorite, lizardite, amesite, berthierine
		Kaolins	Kaolinite, dickite, nacrite
2:1	Pyrophyllite-talc (X~0)	Talcs	Talc
		Pyrophyllites	Pyrophyllite
	Smectite (X~0.2-0.6)	Montmorillonites (dioc.)	Montmorillonites beidellite, nontronite
		Saponites (trioc.)	Saponite, hectorite, sauconite, stevensite
	Vermiculite (X~0.6-0.9)	Diocahedral vermiculites	Diocahedral vermiculite
		Triocahedral vermiculites	Triocahedral vermiculite
	Mica (X~1.0)	Diocahedral micas	Muscovite, paragonite, illite, glauconite
		Triocahedral micas	Phlogopite, biotite, lepidolite, (illite)
	Mica cassant (X~2.0)	Diocahedral brittle micas	Margarite
		Triocahedral brittle micas	Clintonite
Palygorskite-sepiolite (= fibrous clays)	Palygorskites	Palygorskite	
2:1:1	Chlorite (X variable)	Diocahedral chlorites	Donbassite
		Triocahedral chlorites	Chlorite S.S., clinochlore, chamosite, nimite
		Di, triocahedral chlorites	Cookeite, sudoite
Rubans inversés	(X variable)	Sepiolites	Sepiolite, xylotile

#### I-4-1. Minéraux 1/1 (TO)

##### I-4-1-1. Dioctaédrique (Groupe Kaolin)

L'empilement des feuillets de ce groupe constituer de structures de couches dioctaédriques T/O ou 1/1 ; feuillet Tétraédrique (T) et feuillet Octaédrique (O) d'une espace basal de 7 Å. La composition des minéraux du groupe kaolin est caractérisée par une prédominance d' $Al^{3+}$  dans les sites octaédriques, bien que certaines substitutions isomorphes de  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  (tab. I-3). Dans ce groupe le Dickite et le Nacrite constituent un cas particulier à cause le mode de son empilement d'une même couche différente, ces minéraux sont des poly-types de la kaolinite dont leur stabilité dépend à haute température. Les minéraux de kaolinite, la dickite et la nacrite sont constituées de séquences avec différentes positions de lacunes octaédriques dans les

couches adjacentes (Bailey, 1963) Le Dickite remplace la kaolinite à une profondeur d'enfouissement de l'ordre de 3100-3200 m et pour de températures  $> 110-130\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Brindley et Brown, 1980).

### 1) Kaolinite

La structure cristalline de kaolinite est écrite la première fois par Pauling (1930). Le cristal de kaolinite est montré de grandes plaquettes de forme hexagonale de quelques dizaines à une centaine de nanomètre d'épaisseur et de quelques centaines à un millier de nanomètres d'extension latérale (Fig. I-10). Les analyses de DRX effectuées sur la poudre de kaolinite montrent que le système cristallin de kaolinite est monoclinique avec  $d(001)$ , mais (Hendricks 1938b ; Brindley et Robinson 1945, 1946) ont constaté que de nombreuses réflexions dans le modèle de poudre ne pouvaient pas être correctement indexées sur la base d'une structure monoclinique et ont suggéré un abaissement de la symétrie des couches vers la triclinique.

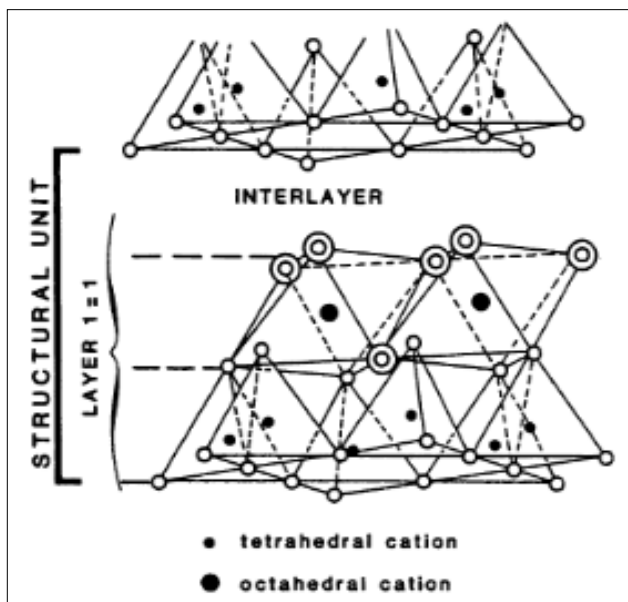
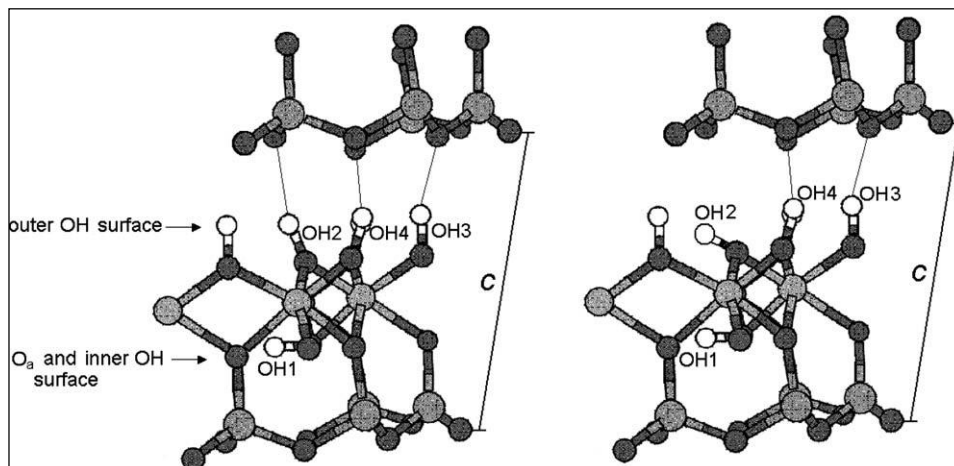


Fig. I-10 Structure élémentaire du réseau cristallin de la kaolinite (Grim 1968).

La kaolinite se caractérise par une forte liaison entre  $\text{O}^-$  présents sur la surface supérieure de feuillet Tétraédrique (T) et les  $\text{H}^+$  de la surface inférieure de feuillet Octaédrique (O) quand deux feuillets de kaolinite sont superposés. Ces groupes hydroxyle forment des liaisons hydrogène fortes s'ils sont orientés presque perpendiculairement à la couche Giese (1988), on distingue trois d'entre eux (OH2, OH3, OH4) sont situés sur la surface interne et un (OH1) est à l'intérieur de la couche, comme illustré à la (fig. I-11). À cause des fortes liaisons O-H et de l'empilement des feuillets d'une manière ordonnée donne la kaolinite une forte stabilité mécanique vis-à-vis des

actions de l'eau, théoriquement, l'eau interfoliaire n'a aucune existence dans ce type d'argile.



**Fig. I-11** Différentes orientations OH sur la surface octaédrique de la kaolinite, modifié après (Benco et al., 2001a).

## 2) Dickite

La formule générale de ce minéral est  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ . Gruner (1932a) ce qui le premier qui proposé un raffinement structural de dickite. Par la suite Hendricks (1938b), Newnham et Brindley (1956) et Newnham (1960) ont été proposés ultérieurement. Le système cristallin de dickite est monoclinique. Le dickite aussi caractérisé par des fortes liaisons O-H Giese et Datta, 1973 ; Adams et Hewat, 1981 ; Rozhdestvenskaya et al., 1982 ; Sen Gupta et al., 1984 ; Joswig et Drits, 1986 ; Giese, 1988 ; Bukin et al., 1989 ; Johnston et al., 1990). Dans une température de 535°C le raffinement de la structure cristalline bidimensionnelle suggère que les groupes OH à la surface sont complètement éliminés.

## 3) Nacrite

Comme la kaolinite et dickite le système cristallin de minéral de nacrite est monoclinique Hendricks (1939). La structure est constituée par l'empilement de six couches, dans laquelle chaque couche successive est décalée par rapport à la couche inférieur de la direction de répétition latérale de 0,89 nm Blount et al. (1969). Ben Haj Amara et al. (1997, 1998) ont décrit la structure de la nacrite hydratée et déshydratée. La forme hydratée est caractérisée par une distance basale de 0,842 nm, contenant une molécule d'eau par  $\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$  dans l'espace intercouche. La molécule d'eau intercouche est placée au-dessus du site octaédrique vacant de la couche et est noyée dans la cavité ditrigonale de la feuille tétraédrique de la couche supérieur.

Par-apport la kaolinite et le dickite, l'espace interfoliaire de nacrite est plus grande, par contre les dimensions latérales plus petites, ainsi que se caractérise par une structure moins stable à cause de positionnement moins favorable des atomes  $O_b$  basaux par rapport aux liaisons H intercouches dirigées.

Les tétraèdres adjacents sont tordus de  $7,3^\circ$  dans des directions opposées de sorte que les atomes d'oxygène basaux sont plus proches à la fois des cations  $Al^{3+}$  dans la même couche et des hydroxyles de surface de la couche en dessous.

#### 4) Halloysite

Bayliss (1989) a affiné les paramètres des cellules unitaires de l'halloysite dans le système hexagonal. Ce minéral est un polymorphe hydraté de kaolinite et se produit par l'évolution de la kaolinite après chauffage, l'halloysite se déshydrate irréversiblement en kaolinite (Zvyagin et al., 1966). Le minéral halloysite se présente sous forme de différentes morphologies, telles que ; spirales, sphères, des tubes, des plaques et des lattes (Churchman et Theng, 1984), le plus souvent les formes tubulaires et spirales sont relativement bien cristallisées (fig. I-12). L'halloysite hydratée a un espacement basal proche de 1 nm (10 Å), elle est souvent désignée par «halloysite 10 Å» soit parfois utilisé. Par contre espacement basal de l'halloysite déshydratée est proche de 0,70 nm (7,2 Å) est appelée «halloysite 7 Å», elle est souvent désignée par «métahallysite», Hofman et al. (1934) ont montré que l'eau intercouche, donnant une formule générale de  $Si_2Al_2O_5(OH)_4 \cdot 2H_2O$ . L'halloysite peut être complètement ou partiellement hydratée, les molécules des eaux d'intercouche sont présentent sous forme deux types: (A) **molécules trouées** ; situé dans les cavités ditrigonales du feuillet tétraédrique et liée à l'hydrogène aux atomes d'oxygène basaux de la feuille tétraédrique. (B) **molécules associées** ; formant une couche discontinue de molécules mobiles (Costanzo et Giese, 1984 ; 1985). L'eau intercalaire dans l'halloysite peut être facilement éliminée à une température 70–100 °C où la couche d'halloysite changeait de manière cohérente de 1 à 0,7 nm, et un effondrement de la structure à environ 400 °C (Bhattacharjee, 1973 ; Okada et Ossaka, 1983 ; Mizuki et al., 1985).

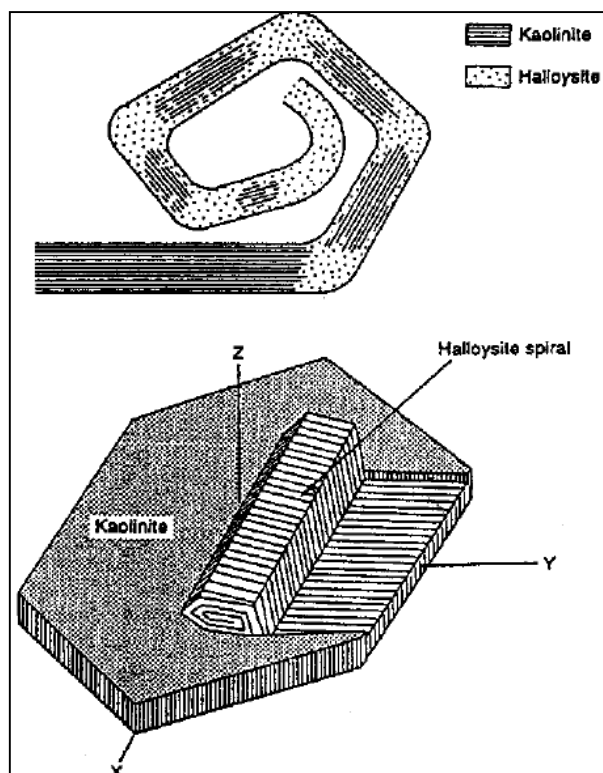


Fig. I-12 L'évolution de la kaolinite à l'halloysite (Manning, 1995).

#### I-4-1-2. Trioctaédrique (Groupe Serpentin)

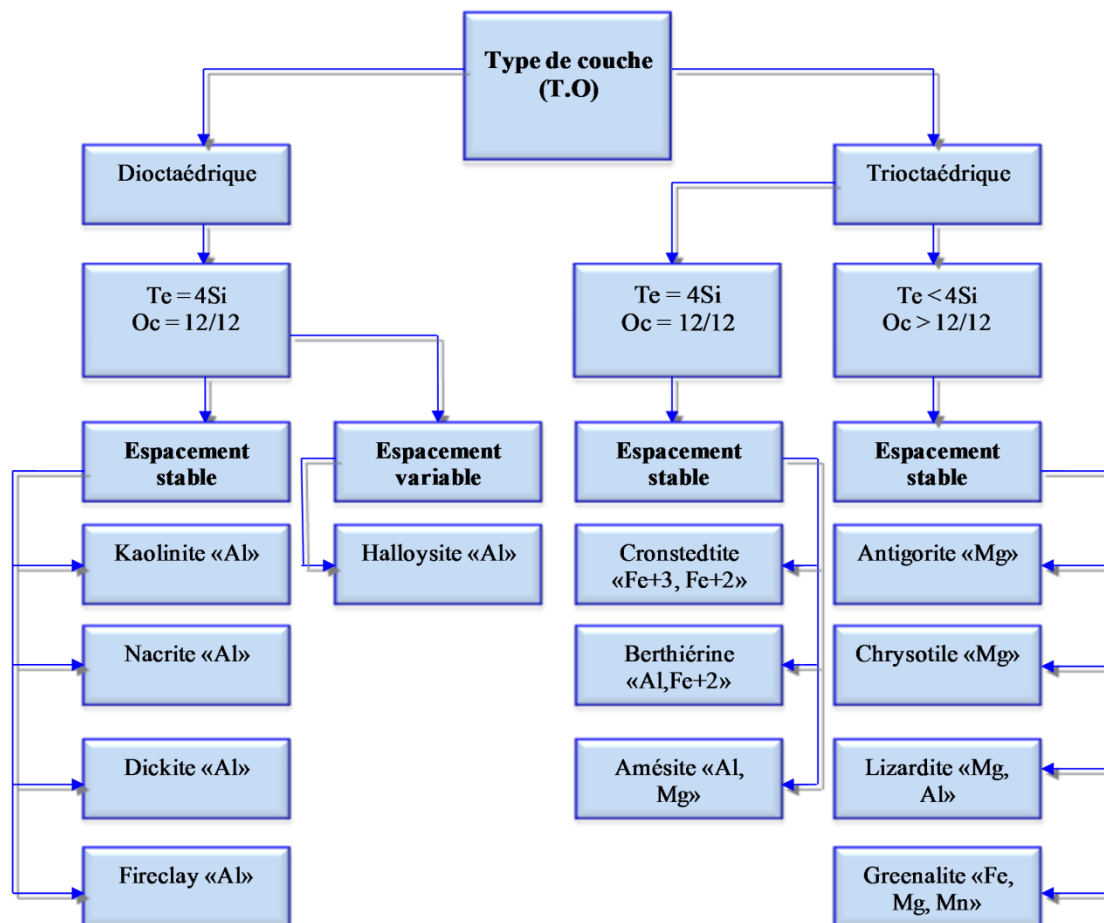
Les minéraux de groupe Serpentin caractérisé par une prédominance le Mg. les minéraux de ce groupe structurellement complexe et différentes (Wicks et Whittaker, 1975; Wicks et O'Hanley, 1988; Veblen et Wylie, 1993); (1) des minéraux de serpentine à structure plane, comme ; *Lizardite*, *berthierine*, *amésite*, *cronstedtite* et (2) des minéraux traditionnellement appelés serpentine à structure de couche modulée (Martin et al., 1991). Ils sont subdivisés aux minéraux avec tétraédrique feuille de bandes comme *antigorite*, ou avec tétraédrique feuille îles.

##### 1) lizardite

La structure globale de lizardite se compose de deux sous-modules : la couche 1/1 elle-même et l'espace vide où deux couches 1/1 adjacentes se rencontrent par l'intermédiaire d'atomes d'oxygène hexagonaux serrés. La dimension interne de la couche 1/1 ne montre que des changements mineurs après des substitutions chimiques, une augmentation de la pression ou de la température. Au contraire, l'épaisseur de l'intercalaire varie significativement avec la composition (Chernoski, 1975) ou lorsque la pression augmente (Mellini et Zanazzi, 1989). Au fur et à mesure que l'épaisseur de la couche intermédiaire diminue.



**Tab. I-3** Classification des minéraux argileux 1/1 Dioctaédrique et Trioctaédrique (Caillière et al., 1982). Te = nombre de cations Si dans le tétraèdre ; Oc = charge octaédrique.



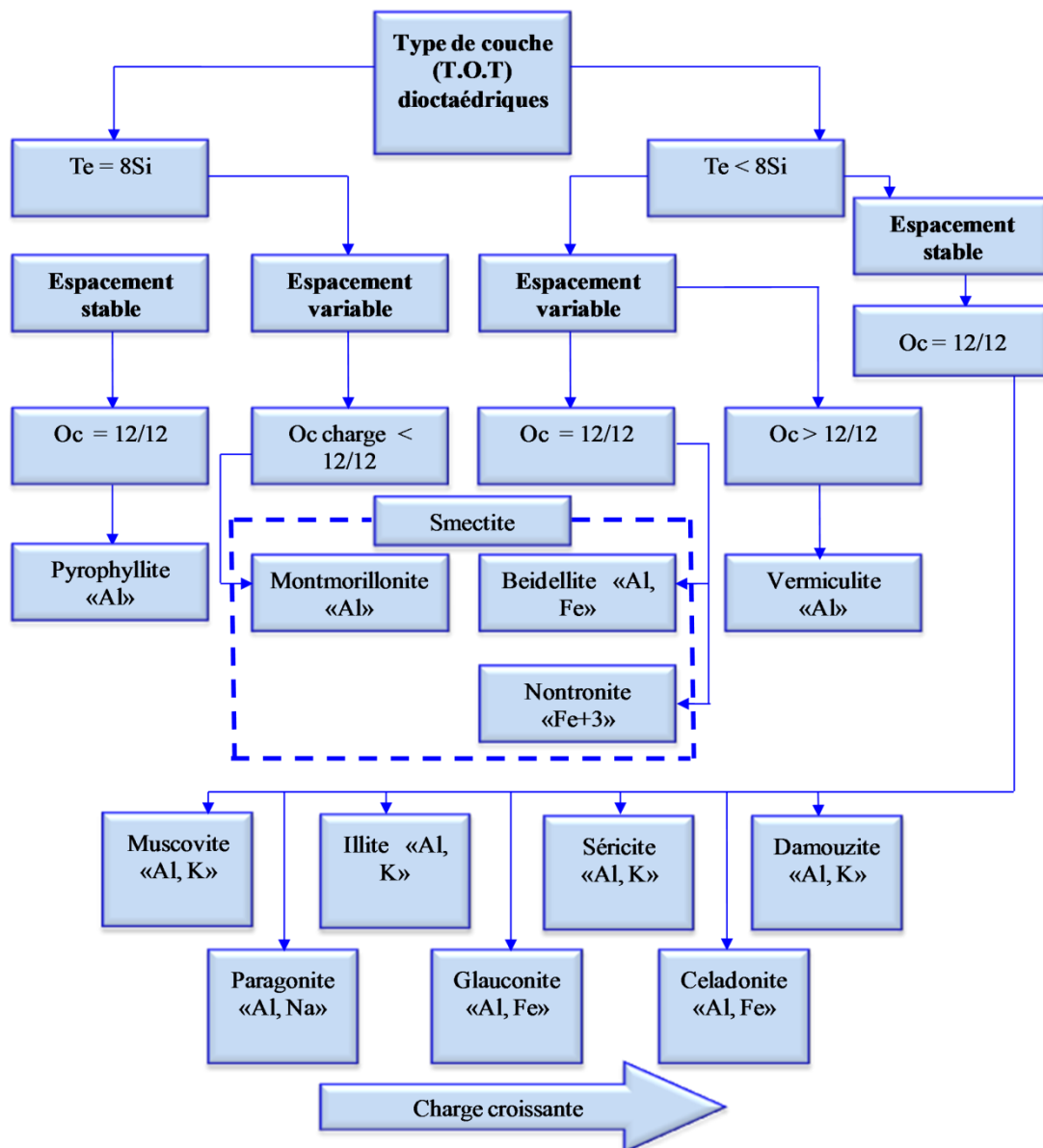
#### I-4-2. Minéraux 2/1 (TOT)

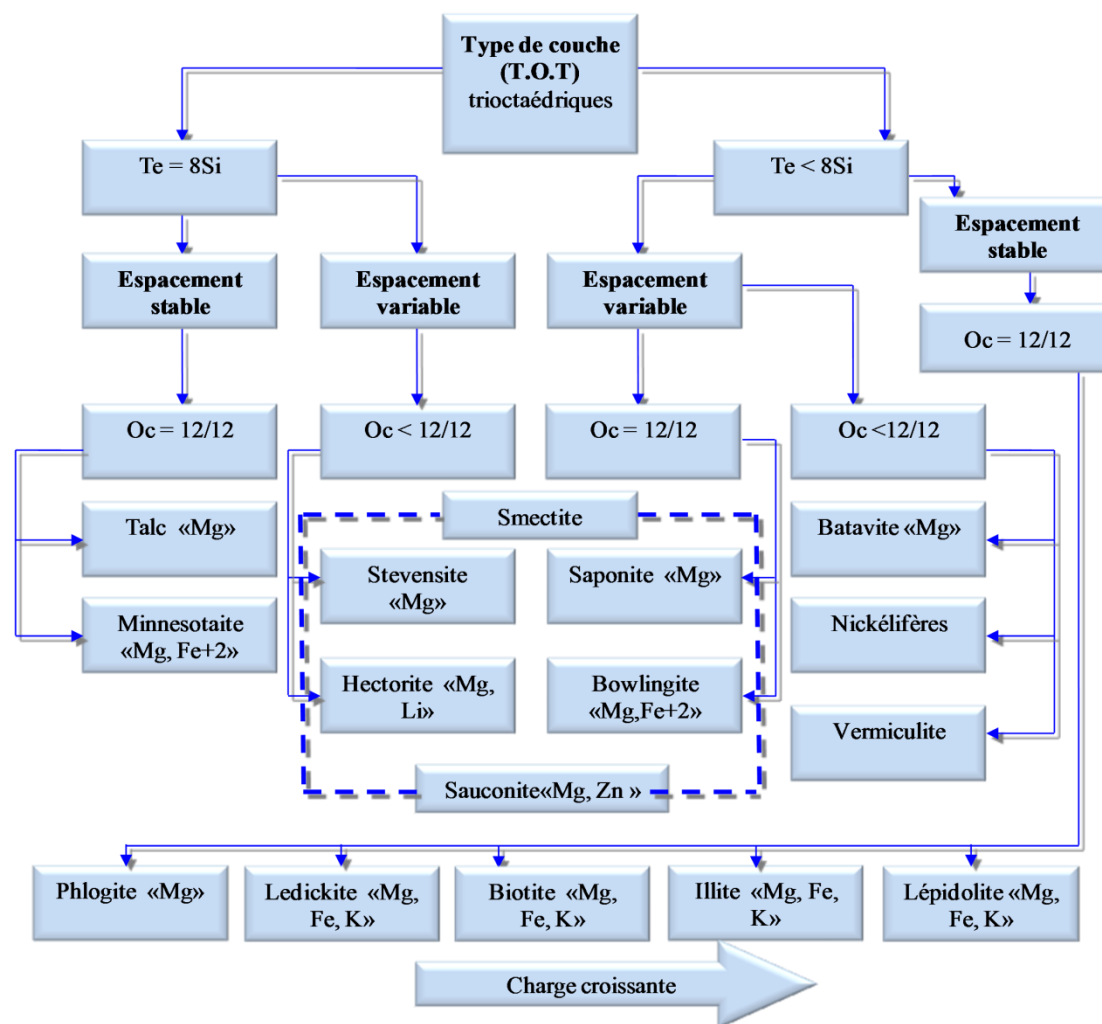
Ces types de minéraux sont constitués d'une couche octaèdre limitée par deux couches tétraèdres (TOT), d'un espace basal 10 Å, le minéral Muscovite est le minéral le plus représentatif dans ce groupe et semble comme le minéral de Phlogopite, mais la différence entre eux ; le Muscovite présente des substitutions tétraédriques: Si est remplacé par Al et le déficit de charge est compensé par l'introduction de  $K^+$  dans l'interfoliaire (Eslinger et Peaver, 1988). Comme dans les phyllosilicates 1:1, la structure des couches de type TOT peut être non-plane. Par exemple, la Minnesotaite (traditionnellement considérée comme une variété de talc) a une structure modulée avec des bandes tétraédriques. Ainsi que la Sépiolite, la Palygorskite et la Loughlinité présentent également une structure modulée, mais les bandes sont constituées de feuillets octaédriques (Martin et al., 1991). Ces types de minéraux caractérisent une valeur fractionnaire pour la charge de couche et la présence de cations hydratés dans l'espace

intercouche, les plus courants ; les smectites et les vermiculites. Les minéraux TOT ont un espace basal varié :

- ⇒ **9.5 Å** : comme le talc (trioctaédrique) et la pyrophyllites (dioctaédrique); caractérisé par une couche électriquement neutre, similaire à d'autres minéraux phyllosilicates de types TOT, tels que ; smectite, vermiculite, mica, chlorite, qui sont caractérisés par une couche généralement chargée négativement.
- ⇒ **10 Å** : comme l'illite ;
- ⇒ **10.4 Å** : comme la palygorskite;
- ⇒ **12 Å** : comme la sépiolite;
- ⇒ **14 à 15 Å** : comme les smectites et les vermiculites;

**Tab. I-4a** Classification des minéraux argileux 2/1 dioctaédriques (Caillière et al., 1982).



**Tab. I-4b** Classification des minéraux argileux 2/1 trioctaédriques (Caillière et al., 1982).

#### I-4-2-1. Pyrophyllite - Groupe Talc

Les deux minéraux résultent de processus hydrothermaux ou diagénétiques. Ces minéraux caractérisent par une stabilité structurale élevée parce qu'ils sont dépourvus de substitutions cationiques ou de déficit de charge ( $x = 0$ ). La pyrophyllite représente le type dioctaédrique, sa formule générale est  $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ , le talc le type trioctaédrique, sa formule générale est  $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_z$  (tab. I-4ab).

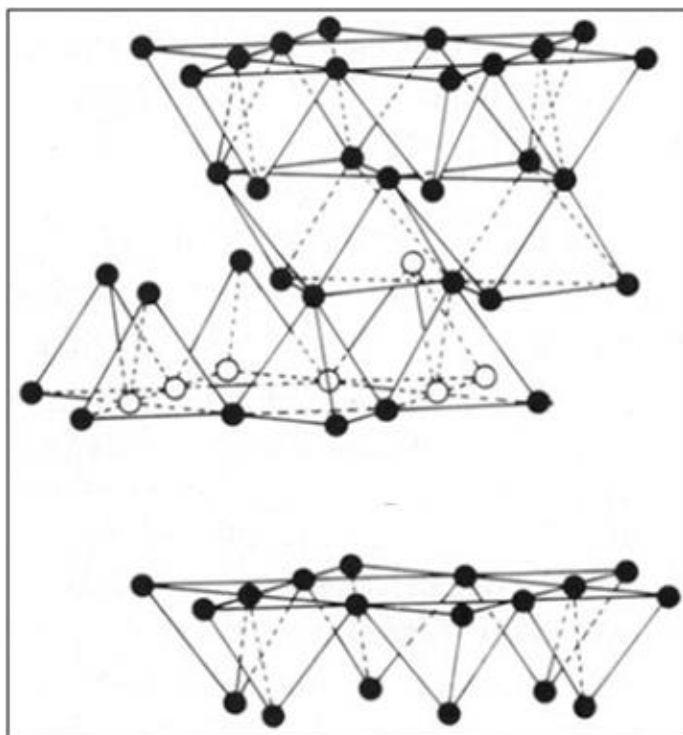
#### I-4-2-2. Groupe Mica

Les minéraux de ce groupe sont caractérisent par des substitutions notables et par de fortes charges négatives neutralisées par de grands cations intercouches univalentes, ces dernières sont associées avec des molécules d'eau. A cause de la substitution de cations trivalents ( $\text{Si}^{4+}$  en positions tétraédriques), la substitution univalente ou bivalente dans des positions octaédriques, ou à partir de postes vacants dans des positions octaédriques la charge de couche ( $x \sim 1$ ) (Bailey 1980). Ce groupe large est caractérisé par un espacement stable. Il comprend à la fois dioctaédrique et trioctaédrique

### 1) L'illite

L'illite est le nom que les géologues donnent habituellement aux minéraux micacés présents dans la fraction argileuse, largement répandu dans les sols et les sédiments. La particule de l'illite généralement composée d'un empilement de 5 à 20 feuillets avec une épaisseur de moins d'une dizaine de nanomètres et une centaine de nanomètres pour l'extension latérale se caractérise par des liaisons fortes entre les feuillets, le cation de  $K^+$  se présente comme principal cation dans l'espace interfoliaire. Ce caractère leur confère un potentiel de gonflement moindre que celui des smectites.

Le minéral de l'illite est majoritairement de type dioctaédrique proche de la muscovite, car la muscovite est un minéral très courant et l'un des micas les plus stables. Cependant, l'illite contient généralement plus de Si, Mg,  $H_2O$  et moins de K que la muscovite. En effet, le terme illite peut désigner tous les types de petits micas et correspond parfois à un mélange de minéraux micacés d'origines différentes.



**Fig. I-13** Structure élémentaire du réseau cristallin de l'illite (Grim 1968).

#### I-4-2-3. Micas cassants

Les micas cassants est résulte de l'érosion et de l'altération des schistes cristallins, et sont rarement incorporés dans la fraction argileuse des roches sédimentaires, en raison de leur résistance à la fragmentation et de leur faible abondance à la surface de la Terre. Les caractéristiques structurales et chimiques des micas ont été discutées par Brigatti et Guggenheim (2002) sur de plus de 200 cristaux de mica. La plupart des structures de

mica montrent une distribution désordonnée des cations tétraédriques, à l'exception de certaines espèces de mica cassants, comme la margarite (Guggenheim et Bailey, 1975, 1978 ; Kassner et al., 1993), anandite (Giuseppetti et Tadini, 1972 ; Lin et Guggenheim, 1983). Les micas cassants comprennent à la fois les types dioctaédriques comme : Margarite:  $\text{CaAl}_2(\text{Si}_2\text{Al}_2)_{10}(\text{OH})_2$  ou trioctaédriques. Comme : Clintonite:  $\text{Ca}(\text{Mg}_2\text{Al})(\text{SiAl}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ .

#### I-4-2-4. Groupe de vermiculites

L'argile de vermiculite *dioctaédriques* et sont abondantes dans les sols, s'altère généralement de micas (illite ou muscovite), tandis que les vermiculites *trioctaédriques* se produit par l'altération de chlorites. Le minéral de vermiculite montre des cations hydratés dans l'espace interfoliaire généralement des cations de Magnésium ( $\text{Mg}^{2+}$ ) ou de Calcium ( $\text{Ca}^{2+}$ ) et deux couches de molécules d'eau ( $2\text{H}_2\text{O}$ ) (fig. II-14). Ces cations montrent une charge comprise entre 0.6 et 0.9. Les molécules d'eau sont fortement liées à la structure de la couche, ce qui limite considérablement les possibilités d'extensibilité. L'identification de la vermiculite par l'analyse de DRX est difficile à cause de la variabilité de leur espace basal ( $14 - 15 \text{ \AA}$ ) (fig. I-15), généralement dû à partir de la présence des cations interfoliaire, dans le cas le plus courant (Mg interfoliaire).

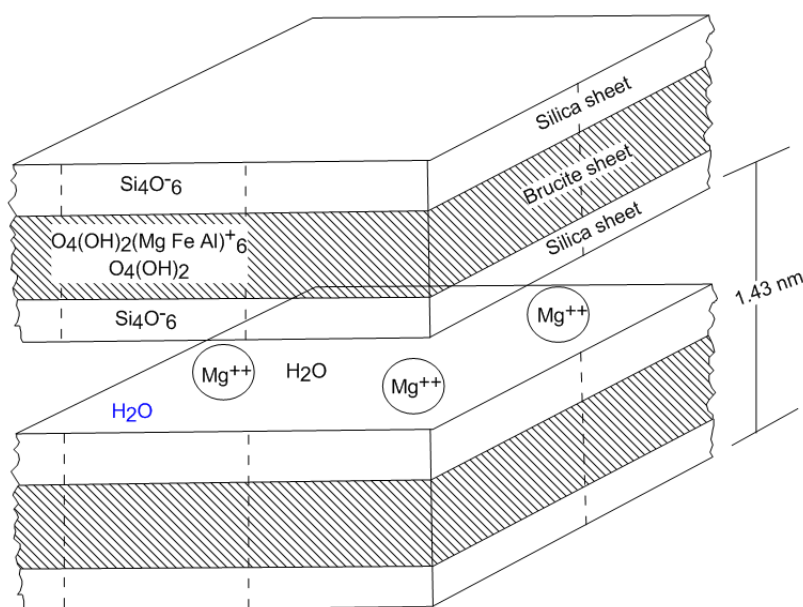
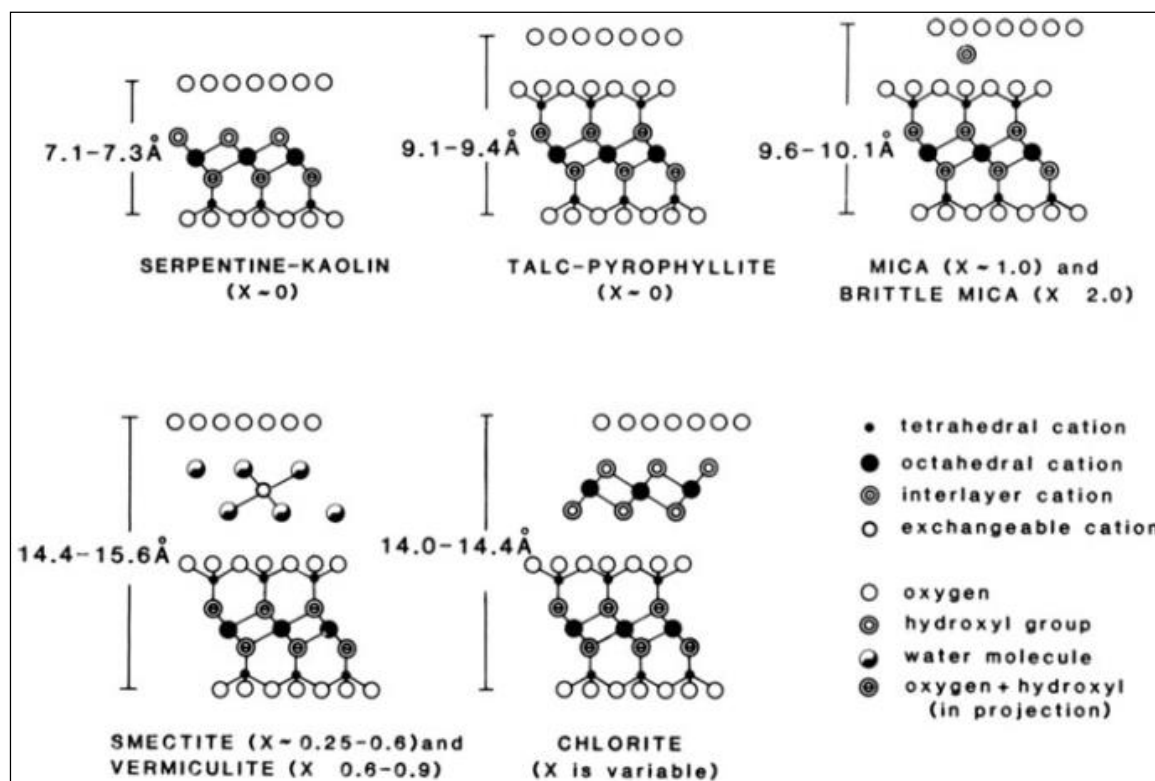


Fig. I-14 Particule de vermiculite (White, 1999).



**Fig. I-15** Croquis des principaux groupes de minéraux argileux stratifiés (Bailey 1980). X : Charge de couche.

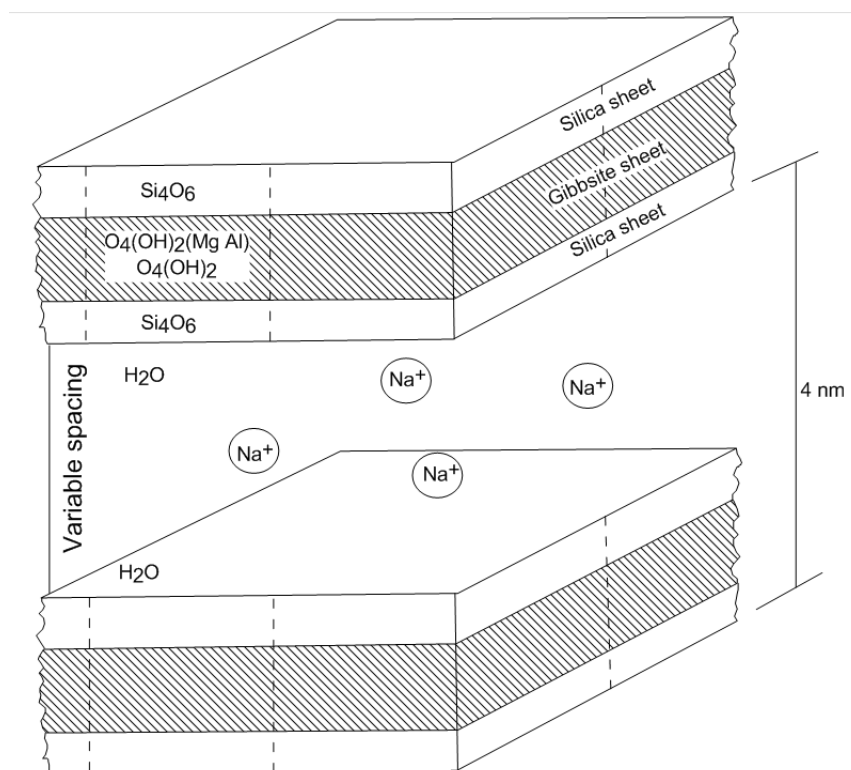
#### I-4-2-5. Groupe de smectites

Le groupe de smectite est défini pour la première fois par les travaux de. Les smectites peuvent se former dans différents environnements chimiques, la plupart étant des sols superficiels ou des sédiments, c'est la raison pour laquelle ils présentent diverses compositions chimiques, dans les sous-groupes dioctaédriques et trioctaédriques (tab. II-4ab). Le minéral de smectite est semblable comme la vermiculite mais montre une charge cationique faible comprise entre 0,2 et 0,6 (fig. I-16), le smectite il peut contenir un ou deux couches d'eaux dans l'espace interfoliaire, ça dépend à des cations divalents comme  $Mg^{2+}$  ou  $Ca^{2+}$  contiennent deux couches d'eau dans l'interfoliaire (espace basal = 14-15 Å), tandis que les cations monovalents comme le  $Na^+$ , ne contiennent qu'une seule couche d'eau (espace basal = 12 Å), cette caractéristique détermine une faiblesse de l'articulation entre les différentes couches d'une partie donnée, et autorise des phénomènes de gonflement importants ainsi que des possibilités de rotation. Les smectites illustrent le groupe le plus diversifié des minéraux de types TOT (Clauer et Chauduri, 1995), cette variabilité due à la conductivité hydraulique dans le smectite (Manning, 1995). L'empilement des feuillets est désordonné; chaque feuillet est tourné dans son plan par rapport au précédent, le mode d'empilement des feuillets et la constitution des faces inférieurs et supérieurs de smectite ne permettent pas le



développement d'une liaison hydrogène entre les feuillets, ce qui s'exprime sur leur écartement et l'adsorption des molécules variées (cations, eau, molécules organiques) et la sensibilité de la smectite à l'eau. Le smectite subdivise en deux sous-groupes; (1) smectite trioctaédriques (saponites) (2) les smectites dioctaédriques (montmorillonites).

- **smectite trioctaédriques (saponites)** : généralement sont formés par l'altération des formations volcaniques (basalte), les smectites trioctaédriques illustrent dans les lacs en contexte évaporitique ou dans les bassins marins. Généralement les smectites trioctaédriques sont reliées au talc par leur structure et leur composition.
- **les smectites dioctaédriques (montmorillonites)** : ces groupes divisés en deux ensembles dépendent par une solution solide plus ou moins complète entre les montmorillonites (substitutions octaédriques) et les beidellites (substitutions tétraédriques). Les nontronites constituent le pôle beidellitique riche en Fe (Weaver, 1989).



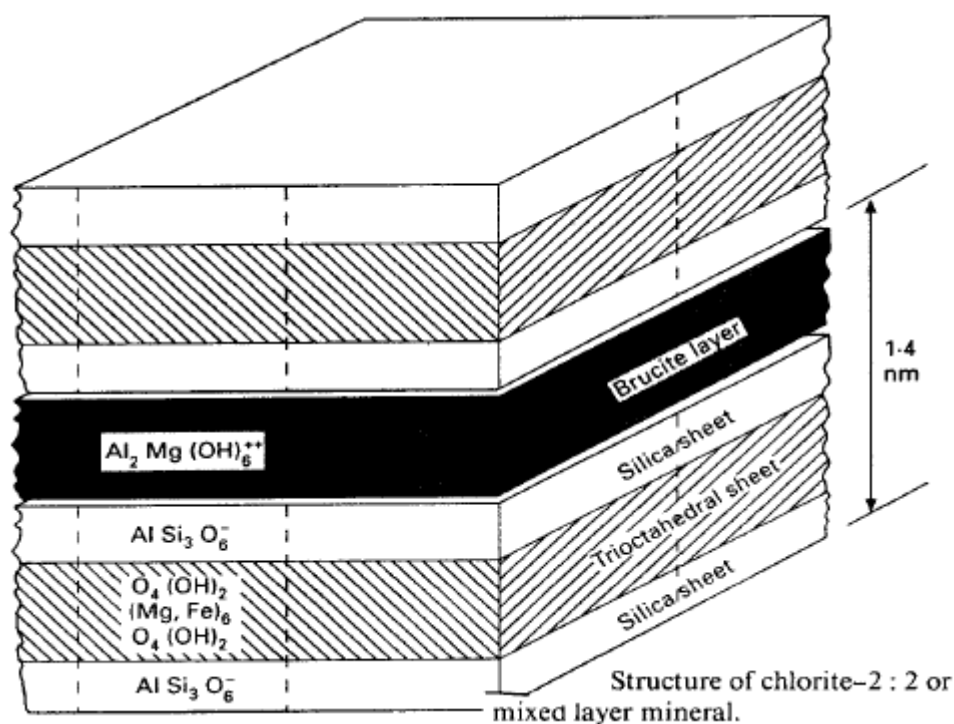
**Fig. I-16** Particule de smectite (White, 1999).

#### I-4-2-6. Groupe de chlorites

Le minéral de chlorite se produit par l'altération des roches cristallines ignées ou métamorphiques, et se présente sous forme de particules plates de différentes tailles de 1 µm à 1 mm, à l'échelle microscopique le chlorite constitue des couches TOT, soit comme un groupe de couche TOT avec une couche intermédiaire d'hydroxyde s'appelle brucite.

Les couches T.O.T. et les intercouches O sont fortement liées [Bailey \(1980\)](#) et [Caillere et al. \(1982\)](#). La structure de chlorite forme d'alternance régulière de couches micacées trioctaédriques chargées négativement et de feuillets octaédriques chargés positivement.

Ce type de minéral illustre comme les serpentines mais sa structure est différente montre un espace basal atteint 14 Å, les substitutions cationiques dans le chlorite se traduit la chimie complexe de ce minéral. La stabilité thermique importante de chlorite à haute température dû de leurs fortes liaisons entre les molécules d'hydroxydes ( $\text{OH}^-$ ), ces molécules occupent l'espace interfoliaire de chlorite qui est constitué d'un feuillet d'hydroxydes chargé positivement, à structure de brucite ou de gibbsite ([fig. I-17](#)).



**Fig. I-17** Particule du chlorite ([White, 1999](#)).

#### I-4-2-7. Palygorskite - Groupe Sépiolite (argiles fibreuses)

Ces types des minéraux argileux classer parmi les minéraux argileux de types TOT, et sont connaît par le nom des argiles fibreuses ou argiles pseudo-couches, la palygorskite et la sépiolite, sont confères à l'argile un aspect en lattes ou en fibres, généralement sa structure montre comme la structure de pyroxène et amphibole. La minéral pseudo-couche comprend des feuillets tétraédriques continus formant un arrangement de mailles hexagonales alternant avec des feuillets octaédriques discontinus s'étendant dans une seule direction et formant des rubans, dans les rubans adjacents, l'oxygène apical pointe alternativement vers le haut ou le bas, et sont disposés

alternativement au-dessus et au-dessous de la feuille hexagonale continue de tétraèdres. L'espace important entre les chaînes permet à l'espace interfoliaire de retenir l'eau (eau zéolitique) et des cations échangeable ; la sépiolite comporte essentiellement le  $Mg^{2+}$  et rarement le  $Na^+$ , tandis que la palygorskite (attapulgite) est plus riche en  $Al^{3+}$  que la sépiolite (fig. I-18).

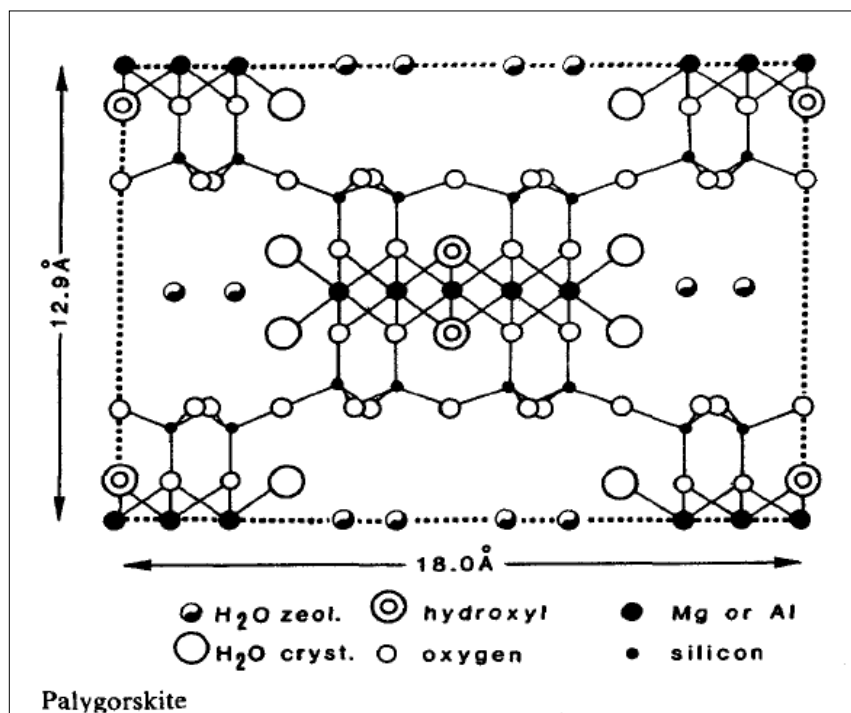


Fig. I-18 Structure Argiles fibreuses (Bailey 1980).

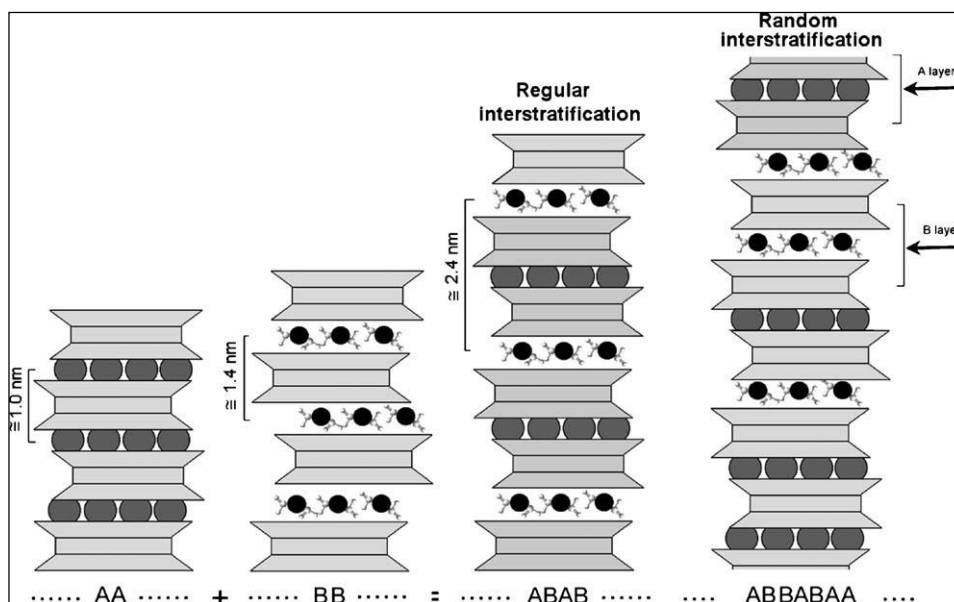
#### I-4-2-8. Minéraux interstratifiés (Couches mixtes)

Le minéral argileux interstratifié définit comme des agrégats des particules plus que des cristaux isolés (Nadeau, 1984). Se forment principalement par altération ou diagenèse moyenne-tardive, mais caractérisent également certains milieux hydrothermaux et sédimentaires. Ces types des minéraux caractérisés par une séquence d'empilement vertical de deux ou plusieurs types de couches simples, peuvent être de type 2:1, 2:1:1 et même 1:1. L'interstratification de ces types des minéraux correspondantes aux : (1) liaisons fortes dans les couches individuelles mais faibles entre les couches; (2) à la configuration proche de toutes les couches avec l'oxygène pointant vers l'extérieur.

La plupart des couches mixtes peuvent être considérées comme des espèces argileuses intermédiaires entre deux minéraux argileux simples. Ces types des minéraux argileux ne fait pas l'objet d'une étude approfondie en raison de la difficulté à le déterminer ces minéraux par DRX, car toutes les réflexions (hkl) ne sont pas présentes dans les spectres de diffraction (Thorez, 1986; Eslinger et Peaver, 1988).

Le critère de classification des minéraux stratifiés est basé sur (1) le type des couches implique (illite, chlorite, smectite...est), (2) du pourcentage de chaque couche et de la séquence verticale d'empilement (régulier ou non). La [figure I-19](#) et le [tableau. I-5](#) montres quelques exemples d'empilement où les minéraux stratifiés mixtes présentent un comportement radiographique intermédiaire entre ceux des minéraux individuels impliqués. On distingue trois grands types d'interstratification qui sont reconnus:

- Une alternance périodique de couches de deux types A et B fait référence à des couches mixtes régulières ou ordonnées : AB AB AB... ou AAB AAB AAB ... Ces minéraux sont bien définis sur les diagrammes de Rayon X;
- Une alternance aléatoire de chaque type de couche correspond à des argiles stratifiées irrégulières et aléatoirement mélangées: AABABBBAAABAABA. Ces minéraux sont difficiles de définis par le DRX ;
- Des structures partiellement ordonnées semblent exister, en particulier dans certains sols. Intermédiaires entre les deux premiers types, ils sont peu connus et non spécifiquement étiquetés.



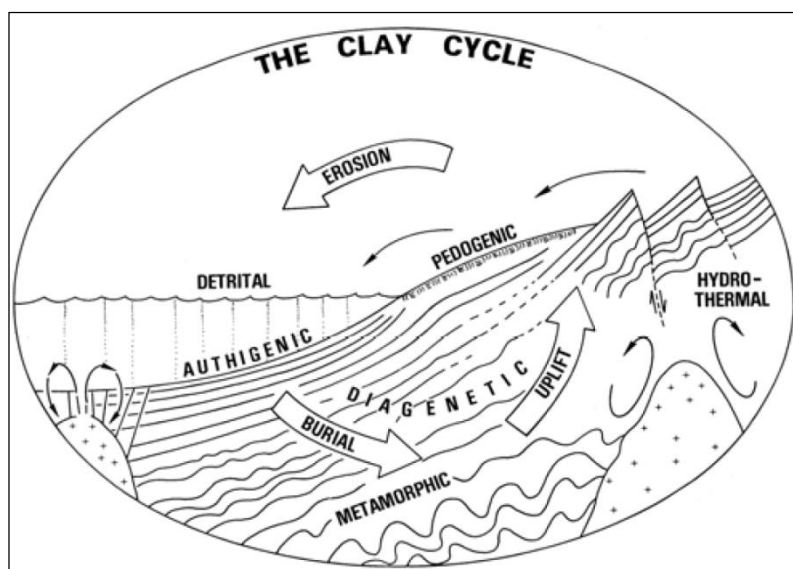
**Fig. I-19** Phyllosilicates interstratifiés régulièrement et aléatoirement. A et B sont superposés avec une périodicité différente le long de la direction (Velde, 1995).

**Tab. I-5** Exemples de minéraux argileux à couches mixtes.

Types de couches	Exemple
Alternance régulière ou sub-régulière de deux types de couches	Muscovite-montmorillonite Illite-smectite Glaucosite-smectite Chlorite-smectite Chlorite-smectite dioctaédrique Mica-vermiculite Talc-saponite Kaolinite-smectite
Alternance irrégulière de deux types de couches	Illite-smectite Glaucosite-smectite Mica-vermiculite Mica-chlorite Chlorite mica-dioctaédrique Smectite-chlorite Chlorite-vermiculite Kaolinite-smectite
Systèmes à trois composants	Illite-chlorite-smectite Illite-smectite-vermiculite

### I-5. Cycles de la formation des argiles

Comme toutes les roches sédimentaires, les argiles sont formées à partir des réactions de la croûte Terrestre au contact de l'hydrosphère ou de l'atmosphère où certains minéraux sont transformés d'une manière sélective aux minéraux argileux. En raison de la sensibilité aux agents de l'altération, les minéraux argileux sont restreints dans les couches supérieures de cycle géologique de la formation des roches, où la température plus ou moins faible, principalement elles sont abondantes dans les sols ainsi que dans les zones d'altération hydrothermale (fig. I-20), par contre les argiles absentes dans les zones de haute température  $T > 500^{\circ}\text{C}$ .

**Fig. I-20** Le cycle géologique de la formation des roches (Eslinger et Peaver, 1988).

La stabilité et l'évolution des minéraux argileux est dépend à des paramètres (Velde, 1995) ; (1) *température* (2) *le temps géologique*, des points des vus géologiques les formations des minéraux argileux sont correspondant beaucoup plus par le temps géologiques plus que la température; dans des bassins sédimentaires anciens et peu profonds (e.g. 200 Ma, 2 km de profondeur, T basse +/- 80°C) les minéraux argileux vont se transformer presque complètement par contre resteront intacts dans un bassin plus jeunes, plus profonds et plus chauds (e.g., 2 Ma, 5 km, 180°C) (fig. I-21).

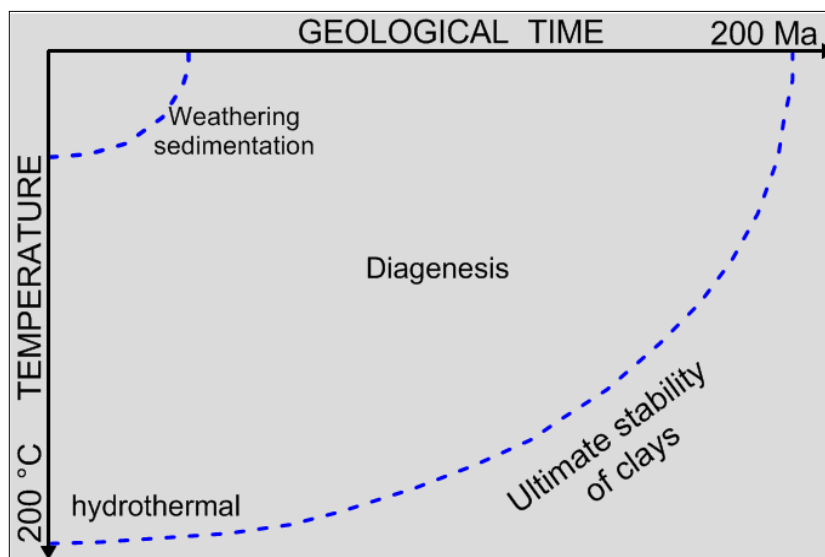


Fig. I-21 Conditions de formation et de stabilité des minéraux argileux (Velde, 1995).

## I-6. Origine des minéraux argileux

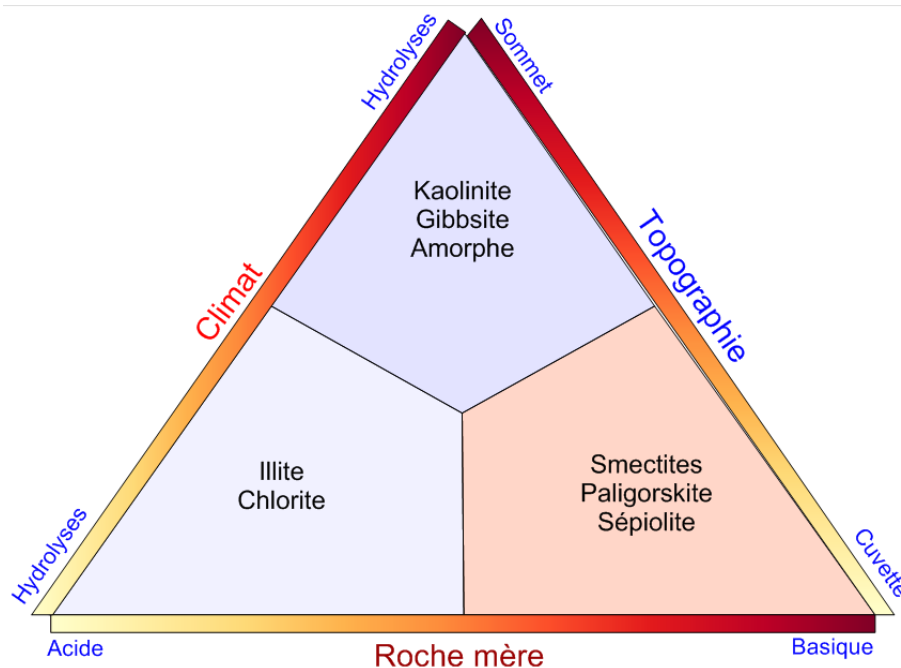
Comme toutes les roches sédimentaires, les argiles peuvent avoir diverses origines. Les plus attendues consistent en l'érosion et altération ; par l'interaction entre les roches (lithosphère), l'air (atmosphère), et l'eau (hydrosphère), par la suite le transport et le dépôt de formations géologiques et pédologiques qui affleurent à la surface des masses Terrestres. On distingue deux types d'altérations des roches ;

### I-6-1. Altération physique

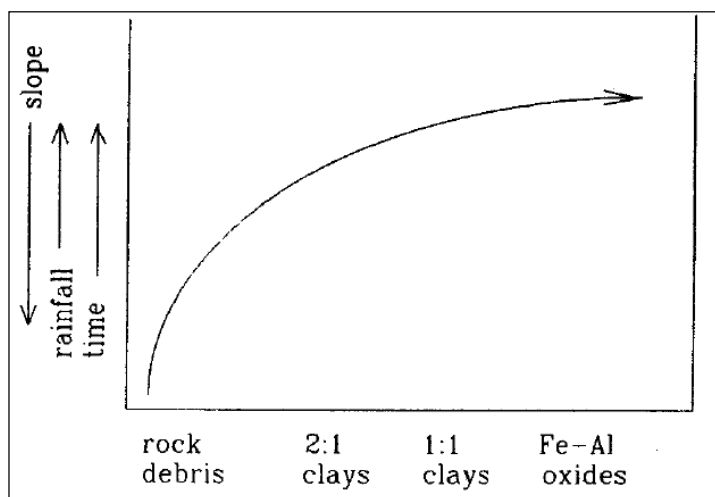
L'intensité d'altération physique dépend de plusieurs facteurs (fig. I-22 23) ; (1) le climat (température, humidité, alternance saisonnière) qui contrôle le degré d'hydrolyse (2) le relief qui détermine le degré de drainage ou de confinement (3) la nature de la roche-mère qui conditionne la séquence des minéraux formés (4) altitude et latitude. Ces processus conduisent à la fragmentation et à la désintégration des roches. Dans ce cas les minéraux argileux sont formés par les transformations des minéraux préexistants c'est-à-dire désagrégation d'une roche préexistante (minéraux primaires). L'altération physique



comprend également les cycles d'humidification-séchage des sédiments argileux, laissant place à la formation de copeaux d'argile facilement retravaillés par le vent.



**Fig. I-22** Principaux facteurs de l'altération : climat, roche-mère et topographie (Beauchamp, 2002).



**Fig. I-23** Principaux facteurs d'altération : topographie, climat et temps (Velde, 1992).

### I-6-2. Altération chimique

C'est le phénomène le plus répandu et conduit à la modification des compositions chimiques par la percolation d'eau de ces processus suivit par l'érosion, le transport et la sédimentation des formations exposées à la surface de la Terre. L'intensité de l'altération chimique correspondant par l'action des eaux dans la roche (Fig. I-24), les processus de l'altération chimique conduisent à la formation des minéraux secondaires (minéraux

néoformés). Le schéma suivant montre une structure idéalisée d'un sol avec ses horizons, les sols principalement constitués de minéraux argileux (fig. I-25).

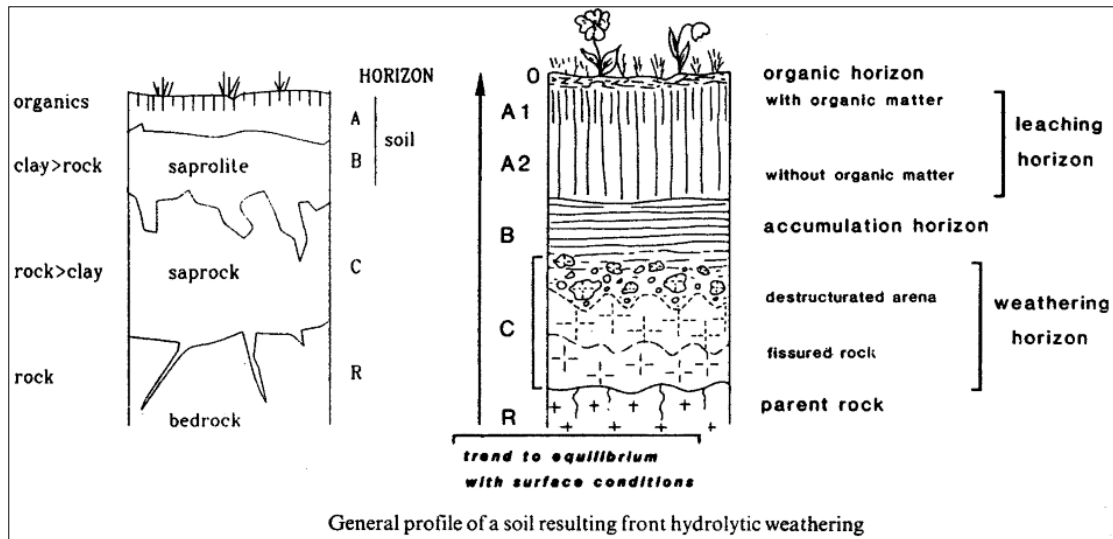


Fig. I-24 Altération des roches et formation des minéraux argileux dans les sols (Velde, 1992 ; Allen, 1997).

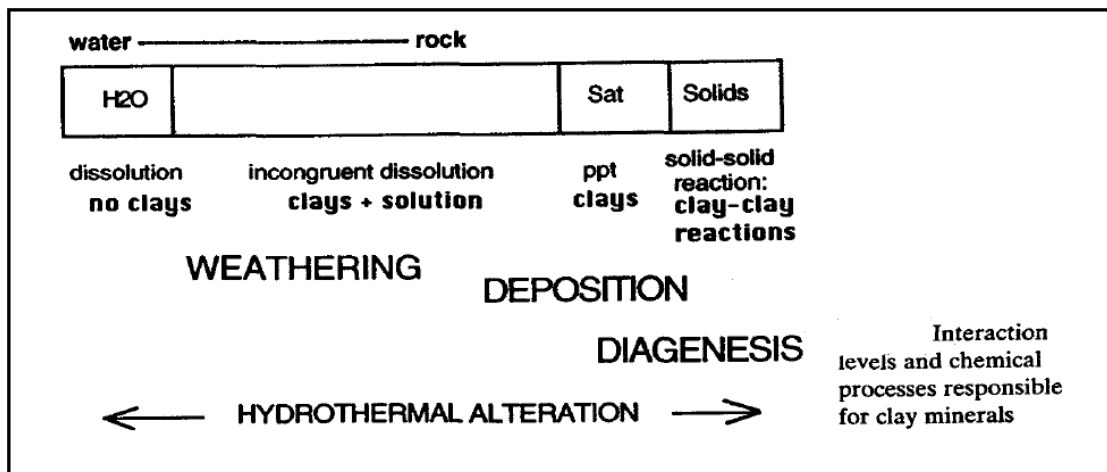


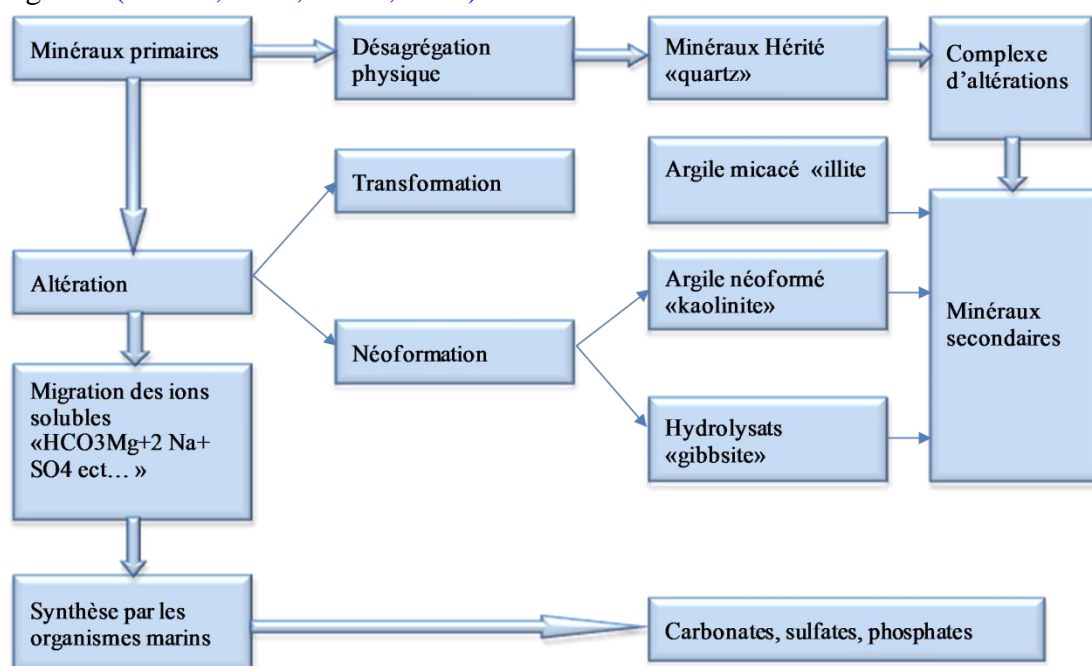
Fig. I-25 La relation entre la proportion relative eau et roche est mise en parallèle avec les différents processus de formation des argiles (Velde, 1995).

Le tableau I-6 illustre les modes de formations les minéraux argileux, chacun mode reflet des informations différentes : (1) **L'héritage** ; On désigne les minéraux argileux présents dans une roche, et lesquelles a subi une faible altération «restent intacts», c'est-à-dire sans modification de leurs propriétés chimiques. (2) **Les transformations** ; ce sont les minéraux argileux que formés à partir des autres minéraux auparavant, ont subi des réarrangements de leurs réseaux silicates, sans destruction complète de leur organisation précédente. Ils évoluent ainsi vers un nouvel état d'équilibre, avec les conditions locales du milieu dans lequel ils sont inclus. On distingue, dans ces transformations :

- **La dégradation** : C'est un processus commun dans les sols. Là où les processus allant dans le sens de l'altération, autrement dit de l'apparition d'une structure cristalline moins régulière. Perte de substance.
- **Aggradation** : Processus inverse, dans le cas où le rapport A/S > 1, et se rencontre dans les systèmes sédimentaires, car il implique souvent une augmentation la température et la pression.

(3) **Les néo-genèses** : Dans ce cas les mécanismes de la formation des argiles correspondant à la transformation complète « réorganisation » de la structure cristalline. Elle intervient forcément quand une argile est formée à partir de certains silicates, comme les amphiboles, les péridots, ou les feldspaths.

**Tab. I-6** Processus d'évolution des minéraux primaires et formation des minéraux argileux (Thorez, 1989; Velde, 1995).



### I-6-3. Paramètres contrôlant l'altération

#### I-6-3-1. Le pH du milieu

Le tableau suivant montre les types réactions de l'altération chimique selon la composition de la solution d'attaque et le pH du milieu on distingue quatre types de processus d'altérations chimiques ; (1) **L'acidolyse** : ce type de processus généralement se développe dans un milieu caractérisé par la présence de complexes organo-minéraux de pH<5 et riche en matière organique. (2) **L'alcalinolyse** : se développe plutôt dans un environnement basique de pH>9.6 avec des solutions chargées en Ca ou Mg. (3) **La salinolyse** : ce type se développe dans milieu de pH moyen et se produit en environnement évaporitique salin (Na, K). (4) **L'hydrolyse** : les processus de l'hydrolyse

c'est les processus les plus célèbres, ce type est dépend à l'attaque d'une roche par l'eau dans les conditions de pH supérieur 5 et inférieur 9.6.

Les processus d'hydrolyses sont effectués sur le parti supérieur de roche (les fissures ou clivages), la destruction de la roche par l'hydrolyse elle consiste de soustraction progressive d'ions mobiles (Na, K, Ca, Mg, Sr) sont les ions soustraits le premier, les éléments de transition sont évacués plus tard (Mn, Ni, Cu, Co, Fe) mais avant Si et Al (éléments le moins mobiles) Millot (1964, 1970), Loughnan (1969), Carroll (1970), Duchaufour et al. (1977), Drever (1985).

**Tab. I-7** Processus d'altération chimique (Chamley, 1989).

LE PRINCIPAL PROCESSUS D'ALTÉRATION CHIMIQUE			
	PH<5	5< PH < 9,6	PH>9,6
solution d'attaque dilué en éléments salins « Na, K, Ca, Mg »	acidolyse de l'eau riche en acide organique dissous	hydrolyse eau pure ou eau riche en CO <sub>2</sub>	
solution d'attaque concentrée dans des éléments salins		eau de salinolyse chargée de sels d'acides étranges (chlorures sulfate)	eau alcalinolyse chargée de sels d'acides faibles (bicarbonates de carbonates)

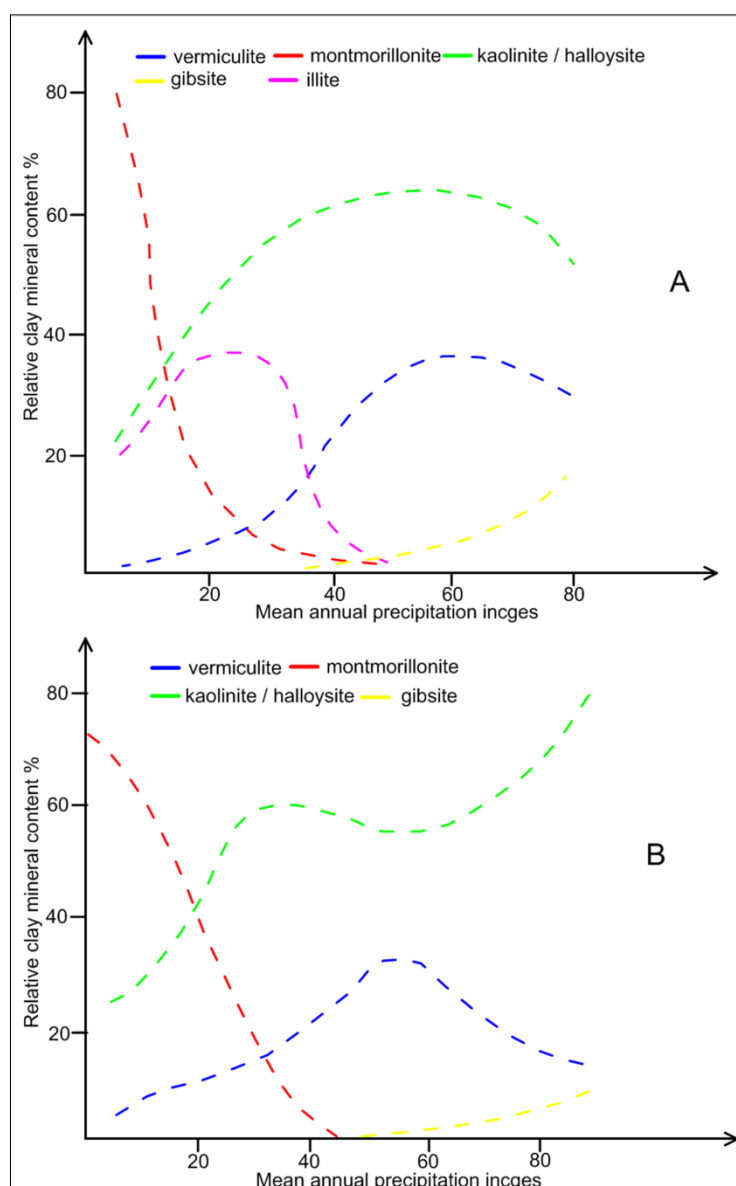
### I-6-3-2. Influence du climat

Des études antérieures ont été effectuées par Weaver (1989) sur 400 échantillons prélevés entre la Dead Valley et la Californie, ces échantillons ont été prélevés d'altitudes différentes et des conditions climatiques identiques, les analyses menées sur les particules d'argiles orientées par la technique de DRX. À l'exception pour l'illite, pour une roche-mère acide ou basique la distribution des minéraux argileux est le même (fig. I-26).

- **Dans les climats à la fois très froids et très secs** : favoriser essentiellement une altération physique et la production de minéraux argileux dérivés de la roche dominés par l'illite et le chlorite.
- **Dans les conditions fraîches et humides** : sont responsables du développement des podzols, marqués par de la silice libre et des argiles dérivées de roches très dégradées.
- **Dans le climat tempéré-humide et chaud-subaride** : ces conditions climatiques favorisent la genèse des argiles de type TOT. Dans des conditions tempérées, les minéraux sont constitués d'argiles altérées telles que des couches mixtes irrégulières, de la vermiculite et de la smectite dégradée (pseudo bisiallisation).

Tandis que dans une température plus élevée et une humidité saisonnière plus contrastée, elles comprennent principalement des smectites ferrifères néoformées (bisiallisation vraie). Dans ces conditions l'hydrolyse des ions interfoliaires (ions mobiles) et des ions de la couche externe exposée à la lixiviation (couche tétraédrique) (Chamley, 1989).

- **Dans le climat chaud et humide** : induit une hydrolyse active et une lixiviation ionique. Des néoformations se produisent qui dépendent des quantités de silice, de fer et d'aluminium encore disponibles dans les sols. La kaolinite, souvent associée à la goéthite, est typique des sols de basse latitude (monosiallisation), et est en partie remplacée par la gibbsite dans des conditions très agressives.



**Fig. I-26** Influence du climat sur la composition des minéraux secondaires : (A) Altération sur roches magmatiques acides (B) Altération sur roches magmatiques basiques (Weaver, 1989).

### I-6-3-3. Influence de la roche-mère

La nature du substrat, laquelle subit à l'altération contribué aux types des minéraux argileux qui sont forment. La figure suivante présente la relation entre les minéraux argileux et le type de roche mère (Velde, 1992).

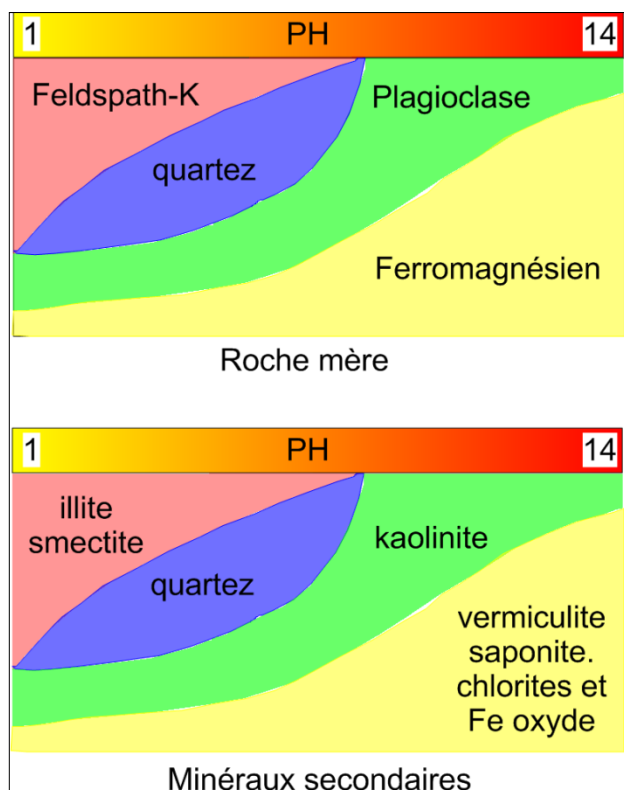


Fig. I-27 Influence la nature de la roche-mère sur la composition des minéraux secondaires (Velde, 1992).

### I-6-3-4. Influence de la tectonique

L'intensité de l'érosion peut être enregistrée dans la composition des minéraux argileux. (1) Dans environnement tectoniquement plus ou moins instable, les minéraux vont hériter (sans modification chimique) et transportés intacts vers le bassin sédimentaire, (2) tandis que dans environnement stable (sans perturbation tectonique), une petite partie uniquement subit au processus de l'héritage, (3) dans une condition tectonique intermédiaire les minéraux argileux auront une origine mixte, transformée et néoformée (Thorez, 1989).


### I-6-4. Séquence d'altération

Les matériaux les plus fins, moins stables et les plus susceptibles à l'altération sont illustrés dans le premier stade d'altération. Selon le degré de stabilité des minéraux (Jackson, 1963) a proposé une séquence d'altération des minéraux en 13 stades, cette séquence illustre une succession des phases d'altérations d'un minéral à un autre, ceci



traduit par la perte des cations ; Fe, Mg et Si afin d'atteindre à l'état stable, où la muscovite, biotite et illite se présentent dans le premier stade d'altération tandis que le smectite, vermiculite ou interstratifiés chlorite-vermiculite ou antérogrades considèrent comme des minéraux de transitions (tab. I-8).

**Tab. I-8** Stades d'altération et minéraux argileux dans les sols (Weaver, 1989).

		Stade	type de minéraux	caractéristiques du sol
	Premiers stades d'altération	1	Gypse	ces minéraux sont présents avec précision dans la fraction de silt de sable et d'argile dans les sols jeunes de la région du raid où le manque d'eau inhibe le réchauffement chimique et le lessivage.
		2	Calcite	
		3	Hornblende	
		4	Biotite	
		5	Albite	
	étapes intermédiaires d'altération	6	Quartz	se trouve principalement dans les sols des régions tempérées, souvent sur des matériaux de base de composés organiques glaciaires ou périglaciaires, généralement fertiles avec de l'herbe ou de la forêt comme végétation naturelle.
		7	Muscovite « également Illite »	
		8	Vermiculite et minéraux en couches mélangées	
		9	Smectite	
	stades d'altération avancés	10	Kaolinite	se trouve dans les fractions argileuses de nombreux sols fortement altérés sur la vieille surface Terrestre de la région intertropicale humide et chaude, souvent peu fertile.
		11	Gibbsite	
		12	Hématite « mélangées goethite »	
		13	Anatase	

## I-7. Évolution des minéraux argileux en fonction de la profondeur

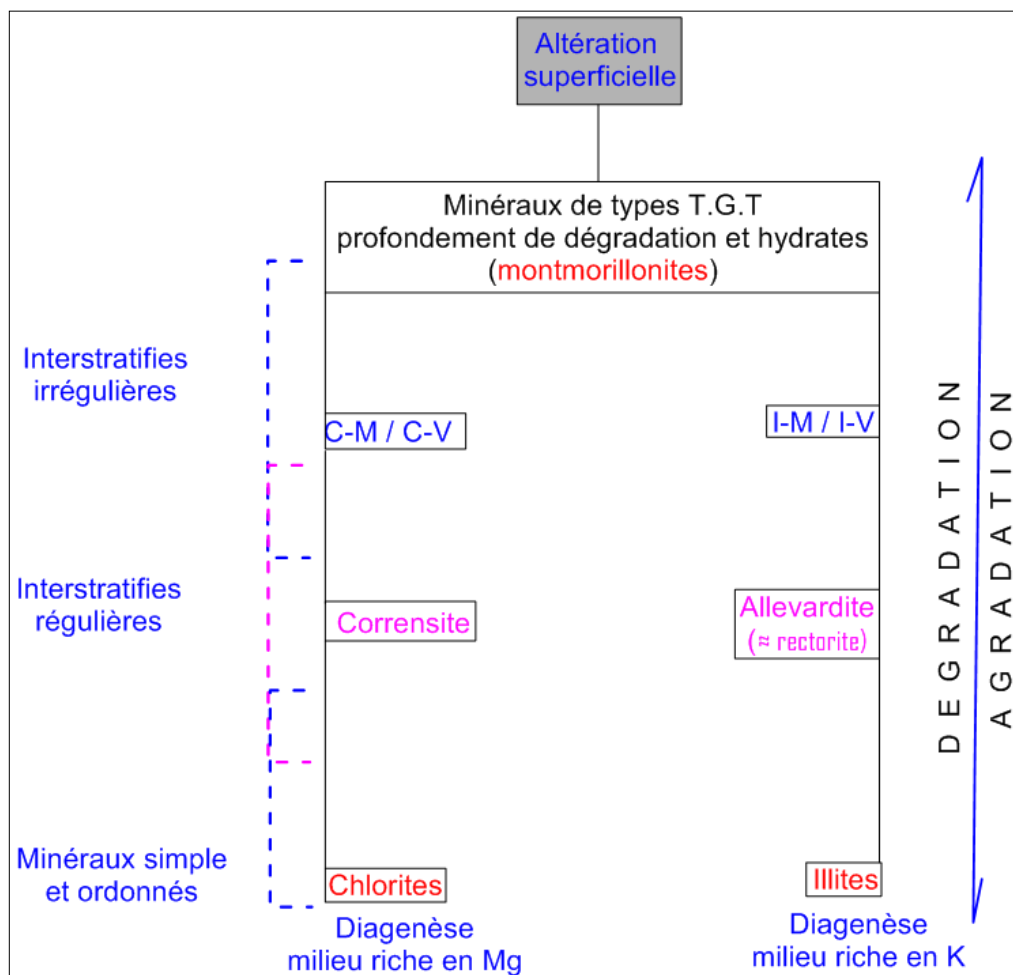
### I-7-1. L'illite

Grim et Bray al., (1937) utilisés le nom de l'illite pour définir les argiles de l'Illinois, l'illite classer parmi les minéraux argileux d'hydro-mica, d'hydro-muscovite et les argiles potassiques ont été définis sous le nom bravaisite. Le concept d'illite est utilisé beaucoup plus car il s'avère que la bravaisite est un interstratifiés (Illite-Montmorillonite).

#### I-7-1-1. Évolution diagénétique des illites

Dans le cas d'aggradation les processus d'altérations de la montmorillonite et de la vermiculite vers le minéral de l'illite s'exprime par la présence des ions alcalins de

potassium  $K^+$  et de sodium  $Na^+$ , tandis que dans le cas de dégradation l'illite va perdre les ions alcalins et s'altère vers la montmorillonite (fig. I-28).



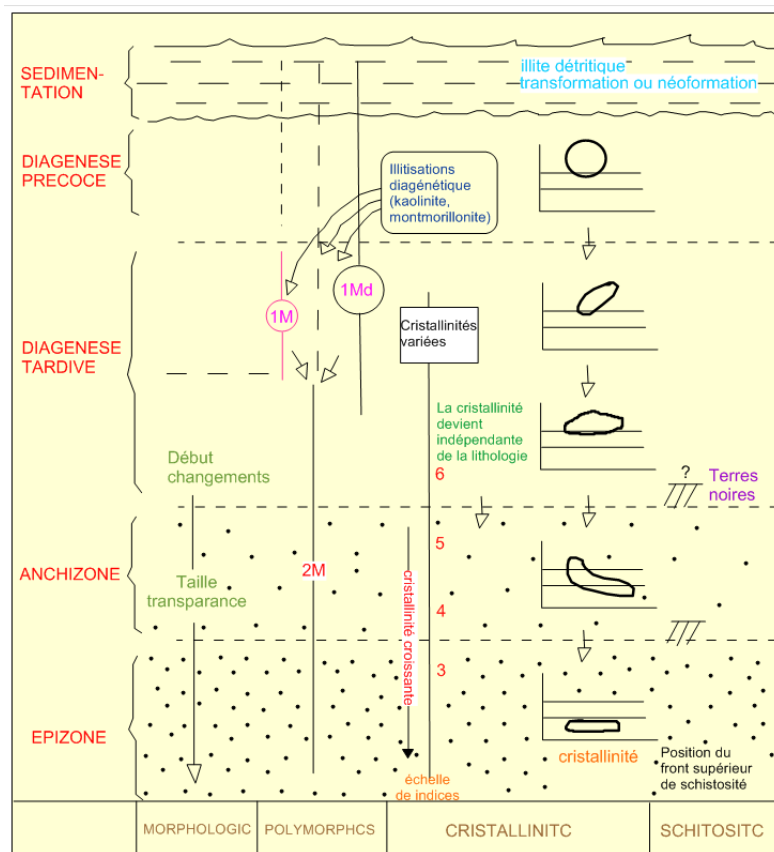
**Fig. I-28** Évolution diagénétiques des argiles d'après (Dunoyer, 1969).

### I-7-1-2. Contribution l'illite à la zonéographie de la diagenèse

Nombreuses études ont été effectuées sur les caractéristiques de l'illite et permettent de définir les stades d'évolution des minéraux argileux.

1. **diagenèse précoce** ; A cause l'hétérogénéité des ressources dans ce stade est rarement de transformation ou formation de l'illite.
2. **diagenèse tardive** ; A cause de la charge de lithosphère dans ce stade la température et la pression vont augmenter et conduire à l'aggradation de l'illite est favorisée par la compaction qui chasse l'eau entre les feuillets et réarrangement des réseaux (Dunoyer, 1969).
3. **L'anchizone** ; ce stade considère comme une phase de transition vers la phase de l'épizone métamorphique, dans cette zone le minéral de l'illite et le chlorite sont les derniers minéraux argileux présents.

4. **L'épizone** ; dans ce stade l'illite va se transformer graduellement vers le mica (séricites).



**Fig. I-29** Modèle théorique de variation de quelques propriétés de l'illite au cours des transformations diagénétiques et métamorphiques (Dunoyer, 1969).

### I-7-1-3. Cristallinité de l'illite

Comme nous l'avons dit précédemment que les processus d'aggradation conduit peu un peu à la formation de l'illite, et s'exprime par une absorption et une fixation de potassium entre les feuillets et l'évacuation de l'eau, du point de vue structural ce processus va conduire à la fermeture de feuilles vers 10 Å (la cristallinité de l'illite).

### I-7-2. Les montmorillonites

#### I-7-2-1. Caractéristiques structurales et conditions de genèse

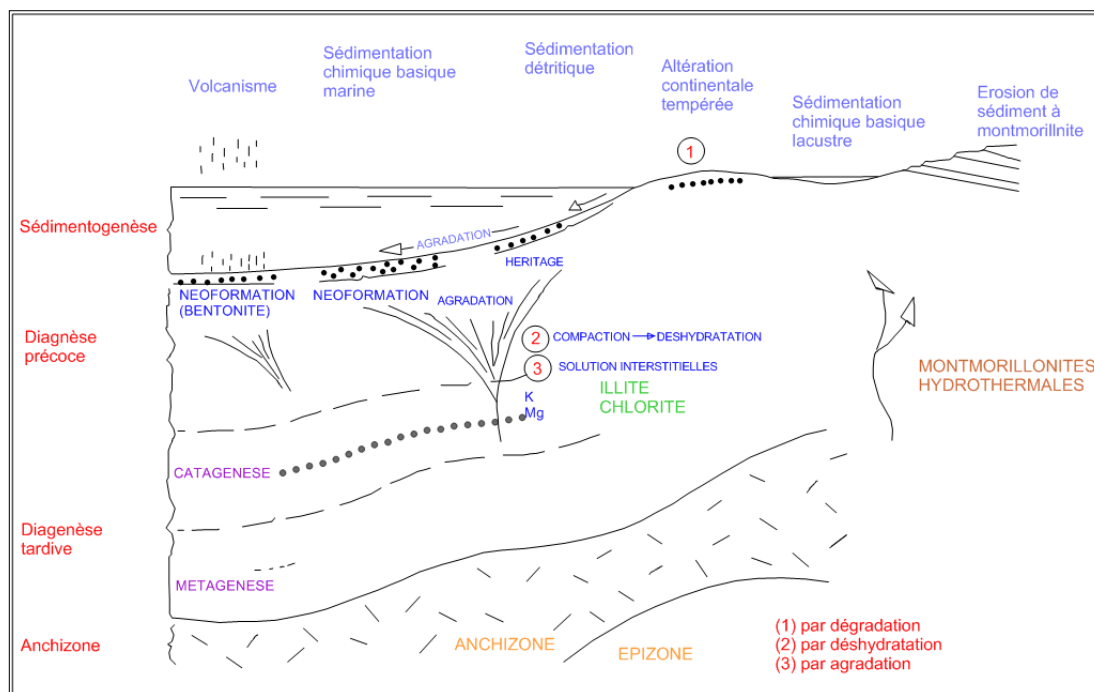
Le minéral de montmorillonite concédée comme une famille inclut plusieurs espèces voisines comme exemple ; *Nontronite*, *saponite* et *Sanconite*, des points des vus géologiques ce minéral défini comme des silicates hydraté et plus dispersé dans les zones superficielles et rare de présent dans les sols tempérés et dans les sols tropicaux mal drainés. La présence de montmorillonite se dépendant à des multiples processus selon le milieu de formation, par exemple (1) par néoformation dans les filons hydrothermaux et

milieu marin (2) par dégradation des silicates dans les manteaux (3) par héritage en divers milieux.

#### **I-7-2-2. Évolution diagénétique des montmorillonites**

- 1. Diagenèse précoce :** La montmorillonite se conserve et développement dans une le milieu marin et diagénétique faiblement alcalines, ces milieux sont favorables pour la néoformation et l'aggradation la montmorillonite.
- 2. L'aggradation :** Les minéraux argileux de montmorillonite sont forment par les processus d'aggradations dans le milieu marin et diagénétiques des conditions basiques riches des ions.
- 3. Les néoformations :** Les sédiments plus gènes montrés que dans le milieu marin le minéral de montmorillonite néo-formé précoce avant l'immobilisation des boues.
- 4. Diagenèse d'enfouissement :** [Dunoyer, \(1969\)](#) a étudié un exemple sur les sédiments de *Logbaba et Pierrefeu*, afin de comprendre l'influence de l'enfouissement sur l'aggradation de montmorillonite, ses résultats conclus que l'aggradation de la montmorillonite se présente dans la haute séries et disparus dans les sédiments profonds cette disparition a causé la transformation progressive vers des interstratifiés de type I-M ou I-C si le milieu est riche en Mg par déshydratation et adsorption d'ions alcalins et réarrangement au sein du réseau ([fig. I-30](#)).

Les processus déshydratation de la montmorillonite dépendant à des paramètres tel que ; la température et la profondeur, le degré déshydratation des formations de Tertiaire en fonction de la profondeur dans Gulf Coast, ce résultats montrent que la déshydratation se fait selon trois étapes lesquelles ; (1) en 2500 mètres de profondeur les molécules des eaux liées aux argiles vont expulser sous l'effet de la pression à l'interfoliaire est constituant des eaux bi-moléculaire (2) expulsion les couches des eaux emprisonner dans l'espace interfoliaire environ à une profondeur de 2500 à 4500 mètres, les dernière gouttelette d'eaux va évaporer dans ce enfouissement (3) en outre à la profondeur et la pression, les compositions ioniques des solutions interstitielles joue un rôle primordial dans la déshydratation.



**Fig. I-30** Évolution géologique des minéraux du groupe montmorillonite. Triple instabilité des montmorillonites par dégradation, déshydratation ou agradation. (Dunoyer, 1969).

### I-7-3. La kaolinite

#### I-7-3-1. Caractéristiques structurales et conditions de genèse

Les kaolinites s'altèrent par lessivage de formations continentales dans un milieu acide. En bref pourrions simplifier la genèse des kaolinites se faite se les étapes suivantes :

##### 1) L'altération superficielle en milieu lessivé acide

La partie superficielle de l'écorce Terrestre de milieu lessive et acide et dans les conditions climatiques chaudes conduire à la génération le minéral de kaolinite, par la suite les agents de l'érosion et de sédimentations vont conduire à la concentration et de sédimentation les kaolinites dans les gisements des kaolins soit dans des bassins continentaux, ou dans des bordures des bassins marins voisins suite à la grandeur de la taille des cristaux qui ne peuvent pas être entraînés plus loin que le rivage. Des points de vue structuraux de la structure triclinique ordonnée (T) dépendant de la zone d'altération développent peu à peu vers une structure pseudo-monoclinique désordonnée (PMD) aux dépôts marins.

##### 2) Les diagenèses acides

Les diagenèses acides sont plus célèbres dans les zones à climat chaud et humide caractérisées par des profils pédologiques, où les solutions interstitielles acides favorisent la recristallisation.

### 3) Les tonsteins

Il s'agit de la recristallisation des minéraux kaoliniques d'origine volcanique. Cette recristallisation caractérise le premier stade de la diagenèse. Le second stade a lieu pendant l'enfouissement des tonsteins

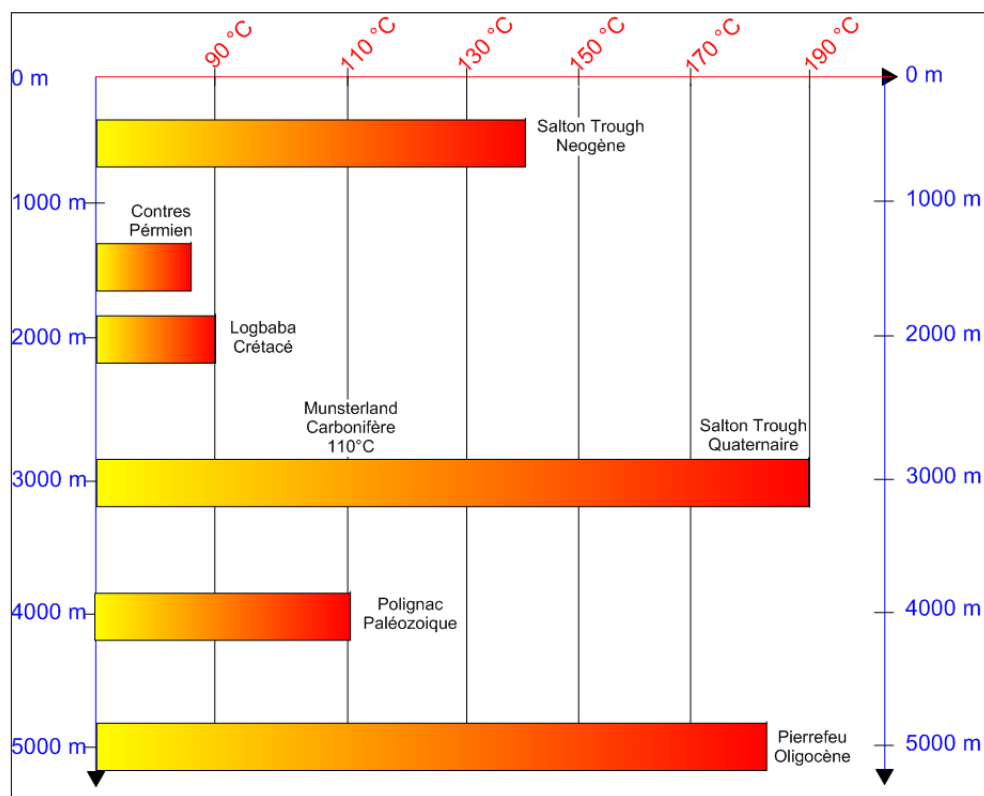
### 4) Les gîtes hydrothermaux

Les gisements hydrothermaux sont assez bien connus suite à l'intérêt économique qu'ils présentent, cependant ne constituent pas un élément important en volume dans le cycle géologique des minéraux kaoliniques, elles semblent avoir les mêmes conditions de diagenèse de profonde où la température atteinte à la limite de 200 °C Cependant la kaolinite présente dans les gîtes hydrothermaux tandis que n'apparaît pas dans la diagenèse profonde.

#### **I-7-3-2. Transformation de la kaolinite par la diagenèse**

L'augmentation de la charge de lithosphère influe sur la stabilité de la kaolinite et peut conduire à la disparition de la kaolinite dans les sédiments anciens (fig. I-31), le gradient physique de l'enfouissement et le changement de la température de destruction jouer un rôle primordial dans la destruction/formation de la kaolinite, mais l'influence de ces deux paramètre est fortement correspondant au pH du milieu et la force ionique (milieu interstitiel), alors, l'instabilité et la disparition de la kaolinite ne soumise pas toujours aux gradients réguliers de la température et de la pression plus que les solutions interstitielles, peut donc disparaître précocement, ou persister longtemps à des températures relativement élevées (Burst, 1959 et 1969).





**Fig. I-31** Destruction de la kaolinite au cours de l'enfouissement (Dunoyer, 1969). Les températures indiquées sont les températures mesurées lors du forage.

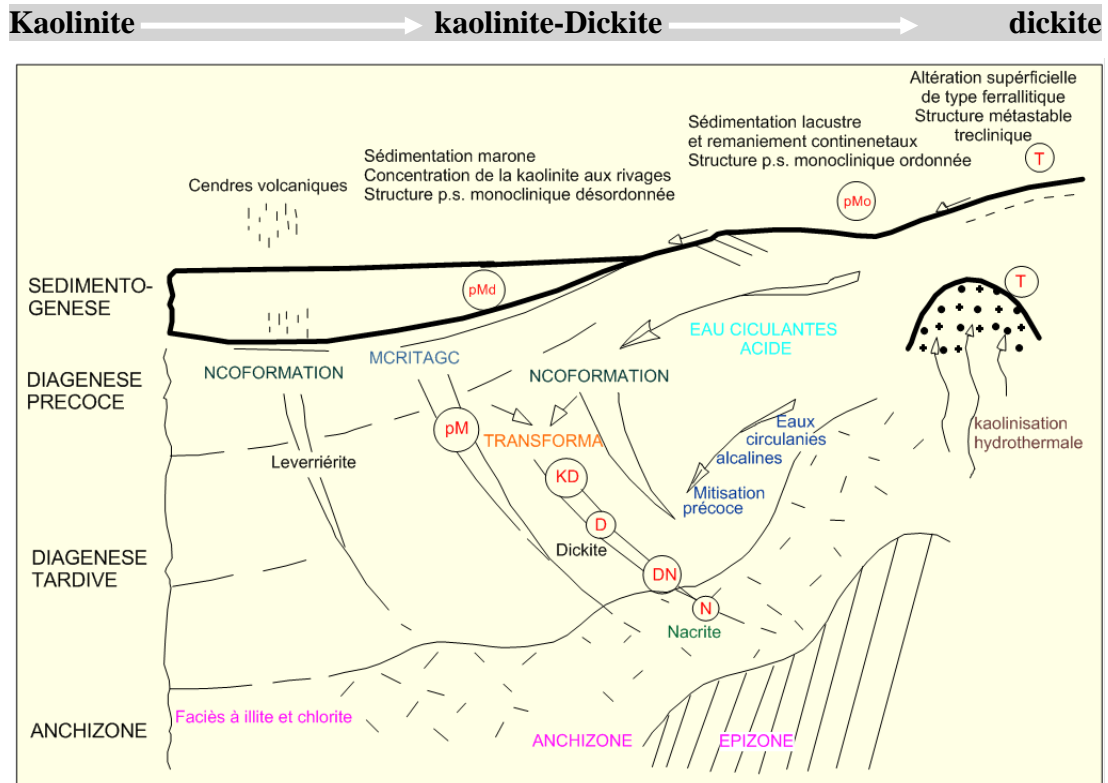
### I-7-3-3. Néoformation de la kaolinite

Le phénomène de la néoformation de la kaolinite se fait dans les séries sédimentaires et dans la présence de solutions acides et diluées. Les conditions de milieu des formations gréseuses qui présentent dans les solutions acides diluées à l'exception les formations proches à des formations salifères, évaporitique et les eaux salées, sont favorisées la néoformation les argiles de kaolinites.

### I-7-3-4. Évolution cristallographique de la kaolinite

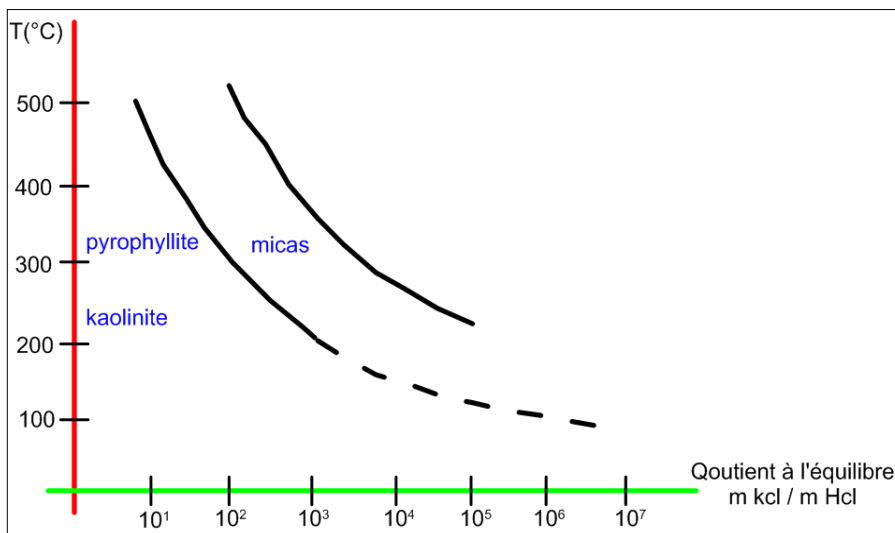
L'évolution du minéral de kaolinite se fait lors le transport des sédiments ou l'évolution de la profondeur, leur évolution sont résumés dans trois étapes sont ; (1) la structure triclinique de kaolinite se néo-formé lors l'altération ferrallitique. Cette structure est très stable en raison des ions de l'octaédriques et le tétraédriques ( $\text{OH}^-$  et  $\text{O}^{2-}$ ) qui forment des saillies au lieu de s'emboîter ils s'opposent. (2) la dégradation lors la diagenèse précoce résulte les remaniements continentaux, marins induisant la kaolinite pseudo-monoclinique désordonnée (3) et finalement l'aggradation la chaîne de la kaolinite, cette aggradation se commence dans le stade de diagenèse profonde dans une condition de température de 200 °C et Hydrothermalisme acide où la kaolinite se

transforme en dickite ou nacrite. L'aggradation la chaîne de la kaolinite se fait selon le profile suivante :



**Fig. I-32** Le cycle géologique des minéraux du groupe de la kaolinite. D'après (Dynoyer, 1969). T : structures tricliniques ; P.M : structure pseudo monoclinique ; P.M.D: structure pseudo monoclinique désordonnée. KD ; kaolinite-Dickite, DN ; dickite-nacrite, N ; nacrite

La kaolinite spécifique dans les sédiments marins, elle sensible aux milieux géochimiques, les solutions interstitielles (acides ou alcalines) et la température (fig. I-33).



**Fig. I-33** L'équilibre kaolinite-mica en fonction de la température et des concentrations (Hemly, 1959).

#### **I-7-4. Chlorites**

Avant la technique d'identification DRX, la classification de chlorite se fait sur base sa composition chimique, le minéral de chlorite illustre des compositions chimiques variées, ont été utilisées par les critères cristallographiques, optiques et chimiques pour classer les minéraux de chlorite. Le groupe de chlorite présente cinq espèces qui sont variées selon leurs formules chimiques ; (1) Chlorite ferromagnésienne (2) Ferrochlorite (3) Leptochlorite (4) Chamosite (5) Thuringite.

##### **I-7-4-1. La genèse et l'aggradation du chlorite**

On vu que le profile d'altération des minéraux argileux développe vers l'illite ou le chlorite en fonction de la profondeur ça dépendant aux les ions des solutions interstitielles, le chlorite montre dans le cas d'une solution interstitielle riche en magnésium (Mg). L'aggradation de chlorite précédé de deux couches argileuses ; (1) des interstratifiés de type chlorite-montmorillonite (C-M) ou l'interstratifiés de chlorite-vermiculite (CV) à une température de 400 °C (2) Corrensite, le chlorite c'est la dernière couche qui présente dans une profondeur importante à l'approche du métamorphisme (Dunoyer, 1969) (fig. I-28).

##### **I-7-4-2. L'effet de l'enfouissement sur les chlorites**

Comme nous l'avons dit précédente le chlorite se présente dans les zones profondes (l'épizone) où l'évolution de schiste passant vers séricite et chlorite, bien que le chlorite comme l'illite présente dans les conditions des zones profondes cependant, il ne peut être considéré comme indicateurs dans les stades diagénétiques car ses paramètres sont très variés à cause de leurs compositions chimiques variées. L'instabilité de chlorite se montre dans deux conditions ; (1) les milieux superficiels très lessivés (2) dans les conditions de pression et de la température importantes où le chlorite se transforme en biotite.

## I-8. Conclusion

Les minéraux argiles sont formés à partir des réactions de la croûte Terrestre au contact des roches (lithosphère), l'air (atmosphère), et l'eau (hydrosphère) où certains minéraux sont transformés d'une manière sélective aux minéraux argileux. À cause de la granulométrie fine ( $< 2 \mu\text{m}$ ), les minéraux argileux sont moins stables et les plus sensibles aux agents d'altérations, et sont restreints dans les couches supérieures de cycle géologique, où la température est plus ou moins faible, principalement. De point de vue structural les minéraux argileux consistent de continu des feuilles de tétraédrique et octaédrique.

La sensibilité des minéraux argileux aux conditions climatiques, géochimiques et physiques lors de sédimentation a fait un paramètre clé de comprendre et de reconstituer l'histoire géologique d'un bassin sédimentaire. L'évolution de l'assemblage des minéraux argileux a une attention particulière car il fournit des informations irremplaçables sur les processus d'altération passés, les environnements pédoclimatiques, paléosols et les relations dynamiques entre la lithosphère, l'atmosphère et la biosphère. Les conditions pédoclimatiques correspondantes, ceci explique l'intérêt accru des sédimentologues pour l'étude de ces minéraux :

- Dans les climats à la fois très froids et très secs : favorisent essentiellement une altération physique et la production de minéraux argileux dérivés de la roche dominés par l'illite et le chlorite.
- Dans les conditions fraîches et humides : sont responsables du développement des podzols, marqués par de la silice libre et des argiles dérivées de roches très dégradées.
- Dans le climat tempéré-humide et chaud-subaride : ces conditions climatiques favorisent des genèses des argiles de type TOT. Dans des conditions tempérées, les minéraux sont constitués d'argiles altérées telles que des couches mixtes irrégulières, de la vermiculite et de la smectite dégradée (pseudo bisiallisation). Tandis que dans une température plus élevée et une humidité saisonnière plus contrastée, elles comprennent principalement des smectites ferrifères néoformées (bisiallisation vraie). Dans ces conditions l'hydrolyse des ions interfoliaires (ions mobiles) et des ions de la couche externe exposée à la lixiviation (couche tétraédrique).
- Dans le climat chaud et humide : induit une hydrolyse active et une lixiviation ionique. Des néoformations se produisent qui dépendent des quantités de silice, de fer et d'aluminium encore disponibles dans les sols. La kaolinite, souvent associée à la goéthite, est typique des sols de basse latitude (monosiallisation), et est en partie remplacée par la gibbsite dans des conditions très agressives.

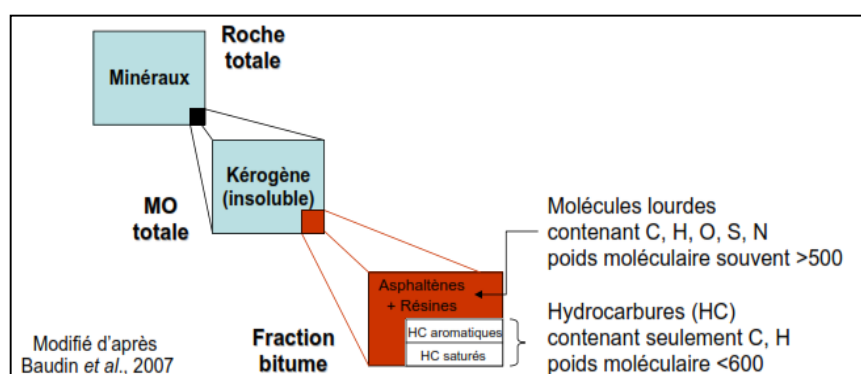
## CHAPITRE-II : LE RÉSERVOIR DU GAZ DE SCHISTE

## II-1. Introduction

Les argiles peut être une roche favorable de préservation et de maturation les hydrocarbures si-t-elle dépose dans une condition environnemental adéquate telle que ; haute pression  $\approx 650$  bar, température  $\approx 150$  °C (Hamblin, 2006; Daniel Arthur, 2008), faible teneur d'oxygène et teneur du carbone organique totale (COT) considérable. La roche argileuse mature est fortement enfouie peut être considérée comme une roche réservoir et contient principalement le gaz, et s'appelle le gaz de schiste sont principalement du méthane, si l'enfouissement a été moindre on a des gaz humides (éthane, butane, propane). Le potentiel de production du gaz de schiste est d'autant plus important que la roche-mère.

## II-2. Rappels théoriques sur la transformation de la matière organique

L'étude géochimique est destinée pour évaluer le contenant des matières organiques dans le shale à partir une série des études géochimiques et des essais laboratoire afin d'évaluation quantitative et qualitative ainsi que déterminer leurs types et l'origine. Les matières organiques sont déposées avec les sédiments, et se présentent sous deux forme ; (1) fraction soluble dans les solvants organiques appelé bitume (pétrole particulièrement lourd) (2) fraction insoluble le kérogène représente la plus grande partie de la matière organiques sédimentaire (fig. II-1) (Tyson, 1995).



**Fig. II-1** Composition de la MO dans les roches sédimentaires anciennes (Durand, 1980).

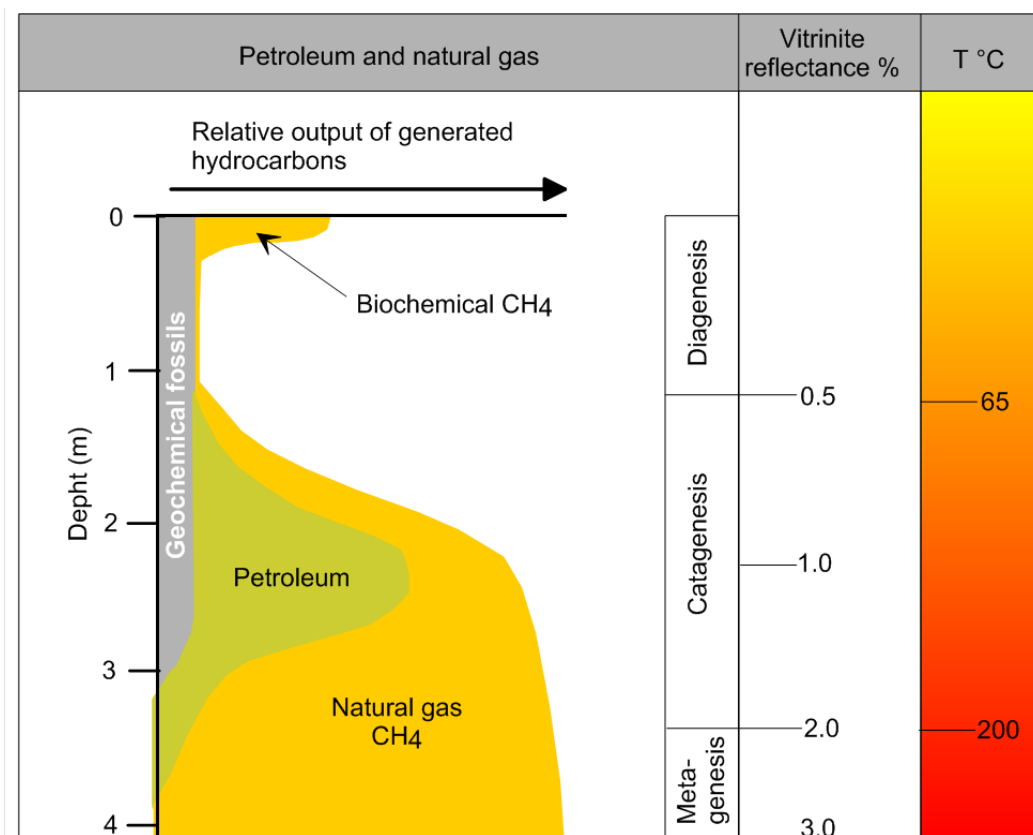
### II-2-1. L'évolution de la matière organique

Les matières organiques incorporant dans les sédiments subissent une série de transformations (biologique / thermique) en fonction de l'enfouissement, les deux types de gaz qui sont générés (1) Le gaz biogénique (méthane biogénique) ; libéré par l'action bactérienne dans une profondeur plus ou moins proche à la surface (l'interface eau-sédiment), (Combaz, 1986; Halliburton, 2012) (2) Le gaz thermogénique (gaz sec - méthane) généré à température 200 °C, dans une profondeur importante. L'évolution de

la matière organique se fait selon trois stades en fonction de la température peut se décomposer comme suit : (fig. II-2) (Tissot et Welte, 1987).

1. **La diagenèse ( $T \approx 80 \text{ }^\circ\text{C}$ )** : durant laquelle une dégradation de la matière organique par l'action physico-chimique et biologique (Vandenbrouke et Largeau, 1999), les processus physico-chimique et l'activité bactérienne influent sur la matière organique conduisant à la formation des méthanes biogéniques (méthanogènes). Dans cette phase le pouvoir de réflecteur de la vitrinite compris entre 0.2 et 0.6 %.
2. **La catagenèse ( $T \approx 120 \text{ }^\circ\text{C}$ )** : permet la formation des hydrocarbures (huile) (Tissot et Welte, 1987), avec la profondeur et le craquage thermique du kérogène développé et produit graduellement des composés de plus en plus légers jusqu'à atteindre les gaz. La phase principale de formation d'huile est qualifiée de fenêtre à huile ( $0.6 < R_o < 1.35 \%$ ). Dans cette phase on note la présence d'un résidu solide appelé pyrobitume résultant du craquage secondaire des bitumes.
3. **La métagenèse ( $T \approx 200 \text{ }^\circ\text{C}$ )** : conduisant à la génération du gaz sec (méthane thermogénique) à partir du craquage thermique de l'huile et des bitumes précédemment formés et du kérogène résiduel, dans la métagenèse le méthane n'est pas le seul gaz généré, CO, N<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>S aussi sont apparus (Behar et al., 2001). Si la température augmente les pyrobitumes et ceux du résidu de kérogène vont métamorphoser progressivement vers le graphite ( $R_o > 1.35 \%$ ) (Hunt, 1996).





**Fig. II-2** Les différentes fenêtres de formation des hydrocarbures en fonction de la température (Williams, 2013).

**II-2-2. Méthodes d’analyses la matière organique**

**II-2-2-1. Evaluation le contenu en carbone organique total (COT)**

La teneur en COT est un paramètre clé pour évaluer le potentiel d’une roche mère de contenir et la possibilité de générer les hydrocarbures. Le COT est dominante dans la composition de la matière organique, son dosage constitue le meilleur critère d’évaluation de la matière organique. Il est qualifié de total, car il représente aussi bien la fraction insoluble (kérogène) que celui de la fraction extractible. Selon la teneur en COT on distingue le potentiel pétrolier d’une roche mère se classer selon l'accord comme suit :

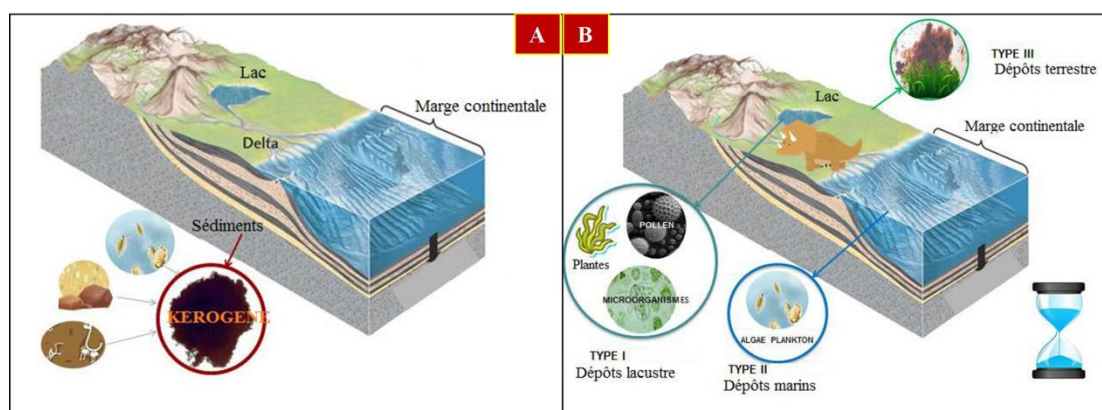
**Tab. II-1** Classification le potentiel de la roche mère selon la teneur en COT (Peters, 1986).

Teneur COT	Potentiel pétrolier
0 - 0.5 %	Pauvre
0.5 – 1 %	Faible
1 – 2 %	Bon
2 – 4 %	Très bon
COT > 4 %	Excellent

## II-2-2-2. Détermination du type de matière organique

### II-2-2-2-1. Le diagramme de Van Krevelen

Le degré de la température influe sur la texture originale de kérogène et favorise de générer ; huile, gaz ou graphite, selon les conditions thermique de maturation, le diagramme de [Van Krevelen \(1993\)](#) nous permet identifier le type du kérogène et leur milieu de sédimentation (lacustre, marin et continental) ([fig. II-3 A et B ; fig. II-4 B](#)). Ce diagramme utilise le rapport H/C et O/C issus de l'analyse élémentaire des macéraux du charbon pour dégager trois types de matières organiques. Il est à noter que les rapports atomiques (H/C et O/C) diminuent en fonction de l'augmentation de la maturation du kérogène.



**Fig. II-3 (A) Formation du Kérogène (B) Type de kérogène ([document IFP](#)).**

#### ➡ Type I

Ce type de kérogène présent dans le milieu lacustre, composé principalement de micro-algues, dans le diagramme de Van Krevelen le kérogène type I montre une forte valeur d'H/C et de faibles valeurs d'O/C. La structure chimique est caractérisée par des chaînes hydrocarbonées linéaires, il génère surtout du gaz à condensat autour de 10 mg/g de roche.

#### ➡ Type II

La matière organique composé principalement le kérogène type II sont les planctoniques et bactériennes d'origine marine, dans le diagramme de Van Krevelen le kérogène type II caractériser par un rapport atomique H/C plus ou moins élevé et rapport O/C importante par-apport le type I, le craquage thermique plus sauvant conduire à la formation des huiles avec des valeurs de l'ordre de 20 mg/g de roche.

### ► Type III

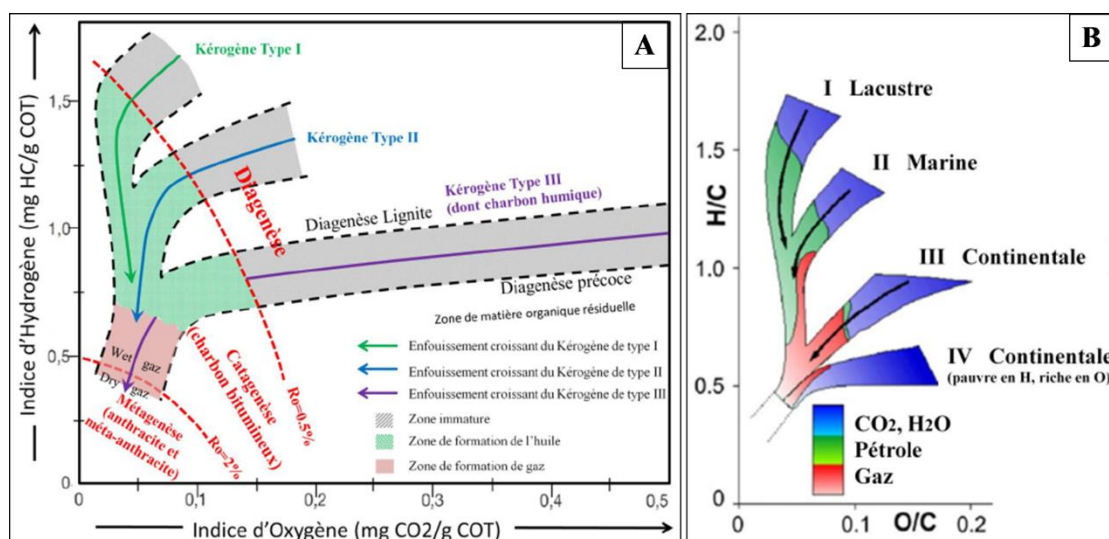
Ce type de kérogène est type continental dû principalement de la décomposition sur des végétaux supérieurs, le kérogène type III illustre un rapport H/C faible tandis qu'un rapport O/C très élevé, l'évolution de ce type de kérogène il donne principalement le gaz environ 50 mg/g de roche.

### ► Type IV

Généralement ce type de kérogène n'a pas une importance économique parce qu'il correspond à un matériel organique oxydé, le kérogène type IV correspond à du matériel organique continental, ce type caractérisé par un rapport H/C faible, associé à de très fortes valeurs de O/C (Devleeschouwer, 2009).

#### II-2-2-2. Le diagramme IH/IO

Permet de définir trois types de matière organique. Le type I correspond à une matière organique lacustre, le type II à celle marine et le type III à celle continentale (Fig. II. 4 A).



**Fig. II-4 (A)** Diagramme théorique IH/IO montre les types matière organique (d'après Espitalier et al., 1985) **(B)** Diagramme de Van Krevelen montre les types des kérogènes en fonction des rapports H/C et O/C modifié par (Van Krevelen 1993).

#### II-2-2-3. Estimation de l'évolution de la matière organique

##### II-2-2-3-1. La réflectométrie

Elle consiste à mesurer au microscope la rélectance des différents macéraux du charbon pour caractériser son rang. Le pouvoir réflecteur de la vitrinite (PRV) c'est l'indice le plus couramment utilisé, parce que la réflectance de la vitrinite (Ro) permet de déterminer les différents stades de maturation de la matière organique (diagenèse, catagenèse et métagenèse) (fig. II-2) (Durand et al., 1986).

### II-2-2-3-2. Indice d'altération thermique

Les microfossiles organiques sont sensibles à l'effet thermique de la diagenèse, leurs parois transparentes au moment du dépôt deviennent jaunes, puis brunes, puis noires et opaques en profondeur.

Ces changements de couleur et de transparence liés à des variations morphologiques peuvent être évalués par une appréciation qualitative où ils sont estimés et comparés à des chartes d'états de conservation ou thermal alteration index (Drid, 1989)

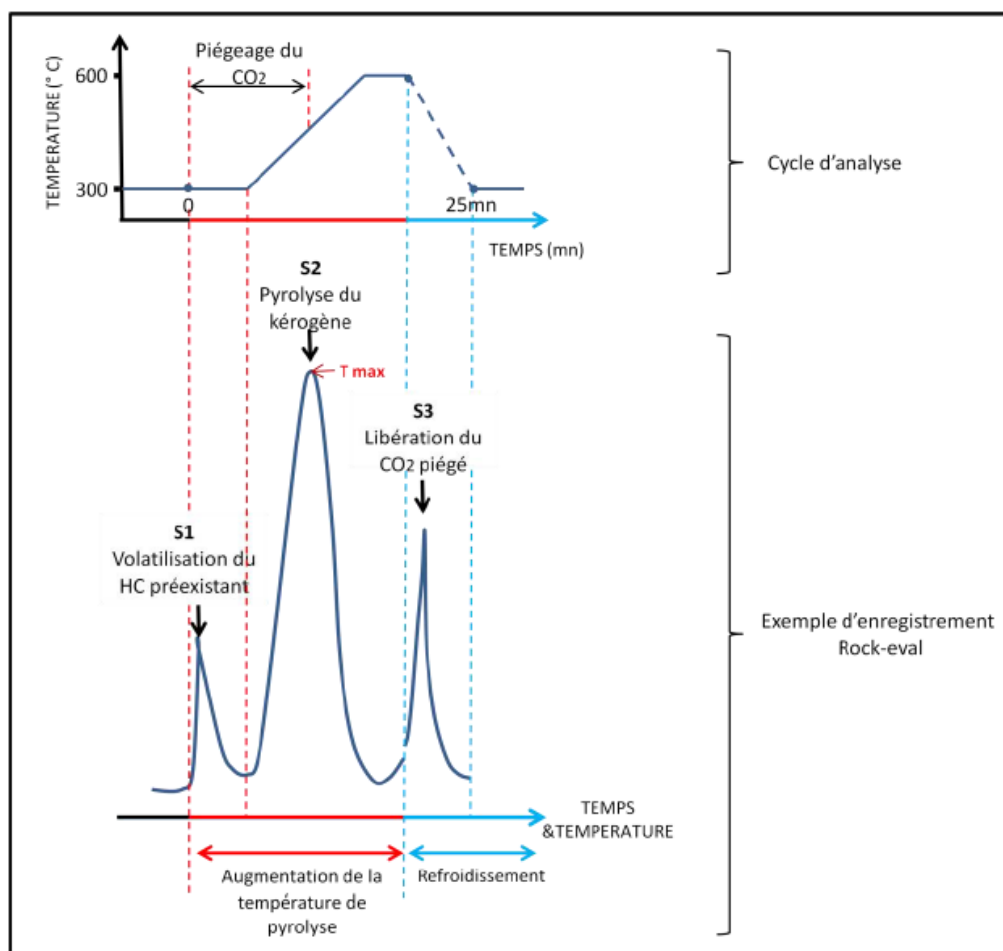
### II-2-2-4. Méthodes physico-chimiques

Les méthodes optiques que l'on vient de citer sont complétées par des approches physico-chimiques comme la pyrolyse de la roche brute et l'analyse élémentaire du kérogène.

#### II-2-2-4-1. La pyrolyse Rock-Eval

La technique de pyrolyse rock eval utilisé pour évaluer le contenant carboné dans un échantillon d'une roche mère, le protocole de la technique consiste à chauffer environ 100 mg de roche broyée sous courant de gaz inerte (hélium) jusqu'à 300°C par la suite la température augmente 25 °C pour chaque minute jusqu'à 600°C, l'analyse pyrolyse rock-eval se fait durant 45 minute, durant laquelle nous permet de savoir les types des hydrocarbures et des informations utiles en fonction la température de pyrolyse ;

1. **Le pic S1** : représente les hydrocarbures libres (les hydrocarbures générés par l'activité bactérienne), le pic S1 s'affiche à une température de 300°C leur quantité est exprimée en milligramme d'hydrocarbures par gramme de roche (mg/g)
2. **Le pic S2** : représente les hydrocarbures lourds (les hydrocarbures libérés par le craquage thermique du kérogène à une température 300-600°C, la détection des produits se fait par ionisation de flamme.
3. **Le pic S3** : représente le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>), le pic S3 détecté lors de refroidissement du four et piégée jusqu'à température 390°C (Devleeschouwer, 2009)
4. **La Tmax Rock-eval (Tmax)** : C'est la valeur de la température maximale de craquage thermique de la matière organique enregistrée durant la pyrolyse Rock-eval, Tmax défini comme la vitesse maximale de formation des hydrocarbures (fig. II-5).
5. **Le carbone organique totale (COT)** : représente la somme des carbones organiques résiduels et le carbone organique détecté lors de l'opération de pyrolyse. La rentabilité d'une roche mère classée selon leur contenant du COT.
6. **La somme des pics S1 et S2** : représente le potentiel pétrolier de la roche mère exprimé en mg d'hydrocarbures par gramme de roche ou (kg HC/t).



**Fig. II-5** Pyro-gramme (exemple d'enregistrement d'une pyrolyse Rock-eval): S1: hydrocarbures libres; S2: hydrocarbures pyrolysables issu du craquage du kérogène (Espitalié et al., 1985a, 1985b).

### II-3. Propriétés pétrophysiques du réservoir de gaz de schiste

Le pétrole constitue de complexe hydrocarbonés et non hydrocarbonés qui peuvent exister à l'état solide, liquide ou vapeur suivant les conditions de pression et de température, et des composantes mineures sont ; l'azotes (N), soufre (S), oxygène (O) et hélium (He), les pétroles sont formés par une série de transformations qui se produisent dans fractions organiques (rarement végétaux) sous l'influence de la pression, la température et l'activité des micro-organismes, la matrice originale des débris organiques va modifier peu à peu pour forme les hydrocarbures au sein de la roche mère (Argiles) poreuse et non perméable (Tissot & Welte, 1984 ; Hunt, 1996), les hydrocarbures formés profiter les microfissures et déplace et s'accumuler dans roche poreuse et perméable (roche-réservoir) limité par une roche imprimable (roche-couverture) (sel, anhydrite ou argile..) afin de bloquer la migration vers la surface, ce système pétrolier montre une déformation géologique spécifique (anticlinal, faille..), ce système appelé réservoir conventionnel. Une partie des hydrocarbures reste emprisonnée dans un la roche mère

(gaz de schistes) ou des formations quartziques proches de la roche mère (tight gaz) réservoirs non conventionnels, où les hydrocarbures sont difficiles à extraire à cause les mauvaises perméabilités. Dans ces types de réservoirs le système pétrolier n'est pas complété ; illustre une roche mère et réservoir comme le cas de tight gaz (les hydrocarbures n'est pas terminée sa migration) ou roche mère uniquement comme le cas de gaz de schistes (les hydrocarbures n'ont jamais bougé).

Les réservoirs shales, sont des réservoirs non conventionnels, la nature de sa roche est principalement argileuse > 67 % (Halliburton, 2012), qui renferment au moins 5 à 15% de matières organique, et doit être contient minimum 0.5 % de carbone organique totale (COT), la roche du réservoir shale est très compacts et très imperméables, selon Wang et al., (2009) la perméabilité de la matrice de shale est très faible atteinte à 0.0001 à 0.001 mds (fig. II-6).

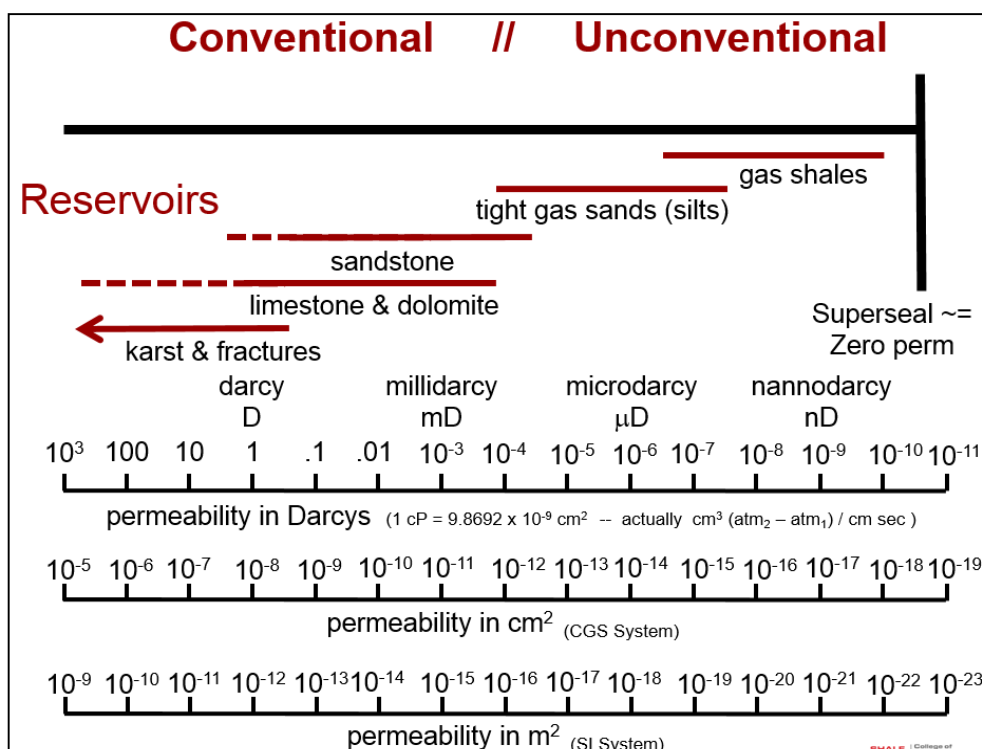
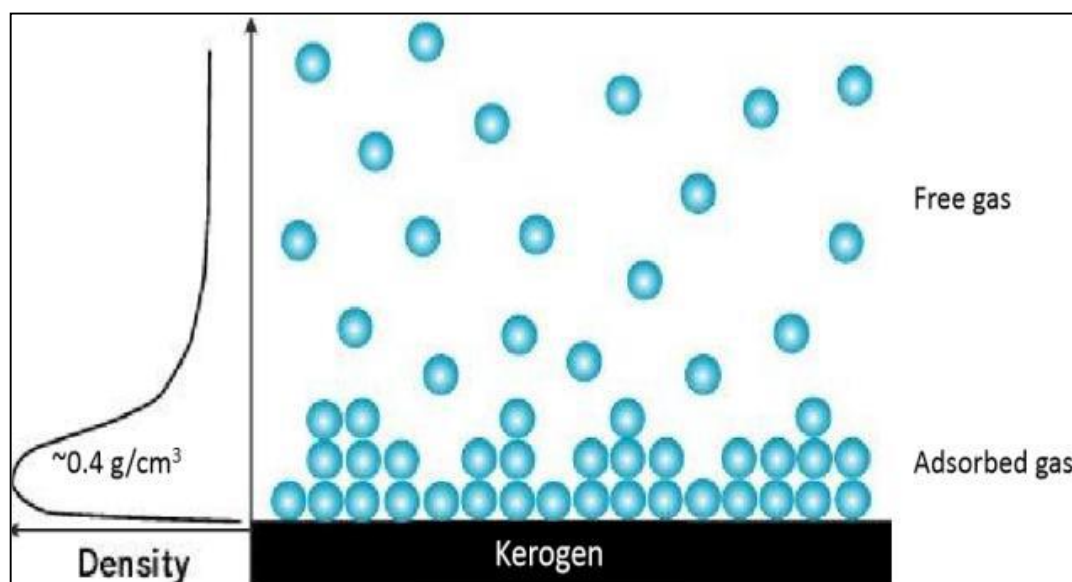


Fig. II-6 La perméabilité des différents types de réservoir (Williams, 2013).

Le gaz dans le shale montre deux états soit sous forme ; (1) gaz libre qui peut être circulé dans les pores ou sous forme (2) gaz adsorbé soit dans les matières organiques ou la matrice, la quantité de gaz adsorbé correspondant négativement à diamètre des pores (fig. II-7).





**Fig. II-7** Représentation de différentes formes de stockage du gaz dans le shale en termes de leurs quantités (Rylander, 2013).

## II-4. Processus production du gaz de schiste

### II-4-1. Les travaux préliminaires

Dans les travaux préliminaires menant à la détermination le site de forage sur base les études sismiques (Van durme et coll., 2012).

### II-4-2. L'exploration et la fracturation

Les résultats de ces travaux sont essentiels pour la prise de décision de passer de la phase exploratoire - un ou deux puits par site afin de trouver les endroits les plus productifs à la phase de développement. Cette étape englobe ; (1) le forage, (2) la complétion, (3) la fracturation et (4) les essais de production (Ciraig, 2013).

### II-4-3. La phase de développement (projet pilote)

Cette étape est venir lorsqu'un site s'est montré intéressant, il se déroule lors de cette étape l'installation de conduites de gaz et d'eau et réalisation d'un projet pilote. L'essai pilote consiste à mettre en place un site multiforage qui permettra d'optimiser les coûts. Par la suite on passe alors au stade de déploiement à grande échelle de l'industrie en multipliant les sites multiforage autour du site initial (Ciraig, 2013).

### II-4-4. La production

Cette étape succède à l'étape de fracturation hydraulique où les puits sont mis en production. Le taux de production se divise en deux ; production élevée l'ordre de quelques mois à une ou deux années, par la suite en raison de la géométrie de la zone accessible (au maximum la zone fracturée) et l'affaissement des fractures et leur



obstruction progressive baisser jusqu'à un certain niveau de productivité stable durant le reste de la vie du puits.

#### **II-4-5. La distribution**

Durant laquelle la transmission du gaz à partir des unités de traitement jusqu'aux consommateurs.

#### **II-4-6. La fermeture définitive**

Cette opération est appliquée lorsque le puits n'est plus productif ou qui ne l'ont jamais été. (Van durme et coll., 2012).

### **II-5. Principe de la fracturation hydraulique**

#### **II-5-1. Le forage**

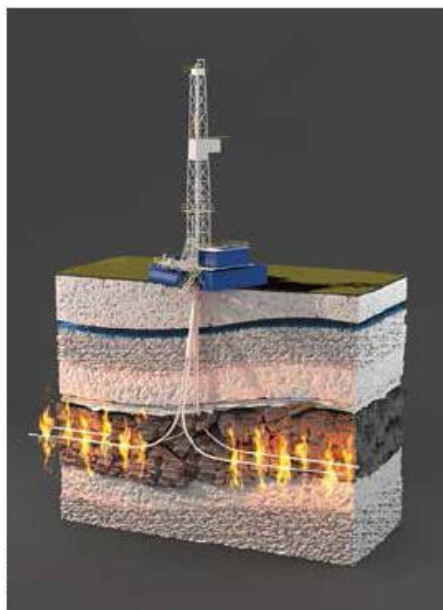
Les gaz piégés dans les formations rocheuses avec une extension horizontale massive l'emploi d'un puits vertical n'est pas adapté pour exploiter il est donc obligatoire d'être une surface de contact important entre le puits et la roche afin de drainer d'un volume de gaz suffisamment important, en utilisant la technique du forage directionnel pour creuser un puits horizontal, on effectue dans un premier temps un forage vertical jusqu'à atteindre le début de la formation de schiste, généralement entre 2000 m et 3000 m, (Gabriel, 2011) plus profond que pour un gisement de gaz conventionnel, puis on tourne de façon à creuser un puits horizontal dans la formation. Le forage continu ensuite à l'horizontale sur une distance comprise entre 1 km et 2 km.

#### **II-5-2. Fracturation hydraulique**

Le but de la fracturation hydraulique est de créer un réseau des fractures afin de libérer et l'extraction des molécules d'hydrocarbure qui s'y trouvent emprisonnées. L'opération se fait par l'introduire au contact de la roche mère un fluide sous haute pression (plusieurs centaines de bar), et créer des fissures tout autour, introduire des agents de soutènement (généralement du sable) pour éviter la re-fermeture des fissures et récupérer par pompage les fluides de fracturation en excès.

Les fractures créées dans la roche mère sont généralement d'une longueur de quelques dizaines de mètres et peuvent atteindre 100 m. Les opérations complexes de fracturation (variation de la pression, des débits, de la composition des différentes strates du fluide de fracturation,...) dépendent des caractéristiques de la roche à fracturer. Le processus de fracturation est piloté depuis la surface par un opérateur en agissant sur la pression et le débit du fluide de fracturation injecté (Gabriel, 2011), et les opérateurs sont capables de générer des fissures pouvant atteindre quelques centaines de mètres. Le

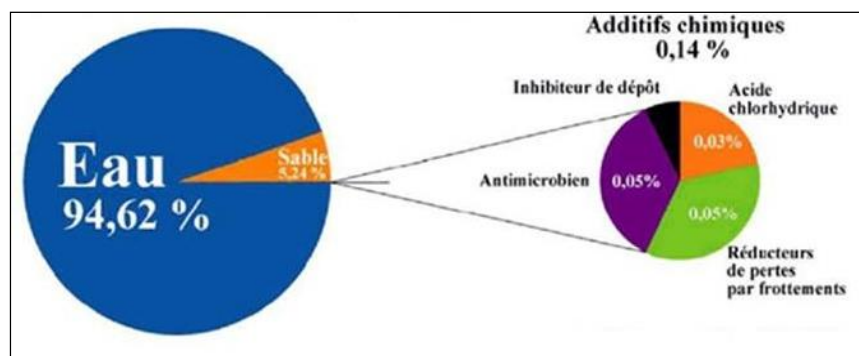
développement de la fracturation peut être contrôlé en temps réel en utilisant un dispositif de microsismique qui détecte et visualise la position des fissures créées.



**Fig. II-8** Fracturation hydraulique (Mirova, 2012; Nicolas, 2016).

### II-5-2-1. Le fluide de fracturation

L'opération de la fracturation hydraulique nécessite essentiellement l'eau, pour forer et fracture (8 à 10 fracturations en moyenne sur la base d'un drain de 1000 m environ) un seul puits du gaz de schistes nécessite 10 000 m<sup>3</sup> à 20 000 m<sup>3</sup>.



**Fig. II-9** Les composantes du fluide de fracturation (Ancre, 2012).

### II-5-2-2. Les agents de soutènement

Comme nous l'avons dit précédemment que le sable quartzueux propre, de granularité assez uniforme utilisé pour maintenir l'efficacité des fractures. Les normes de quantité de sable nécessaire pour la fracturation correspondant aux profondeurs et la quantité d'eau utiliser par exemple dans le cas de grandes profondeurs et de fortes contraintes, une matière plus dure est nécessaire et on utilise des billes de céramique. Pour 15 000 m<sup>3</sup> d'eau utilisés dans un puits, 800 à 900 m<sup>3</sup> de sable sont nécessaires.

**II-5-2-3. Les additifs chimiques utilisés dans la fracturation**

Les produits chimiques utilisés ne représentent que 0.5% à 2% en volume total, l'ajout d'un mélange de produits chimiques est indispensable au procédé, afin de modifier les propriétés mécaniques et chimiques du fluide, notamment pour s'adapter aux contraintes spécifiques du terrain et améliorer l'efficacité du procédé de fracturation. A ce titre, la composition exacte du fluide varie d'un puits à l'autre.

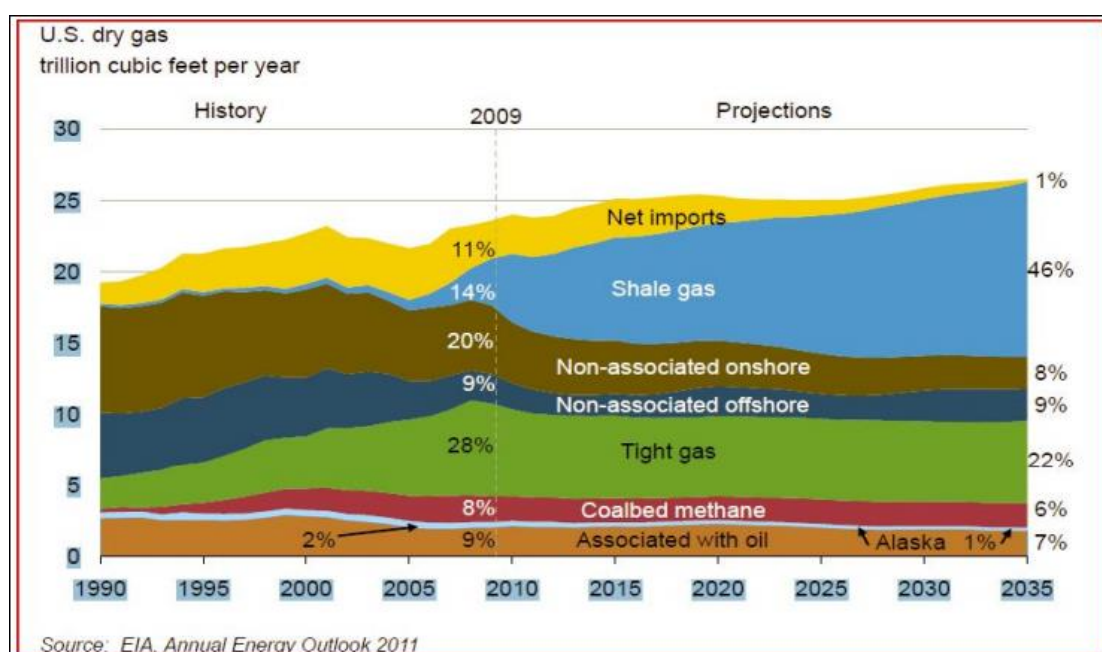
**Tab. II-2** Les additifs chimiques utilisés dans la fracturation.

Additif	Usage
Agent de soutènement (Proppant)	Les "Proppant" maintiennent les fractures ouvertes pour permettre aux hydrocarbures (gaz et huiles) de remonter librement à la surface du puits
Solution d'acide dilué	Nettoyer les débris de ciment et de boue de forage restant dans les entailles créées par les perforations avant l'injection du fluide de fracturation.
Biocide	Utiliser pour prévenir la croissance de bactéries qui peuvent produire des gaz (tel que du sulfure d'hydrogène (H <sub>2</sub> S)) lesquels peuvent contaminer le méthane. Préviens aussi la croissance de certaines bactéries qui réduisent la viscosité du fluide qui transporte le sable dans les fractures.
Contrôle d'argiles	Prévient le gonflement et la migration des couches argileuses lesquelles peuvent réduire considérablement la porosité des roches d'hydrocarbures.
Inhibiteur de corrosion	Réduit la formation de corrosion sur les tubes en aciers au carbone (Tubing, cuvelages, pompes, lignes haute pression, container...). il est utilisé lors des jobs de fracturation qui contiennent de l'acide.
Agent de réticulation	La viscosité du fluide est augmentée en utilisant des esters phosphoriques combinés avec des particules métalliques. Les particules métalliques servent d'agent de réticulation. Ainsi, la viscosité plus importante du fluide de fracturation augmente la capacité de transport du Proppant dans les fractures ouvertes par la pression du fluide.
Réducteur de friction	En réduisant les pertes de charge dues à la friction du fluide de fracturation contre les parois des tubes et de la formation, il permet d'optimiser le débit et la pression d'injection.
Gélifiant	En augmentant la viscosité du fluide de fracturation, il permet d'améliorer la capacité de transport du Proppant dans les fractures ouvertes par la pression du fluide.
Contrôle de ter	Prévient la précipitation d'oxydes métalliques lesquels tendent à obturer la formation.
inhibiteur d'entartrage	Prévient la précipitation de carbonates et sulfates (carbonate de calcium carbonaté, sulfate de calcium, Sulfate de baryum) lesquels tendent à obturer la formation
Réducteur de gélifiant	Une fois le Proppant en place dans les fractures, il réduit la viscosité du fluide de fracturation pour améliorer le retour du fluide en surface.
Surfactant	Méthode de récupération du fluide par injection de produits tensio-actifs pour en abaisser la tension interfaciale.

## II-6. États de lieux des gisements mondiaux de shale gas

Selon le rapport de l'EIA (2011) (Energy Information Administration) les récentes années la ressource de shale gas sont les ressources les plus explorées parmi les ressources non conventionnelles (fig. II-10) cet avantage dû à causes certains paramètres sont ;

- Un potentiel de production d'hydrocarbures énorme.
- Un déclin de production très lent,
- Le shale offre une récupération importante,
- Le coût d'exploration modéré, un succès formidable par rapport aux autres ressources non conventionnelles comme le tight gaz. (Halliburton, 2012).



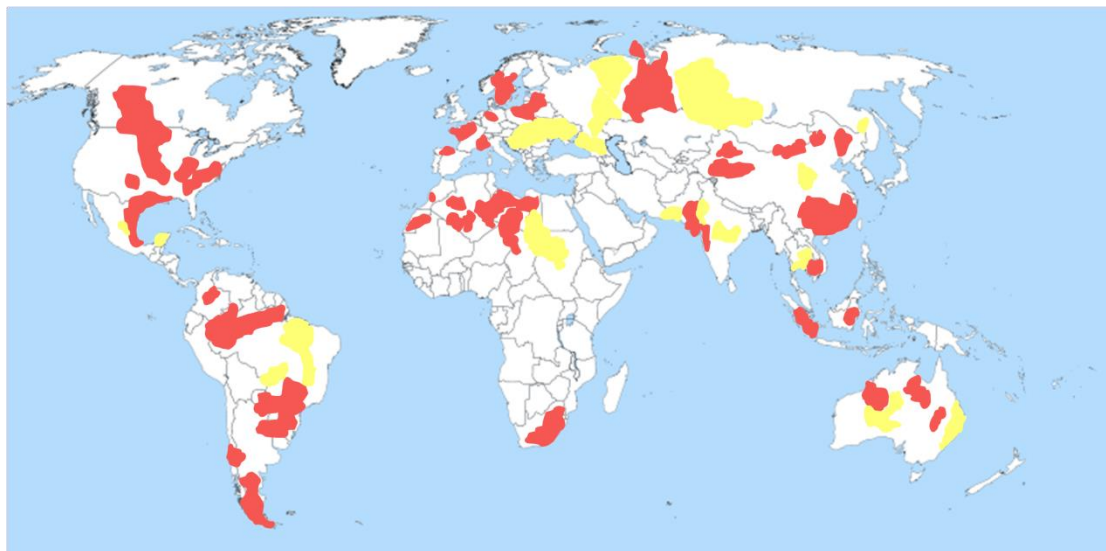
**Fig. II-10** Les hydrocarbures non conventionnels le plus consommables et les perspectives de consommation futures (EIA, 2011).

Les réservoirs de gaz de schistes repartent presque à l'échelle mondiale. La figure II-11 montre les champs de bassins explorés pour évaluer la réserve de gaz de schistes. Le rapport de l'EIA (2013) montre que les réserves de shale gas qui peuvent exploiter atteinte à 206700 milliards de m<sup>3</sup> soit environ 30 % des réserves mondiales en gaz naturel. La légende de la carte indique deux couleurs différentes sur la carte du monde qui correspond à l'étendue géographique de cette évaluation:

- **zones colorées en rouges** : représentent l'emplacement des bassins avec des formations de schiste pour lesquels des estimations des ressources techniquement

recupérables ont été fournies. Les formations de schistes potentielles couvrent rarement un bassin entier.

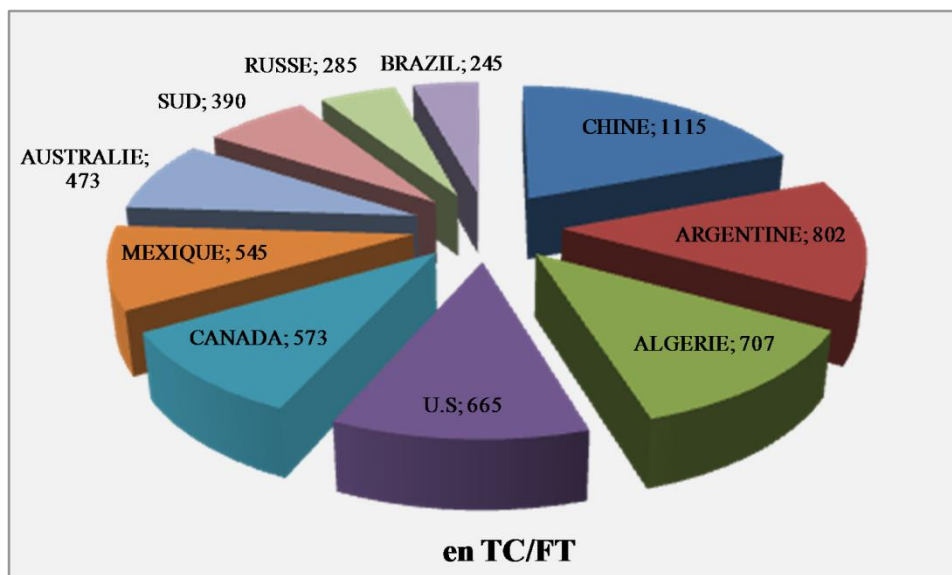
- **zones colorées jaunes** : représentent l'emplacement des bassins qui ont été examinés, mais pour lequel de schiste estimations de ressources n'ont pas été fournies, principalement en raison de l'absence de données nécessaires pour effectuer l'évaluation.



**Fig. II-11** Carte de distribution des bassins de shale oil et shale gas à travers le monde d'après (EIA, 2011).

### II-6-1. Les réserves mondiales

La figure II-12 illustre les pays détenant les plus grandes ressources de gaz de schiste sur la base d'évaluation des ressources de schiste dans 41. L'Algérie, la Chine, l'Argentine et les États-Unis englobent des ressources vastes des gaz par rapport aux autres pays.

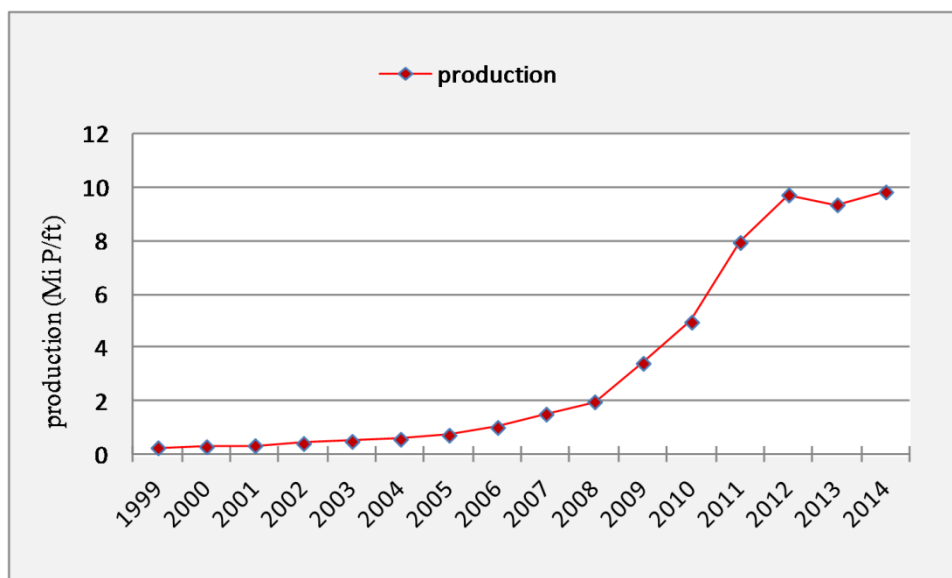


**Fig. II-12** Classement des plus grands pays détenteurs de shale gaz, source: (EIA, 2013).

## II-7. APERÇU DU GAZ DE SCHISTES AU MONDE

### II-7-1. États-Unis

La production du gaz de schiste a connu un rythme croissant de 17% par an lors de la période 2000 – 2006 et explose à partir l'année 2006, la progression moyenne de la production est de 48 % par an dans la période 2006-2010, où la production atteinte à 93 milliards/m<sup>3</sup> en 2009 équivalent 14% de la production totale de gaz naturel. La production devrait atteindre à 45% de l'approvisionnement total en gaz naturel en 2035.



**Fig. II-13** Production de gaz de schiste aux États-Unis de 1999 à 2014 d'après (EIA, 2013).

### II-7-2. Australie et Canada

Le potentiel du gaz de schiste estimé en Australie et Canada en 2012 successivement ; 11 200 et 11 000 milliards de m<sup>3</sup>, au Québec. Selon à la société Santos, l'Australie a commencé l'exploitation gaz non conventionnel du puits Moomba-191, dans le bassin de Cooper (centre-est), a fourni une moyenne de près de 74.000 m<sup>3</sup>/J, mais suspendue l'exploitation des gaz de schiste est pour l'instant suspendue au Québec et Australie de par la mobilisation des collectifs citoyens et aussi en raison de procédure d'évaluation de l'impact de l'exploitation les gaz de schistes sur; l'environnement, infrastructures... en prévision des bouleversements que de tels chantiers vont probablement provoquer, en Australie avait tendance à exploiter beaucoup plus sur l'exploitation le gaz d'houille (Georges, 2012).

### II-7-3. Afrique du Sud

En 2012 moratoire levé sur l'activité d'exploration / Exploitation de gaz non conventionnels. Il avait été imposé en 2011 dans l'attente des résultats d'une étude sur les



effets environnementaux de la technique d'extraction, la réserve du gaz à estimé 13 800 milliards de m<sup>3</sup>. Les forages seront dorénavant autorisés pour permettre l'évaluation du gisement, mais la fracturation hydraulique ne sera autorisée que si les questions environnementales sont résolues.

#### **II-7-4. Mexique**

En 2011 le potentiel du gaz de schiste estimé est 19 200 milliards de m<sup>3</sup>, la première exploitation du gaz a entamé avec succès à Coahuila Gisement d'un potentiel estimé à environ 8,5 millions de m<sup>3</sup>/J (Georges, 2012).

#### **II-7-5. Chine**

La réserve estimée est atteindre environ à 36 000 milliards de m<sup>3</sup>, l'exploitation du gaz de schiste a entamé en 2010 dans un « bloc » du Sichuan Weiyuan en utilisant la technique de fracturation hydraulique. Cependant le gouvernement central encourage ses entreprises à rechercher des partenaires internationaux qui ont une expérience dans le domaine d'exploitation du gaz de schiste à cause relativement inexpérimentée dans le secteur.

#### **II-7-6. Grande Bretagne**

L'activité d'exploration du gaz de schiste a été au début 2010 où la réserve de gaz estimée est atteindre à 566 milliards de m<sup>3</sup>, mais dans l'attente d'études environnementales complémentaires, l'exploitation du gaz a été suspendue suite à des secousses sismiques qui seraient liées à la fracturation hydraulique.

#### **II-7-7. Allemagne**

Selon l'institut fédéral des sciences géographiques et des ressources naturelles la réserves récupérables estimée 0.7 à 2.3 milliards m<sup>3</sup>, cependant l'exploitation du gaz est suspendue après la réalisation de six forages (dont un suivi d'une fracturation hydraulique) depuis 2008 (Georges, 2012).

### **II-8. APERÇU DU GAZ DE SCHISTES EN ALGÉRIE**

#### **II-8-1. Projet d'explorations**

L'Algérie accorde les travaux sur les gaz de schistes au début de 2013. Le groupe Sonatrach compte forer 11 puits pour le gaz de schiste dans une période de 7 à 13 ans, ces puits font partie des 117 puits que Sonatrach compte forer avec ses propres moyens à partir 2014 durant cette année le groupe Sonatrach compte forer quatre puits d'exploration dans le bassin d'Ahnet et Illizi, où le premier puits du gaz de schiste a été foré dans le bassin d'Ahnet (s'appelle Ahnet-1), ce puits a été destiné pour d'approfondir davantage



nos données sur nos réserves gazières non conventionnelles et d'établir les techniques de forage adéquates à ce type d'extraction de gaz".

### II-8-2. Les réservoirs Algériens

L'Algérie classée parmi les pays qui contient un réserve considérable du gaz de schistes (voir Fig. II-12), la teneur de réserve du gaz de schiste est cartographiée sur sept bassins sont ; bassins de Mouydir, Ahnet, Berkine, Timimoun, Reggane, Illizi et Tindouf. Ces bassins tiennent deux formations de gaz de schiste significatives, le Silurien Tanezrouft et le Dévonien Frasnian (Fig. II-14). Les réserves estimées en 7 réservoirs contiennent environ 3419 TCF de gaz de schiste dont 707 TCF techniquement récupérable (EIA, 2013).

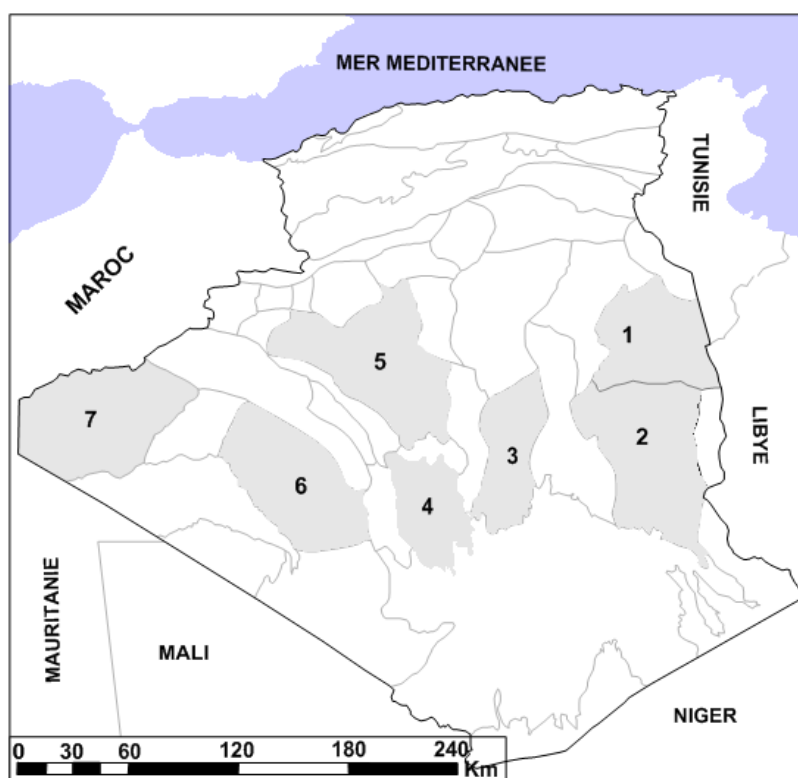


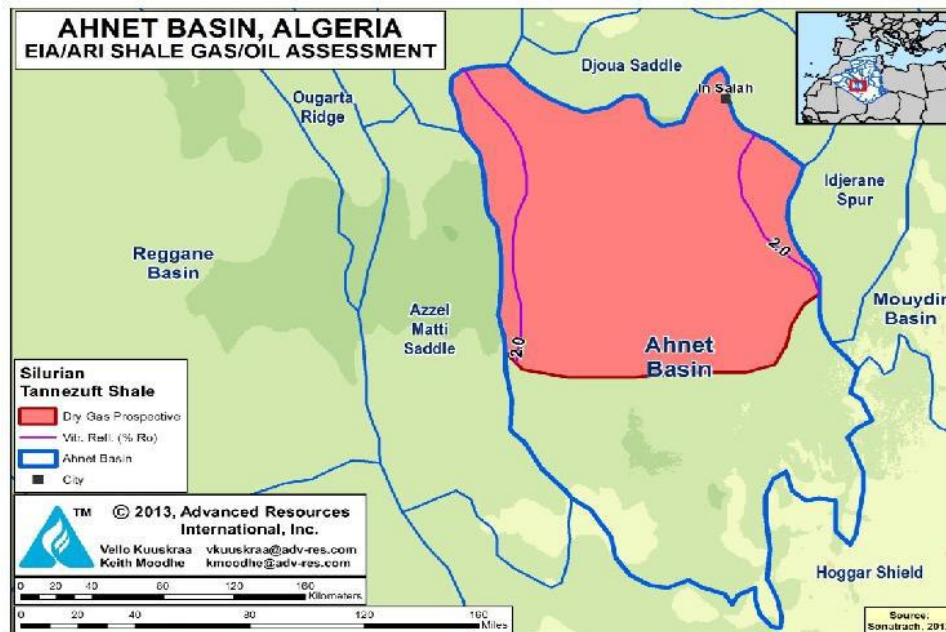
Fig. II-14 Les bassins de shale gaz en Algérie ; (1) bassins de Berkine, (2) Illizi (3) Mouydir, (4) Ahnet, (5) Timimoun, (6) Reggane et (7) Tindouf d'après (EIA, 2013).

### II-8-3. Les caractéristiques des réservoirs algériens

#### II-8-3-1. Bassin Ahnet

##### II-8-3-1-1. Formation Silurien Tanezrouft

Les schistes de Tanezrouft contient principalement le gaz sec se traduit par une maturité thermique  $R_o > 1,3 \%$ . La profondeur de schiste de Tanezrouft qui varie de 6000 à 10,500 ft, en moyenne 8 000 pieds, et illustre une épaisseur du schiste varie de 150 à 500 pieds, avec une moyenne de 330 pieds avec une nette élevée au taux brut. La COT du schiste varie de 1,5% à 4 %.

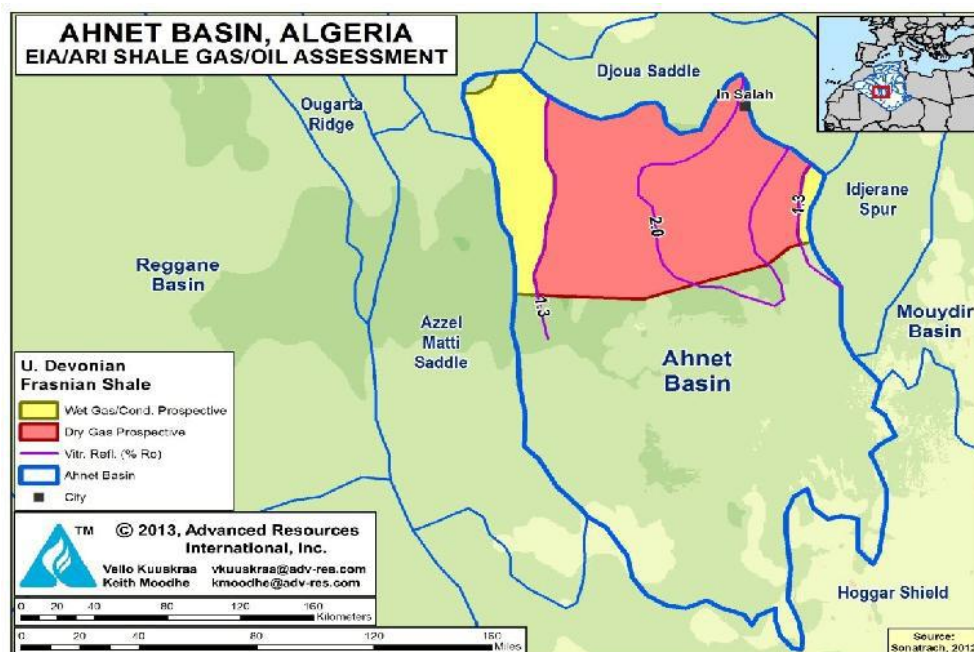


**Fig. II-15** Plan de bassin d’Ahnet (le schiste de Silurien Tanezrouft) (EIA, 2013).

### II-8-3-1-2. Formation Frasnien Dévonien

Les schistes de frasnien montrent principalement une richesse de gaz condensats humide avec une épaisseur de 248 pieds, tandis qu’illustrent 54 pieds imbibés en gaz sec. La maturité thermique de la zone prospective de schiste du Frasnien est  $R_o > 1,0\%$ . La teneur en COT est comprise entre 3% et 4% (EIA, 2013). La profondeur des schistes Frasnien varie d’environ 3300 à 9500 pieds, en moyens 6000 pieds, avec le gaz mouillé / condensats zone moins profonde et la zone sèche de gaz profond.

Les schistes chaudes frasnien d’un puits du bassin d’Ahnet indiquent un potentiel de 65 milliards de pieds cubes / mi<sup>2</sup> (25 milliards de pieds cubes / km<sup>2</sup>) et l’épaisseur du réservoir net 230 m, perméabilité moyenne 292 ND (Mohamed, 2012).



**Fig. II-16** Plan de bassin d'Ahnet (le schiste de frasnien) (EIA, 2013).

### II-8-3-2. Bassin Berkine

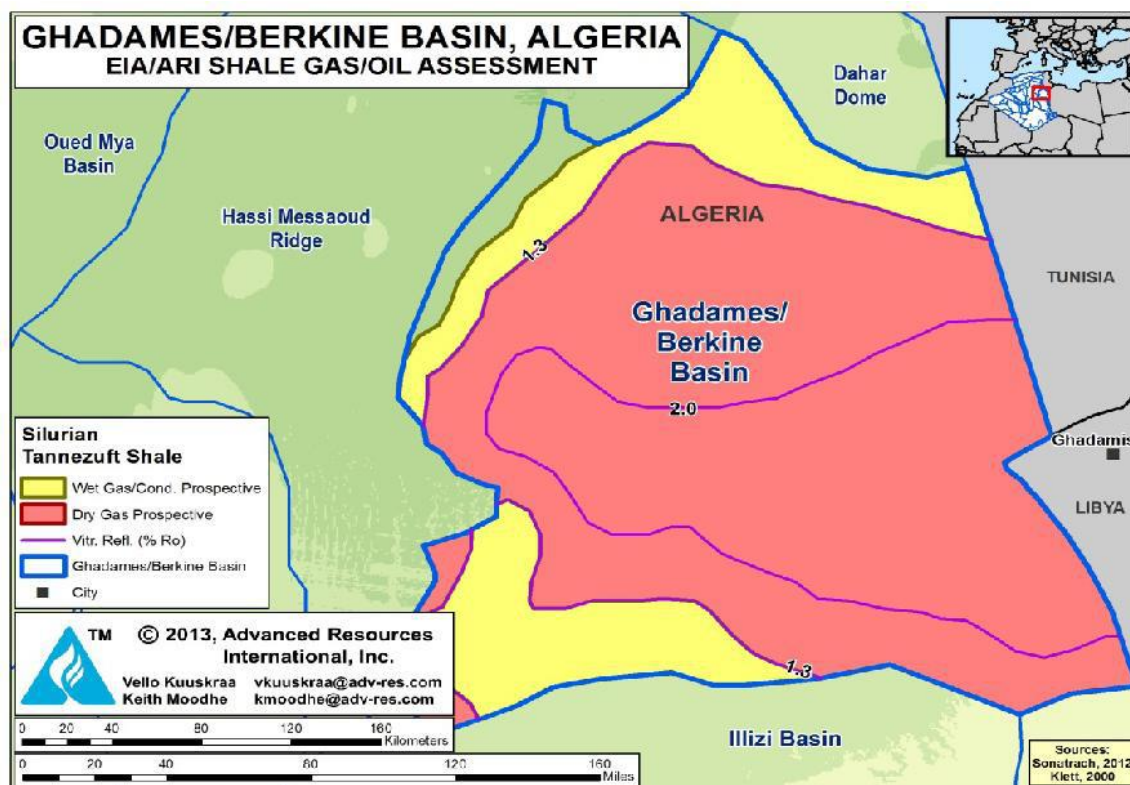
Les deux formations géologiques du bassin montrent une augmentation de maturation vers le centre (la zone rouge), cette partie riche en gaz sec et couvre une superficie de 21 420 mi<sup>2</sup>, la maturité thermique Ro comprise entre 1,3% et 2%. L'autre partie celle-ci colorée en jaune est riche en gaz condensats humide, cette zone couvre une superficie 6710 mi<sup>2</sup>, et montre une maturité thermique comprise entre 1,0% et 1,3%.

#### II-8-3-2-1. Formation Silurien Tanezrouft

L'épaisseur moyenne nette est riche en matière organique de 104 pieds. La COT moyenne des schistes Tanezrouft est de 5,7 %. La profondeur de la zone de prospection de gaz de schiste de la Silurien Tanezrouft dans le bassin de Berkine varie de 10 000 pieds le long de la limite nord et est du bassin de 16.000 pieds dans le centre du bassin, avec une moyenne de 10.500 pieds pour le gaz humide et 13 000 pieds dans la zone de prospection de gaz sec (EIA, 2013).

#### II-8-3-2-2. Formation du Dévonien Frasnien supérieur

Le schiste de Frasnien a une épaisseur moyenne de 248 pieds riche en matière organique. Le schiste Frasnien a des valeurs COT moyenne de 6%. La profondeur de la zone de prospection de gaz de schiste Frasnien varie de 8000 pieds à 16 000 pieds, avec une moyenne de 8500 pieds dans la zone à tendance grasse, 9500 pieds dans le gaz / zone de condensation humide, et 13 000 pieds dans la zone de gaz sec (EIA, 2013).



**Fig. II-17** Plan de bassin de Ghadamès (silurien Tanezrouft) et maturité thermique (EIA, 2013).

### II-8-3-3. Bassin Illizi

#### II-8-3-3-1. Formation Silurien Tanezrouft

Dans le bassin Illizi a été évalué et étudié uniquement le schiste de Silurien Tanezrouft, le schiste Dévonien supérieur a été exclu car son épaisseur insuffisante en outre la faible maturité thermique. La profondeur du schiste Tanezrouft de 3000 à 8000 pieds. La valeur moyenne de la teneur en COT de schiste marine est 5,7 %, est la maturité thermique (Ro) de 1% à plus de 2%. Cela place le schiste Tanezrouft dans la fenêtre de gaz et de condensats humide (Ro de 1% à 1,3%) dans la partie centre-nord du bassin et place le schiste dans la zone plus profonde autour du bassin d'Illizi dans la fenêtre à gaz sec.

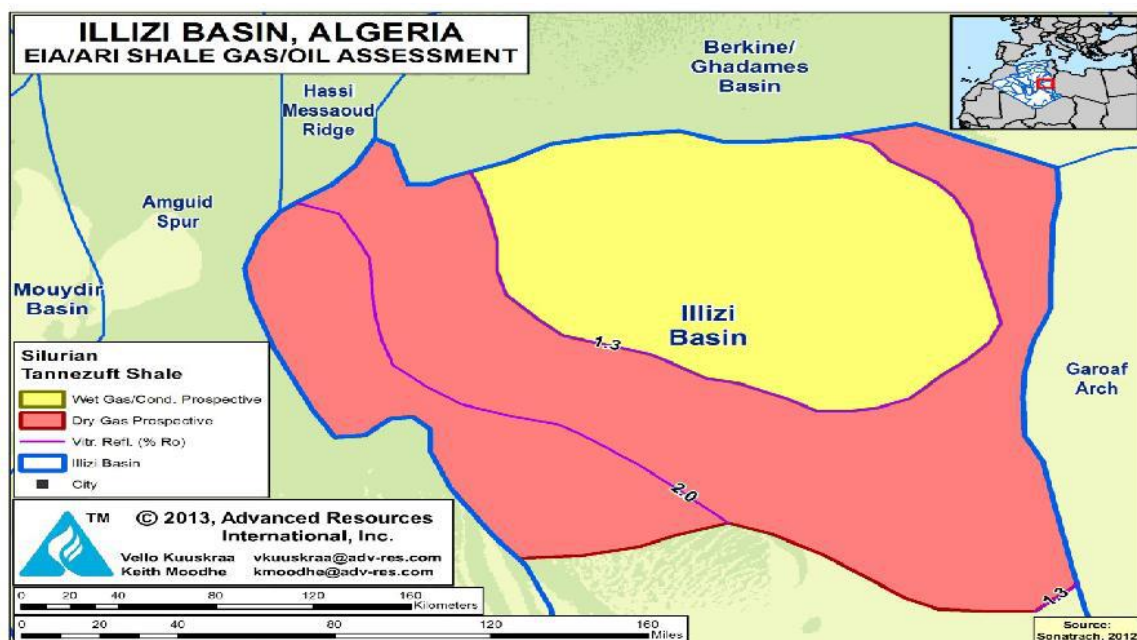


Fig. II-18 Plan de bassin d'Illizi (le schiste de Silurien Tanezrouft) (EIA, 2013).

## II-9. Conclusion

La géologie des argiles donne-lui la possibilité de préserver les matières organiques si dépose dans une conditionnes favorable de maturation les hydrocarbures tel que ; haute pression  $\approx 650$  bar, température  $\approx 150$  °C, faibles teneur d'oxygène renferment au moins 5 à 15% de matières organique, et doit être contient minimum 0.5 % de carbone organique totale (COT). La roche argileuse mature est fortement enfouie peut être considérée comme une roche réservoir et contient principalement le gaz, et s'appelle le gaz de schiste. L'évaluation la roche réservoir du gaz de schiste se fait par une série des études géochimiques et des essais laboratoire qui permet d'évaluer le contenant des matières organiques et la productivité de la roche.

l'Algérie a une réserve considérable du gaz de schiste où la réserve du gaz de schiste techniquement récupérable 707 TCF sur une réserve totale de 3419 TCF répartis sur sept bassins ; bassins de Mouydir, Ahnet, Berkine, Timimoun, Reggane, Illizi et de Tindouf. Ces bassins tiennent deux formations de gaz de schiste significatives, le Silurien Tanezrouft et le Dévonien Frasnian.

---

## CHAPITRE-III : PRÉSENTATION LA ZONE D'ÉTUDE

---



### III-1. Introduction

Ce chapitre va se focaliser pour étudier le cadre géologique du bassin de l'Ahnet afin de comprendre l'origine des déformations tectoniques et les remplissages des sédiments de ce bassin à l'aide de l'étude stratigraphique et géodynamique du bassin.

### III-2. Présentation du bassin d'étude

#### III-2-1. Situation géologique et géographique du bassin d'Ahnet

Des points des vues géologiques la plate-forme saharienne est localisée entre craton nord-africain et au sud de l'Algérie Alpine. Les anciennes natures géologiques apparues dans la plate-forme saharienne sont des roches magmatiques "Basaltes, Gabbros,...ect" pendant de l'Éon Précambrien « l'époque protérozoïque 541 Ma », l'éon Phanérozoïque illustre des formations sédimentaires réparties au niveau des trois Ères : Paléozoïque, Mésozoïque et Cénozoïque, qui sont déposés sur la discordance de l'Infracambrien; (Jean et al., 2003; Askri et al., 1995). Les mouvements tectoniques affectés par la plateforme saharienne pendant l'ère Paléozoïque conduisent à l'apparition des provinces pétro-gazifières; (1) la province occidentale (1) la province orientale (1) la province Triasique. Ces dernières comprennent des bassins sédimentaires intracratoniques juxtaposés les plus parts orientés N-S et NW-SE, (Follot, 1952; Fabre, 1976).

Le bassin sédimentaire d'Ahnet est l'un des bassins de la plate-forme saharienne située dans la province centre-occidentale de la plateforme saharienne. Ce bassin couvre une superficie de 121 164 km<sup>2</sup> et est délimité par les longitudes 1° 00 et 3° 00 E et les latitudes 24° 00 et 27° 00 N. Les limites géologiques du bassin sont le plateau de Tademaït et l'ensablement de Djoua au nord. Le massif du Hoggar au sud. Ensablement d'Azzel-Matti à l'ouest et du Môle d'Arak-Idjerane à l'est (Askri et al., 1995) (fig. III-1).



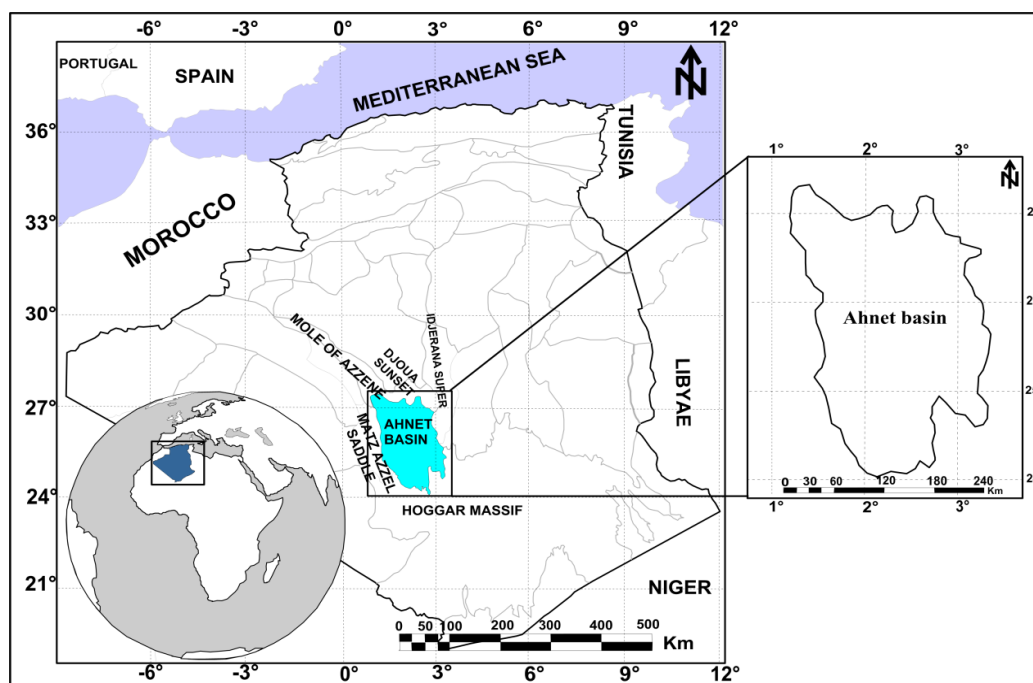


Fig. III-1 Situations géologiques et géographiques du bassin de l'Ahnet (Allaoui et al., 2022).

### III-2-2. Stratigraphie du bassin de l'Ahnet

L'étude stratigraphique du bassin de l'Ahnet illustre que le socle de ce bassin d'éon précambrien présente des roches ignées et des roches métamorphiques se terminent par discordance angulaire infra-tassilien, sur lequel repose une série sédimentaire de 7000 m d'épaisseur de Cambro-Ordovicien jusqu'au Carbonifère, (Follot, 1952; Aliev et al., 1971; Beuf et al., 1971; Conrad, 1984; Fabre, 1976,1988; Legrand, 1985; Boujema, 1987; Wendt et al., 2006, 2009; Vecoli et al., 2008).

#### III-2-2-1. LE PALÉOZOÏQUE

Au niveau du bassin de l'Ahnet la série paléozoïque est assez complète, depuis le cambrien inférieur au carbonifère. Elle est séparée par de nombreuses discordances dont les plus marquées sont ; La discordance infra-Tassilienne, séparant la couverture du socle, et la discordance hercynienne, qui sépare la couverture paléozoïque des terrains mésozoïques. La couverture paléozoïque est subdivisée en deux ensembles morphologiques bien distincts : La ceinture tassilienne ou « pays tassilienne » et Avant pays tassilienne ou « plateau pré-tassilienne » (Beuf et al., 1971; Fabre, 1988).

##### III-2-2-1-1. Cambrien

Les formations géologiques de l'ère Cambrien montrent par deux unités ; *l'unité-I* ; illustre des grès grossiers à conglomératiques post-orogéniques a cimentée de calcaire argileux « molasse » (Beuf et al., 1971; Fabre, 1988), montre des

stratifications obliques au bas, et de couleur vert à cause de la présence la glauconie, apparu à partir le démantèlement de la chaîne panafricaine. **L'unité-II** illustre des grès fins à plus fins, bien lités avec la présence de tigillites, et l'apparition de la faune marine (Fabre, 1988).

### III-2-2-1-2. Ordovicien

#### A. Ordovicien inférieur

Selon (Beuf et al., 1971; Fabre, 1988), l'ensemble inférieur de l'ordovicien illustré par trois unités III-1, III-2 et l'unité III-3; **Unité-III-1**; Allant de quelques dizaines de mètres à l'Est du bassin, à plus de 200 m vers le Nord-Ouest, et enregistre un enchaînement des formations transgressives, localement discordant sur le grès de Cambrien. Cette unité comprend ; ***Les Grès de Miribel*** est un complexe argilo grès eux, composé d'une alternance de grès quartziques gris vert, notons la présence de glauconie et la pyrite (Dépôt tidaux et deltaïques). ***Les argiles d'El Gassi*** est Argiles noires micacées à passées de siltstones avec la présence de la glauconie qui représente le résultat d'une transgression majeure (plateforme ouverte et rampe) et ***les grès d'El Atchane*** constitué essentiellement par des grès de taille moyenne à grossiers et de couleur gris claire à blanchâtre, moyennement consolidés contenant des débris de *brachiopodes*, la glauconieux et silico-argileux avec des rares passées argileuses indurées et silteuses (marin peu profond à deltaïque). **Unité III-2**; Cette unité correspond de ; ***quartzites de Hamra*** c'est un dépôt marins peu profonds, qui reposent en discordance sur les grès d'El Atchan, elles sont formées essentiellement de grès quartziques ; On note aussi la présence de tigillites avec des passées d'argile, elles sont généralement fissurées. **Unité III-3**; Elle est formée suite à un autre soulèvement, suivi d'une transgression marine Nord et Nord-Ouest. Cette unité repose en discordance sur la formation des Ajjers et montre ; ***des grès d'Ouargla*** cette formation repose en discordance sur les quartzites de Hamra. Elle est représentée par des alternances de grès blancs à gris claire, avec des argiles légèrement carbonatées, ***les argiles de Tiferouine*** c'est une formation d'argile noire indurée silteuse et micacées parfois carbonatées (plateforme ouvert et rampe), ***les argiles d'Azzel*** formées généralement d'argiles gris foncé à gris noir, indurées, silteux, micacée parfois carbonatées avec des passées de grès gris claire, fin à très fins quartziques compacts et durs (plateforme ouverte rampe).

**B. Ordovicien moyen**

**Unité IV** ; Cette unité comprend les formations suivantes ; *Les Grès D'Oued Saret* représentés par des grès gris clair à gris foncé, compacts, à ciment silico-argileux à fines passées d'argiles noires parfois légèrement dolomitiques (fluviale à tidal), *les grès d'El Goléa* ce niveau est formé essentiellement par des quartzites avec des passages d'argile et de silts.

**C. Ordovicien supérieur**

✚ **Les argiles microconglomératiques (les argiles d'El Goléa)**

Ce sont des argiles noires, indurées, micacées, pyriteuses avec des grains de quartz épais, sub-anguleux et anguleux, parfois avec fine intercalation de siltstones argileux (front deltaïque, influence glaciaire) et passages de grès fins.

✚ **Les grès de Ramade (Dalle de M'ekratta)**

Ils forment la partie sommitale de l'Ordovicien et présentent un faciès grès eux et quartzique, ces grès quartziques gris à blanc fins à grossiers parfois illustrent l'intercalation d'argiles minces. Ces dépôts ont subi une sédimentation rapide dans des conditions lacustres et Fluvio deltaïque, juste après la période de glaciation (Beuf et al., 1971; Fabre, 1988).

**III-2-2-1-3. Silurien**

Les dépôts siluriens reposent en discordance stratigraphique sur les grès de Ramade. Suite à la fonte des glaces de l'ordovicien, la transgression silurienne dépose des argiles noires à graptolites riches en matières organiques dans les paléo vallées glaciaires avant de venir recouvrir l'ensemble des paléo reliefs. Il est composé essentiellement par des argiles qui sont subdivisées en trois membres :

**A. Membre inférieur** (*Llandovérien* au *Wenlockien*) ; sont des argiles gris noir, silteuses, micacées, pyriteuses et graptolites riches en matières organiques au bas « Hot shale » (Follot, 1952).

**B. Membre moyen** (*Ludlovien* au *Pridolien*) ; montre des sédimentations argileuses avec quelques passées calcaires et gréseuses (Fabre, 1988).

**C. Membre supérieur** (*fin du Pridolien supérieur* à la *base Lochkovien*) ; illustre des sédimentations argileuses avec augmentation des niveaux grès eux annonçant les dépôts argilo-grès eux de la zone de passage d'âge dévonien (Fabre, 1988).

### III-2-2-1-4. Dévonien

#### A. Dévonien inférieur

##### + Gédinnien ou (Lochkovien)

Illustre essentiellement d'alternances plus ou moins régulières d'argiles grises à gris foncé feuilletées, silteuses, micacées, légèrement dolomitique, et de grès gris à blanc, fins à moyens, localement grossiers à ciment siliceux devenant parfois quartziques et de fines passées de siltstones gris, argileux, micacés et durs compacts.

##### + Siégénien ou (Praguien)

constitue des formations fluviales en tresses, à même caractère que celui du membre supérieur de la formation de Dkhissa reconnue dans le bassin de Timimoun (Drid, 1989), illustre un barre massive quartzique compacte, complètement azoïque est représentée par des grès fins à moyens parfois grossiers, gris clair et gris brun à ciment siliceux à silico-carbonatés, micacés, avec de rares passés d'argiles gris foncé à noir siliceuses, micacées et localement pyriteuses.

##### + Emsien

Représenté par large extension de série argilo-gréseuse grise à gris noir, silteuses micacée, souvent très fossilifère, il est érodé sur les parties élevées des ensellements d'Azzène et d'Azzel Mati.

#### B. Dévonien moyen

Moins épais que le Dévonien inférieur, il est caractérisé par des dépôts argileux au faciès marin. Il est représenté par les étages, l'Eifelien et Givétien ; **L'Eifelien** composé d'argiles gris foncé localement carbonatées à de passées de siltstones et de calcaires argileux. **Givétien** représenté à prédominance calcaire avec encore quelques intercalations des formations argileuses noires plus ou moins schisteuses.

#### C. Dévonien supérieur

Il correspond aux formations argileuses de *Marhouma* ou de *Temertasset*. Il est subdivisé en trois formations : **Frasnien** représenté par des argiles, avec des passés de calcaires, **Famennien** représenté par un ensemble argileux homogène gris foncé feuilleté, marqué par présence des brachiopodes et **Strunien** illustre par des alternances de grès gris clair, fin et siliceux (Follot, 1952).

### III-2-2-1-5. Carbonifère

Les formations du Carbonifère illustrent des interactions entre un faciès fluvial et deltaïque, la partie supérieure du Carbonifère montre des formations Argilo-grès eux, et la partie inférieure montre de formations argileuse (Conrad et Lemosquet, 1984).

#### ✚ Tournaisien

Généralement il débute par des argiles noires, indurées, feuilletées, silteuses, pyriteuses, micacées avec de fines passées de grès gris blanc, fins avec un ciment siliceux, le milieu de cette formation montre tendance des argiles gris foncé à noir, finement micacées, traversées par endroits par des tubulures gréseuses verticales, comprenant de fines intercalations de grès fins gris à gris verdâtre.

#### ✚ Le Viséen

Il est formé d'argiles grises à gris foncé, silteuses, micacées, parfois légèrement carbonatées avec de films centimétriques de grès blancs à gris clair, fin légèrement micacé, il est rencontré dans les argiles des Crinoïdes, des débris de lamellibranches et des Brachiopodes.

### III-2-2-2. LE MÉSOZOÏQUE

Les séries mésozoïques sont peu répandues dans le bassin de l'Ahnet, ils sont représentés par des dépôts continentaux intercalaires et de roches tertiaires plus jeunes recouvertes par des sables éoliens d'âge quaternaire, qui reposent en discordance sur les dépôts paléozoïques et montre par l'ère du Crétacé :

#### III-2-2-2-1. Crétacé

Les formations de l'ère crétacée ne sont pas présentes sauf dans le parti NW du bassin montré par deux ensembles ; *Crétacé inférieur* représenté par un passage de grès continental intercalaire, à stratification entrecroisée (Follot, 1952). *Le crétacé supérieur* montre des argiles vertes avec cristaux des gypses intercalées par banc décimétrique à métriques de calcaire dolomitique compactes. Le parti inférieur montre des traces de terriers d'animaux fouisseurs, par contre dans les bancs supérieurs on y trouve des coquilles d'animaux pélagiques surtout des *Neolobites* d'âge cénomani supérieur (Fabre, 2005).

CHRONOSTRATIGRAPHIE		UNITES	Formations	Epaisseur (m)	Lithologie	
CRETACE	Supérieur	UNITE I	argiles et gypses intercalées par calcaire dolomitique	?		
	Inférieur		passage de grès à stratification entrecroisée			
CARBONIFERE	Sup		NAMURIEN	série de Azzel Matti Série de Djbel Berga Grès de Garet Dhor Argiles de Tirechoumine Dalle des Iridet-Dalle à Merocanites (Timimoun)	0-424	
	Inf		WISEEN	Argiles de Teguentour Grès de Khenig	0-932	
			TOURNAISIEN		0-308	
			STRUNIEN		0-342	
DEVONIEN	Sup		FAMENNIEN	Argiles de Khenig = Argiles de Marhouma (Timimoun)	0-1074	
	moy		FRASNIEN	Série de Maden Yahia calcaires de Chefar El Ahmar	0-454	
			GIVETIEN	Argiles de Teferguanite Muraille de Chine	0-178	
			EIFELIEN		0-191	
	Inf		SIEGENIEN	Formations de Dkhissa Argiles de Saheb El Djir	0-141	
			LOCHKOVIEN	Argilo-sliteux de Zemlet	0-510	
	SILURIEN		PRIDOLIEN		Argiles de Féguaguira = Formations de Oued Ali (Timimoun)	
LUDLOVIEN						
WENLOCKIEN						
LIANDOVERIEN						
ORDOVICIEN	Sup	ASHGILLIEN CARADOCIEN	Les grès de Ramade (Dalle de M'Kratta) Argiles microconglomératiques	0-428		
	Moy	LIANDEILIEN LIANVIRIEN	Grès d'El Goléa Grès de Oued Saret			
	Inf	ARENIGIEN TREMADOCIEN	UNITE III-3	Argiles d'Azzel Argiles de Tiferouine grès de Ouargla	0-241	
			UNITE III-2	Quartzites de Hamra	0-179	
UNITE III-1			Grès d'El Atchane Argiles d'El Gassi Grès de Méribel	0-250		
CAMBRIEN		UNITE II UNITE I	grès fins à plus fins Grès de Hassi Leila grès conglomératiques (molasse)	0-561		
PRECAMBRIEN		roches ignées associées à des roches métamorphiques		>43		

Fig. III-2 Colonne stratigraphique synthétique du bassin de l'Ahnet (Beuf et al., 1971; Fabre, 1976, 1988).

### III-2-3. L'évolution tectonique du bassin de l'Ahnet

Les remplissages sédimentaires du bassin de l'Ahnet allant de Paléozoïque jusqu'à l'ère mésozoïque, où le Crétacé discordant sur le Carbonifère (voir le parti stratigraphie). Les prospections géophysiques montrent que le bassin de l'Ahnet semble sous forme de gros synclinal faillé de direction méridienne à subméridienne (fig. III-3B), la dépression du bassin d'Ahnet située près de la suture d'accident entre cratons Ouest et Est Africain durant la crise tectonique panafricaine 600 Ma laquelle provoquée par une tectonique cassante au niveau du substratum du bassin, le remplissage sédimentaire du bassin enregistre une histoire tectonique intense, en principe l'image structurale actuelle du bassin a été acquise essentiellement lors de l'orogénèse hercynienne (Caby, 1981). L'orogénèse hercynienne s'est manifestée par quatre périodes d'instabilités exprimées de différentes manières :

- ⇒ **A la limite Dévonien-Carbonifère** : caractérisée par l'installation de faciès deltaïques sur toute la Plate-forme saharienne.
- ⇒ **A la limite Tournaisien-Viséen** : caractérisée par le jeu positif des môles d'Arak-Foun-Belrem et des portions du socle du Hoggar occidental. Au sud de ce môle, l'érosion engendre les grès de Kreb Ed-Douro dans l'Ahnet.
- ⇒ **Au Viséen supérieur** : des mouvements épirogéniques soulèvent le socle du Hoggar et induisent une sédimentation fluviale dans l'Ahnet.
- ⇒ **Au Serpukovien** : cette période d'instabilité est caractérisée par des mouvements positifs généralisés à l'échelle de la plate-forme.
- ⇒ **Au Moscovié** : les épirogénèses se poursuivent avec des mouvements lents où se créent peu à peu des inversions de reliefs, avant la première phase de plissement généralisée vont modifier considérablement l'aspect du craton et la distribution des bassins.

L'image structurale actuelle du bassin subdivise aux trois ; Ahnet oriental, central et occidental :

#### III-2-3-1. L'Ahnet Oriental

Le parti Est du bassin limité par des failles majeures qui sont la faille d'Arak-Idjerane à l'Est, ce dernier semble comme une frontière entre le bassin de l'Ahnet et du Mouydir et la faille de Foun-Belrem à l'ouest.

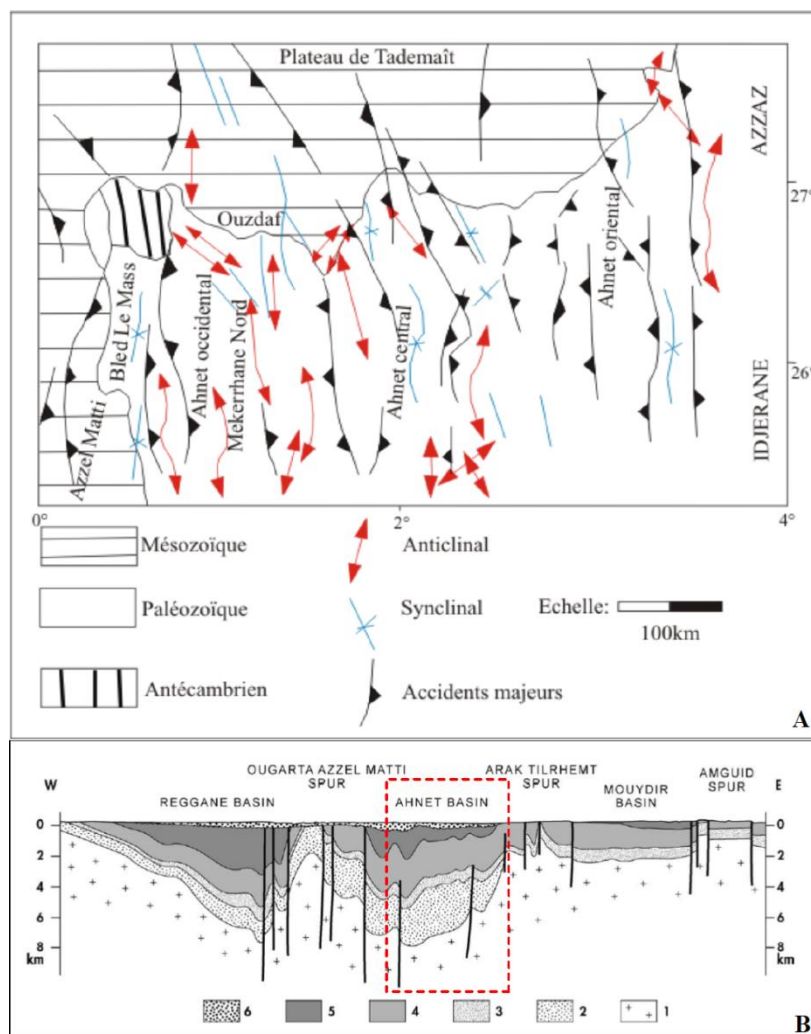


### III-2-3-2. L'Ahnet Central

Ce parti relativement profond et des aspects structuraux légèrement différents au parti précédent, caractérisé par de larges structures anticlinales et synclinales de grandes dimensions telles que Bahar El Hammar, Garet El Guefoul, Oued Djaret, Tirechoumine. Ces structures sont associées à des failles verticales avec des rejets importants pour une plateforme considérée stable (Fig. III-3A).

### III-2-3-3. L'Ahnet Occidental

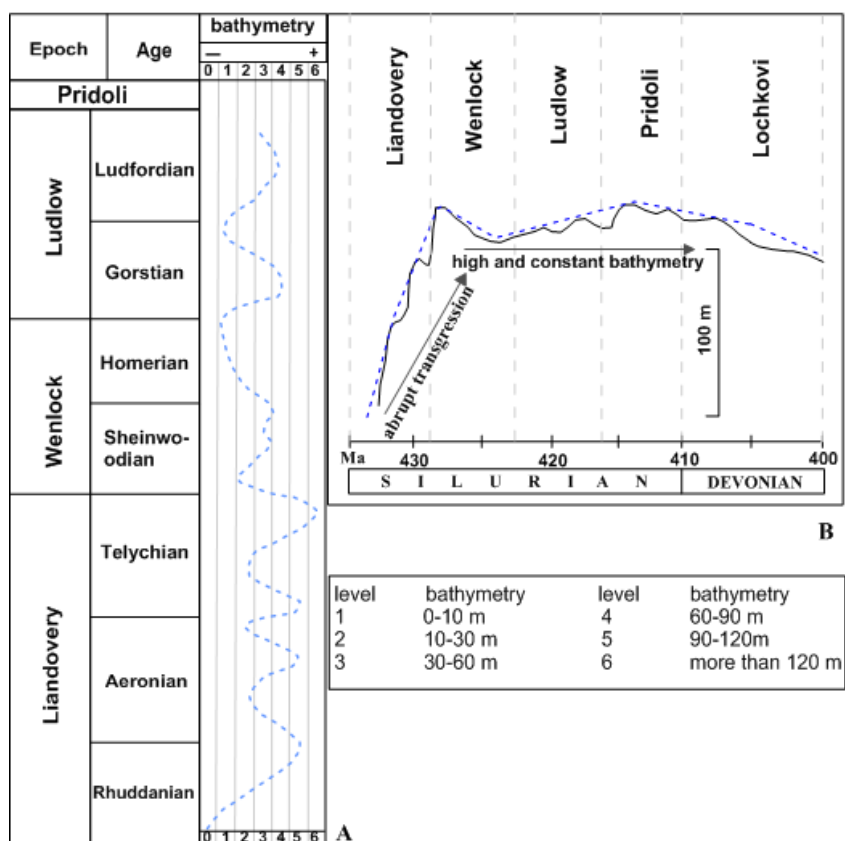
Ce parti du bassin a subi à une tectonique intense et fortement érodée, l'Ahnet Occidental séparé la dépression du bassin Reggane à l'ouest et la dépression du parti Ahnet central à l'Est, et limité Au Nord-Ouest par la cuvette de Sbaa, et au Nord par le bassin de Timimoun



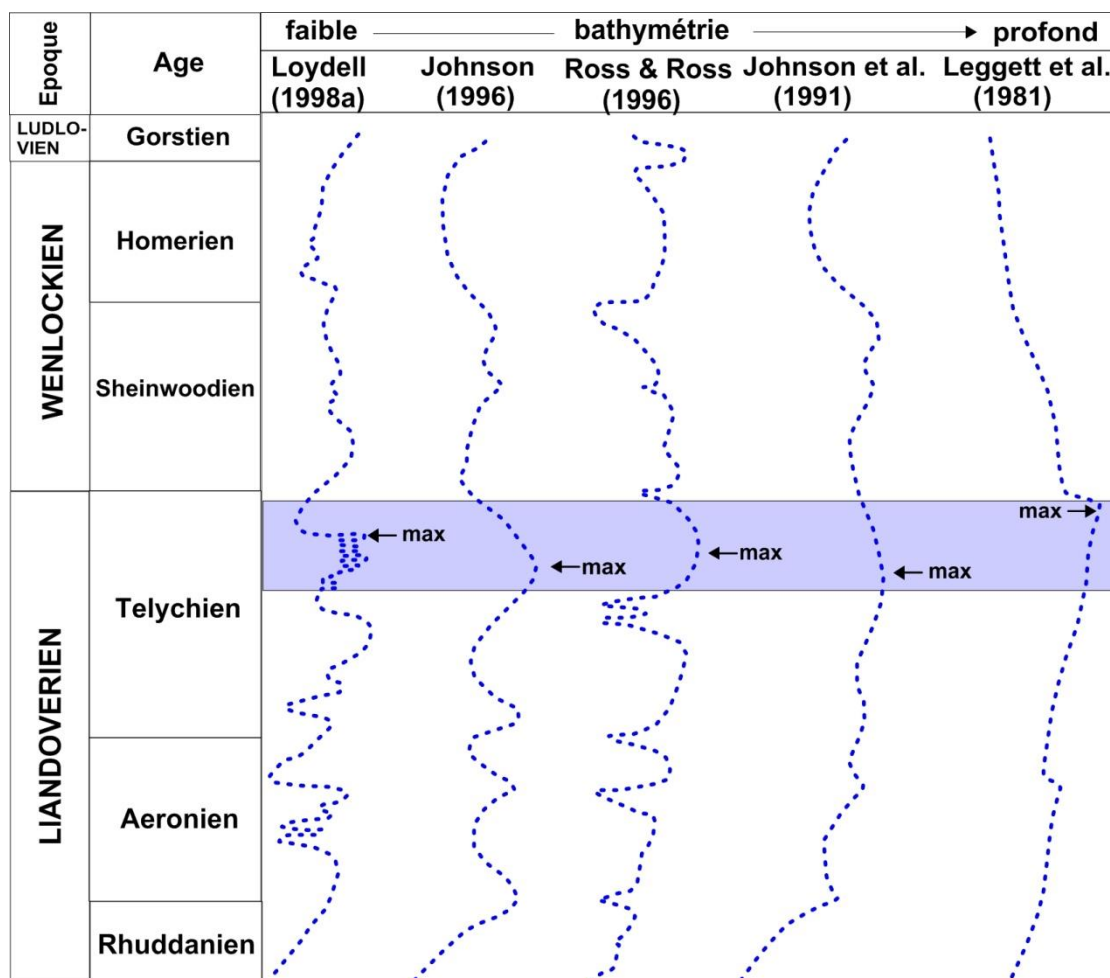
**Fig. III-3 (A)** Carte structurale du bassin de l'Ahnet modifié d'après (Zazoun, 2001). **(B)** coupe géologique de direction Est-Ouest montre le synclise du bassin de l'Ahnet, légèrement modifiée de (Schlumberger-Sonatrach 1995). (1) sous-sol panafricain; (2) Cambrien; (3) Ordovicien; (4) Silurien – Dévonien; (5) Carbonifère - Permien le plus ancien; (6) Mésozoïque.

### III-3. La variation de la bathymétrie dans la plateforme saharienne

Au niveau de la plateforme saharienne la mer a envahi d'abord les zones déprimées du sud-est du Sahara pour finalement les déborder à la manière d'une vague, suivant le principe de l'accumulation sédimentaire et du rebond de l'arrière-pays (Legrand, 1999), et montre deux changement remarquables ; (1) transgression brusque au début du Silurien « *Llandovérien 438,5 Ma* » provoqué une transgression glacio-eustatique durant l'époque de *Llandovérien 443,8 - 433,4 Ma*, principalement de Nord vers le Sud (Legrand, 2001b). (2) Silurien moyen et supérieur montrent par bathymétrie élever et constant avec faible régressions (fig. III-4B) (Asses, 1987; Odin et al., 1994; Fabre et Kazi-Tani, 2005), l'eustatisme de la mère Silurien estimer entre 10 à 120 mètres (fig. III-4A) (Johnson et McKerrow 1991). Les fluctuations major sont situées au niveau de l'ensemble inférieur de période Silurien à la fin de l'époque de *Llandovérien 433 Ma* (fig. III-5), (Leggett et al., 1981; Johnson et al., 1991, 1996; Ross et Ross, 1996; Loydell, 1998a).



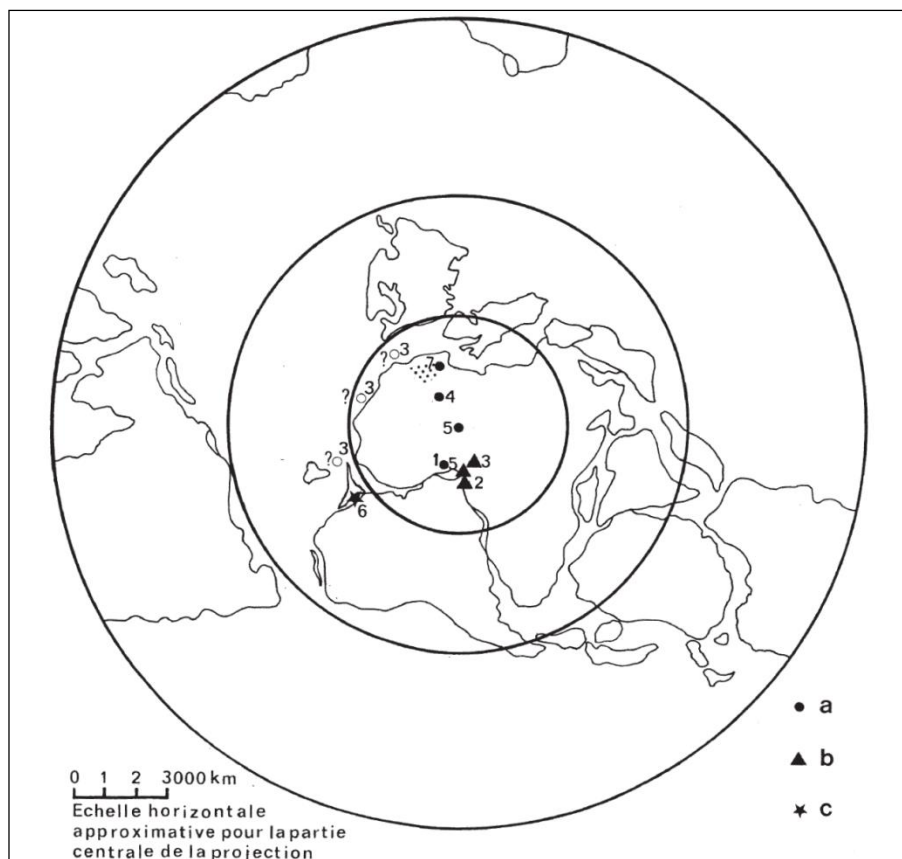
**Fig. III-4 A** La courbe de bathymétrie lors de la période Silurien dans le monde entière (McKerrow et al., 1985; Bassett et al., 1975). **B** les variations le niveau moyen de la mer au niveau de la plateforme Saharien (Kazi Tani et Boumendjel, 1998).



**Fig. III-5** La variation du Bathymétrie au niveau de la période Silurien à l'échelle mondiale selon (Leggett et al., 1981; Johnson et al., 1991,1996; Ross et Ross, 1996; Loydell, 1998a). Notons que tous les auteurs considèrent que le niveau eustatique de la mer a atteint un maximum pendant l'ensemble supérieur de la Silurien inférieur « *Llandoveryen* ».

### III-4. Biostratigraphique du silurien

Afin de reconstitution de l'ensemble inférieur de la période Silurien étage par étage, des études stratigraphiques et biostratigraphique été établis principalement sur les Graptolites Diplograptides (Legrand, 1999), permettant de reconstituer l'évolution paléogéographique du Sahara Algérien. Les études stratigraphiques antérieures affectées à la période de l'Ordovicien illustrées que l'inlandsis a couvert la moitié nord du Gondwana africain, ces études se faites afin de comprendre la bathymétrie durant l'Ordovicien tardive « *Ashgillien 453 - 445.2 Ma* » et le Silurien précoce « *Llandoveryen 443,8 - 433,4 Ma* » (Legrand, 2001b), dans cette étude la plateforme Saharienne de l'Algérie est pris en considération (fig. III-6).



**Fig. III-6** Position de la région étudiée (en gris) par rapport à la position du pôle Sud à l'Ashgillien selon quelques auteurs. Projection polaire orthomorphe de l'hémisphère Sud. Position des continents d'après [Scotese et al., \(1979\)](#) ; [Smith et al. \(1981\)](#) ; [Vaslet \(1990\)](#). Position du pôle Sud : 1 : d'après [Runcorn, \(1959\)](#) ; 2 : d'après [Spjeldnaes \(1961\)](#) ; 3 : d'après [Beuf et al. \(1971\)](#) ; 4 : d'après [Smith et al. \(1981\)](#) ; 5 : d'après [Vaslet \(1990\)](#) ; 6 : d'après [Scotese et Barrett \(1990\)](#) ; 7 : d'après [Torsvik et al. \(1996\)](#). a : pôles magnétiques ; b : pôles géographiques supposés ; c : pôle déduit de considérations sédimentologiques d'après [Legrand, \(1999\)](#).

L'assemblage des graptolites, brachiopodes et les chitinozoanes ont servis afin d'écrire le cadre biostratigraphique de la période de Silurien inférieur de la plateforme saharienne, les évènements sédimentaires durant de la période Silurien inférieur et la nouvelle zonation basé sur l'assemblage des graptolites illustrent des nouveaux stades et sous-étages régionaux ont été définis, et permet de sortir les subdivisions paléogéographiques suivantes ([fig. III-7](#)) :

● **Llandovérien inférieur « Rhuddanien 440 Ma »**

Précisément au début de l'époque de *Llandovérien 433 Ma*, « âge *Rhuddanien 440 Ma* », illustre par deux systèmes régionaux *g1* et *g2*, le premier sous système *g1* subdiviser à sous-étapes *g1a1*, *g1a2-3* « *Rhuddanien inférieur* » et l'âge de *Rhuddanien supérieur* montre par le sous-étage *g1a4*.

Le premier sous-étage *gl1a1* de l'âge *Rhuddanien inférieur* est illustré par la zone locale *Po. (?) Kiliani*, qui correspond approximativement à la zone *A. ascensus* de la zonation classique du Silurien. Le Sous-étape *gl1a2-3*, connaît par la présence des assemblages des graptolites endémiques du genre *Neodiplograptus* censées corréler la zone *acuminatus Pk.*

Les études stratigraphiques de ces sous-étapes de l'âge *Rhuddanien inférieur*, *gl1a1*, *gl1a2-3* montrées que ses strates sont bien évidentes pris du bassin de l'Ahnet ; à l'Ouest Tassili N'Ajjer, le Tassili de Tafassasset et le Tassili Ouan Ahaggar et à l'Oued à Djerane, par contre les autres de sous-étages *gl1a4* de l'âge *Rhuddanien supérieur* de système régional *gl1* sont présents dans l'est du Tassili Ouan Ahaggar et se trouvent également dans l'est du Tassili Ouan Ahaggar jusqu'à Tedjert et peut-être In Guezzam et près de la taupe d'Amguid, à Ers Oum El Lil, au Tassili de Tarit et à Adrar Tikkadouine. Dans la zone de Bled el Mass, les derniers mètres des grès de l'Aïn ech Cheikr qui peuvent illustrent des rares graptolites (Legrand, 1979, 1999; Legrand, 1995a).

Les premières sous-étapes *gl1a1* et *gl1a2-3* en successive illustrent par un retour à la sédimentation argileuse en milieu anoxique, le sommet de sous-étape *gl1a1*, illustre un passage silteuses. Au Tassili de Tafassasset, les argiles sont plus silteuses et les intercalations de siltstones plus nombreuses. Le sous-étape *gl1a2-3* illustre une régression locale et le début d'une transgression vers le nord. En principe cet ensemble un peu complexe se traduit par retour les sédimentations argileuses plus ou moins confinées, cet argile est suivie par une sédimentation sableuse (Legrand, 1999, 2001a).

L'envahissement de la mer durant le sous-étape *gl1a4* de l'âge *Rhuddanien supérieur* est bien évident où les passages sédimentaires de sous-étape *gl1a4*, illustre une phase transgressive marine importante, surtout au Tassili N'Ajjer oriental, la mer revient mais rapidement dans sa partie centrale. Les formations littorales de ce sous-étape sont mélangées avec les argiles silteuses, leurs dépôts illustrent encore à l'est d'Er Roui Mousselimi, (B.R.P.-I.F.P., 1960). Les strates de cet âge sont inconnues au Tassili N'Ajjer central, de même que dans le bassin d'Ilizi et le Tinrhert. Ce sous-étape suivie progressivement l'Ordovicien et sont bien évidentes au nord que sud, à cause la transgression non l'érosion et disparaître totalement sud d'Al Awaynat (Serdeles).

**● Llandovérien moyen « Aéronien 438 Ma »**

L'ensemble moyen de l'époque de *Llandovérien* précisément « l'âge *Aéronien 438 Ma* » illustre à la fin du système régional *g1*, et illustre le sous-stade *g1b*, (Toghill, 1968; Legrand, 1996a). La courte régression marin durant de la fin de l'âge *Llandovérien précoce* et au début de l'âge de *Llandovérien moyen* conduit au retour la sédimentation marine de la plateforme Saharienne et surtout le long de la frontière Algéro-libyenne et traduit par des sédimentations continentales « sable », par contre le parti occidental de la plateforme Saharienne connaît par l'extension marin au-delà d'In Guezzam, l'étude de la bathymétrie de la plateforme Saharienne illustre un changement positive de l'Est vers le Ouest de Sahara, à la fin de l'Ordovicien une transgression dans le Tassili N'Ajjer central, cette transgression semble donc correspondre à la régression à la frontière Algéro-libyenne et à l'est du Tassili Ouan Ahaggar. Cette étude conclue que durant l'époque de *Llandovérien moyen* « l'âge *Aéronien 438 Ma* » la mer recouvrait une grande partie de l'Ahaggar et bassin de l'Ahnet.

La coupe géologique de la région Tedjert au nord montre une grande épaisseur de grès et quelques passées micro conglomératiques au sein d'une série argilo-silteuse marquent la base de l'étage. La sédimentation argileuse et les premières faunes déterminables n'apparaissant qu'au sous-étage *g1b2* (Zone à « Mon. » convolutus).

**● Llandovérien supérieur « Télychien 433 Ma »**

L'époque de *Llandovérien* supérieur « l'âge *Télychien 433 Ma* » illustre par un système régional *g2*, et le parti tardive de système régional *g1* « *Aéronien supérieur* ». Le système régional *g1* présente par la sous-étape *g1c*, et le système régional *g2* compose de deux sous-étapes ; *g2a*, *g2b*. Les processus sédimentaires et les mouvements de la mer durant de l'époque de *Llandovérien* moyen sont continus dans les sous-étages de *Llandovérien* supérieur poursuivent, la sédimentation silteuse ou sableuse s'affirme dans le sud-est tandis que la mer progresse globalement vers l'ouest et le nord-ouest. Ses limites successives ont été reportées sur la figure finale (Toghill, 1968; Legrand, 1996a).



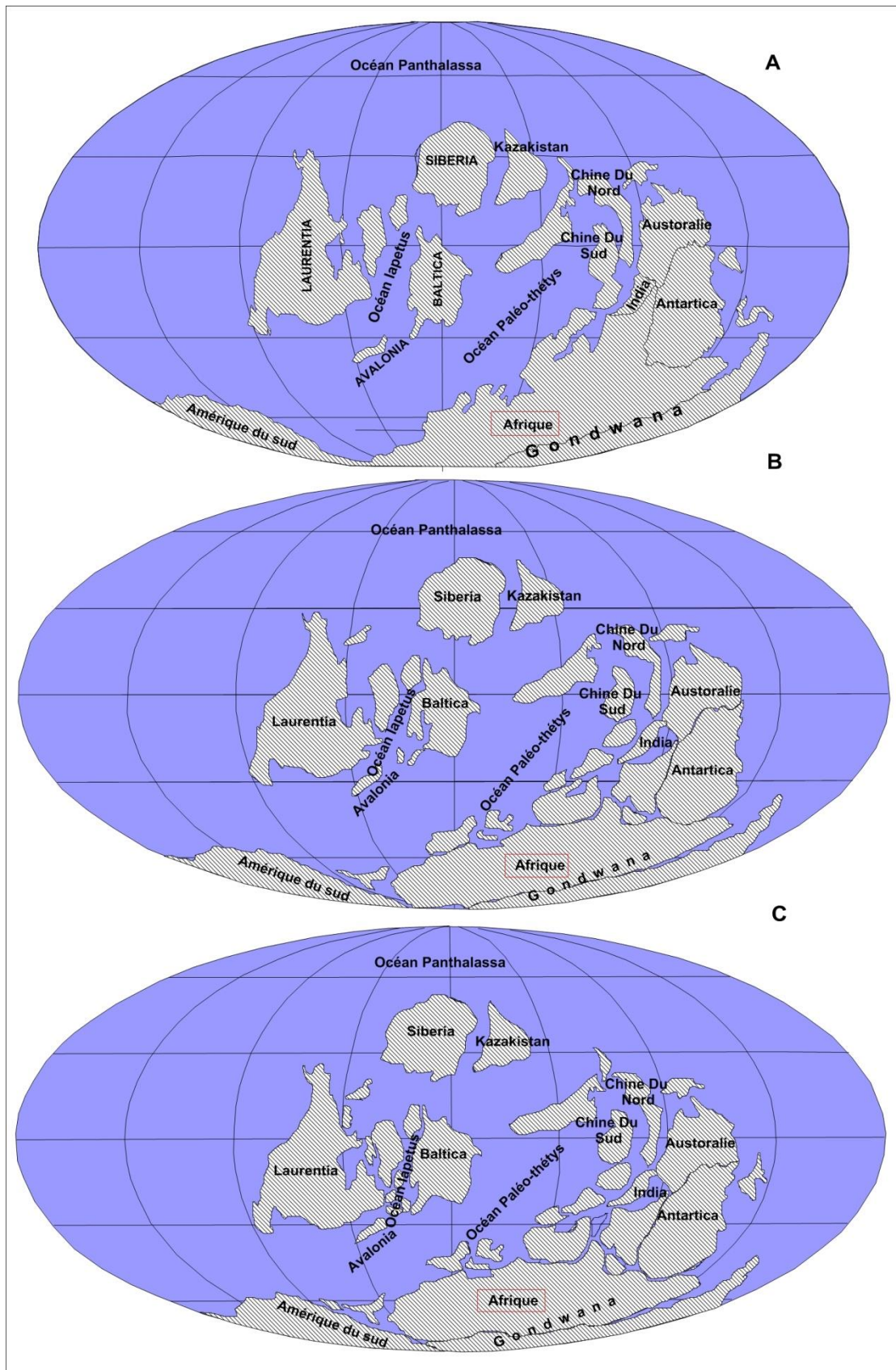
Terminologie stratigraphique classique				Terminologie stratigraphique utilisée dans la présente étude			Notations stratigraphique et biostratigraphique de l'Ordovicien sup. EUR et du Silurien inf. EUR du Sahara algérien														
ORDOVICIEN SUPÉRIEUR ASHGILL SUPÉRIEUR HIRNANTIEEN	Zone à N. (?) <i>extraordinarius</i>	Zone à "Gl." <i>per sculptus</i>	? Zone à A. <i>ascensus</i>	Zone à Pk. <i>acuminatus</i>	Zone à Cy. <i>vesiculosus</i>	Zone à C. <i>cyprius</i> (s. l.)	Zone à C. <i>cyprius</i> (s. str.)	Zone à C. <i>gregarius</i>	Zone à <i>Mon. hallii</i>	Zone à <i>Mon. sedgwickii</i>	Zone à <i>Mon. convolutus</i>	Zone à <i>R. linnaei</i>	Zone à <i>Mon. turriculatus</i>	Zone à <i>Mon. crispus</i>	Zone à <i>Mcl. griestoniensis</i>	Zone à <i>Mon. tullbergi</i>	Zone à <i>Mon. spiralis</i>	Zone à <i>St. grandis</i>	S-Z à <i>Pr. pacificus</i>		
																			S-zone à S. zone à S-zone à	S-zone à S-zone à S-zone à	S-zone à S-zone à S-zone à
																			<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>
																			<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>
																			<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>
																			<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>
																			<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>
																			<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>
																			<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>
																			<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>	<i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i> / <i>M. nam.</i>
ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN	ORDOVICIEN SUPÉRIEUR TERMINAL ASHGILLIEN SUPERIEUR TERMINAL HIRNANTIEEN		
n4b	n4c	n4c1	n4c2	n4c3	n4c4	n4c5	n4c6	n4c7	n4c8	n4c9	n4c10	n4c11	n4c12	n4c13	n4c14	n4c15	n4c16	n4c17	n4c18	n4c19	
Zone à "Gl." <i>ajsuensis</i>	Zone à <i>N. arrikini</i> et <i>N. gelidus</i>	Zone à <i>N. arrikini</i> et <i>N. gelidus</i>	Interzone à <i>N. aff. arrikini</i> et <i>N. aff. gelidus</i>	<i>N. pseudovenustus</i> ou <i>N. pretiokensis</i>	Zone à <i>N. tilokensis</i> et <i>N. pretiokensis</i>	Zone à <i>Po. (?) kiliani</i>	Z. à <i>Nd. incommodus</i> et "Gl." <i>saharensis</i>	Zone à <i>Nd. imperfectus</i>	H. à <i>Nd. praeaffricanus</i> et "Gl." e.g. <i>tariti</i>	Zone à <i>Nd. africanus</i> et "Gl." <i>tariti</i>	Zone à <i>Nd. fezzanensis</i>	Zone à <i>C. gregarius</i>	Zone à <i>Mon. convolutus</i>	Zone à <i>Mon. sedgwickii</i>	Zone à <i>R. linnaei</i>	Zone à <i>Mon. turriculatus</i>	Zone à <i>Mon. crispus</i>	Zone à <i>Mcl. griestoniensis</i>	Zone à <i>Mon. tullbergi</i>	Zone à <i>Mon. spiralis</i>	Zone à <i>St. grandis</i>
g2	g1	g1a	g1a4	g1a3	g1a2	g1a1	g1a2-α3	g1a4	g1b	g1b2	g1c	g2a	g2a2	g2a1	g2a2	g2a2	g2a3	g2a4	g2b1	g2b2	g2b3
σ1γ1	vixγ2	n4c1	n4c2	σ1α1	σ1α2-α3	σ1α1	σ1α2-α3	σ1α4	σ1β1	σ1β2	σ1γ	σ2α1	σ2α2	σ2α1	σ2α2	σ2α2	σ2α3	σ2α4	σ2β1	σ2β2	σ2β3

Fig. III-7 Les subdivisions stratigraphiques et biostratigraphiques de Silurien inférieur du Sahara algérien d'après (Legrand, 1999).



### III-5. Tectonique des plaques lors de la période silurien

D'une façon générale à l'échelle mondiale les mouvements des plaques tectoniques lors de la période Silurien inférieur «*Llandovérien 433Ma*» ont conduit aux reconstructions les microcontinents maritime, cette dernières sont orientent vers le Ouest et mises en place dans le N-E du *Groenland* d'après la collision entre *Groenland* avec la *Barentsia*. Sous l'influence de la collision de la *Laurentia* avec *Baltica* lors l'orogénèse scandienne conduit au déplacement *Laurentia* vers le sud-est de *Baltica*,. Le mouvement de grève-glisement des continents *Baltica*, *Avalonia* et *Barentsia* lors le Silurien moyen et inférieur illustre le déplacement de ces continents vers le sud en 10°, environ 750 km. L'orogénèse scandienne conduit à la fermeture de l'océan *Iapetus* entre *Baltica* et *Laurentia* et resté ouvert entre *Avalonia* et la *Laurentia*. les mouvements de convergence plus en plus conduit à la subduction de la croûte continentale *avalonienne* dans les îles *britanniques* vers le nord-ouest lors le Silurien tardif (fig. III-8).



**Fig. III-8** l'évolution géodynamiques des plaques tectoniques lors la période Silurien ; A : Silurien inférieur, B : Silurien moyen et C : Silurien supérieur (Mckerrow et Scotese, 1990).

**III-6. Conclusion**

Selon cette étude, on peut conclure que la période de silurien est plus ou moins considérée comme une période identique à l'échelle du monde, se traduit par la répartition des formations argileuses gréseuses et les transgressions marines, dans le bassin d'Ahnet l'ensemble inférieur de silurien constitue principalement des argiles noires graptolites riches en matière organiques et des éléments radioactifs, tandis que l'ensemble moyen et supérieur sont constitués des argiles avec intercalation des bancs des formations gréseuses et carbonates.

---

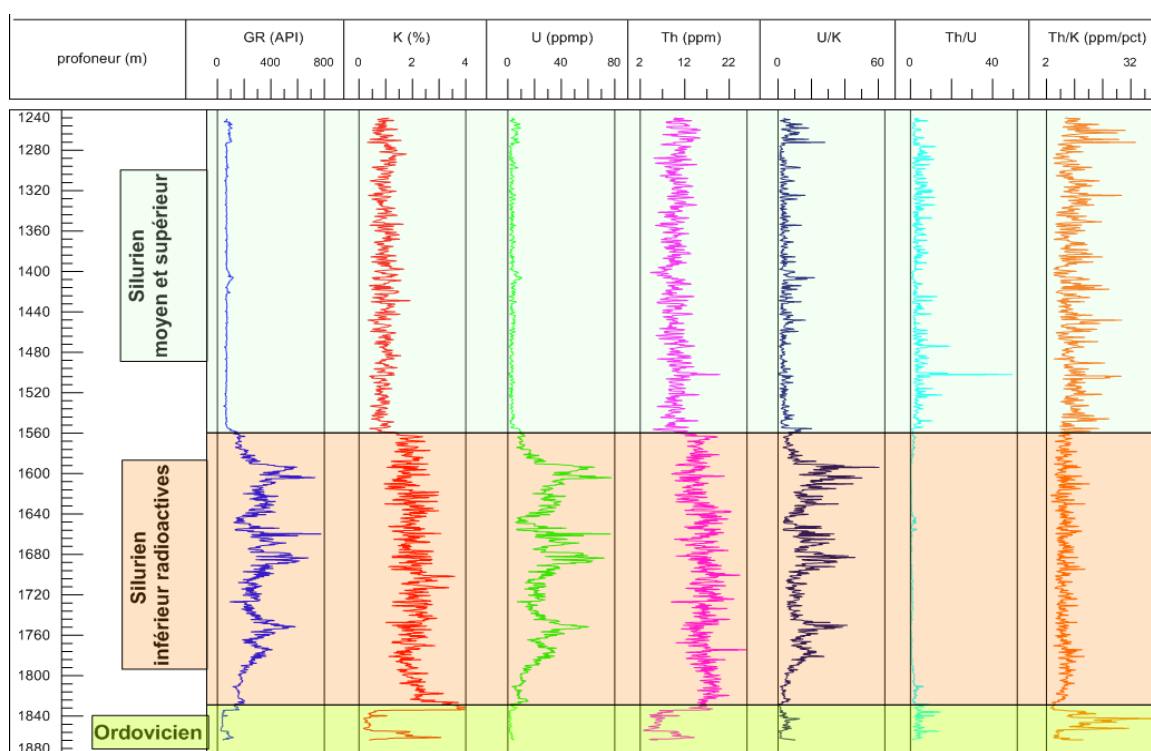
## CHAPITRE-IV : MATÉRIELS ET MÉTHODES

---

## IV-1. Introduction

Dans le but de cette étude nous avons sélectionnés le silurien radioactif (hot shale) (fig. IV-1), pour reconstituer le paléoclimatiques et paléoenvironnementale. Des points de vue économiques les argiles du silurien inférieur considérées comme un réservoir très répandu en termes de ressources non conventionnelles (gaz de schistes).

La distribution des minéraux argileux se contrôler par les conditions du milieu dépôt (le pH, profondeur, température, temps géologiques, conditions humide/aride... est) (voir chapitre I) (Murray et Leininger, 1955; Soleimani, 2009), ces propriétés des minéraux argileux il en a fait un paramètre clé pour étudier et reconstruction l'histoire géologique du milieu de sédimentation.



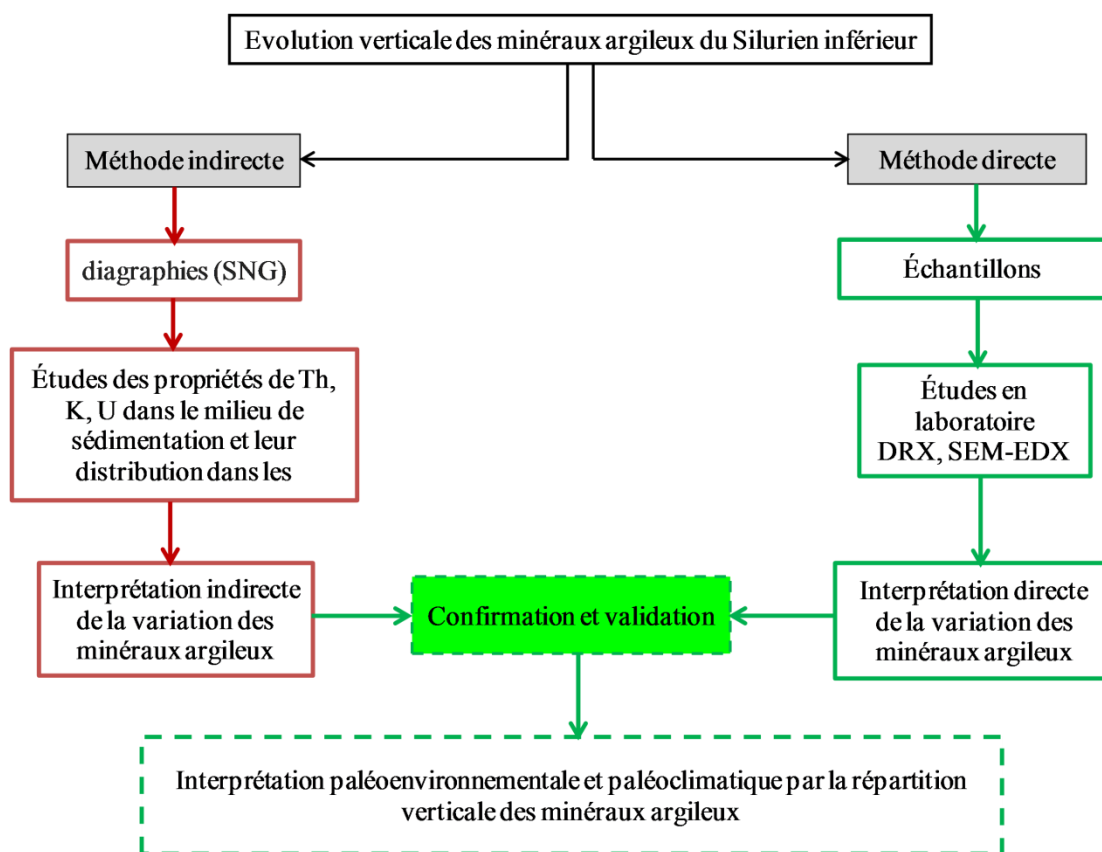
**Fig. IV-1** Les mesures spectrométriques naturelles du Rayonnement gamma naturel (SNG) ; thorium ( $\text{Th}^{232}$ ), potassium ( $\text{K}^{40}$ ) et l'uranium ( $\text{U}^{238}$ ) schistes du silurien inférieur.

## IV-2. Définition de l'objectif et le programme analytique

Dans le cadre de cette étude on va profiter de la radioactivité naturelle des argiles mesurer par SGN comme méthode indirecte pour comprendre la relation de la radioactivité naturelle et minéralogiques des argiles pour suivre l'évolution faciologique des minéraux argileux, ces derniers sont bien enrichis en des éléments radioactifs  $\text{Th}^{232}$ ,  $\text{K}^{40}$  et  $\text{U}^{238}$ , ces éléments étant influencés par les faciès minéralogiques et ses conditions environnemental (Karim et al., 2010; Okwese et al., 2012; Gould et al., 2014), et peuvent

fournir des informations utiles où les échantillons conventionnels sont rares ou indisponibles (North et Boering, 1999; Ehrenberg et Svana, 2001).

La figure IV-2 illustre les procédures suivies pour cartographier les distributions verticales des minéraux argileux basés premièrement sur propriétés et sensibilités des éléments radioactifs ;  $\text{Th}^{232}$ ,  $\text{K}^{40}$  et  $\text{U}^{238}$  au milieu de sédimentation et au changement de faciès des minéraux argileux et à partir desquels nous interpréterons les conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementales de Llandovérien, et pour la fiabilité des résultats nous comparerons et validerons la distribution verticale des minéraux argileux par des analyses DRX sur des échantillons réels. L'analyse de SEM-EDX a également été utilisée afin d'obtenir une meilleure interprétation des conditions paléoclimatiques à partir de la concentration des fractions chimiques.



**Fig. IV-2** Organigramme illustre la méthodologie d'analyse faciologique en utilisant le SNG.

## IV-2-1. Analyses faciologique

### IV-2-1-1. Méthodes indirectes

#### IV-2-1-1-1. Interprétation de la distribution minéralogiques

la sensibilité des éléments radioactifs  $\text{Th}^{232}$ ,  $\text{K}^{40}$  et  $\text{U}^{238}$ , aux changements faciologique, l'environnement de dépôt et conditions climatiques (Fabricius et al., 2003 ; Gould et al., 2014; Hassan et al., 1976) sont pris a tenir compte afin de comprendre la distribution des minéraux argileux à l'aide d'éléments radioactifs des schistes de Llandovérien. Fertl (1979); John et al. (1982) ont également expliqués comment identifier les minéraux argileux à l'aide de graphiques minéralogiques du Th vs. K. Les argiles à couches mixtes présentent une valeur Th/K comprise entre 3,5 et 10, et la tendance la plus élevée de ce rapport est vers la zone de smectite, tandis que la tendance inférieure est vers le champ illitique de couches mixtes, la kaolinite montre par une valeur Th/K comprise entre 12 et 25. La tendance des grès feldspathiques montre un rapport Th/K plus faible de  $1 \times 10^{-4}$ , tandis que le rapport Th/K proche de  $2,5 \times 10^{-4}$  indique que la tendance des grès micacés (Schlumberger, 1982). Selon John et al. (1982) la présence d'illite le cross plot Th vs K s'exprime par l'augmentation de la concentration de potassium et le thorium en même temps par contre la présence de feldspath s'explique par l'augmentation de la concentration de potassium et la concentration de thorium reste constante (Fig. IV-3).

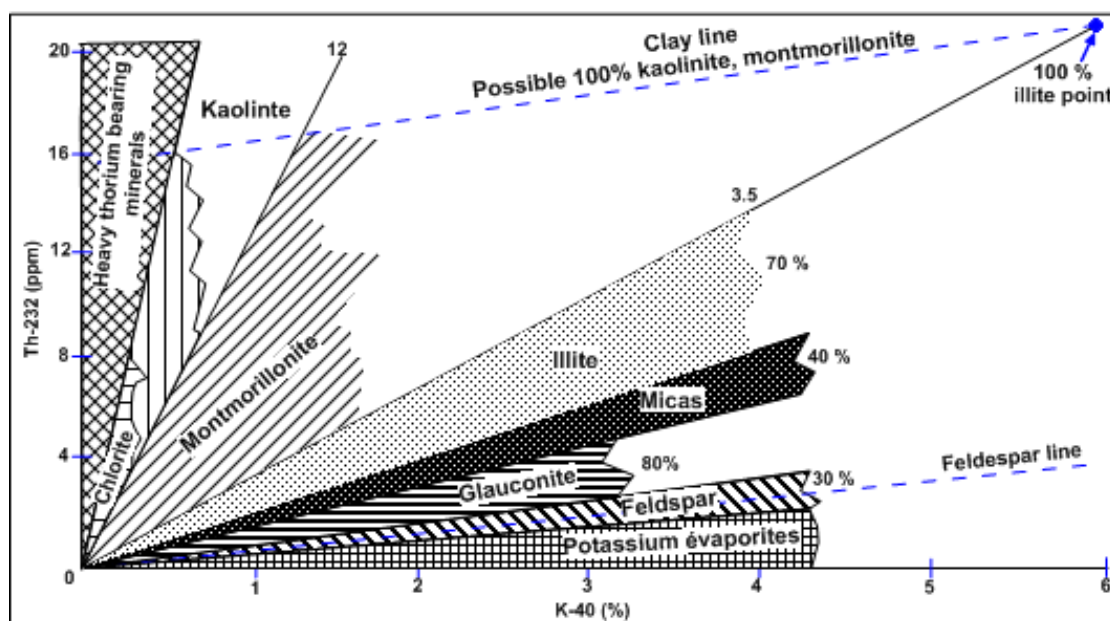


Fig. IV-3 Identification des minéraux argileux selon la classification spéciale des minéraux radioactifs (John et al., 1982).



### IV-2-1-1-2. Propriétés des éléments radioactives

#### IV-2-1-1-2-1. Thorium-232

Le thorium-232 ( $\text{Th}^{232}$ ) étant insoluble et pratiquement résistant aux intempéries, il précipite avec des dépôts résiduels tels que la bauxite ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) et l'argile, en plus d'être considéré comme un élément en traces commun dans la plupart des environnements sédimentaires (Fabricius et al., 2003), le thorium-232 montré une relation positive avec les minéraux lourds par exemple; Zirconium (Zr), titane (Ti), phosphore (P), monazite (Ce, La, Nd, Th)  $\text{PO}_4$ , rutile ( $\text{TiO}_2$ ) et Terres rares (REE) (Pe-Piper et al., 2008; Zhang et al., 2014; Nielsen et al., 1987). Des études antérieures effectuées sur des échantillons d'argile pure par (Adams et Weaver, 1958) ont confirmé que les argiles peuvent être une source de  $\text{Th}^{232}$ , et peuvent contenir 5 à 30 ppm de thorium-232. Selon Hurst et Milodowski (1994) le thorium-232 n'est pas présent dans tous les minéraux argileux et sa radioactivité influe aussi par la présence des minéraux lourds dans les argiles, la concentration de kaolinite proportionnelle positivement avec l'activité du thorium-232 (Gould et al., 2014). Le thorium-232 semble s'adsorber à la surface de la couche d'argile et ne se produit pas dans l'espace interfoliaire en raison de son Rayon atomique plus grand que l'espace interfoliaire (Adams et Weaver, 1958).

#### IV-2-1-1-2-2. Potassium-40

L'isotope de potassium-40 qui constitue 0,0118% du potassium (K) total (Fabricius et al., 2003), est montré dans plusieurs formations géologiques, et est considéré comme un indicateur des compositions minéralogiques, comme exemple ; le minéral K-feldspath en association avec le grès, et peut également être présent dans les schistes en association avec le minéral Illite, (Fabricius et al., 2003). Selon Engstrøm (1981) et Nielsen et al. (1987). Le taux de potassium-40 varie d'un minéral à l'autre : K-feldspath contenir entre (10,9-14,0 %) ; muscovite, (7,9-9,8%) ; illite, (4,5 %) et plagioclase, (0,54 %). Afin de comprendre la source de la radioactivité du  $\text{K}^{40}$  dans les schistes (Berstad et Dypvik, 1982) effectuée une étude sur des échantillons de schistes du Miocène-Pliocène de la mer du Nord et montre que la radioactivité du potassium dans les schistes est contrôlée par la minéral illite.

#### IV-2-1-1-2-3. Uranium-238

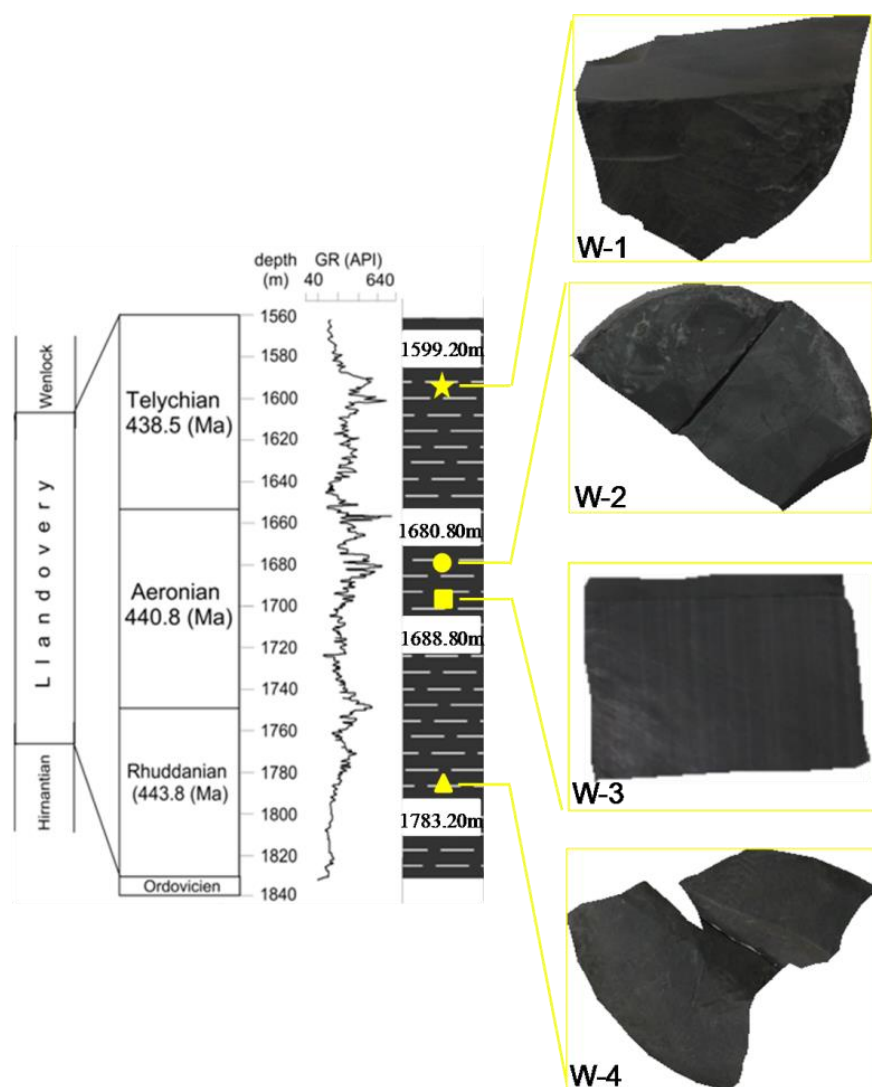
L'Uranium-238 se présente sous forme de trace dans des minéraux accessoires comme le zircon ( $\text{ZrSiO}_2$ ), ce dernier pouvant contenir de 300 à 3000 ppm d'uranium (U) (Nielsen et al., 1987), en outre il peut contenir dans les Fe-oxyde/hydroxyde ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeOH}_2$ ) sur les grains minéraux (Fabricius et al., 2003). Les minéraux argileux

peuvent absorber l'uranium (Hassan et al, 1976), la relation positive entre la concentration d' $U^{238}$  et les argiles c'est la présence des matières organiques incorporées dans les argiles. Le facteur commun qui combine les deux c'est les conditions de précipitation ; le dioxyde d'uranium, ou oxyde d'uranium ( $UO_2$ ) précipite dans des conditions réductrices et est transformé en ion Uranyle ( $UO_2^{+2}$ ), ce dernier pouvant composer des complexes ioniques avec des composés organiques, tels que les acides humiques (Fabricius et al 2003), et montre une forte teneur en uranium dans les intervalles réducteurs riches en matières organiques.

#### **IV-2-1-2. Méthode directe**

##### **IV-2-1-2-1. Echantillonnage pour les analyses de DRX et le MEB**

Pour des résultats fiables nous avons sélectionné quatre échantillons des schistes; W-1 (1599.20 m); W-2 (1680.80 m); W-3 (1688.80 m) et W-4 (1783.20 m) (Fig. IV-4). Avant le protocole de préparation les échantillons pour analyse DRX, une partie de chaque échantillon a été préparée sous forme de petit morceau de roche d'environ  $1\text{ cm}^3$  sont destinés pour les analyses technique et microscopie électronique à balayage (MEB) avec analyse par Rayons X à dispersion d'énergie (EDX) pour chaque échantillon à l'aide d'un microscope électronique à balayage type QUANTA-250 avec une tension d'accélération et un courant de faisceau de 12,50 kV et 12 mA.



**Fig. IV-4** Les échantillons sélectionnés pour l'analyse DRX ; ☆ échantillon 1, ● échantillon 2, ■ échantillon 3 et ▲ échantillon 4.

Les échantillons sélectionnés pour les analyses de DRX ont subi une série des préparations préliminaires afin d'obtenir des échantillons d'argile pure et orientée avant l'analyse par DRX. Chaque échantillon a été broyé au mortier manuel, puis chaque échantillon a été traité par de l'acide chlorhydrique (HCl) dilué à 10 % pour éliminer les carbonates de calcium ( $\text{CaCO}_3$ ) à l'aide d'un agitateur pendant 10 à 15 minutes, puis l'échantillon a été traité par du peroxyde d'hydrogène ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) dilué à 10 % pour éliminer la matière organique. Après chaque traitement, l'échantillon est lavé avec de l'eau distillée. Pour éviter la destruction de la structure des argiles, notamment des argiles fibreuses, le pH de la solution utilisée lors du traitement des échantillons égal 7. Les fractions inférieures à 2  $\mu\text{m}$  ont été séparées par centrifugation à 2500 t/m pendant 10 minutes. Les flacons sont mis sur table stable pendant 1 h et 40 m ce qui correspond à la sédimentation des particules inférieurs à 2  $\mu\text{m}$ , ces particules sont séparées par pipetage,

(les fractions séparées correspondant aux 2 cm supérieurs de la suspension mesurée depuis la surface du liquide) (Thiry et al., 2013).

Les fractions d'argile séparées par pipetage ont été étalées sur une lame de verre rainurée. Pour de meilleurs résultats, une seule lame a été utilisée pour trois types d'analyses de DRX ; (1) analyse après séchage à l'air de la lame après 24 heures « lame normale (N) » (2) analyse même lame traitée à l'éthylène glycol pendant 22 heures dans un dessiccateur (EG), (3) puis même lame également chauffée à 500 °C pendant 4 heures (H). Cette opération est utilisée pour les quatre échantillons ; W-1, W-2, W-3 et W-4. Une quantité brute non traitée est analysée pour ce qui représenter les compositions chimiques totales des échantillons sélectionnés.

Les trois modèles de DRX ont été obtenus par Rayonnement CuK $\alpha$  et filtrage Ni à l'aide d'un diffractomètre Rigaku Miniflex 600 à une tension de 40 kV et une intensité de 15 mA à l'Université de Biskra. Les diagrammes de diffraction ont été balayés de 2° à 25° pour une lame normale et de 2° à 20° pour une lame traitée à l'éthylène glycol et une lame chauffée, avec un pas de 0,02°/minute.

#### IV-2-2. Évaluation pétrophysique

Pour une meilleure exploitation des gisements pétroliers conventionnels ou non conventionnels, il est nécessaire d'étudier et d'évaluer la teneur des hydrocarbures de la roche-réservoir. Dans le cas du réservoir du gaz de schiste, les hydrocarbures restent piégés et non déplacés dans la roche poreuse et imperméable (Schmoker, 1995 ; Claypool, 1998 ; Jarvie et al., 2007). L'évaluation de ces ressources se fait soit par les analyses géochimiques au laboratoire (*voir chapitre I parti II*). La teneur en carbone organique total (COT) considère un paramètre clé pour évaluer la productivité d'un réservoir non conventionnel (Hunt et Jaieson, 1958; Hunt, 1996). Une roche productive doit être ayant la capacité de générer et d'expulser suffisamment d'hydrocarbures et COT  $\geq 0,5$  % (Passey et al., 1990).

Ce paramètre est mesuré par la technique de Pyrolyse Rock-Eval en laboratoire sur des échantillons réels (Peters, 1986) mais à cause de la distribution vaste des schistes productifs en outre à la nature géologique des schistes posent le problème de la difficulté de prélèvement des échantillons pour l'étude directe. Devant ces difficultés les données diagraphies sont devenues l'un des paramètres importants pour évaluer la teneur en COT dans les schistes où les échantillons conventionnels sont rares ou indisponibles (North et Boering, 1999 ; Ehrenberg et Svana, 2001). De nombreuses études ont utilisé des données de diagraphie pour prédire la teneur en COT, par exemple (Beers, 1945; Swanson, 1960;

Schmoker, 1981; Schmoker, 1979; Schmoker et Hester, 1983; Passey et al., 1990; Meyer et Nederlof, 1984). Dans le cadre de notre étude on va prédire la teneur en COT des schistes du Silurien inférieur (Llandovérien) du bassin d'Ahnet en utilisant la méthode Issler (2002), Schmoker et Hester (1983) et Passey et la. (1990) sur bas les données des diagraphies et quantifie la bonne corrélation entre la teneur en COT et les données de diagraphie.

La diagraphie ; est apparues depuis 1927, consiste d'un ensemble des opérations dans le but d'enregistrement continu des variations des paramètres données en fonction de la profondeur lors ou après l'arrêt du forage en utilisant plusieurs outils. Les propriétés physiques, chimiques des formations géologiques et les propriétés des fluides présents au sein des formations sont les paramètres cibles pour étudier par l'opération diagraphie.

#### **IV-2-2-1. Spectrométrie du Rayonnement gamma naturel (GR)**

La diagraphie de gamma Ray destine pour mesurer la radioactivité naturelle des formations et exprimée en unité API (Tylor, 2013). Le but de mesure de la radioactivité de la formation est (1) de faire la distinction entre les formations géologiques (Mwenifumbo et Killeen, 1987; Aksoy et al., 2006) (2) détermination la teneur d'argile contenue dans une formation et (3) de faire corrélation de puits à puits, l'exploitation de la radioactivité des formations se fait soit par le Gamma Ray Spectral (GRS) de chaque élément radioactif, ou par le gamma Ray total ou Gamma Ray conventionnel (GRC).

Comme nous l'avons dit ; la concentration  $U^{238}$  correspond à celle de la fraction d'argile riche en COT, ce qui explique l'augmentation des rayons gamma naturels dans les intervalles riches en COT (Stocks et Lawrence, 1990), l'uranium se transporte sous forme d'oxyde d'uranium ( $UO_2$ ) (Combaz, 1986) et dans une condition réductrice transformée et en ion Uranyle ( $UO_2^{+2}$ ) cette dernière dans le cas de présence d'absorbants tels que le composé organique comme acides humiques composer des liaisons avec l'uranium (Wignall et Myers, 1988), et précipité dans une condition anoxique où la matière organique se conserve (Fabricius et al., 2003), le rayon gamma naturel dans ces conditions dépasse 200 API, cette valeur correspondant à la fenêtre pétrolière et le COT atteint à 3 % (Luning et al., 2000).

#### **IV-2-2-2. La résistivité électrique (Rt)**

La résistivité des formations mesurées est influencée par type, quantité de l'électrolyte et leur mode de distribution, dans les mesures de la résistivité on intéressés par la résistivité des formations (Rt) et éviter l'influence de la résistivité mud-cake (Rmc),

la résistivité zone lavée ( $R_{mf}$ ) et la résistivité zone de transition ( $R_{xo}$ ). La valeur de la résistivité minimale dans le shale doit être supérieure à 15 Ohm.m (Rylander, 2013). Dans les schistes organiques, la réponse de résistivité illustre une déflexion positive significative fortement liée à la production d'hydrocarbures non conductrice (Nixon, 1973 ; Meissner, 1978 ; Schmoker et Hester, 1989). La matière organique non conductrice est considérée comme un facteur essentiel d'augmentation de la résistivité dans les schistes. Par conséquent, des augmentations de résistivité sont attendues là où la matière organique est présente aux dépens des argiles conductrices (Stocks et Lawrence, 1990).

#### IV-2-2-3. La densité (gamma-gamma)

Ce type d'outils utilise pour identifier le type des formations géologiques pénétrées selon leurs densités, les variations de la densité des formations correspondant aux changements des paramètres pétrophysiques des formations ainsi qu'aux changements de la minéralogie (Schomker, 1979). La nature des fluides occupée dans les pores aussi est un paramètre qui a une influence considérable sur la densité des matrices en principe le pétrole et le gaz est moins dense que les eaux (Rylander, 2013) (fig. IV-5).

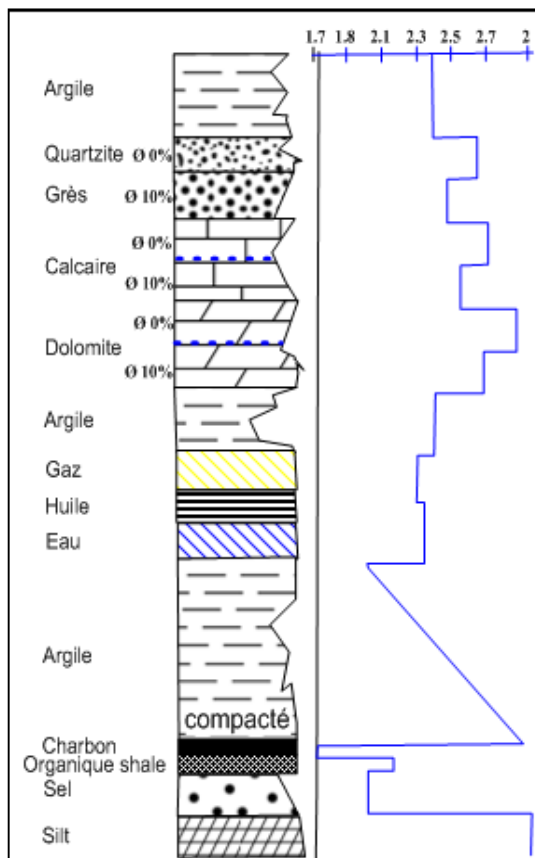


Fig. IV-5 Mesures de la densité dans une différentes formations (Serra, 1979).

Le principe de fonctionnement de cet outil est basé sur le Rayon gamma envoyé à partir de sources radioactives de l'outil que celles-ci peuvent être  $\text{Co}^{60}$  ou  $\text{Cs}^{135}$ . Les Rayons gamma émis entrent en collision avec les électrons des atomes des formations, se produire de cette collusion avec une perte d'énergie, chaque interaction passe par trois stades d'énergie qui sont (1) la production paire, (2) l'effet photoélectrique et (3) comptons (fig. IV-6).

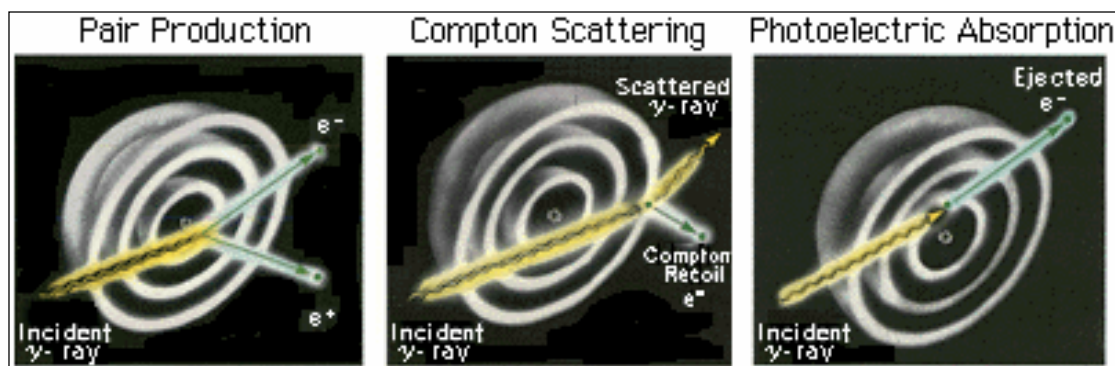
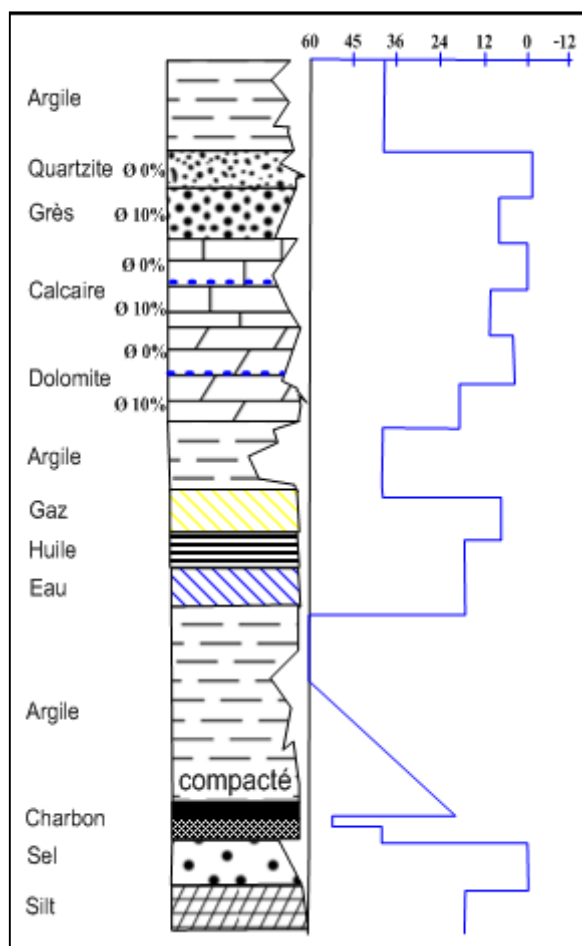


Fig. IV-6 Interaction des rayons gamma-gamma.

#### IV-2-2-4. Neutron ( $\Phi N$ )

La diagraphie neutronique permet de mesurer directement la porosité des formations  $\Phi N$  (%) (Locatelli, 1998). Le neutron émis à grandes vitesses et hautes énergies (généralement, Am-Be), par la source radioactive de l'outil avec une énergie de 4 à 6 MeV, ce neutron est incident dans la formation et perd une partie de son énergie (neutrons thermiques) après la collision avec l'atome d'hydrogène qui se trouve sous forme fluide (eau ou pétrole ou gaz). Le principe de fonctionnement de cet outil est basé sur le comptage des neutrons thermiques (environ 0.025 Ev) reçoit par la réceptrice de l'outil (Fertl et Rieke, 1980 ; Lawrence et al., 1984 ; Herron, 1986 ; Herron et al., 1988)





**Fig. IV-7** Porosité neutron dans différents types de formation (Serra, 1979).

#### IV-2-2-5. La diagraphie sonique ( $\Delta t$ )

La propagation des ondes acoustiques ( $\Delta t$ ) dans une formation géologique dépend du type de matrice, la porosité de la formation géologique et leurs contenus (eau, gaz, pétrole, Kérogène...) (Schlumberger, 1987a, 1989a ; Serra, 1979, 1990 ; Sylvie 1991). Les ondes acoustiques sont générées par un système émetteur-récepteur d'une fréquence de 10 à 40 KHz qui enregistre sans interruption pendant la montée ou la descente de l'outil, la présence de COT est montré par l'augmentation le temps de transit des ondes acoustiques ( $\Delta t$ ) (Luning et al., 2000).

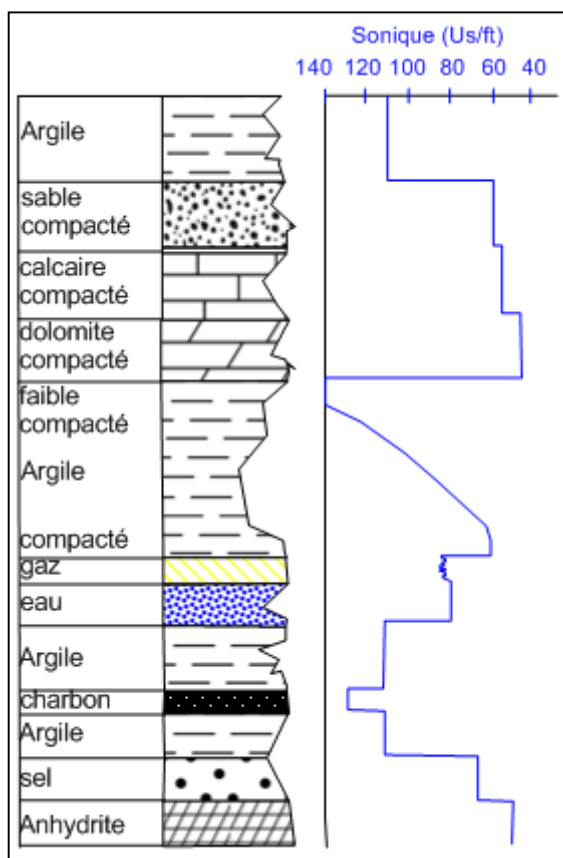


Fig. IV-8 Temps de transit dans différentes formations (Serra, 1979).

### IV-2-3. Méthodes d'évaluation le COT

#### IV-2-3-1. Méthode de Schomker et Hester (1983)

Prédire le contenu organique de la roche par l'outil de densité nécessite de prendre tous les composants de la roche : (1) la matrice rocheuse, (2) l'espace poreux, (3) la pyrite et (4) la matière organique (Schomker 1979). La densité de formation ( $\rho$ ) est définie par les densités fractionnaires et les volumes de ces quatre composants comme suit :

$$\rho = \phi_o \rho_o + \phi_p \rho_p + \phi_i \rho_i + (1 - \phi_o - \phi_p - \phi_i) \rho_m \quad (1)$$

Avec; (o, p, i et m) représentant respectivement la matière organique, la pyrite, les pores interstitiels et la matrice, la porosité organique ( $\phi_o$ ), la densité organique ( $\rho_o$ ), la porosité de la pyrite ( $\phi_p$ ), densité de pyrite ( $\rho_p$ ), pores interstitiels ( $\phi_i$ ), densité de pores interstitiels ( $\rho_i$ ), densité de matrice ( $\rho_m$ ).

Selon Strahl et al. (1955); Brown, (1956) a montré que la pyrite et la matière organique représentent une relation linéaire, la relation fonctionnelle volumique entre la matière organique et la pyrite s'écrit par l'équation suivante :

$$\phi_p = 0,135\phi_o + 0,0078 \quad (2)$$

Les valeurs des densités des trois composants de la roche ; pyrite, matière organique et matrice rocheuse  $\rho_p = 5,0$  g/cc,  $\rho_o = 1,0$  g/cc et  $\rho_m = 2,69$  g/cc

respectivement Schomker (1979). L'équation 3 est développée à partir du remplacement de l'équation 2 dans l'équation 1 :

$$\rho = -1.378 \phi_o + \phi_i (\rho_i - 2.690) + 2.708 \quad (3)$$

Les valeurs de  $\phi_i$  et  $\rho_i$  sont inconnues et supposées les deux constantes à un endroit donné.

$$\rho_B = \phi_i (\rho_i - 2.690) + 2.708 \quad (4)$$

A partir des équations 3 et 4, nous pouvons écrire la porosité organique comme suit :

$$\phi_o = (\rho_B - \rho) / -1.378 \quad (5)$$

$\rho_B$  étant défini comme la densité de formation pauvre en matière organique, la valeur de  $\rho_B$  se détermine à partir de log densité mesurée en plusieurs endroits de schistes pauvres en matière organique, sa valeur étant comprise entre 2,67 et 2,72 g/cc.

Schomker et Hester (1983) ont supposés que la porosité un paramètre fixe de la matrice rocheuse dans le cas d'une faible porosité, les différences entre les densités de fluide sont négligeables, dans ce cas la densité de matrice  $\rho_{mi}$  peut être redéfinie pour représenter la moyenne pondérée en volume de la densité de fluide de grain et de pore ( $\rho_{mi}$ ), l'équation (1) peut être reformulée comme suit :

$$\rho = \phi_o \rho_o + \phi_p \rho_p + (1 - \phi_o - \phi_p) \rho_{mi} \quad (6)$$

Comme nous l'avons déjà mentionné, à la relation linéaire entre la pyrite et la matière organique représentée par l'équation (2), la présence de pyrite peut être une source d'erreur, donc en substituant  $\phi_p$  en utilisant l'équation (2), et on a  $\rho_p$  égal à 5,0 g /cc, l'équation 6 s'écrira comme suit :

$$\phi_o = (\rho - 0.9922\rho_{mi} - 0.039) / (\rho_o - 1.135\rho_{mi} + 0.675) \quad (7)$$

La teneur en poids de COT est le paramètre de la richesse organique le plus utilisé et correspondant au volume fractionnaire de la porosité de la matière organique ( $\phi_o$ ) et s'écrit par l'équation suivante :

$$COT = \phi_o (100\rho_o) / (R\rho) \quad (8)$$

R : représente le rapport entre le pourcentage en poids de carbone organique et le pourcentage en poids de matière organique. En remplaçant le  $\phi_o$  par l'équation 7, l'équation 8 devient :

$$COT = \{ (100\rho_o)(\rho - 0.9922\rho_{mi} - 0.039) \} / \{ (R\rho)(\rho_o - 1.135\rho_{mi} + 0.675) \} \quad (9)$$

Les valeurs de  $\rho_{mi}$  et  $\rho_o$  et R peuvent être estimées à l'aide des données disponibles calculées en laboratoire, l'équation 9 se réduit à la forme :

$$COT = (A/\rho) - B \quad (10)$$

Les valeurs de A et B sont constantes et calculées pour une formation, un membre ou une zone particulière. Afin de déterminer les valeurs de A et B, Schomker et Hester ont défini les valeurs de la densité de la matière organique ( $\rho_o$ ), de la densité de la matrice ( $\rho_{mi}$ ) et la valeur du rapport R : 1,01 g/cc, 2,68 g/cc et 1,3 respectivement. L'équation permettant de calculer la teneur de la matière organique à partir de la densité logarithmique s'écrit comme suit :

$$COT = (154.497/\rho) - 57.261 \quad (11)$$

#### IV-2-3-2. Méthode de Pessay (1990)

Pessay (1990) a suggéré une équation algébrique assignée pour calculer la teneur en COT basée sur la corrélation entre les diagraphies de la densité, neutron et soniques avec les mesures de la résistivité :

- **Diagraphies sonique/résistivité**

$$\Delta \text{LogR}_{[\Delta T]} = \text{Log} (RT/RT_{\text{baseline}}) + 0.02(\Delta T - \Delta T_{\text{baseline}}) \quad (12)$$

- **Diagraphies de densité/résistivité**

$$\Delta \text{LogR}_{[\text{RHOB}]} = \text{Log} (RT/RT_{\text{baseline}}) - 2.5(\gamma - \gamma_{\text{baseline}}) \quad (13)$$

- **Diagraphies de neutron/résistivité**

$$\Delta \text{LogR}_{[\text{NPHI}]} = \text{Log} (RT/RT_{\text{baseline}}) + 4(\text{CNL} - \text{CNL}_{\text{baseline}}) \quad (14)$$

Où le  $\Delta \text{LogR}$  représente la séparation des courbes de résistivité et sonique, illustre les intervalles riches en matière organique, RT,  $\Delta T$ ,  $\gamma$  et CNL ; est la résistivité mesurée en (ohm.m), le temps de transit ( $\mu\text{s}/\text{ft}$ ), la densité (g/cc) et la porosité de neutron (UP) en successivement.  $\Delta T_{\text{baseline}}$ ,  $\gamma_{\text{baseline}}$  et  $\text{CNL}_{\text{baseline}}$  sont des valeurs constantes, déterminées sur la plage de profondeur où les courbes se superposées. La teneur totale en carbone organique est calculée par l'équation algébrique suivante :

$$COT = \Delta \text{LogR} * 10^{(2.297 - 0.1688 * \text{LOM})} \quad (15)$$

Où LOM dépend du degré de maturation des matières organiques, pour les réservoirs de gaz de schiste la valeur de LOM est égale à 11 (Hood et al, 1975). La valeur de  $\Delta \text{LogR}$  est calculée à l'aide de diagraphies soniques/résistivité, de diagraphies de densité/résistivité ou de diagraphies de neutrons/résistivité.

### IV-2-3-3. Méthode Issler (2002)

Dale Issler a publié un modèle spécifiquement adapté qui est basé sur des tracés croisés densité/résistivité et sonique/résistivité. Dans la proposition d'Issler (2002) basée sur les données géochimiques (minéralogie, propriétés organiques) et pétrophysiques (porosité, densité) des schistes du Colorado Group pour développer une méthode de détermination de la richesse en COT à l'aide de données de diagrapie de puits ; le temps de transit sonique ( $\Delta t$ ), la densité (RHOB), la résistivité (RT) et la porosité de neutron ( $\phi_N$ ).

- **Diagraphies de densité/résistivité**

$$COT_{Issler} = SF * \{-0.1429 * (\gamma - 1014) / \log(RT) + 4.122 + 45.14\} \quad (14)$$

- **Diagraphies de résistivité/sonique**

$$COT_{Issler} = SF * \{0.0714 * (\Delta T + 195 * \log(RT)) - 31.86\} \quad (15)$$

Où SF représente un scale factor (considéré comme 0,9).

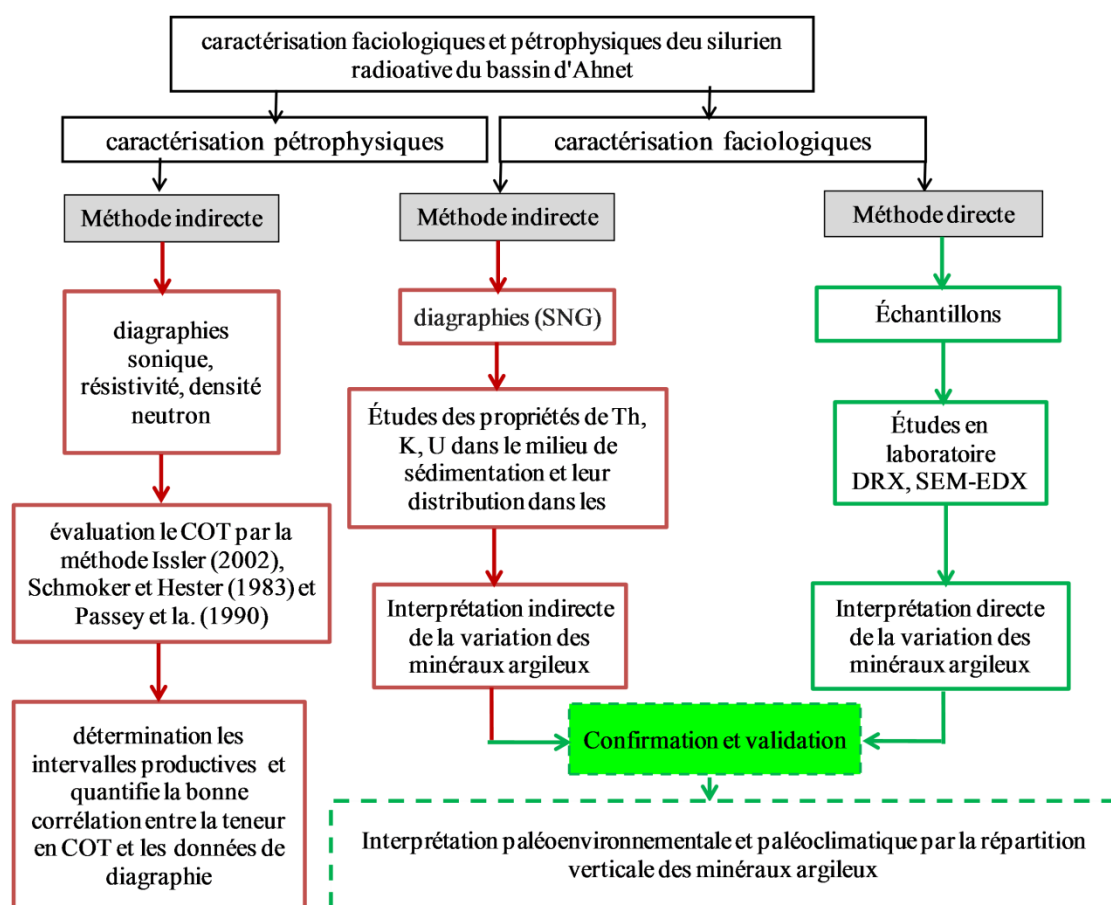


Fig. IV-9 Organigramme résume la méthodologie suivie dans notre étude.

**IV-3. Conclusion**

Ce chapitre illustre les procédures suivies pour reconstituer les conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementale sur base les distributions des minéraux argileux et sensibilités des éléments radioactifs ;  $\text{Th}^{232}$ ,  $\text{K}^{40}$  et  $\text{U}^{238}$  au milieu de sédimentation et au changement de faciès des minéraux argileux, et par des analyses DRX sur des échantillons réel. L'analyse de SEM-EDX a également été utilisée afin d'obtenir une meilleure interprétation des conditions paléoclimatiques à partir de la concentration des fractions chimiques.

---

---

## CHAPITRE-V : RÉSULTATS ET DISCUSSION

---

---



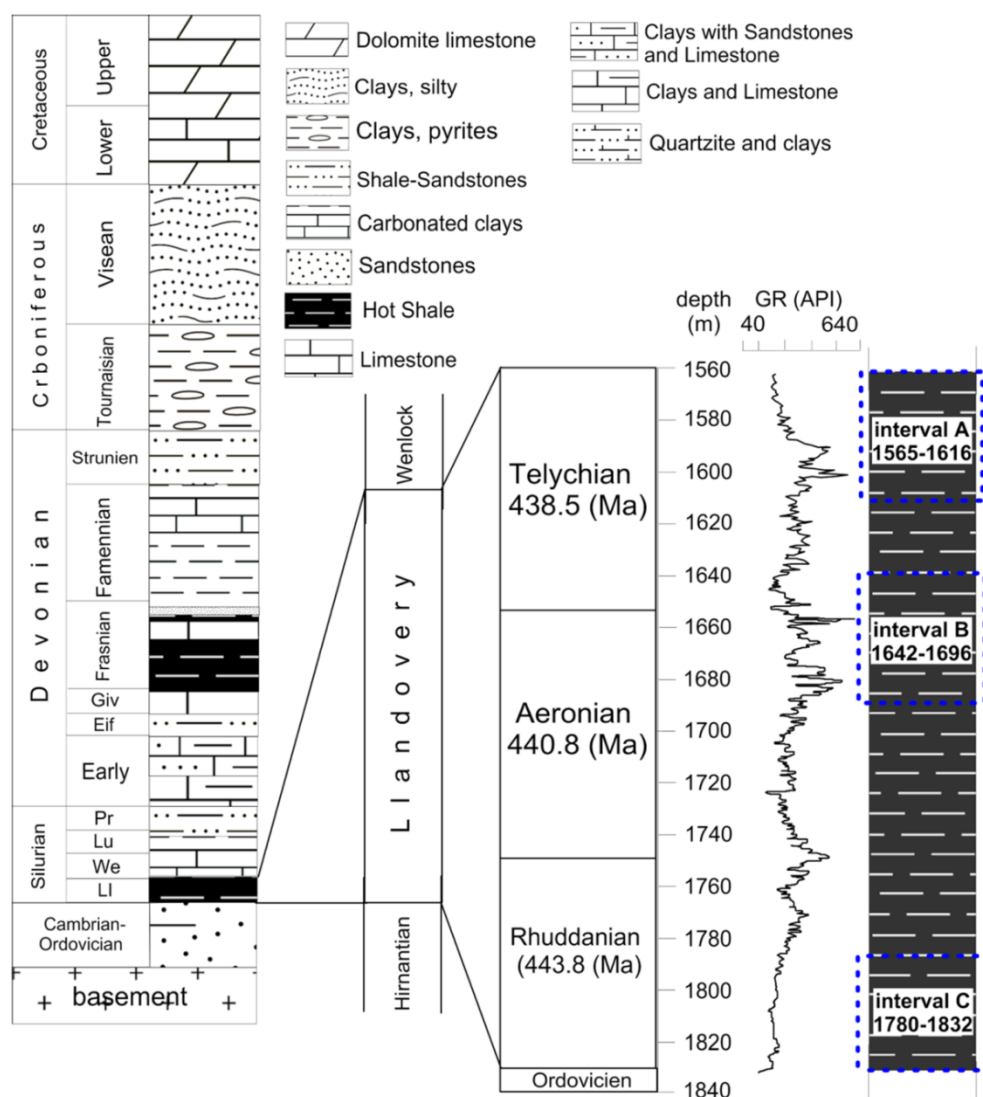
---

## Parti-I : Analyses faciologiques

---

## V-1. Analyses faciologique

Dans la présente étude, deux types de données ont été utilisés : (1) le log gamma naturel spectral mesurant l'activité des éléments radioactifs dont  $\text{Th}^{232}$ ,  $\text{K}^{40}$  et  $\text{U}^{238}$ , ont été enregistrées chaque 0,1524 m, et afin de couvrir la totalité de l'époque du Llandovérienne (276 m d'épaisseur), trois intervalles ont été sélectionnés : A (1565 m à 1616 m), B (1642 à 1695 m) et C (1780 à 1832 m) et (2) quatre échantillons de schiste qui ont été collectés de carotte sur base les anomalies des mesures des éléments radioactivités, les échantillons sont reparti sur la totalité de Llandovérienne (Fig. V-1).



**Fig. V-1** Colonne lithostratigraphie du bassin d'Ahnet après (Haddoum et al. 2001) et les intervalles sélectionnés.

### V-1-1. Méthodes indirectes

La radioactivité naturelle a été utilisée dans plusieurs études pour comprendre la variation minéralogique et chimique des formations argileuses par exemple (Hassan et al., 1976 ; Fertl, 1979). John et al., (1982), ont proposé le graphique minéralogique ( $\text{Th}^{232}$  vs  $\text{K}^{40}$ ) pour comprendre la distribution de la minéralogie des minéraux argileux (voir chapitre-IV).

#### V-1-1-1. Distribution de Th et K et le changement faciologique

Les mesures de rayons gamma naturels ont permis de distinguer entre les grès et les argiles en fonction de la variation de la radioactivité naturelle des formations (Mwenifumbo et Killeen, 1987 ; Aksoy et al, 2006). Dans les minéraux argileux la concentration en  $\text{Th}^{232}$  et  $\text{K}^{40}$  correspond aux minéraux argileux en outre les minéraux lourds contenues dans les minéraux argileux (Chamley, 1989 ; Hurst et Milodowski, 1994; Gould et al., 2014), tandis que la concentration en  $\text{U}^{238}$  dans les argiles correspond à la présence à la fraction organique dans les minéraux argileux, ce qui explique l'augmentation le Rayon gamma naturel dans les schistes matures (Stocks et Lawrence, 1990). Lithologiquement les formations de schiste noir montrent une faible valeur de rapport Th/U généralement inférieur à 4 par contre la phase de transition entre les argiles et les grès montre un rapport Th/U compris entre 4 et 25, les formations gréseuses se traduit par un rapport  $\text{Th}/\text{U} > 25$  (Adams et Weaver, 1958 ; Klaja et Dudek, 2016).

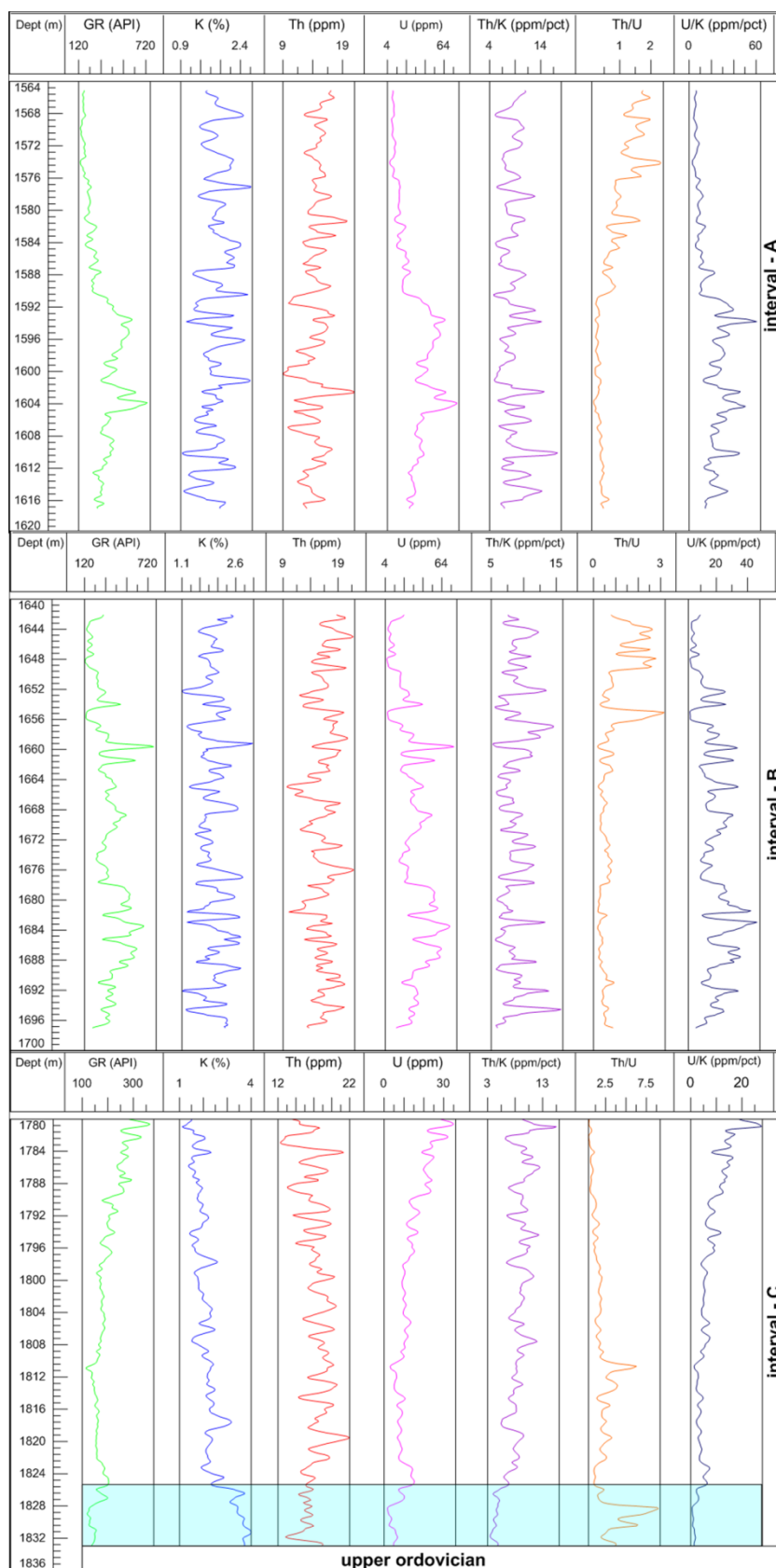
Les formations Llandovérienne du bassin d'Ahnet subdivisé en deux groupes ; (1) le *Llandovérien supérieur* constitué des schistes noirs où le rapport Th/U allant de 0,16 à 3,1 (Fig. V-2A et B) (2) le *Llandovérien inférieur*, constitue des intercalations entre les argiles et les grès où le rapport Th/U montre une augmentation atteinte jusqu'à 8,9 (Fig. V-2C).

Comme nous l'avons dit antérieurement; le  $\text{Th}^{232}$  précipite avec des dépôts résiduels tels que la bauxite ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) et l'argile, en plus d'être considéré comme un élément traces commun dans la plupart des environnements sédimentaires (Fabricius et al., 2003), le  $\text{Th}^{232}$  montre une relation positive avec les minéraux lourds par exemple; Zirconium (Zr), titane (Ti), phosphore (P), monazite (Ce, La, Nd, Th)  $\text{PO}_4$ , rutile ( $\text{TiO}_2$ ) et Terres rares (REE) (Pe-Piper et al., 2008; Zhang et al., 2014; Nielsen et al., 1987). Des études antérieures effectuées sur des échantillons d'argile pure par (Adams et Weaver, 1958) ont confirmé que les argiles peuvent être une source de  $\text{Th}^{232}$ , et peuvent contenir 5 à 30 ppm de  $\text{Th}^{232}$ . Selon Hurst et Milodowski (1994)  $\text{Th}^{232}$  n'est pas présent dans tous les minéraux argileux et sa radioactivité influe aussi par la présence des minéraux lourds dans les

argiles, la concentration de kaolinite proportionnelle positivement avec l'activité du  $\text{Th}^{232}$  (Gould et al., 2014). Le  $\text{Th}^{232}$  semble s'adsorber à la surface de la couche d'argile et ne se produit pas dans l'espace interfoliaire en raison de son Rayon atomique plus grand que l'espace interfoliaire (Adams et Weaver, 1958).

La variation de la concentration en thorium dans les schistes Llandovérien montre une augmentation continue de l'intervalle A et B (Fig. V-2), cette augmentation s'accompagne de l'augmentation de la kaolinite en fonction de la profondeur.

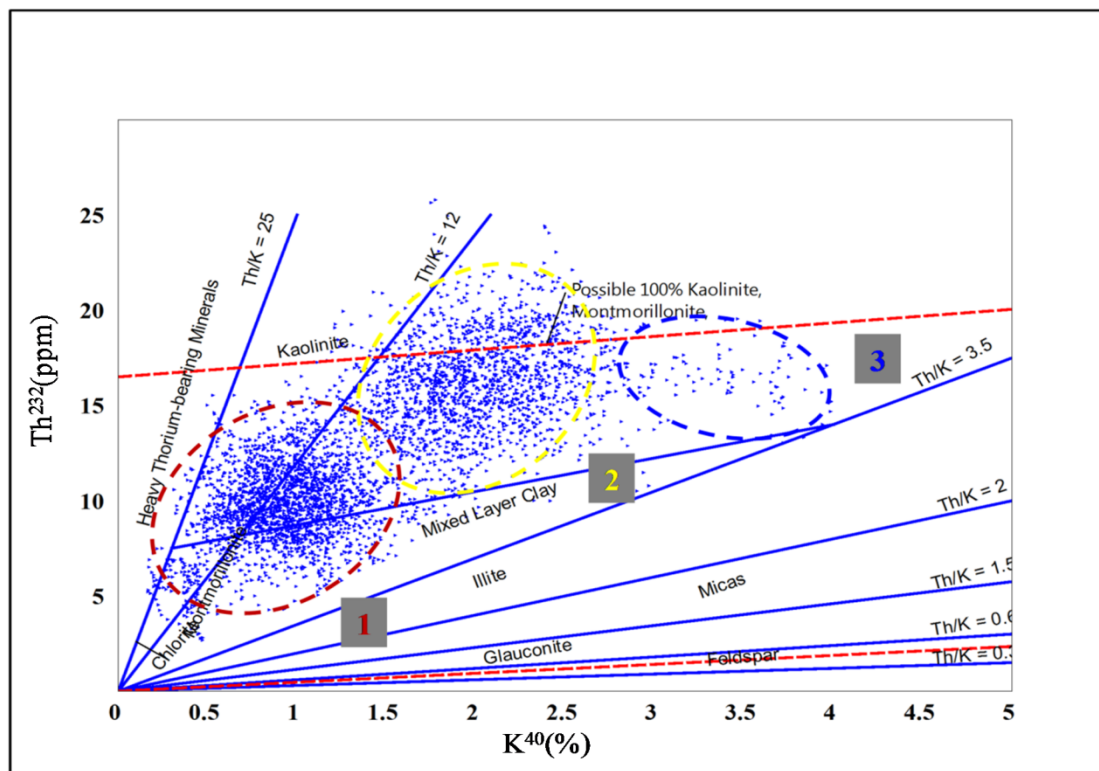
L'évolution de la concentration en potassium des schistes de Llandovérien montre une légère augmentation en fonction de la profondeur (Fig. V-2), dans l'intervalle A et B, la compensation potassique due à l'hydrolyse de l'illite en condition climatique humide (Chamley, 1989 ; Soleimani, 2009), avec l'augmentation de la profondeur et l'évolution des conditions climatiques humides, la capacité des échanges cationiques a évoqué l'altération chimique de l'illite par l'hydrolyse les ions de l'interfoliaire (ions mobiles) et les ions de la couche externe exposés à la lixiviation (couche tétraédrique) par trois étapes : (1) lessivage d'un cation interfoliaire (Mg, Na, Ca et K) par ouverture d'une couche qui aboutit à l'enrichissement de l'environnement en potassium (2) migration d'un cation octaédrique (Mn, Cu et Fe) vers l'espace interfoliaire pour compenser le déficit de charge, ces cations seront évacués plus tard en solution (3) migration des cations tétraédriques (Si, Al) vers l'octaèdre et enfin vers l'espace interfoliaire (Chamley, 1989), vers la limite ordovicien-Llandovérien compensation de potassium dû à l'altération du feldspath potassique des formations argileux gréseux (Fertl 1979; John et al., 1982).



**Fig. V-2** Les variations des éléments radioactifs des schistes de Llandoveryien  $Th^{232}$ ,  $K^{40}$  et  $U^{238}$  et les rapports entre eux dans les intervalles A, B et C.

### V-1-1-1.1. Distribution faciologique

Le cross plot de  $\text{Th}^{232}$  vs  $\text{K}^{40}$  utilisé pour l'identification minéralogique de schiste de silurien du bassin Ahnet montre trois faciès ; 1 silurien moyen et supérieur 2 silurien inférieur (radioactif) et 3 phase de transition silurienne inférieure et ordovicien supérieur (Fig. V-3).

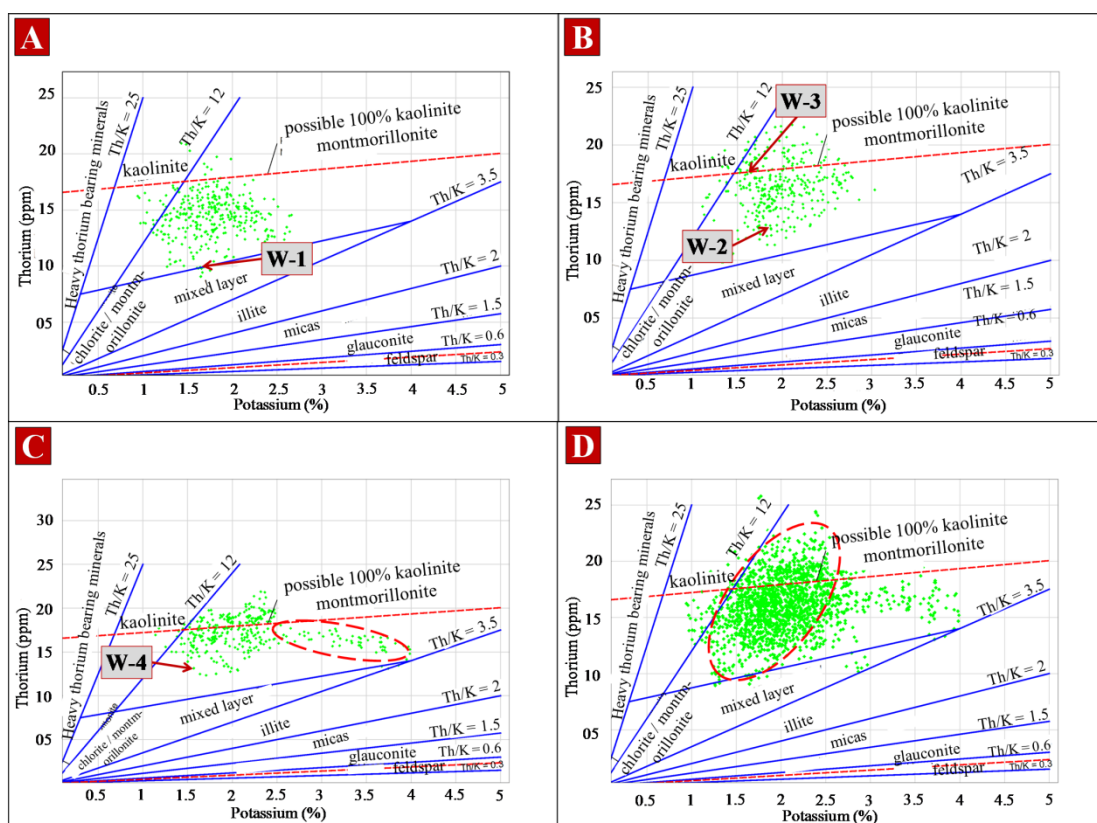


**Fig. V-3** Identification des minéraux argileux des schistes de Llandovérien du bassin Ahnet; **1** : silurien moyen et supérieur **2** : le silurien inférieur et **3** : limite entre silurien inférieur et l'ordovicien supérieur.

Le cross plot  $\text{Th}^{232}$  vs  $\text{K}^{40}$  tracés dans les trois intervalles C, B et A montrent la distribution des minéraux de la couche mixte (illite, kaolinite et chlorite) (Fig. V-4 D). Des points des vue sédimentologiques, l'évolution minéralogique de Llandovérienne inférieure à Llandovérienne supérieure a été de kaolinite vers l'illite, dans l'intervalle C la dispersion des points atteints à la ligne des 100 % kaolinite et montmorillonite (Fig. V-4C). L'intervalle A et B montre la diminution de la concentration de la kaolinite par rapport à l'illite (Fig. V-4AB). L'évolution proportionnellement inverse de la kaolinite et de l'illite est traduire par la variation de la concentration en thorium et en potassium, dans le cas de dégradation l'illite va perdre les ions alcalins et s'altère vers la montmorillonite et conduire à l'enrichissement le milieu de  $\text{K}^+$  et de sodium  $\text{Na}^+$ , tandis que la présence de la kaolinite illustré par une augmentation de la concentration en thorium (Berstad et Dypvik, 1982 ; Hurst, 1990 ; Fabricius et al, 2003 ; Piper et al., 2005).

L'illite se trouve dans le stade intermédiaires d'altération, principalement dans les sols des régions tempérées, souvent sur des matériaux de base de composés organiques glaciaires ou périglaciaires, généralement fertiles avec de l'herbe ou de la forêt comme végétation naturelle, par contre la kaolinite se trouve dans le stades d'altération avancés principalement dans les fractions argileuses de nombreux sols fortement altérés sur la vieille surface Terrestre de la région intertropicale humide et chaude, souvent peu fertiles (Jackson, 1963).

La limite du Llandovérien illustre une anomalie montrée par l'augmentation de la concentration de potassium par rapport au concentration constante du thorium (Fig. V-4C), cette augmentation est due à la compensation de la concentration du potassium de feldspath potassique de grès de formation de transition (John et al., 1982).



**Fig. V-4** Les analyses faciologique des minéraux argileux identifiées sur base le diagramme croisé de  $\text{Th}^{232}$  vs  $\text{K}^{40}$  (John et al., 1982 ; Schlumberger, 1995) (W-1, W-2, W-3 et W-4 : échantillons analysés par Rayons X).

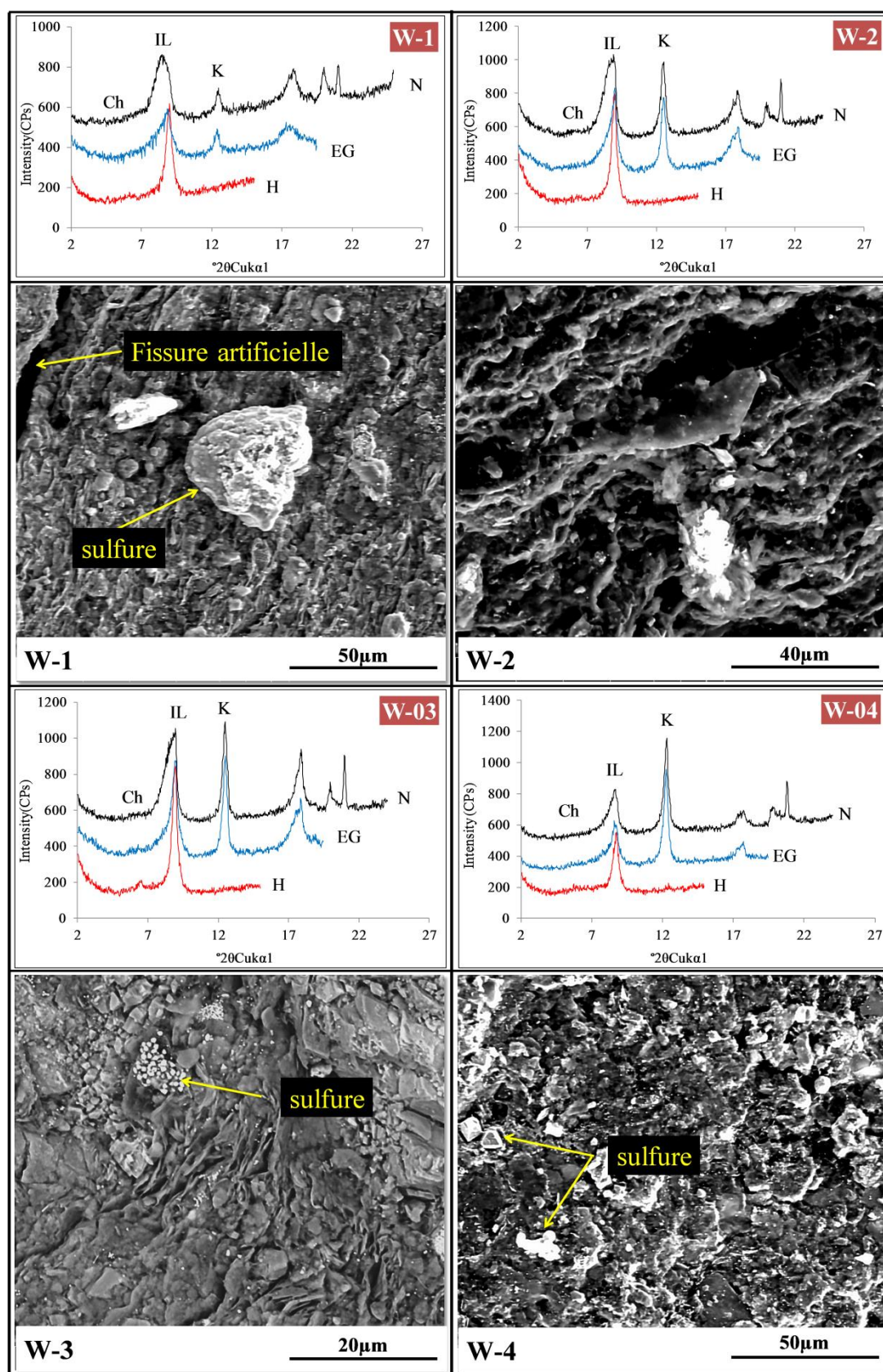
### V-1-2. Méthode directe

Les résultats de l'évolution minéralogiques observés avec les mesures SGN ont été comparés aux analyses de diffraction des Rayons X pour des résultats plus fiables. Nous avons sélectionné quatre échantillons de schiste bitumineux en formation distribuée qui

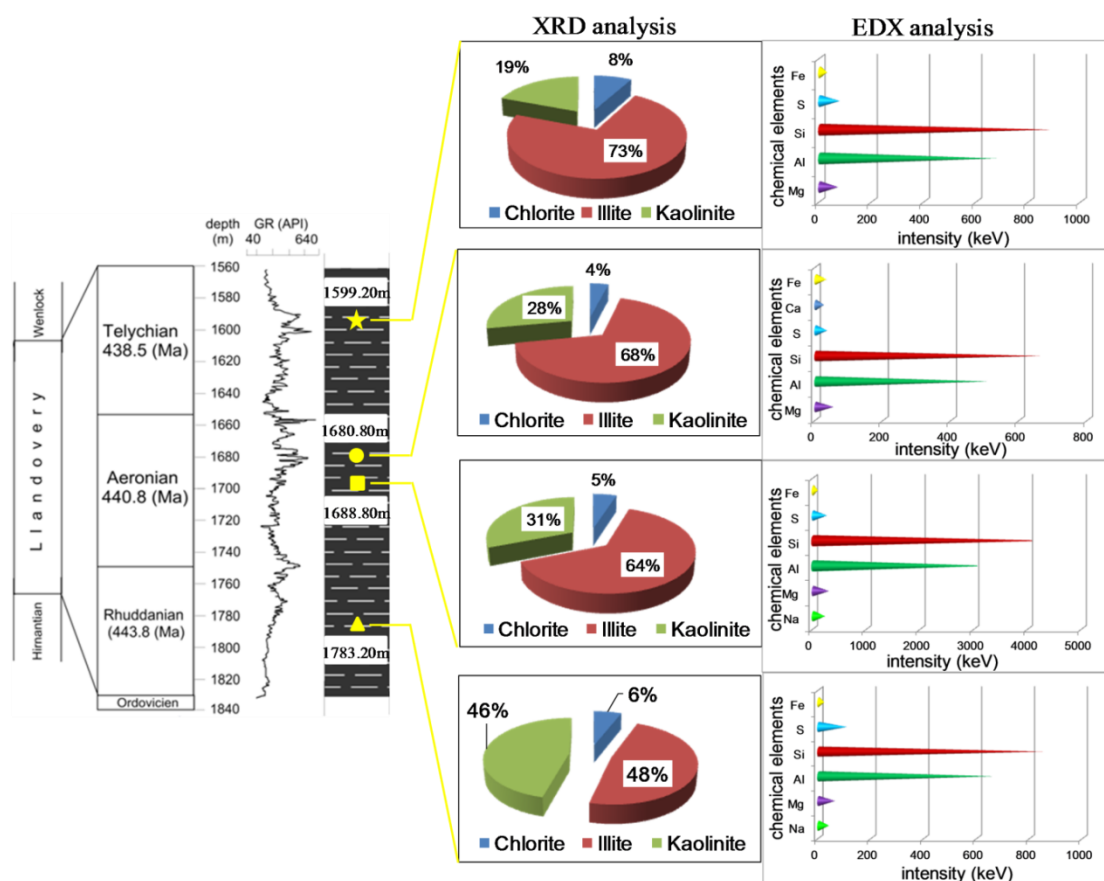


couvrent la totalité du silurien radioactifs ; W-1 (1599,20 m) ; W-2 (1680,80 m) ; W-3 (1688,80 m) et W-4 (1783,20 m) (voir [Fig. IV-4](#) chapitre IV).

Les analyses DRX réalisées sur des lames orientées montrent également l'évolution inverse le pourcentage la kaolinite par-rapport l'illite ([Fig. V-5](#)). Le pourcentage de kaolinite de Llandovérienne inférieur à Llandovérienne supérieur examiné dans les échantillons W-4, W-3, W-2, et W-1 46 %, 31 %, 28 %, et 19 % successivement, tandis que le pourcentage d'illite montre des valeurs ; 48 %, 64 %, 68 %, et 73 % successivement, le chlorite montre une faible variation en fonction de la profondeur, est en moyenne de 5 % ([Fig. V-6](#)).



**Fig. V-5** Les analyses DRX et MEB des échantillons sélectionnés de schiste Liandovérien du bassin d'Ahnet. Ch = chlorite ; IL = illite ; K = kaolinite ; N = échantillon normal (séché à l'air) ; EG = échantillon traité à l'éthylène glycol ; H = échantillon chauffé à 500°C.



**Fig. V-6** Pourcentage de minéraux argileux et les compositions chimiques des échantillons sélectionnés ; ☆ échantillon 1, ● échantillon 2, ■ échantillon 3 et ▲ échantillon 4.

## V-2. Implications paléoenvironnementales et paléoclimatiques

### V-2-1. Méthode indirectes

L'environnement de sédimentation et le changement climatique sont également des facteurs qui influencent et contrôlent la distribution des éléments radioactifs. L'étude du paléoenvironnement et paléoclimat à l'aide d'éléments radioactifs a fait l'objet de plusieurs travaux tels que (Gould et al., 2014). La distribution des éléments radioactifs dans les argiles est bien contrôlée par différentes conditions de sédimentation (Gould et al., 2014) telles que ; la charge sédimentaire (Murray et Leininger, 1955) et les conditions climatiques du milieu de sédimentation (aride ou humide) (Soleimani, 2009) et l'évolution minéralogiques (Berstad et Dypvik, 1982 ; Gould et al., 2014) (voir chapitre-IV).

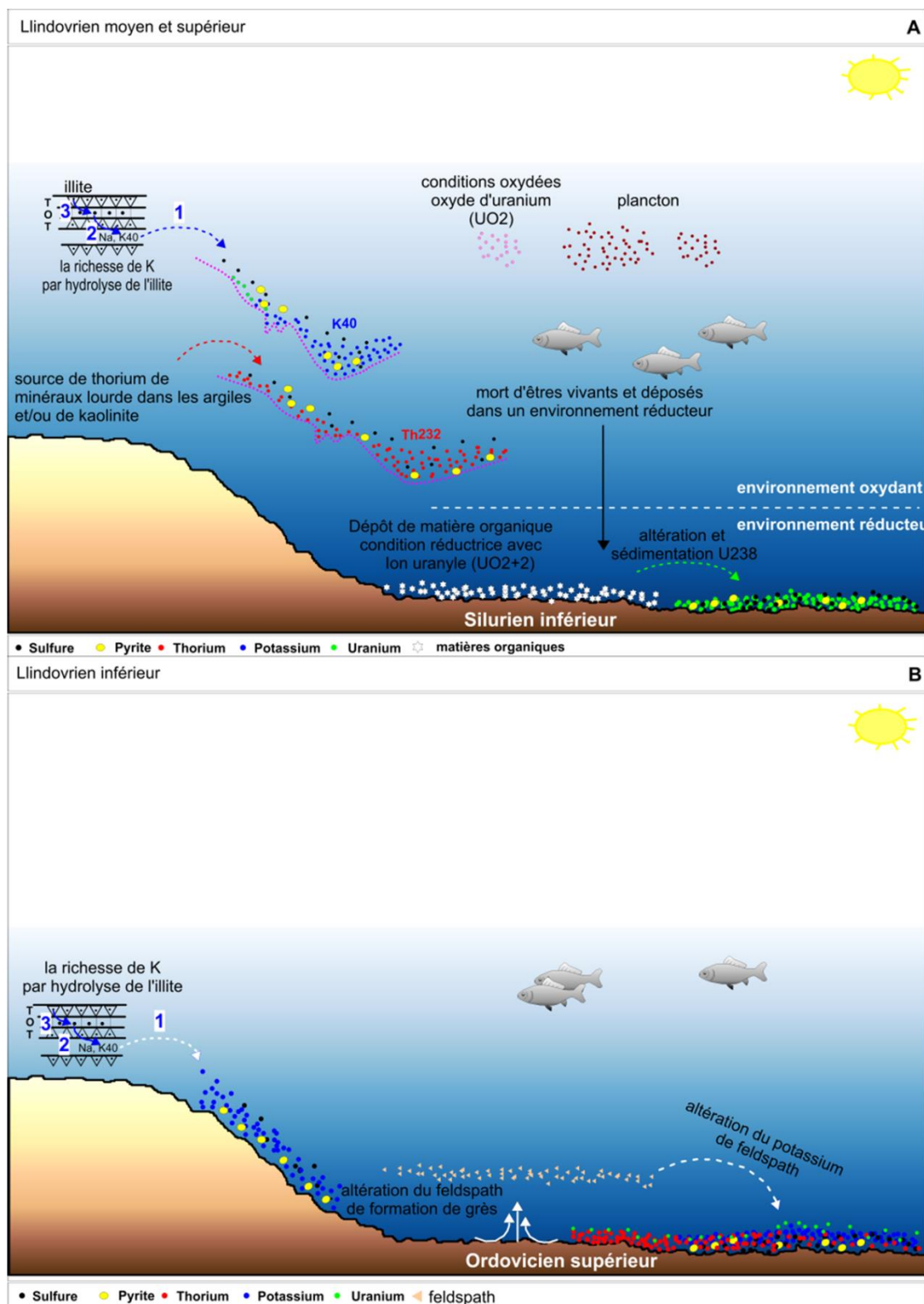
Le changement climatique a été discuté par (Fabricius et al., 2003), montré que la diminution des rapports Th/K et U/K est remarquable dans les faciès marin profond et des conditions climatiques humides, tandis que dans les faciès fluviaux les deux rapports montre une augmentation due à la lixiviation du potassium par l'eau.

Dans la présente étude, le rapport Th/K montre augmentation continue de Llandovérien inférieur à Llandovérien supérieur où sa valeur comprise entre 3,5 et 15 ppm/pct, 5,3 et 16 ppm/pct 4,8 et 17 ppm/pct dans les intervalles C, B, et A respectivement, (Fig. V-2). Cette augmentation est due au changement de la concentration du potassium. La concentration du potassium dans les formations schistes est contrôlée par l'évolution de l'illite, dans Llandovérien inférieur l'illite subit à une altération intense et conduit à l'enrichissement le milieu de potassium (Chamley, 1989 ; Soleimani, 2009).

Dans un milieu marin profond et des conditions humide, l'illite subit à une capacité des échanges cationiques (CEC) à conduire à l'hydrolyse des ions interfoliaires (ions mobiles) et des ions de la couche externe exposée à la lixiviation (couche tétraédrique) par trois étapes : (1) lixiviation d'un cation interfoliaire (Mg, Na, Ca et K) par ouverture d'une couche qui entraîne l'enrichissement du milieu en potassium (2) migration d'un cation octaédrique (Mn, Cu et Fe) vers l'espace interfoliaire pour compenser le déficit de charge (3) migration des cations tétraédriques (Si, Al) vers l'octaèdre et enfin vers l'espace interfoliaire (Chamley, 1989), ces processus c'est qui la relation inverse entre la concentration du potassium et l'illite dans un milieu profond et des conditions climatiques humides. La limite Llandovérien inférieur et ordovicien supérieur de la compensation du potassium due à l'altération de feldspath des formations argilo gréseux s'exprime par l'augmentation du rapport Th/U > 4 (Adams et Weaver, 1958) (Fig. V-7).

Les mesures de la concentration en thorium des schistes Llandovérien ne présentent pas de variations anormales, et sa concentration montre une relative compatibilité avec le pourcentage de kaolinite. Selon Hurst et Milodowski (1994) la concentration de kaolinite correspondant également à la présence de minéraux lourds dans les argiles.

Les organismes marins morts (comme exemple plancton, algues, vase, etc.), vont précipiter et conserves dans un milieu réducteur, avec laquelle le dioxyde d'uranium (UO<sub>2</sub>) également précipite et transformé en ion Uranyle (UO<sub>2</sub><sup>+2</sup>), ce dernier pouvant composer des complexes ioniques avec des composés organiques, tels que les acides humiques (Fabricius et al 2003), et montre une forte teneur en uranium dans les intervalles réductrices riche en matières organiques.

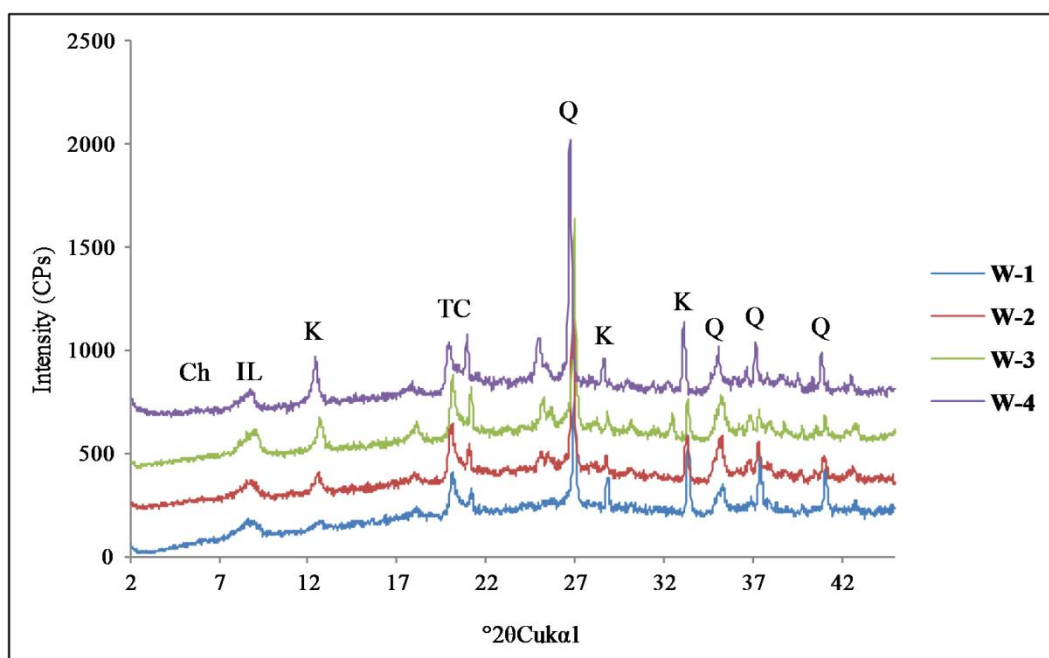


**Fig. V-7** (A) Environnement de sédimentation des schistes du Llandovérien du bassin d'Ahnet dans le sud-ouest de l'Algérie. (A) Llandovérien moyen et supérieur (B) Llandovérien inférieur.



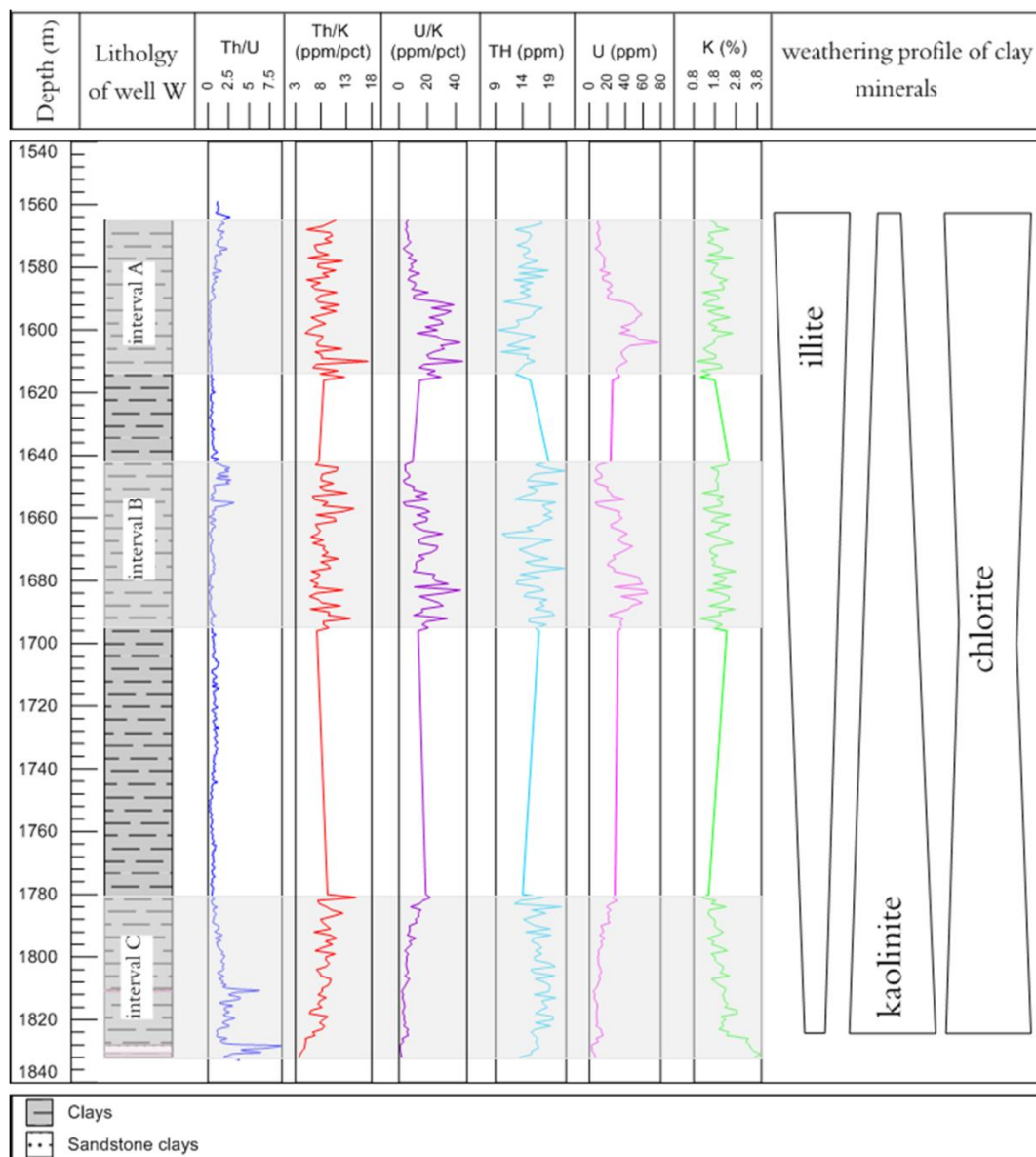
### V-2-2. Méthode directe

L'analyse DRX réalisée sur des échantillons de poudre brute non traitée montre la présence importante de quartz  $\text{SiO}_2$  et l'absence totale de carbonate (Fig. V-8) en outre l'analyse qualitative EDX montre une forte intensité d'aluminium (Al) et de silicium (Si) dans les quatre échantillons, ainsi que le fer (Fe) et le sulfure (S) montrent dans les quatre échantillons, le fer montre une faible intensité par rapport aux autres éléments où son intensité atteint 30 keV en valeur moyenne, en fonction de la profondeur l'analyse qualitative EDX montre des ions alcalins ; calcium (Ca), sodium (Na) dû à l'hydrolyses les ions de l'espace interfoliaire de l'illite.



**Fig. V-8** Les analyse DRX de poudres brutes ; Ch = chlorite ; IL = illite ; K = kaolinite ; TC argile totale; Q = quartz.

l'interprétation de l'évolution minéralogique des schistes de Llandovérien analysé par DRX également confirme le milieu de sédimentation lors de la période de Llandovérien été un milieu marin profond et de climat humide s'exprime par l'augmentation le pourcentage de la kaolinite et la diminution du pourcentage d'illite en fonction de la profondeur (Fig. V-9), de plus les analyses DRX réalisées sur des échantillons bruts montrées l'absence de formations carbonatées ainsi l'analyse de SEM-EDX montre une faible concentration en fer (Fe) et la richesse en sulfure (S).



**Fig. V-9** Distribution verticale des minéraux argileux et variation des concentrations des éléments radioactifs en fonction de la profondeur du puits W foré dans le bassin de l'Ahnet.



---

## Parti-II : caractérisations pétrophysiques

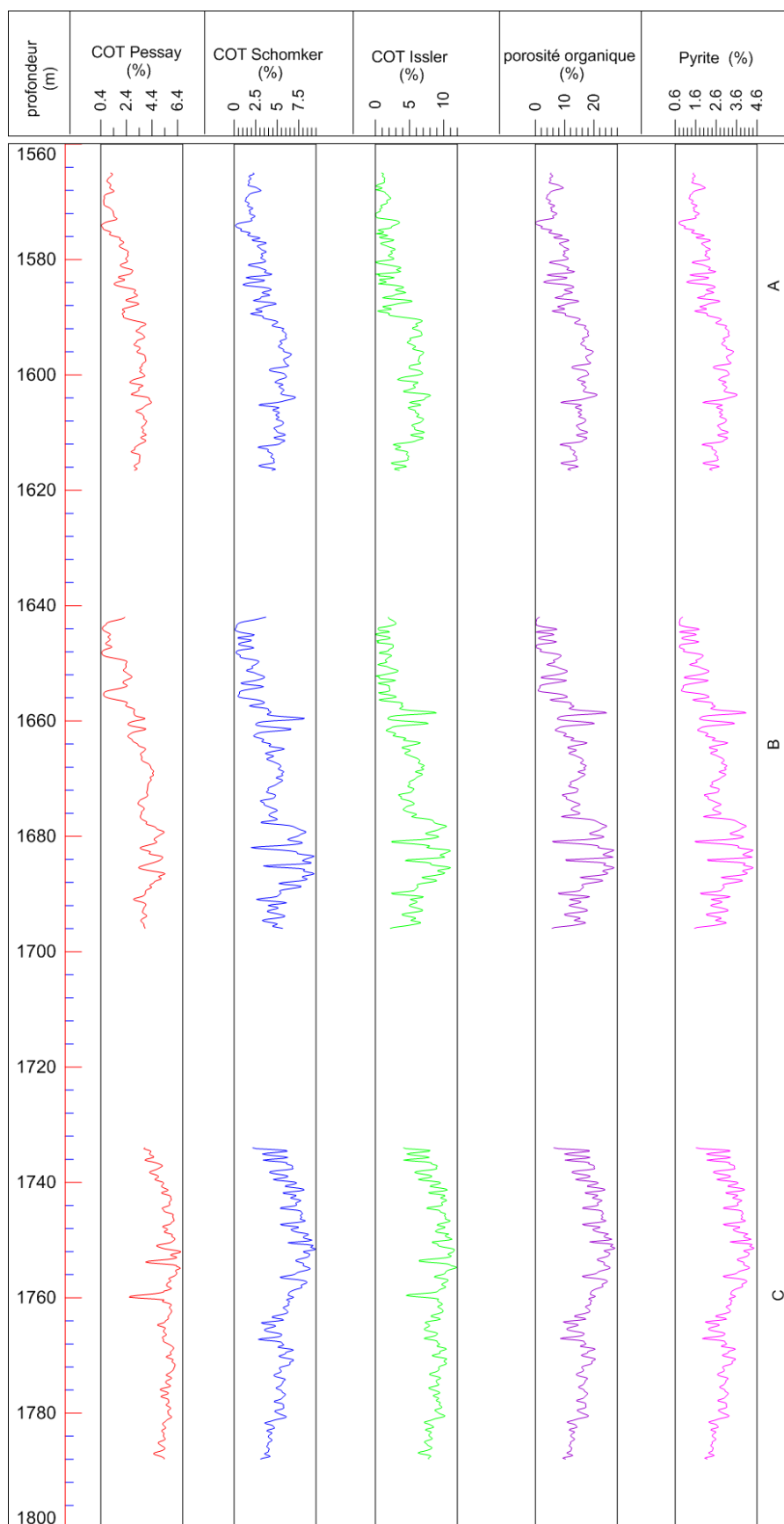
---

### V-3. Évaluation pétrophysiques

#### V-3-1. Évaluation la richesse des schistes de Llandovérien

Dans l'évaluation de la porosité organique des schistes de Llandovérien nous avons profité de la relation positive entre la concentration d'uranium et la richesse des matières organiques (Passey et al. 1990) pour choisir le COT le plus proche à la réalité dans le cas où les mesures réelles non disponibles. Les mesures du COT effectuées par les trois méthodes ; Schomker et Hestar (1983), Passey et al. (1990), et Issler (2002) montre une variation similaire et la bonne richesse du schiste de Llandovérien s'exprime par la bonne teneur en COT où sa valeur est comprise entre 4 à 10 % (Peters, 1986).

La concentration de la pyrite et la porosité organique calculée par la méthode de Schomker (1979) également montrent une variation similaire avec la teneur en COT, la concentration de la porosité organique et la pyrite dans les trois intervalles atteinte à 26 % et 5 % respectivement (Fig. V-10 ; Tab. V-1).



**Fig. V-10** Variations des teneurs en pyrite, porosité organique et COT en fonction de la profondeur.

**Tab. V-1** pourcentage de la teneur en COT, de la concentration en pyrite et de la porosité organique.

P (m)	Øo (%)	Pyrite (%)	COT-S (%)	TOC-I (%)	COT-P (%)	P (m)	Øo (%)	Pyrite (%)	COT-S (%)	TOC-I (%)	COT-P (%)	P (m)	Øo (%)	Pyrite (%)	COT-S (%)	TOC-I (%)	COT-P (%)	P (m)	Øo (%)	Pyrite (%)	COT-S (%)	TOC-I (%)	COT-P (%)
1565	5.38	1.50	2.20	0.90	1.16	1605	14.29	2.70	3.16	6.43	4.12	1670	14.65	2.75	4.31	5.20	5.80	1748	20.39	3.53	6.87	9.75	5.89
1566	5.09	1.46	1.93	1.33	0.94	1606	15.82	2.91	4.50	5.80	3.23	1671	11.85	2.38	4.08	4.77	4.95	1749	25	4.15	8.60	10.8	5.57
1567	8.12	1.87	1.61	0.16	1.17	1607	15.12	2.82	4.89	6.11	3.72	1672	14.40	2.72	4.03	3.98	5.46	1750	26.13	4.30	9.05	11.3	6.00
1568	6.11	1.60	3.13	0.64	1.42	1608	16.90	3.06	5.65	6.73	3.99	1673	10.35	2.17	4.01	4.73	3.76	1751	26.13	4.30	9.05	9.28	6.14
1569	4.04	1.32	1.54	2.01	0.66	1609	14.54	2.74	4.85	5.70	3.59	1674	13.04	2.54	3.37	3.14	5.29	1752	23.70	3.97	8.10	11.5	4.78
1570	4.81	1.43	1.45	1.70	0.63	1610	17.03	3.07	5.41	6.66	3.76	1675	12.67	2.49	3.77	4.36	4.32	1753	24.14	4.03	8.27	11.1	6.61
1571	5.17	1.47	2.18	0.88	1.11	1611	17.57	3.15	4.76	6.96	3.60	1676	14.97	2.80	3.57	4.12	5.98	1754	23.67	3.97	8.09	9.37	6.34
1572	7.35	1.77	1.78	0.03	1.38	1612	8.374	1.91	4.95	2.59	3.36	1677	18.56	3.28	3.62	5.02	7.91	1755	25.47	4.21	8.79	11.8	5.17
1573	3.46	1.24	2.02	2.24	1.60	1613	12.61	2.48	4.00	3.25	3.03	1678	24.17	4.04	4.31	6.35	10.2	1756	19.63	3.43	6.59	10	6.48
1574	1.74	1.01	0.16	2.56	0.44	1614	13.91	2.65	4.30	4.86	3.44	1679	21.32	3.65	5.15	8.04	8.76	1757	23.57	3.96	8.05	10.7	6.23
1575	5.39	1.50	0.80	0.72	0.98	1615	9.86	2.11	4.69	2.85	3.41	1680	23.44	3.94	4.80	7.10	9.28	1758	23.06	3.89	7.86	10.1	5.87
1576	6.25	1.62	2.68	0.56	1.79	1616	13.4	2.59	3.78	3.77	3.12	1681	6.357	1.63	4.78	7.83	2.41	1759	19.23	3.37	6.45	9.28	5.65
1577	8.91	1.98	3.67	1.08	2.20	1642	1.35	0.96	2.28	3.68	1.90	1682	22.57	3.82	3.48	2.51	8.12	1760	19.98	3.47	6.72	7.04	5.05
1578	11.1	2.28	3.07	2.78	2.13	1643	0.29	0.81	0.85	0.53	3.02	1683	23.11	3.90	4.37	7.96	9.57	1761	18.89	3.33	6.32	9.84	3.42
1579	10.0	2.13	3.16	2.37	2.49	1644	7.35	1.77	0.54	0.09	0.41	1684	10.34	2.17	5.08	8.08	4.75	1762	17.97	3.20	5.99	9.73	5.87
1580	9.80	2.10	3.54	2.04	2.43	1645	6.32	1.63	1.15	2.33	0.04	1685	24.42	4.07	3.63	3.41	9.30	1763	14.69	2.76	4.84	8.68	5.88
1581	9.24	2.02	1.64	2.21	1.91	1646	5.86	1.57	1.03	1.95	0.17	1686	23.00	3.88	4.48	8.09	9.13	1764	15.26	2.84	5.04	9.16	5.69
1582	13.3	2.58	3.57	3.71	2.86	1647	0.29	0.81	1.20	1.41	2.56	1687	15.30	2.84	4.96	7.93	6.80	1765	13.62	2.61	4.48	8.01	5.44
1583	10.8	2.24	1.37	2.75	1.78	1648	3.24	1.21	0.46	0.24	0.67	1688	19.80	3.45	4.54	5.62	7.64	1766	13.71	2.63	4.51	8.22	5.30
1584	3.78	1.29	1.79	1.02	1.52	1649	8.08	1.87	1.21	0.80	1.86	1689	15.74	2.90	4.18	6.44	5.92	1767	9.746	2.09	3.19	7.47	5.35
1585	10.7	2.23	4.25	3.28	2.90	1650	4.57	1.39	2.35	2.61	0.65	1690	8.236	1.89	3.86	5.33	2.55	1768	17.34	3.12	5.77	9.51	5.25
1586	9.63	2.08	3.96	3.00	3.20	1651	10.10	2.14	2.16	1.48	3.07	1691	12.89	2.52	3.04	3.03	5.42	1769	20.46	3.54	6.89	10.5	5.78
1587	14.3	2.72	2.22	5.19	2.36	1652	6.226	1.62	2.68	3.06	0.86	1692	12.41	2.45	3.85	4.42	5.15	1770	15.68	2.89	5.18	8.45	6.00
1588	8.81	1.97	3.87	1.76	3.01	1653	9.862	2.11	2.18	1.86	2.39	1693	16.49	3.00	3.65	3.84	6.33	1771	19.83	3.45	6.66	10.2	5.57
1589	6.74	1.69	3.21	0.74	2.27	1654	1.531	0.98	2.38	3.40	2.04	1694	15.19	2.83	3.79	5.23	5.83	1772	15.97	2.93	5.29	9.47	5.96
1590	14.3	2.71	3.38	4.96	2.27	1655	4.78	1.42	0.65	0.62	0.45	1695	17.15	3.09	3.70	4.64	6.62	1773	15.73	2.90	5.20	8.92	6.13
1591	13.4	2.59	4.87	6.02	3.87	1656	9.55	2.07	1.00	1.04	2.42	1734	6.262	1.62	2.07	4.23	3.83	1774	17.71	3.17	5.90	9.68	5.78
1592	17.4	3.13	5.70	5.82	3.30	1657	11.95	2.39	2.40	2.89	3.82	1735	9.934	2.12	3.25	4.72	4.20	1775	16.61	3.02	5.51	9.22	5.85
1593	18.06	3.21	6.03	6.83	3.69	1658	12.66	2.48	3.03	4.00	3.92	1736	10.13	2.14	3.31	4.25	3.85	1776	16.54	3.01	5.49	8.42	5.79
1594	16.71	3.03	5.34	5.01	3.21	1659	10.63	2.21	3.08	4.42	3.04	1737	19.88	3.46	6.68	9.10	5.19	1777	17.22	3.10	5.73	8.58	5.13
1595	16.93	3.06	5.14	5.84	3.24	1660	15.89	2.92	2.82	3.29	5.76	1738	12.73	2.49	4.18	6.13	4.27	1778	14.12	2.68	4.65	9.08	5.09
1596	19.66	3.43	6.05	7.07	3.25	1661	8.563	1.93	3.24	4.25	2.50	1739	18.59	3.28	6.21	8.35	4.91	1779	17.32	3.11	5.76	9.88	5.72
1597	17.29	3.11	6.13	6.40	3.88	1662	10.32	2.17	2.78	2.74	2.90	1740	21.49	3.68	7.27	9.69	5.31	1780	15.41	2.86	5.09	9.24	5.86
1598	18.55	3.28	6.01	6.53	3.66	1663	13.18	2.56	2.71	3.14	4.47	1741	22.24	3.78	7.55	9.86	5.38	1781	14.95	2.79	4.93	8.96	5.67
1599	16.11	2.95	4.06	5.96	3.59	1664	15.32	2.84	3.30	4.26	5.67	1742	19.68	3.43	6.61	9.39	5.44	1782	12.76	2.50	4.19	7.79	5.62
1600	17.86	3.19	5.96	6.08	3.82	1665	13.96	2.66	3.87	5.50	5.05	1743	22.80	3.85	7.77	10.5	5.87	1783	11.53	2.33	3.77	7.44	5.26
1601	16.69	3.03	4.85	5.19	2.73	1666	13.97	2.66	3.58	4.58	5.18	1744	20.82	3.59	7.02	9.66	5.69	1784	12.08	2.41	3.96	8.00	5.15
1602	17.14	3.09	5.19	5.79	3.57	1667	15.62	2.88	3.85	4.66	6.34	1745	22.86	3.86	7.79	9.64	5.44	1785	12.30	2.44	4.03	7.38	5.33
1603	18.45	3.27	5.49	5.31	3.04	1668	16.58	3.01	4.31	5.30	6.69	1746	23.02	3.88	7.85	10.42	6.04	1786	12.32	2.44	4.04	8.40	4.91
1604	17.71	3.17	7.06	7.27	4.16	1669	16.61	3.02	4.45	5.51	6.77	1747	21.71	3.71	7.36	10.08	5.96	1787	10.72	2.22	3.51	6.37	5.41
																		1788	10.29	2.16	3.36	7.93	4.51

#### V-4. Quantification la corrélation COT-diagraphies

La teneur en COT calculée par la méthode de [Schomker et Hester \(1983\)](#) montre une bonne corrélation avec la concentration en uranium par rapport à la teneur en COT calculée par la méthode de [Passey et al. \(1990\)](#) et [Issler \(2002\)](#) où le coefficient de corrélation  $R^2$  entre la teneur en COT et la concentration en uranium est de 0,403, 0.192 et 0.27 respectivement ([tab. V-2, Fig. V-11](#)), nous utiliserons la teneur en COT calculée par la méthode de [Schomker et Hester \(1983\)](#) pour quantifier la corrélation entre les mesures neutroniques, soniques, de densité et de résistivité avec le COT.

**Tab. V-2** Matrice de corrélation pour les mesures de données de diagraphies et les variables calculées de l'intervalle A, B et C.

Variables	COT Pessay (%)	COT Schomker (%)	COT Issler (%)	U (ppm)	Neutron (PU)	Densité (g/cc)	Sonique us/ft)	Résistivité (ohm/m)
COT Pessay (%)	1							
COT Schomker (%)	0.813	1						
COT Issler (%)	0.892	0.775	1					
U (ppm)	0.192	0.403	0.270	1				
Neutron (PU)	-0.438	-0.184	-0.399	0.285	1			
Densité (g/cc)	<b>-0.810</b>	<b>-0.982</b>	<b>-0.781</b>	-0.402	0.184	1		
Sonique us/ft)	<b>0.864</b>	<b>0.914</b>	<b>0.785</b>	0.333	-0.275	-0.918	1	
Résistivité (ohm/m)	<b>0.852</b>	<b>0.495</b>	<b>0.774</b>	-0.060	-0.489	-0.492	0.516	1

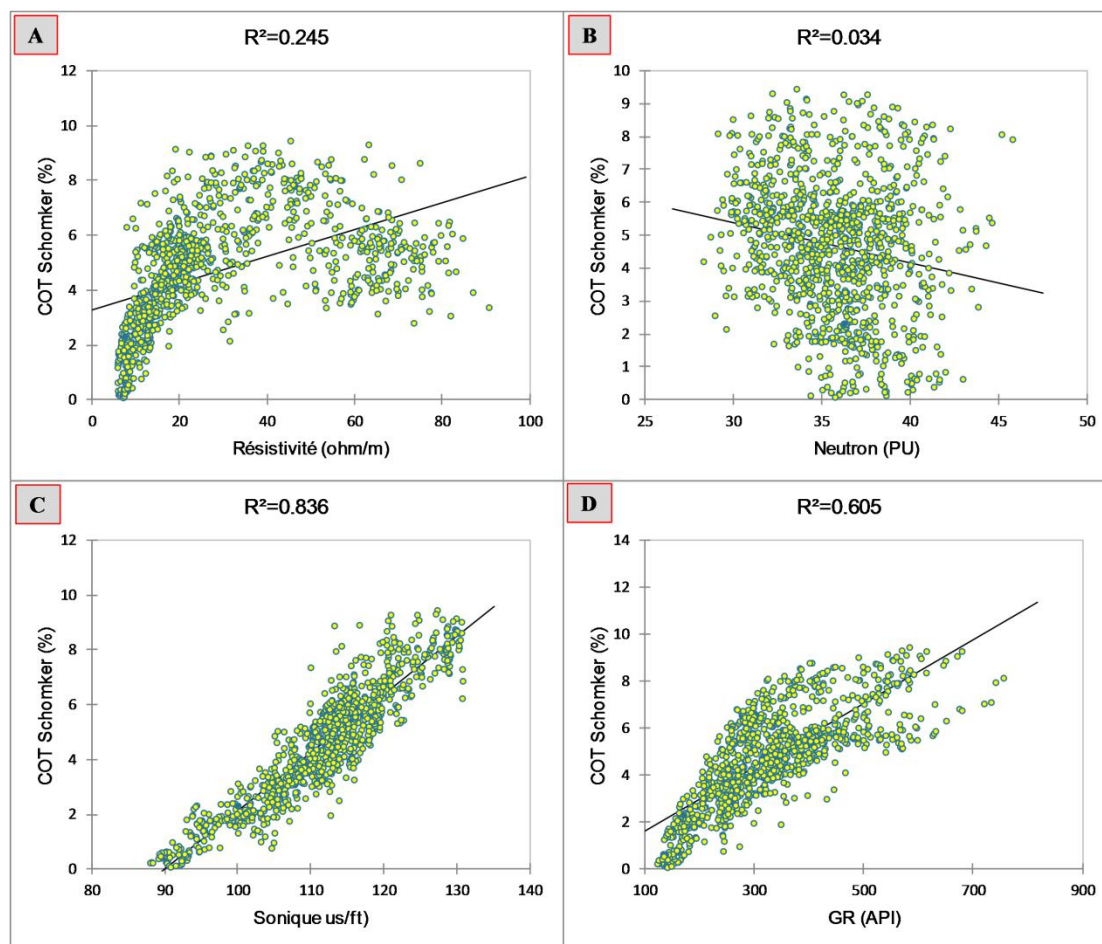
##### V-4-1. Rayons gamma / COT

L'utilisation de l'outil de Rayons gamma est efficace pour la détermination les intervalles des schistes matures et de quantifier la teneur en COT ([Supernaw et al, 1978](#); [Fertl et Rieke, 1980](#)). Comme nous l'avons dit, la relation positive entre la variation des Rayons gamma et la teneur en COT est limitée entre la concentration en uranium et la teneur en COT car les deux sont précipités dans un environnement réducteur ([Swanson, 1960](#)) (*voir chapitre IV*). le coefficient de corrélation  $R^2$  entre la teneur en COT et le GR est 0.605 ([Fig. V-11](#)), l'intervalle sélectionné de schiste Llandovérien du bassin d'Ahnet a une valeur GR moyenne dépasse 700 API, ce qui indique que le schiste Llandovérien a une bonne richesse en COT supérieur à 3% ([Beers, 1945](#); [Luning et al., 2000](#)).

##### V-4-2. Densité / COT

La densité est très sensible à la présence de matière organique dans les schistes ([Schomker, 1979](#)). La sensibilité de l'outil densité à la présence de matière organique dans les formations dû au changement de densité ; entre les schistes matures riches moins denses et les schistes immatures où la mesure de la densité se fait uniquement sur la matrice rocheuse plus dense, ce qui explique la relation inverse entre la teneur en COT et les mesures de densité ([Schmoker, 1979](#) ; [Schmoker et Hester, 1983](#)). La porosité de densité montre une très bonne corrélation avec la teneur en COT calculé par les trois

méthodes Pessay, Schomker et Issler où le coefficient de corrélation R entre eux atteint -0.810 -0.982 -0.781 en successifs (Tab V-2).



**Fig. V-11** Coefficient de corrélation ( $R^2$ ) entre les teneurs en COT calculées par la méthode de Schomker et Hestar (1983), Passey et al. (1990), et Issler (2002) et les mesures : GR, résistivité, neutron, et sonique.

#### V-4-3. Sonique / COT

La propagation des ondes acoustiques dans une formation dépend du type de matrice et de la teneur en pores de la roche (Schlumberger, 1987a, 1989a ; Serra, 1979, 1990 ; Sylvie 1991). La quantification de la teneur en COT en fonction de la propagation des ondes acoustiques correspondant à l'augmentation de temps de transit des ondes acoustiques (Luning et al., 2000 ; Dellenbach et al., 1983). La quantification de la teneur en COT dans le schiste Llandovérien montre une bonne corrélation avec les mesures de propagation des ondes acoustiques, le coefficient de corrélation  $R^2$  entre le COT et les mesures la propagation des ondes acoustiques est de 0,836 (Fig. V-11, Tab. V-2).

#### V-4-4. Neutron / COT

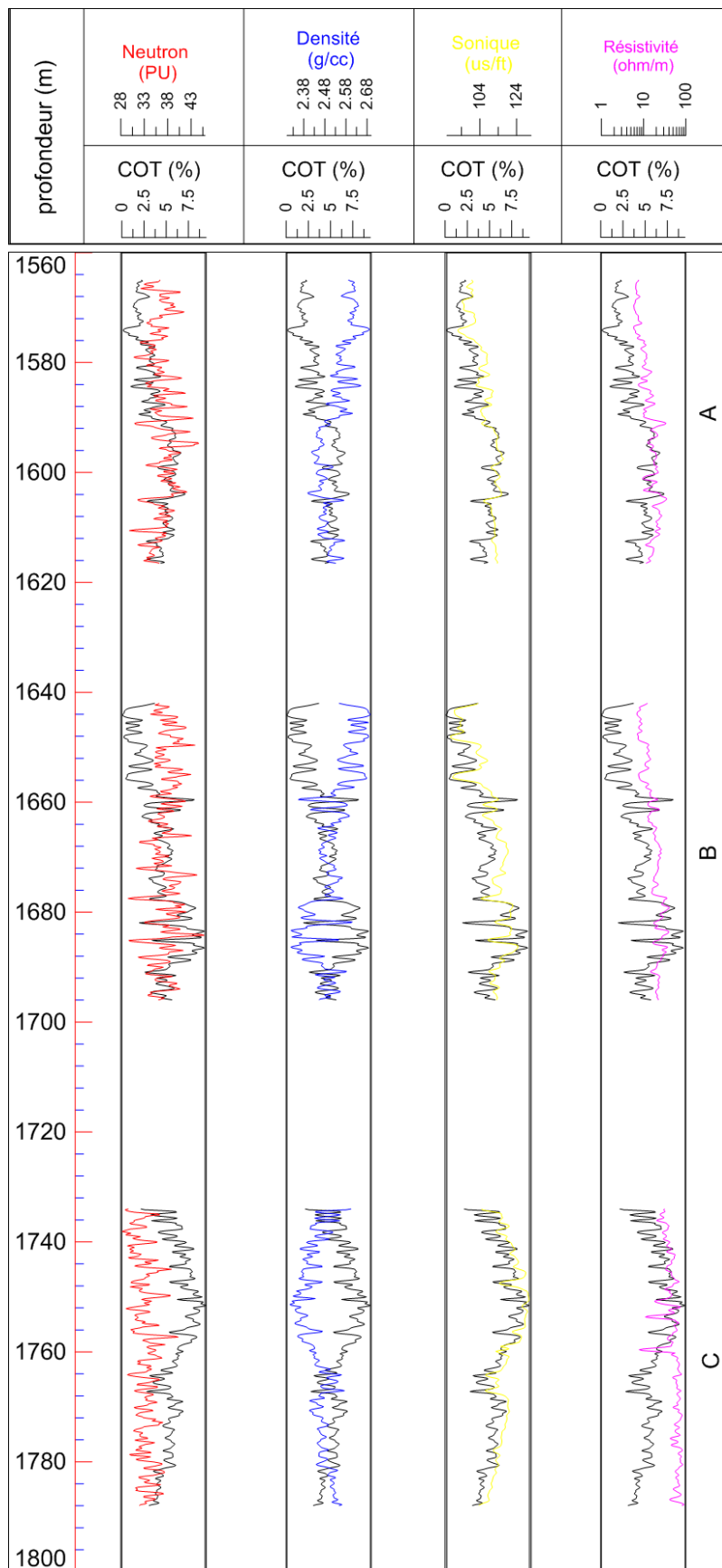
La quantification de la teneur en COT à l'aide des mesures de l'outil neutron est basée sur la présence d'atome d'hydrogène dans les formations, l'application de la porosité

neutronique pour quantifier la richesse en COT est limitée et moins applicable car l'outil neutronique ne peut pas distinguer les types d'hydrogène contenus dans les formations soit organiques tels comme hydrogène hydrocarboné ou inorganique tel que le gypse (Rieke et al., 1980 ; Lawrence et al., 1984 ; Herron, 1986 ; 1988). Le contenu des mesures de COT et de neutrons montre un faible coefficient de corrélation  $R^2$  atteint 0,034. (Fig. V-11, Tab. V-2).

#### V-4-5. Résistivité / COT

D'après Nixon (1973); Meissner (1978); Schmoker et Hester (1989) la quantification les intervalles riches en COT à l'aide des données de résistivité correspondant à l'augmentation de la résistivité. En fonction de la profondeur des eaux interstitielles conductrices remplacées par des hydrocarbures non conducteurs (Nixon, 1973 ; Tannenbaum et Aizenshtat, 1985) qui peuvent expliquer la relation linéaire entre la teneur en COT et les mesures de résistivité (Fig. V-12). La quantification de la teneur du COT à l'aide de données de résistivité est moins applicable en raison de la relation physique mal comprise dans les schistes (Nixon, 1973; Meissner, 1978; Schmoker et Hester, 1989; Passey et al., 1990). Le contenu des mesures de COT et de résistivité montre également un faible coefficient de corrélation  $R^2$  atteint 0,245 (Fig. V-11, Tab. V-2).

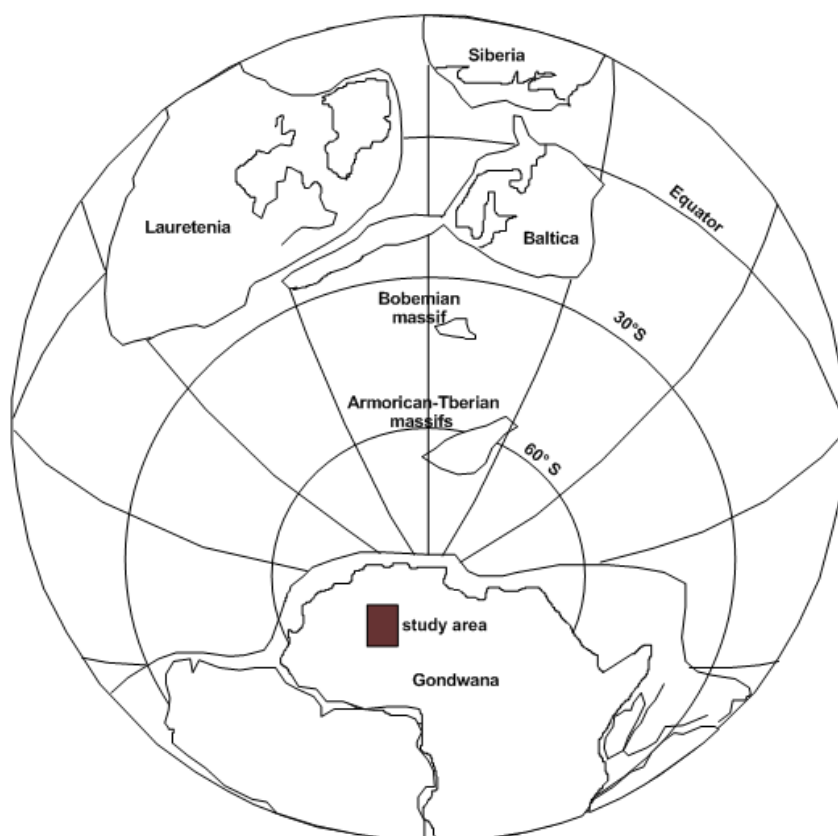




**Fig. V-12** Variations de la teneur en carbone organique total et des données de diagrapie; résistivité, densité, neutron, sonique en fonction de la profondeur.

### V-5. L'exploitation du gaz de schiste du bassin d'Ahnet

Les conditions paléoclimatiques froides de la fin de l'Ordovicien au début du Silurien du supercontinent Gondwana en raison de sa position dans le pôle sud (Scotese et Barrett, 1990 ; Scotese et Mckerrow, 1990) (Fig. IV-13), et la transgression importante au cours du début du Silurien (Leggett et al., 1981 ; Johnson et al., 1991, 1996 ; Ross et Ross, 1996 ; Loydell, 1998a ; Haddoum et al., 2001), a fait du Silurien inférieur un environnement adéquat pour préserver la matière organique et générer hydrocarbures. En Afrique du Nord, les formations du Silurien inférieur constitué principalement de schiste chaud radioactifs riches en matière organique et illustrent une épaisseur importante et une distribution vaste en Afrique du Nord en Algérie, Tunisie et ouest de la Libye et contribuent à 80-90% de la génération d'hydrocarbures (Luning et al., 2000).



**Fig. IV-13** Plaques de l'Ordovicien supérieur et du Silurien inférieur d'après (Torsvik et al., 1996). Le Gondwana du Nord était situé près du pôle Sud, ce qui a permis à la région d'être glacée pendant l'Ordovicien supérieur selon (Scotese et Barrett, 1990 ; Scotese et McKerrrow, 1990).

Les conditions paléoenvironnementales adéquates de l'époque Ilandovérienne permettent la préservation de la matière organique et la génération d'hydrocarbures se manifeste par une concentration significative d'uranium (Hassan et al. 1976 ; Pessay et al., 1990). La roche mère d'un réservoir pétrolier doit être considérée comme ayant la

capacité de générer et d'expulser suffisamment d'hydrocarbures et la teneur en COT doit être au moins égale à 0,5 à 0,8 % (Passey et al., 1990).

Dans le bassin de l'Ahnet les formations du Silurien inférieur à constitué principalement des argiles noires riches en matières organiques, graptolites et radioactives se traduit par une rapport Th/U > 4, les schistes du Silurien inférieur est la principale roche qui a généré les hydrocarbures (Lessard, 1959 ; Legrand, 1995; Boote et al., 1998 ; Fabre et Kazi-Tani, 2005) (voir chapitre III), se traduit par une bonne teneur du COT atteint à 8 % et des rayons gamma supérieurs à 200 API (Lüning, 2000).

Des points de vue économiques, le taux d'exploitation d'un réservoir du gaz de schiste en fonction de l'efficacité des fractures à la conductivité du gaz piégé dans les argiles est considéré comme un paramètre important pour une meilleure exploitation, cette dernière correspondant aux propriétés des formations argileuses, capacités de diffusion des ions et types de cations échangeables, potentiel de gonflement et compressibilité (Pusch 2006). Les propriétés mécaniques des argiles s'expriment mieux en termes de pression de gonflement, qui correspond principalement à la présence de couches d'eau dans la structure des minéraux argileux, la quantité d'eau intercouche correspond aux types de cations échangeables soit monovalent, divalent ou trivalent, (Pusch, 1994, 2006). Les eaux utilisées dans l'opération de fracturation hydraulique peuvent causer des problèmes de gonflement des argiles et réduire la durée de vie de l'efficacité de la fracturation hydraulique (Zhou et al. 2014; Eveline et al. 2016), ainsi que réduire la résistance mécanique de l'argile (Akrad et al. 2011 ; Corapcioglu et al. 2014 ; Iriarte et Tutuncu 2018).

En outre, aux conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementale propices à la préservation de la matière organique et à la génération d'hydrocarbures, le schiste de Llandovérien présente un bon réservoir du gaz. Par ailleurs, l'analyse du faciès des schistes Llandovérien du bassin d'Ahnet réalisée par l'analyse DRX sur des lames orientées a montré que l'illite et la kaolinite sont les minéraux les plus abondants, à cause les fortes liaisons entre O<sup>-</sup> présents sur la surface supérieur de feuillet Tétraédrique (T) et les H<sup>+</sup> de la surface inférieur de feuillet Octaédrique (O) quand deux feuillets de sont superposent et l'empilement des feuillets d'illite et de kaolinite d'une manière ordonnées presque perpendiculairement à la couche Giese (1988), donnent une structure en fortes stabilité mécanique vis-à-vis des actions de l'eau qui permettent de maintenir la fracturation hydraulique en bonne qualité (Caillière et al. 1982).

---

## CONCLUSION GÉNÉRALE

---

### CONCLUSION GÉNÉRALE

Cette étude a été effectuée pour comprendre les paléoenvironnements et les conditions paléoclimatiques de la période de silurien inférieur (*Llandovérien*) du bassin d'Ahnet (*sud de l'Algérie*). Dans la présente étude, plusieurs techniques ont été utilisées, notamment la spectroscopie gamma naturelle (SNG), la diffraction des Rayons X (DRX) et la microscopie électronique à balayage (SEM-EDX). En outre l'évaluation de la teneur en COT à partir des données de diagraphie ; résistivité, sonique, densité et neutrons en utilisant les approches de [Schomker et Hestar \(1983\)](#), [Passey et al. \(1990\)](#) et [Issler \(2002\)](#).

Les résultats montrent que :

- Les formations du silurien inférieur à constituer principalement de schiste noir se traduisent par un rapport Th/U < 4. Le Llandovérien inférieur montre une transition caractérisée par la présence de schiste et de grès limoneux et se traduit par une valeur Th/U comprise entre 4 et 25.
- le milieu de sédimentation est marin profond et des conditions climatiques humides se traduit par enregistrement de Rayons gamma > 300 API, et se manifestant par des valeurs Th/K et U/K faibles (moyenne = 10,40 ppm/pct et 14,41 ppm/ pct, respectivement), en outre l'augmentation de la concentration du pourcentage de kaolinite et la diminution du pourcentage d'illite en fonction de la profondeur, l'absence totale des fractions carbonatées et la présence de sulfures et la faible concentration du fer.
- L'assemblage minéralogique analysé par les données diagraphiques et les analyses de DRX des lames orientées montrent que les schistes de silurien inférieur constitué principalement d'assemblage des minéraux de la couche mixte ; chlorite, l'illite et la kaolinite. Le minéral de chlorite est relativement constant (~ 5%). La répartition de la kaolinite et de l'illite montre une évolution inverse. Une augmentation du pourcentage de kaolinite et une diminution de l'illite du Llandovérien supérieur (illite ~73% à ~68%, kaolinite: ~19% à ~28%) au Llandovérien inférieur (illite ~64% à ~48%; kaolinite ~31 % à ~46 %) reflète l'évolution vers un environnement marin profond et des conditions climatiques humides.
- l'analyse DRX effectuée sur des échantillons bruts a été illustrant l'absence de formations carbonatées ainsi qu'une analyse DEX illustrant la présence de sulfures; ces résultats confirment que l'environnement de sédimentation du

Llandovérien est un environnement marin profond et des conditions adéquates pour préserver la matière organique et permettre la génération d'hydrocarbures.

- La concentration en pyrite montre une valeur entre 1.6 et 5 %, la variation de la concentration en pyrite est très similaire à la variation de la concentration en COT.
- La teneur en COT calculée à partir des données de diagraphies, montre que le schiste Llandovérien a une bonne richesse en COT, où la teneur en carbone organique total varie entre 4 et 10%, la méthode de Schomker et Hestar 1983 montre une bon corrélation avec la concentration d'uranium par-apport la méthode d'Issler 2002 et Pessay 1990.
- Le schiste Llandovérien montre une richesse en matière organique bonne à excellente exprimée par un pourcentage de porosité organique entre 6 et 26 %.
- La densité et les mesures soniques montrent une bonne corrélation avec la teneur en COT par rapport à la résistivité et aux neutrons.
- De plus, les caractéristiques mécaniques des structures stables d'illite et de kaolinite permettent de maintenir la fracturation hydraulique de bonne qualité.

## Références bibliographiques

### A

- Adams, J.A.S., Weaver, C.E., 1958. Thorium-to-Uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 42, p. 387–430.
- Allaoui, A., Belksier, M.S., Ameur-Zaimeche, O. et al. The lower Silurian black Shales from the Ahnet basin (SW Algerian Saharan platform): a comprehensive mineralogical study and paleoenvironmental implications. Arab J Geosci 15, 1103 (2022). <https://doi.org/10.1007/s12517-022-10388-9>
- Adams, J.M., Hewat, A.W., 1981. Hydrogen atom positions in dickite. Clays and Clay Minerals 29, 316–319.
- Akrad OM, Miskimins JL, Prasad M 2011. The effects of fracturing fluids on shale rock mechanical properties and proppant embedment. In: SPE annual technical conference and exhibition. Society of Petroleum Engineers, Denver. <https://doi.org/10.2118/146658-MS>
- Aksoy, A., Nagadi, M.M., Khiari, F.Z., Naqvi, A.A., 2006. Total and spectral natural gamma-Ray logs of core samples. Arabian J. Sci. Eng. 31 Number 1 A.
- Aldridge, R.J., Schönlaub, H.P., 1989. Conodonts. In A global standard for the Silurian System, edited by C.H. Holland and M.G. Bassett, National Museum of Wales Geological Series 9, p. 274-279.
- Aliiev, M., Aït Laoussine, N., Avrov, V., Aleksine, G., Barouline, G., Iakovlev, B., Korj, M., Kouvikine, J., Makarov, V., Mazanov, V., Medvedev, E., Mkrtrchiane, O., Moustafinov, R., Oriev, L., Oroudjeva, D., Oulmi, M.E.T., Saïd, A., 1971. Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara algérien. Tome 1. Sonatrach. Altamira-Rotopress, S. A. Espagne. Dépôt légal : M. 1497/1972.
- Allen, 1997. Earth surface processes. Blackwell.
- Ancre, 2012 : Programme de recherche sur l'exploitation des hydrocarbures de roche mère, de l'Université Joseph Fourier Grenoble I.43
- Arab, M., and Djeddar S., 2011. Sonatrach/Division, Exploration Gas potential evaluation of Reggane basin, south-western Algeria
- Askri, H., Belmecheri, A., Benrabah, B., Boudjema, A., Boumendjel, K., Daoudi, M., Drid M., Ghalem T., Docca A. M., Ghandriche H., Ghomari A., Guellati N., Khennous M., Lounici, R., Naili, H., Takherist, D., Terkmani, M.. 1995. Geology of Algeria. Sonatrach Exploration, p. 32.
- Asses, A., 1987. Analysis of borehole logs, sedimentary sequences and paleogeography of the clayey-sandstone series deposited at the Silurian-Devonian Passage in the East Saharan syncline. : Illizi basin and Algerian part of the Ghadames basin. University. Pau, 1 vol. p. 331.

### B



## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- B.R.P.-I.F.P. 1960. – Le Gothlandien et le Dévonien du bassin du Djado (d'après le rapport de fin de mission : Etude du bassin du Djado : B.R.P., Juin 1959). – Coll. Intersociétés Pétrolières sur le Silurien et le Dévonien, Pau, 1960, 1-7.
- Bailey, S.W., 1963. Polymorphism of the kaolin minerals. *American Mineralogist* 48, 1196–1209.
- Bailey, S.W., 1980. Structure of layer silicates. In: Brindley, G.W., Brown, G. (Eds.), *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*. Mineralogical Society, London, pp. 1–123.
- Bassett, M.G., Cocks, L.R.M., Holland, C.H., Rickards, R.B. And Warren, P.T. 1975. The type Wenlock Series. *Institute of Geological Sciences Report 75/13*, 19 pp
- Bayliss, P., 1989. Unit-cell dimensions of two-dimensional clay minerals. *Powder Diffractions* 4, 19–20.
- Beers, R.F., 1945. Radioactivity and organic content of some paleozoic shales: *AAPG Bulletin*. v. 29, p. 1-2 2.
- Behar, F., Beaumont, V., DE, B., Penteadó H.L., 2001. Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments. *Oil and gas Science and Technology – Rev. IFP*, v. 56, N° 2, p. 111 - 134.
- Ben Haj Amara, A., Ben Brahim, J., Planc-on, A., Ben Rhaiem, H., 1998. The structure of 8.4 Å hydrated and dehydrated nacrite determined by X-Ray diffraction. *Journal of Applied Crystallography* 31, 654–662.
- Ben Haj Amara, A., Ben Brahim, J., Planc-on, A., Ben Rhaiem, H., Besson, G., 1997. Etude structurale d'une nacrite Tunisienne. *Journal of Applied Crystallography* 30, 338–344.
- Benco, L., Tunega, D., Hafner, J., Lischka, H., 2001a. Orientation of OH groups in kaolinite and dickite: ab initio molecular dynamics study. *American Mineralogist* 86, 1057–1065.
- Berry, R. W., & Johns, W. D. 1966. Mineralogy of the clay-sized fractions of some North Atlantic–Arctic ocean bottom sediments. *Geological Society American Bulletin*, 77, 183–196.
- Berry, W.B.N., Boucot, A.J., 1973. correlation of the African silurian rocks. *Geol. Soc. Amer. Special paper*. 147, 1 vol, 2 pl. ht, 1 carte, p. 83.
- Berstad, S., Dypvik, H., 1982. Sedimentological evolution and natural radioactivity of Tertiary sediments from the central North Sea. *Journal of Petroleum Geology* 5, p. 77–88.
- Beuf, S., Biju-Duval, B., Charpal, O., Rognon, P., Gariel, O., Bennacef, A., 1971. The Lower Paleozoic Sandstones in the Sahara: Sedimentation and discontinuities, Structural evolution of a Craton, Paris, p. 464.
- Bhattacharjee, S., 1973. Dehydration transformation in metahalloysite. *Proceedings of the Indian National Science Academy, Part A*, vol. 39, pp. 54–61 (abstract)
- Biscaye, P. E. 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society American Bulletin*, 76, 803–832.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Blount, A.M., Threadgold, I.M., Bailey, S.W., 1969. Refinement of the crystal structure of nacrite. *Clays and Clay Minerals* 17, 185–194.
- Boote, D.R.D., Clark-Lowes, D.D., Traut, M.W., 1998. Palaeozoic petroleum systems of North Africa. In: MACGREGOR, D. S., MOODY, R. T. J. ~; CLARK-LOWES, D. D. (eds) 1998. *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society, London, Special Publication No. 132, 7-68.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.132.01.02>
- Boucout AJ., 1990. Silurian biogeography Silurian biogeography, [doi:10.1144/GSL.MEM.1990.012.01.17](https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.1990.012.01.17)
- Brigatti, M.F., Guggenheim, S., 2002. Mica crystal chemistry and the influence of pressure, temperature, and solid solution on atomistic models. In: Mottana, A., Sassi, F.P., Thompson, J.B., Guggenheim, S.(Eds.), *Micas: Crystal Chemistry and Metamorphic Petrology*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, vol. 46. Mineralogical Society of America, Washington, DC, pp. 1–97.
- Brindley, G.W., Brown, G. (Eds.), 1980. *Crystal Structures of Clay minerals and Their X-Ray Identification*. Mineralogical Society, London.
- Brindley, G.W., Robinson, K., 1945. Structure of kaolinite. *Nature* 156, 661–663.
- Brindley, G.W., Robinson, K., 1946. The structure of kaolinite. *Mineralogical Magazine* 27, 242–253.
- Brown, A., 1956. Uranium in the Chattanooga Shale of eastern Tennessee: U.S. Geological Survey Professional Paper 300, p. 457-462.
- Bukin, A.S., Drits, V.A., Planc-on, A., Tchoubar, C., 1989. Stacking faults in kaolin-group minerals in light of real structural features. *Clays and Clay Minerals* 37, 297–307.
- Burst J.F. Jr., 1959. - Post-diagenetic clay mineral environmental relationships in the Gulf coast Eocene. *Clays Clay Min.*, 6:327-341.
- Burst J.F. Jr., 1969. - Diagenesis of Gulf coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 53:73-93.

### C

- Caby, R., Bertrand, J.M.L., Black, R., 1981. Pan-African closure and continental collision in the Hoggar – Iforas segment, central Sahara – In *Precambrian plate tectonics* (A. Kroner ed), Elsevier, p. 407-434.
- Caillere S., Henin S., Rautureau M., 1982. - *Minéralogie des argiles*. 1. Structure et propriétés physico-chimiques. 2. Classification et nomenclature. Masson, Paris: 184 pp., 189 pp.
- Carroll D., 1970. - Clay minerals in Arctic Ocean sea-floor sediments. *J. Sediment. Petrol.*, 40:814-821.
- Chamley H., Debrabant P., Robert c., Mascle G., Rehault J.-P., Aprahamian J., 1989. Mineralogical and geochemical investigations of latest Miocene Deposits in the Tyrrhenian Sea (ODP Leg 107). In: Kastens K., Mascle J. et al., Eds., *Ocean Drill Progr., Proc. 107 B Proc.* (U.S. Gov. Print. Off.) (in press).

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Chamley, H. 1967. Possibilités d'utilisation de la cristallinité d'un minéral argileux (illite) comme témoin climatique dans les sédiments récents. *Compte Rendu Académie des Sciences Paris Série D*, 265, 184–187.
- Chernoski, J.V., 1975. Aggregate refractive indices and unit cell parameters of synthetic serpentine in the system MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O. *American Mineralogist* 60, 2000–2008.
- Churchman, G.J., Theng, B.K.G., 1984. Interactions of halloysites with amides: mineralogical factors affecting complex formation. *Clay Minerals* 19, 161–175.
- Cirai, 2013 : analyse du cycle de vie et bilan des gaz à effet de serre prospectifs du gaz de schiste au Québec, rapport technique, 215 pages.
- Clauer And Chaudhuri, Cocks, L.R.M., Woodcock, N.H., Rickards, R.B., Temple, J.T. And Lane, P.D. 1995. Clays in crustal environments. Isotope dating and tracing (1984) The Llandovery Series of the type area. *Bulletin of the British Museum (Natural History)*, Geology series 38, 182 pp
- Claypool, G.E., 1998. Kerogen conversion in fractured shale petroleum systems: *AAPG Bulletin*, v. 82, no. 13, Supplement, 5 p.
- Combaz, A. 1986. Les 'zone gamma' du Silurien des région Saharien, Contenu Organique et conditions de dépôts. Bréhéret: Les couches riches en matiere organique et leurs conditions de dépôt, *Doc Geol, Min.* P:239-258
- Conrad J. 1984. Les séries carbonifères du Sahara Central Algérien : stratigraphie, sédimentation, évolution structurale. Thèse Sci., Univ. Aix-Marseille St. Jérôme, 370 p.
- Conrad J., Lemosquet Y., 1984. From the craton to its margin; sedimentary and structural evolution of the Ahnet-Timimimoun-Béchar basin (Algerian Sahara) during the Carboniferous; paleoclimatic data *Trav. Lab. Sci. Terre, Marseille-St Jeromées*, 7 XXVI, 6, 987-994. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXVI.6.987>
- Corapcioglu H, Miskimins J, Prasad M 2014. Fracturing fluid effects on Young's modulus and embedment in the niobrara formation. In: SPE annual technical conference and exhibition. Society of Petroleum Engineers, Amsterdam. <https://doi.org/10.2118/170835-MS>
- Costanzo, P.M., Giese, R.F. Jr., 1985. Dehydration of synthetic hydrated kaolinites: a model for the dehydration of halloysite (10 A). *Clays and Clay Minerals* 33, 415–423.
- Costanzo, P.M., Giese, R.F. Jr., Lipsicas, M., 1984. Static and dynamic structure of water in hydrated kaolinites, I. The static structure. *Clays and Clay Minerals* 32, 419–428.

---

### D

---

- Daniel Arthur, P. E. 2008. An overview of modern shale gas developement in the United States. Bruce Langhus.
- Dellenbach, J., Espitalic, J., Lebreton, F., 1983. Source rock logging: *Transactions of the f'th European SPWLA Synchronposium*, paper D.
- Devleeschouwer, X. 2009. cours de sédimentologie approfondie. ULB, Université libre de Bruxelles. *Dictionnaire géologique*. P: 1-12

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Dixon J.B., Weed S.B., 1977. - Minerals in soil environments. Soil Sci. Soc. Am.:948 pp.
- Drever J .I., 1985. - The chemistry of weathering. NATO ASI Series. Reidel, Dordrecht:324 pp.
- Drid, M. 1989. Sur quelques aspects de la diagénèse organique et minéral dans le bassin de Timimoun et le sillon de Sbâa (sahara central algérien). Thèse de Doctorat en Sciences de la Terre, Université de Bordeaux iii, 239p.
- Duehaufour P., Bonneau M., Souehier B., 1977. - Pedologie. 1. Pedogem:se et classification. Masson, Paris:477 pp.
- Dunoyer De Segonzac, G. 1969. Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. Thèse de doctorat Es Science Naturelles. Strasbourg.
- Durand, B., 1980) Sedimentary organic matter and kerogen. Definition and quantitative importance of kerogen. In Kerogen, Ed Durand B, Technip, Paris, 13-33.

### E

- Ehrenberg and Svana, 2001. Use of spectral gamma-Ray signature to interpret stratigraphic surfaces in carbonate strata: An example from the Finnmark carbonate platform (Carboniferous–Permian), Barents Sea. AAPG Bulletin, v. 85, no, pp. 295–308 <https://doi.org/10.1306/8626C7C1-173B-11D7-8645000102C1865D>
- EIA. 2011. Review of Emerging Ressources: U.S. Shale Gas and Shale Oil. U.S. Department of Energy Washington, DC 20585: U.S. Energy Information Administration. P: 7-15,
- EIA. 2013. Technically Recoverable Shale Oil and Shale Gas Resources: An Assessment of 137 Shale Formations in 41 Countries Outside the United States. U.S. Energy Information Administration, P: XV
- Engstrøm, F., 1981. Fortolkningsgrundlag for SNG-log, Unpublished Ph.D. thesis, Danmarks Tekniske Universitet, Lyngby, Danmark, p. 469.
- Eslinger and Peaver, 1988. Clay minerals for petroleum geologists and engineers, SEPM Short course 22. Soc. Economic paleontologists and mineralogists, Tulsa, USA.
- Espitalie, J., Deroo, G. Et Marquis, F. 1985a. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. 1ère partie, Revue de l'institut Français du Pétrole, volume 40, n°5, pp. 563-579.
- Espitalie, J., Deroo, G., Et Marquis, F., 1985B. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Revue de l'IFP, v. 40, p. 755 - 784.
- Eveline VF, Akkutlu IY, Moridis GJ 2016 Impact of hydraulic fracturing fluid damage on shale gas well production performance. In: SPE annual technical conference and exhibition. Society of Petroleum Engineers, Dubai. <https://doi.org/10.2118/181677-MS>

### F

- Fabre J & Kazi-Tani, N, 2005. Geology of Western and Central Sahara, Tervuren African Geoscience Collection. pp 211-212.
- Fabre J, 1976. Geological introduction of the Algerian Sahara and neighbouring regions: Phanerozoic cover. Soc.nat. Ed. Diff. Alger. pp 422.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Fabre J. Et Petit-Maire N. 1988. Holocene climatic evolution at 22-23°N from tow paleolakes in the Taoudeni area (north Mali). *Pal. Pal. Pal.*65, Elsevier, Amsterdam, 1988, 133-148.
- Fabre, J., Kazi-Tani, N., 2005. Geology of Western and Central Sahara, Tervuren African Geoscience Collection, p. 211-212.
- Fabricius, IL., Fazladic, LD., Steinholt, A., Korsbech, U., 2003. The use of spectral natural gamma-Ray analysis in reservoir evaluation of siliciclastic sediments : a case study from the Middle Jurassic of the Harald Field, Danish Central Graben. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 1, p. 349-366.
- Fertl, W.H., 1979. Gamma Ray spectral data assists in complex formation evaluation. *The Log Analyst*, 20(05), p. 337.
- Fertl, W.H., Rieke, H.H., 1980. Gamma Ray Spectral Evaluation Techniques Identify Fractured Shale Reservoirs and Source-Rock Characteristics. *Journal of Petroleum Technology*, Vol 32, pp 2 053 - 2 062, ISSN 0149-2136. <https://doi.org/10.2118/8454-PA>
- Follot, J., 1952. Ahnet and Mouydir. XIXth International Geological Congress. Regional Monographs, 1st series: Algeria 1, Algiers, p 79.

### G

- Gabriel Marty, 2011 : L'exploitation des gaz de schistes, entre promesses économiques et conséquences environnementales, Rapport d'Ambassade.39pages <http://www.nss-dialogues.fr/IMG/pdf/Gazschistes.pdf>
- Georges Denys, 2012 : Mission d'information et d'évaluation sur le gaz de schiste - Rapport d'étude Département de Lot-et-Garonne.99pages [http://www.cg47.fr/fileadmin/A\\_la\\_une/Actu\\_semaine\\_46\\_2012/Rapport\\_Gaz\\_de\\_schiste\\_25\\_10\\_2012.pdf](http://www.cg47.fr/fileadmin/A_la_une/Actu_semaine_46_2012/Rapport_Gaz_de_schiste_25_10_2012.pdf)
- Giese, R.F. Jr., Datta, P., 1973. Hydroxyl orientation in kaolinite, dickite, and nacrite. *American Mineralogist* 58, 471–479.
- Giese, R.F., 1988. Kaolin minerals: structures and stabilities. In: Bailey, S.W. (Ed.), *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)*. *Reviews in Mineralogy*, vol. 19. Mineralogical Society of America, Washington, DC, pp. 29–66.
- Giuseppetti, G., Tadini, C., 1972. The crystal structure of 2O brittle mica: anandite. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 18, 169–184.
- Gould K.M., Piper D.J.W., Pe-piper G., Macrae RA., 2014. Facies, provenance and paleoclimate interpretation using spectral gamma logs : Application to the Lower Cretaceous of the Scotian Basin. Vol 57, p. 445-454. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.06.008>
- Griffin, J. J., Windom, H. L., & Goldberg, E. D. 1968. The distribution of clay minerals in the World Ocean. *Deep-Sea Research*, 15, 433–459.
- Grim R.E., 1968.-Claymineralogy. McGraw-Hill, NewYork:596 pp.
- Grim, R. E., Bray, R. H., & Bradley, W. F. 1937. The mica in argillaceous sediments. *American Mineralogist*, 22, 813–829.
- Gruner, J.W., 1932a. The crystal structure of dickite. *Zeitschrift fur Kristallographie, Kristallgeometrie, Kristallphysik, Kristallchemie* 83, 394–404.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Guggenheim, S., Bailey, S.W., 1975. Refinement of the margarite structure in subgroup symmetry. *American Mineralogist* 60, 1023–1029.

### H

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. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00344.x>

Halliburton. 2012. Shale developments. Halliburton. P: II2-V20

Hamblin, T. 2006. The shale gas concept in Canada: a preliminary inventory of possibilities. Ottawa: Geological Survey of Canada, P: 103

Hassan, M., Hossin, A., Combaz, A., 1976. Fundamentals of the differential gamma Ray log – Interpretation technique. Society of Professional Well Log Analysts, p.18.

Hemly, O JJ 1959 Some mineralogical equilibria in the system  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  - *American Journal of Science*, 1959 - [ajsonline.org](http://ajsonline.org)

Hendricks, S.B., 1938b. The crystal structure of the clay minerals: dickite, halloysite and hydrated halloysite. *American Mineralogist* 23, 295–301.

Hendricks, S.B., 1939. The crystal structure of nacrite, and the polymorphism of the kaolin minerals. *Zeitschrift für Kristallographie* 100, 509–518.

Herron, S.L., 1986. Derivation of a total organic carbon log for source rock evaluation: Transactions of the Twenty-Seventh SPWLA Annual Logging Symposium, paper HH.

Herron, S.L., Letendre, L., Dufour, M., 1988. Source rock evaluation using geochemical information from wireline logs and cores (abs.). *AAPG Bulletin*, v. 72. P. 1007.

Hofmann, U., Endell, K., Wilm, D., 1934. X-Ray and colloid-chemical studies of clay. *Angewandte Chemie* 47, 539–547.

Holtzapfell, 1985. Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Soc. Géol. Nord*, 12.

Hunt, J.M. 1996. *Petroleum Geochemistry and Geology*, 2nd Edition. W.H. Freeman and Co., New York, 743 p. ISBN 07167-2441-3

Hunt, J.M., Jamieson, G.W., 1958. Oil and Organic Matter in Source Rocks. Vol 40, pp 477-488.

Hurst, A., 1990. Natural gamma-Ray spectroscopy in hydrocarbonbearing sandstones from the Norwegian continental shelf. In: Hurst, A., Lovell, M.A., & Morton, A.C. (eds): *Geological Applications of Wireline Logs*. Geological Society Special Publication (London) 48, p. 211–222.

Hurst, A., Milodowski, A., 1994. Characterization of clays in sandstones: thorium content and spectral log data. Society of Professional Well Log Analysts 16th European Formation Evaluation Symposium, October 11–13, 1994. Transactions, Paper S, p. 18.

### I

Iriarte J, Tutuncu AN (2018) Geochemical and geomechanical alterations related to rock–fluid–proppant interactions in the Niobrara Formation. In: Paper presented at the



## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

SPE international conference and exhibition on formation damage control, Lafayette. Society of Petroleum Engineers. <https://doi.org/10.2118/189536-MS>

Issler, D.R., Hu, K., Bloch, J.D., Katsube, J.T., 2002. Organic Carbon Content Determined from Well Logs: Examples from Cretaceous Sediments of Western Canada: Geological Survey of Canada, Open File 4362.

### J

Jackson. M.L., 1963. Interlayering of expansible layer silicates in soils by chemical weathering. *Proceeds. Clay Miner*, 11th Nat. Conf. (1962). 29 – 46.

Jarvie, D.M., Hill, R.J., Ruble, T.E., Pollastro, R.M., 2007. Unconventional Shale-gas Systems: the Mississippian Barnett Shale of North-central Texas as One Model for Thermogenic Shale-gas Assessment, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 91, p. 475–499.

Jean Paul, Li\_Egeois, Louis Latouche, Mustapha Boughrara, Jacques Navez, Michel Guiraud, 2003. The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny, *Journal of African Earth Sciences* 37, pp 161–190  
<https://doi:10.1016/j.jafrearsci.2003.05.004>

John A., Quirein John S., Gardner John T., Watson, Schlumberger, 1982. Well Services Combined Natural Gamma Ray Spectral/Litho-Density Measurements Applied to Complex Lithologies, SPE-11143-MS, <https://doi.org/10.2118/11143-MS>

Johnson H., 1996. Dangerous domains. Violence against women in Canada. Vol 44, Issue 2, p. 189–190. <https://doi.org/10.7202/706701ar>

Johnson ME., McKerrow WS., Road P., 1991. Historical Biology, An International Journal of Paleobiology Sea level and faunal changes during the latest Llandovery and earliest Ludlow (Silurian), p. 153-169.  
<https://doi.org/10.1080/10292389109380398>

Johnston, C.T., Agnew, S.F., Bish, D.L., 1990. Polarized single-crystal Fourier-transform infrared microscopy of OuRay dickite and Keokuk kaolinite. *Clays and Clay Minerals* 38, 573–583.

Joswig, W., Drits, V.A., 1986. The orientation of the hydroxyl groups in dickite by X-Ray diffraction. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Monatshefte*, 19–22.

### K

Karim A, Pe-Piper G, Piper D.J.W., 2010. Controls on diagenesis of Lower Cretaceous reservoir sandstones in the western Sable Subbasin, offshore Nova Scotia. *Sedimentary Geology*. vol 224. Issue 1-4. Pp 65-83.  
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.12.010>

Kassner, D., Baur, W.H., Joswig, W., Eichhorn, K., Wendschuh-Jostier, M., Kupcik, V., 1993. A test of the importance of weak reflections in resolving a space-group ambiguity involving the presence or absence of an inversion centre. *Acta Crystallographica B* 49, 646–654.

Kazi-Tani, N., Boumendjel, Kh., 1998. curve of the eustatic variation 435 – 375 Ma SONATRACH, unpublished.



## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Klaja, J., Dudek, L., 2016. Geological interpretation of spectral gamma Ray (SGR) logging in selected boreholes. NAFTA GAZ.

### L

Lawrence, T.D., Ball, S., Harris, M., 1984. Continuous carbon/oxygen and neutron lifetime log proposed interpretation for organic and/or shaly depositional environments: Transactions of the Twenty-Fifth SPWLA Annual Logging Symposium, paper QQ.

Leggett JK., Mckerrow WS., Cocks R.B., 1981. Rickards. Periodicity in the early Palaeozoic marine realm. *Journal of the Geological Society*, Vol. 138, p. 167-176. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.138.2.0167>

Legrand PH. 1979. Premières observations sur les structures tubulaires à l'intérieur des thèques de *Diplograptus fezzanensis* A. DESIO. Essai d'interprétation. – *Acta Pal. Polonica*, 24, 107-120

Legrand PH. 1995A. A propos d'un niveau à *Neodiplograptus* dans le Silurien inférieur à l'est de Ouallène, Asejrad (Sahara algérien). Implications stratigraphiques et paléogéographiques. – Actes 118e Congrès nat. Soc. savantes, Pau, 1993, 4e coll. Géologie africaine, C.T.H.S., Paris, 409-424.

Legrand PH. 1996A. Etages et zones de graptolites : définition et validité ; l'exemple du Silurien inférieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 167,29-38.

Legrand PH. 2001A. La faune graptolitique de la région d'In Azaoua (Tassili Oua-n-Ahaggar, confins algéro-nigériens). – *Ann. Soc. géol. du Nord*, (2 e série), 8, 137-158.

Legrand PH. 2001B. Complexité de la sédimentation détritique fini-glaciaire et post glaciaire à l'Ordovicien terminal et au Silurien inférieur sur la plate forme saharienne . – *Sonatrach, C.R.D., Sciences et Technologies des Hydrocarbures*, 3, (1), 7-16.

Legrand, P. 1985A. Lower Palaeozoic rocks of Algeria. in: Holland, C.H. (Editor). *Lower Palaeozoic of North-western and West Central Africa*, pp. 1-3.

Legrand, P. 1999. Approche stratigraphique de l'Ordovicien terminal et du Silurien inférieur du Sahara algérien par l'étude des *Diplograptides* (Graptolites), thèse d'État, université Michel de Montaigne–Bordeaux-3, Institut Egid, (892 p.)

Legrand, R.H., 1995. evidence and concerns with regard to the late Ordovician in north African. In *Ordovician odyssey*. Cooper. Drosey. And finney (eds)., pacific soc. Sed. Geol., fullerton, California.

Lessard, L., 1959. preliminary note on the geology of the Tassiliouan - Ahaggar (southern sahara). *C.R. som. Soc. Geol. Fr.*, p. 151 -152.

Lin, J.-C., Guggenheim, S., 1983. The crystal structure of a Li, Be-rich brittle mica: a dioctahedral-trioctahedral intermediate. *American Mineralogist* 68, 130–142.

Locatelli, M., 1998. Centimetric Resolution RMN Logging Device, the French Oil Institute, vol. 53, pp 477- 481. <https://doi.org/10.2516/ogst:1998039>

Loughnan F.C., 1969. - *Chemical weathering of the silicate minerals*. Elsevier, Amsterdam:154 pp.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Loydell DK., 1998a. Early Silurian sea-level changes. Cambridge University Press, vol 135, Issue 4, p 447-471. <https://doi.org/10.1017/S0016756898008917>
- Luning S., Craig J., Loydell DK., Storch P., Fitches B., 2000. Lower Silurian 'hot shales in North Africa and Arabia : regional distribution and depositional model. Earth-Science Reviews. Vol 49, Issues 1-4, p. 121-200 [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00060-4](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00060-4)

---

### M

---

- Manning, 1995. Introduction to industrial minerals. Chapman and Hall, Cambridge University Press.
- Martin, R.T., Bailey, S.W., Eberl, D.D., Fanning, D.S., Guggenheim, S., Kodama, H., Pevear, D.R., Srodon, J., Wicks, F.J., 1991. Report of the Clay Minerals Society Nomenclature Committee: revised classification of clay materials. Clays and Clays Minerals 39, 333-335.
- McKerrow, W.S., Lambert, R.St.J., Cocks, L.R.M., 1985. The Ordovician, Silurian, and Devonian periods. In The Chronology of the Geological Record. Geological Society, London Memoir, No. 10, edited by N.J. Snelling, p. 73-80.
- Meissner, F.F., 1978. Petroleum geology of Bakken Formation, Williston basin, North Dakota and Montana. The economic geology of the Williston basin: Montana geological society, Williston Basin Symposium, pp. 207-2277
- Mellini, M., Zanazzi, P.F., 1989. Effects of pressure on the structure of lizardite-1T. European Journal of Mineralogy 1, 13-19.
- Meyer, B.L., Nederlof, M.H., 1984. Identification of source rocks on wireline logs by density/resistivity and sonic transit time/resistivity cross plots : AAPG Bulletin v. frs. p. 1 21-1 29.
- Millot G., 1964. - Géologie des argiles. Masson, Paris:499 pp.
- Millot G., 1970. - Geology of clays. Springer, Berlin, Heidelberg, New York; Masson, Paris:425pp.
- Mirova, 2012 : Etude Gaz de schiste et autres Gaz non conventionnels : nouvelles ressources,nouveaux enjeux.Paris  
[http://www.mirova.com/Content/Documents/Mirova/publications/Etude\\_Gaz\\_de\\_schiste\\_Mirova\\_fin.pdf](http://www.mirova.com/Content/Documents/Mirova/publications/Etude_Gaz_de_schiste_Mirova_fin.pdf)
- Mizuki, K., Suzuki, M., Akiyama, H., 1985. Transformation of structure in heating of clay minerals. Kanzei Chuo Bunsekishoho 25, 49-57 (in Japanese, English abstract).
- Mohamed KACED & Mohamed ARAB, 2012: The potential of shale gas plays in Algeria, conference international, KUALA LAMPUR.
- Moore and Reynolds, 1989. X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press.
- Murray H.H., Leininger R.K., 1955. Effect of Weathering on Clay Minerals. Clays Clay Miner. 4, p. 340-347. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1955.0040138>
- Mwenifumbo, C.J., Killeen, P.G., 1987. Natural gamma Ray logging in volcanic rocks: the mud hole and clementine base metal prospect. In: Kirkham, R.V. (Ed.),

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Buchans Geology, Newfoundland. Geological Survey of Canada, pp. 263–272  
Paper 86-24.

### N

- Nadeau, P.H., Wilson, M.J., Mchardy, W.J. Et Tait, J.M., 1984. interparticulaire diffraction : A new concept for interstratified clays. *Clay Min.*, 19, 757 – 769.
- Nathalie Fagel 2007. *Clay Minerals, Deep Circulation and Climate. Developments in Marine Geology, Volume 1.* ISSN 1572-5480, DOI [10.1016/S1572-5480\(07\)01009-3](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01009-3)
- Newnham, R.E., 1960. A refinement of the dickite structure and some remarks on polymorphism in kaolin minerals. *Mineralogical Magazine* 32, 683–704.
- Newnham, R.E., Brindley, G.W., 1956. The crystal structure of dickite. *Acta Crystallographica* 9, 759–764.
- Nicolas Farah, 2016. Modélisation d'écoulement dans des réservoirs non conventionnels à faible perméabilité, thèse de doctorat, École Doctorale Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement (Paris)
- Nielsen, B.L., Løvborg, L., Sørensen, P. & Mose, E. 1987. Gamma Ray analysis for U, Th and K on bulk cutting samples from deep wells in the Danish Subbasin and the North German Basin, 82 pp. Unpublished report, Risø National Laboratory, Denmark.
- Nielsen, B.L., Løvborg, L., Sørensen, P., Mose, E., 1987. Gamma Ray analysis for U, Th and K on bulk cutting samples from deep wells in the Danish Subbasin and the North German Basin, Unpublished report, Risø National Laboratory, Denmark, p. 82.
- Nixon RP. (1973). Oil Source Beds in Cretaceous Mowry Shale of Northwestern Interior United States1. *AAPG Bulletin*, vol 57, pp 136–161. <https://doi.org/10.1306/819A4250-16C5-11D7-8645000102C1865D>
- North, C.P., Boering, M., 1999. Spectral Gamma-Ray logging for facies discrimination in mixed fluvial-eolian successions: a cautionary tale. *AAPG Bull.* 83, p. 155-169.

### O

- Odin, G.S., Odin, Ch., 1994. Geological time scale. *C.R. Acad Sci. Paris.* 318 II, p. 59-71.
- Okada, K., Ossaka, J., 1983. Dehydration reaction of interlayer water of halloysite by heating. Faculty of Engineering, Tokyo Institute of Technology. *Nendo Kagaku* 23, 27–31.
- Okwese, A., Pe-Piper, G., Piper, D.J.W, 2012. Controls on regional variability in marine pore-water diagenesis below the seafloor in Upper Jurassic-Lower Cretaceous pro-deltaic sandstone and shales, Scotian Basin, eastern Canada. *Marine and Petroleum Geology.* Vol 29, Issue 1, January 2012, pp 175-191. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.012>

### P

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Passey, Q.R., Creaney, S., Kulla, J.B., Moretti, F.J., Stroud, J.D., 1990. A Practical Model for Organic Richness from Porosity and Resistivity Logs, American Association of Petroleum Geologists, AAPG Bulletin, 14 (August), p. 1777–1794.
- Pauling, L., 1930. The structures of the micas and related minerals. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 16, 123–129.
- Pe-Piper G, Triantafyllidis S, 2008. Geochemical Identification of Clastic Sediment Provenance from Known Sources of Similar Geology : The Cretaceous Scotian Basin, Canada. Journal of Sedimentary Research. vol 78. pp 595–607. <https://doi.org/10.2110/jsr.2008.067>
- Peters, K.E., 1986. Guidelines for Evaluating Petroleum Source Rock Using Programmed Pyrolysis, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 70, p. 318–329.
- Piper, G., Dolansky, L., Piper, D.J.W., 2005. Sedimentary environment and diagenesis of the mid-Cretaceous Chaswood Formation, Elmsvale Basin, Nova Scotia. Sediment. Geol. 178, p.75-97.
- Pusch, R., 1994. Waste disposal in rock. Developments in Geotechnical Engineering, 76. Elsevier Amsterdam.
- Pusch, R., 2006 mechanical properties of clays and clay minerals, Handbook of Clay Science Edited by F. Bergaya, B.K.G. Theng and G. Lagaly Developments in Clay Science, Vol. 1 DOI: [10.1016/S1572-4352\(05\)01006-8](https://doi.org/10.1016/S1572-4352(05)01006-8)

---

### R

---

- Rateev, M. A., Gorbunova, Z. N., Lisitzyn, A. P., & Nosov, G. L. 1969. The distribution of clay minerals in the oceans. Sedimentology, 13, 21–43.
- Rieke, H.H., Oliver, D.W., Fertl, W.H., McCord, J.P., 1980. Successful application of carbon/oxygen logging to coal bed exploration, 55th Annual Fall Technical Conference of the Society of Petroleum Engineers, Dallas, Texas.
- Ross, C.A., Ross, J.R.P., 1996. Silurian sea-level fluctuations. In: Witzke, B.J., Ludvigson, G.A., Day, J. \_Eds., Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North American Craton. Geol. Soc. Am., Special Paper 306, p. 187–192.
- Rozhdestvenskaya, I.V., Bukin, A.S., Drits, V.A., Fin'ko, V.I., 1982. Proton position and structural features of dickite according to X-Ray diffraction analysis data. Mineralogicheskii Zhurnal 4, 52–58.
- Runcorn S.K. 1959. – Rock Magnetism. – Science, 129, 1002-1012.
- Rylander, E 2013. Petrophysical Aspects and evaluation of organic shale reservoirs.

---

### S

---

- Schlumberger, 1982. Natural gamma-Ray spectrometry. Essentials of N.G.S. interpretation,. Houston, Texas: Schlumberger Educational Services, p. 69.
- Schlumberger, 1987a. Log interpretation, principles / applications. Schlumberger, 198 p.
- Schlumberger, 1989a. Cased hole log interpretation, principles / applications. Schlumberger, 188 p.
- Schlumberger, 1995. Log Interpretation Charts Schlumberger Wireline and Testing, Sugarland, Texas.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Schlumberger-Sonatrach, 1995. Conférence sur d'évaluation des puits/Well evaluation Conference, Algerie, 1995, Schlumberger, Chester-Bath, 390 p.
- Schmker, J.W., 1979. Determination of Organic Content of Appalachian Devonian Shales from Formation-Density Logs1: GEOLOGIC NOTES. AAPG Bulletin, vol 63 ; pp 1504–1509. <https://doi.org/10.1306/2F9185D1-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- Schmker, J.W., 1981. Determination of Organic-Matter Content of Appalachian Devonian Shales from Gamma-Ray Logs. AAPG Bulletin. Vol 65, pp 1285–1298. <https://doi.org/10.1306/03B5949A-16D1-11D7-8645000102C1865D>
- Schmoker, J.W., Gautier, D.L., Dolton, G.L., Takahashi, K.I., Varnes, K.L., 1995. Method for assessing continuous-type (unconventional) hydrocarbon accumulations, in eds., National assessment of United States oil and gas resources—Results, methodology, and supporting data: U.S. Geological Survey Digital Data Series 30, CD-ROM.
- Schmoker, J.W., Hester, T.C., 1983. Organic Carbon in Bakken Formation, United States Portion of Williston Basin, AAPG Bulletin, vol 67, pp 2165–2174. <https://doi.org/10.1306/AD460931-16F7-11D7-8645000102C1865D>
- Schomker, J.W., Hester, T.C., 1989. Oil generation inferred from formation resistivity – Bakken Formation, Williston basin. North Dakota: Transactions of the Thirtieth SPWLA Annual Logging Symposium. Paper H.
- Scotese, C.R., Barrett, S.F., 1990. Gondwana's movement over the South Pole during the Palaeozoic: evidence from lithological indicators of climate. In: McKerrow, W.S., Scotese, C.R. (Eds), Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. Geol. Soc. Mem., 12, 75–85.
- Scotese, C.R., McKerrow, W.S., 1990. Revised world maps and introduction. (Eds) Palaeozoic Palaeogeography and Bio-stratigraphy. Geol. Soc. Mem., 12, 1–21.
- Sen Gupta, P.K., Schlemper, E.O., Johns, W.D., Ross, F., 1984. Hydrogen positions in dickite. Clays and Clay Minerals 32, 483–485.
- Serra, O., 1979. Diagraphies différeées, bases de l'interprétation. Tome 1, acquisition des données diagraphiques. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Pau, Mém. 1, 328 p.
- Serra, O., 1990. Diagraphies (géophysique). Encyclopedria Universalis, pp. 348357.
- Smith A.G., Hurley A.M. & Briden J.C. 1981. – Phanerozoic paleocontinental world maps. – Cambridge University Press, 102 p.
- Soleimani, B., 2009. Paleoclimate Reconstruction during Pabdeh, Gurpi, Kazhdumi and Gadvan Formations (Cretaceous-Tertiary) Based on Clay Mineral Distribution. International Journal of Civil and Environmental Engineering. Vol 1, p. 59-63
- Spjeldnaes N. 1961. Ordovician climatic zones. – Norsk Geol. Tidss., 41, 45-77.
- Stocks, A.E., Lawrence, S.R., 1990. Identification of source rocks from wireline logs. In: Hurst, A., Lovell, M.A., Morton, A.C. Eds., Geological Applications of Wireline Logs. Geol. Soc. Spec. Publ., 48, 241–252.
- Strahl, E.O., Silverman, E.N., O'Neil, R.L., 1955. An investigation of the mineralogy, petrography and paleobotany of uranium-bearing shales and lignite: scope A-

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

shales; 4th Annual Report, Period of April 1, 1954 to March 31, 1955: U.S. Atomic Energy Commission NYO-6068,79p.

Supernaw, I.R., mold, D.M.A., Link, A.J., 1978. Method for in-situ evaluation of the source rock potential of earth formations : United States Patent 4,071,744, January 31, 1978.

Swanson, V.E., 1960. Oil yield and uranium content of black shales: USGS Professional Paper 35G-A. p. 1-44.

Sylvie, Bourquin, 1991. Analyse facio-séquentielle par diagraphies du trias du Centre-Ouest du bassin de Paris: Apports à la reconstitution de l'environnement de dépôt 24 p.

---

### T

---

Tannenbaum, E., Aizenshtat, D.Z., 1985. formation of immature asphalt from organic-rich carbonate rocks-I. geochemical correlation: Organic Geochemistry. v. 8. p. 181-192.

Thiry, M., Carrillo, N., Franke, C., et al. 2013. Technique for the preparation of clay minerals for X-Ray diffraction analysis and introduction to the interpretation of diagrams To cite this version : HAL Id : hal-00872214.

Thorez, J. 1989. Argilloscopy of weathering and sedimentation. Bull. Soc. Geol. Belgique 98-2, 245-267.

Thorez, J., 1986. Physico-chemical studies of the structure of the solid supports : X-Ray studies. In : P. Iaszlo (Ed.) preparative chemistry using supported reagents. Academic Press, New-York, 177 – 189.

Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984. Petroleum formation and occurrence : New York. Springer-Verlag, 699 p.

Tissot, B.P., Y Welte D.H. 1987. Petroleum Formation and Occurrence: A new Approach to Oil and Gas Exploration. Ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, ISBN 3-540-08698-6 / 0-387-08698-6. 243 p.

Toghill P. 1968. The graptolite assemblages and zones of the Birkhill Shales (lower Silurian) at Dobb's Linn. – Palaeontology, 11, 654-668.

Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van Der Voo R., Mc Kerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A. & Walderhaug H.J. 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic. A tale of Baltica and Laurentia. – Earth Sci. Rev., 40, 229-258.

Tylor, T. 2013. Lithostratigraphic and petrophysical Analysis of the Middle Devonian Marcellus Shale et the Mamont Prospect, Westmoreland Country, Pennsylvania. Clemson University.

Tyson. 1995. Sedimentary organic Matter. Organic facies and palynofaciès. London: Chapman et Hall.

---

### V

---

Van Durme, G., Martineau, G., Michaud, R. (2012). Projet type concernant les activités liées au gaz de schiste au Québec. Document synthèse réalisé par le Centre interuniversitaire de recherche sur le cycle de vie des produits, procédés et



## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- services (CIRAIG), Département de génie chimique, Polytechnique Montréal. Août 2012, 51 pages.
- Van Krevelen Van, D.W., 1993. COAL, Typology – Physics – Chemistry-Constitution. ELSEVIER, 979 p. ISBN 0-444-89586-8.
- Van Olphen H., Fripiat J.J., 1979. - Data handbook for clay materials and other non-metallic minerals. Pergamon, Oxford:346 pp.
- Vanderbroucke M. et al., 1999. Kinetic modelling of petroleum formation and cracking implications from the high pressure/high temperature Wlgin Field (UK, North Sea). *Organic Geochemistry*. 1999, Vol. 30 pp. 1105-1125.
- Vaslet D. 1990. – Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia. – *Episodes*, 13, 147-161.
- Veblen, D.R., Wylie, A.G., 1993. Mineralogy of amphiboles and 1:1 layer silicates. In: Guthrie, G.D. Jr., Mossman, B. (Eds.), *Health Effects of Mineral Dusts. Reviews in Mineralogy*, vol. 28. Mineralogical Society of America, Washington, DC, pp. 61–131.
- Vecoli M., Videt B., Paris F., 2008. First biostratigraphic (palynological) dating of Middle and Late Cambrian strata in the subsurface of northwestern Algeria, North Africa: Implications for regional stratigraphy. *Review of Palaeobotany and Palynology*. Vol. 149, Issues 1–2, p. 57- 62. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2007.10.004>
- Velde B., 1985. -Clays minerals. A physical-chemical explanation of their occurrence. Elsevier, Amsterdam:427 pp.
- Velde, (1995). *Origin and mineralogy of clays. Clays and the environment*. Springer.
- Velde, B., Koster, H.M., 1992. A kinetic model of the smectite-to-illite transformation based on diagenetic mineral series. *American Mineralogist* 77, 967–976.

### W

- Wang, J.Y., Holditch, S.A. And Mcvay, D.A., 2009. Modelling Fracture Fluid Cleanup in Tight-gas Wells, paper SPE 119624, Hydraulic Fracturing Technology Conference, the Woodlands, TX, January 19-21,.
- Weaver C.E., Pohard L.D., 1973. - The chemistry of clay minerals. *Developments in sedimentology*. Elsevier, Amsterdam, 15:213 pp.
- Weaver, 1989. *Clay, muds, and shale. Developments in sedimentology* 44, Elsevier.
- Wendt J., Kaufmann B., Belka Z., Klug C., Lubeseder S., 2006. Sedimentary Evolution of a Palaeozoic Basin and Ridge System : The Middle and Upper Devonian of the Ahnet and Mouydir (Algerian Sahara). *Geological Magazine*. vol 143 (3), p. 269–299. <https://doi.org/10.1017/S0016756806001737>
- Wendt J., Kaufmann B., Belka Z., Korn D., 2009. Carboniferous stratigraphy and depositional environments in the Ahnet Mouydir area (Algerian Sahara). vol 55, p. 443–472. <https://doi.org/10.1007/s10347-008-0176-y>
- Wendt, J., 1988. Facies pattern and paleogeography of the middle and late Devonian in the eastern Anti-Atlas (Morocco), *Devonian in the world, Volume 1, Regional synthesis, Proceedings of the second international symposium on the Devonian system*, Calgary, Canada: Can. Soc. Petrol. Geol., p. 467-480.



## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Wendt, J., Belka, Z., Moussine-Pouchkine, A., 1993. New architectures of deep-water carbonate buildups: evolution of mud mounds into mud ridges (Middle Devonian, Algerian Sahara). *Geology* 21 (8), 723–726.
- White, 1999. Principles and practice of soil science. The soil as a natural resource. Blackwell.
- Wicks, F.J., O’Hanley, D.S., 1988. Serpentine minerals: structure and petrology. In: Bailey, S.W. (Ed.), *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas) Reviews in Mineralogy*, vol. 19. Mineralogical Society of America, Washington, DC, pp. 91–159.
- Wicks, F.J., Whittaker, E.J.W., 1975. A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. *Canadian Mineralogist* 13, 227–243.
- Wignall, P.B., Myers, K.J., 1988. Interpreting benthic oxygen levels in mud rocks: a new approach. *Geology* 16, 452–455.
- Williams, K. 2013. *Geology of Source Rock Reservoirs*. Halliburton C& Digital Solutions. P: 31-34

---

### Y

---

- Yeroshchev-Shak, V. A. 1964. Clay minerals of the Atlantic Ocean, *Soviet Oceanography*, 30, 90–105.

---

### Z

---

- Zazoun, R.S. and Mahdjoub, Y., 2011. Strain analysis of Late Ordovician tectonic events in the In-Tahouite and Tamadjert Formations (Tassili n’Ajjers area, Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, Volume 60, 63–78.
- Zhang Z, Provis JL, Reid A, Wang H, 2014. Fly ash-based geopolymers: The relationship between composition, pore structure and efflorescence *Cement and Concrete Research*. vol 64. pp 30-41. <https://doi.org/10.1016/j.cemconres.2014.06.004>
- Zhou Z, Hofman BT, Bearinger D, Li X (2014) Experimental and numerical study on spontaneous imbibition of fracturing fluids in shale gas formation. In: *SPE/CSUR unconventional resources conference—Canada*. Society of Petroleum Engineers, Calgary. <https://doi.org/10.2118/171600-MS>
- Zvyagin, B.B., Berkhin, S.I., Gorshkov, A.I., 1966. Structural characteristics of halloysite based on X-Ray and electron-diffraction patterns. *Akademii Nauk SSSR*, 69–93 (in Russian, English abstract).

**\* DETERMINATION LES POURCENTAGES DES MINERAUX ARGILEUX** **ANNEXE-1**

L'équation algébrique utilisée pour calculer les pourcentages des minéraux argileux dans les échantillons sélectionnés

Les pourcentages de chaque minéral sont calculés par la méthode semi-quantitative selon l'équation algébrique suivante :

$$[(PI) \times (MF) / S] \times 100 \tag{1}$$

PI : intensité maximale ; MF : Facteur multiplicateur ; S: la somme multiplicatrice de (PI) x (MF) de différents minéraux (tab. 1).

**Tab. 1** méthode de calcul des pourcentages des différents minéraux ; illite, kaolinite et chlorite de chaque échantillon.

W-01					W-02				
Minerals	Peak intensity	Multiplier factor	PI*MF	Percentage of each mineral (%)	Minerals	Peak intensity	Multiplier factor	PI*MF	Percentage of each mineral (%)
Chlorite	12	1	12	8	Chlorite	8	1	8	4
Illite	70	1.5	105	73	Illite	86	1.5	129	68
Kaolinite	40	0.7	28	19	Kaolinite	75	0.7	52.5	28
S			145		S			189.5	
W-03					W-04				
Minerals	Peak intensity	Multiplier factor	PI*MF	Percentage of each mineral (%)	Minerals	Peak intensity	Multiplier factor	PI*MF	Percentage of each mineral (%)
Chlorite	9	1	9	5	Chlorite	8	1	8	6
Illite	81	1.5	121.5	64	Illite	41	1.5	61.5	48
Kaolinite	85	0.7	59.5	31	Kaolinite	86	0.7	60.2	46
S			190		S			129.7	

Tab. 2 Mesure les données diagrapie nécessaire

DEPT (m)	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	DEPT (m)	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	DEPT (m)	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	DEPT (m)	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	DEPT (m)	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)
1556	0.65	5.236	8.68	1590	2.01	14.08	20.61	1647	1.91	15.39	13.7	1681	1.71	12.83	59.66	1798	2.37	16.37	9.63
1557	0.81	6.892	8.52	1591	1.41	10.51	39.29	1648	1.83	14.82	5.75	1682	2.57	16.96	27.8	1799	1.62	17.54	10.4
1558	0.71	12.63	9.5	1592	1.24	14.49	48.36	1649	1.95	20.48	8.41	1683	1.44	17.95	62.96	1800	1.79	17.73	9.06
1559	1.37	9.933	8.78	1593	2.23	17.68	50.99	1650	1.93	15.02	20.4	1684	2.08	14.68	64.86	1801	1.8	16.24	9.69
1560	1.51	10.96	10	1594	1.46	16.22	54.13	1651	1.94	16.76	19.7	1685	2.46	14.23	35.28	1802	1.96	18.95	9.75
1561	1.44	13.69	11.1	1595	1.86	16.05	58.93	1652	1.21	16.03	23.9	1686	2.45	18.48	52.31	1803	2.19	19.97	11.05
1562	1.63	13.06	11.04	1596	2.51	15.27	53.4	1653	2.22	14.09	25.4	1687	2.11	17.11	59	1804	2.27	17.6	9.63
1563	2.17	17.83	11.72	1597	1.72	12.85	51.64	1654	1.89	12.65	38.8	1688	1.51	17.96	47.1	1805	2.05	15.98	13.1
1564	2.2	18.97	7.14	1598	1.49	13.37	46.5	1655	2.13	20.05	6.36	1689	2.74	16.22	44.19	1806	2.48	19.87	10.4
1565	1.56	17.05	9.78	1599	1.9	12.97	35.43	1656	2.11	17.6	9.37	1690	1.99	19.34	32.83	1807	1.63	16.26	12
1566	1.83	17.58	8.89	1600	1.66	9.437	45.1	1657	1.25	18.21	21.67	1691	2.09	19.83	21.68	1808	1.82	17.98	10.2
1567	1.86	15.45	10.9	1601	2.64	13.05	33.65	1658	1.57	19.32	34	1692	1.1	15.29	37.64	1809	2	18.98	9.3
1568	2.44	12.65	11.1	1602	1.94	16.29	51.28	1659	2.53	17.85	31.93	1693	1.77	15.11	34.42	1810	2.3	18.96	7.04
1569	1.53	15.22	8.87	1603	1.77	14.43	54.72	1660	1.82	19.51	36.43	1694	2.15	18.35	35.36	1811	2.28	18.86	4.18
1570	1.51	15.56	9.74	1604	1.78	12.99	77.41	1661	1.63	17.94	31.84	1695	1.7	16.34	35.15	1812	2.16	16.1	6.36
1571	1.73	15.24	10.5	1605	1.53	11.16	45.25	1662	2.47	17.3	24.2	1696	2.35	17	31.85	1813	2.23	20.11	5.1
1572	1.44	14.64	11.8	1606	1.25	15.29	40.16	1663	2.03	14.72	24.88	1780	1.5	14.78	30.71	1814	2.24	17.52	7
1573	1.92	12.95	11.4	1607	1.46	10	35.7	1664	2	15.89	34.86	1781	1.19	17.81	26.2	1815	2.41	17.92	8.77
1574	2.17	15.12	6.53	1608	1.84	15.08	36.26	1665	1.37	10.21	42.4	1782	1.84	13.6	31.13	1816	2.26	18.58	8.93
1575	2.07	15.28	11.1	1609	1.8	14.75	38.49	1666	1.85	11.14	34.98	1783	1.62	12.51	23.52	1817	2.83	17.2	8.08
1576	1.47	14.11	14	1610	0.94	16.24	42.32	1667	2.28	19.4	31.42	1784	2.32	21.13	18.93	1818	2.85	16.35	7.98
1577	2.66	14.55	17.3	1611	2.04	14.39	35.91	1668	2.64	16.9	37.52	1785	1.55	15.64	24.01	1819	2.08	19.6	8.05
1578	1.36	16.79	16.6	1612	2.15	13.89	30.54	1669	1.77	15.49	48.22	1786	1.47	18.26	19.95	1820	2.31	19.57	7.93
1579	1.95	14.54	16.28	1613	1.16	13.21	29.65	1670	1.57	13.34	41.8	1787	1.55	15.97	21.88	1821	2.1	16.29	9.03
1580	1.79	13.23	17.11	1614	1.6	12.56	32.05	1671	1.56	14.71	35.25	1788	1.77	14.14	20.58	1822	2.2	19.15	7.45
1581	1.71	18.8	11.75	1615	1.11	14.08	33.18	1672	1.93	15.98	26.48	1788	1.83	13.71	21.02	1823	1.98	16.4	12.5
1582	1.6	13.34	23.29	1616	1.79	15.4	25.92	1673	1.63	18.66	28.85	1789	1.86	14.53	23.41	1824	2.44	15.52	13.6
1583	1.86	17.86	14.55	1640	1.65	13.54	27.2	1674	1.82	14.52	22.31	1790	1.77	16.27	12.86	1825	2.35	16.13	15
1584	2.38	12.37	14.97	1641	1.92	19.14	16.6	1675	1.67	15.89	19.99	1791	1.93	19.1	14.6	1826	3.37	16.77	7.38
1585	2.01	15.93	23.31	1642	2.46	18.76	23.6	1676	2.19	21.7	27.66	1792	2.19	14.53	15.82	1827	3.26	16.41	9.99
1586	2.2	13.55	25.25	1643	2.35	16.36	9.98	1677	2.79	17.11	27.63	1793	1.95	19.19	11.44	1828	3.43	16.75	2.56
1587	2.22	15.35	19.72	1644	1.6	18.37	7	1678	1.72	13.49	43.47	1794	1.45	16.02	17.02	1829	3.49	16.87	2.51
1588	1.21	13.55	25.15	1645	1.96	21.75	8.76	1679	2.35	17.23	56.07	1795	1.76	15.66	12.67	1830	3.65	15.65	3.11
1589	1.91	15.47	20.26	1646	1.94	16.13	13.4	1680	2.19	13.04	56.47	1796	1.64	16.84	14.32	1831	3.97	15.56	5.68
								1680	1.97	12.44	55.22	1797	2.09	17.48	12.83	1832	3.65	13.44	6.65





## The lower Silurian black Shales from the Ahnet basin (SW Algerian Saharan platform): a comprehensive mineralogical study and paleoenvironmental implications

Abdelmadjid Allaoui<sup>1</sup> · Mohamed Salah Belksier<sup>1</sup> · Ouafi Ameer-Zalmeche<sup>1</sup> · Rabah Kechiched<sup>1</sup> · Abdellatif Remita<sup>1</sup> · Lahcene Fellah<sup>1</sup> · Bachir Lamouri<sup>2</sup> · Sameh Habes<sup>3</sup>

Received: 28 January 2022 / Accepted: 26 May 2022  
© Saudi Society for Geosciences 2022

### Abstract

Shale gas reservoirs witnessed an increasing interest in the last few years, due to their abundant reserves and the increasing of worldwide demand on energy. Algeria is an oil-rich country and hosts one of the largest unconventional shale gas reservoirs in the world. This study focuses on unraveling paleoclimatic and paleoenvironmental conditions of lower Silurian formation (Llandovery) from the Ahnet basin (south of Algeria), being considered as one of important prospects under-evaluation for unconventional shale gas resources. In this study, a detailed mineralogical investigation of shale minerals using various techniques such as X-ray diffraction (XRD) on oriented aggregates clays and scanning electron microscopy (SEM–EDX) in addition to spectroscopy natural gamma (SNG). The results show that the dominant facies is black shale with a ratio of Th/U (<sup>ε</sup> 4) deposited in a marine sedimentation environment manifested by a low Th/K and U/K values (average = 10.40 ppm/pct and 14.41 ppm/pct, respectively). The mineralogical assemblage of black shales deduced from Th versus K cross-plots represented illite and kaolinite. The XRD analysis performed on oriented slides showed the trend of kaolinite, illite, and chlorite. The chlorite mineral is relatively constant (~5%). The distribution of kaolinite and illite shows an inverse change. An increase in the percentage of kaolinite and decrease in illite from upper Llandoveryan (illite ~ 73 to ~68%, kaolinite: ~ 19 to ~28%) to lower Llandoveryan (illite ~ 64 to ~48%; kaolinite ~ 31 to ~46%) reflects the evolution to a deep marine environment and humid climatic conditions; moreover, it confirmed by SEM–EDX results, they have further argued the evolution toward deep marine environments, as they show a dispersion of sulfides which can be shown with the mineral pyrite on the other hand absence of carbonate minerals. Paleoenvironmental studies of the lower Silurian period of the Ahnet basin show that the shales of the Llandoveryan epoch characterized by adequate conditions allow the preservation of organic matter and the generation of hydrocarbons. In addition, the mechanical characteristics of the stable structures of illite and kaolinite allow maintaining the hydraulic fracturing in good quality.

**Keywords** Unconventional shale gas reservoirs · Clay minerals assemblage · Illite · Kaolinite · Marine environment · Ahnet Basin · Algeria

Communicated by Santanu Banerjee.

### Highlights

- Unraveling Llandoveryan paleoclimatic and paleoenvironmental conditions based on clay minerals variation.
- Spectroscopy natural gamma, X-ray diffraction and scanning electron microscopy were documented.
- Black shales with a ratio of Th/U <sup>ε</sup> 4 were deposited in relatively deep marine environment.
- The Llandoveryan epoch yields adequate conditions to preserve organic matter and allow generation of hydrocarbons.
- The Llandoveryan clay minerals are commonly represented by illite and kaolinite presenting good mechanical properties for hydraulic fracturing.

Extended author information available on the last page of the article

Published online: 01 June 2022

### Introduction

Silurian period is considered as an identical period at a global scale, after the glacial melting of the late Ordovician period (Berry and Boucout, 1973), the facies of Silurian were deposited including thick clay and silt formation and some sandstone and carbonate beds (Fabre and Kazi-Tani 2005). Biologically, the Silurian period is divided into two groups the distinction between them is not always clear (Berry and Boucout, 1973; Boucout 1990): (1) Malivino-Caffre domain; of Lower Silurian, develops during Llandovery Epoch (443–433 Ma) and is characterized by deep cold water marked in southern Africa, west Africa, south

Springer