



UNIVERSITÉ DE LIÈGE
ÉCOLE DOCTORALE



THÈSE

Présentée par

Hocine DJOUDER

En vue de l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE LIÈGE

Silurian succession from North Africa : Sedimentology, ichnology and thermal history for a new era of hydrocarbon exploration



Soutenue le 09 octobre 2019, Amphithéâtres de l'Europe, devant le jury composé de :

| | | |
|-----------------------------|----------------------------------|--------------------|
| Dr. Sebastian Lüning | Chercheur, Galp Energia | Membre |
| Prof. Rudy Swennen | Professeur, Université KU Leuven | Membre |
| Prof. Frédéric Boulvain | Professeur, Université de Liège | Directeur de thèse |
| Dr. Anne-Christine Da Silva | Chercheur, Université de Liège | Co-encadrant |
| Prof. Emmanuelle Javaux | Professeur, Université de Liège | Président du Jury |
| Prof. Jean-Yves Reynaud | Professeur, Université de Lille | Membre |
| Dr. Tonguç Uysal | Chercheur, CSIRO | Membre |

Laboratoires d'accueil :



Pétrologie sédimentaire, Université de Liège, bât 20, B-4000 Liège, Belgique
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, 6151 Perth, Australie



REMERCIEMENTS

Me voici enfin arrivé au bout de mon projet sur le Silurien au fin fond du désert Algérien (le plateau du Tassili n'Ajjer). Un sujet qui, depuis mes premiers pas dans l'industrie pétrolière chez Eni-Agip en 2009, Sonatrach en 2010 et le BeicipFranlab IFP en 2011, me tenait tellement à cœur. Cette thèse est dédiée à la personne qui a fait germer en moi une motivation inouïe et qui a aidé financièrement à son achèvement. À toi très cher et adorable frère Meziane Djouder : « *Les morts ne sont vraiment morts que lorsque les vivants les ont oubliés* ».

Au terme de ce travail, il m'est très agréable de remercier : E. Javaux, S. Lüning, T. Uysal, J-Y. Reynaud, R. Swennen, A-C. Da Silva et F. Boulvain pour avoir accepté de participer à mon jury de thèse.

Ce travail n'aurait pas vu le jour sans supports financiers, merci à la bourse de la Fondation Docquier, merci à l'Université de Liège – Administration Recherche et Développement pour le soutien financier de mes trois campagnes de terrain. Merci au programme Erasmus+ qui m'a permis d'effectuer un long séjour de recherches d'une année en Australie. Incontestablement, mon séjour au CSIRO a été très important dans ma formation en tant que chercheur, mais aussi m'a permis une réelle ouverture à l'international.

Tout d'abord, je tiens à remercier très chaleureusement Frédéric Boulvain pour m'avoir donné la chance d'être sous son égide à l'Université de Liège. Nos chemins se sont croisés, après Paris, la Fameuse Gare du Guichet, à Orsay ! Dès mon commencement, il m'a laissé beaucoup de liberté, et le loisir de développer certains aspects en marge des axes de recherche propres à l'école liégeoise. Il a suivi pas à pas, durant ces années, mes travaux de recherche et m'a fait bénéficier de sa grande expérience en sédimentologie des dépôts détritiques et carbonatés. Je suis heureux de lui adresser ici l'expression de ma reconnaissance tant sur l'encadrement académique que sur le plan personnel.

Je tiens également à remercier Anne-Christine Da Silva. Elle a été, pour moi, plus qu'un phare, indispensable à chaque thésard durant la navigation. De plus, j'ai été capable d'échanger avec elle à tout moment, tout en se montrant disponible, malgré ses nombreuses obligations académiques ! AC merci infiniment pour tout ce que tu as fait pour moi et de m'avoir encadré orienté pendant ces années.

J'adresse mes remerciements à :

Madame Emmanuelle Javaux pour avoir accepté de présider le jury de ma thèse. Merci à votre collaboration, tout au début de ma thèse, pour les investigations palynologiques de mes roches.

Je tiens à remercier chaleureusement Sebastian Lüning d'être là parmi nous. Je ne peux oublier ton hospitalité durant mes multiples visites à discuter du Silurien. Il m'a aidé tout au long de mes travaux de recherche tant sur le terrain qu'au laboratoire. "Wir werden sicherlich in die Algerische Sahara zurückkehren" ASAP.

Un grand merci à Tonguç Uysal qui m'a accueillie au sein du CSIRO Energy - Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation. Rien ne pourrait exprimer ma reconnaissance envers Tonguç. Il m'a donné la chance de combiner en toute autonomie mes travaux de recherche sur les bassins sédimentaires et les marqueurs de leur histoire thermique. "Çok teşekkürler!" de m'avoir initié à la compréhension d'un nouveau et vaste domaine : La Géochronologie K-Ar des minéraux argileux.

Jean-Yves Reynaud, n'a pas pu venir à ma soutenance de Master à Orsay, puisque au même moment il a été en réunion de thèse à Jussieu. C'est un grand honneur pour moi que JYR soit enfin parmi nous. Ah oui, cette fois-ci choppé pour ma dissertation publique !

À Rudy Swennen je dis chaleureusement merci. Merci d'être venu et d'être parmi nous. "Heel hartelijk bedankt" pour nos nombreux échanges et précieux conseils prodigués lors de nos rencontres en congrès en Belgique ou à l'international.

Pierre Cornet. Votre bureau et les rapports de Shell, Total, Petrofina, Elf Aquitaine, etc... m'ont inspirés durant toutes mes années de recherche. Encore merci.

Ma reconnaissance profonde va à Erick Ramanaïdou. Tu as fait tout pour m'accueillir dans de bonnes conditions au CSIRO Perth. Grâce à toi, ma conception du bout du monde a changé et donc s'est avantageusement universalisée.

Comme disait Stendhal : « *J'ai eu le bonheur de faire de la passion de ma vie, mon métier* ». J'ai eu la chance de côtoyer certaines personnes, qui m'ont volontairement légué leurs devises et savoir-faire scientifique (Hélas ! Elles sont en majorité retraitées) : Je pense à Cheikh El Hocine Hamdad, Rachid Aït-Ouali, Fadhila Hamoudi, Anselmo Trocchia, Cherif Hellal, Abdenour Khodjaoui, Maurice Pagel, Thierry Lorin, Guy Philippe, Alain Meunier, Abderrazak El Albani, Djamel Bekkouche, Hussein Abdallah, Jonathan Craig et Ameed Ghori.

Cher Hadj Hadjou Dda Moh-Mokrane, tout l'honneur te revient. Non seulement tu m'as aidé à pénétrer dans le secteur pétrolier, mais aussi tu m'as transmis tes encouragements et tes valeurs morales prodiguées depuis mon adolescence. Que Dieu te protège, car à chaque rencontre, j'apprends toujours de nouvelles choses de toi.

Je tiens à exprimer mes remerciements à l'ensemble du personnel de notre Département de Géologie, notamment à : Jacqueline Vander Auwera, Jean-Paul Cullus, Nicolas Delmelle, Bernard Charlier, Olivier Bolle, Olivier Namur, Jean-Clair Duchesne, Philippe Steemans, Frédéric Hatert, Maurice Streel, Valentin Fischer, Marcella Giraldo, Philippe Cerfontaine Mariella Guadagnano, Joëlle Schmetz. Les anciens doctorants, avec nos pauses café et pauses cigarette, je pense particulièrement à : Damien Pas et Merhdad Sardar Abadi. Je remercie Mouna Rachdi, Sylvain Deschamps, Salvatrice Montalbano, Jonathan Michel, Sebastien Wouters, Jemaa, Sophia, Léonidas, Blaise, Meriem, Imen, Paul et Tonin.

À toutes les personnes du CSIRO, Curtin et UWA qui ont contribué de près ou de loin à mes travaux de recherche, je dis : "I will never forget your support, I will always think of you", notamment à : Julien Bourdet, Béline Godel, Andrew Todd, Michael Verrall, Claudio Delle-Piane, Joel Sarout, Ausama Giwelli, Mohammed Bennamoun, Martin Wells, Jérémie Dautriat, Annette George, Ali Karrech, Laurent Langhi, Lionel Fonteneau, Emanuelle Frery, Stéphanie Vialle, Kliti Grice, Sherry Xi Liu, Mehdi, Charles Heath et Walid Salama.

Merci à toi Hafida Hadj-Amar, aux guides et chauffeurs Touaregs de l'Office du Parc National du Tassili. Sans vous, mes trois campagnes de terrain auraient été impossibles ou du moins auraient été une corvée. Sans votre concours, je n'aurais pas eu à présent le sentiment que j'ai vécu les meilleurs moments de ma vie dans le désert algérien.

Ton aide précieuse cher Bachir Lamouri, notamment pour la partie logistique de mes missions au Tassili n'Ajjer, que je ne pourrai oublier. Je ne trouve pas de mots pour te remercier sur tout "Rak 3aref...". Sans oublier tes collègues : Toufik Bouziane, Ghodbane Hatem et Mechaty Boukoffa de l'Université Med Kheider Biskra et de l'Université de Tamanrasset, Algérie.

Moh Djouder (La.C.), mon ami d'enfance, merci de m'avoir supporté en toutes circonstances que ce soit quand je suis en vacances en Algérie, ou en mode vibreur et busy à l'étranger. Merci à toi cher ami Lahcene Malouai et Valérie, à quand la prochaine baignade au lac de l'Orangerie à Strasbourg ou au Havre, j'espère que la prochaine ne sera pas en hiver ! Merci à toi aussi Rabah Ouzerrout 'Tviv', que Dieu protège ta petite et grande famille.

Une thèse c'est aussi des moments difficiles où souvent on a besoin d'ami(e)s pour oublier le stress, se changer les idées et, surtout, des personnes agréables avec lesquelles j'ai passé moult moments d'exception...

Je commence par les anciens, c'est-à-dire l'amitié depuis la France : Mouloud, Abdessamed 'Abdou', Samir et famille, Hacene, Salima, Kenza, Geoffray, Akram, Reem, Arslan, Francis, Madjid, Michel, Catalina, Wuhib, Yaregal et Karima. Et puis la Belgique : Brahim Belhadj (qu'il repose en paix. L'arrêt Physique-Sart Tilman où nos chemins se croisaient chaque soir m'est devenu insupportable à voir), Salam, Martina, Badria, Francesco, Amine, Zohir, Eric, Loubna et Youcef. Et ceux d'Australie : David et parents, Cathy, Josha, Jesslen, Subhra, Sanket, Mourad, Hocine, Houari, AbdelRahman, Hayfa et Norafiqah.

Mes très chères sœurs Fazia, Farida, Houria, neveux et nièces, Damia, beaux-frères, cousins, tantes et oncle pour votre présence et encouragements de façon continue.

“ Last but not least ”, je finirai par le remerciement le plus important à mes yeux, celui de mes parents, *Vava* et *Maman-Yemma-Fadma*. Ils m'ont, au cours de toutes ces années, facilité le travail par leur aide matérielle et propulsé avec leur affection sans faille. J'en profite pour dire aux membres de ma famille que je les aime, particulièrement mes très chers frères Farid et Ahmed.

Dans l'espoir de n'avoir oublié personne,
à toutes et à tous, mes sincères remerciements...

Résumé

Le potentiel économique de production du gaz et de pétrole non conventionnels au sein du Silurien des bassins de Berkine – Ghadamès et Illizi (BGI) a été récemment confirmé par des forages d'exploration au sud-est de l'Algérie. Les travaux de recherche menés durant cette thèse sur les marges sud de ces bassins de BGI, c'est-à-dire le plateau du Tassili n'Ajjer, visent à comprendre et à caractériser de manière détaillée les environnements et les séquences de dépôt de tout le Silurien, mais également de procéder à la reconstitution de l'histoire diagénétique et thermique de la région.

Au sein du plateau du Tassili n'Ajjer, la succession silurienne est composée de trois Formations, à savoir de bas en haut: la Formation de l'*Oued Imihrou*, surmontée par la Formation de l'*Atafaitafa* et au final par la Formation de l'*Oued Tifernine*. Les quelques 400 m d'épaisseur de cette succession, qui s'étend latéralement sur des kilomètres, s'organisent en évolution strato- et grano-croissante dominante (shallowing-upward), avec une variabilité exceptionnelle des environnements de dépôts, comme en témoignent les nombreuses caractéristiques sédimentologiques et ichnologiques associées. La richesse des données d'affleurements dans la succession du Silurien nous a permis de distinguer treize faciès distincts (faciès A-M), depuis des faciès très proximaux jusqu'à des faciès profonds. L'analyse séquentielle de la succession silurienne, elle a été réalisée en tenant compte de l'ensemble des caractéristiques de chaque faciès et ichnofaciès déjà identifiés, tout en intégrant la susceptibilité magnétique, la spectrométrie gamma-ray, et les résultats géochimiques. En utilisant cette approche pluridisciplinaire, six séquences de 3^{ème} ordre ont été identifiées (par ordre ascendant, Si-1 à Si-6). La plupart des niveaux, si ce n'est tous, avec des valeurs anormalement élevées en susceptibilité magnétique et gamma-ray correspondent aux surfaces remarquables des séquences de dépôts, i.e. les surfaces d'inondation maximale, qui soulignent les fluctuations globales du niveau marin au sein de la période silurienne.

D'autres conclusions significatives ont pu être atteintes grâce à l'étude combinée de l'évolution diagénétique et de la maturité thermique de la succession silurienne. Nos résultats et interprétations, tant sur la maturation de la matière organique dérivée de graptolite que sur l'évolution diagénétique des minéraux argileux, révèlent une relation importante entre la maturation du kérogène avec une cristallisation épisodique d'illite et l'évolution structurale au SE Algérie. En effet, les linéaments N-S et les zones de cisaillement réactivés à plusieurs reprises au cours de multiples orogènes et riftings au Phanérozoïque constituaient de bonnes voies de migration de fluides évolués chauds riches en potassium. Ces voies de migration, notamment dans la partie la plus occidentale du plateau du Tassili n'Ajjer, ont favorisé une anomalie thermique 'pic de chaleur' telle que révélée par un stade de maturation de la matière organique plus élevé et la précipitation subséquente de minéraux argileux authigéniques.

Au final, du point de vue des futures explorations du gaz et du pétrole non conventionnels au sein du Silurien dans le Sahara oriental, il est important de souligner que les zones d'intérêt 'Plays' pourraient très probablement être celles qui bordent les linéaments précambriens majeurs, i.e. l'axe Amguid-El Biod-Messaoud, où la maturation thermique et les fluides hydrothermaux sont élevés et fréquemment signalés. En d'autres termes, ces zones prometteuses offrent sans aucun doute le potentiel le plus élevé avec davantage de découvertes de ressources naturelles en Algérie.

Mots clés: Plateau du Tassili n'Ajjer, Silurien, black shales, structures sédimentaires, traces fossiles, graptolite, diagenèse, illite, histoire thermique.

Abstract

The economic potential for unconventional shale oil and gas production in the Silurian of the Berkine – Ghadames and Illizi basins (BGI) was recently confirmed through exploration drilling in south-eastern Algeria. The research of this thesis focusses on the southern margin of the prolific BGI basins, i.e. the Tassili n’Ajjer plateau, and aims to understand and characterize in great detail the depositional environments and sequences of the entire Silurian deposits, as well as to reconstruct the diagenetic and thermal history of the region.

Over the Tassili n’Ajjer plateau, Silurian succession is composed of three Formations, namely from bottom to top: the *Oued Imihrou* Formation, overlain by the *Atafaitafa* and the *Oued Tifernine* Fm. The 400 m-thick clastic strata of this succession, laterally traceable over kilometers, are showing progressively a general trend of thickening- and coarsening-upward (shallowing-upward) with exceptional variability of depositional environments, as evidenced by their numerous associated sedimentological and ichnological features. Indeed, the wealth of outcrop data within the Silurian succession enables us to distinguish thirteen facies (facies A-M), ranging from shallow-to marginal-marine facies. Furthermore, the sequential analysis of this succession was carried out following the identified characteristics of each facies and ichnofacies, as well as the integration of magnetic susceptibility, gamma-ray spectrometry, and geochemical results. Using this multidisciplinary approach, six 3rd-order sequences have been identified (in ascending order, Si-1 to Si-6). Most, if not all, of the levels with abnormally high values of magnetic susceptibility and gamma-ray, correspond to key surfaces of the aforementioned depositional sequences, i.e. the maximum flooding surfaces, therefore, highlighting the global sea-level rises within the Silurian Period.

Investigation of the diagenesis- and thermal maturity-evolution of the Silurian unconventional hydrocarbon deposits during the present study led to significant conclusions. Our results and interpretations, both on graptolite-derived organic matter maturity and evolution of clay minerals, reveal an important relationship between kerogen maturation with episodic illite crystallization and the structural evolution in SE Algeria. Indeed, the repeatedly reactivated N-S lineaments and mega-shear zones, during the Phanerozoic orogeneses and rifting phases, constituted migration pathways for hot potassium-rich fluids. These migration pathways, notably at the westernmost part of the Tassili n’Ajjer plateau, induced thermal anomaly or brief ‘heat spike’ as revealed by higher organic maturation level and subsequent precipitation of authigenic clay minerals.

Lastly, from the standpoint of Silurian oil and shale gas future exploration in the eastern Sahara, it is important to highlight that the promising areas ‘Plays’ offering the highest potential for future unconventional hydrocarbon resource exploration could be most likely those bordering major Precambrian lineaments, i.e. Amguid-El Biod-Messaoud axis, coupled with subsequent igneous activity, where unrestricted hydrothermal fluids are frequently reported, as well as the maturation, being much more advanced.

Keywords: Tassili n’Ajjer plateau, Silurian, black shales, sedimentary structures, trace fossils, graptolite, diagenesis, illite, thermal history.

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|--|------------|
| REMERCIEMENTS | <i>i</i> |
| RÉSUMÉ | <i>v</i> |
| ABSTRACT..... | <i>vi</i> |
| TABLE DES MATIÈRES | <i>vii</i> |
| INTRODUCTION..... | 1 |
| INTRODUCTION (English version)..... | 3 |
| CHAPITRE I. CONTEXTE DE L'ÉTUDE..... | 7 |
| 1. La zone d'étude dans le cadre géographique et géologique régional..... | 7 |
| 1.1. Introduction | 7 |
| 1.2. Plateau du Tassili n'Ajjer | 7 |
| 1.3. Intervalle stratigraphique étudié | 10 |
| 2. Évolution géodynamique de la plate-forme saharienne..... | 12 |
| 2.1. La phase Pan-africaine | 12 |
| 2.2. Le Paléozoïque pré-Hercynien | 16 |
| 2.3. Les phénomènes volcaniques | 18 |
| 2.4. Les mouvements hercyniens du Carbonifère..... | 21 |
| 2.5. Les discontinuités majeures du Paléozoïque Inférieur | 24 |
| 2.6. Les discordances du Paléozoïque Supérieur jusqu'au Cénozoïque | 26 |
| 2.7. Les événements mésozoïques et cénozoïques | 26 |
| 3. Paléogéographie de la plate-forme nord-gondwanienne au Paléozoïque Inférieur | 28 |
| 3.1. Le Cambro-Ordovicien | 28 |
| 3.2. La glaciation fini-Ordovicien | 30 |
| 3.3. Le Silurien inférieur | 32 |
| 3.4. Du Silurien moyen au Silurien supérieur | 33 |
| 3.5. Le Dévonien | 34 |
| 4. Lithostratigraphie des séries Protérozoïque et Paléozoïque Inférieur | 37 |
| 4.1. Substratum Précambrien | 37 |
| 4.2. Cambrien | 37 |
| 4.3. Ordovicien..... | 38 |
| 4.4. Silurien | 41 |
| 4.5. Dévonien | 45 |
| 5. Contexte pétrolier du Sahara oriental..... | 48 |
| 5.1. Bref historique de l'exploration pétrolière en Algérie..... | 48 |
| 5.2. Les bassins de Berkine-Ghadamès-Illizi | 49 |
| 5.3. Roches mères et couvertures | 49 |
| 5.4. Roches réservoirs | 50 |
| 5.5. Maturation, migration et piégeage..... | 52 |
| 6. Travaux antérieurs..... | 53 |
| 6.1. Introduction | 53 |
| 6.2. Biostratigraphie | 54 |
| 6.3. Corrélations | 55 |
| CHAPITRE II. MÉTHODOLOGIE | 58 |
| 1. Géologie de terrain..... | 58 |
| 2. Sédimentologie..... | 59 |
| 3. Ichnologie..... | 61 |

| | | |
|-----|---|----|
| 4. | Susceptibilité magnétique (SM) | 62 |
| 5. | Spectrométrie gamma-ray (GRS) | 63 |
| 6. | Microscopie optique | 64 |
| 7. | Spectrométrie de fluorescence des rayons X (XRF) | 65 |
| 8. | Diffraction des rayons X (DRX)..... | 66 |
| 9. | Microscopie électronique à balayage (MEB) | 68 |
| 10. | Pyrolyse Rock-Eval..... | 68 |
| 11. | Microspectroscopie Raman | 70 |
| 12. | Datation radiométrique par le potassium-argon (K–Ar)..... | 71 |

CHAPITRE III. INTERPRÉTATION SÉDIMENTOLOGIQUE, ICHNOLOGIQUE ET SÉQUENTIELLE DU SILURIEN DU TASSILI N’AJJER.....75

| | | |
|------|---|-----|
| 1. | Méthodologie | 75 |
| 2. | Étude faciologique..... | 76 |
| 2.1. | Préambule | 76 |
| 2.2. | Description et interprétation des faciès..... | 76 |
| 3. | Étude ichnologique..... | 90 |
| 3.1. | Préambule | 90 |
| 3.2. | Description et interprétation | 91 |
| 4. | Stratigraphie séquentielle..... | 99 |
| 4.1. | Définitions et rappels..... | 99 |
| 4.2. | Biostratigraphie du Tassili n’Ajjer | 100 |
| 4.3. | Stratigraphie séquentielle du Silurien dans le Tassili n’Ajjer..... | 109 |
| 5. | Synthèse | 117 |

CHAPITRE IV. SILURIAN DELTAIC PROGRADATION, TASSILI N’AJJER PLATEAU, SOUTH-EASTERN ALGERIA : Sedimentology, ichnology and sequence stratigraphy120

| | | |
|----------------|--|-----|
| Abstract | 120 | |
| 1. | Introduction..... | 121 |
| 2. | Geological setting | 125 |
| 3. | Material and methodology | 126 |
| 4. | Sedimentological and ichnological analyses..... | 128 |
| 4.1. | Glaciogenic facies association | 128 |
| 4.2. | Fluvial-river bars facies association | 129 |
| 4.3. | Coastal plain facies association | 132 |
| 4.4. | Distal middle shoreface to upper shoreface facies association | 135 |
| 4.5. | Lower shoreface facies association..... | 142 |
| 4.6. | Distal lower offshore-shelf to transition-upper offshore facies association..... | 145 |
| 5. | Discussion | 153 |
| 5.1. | Third-order sequence stratigraphy | 153 |
| 5.2. | Depositional Sequence 1 | 154 |
| 5.3. | Depositional Sequence 2 | 156 |
| 5.4. | Depositional Sequence 3 | 157 |
| 5.5. | Depositional Sequence 4 | 158 |
| 5.6. | Depositional Sequence 5 | 159 |
| 5.7. | Depositional Sequence 6 | 161 |
| 6. | Conclusions..... | 162 |

CHAPITRE V. ANALYSE PLURIDISCIPLINAIRE DE LA SUCCESSION SILURIENNE DU TASSILI N’AJJER : Étude couplée du magnétisme, géochimie et radioactivité naturelle des roches166

| | | |
|------|---|-----|
| 1. | Démarche | 166 |
| 2. | Susceptibilité magnétique et géochimie..... | 166 |
| 2.1. | Introduction | 166 |

| | | |
|-----------|---|------------|
| 2.2. | Les différents comportements magnétiques | 167 |
| 2.3. | Données de susceptibilité magnétique..... | 168 |
| 2.4. | Évolutions des microfaciès et le signal de la susceptibilité magnétique | 171 |
| 2.5. | Géochimie inorganique et nature des minéraux influençant la susceptibilité magnétique | 174 |
| 2.6. | Conséquences pour l'analyse séquentielle et les corrélations | 180 |
| 3. | Spectrométrie gamma-ray..... | 180 |
| 3.1. | Introduction | 180 |
| 3.2. | Acquisitions effectuées | 181 |
| 3.3. | Évolutions des microfaciès et du signal spectral de rayonnement gamma | 184 |
| 4. | Discussion | 190 |
| 4.1. | Une fenêtre sur les environnements anciens et les variations du niveau marin relatif | 190 |
| 4.2. | Conséquences pour la stratigraphie séquentielle et les corrélations | 192 |
| 5. | Proposition de modèles sédimentologiques pour le Silurien du Tassili n'Ajjer..... | 202 |

CHAPITRE VI. DIAGENESIS- AND THERMAL MATURITY-EVOLUTION OF THE SILURIAN UNCONVENTIONAL HYDROCARBON DEPOSITS (TASSILI N'AJJER PLATEAU, ALGERIA) : Clay mineralogy, graptolite reflectance, and K–Ar dating

| | |
|---|------------|
| Abstract | 206 |
| 1. Introduction..... | 207 |
| 2. Geological background | 208 |
| 2.1. Regional geology and geological events | 208 |
| 2.2. Study area and samples | 210 |
| 3. Analytical methods..... | 211 |
| 3.1. X-ray diffraction..... | 211 |
| 3.2. The illite crystallinity and intensity ratio..... | 211 |
| 3.3. Electron microscopy..... | 214 |
| 3.4. Organic petrography of graptolites..... | 214 |
| 3.5. Programmed pyrolysis..... | 218 |
| 3.6. K–Ar age dating | 218 |
| 4. Results | 220 |
| 4.1. Mineralogy | 220 |
| 4.2. Petrography of illitic clays | 224 |
| 4.3. The reflectance of graptolites and source rock maturity | 223 |
| 4.4. Illite K–Ar geochronology | 228 |
| 5. Discussion | 232 |
| 5.1. Diagenetic- and thermal maturity-evolution in the Silurian formations..... | 232 |
| 5.2. K–Ar timing and genesis of the illitic clays | 234 |
| 6. Summary and conclusions..... | 235 |

CHAPITRE VII. SILURIAN SUCCESSION FROM THE TASSILI N'AJJER PLATEAU (SE ALGERIA) : Diagenetic evolution and paleotemperature estimates on graptolites as determined by Raman spectroscopy

| | |
|--|------------|
| Abstract | 240 |
| 1. Introduction..... | 241 |
| 2. Geological setting and samples | 241 |
| 2.1. The Tassili n'Ajjer plateau | 241 |
| 2.2. Sampling | 244 |
| 3. Methods..... | 244 |
| 3.1. Optical and electron microscopies..... | 244 |
| 3.2. Raman spectroscopy of graptolite | 244 |
| 4. Results | 247 |
| 4.1. Petrography | 247 |
| 4.2. Raman geothermometry | 249 |
| 5. Discussion | 255 |

| | |
|--|------------|
| 5.1. Diagenetic evolution in the Silurian Oued Imihrou and Atafaïtafa Formations | 255 |
| 5.2. Thermal maturity evolution as determined using Raman spectroscopy | 257 |
| 6. Conclusions | 258 |
| CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES..... | 260 |
| GENERAL CONCLUSIONS & PERSPECTIVES | 266 |
| RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES | 270 |
| ANNEXES | 301 |
| LISTE DES ILLUSTRATIONS | 329 |
| LISTE DES TABLEAUX | 320 |

INTRODUCTION

La période silurienne ($443,8 \pm 1,5$ à $418,8 \pm 2,9$ Ma) a connu des changements paléogéographiques et paléoclimatiques majeurs. À l'Ordovicien terminal, la plate-forme nord-gondwanienne était située près du pôle sud, ce qui a favorisé la formation d'une calotte glaciaire (période glaciaire ou *icehouse*). En revanche, dès le début du Silurien un climat chaud et humide (effet de serre ou *greenhouse*) a prédominé entre autres suite à la remontée rapide du Gondwana vers le nord et à l'éloignement de la région du paléo-pôle sud. Cette nouvelle configuration a engendré la fonte/déglaciation de l'inlandsis, ce qui a provoqué une transgression marine majeure qui va se généraliser sur l'ensemble du Sahara. Par conséquent, cette augmentation de l'eustatisme (glacio-eustatique) coïncide avec le dépôt généralisé d'une épaisse série terrigène fine de *black shales* riche en matière organique et qui a généré de considérables quantités d'hydrocarbures au sein de l'ensemble des bassins sédimentaires de l'Afrique du Nord et de l'Arabie. Progressivement, dès le Silurien moyen à supérieur, une progradation d'un système deltaïque (*Akakus*) s'est installée sur de vastes étendues de la plate-forme saharienne en réponse à la baisse du niveau marin et aux mouvements épirogéniques.

L'unique endroit en Algérie où l'on peut étudier à l'affleurement et en continu la succession des dépôts sédimentaires du Silurien des bassins pétroliers du Sahara oriental, telle que la synclise de Berkine-Ghadamès-Illizi, est le plateau du Tassili n'Ajjer. **L'un des verrous scientifiques d'intérêt majeur pour pouvoir développer l'exploration des ressources d'hydrocarbures non conventionnelles implique de reconstituer l'évolution des paléoenvironnements et séquences de dépôts du Silurien, ainsi que les mécanismes contrôlant les néoformations et transformations de minéraux liés à la maturation de la matière organique.**

- **Buts et objectifs :**

Dans un premier temps, ce travail de recherche réalisé durant cette thèse de doctorat vise à reconstituer les paléoenvironnements de dépôts qui ont été archivés au sein de la succession du Silurien, ceci à travers les trois coupes de terrain étudiées au sein du Tassili n'Ajjer. Leurs descriptions et interprétations se sont basées à la fois sur une approche sédimentologique et ichnologique détaillée.

Ensuite, nous nous attacherons à comprendre l'enchaînement des dépôts dans un cadre d'analyse séquentielle et en relation avec les variations du niveau marin relatif pour les sédiments siluriens du Tassili n'Ajjer.

Une caractérisation complète des sédiments de la succession silurienne est essentielle pour guider efficacement l'exploration pétrolière de ces prochaines années. De plus, elle permettra de comprendre l'ensemble des mécanismes contrôlant les néoformations et transformations minéralogiques, ainsi qu'une reconstitution de l'histoire thermique de la région étudiée.

- **Plan de la thèse :**

Ce manuscrit est organisé en sept chapitres selon le plan suivant :

Le chapitre I présente le contexte général dans lequel s'inscrit cette étude (aperçu général, évolution géodynamique, paléogéographie et lithostratigraphie du Paléozoïque Inférieur). Ensuite, nous avons conclu le chapitre en présentant le contexte pétrolier et les principales études menées au Sahara oriental.

Le chapitre II résume les différentes techniques et méthodes d'analyse utilisées dans ce présent travail de recherche.

Le chapitre III est consacré à la description et l'interprétation des paléoenvironnements de dépôts des séries identifiées dans la succession silico-clastique du Silurien aux affleurements du Tassili n'Ajjer.

Le chapitre IV est articulé autour d'un article (Djouder et al., 2018) exposant les caractéristiques sédimentologiques et ichnologiques de chaque faciès/microfaciès identifiées au Silurien, allant des zones les plus proximales aux plus distales, ainsi que les séquences de 3^{ème} ordre associées.

Le chapitre V présente les résultats de l'analyse pluridisciplinaire de la succession silurienne et qui ont permis de proposer des modèles sédimentologiques dans un cadre séquentiel à travers le plateau du Tassili n'Ajjer.

Le chapitre VI présente un projet d'article (Djouder et al., 2023) sur la minéralogie et la reconstitution de l'histoire thermique des formations siluriennes.

Le chapitre VII met en évidence les néoformations et transformations de minéraux qui se produisent au cours de l'histoire diagénétique. De plus, ce chapitre fournit une estimation précise des paléotempératures maximales qui ont affecté l'ensemble de la succession silurienne au cours des temps géologiques (Djouder et al., *in prep.*).

INTRODUCTION (English version)

The Silurian Period (443.8 ± 1.5 to 418.8 ± 2.9 Ma) acknowledged significant paleogeographic and paleoclimatic changes. At the Late Ordovician, the North Gondwana platform was located near the South Pole favoring the occurrence of an ice sheet (icehouse period). Then, during the Early Silurian, a warm and humid climate (greenhouse period) predominated following the rapid shift of Gondwana northwards and the drift of the region from the South Pole. This new configuration caused the melting/deglaciation of the ice sheet, and in turn, led to major large-scale marine transgression to take place over the entire Sahara. Consequently, this increase in eustatism (glacio-eustatic) coincided with the widespread deposition of thick graptolites-bearing black shales, which are the world-class source rocks of Paleozoic sourced hydrocarbons in North Africa and Arabia. Progressively, from Middle to Late Silurian, progradation of the *Akakus* deltaic system occurred across vast expanses of the Saharan platform in response to a generalized eustatic drop in sea-level and epirogenic movements.

The only place in Algeria where it is possible to study at outcrop and continuously the Silurian sedimentary succession of the eastern Saharan hydrocarbon-bearing basins, e.g. the Berkine-Ghadames-Illizi syncline, is the Tassili n'Ajjer plateau. Therefore, **reconstructing depositional environments and sequences of the entire Silurian deposits with their numerous associated sedimentary archives, as well as understanding mechanisms controlling the neoformations and mineral transformations, which have been accompanied by organic matter maturation, represent one of the scientific challenges of major interest, in order to develop the exploration of unconventional hydrocarbon resources.**

- **Aims and objectives :**

First, this study aims to reconstruct depositional environments of the Silurian succession through the three studied sections within the Tassili n'Ajjer plateau. Descriptions and interpretations of the paleoenvironments are based both on a detailed sedimentological and ichnological approach.

Understanding the stacking patterns through a sequence stratigraphy framework, as well as in relation to sea-level variations is extremely important in order to establish depositional models for Silurian sediments in the Tassili n'Ajjer.

A complete characterization of the Silurian succession sediments is essential as it would guide effectively hydrocarbon exploration over the next upcoming years. Moreover, allowing clearly to understand the entire mechanisms that are controlling the neoformations and mineralogical transformations, as well as to reconstruct the thermal history of the studied region.

- **Outline of the Thesis :**

This manuscript is organized in seven chapters according to the following plan :

Chapter I summarizes the context of the study (general overview, geodynamic evolution, paleogeography and lithostratigraphy of the Lower Paleozoic). Then, we concluded the chapter by presenting the petroleum context and the main conducted studies in eastern Sahara.

Chapter II outlines the different techniques and analytical methods used in this present research work.

Chapter III is dedicated to the detailed description and interpretation of the depositional environments of the identified series within the Silurian siliciclastic succession in the Tassili outcrops.

Chapter IV presents the sedimentological and ichnological characteristics of each facies/microfacies identified in the Silurian, ranging from the most proximal to distal zones, as well as the associated 3rd-order sequences (Djouder et al., 2018).

Chapter V presents the results of the multidisciplinary analysis allowing depositional models for the Silurian sediments to be established in a sequential framework across the Tassili n'Ajjer plateau.

Chapter VI is dedicated to mineralogy and thermal history reconstruction of the Silurian formations (Djouder et al., 2023).

Chapter VII highlights the neoformations and mineral transformations that have been occurred during the diagenetic history. Moreover, this chapter provides a precise estimation of the maximum paleotemperatures which affected the entire Silurian succession through geological times (Djouder et al., *in prep.*).

CHAPITRE I

CHAPITRE I. CONTEXTE DE L'ÉTUDE

1. La zone d'étude dans le cadre géographique et géologique régional

1.1. Introduction

En Algérie, deux unités géologiques et structurales majeures sont séparées par le grand Accident Sud-Atlasique (ASA) : le domaine atlasique au sens large (ou domaine alpin) dans la partie nord ; qui correspond à une chaîne intracontinentale complexe résultant essentiellement de la tectonique alpine, et la plate-forme saharienne dans la partie sud, relativement stable ; qui a été structurée en majeure partie au Paléozoïque (Fig. I.1A et B). L'objet de notre étude se situe à l'extrême sud de cette plate-forme saharienne, appelée le plateau du Tassili n'Ajjer ou communément connue sous le nom du Tassili n'Ajjer.

1.2. Plateau du Tassili n'Ajjer

Le secteur de notre étude qui s'étend sur plus de 9 000 km² (65 km x 140 km) est situé au SE de l'Algérie (Wilaya d'Illizi), à près de 1500 km des côtes méditerranéennes, sur les marges sud des bassins de Berkine-Ghadamès-Illizi (BGI). En effet, les sédiments paléozoïques (2000 à 3500 mètres d'épaisseur) remontent à l'affleurement, en périphérie nord du massif cristallin des monts du Hoggar, où ils forment actuellement le plateau du Tassili n'Ajjer. C'est d'ailleurs grâce à ces affleurements des Tassilis que furent définis les grands ensembles et discontinuités du Paléozoïque Inférieur par Dubois et al. (1969), Bennacef et al. (1971), Beuf et al. (1971), contribuant ainsi largement à notre connaissance du Paléozoïque Inférieur, à la fois en affleurement et en subsurface, et cela dans toute la plate-forme saharienne de l'Afrique du Nord.

Vaste plateau situé dans la partie orientale du Sahara, le plateau du Tassili n'Ajjer est de forme plus au moins rectangulaire et couvre près de 120 000 km² ; il culmine à plus de 1500 m d'altitude. Il s'étale jusqu'à la latitude de 25°35' et 26°35' N, et est limité approximativement par les méridiens 7°00' et 9°30' E à la frontière algéro-libyenne. La caractéristique du présent plateau est qu'il offre une succession sédimentaire très bien conservée, allant du Protérozoïque jusqu'au Carbonifère. Ceci avec des affleurements spectaculaires, sur des dizaines de kilomètres, en particulier dans les étroites gorges et dans les paléovallées glaciaires qui sont érodées et entaillées profondément par un incroyable réseau de canyons et oueds (Fig. I.2A et B ; Askri et al., 1995; Zazoun, 2008).

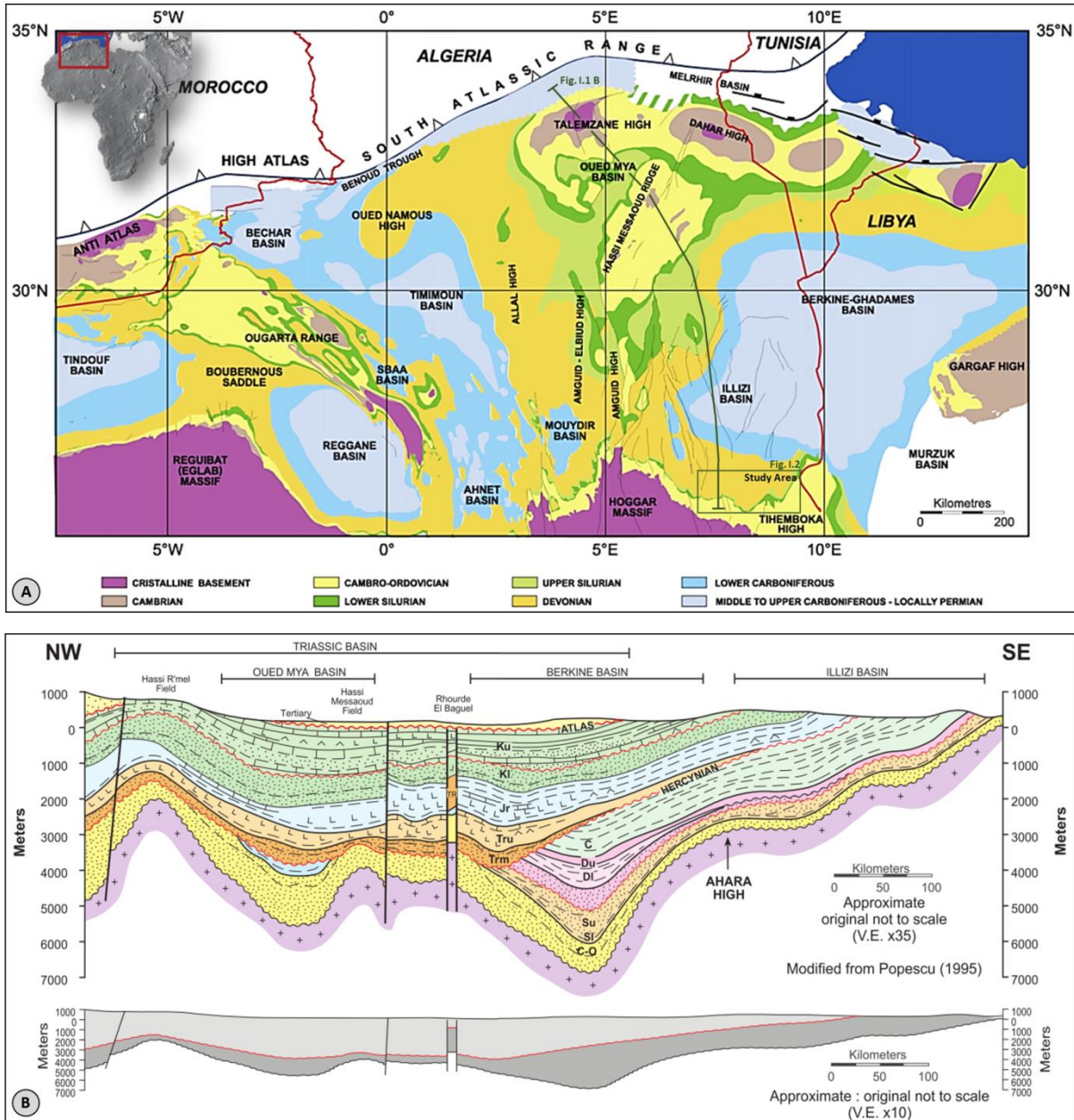


Figure. I.1: (A) Carte géologique de l'Algérie, écorché au toit du Paléozoïque dans la partie nord de la plateforme saharienne (Galeazzi et al., 2010), et localisation des principaux bassins sédimentaires (e.g., bassins de Berkine-Ghadamès-Illizi BGI) et les différents éléments tectoniques (principalement « Hercynien »). (B) Coupe schématique NW-SE simplifiée de la couverture sédimentaire au sein de la plate-forme Saharienne : localisation du tracé sur Fig. I. 1A, C-O Cambro-Ordovician, Sl Silurian Lower, Su Silurian Upper (d'après Galeazzi et al., 2010, modifiée).

Au milieu de ce qui est maintenant un désert, les principaux massifs montagneux constituèrent des lieux habités, au Néolithique. La plupart d'entre eux renferment des sites d'art rupestre préhistorique, et le Tassili est, à l'heure actuelle, le plus important et le plus riche de ceux-ci (Fig. I.3A et B). Pour ces valeurs universelles exceptionnelles, le Tassili est classé patrimoine Mondial de l'UNESCO depuis 1982 et est géré par l'Office du Parc National du Tassili (OPNT).

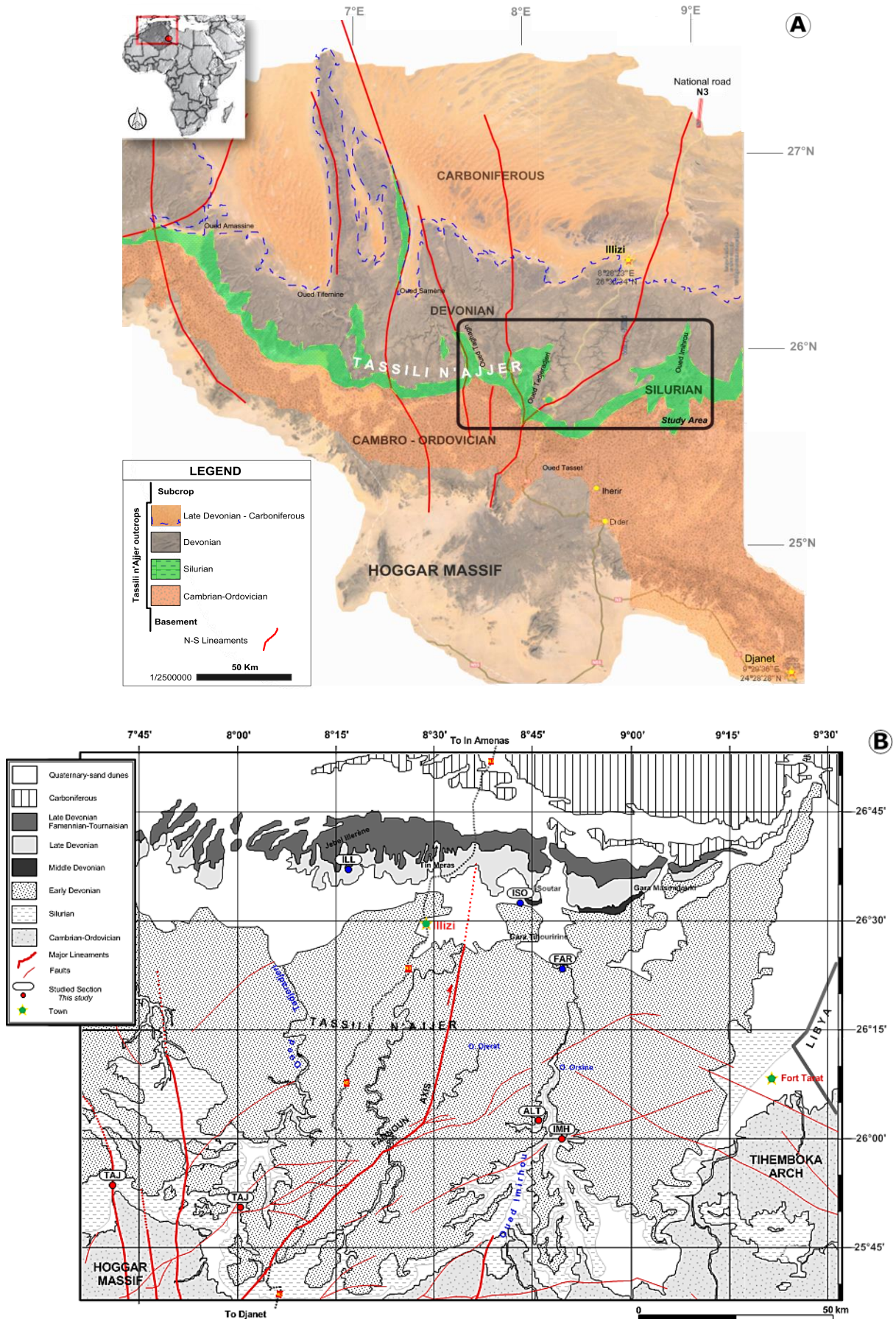


Figure. I.2: (A) Image satellite composite du SE algérien, montrant les affleurements du Paléozoïque Inférieur du Sahara et la localisation régionale des affleurements du plateau du Tassili n'Ajjer. (B) Carte géologique

synthétique des affleurements du plateau du Tassili n'Ajjer (modifié à partir de la carte géologique d'Illizi à l'échelle de 1/ 200 000 publiée par BeicipFranlab – IFP et Sonatrach, 1974-1975, accès limité).

Cet office a pour but de protéger les espèces rares (gazelle, dorcas, guépard du Sahara, fennec Fox, etc.) et de conserver au mieux les innombrables gravures et les peintures rupestres (plus de 15000) qui permettent d'y suivre, depuis 6000 av. J.-C. jusqu'aux premiers siècles de notre ère, les changements du climat, les migrations de la faune et l'évolution de la vie humaine aux confins du Sahara Algérien.

Au final, la géologie et l'art rupestre préhistorique s'harmonisent et ces roches ornées du Tassili n'Ajjer ne cessent de nous offrir bien d'autres sujets d'étonnement.

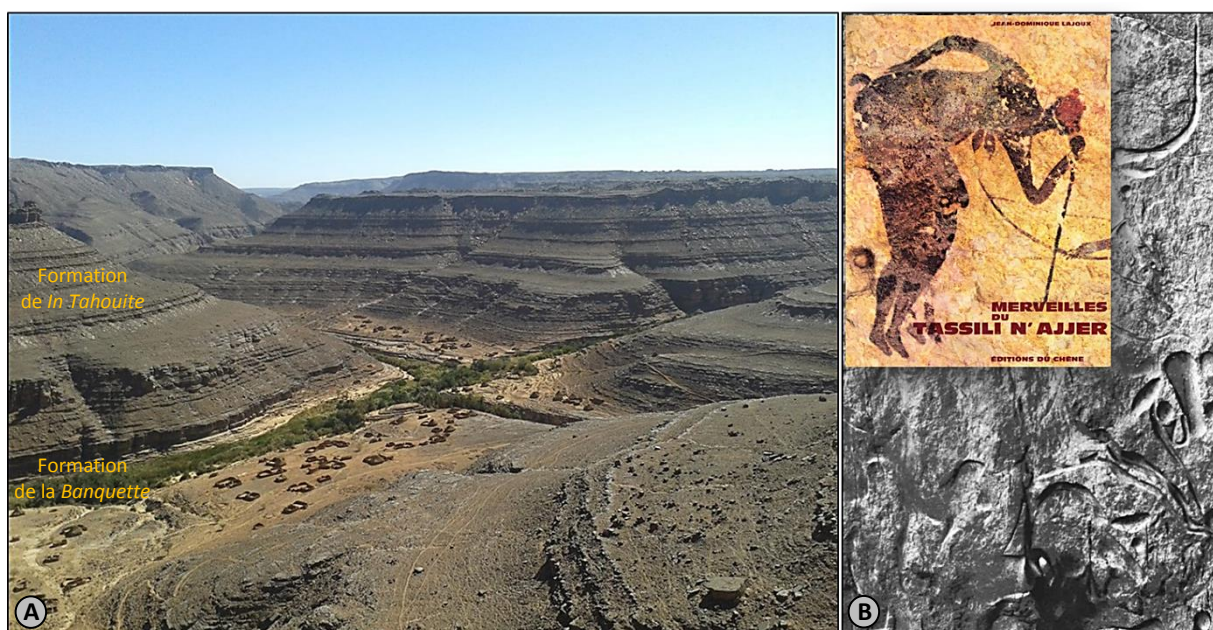


Figure. 1.3: (A) Image panoramique des gorges et des entailles profondes existantes au sein du plateau du Tassili n'Ajjer (vallée d'environ 200 m de profondeur). Ici c'est la région de *Idaren* (Wilaya de Illizi) pas loin du village d'*Iherir*, montrant à la base la Formation de la *Banquette* en falaise abrupte suivie par les alternances de la Formation de *In Tahouite* (Ordovicien moyen). (B) Les merveilles et trésors du Tassili n'Ajjer, renfermant des sites d'art rupestre préhistorique (*Néolithique*), avec les innombrables peintures et gravures rupestres (Lajoux, 1962).

1.3. Intervalle stratigraphique étudié

Comme le rappelle Freulon (1964) : C'est au Tassili n'Ajjer que le Silurien a été, pour la première fois, mis en évidence en Afrique. C'est en effet sur des échantillons recueillis par M. Foureau lors de sa grande mission transsaharienne...le 18 Décembre 1898, que Munier-Chalmas devait reconnaître la présence de graptolites déterminés ensuite, après la mort de ce dernier, par E. Haug comme des *Climacograptus* probablement gothlandiens. On a longtemps discuté sur la place qu'occupent, parmi les grès tassiliens, les argiles feuilletées contenant des empreintes de graptolites: fossiles remarquables par leur abondance, par leur excellent état de

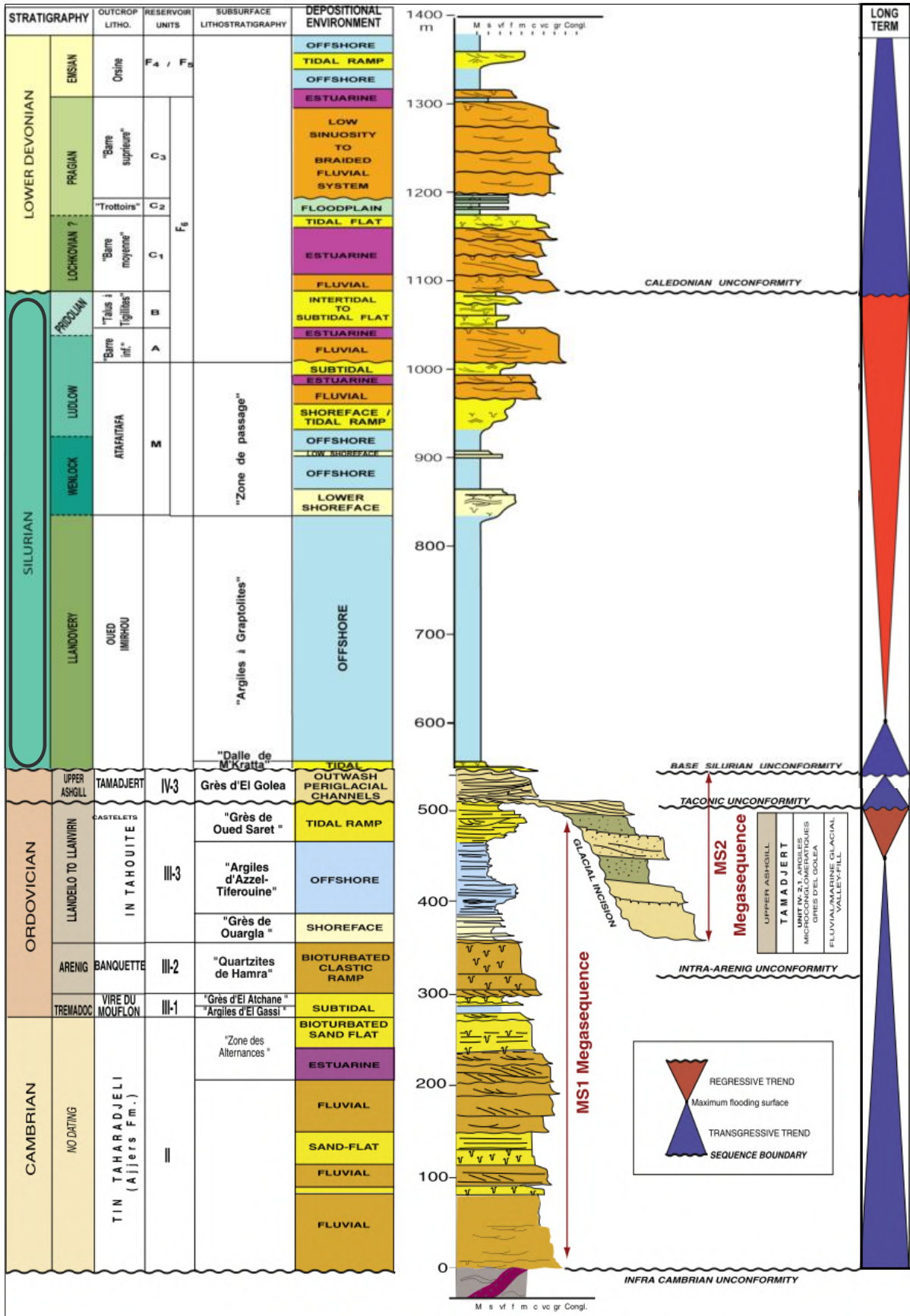


Figure. I.4: Coupe stratigraphique de la succession du Paléozoïque Inférieur dans le Tassili n'Ajjer et interprétation séquentielle (Eschard et al., 2005). La coupe est complètement levée le long de la route principale entre Djanet et Illizi (cf. Fig. I.2A). La lithostratigraphie des affleurements est d'après Beuf et al. (1971) et dans les bassins d'après Jardiné et Yapaudjian (1968).

conservation, et par leur signification stratigraphique.

L'intervalle stratigraphique étudié correspond à la dépression ou sillon Intra-tassilien (Silurien, SIL-1), dominé en grande partie par les argiles à graptolites d'*offshore* (Fig. I.4). Au sommet une falaise se dresse qui correspond aux Grès Supérieurs des Tassilis externes (Dévonien).

2. Évolution géodynamique de la plate-forme saharienne

L'histoire de l'Afrique au Paléozoïque se déroule toute entière dans le cadre du supercontinent du Gondwana. Celui-ci, on le sait, s'était constitué comme tel aux environs de 600 millions d'années (Ma), au cours d'une accréation crustale panafricaine (Black, 1984). Il ne se disloquera qu'au cours du Mésozoïque, 450 Ma plus tard (Fabre, 1988; Caby et al., 1989).

On doit, par conséquent, penser l'histoire de l'Afrique, durant cette période, comme déterminée à la fois par trois facteurs principaux: l'héritage panafricain, la destruction des chaînes formées et leur pénéplanation, puis le "souvenir" de ces chaînes (Fig. I.5).

Le développement structural du Précambrien au Phanérozoïque en Afrique du Nord peut être divisé en sept phases tectoniques majeures (ci-dessous). Ces sept phases se manifestent par la persistance d'anomalies profondes au niveau de la lithosphère, et ceci surtout pendant la première moitié du Paléozoïque (Fig. I.6 ; Takherist, 1990). Il y a eu autre part, un contrôle par les rejeux relativement récents de grands accidents et linéaments hérités (Black et Liégeois, 1993).

(1) L'orogénèse Pan-africaine (2), l'extension Infracambrien (3), l'extension et compression alternées du Cambrien au Carbonifère (4), le soulèvement intra-plaque 'Hercynien' au Carbonifère tardif (5), les phases de rifting du Trias supérieur-Jurassique inférieur et du Crétacé inférieur (6), les compressions du Crétacé moyen 'Autrichienne' et du Crétacé supérieur-Tertiaire 'Alpine' (7), les soulèvements et activité volcanique du Néogène au Quaternaire récent.

C'est des travaux et de la synthèse de Fabre-Jean (1988, 2005) que nous tirerons la majeure partie de ce qui suit.

2.1. La phase Pan-africaine

Les histoires géologiques et géodynamiques précambriennes du domaine saharien sont scellées par l'orogénèse Pan-africaine. Cette phase majeure de collision intracontinentale et de déformation, entre une marge passive à l'ouest et une marge active à l'est, va modifier en profondeur la lithosphère saharienne (Abdelsalam et al., 2002; Liégeois et al., 2005), et ainsi définir un cadre structural qui va déterminer en grande partie l'évolution phanérozoïque

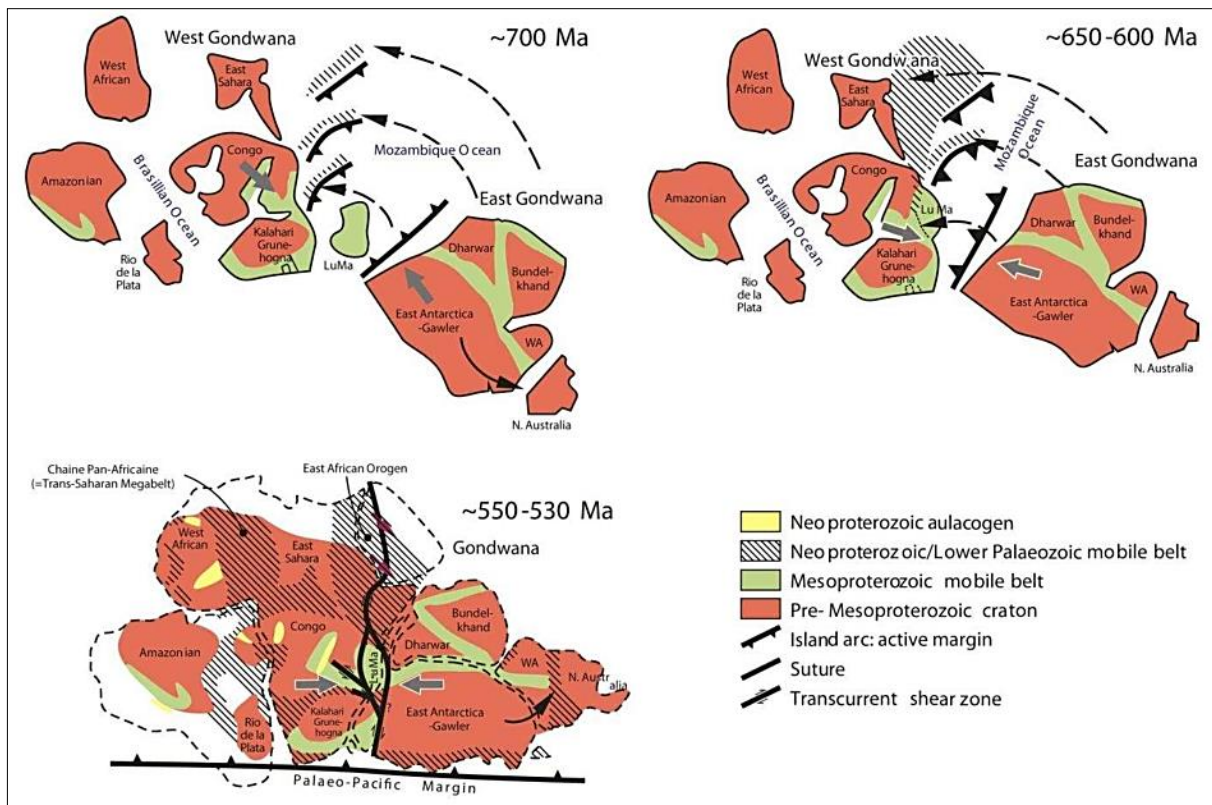


Figure. 1.5: Reconstitution paléogéographique illustrant l'évolution du Gondwana et chaînes édifiées au cours du cycle Pan-africain. Les parties occidentale et centrale de l'Afrique du Nord sont dominées par les cratons Archéen-Paléoprotérozoïques «Afrique de l'Ouest» et «Sahara oriental» (d'après Jacobs et Thomas, 2002 in Lüning et al., 2009).

de ces terrains mobiles et de leurs couvertures sédimentaires.

La phase ou orogénèse Pan-africaine (Pharusienne) est associée à un évènement géodynamique à l'échelle du Gondwana. Cette phase est responsable de la convergence de plusieurs cratons s'amalgamant pour former le supercontinent Gondwana entre 900 et 550 Ma (Caby et al., 1981; Scotese et Makerrow, 1990; Black et al., 1994; Schandelmeier et al., 1997). La chaîne Pan-africaine (ou Trans-Saharan Megabelt) est issue de la collision (coulissement sénestre) avec subduction entre le Craton Ouest-Africain rigide ou *West African Craton* (WAC) et le Craton Est-Africain plus plastique à la fin du Protérozoïque (Fig. 1.7A et B; Bertrand-Sarfati et al., 1977; Coward et Ries, 2003; Bumby et Guiraud, 2005).

Parmi les conséquences majeures de cette cratonisation néoprotérozoïque, elle provoque la structuration du massif du Hoggar et la mise en place de grands linéaments de socle orientés N-S, soulignés par d'importantes bandes mylonitiques. Cette phase de structuration est ainsi à l'origine d'un grand réseau de failles caractérisé par des accidents subméridiens sub-verticaux majeurs, dont les deux les plus importants et les plus connus sont les zones de cisaillement précambriennes (« mega-shear zone ») du 4°50'E et du 8°30'E (Latouche et Vidal, 1974; Bertrand et Caby, 1978; Liégeois et al., 2005).

| | | PLATEFORME SAHARIENNE | | |
|-------------|-------------|--|---|---|
| | | Sédimentation | Magmatisme | Déformations |
| CENOZOÏQUE | Néogène | Saupoudrage continental. | Volcanisme alcalin. synchroné dans les dômes (Hoggar, Aïr, Tibesti, Darfour, Aouenat) et en Lybie | Convergence Eurasie - Afrique. la première collision intervient en Arabie à l'Eocène Supérieur, et est marquée dans le Sahara. |
| | Paléogène | Retour de la mer. cycles transgression-régression, alternances entre marin et continental. Des voies marines s'établissent ponctuellement entre la Téthys et les bassins du Tchad, de part et d'autre du Hoggar. | Activité diffuse. - volcanisme suspecté dans l'Aïr, ring complexes dévonien | Ouverture Atlantique Sud. rifting au sud du Bouclier Touareg (bassins du Tchad, fossé de Gao). Serrement E-W à l'Aptien dans les bassins Sahariens (phase Autrichienne) qui serait lié à une accélération de cette ouverture. |
| MESOZOÏQUE | Crétacé | Continental Intercalaire. importants dépôts détritiques sur toute la plateforme, paroxysme au Crétacé Inférieur. | - suspicions d'activité au Crétacé dans le Hoggar et Timétrine | ??? |
| | Jurassique | Marin à côtier. limité aux bords N-E des bassins Sahariens qui subissent de l'extension, absent ailleurs. | - CAMP (200 Ma) dans le Craton Ouest Africain | Ouverture Atlantique Central. rifting au N-E des bassins Sahariens et dans les Atlas. |
| | Trias | | - volcanisme Permien dans le Timétrine : Hercynien ? | Orogénèse Hercynienne. importants rejeux des structures anciennes. discordance érosive sur toute la plateforme. |
| | Permien | X Sauf localement, lacune Hercynienne | | Extension Sudètes, discordance. |
| PALEOZOÏQUE | Carbonifère | | | Nombreux rejeux et légères discordances. acquisition d'une morphologie en arches et bassins. Héritage structural panafricain (structures N-S) clairement marqué. |
| | Dévonien | Marin à côtier. Apports venant du Sud. Recouvre toute la plateforme, plus mince dans les zones hautes (arches) et plus épais dans les zones subsidentes (bassins). | | |
| | Silurien | | | |
| | Ordovicien | | | |
| | Cambrien | | | |
| PRECAMBRIEN | Protérozo. | X Lacune liée à l'orogénèse Panafricaine | Cycle Panafricain. Magmatisme et métamorphisme orogénique | Panafricain accréation de terranes N-S dans la chaîne Trans-Saharienne, qui est l'interface entre le Craton Ouest Africain et le métacraton Saharien. |

Figure. I.6: Frise temporelle synthétique des évènements sédimentaires, magmatiques et tectoniques, à l'échelle de la plate-forme saharienne et à l'échelle du Tassili-Hoggar (Rougier, 2012). Le code couleur de l'échelle des temps géologiques suit la charge internationale CGMW. Dans les colonnes sédimentaires, le bleu désigne une sédimentation marine, le marron une sédimentation continentale.

Ces structures panafricaines, ayant des conséquences sur la cratonisation du Sahara central, sont interprétées comme des décrochements (NE-SW, NW-SE et conjugués) résultant d'une compression horizontale orientée E-W, et qui vont avoir une influence de premier ordre sur les évènements tectoniques du Paléozoïque et voir même jusqu'au Cénozoïque (Conrad, 1981; Boudjema, 1987).

La phase Pan-africaine tardive 'Infracambrien' se termine totalement autour de la limite Précambrien-Cambrien (525 Ma). Cette phase se caractérise par des mouvements d'extension, affichant la fin de la structuration du Bouclier Touareg (Hoggar) et la création de certains bassins 'pull-apart', notamment dans le NW du Hoggar, où d'ailleurs de grandes quantités de molasses panafricaines ont été accumulées (Caby et Monié, 2003). Parallèlement à ces mouvements et selon des estimations paléomagnétiques et des données paléontologiques, le Sahara est passé progressivement de latitudes équatoriales à des latitudes boréales polaires, c'est-à-dire vers de hautes paléolatitudes Sud comprises entre 75° et 60° S notamment à l'Ordovicien terminal (Brenchley et al., 1994; Semtner et al., 1997; Ghienne et al., 2003).

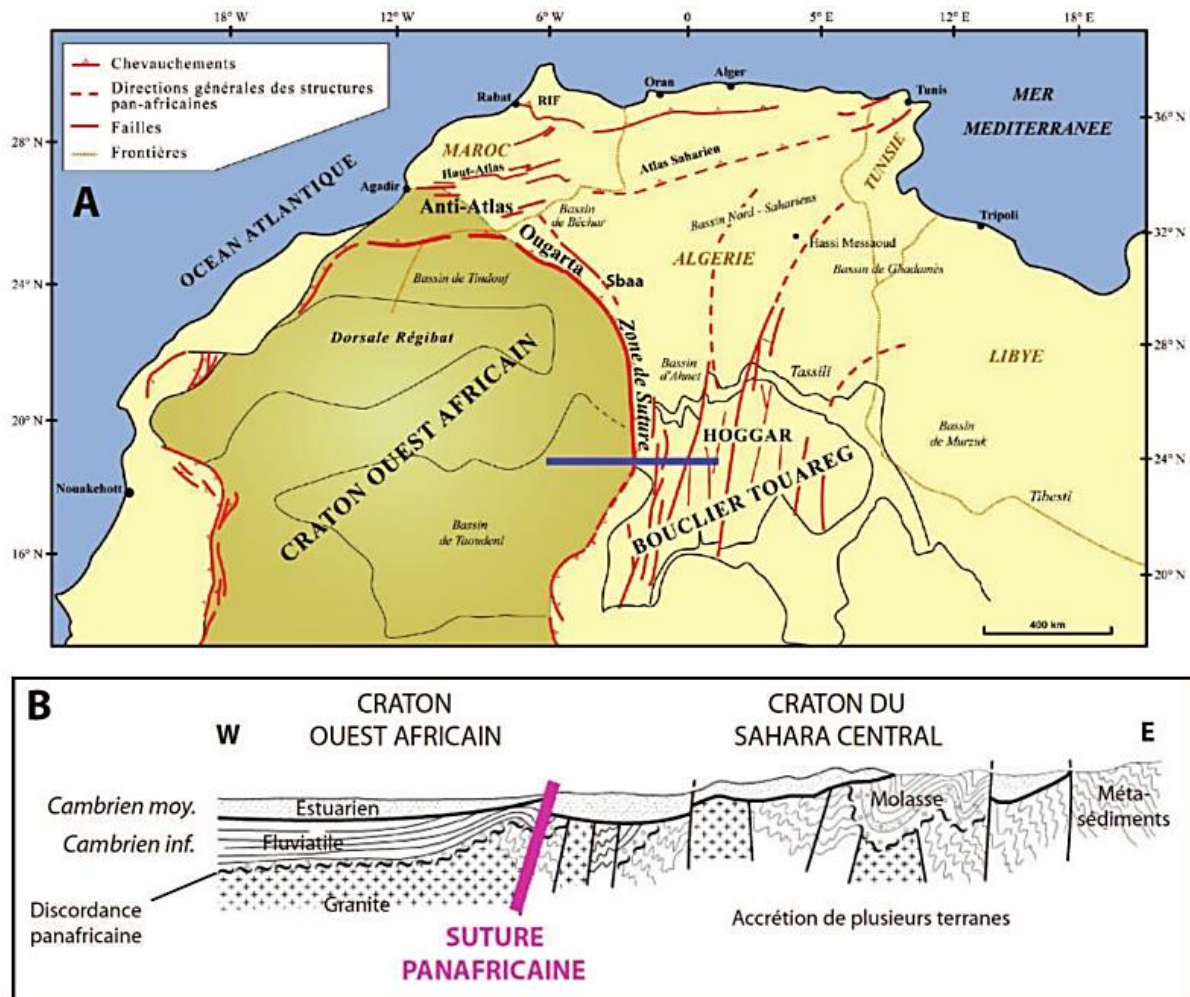


Figure. 1.7: (A) Carte structurale de l'Afrique du nord et localisation de la suture panafricaine (Coward et Ries, 2003), le trait bleu situe la coupe de la figure B. (B) Coupe schématique à travers la partie ouest du Hoggar montrant deux cratons séparés par la suture panafricaine (modifiée d'après Bumby et Guiraud, 2005).

2.2. Le Paléozoïque pré-Hercynien

Au cours du Paléozoïque Inférieur, l'Afrique du Nord faisait partie de la plate-forme nord-gondwanienne, dominée par une sédimentation majoritairement clastique, et répandue à l'échelle régionale. Cette plate-forme est aussi caractérisée par une évolution tectono-stratigraphique complexe et hétérogène, typiquement qui s'est opérée dans un contexte cratonique (Bennacef et al., 1971; Boote et al., 1998).

L'histoire géologique, géodynamique et sédimentaire de l'Afrique nord-gondwanienne, au cours du Paléozoïque pré-Hercynien, peut être résumée comme suit :

Au Cambrien inférieur, période de post-collision et de l'orogénèse Pan-africaine, l'ensemble de la chaîne panafricaine déjà édifiée rentre dans une longue période de pénéplation et de démolition. Il en résulte une pénéplaine façonnée et très plane, influencée par une légère pente vers le nord (Caby et al., 1989; Avigad et al., 2003). Cette paléosurface d'érosion, appelée la surface *infra-tassilienne*, est découverte par Kilian (1922) dans le nord du Bouclier Touareg, au pied des Tassilis internes. Elle va servir de plancher aux premiers sédiments et dépôts épicrotoniques de toute la plate-forme saharienne.

La sédimentation épicrotonique Paléozoïque de la première couverture de plate-forme, majoritairement silico-clastique d'origine marine et non marine, est contrôlée par des variations climato-eustatiques, ainsi que par de lentes épirogenèses au centre du continent (Fig. I.8). En effet, ces derniers mouvements sont liés à des déséquilibres lithosphériques le long des linéaments panafricains structuraux hérités du socle (Black, 1984; Fabre, 1988).

L'extension cambro-ordovicienne (525 à 444 Ma) dans le centre de l'Afrique du Nord a été associée à la désintégration du supercontinent pré-Paléozoïque de Rodinia (Rogers et al., 1995). Ceci a engendré le basculement général de la plate-forme passive nord-gondwanienne vers le NW ; ainsi que la création de plusieurs bassins marins intracratoniques caractérisés par une succession sédimentaire relativement complète et continue sur l'Ère Paléozoïque (Bennacef et al., 1971; Massa, 1988). En effet, c'est suite à cette phase de distension orientée NW-SE, avec un jeu normal des failles N-S qui forment des structures en demi-graben, que l'individualisation et la subsidence des bassins de toute la plate-forme saharienne s'est généralisée (Beuf et al., 1971; Boote et al., 1998).

Sur l'ensemble des bassins sédimentaires de la plate-forme saharienne, une géométrie préférentielle des dépôts a été mise en évidence, notamment par des directions de paléocourants orientés de manière générale du sud vers le nord ; ainsi qu'une légère convergence vers l'axe des bassins dès le Cambrien (Caby et al., 1989; Beuf et al., 1971; Bekkouche, 1992). D'après les mêmes auteurs, cette géométrie est d'une part causée par la

légère pente vers le nord de la surface *infra-tassilienne*, et d'autre part par le refroidissement post-extension de la lithosphère (fin Cambrien à Permien) au NW de la plate-forme saharienne, suite à l'ouverture océanique de la Paléo-Téthys (Scotese et al., 1979).

À l'Ordovicien supérieur, des mouvements compressifs orientés E-W réactivent les accidents sub-méridiens et génèrent des plis d'axe N-S à l'échelle régionale, reportés surtout à l'est algérien par Beuf et al. (1971) et Fabre (1976), et provoquent à la même période une inclinaison globale de la plate-forme vers le sud. L'âge de ces mouvements est Ashgillien et ils correspondent à la phase compressive tectonique (445 Ma) du cycle calédonien précoce. Parallèlement, un important changement paléogéographique et paléoclimatique serait à l'origine d'une glaciation polyphasée (« glacial ice cap ») vers 450 Ma. Plus tard et suite à la fonte glaciaire ordovicienne, un phénomène glacio-eustatique rapide (moins de 1 Ma) a dû affecter la majeure partie de l'Afrique, et entre autre le Sahara (Lüning et al., 2000; Sutcliffe et al., 2000; Marante, A., 2008).

Au Silurien, la zone nord-gondwanienne est subsidente et constitue un plateau continental (marge océanique) aux dimensions exceptionnelles lié au développement de l'océan proto-Téthys. Cette marge au pendage très faible (une pente S-N) était alors composée de sous-bassins intracratoniques peu profonds, permettant le dépôt de sédiments qui s'étalent sur de vastes étendues. La remontée du Gondwana vers le nord fut rapide, durant cette période silurienne, s'éloignant ainsi du paléo-pôle sud qui était situé en Afrique de l'ouest ou au nord du Sahara occidental d'après Scotese et al. (1999). Cette nouvelle paléogéographie et ce nouveau changement paléoclimatique entraînent la fonte rapide de la calotte glaciaire ordovicienne, suivie d'une transgression marine généralisée qui affecte la plus grande partie du Gondwana (Lüning et al., 2000, 2005).

Au Silurien supérieur-Dévonien Inférieur, un schéma analogue à celui du Cambro-Ordovicien, mais en plus amorti, s'installe suite au paroxysme de l'orogénèse calédonienne (la phase ardennaise ou tassilienne). Cette phase compressive orientée E-W provoque alors une réactivation des structures profondes du socle panafricain, et accentue les reliefs pré-existants (dont le Hoggar) et leur érosion (Boudjema, 1987; Fekirine et Abdallah, 1998). Parallèlement à ce régime d'épirogenèse qu'a subi la plate-forme saharienne, une baisse importante du niveau marin est enregistrée, ainsi que dans différents bassins du monde (Ross et Ross, 1988). Plusieurs discordances locales et un changement de faciès sédimentaires important se profile à la fin du Silurien, témoignant ainsi de changements majeurs liés principalement à l'épirogenèse et à l'eustatisme, suite à la fermeture de l'océan Iapetus (Lüning et al., 2000; Djouder et al., 2018). Ce n'est aussi qu'à partir des mouvements

calédoniens que les bassins de Berkine-Ghadamès au nord et d'Illizi au sud se sont individualisés ; ils sont séparés l'un de l'autre par le môle d'Ahara orienté E-W dont la position en zone haute a débuté avec les mouvements calédoniens vers la fin du Silurien et au début du Dévonien (Figs I.1A et I.9 ; Latrèche, 1982; Attar, 1987; Eschard et al., 2005, 2010).

Une phase distensive de régime NW-SE et d'âge Dévonien Inférieur (Lochkovien à Praguien) provoque le rejeu synsédimentaire de failles préexistantes, des variations de faciès et d'épaisseur, ainsi que la présence d'indices d'activité volcanique notamment au niveau du Hoggar (Beuf et al., 1971; Frizon de Lamotte et al., 2013). En plus des réductions d'épaisseurs (du N vers le S) occasionnées lors de cette phase, un basculement plus ou moins important des bassins de la plate-forme saharienne vers le nord-ouest s'est produit et s'est prolongé jusqu'au début du Carbonifère (Boudjema, 1987).

Une phase tectonique d'âge Frasnien a été mise en évidence d'une part, par l'absence des séries sédimentaires du Dévonien Moyen et Supérieur dans les bassins d'Illizi et le sud de Berkine (môle d'Ahara) où les argiles du Frasnien reposent directement sur les séries du Dévonien Inférieur (Eschard et al., 2010; Djouder, 2011). D'autre part, par l'existence d'une lacune micropaléontologique dans les dépôts de l'infra-Carbonifère correspondant à la zone palynologique à *Lepidophytus sp.* (Attar et al., 1980).

2.3. Les phénomènes volcaniques

À travers l'histoire géologique et géodynamique du domaine saharien, les phénomènes volcaniques sont très significatifs et plus particulièrement au sein du Bouclier Touareg. En effet, le massif du Hoggar qui se trouve juste au Sud du Tassili n'Ajjer (secteur étudié) a connu d'importants épisodes volcaniques allant de sa structuration panafricaine jusqu'au Cénozoïque (Fig. I.6 ; Dautria et Lesquer, 1989; Aït-Hamou et Dautria, 1994). D'ailleurs la mise en place de ces corps magmatiques, conjointement avec la réactivation des grands linéaments pré-existants ont contrôlé à la fois la tectonique et l'histoire thermique de toute la région ; ainsi que celles des bassins sédimentaires périphériques (Takherist, 1990; Makhous et Galushkin, 2003).

La première activité volcanique au Paléozoïque est datée du Cambrien, suivie juste après, à l'Ordovicien inférieur, d'émissions volcaniques plus ou moins basiques sous forme de coulées spilitiques, intercalées dans les grès cambriens des forages de la région de Hassi-Messaoud et les champs de Merksène, Stah et Dimeta (Beicip-Sonatrach, 1975; Echikh, 1998). D'après Beuf et al. (1971) ce volcanisme basaltique est une conséquence directe de l'extension cambro-ordovicienne de la marge nord-gondwanienne et de la création de l'océan

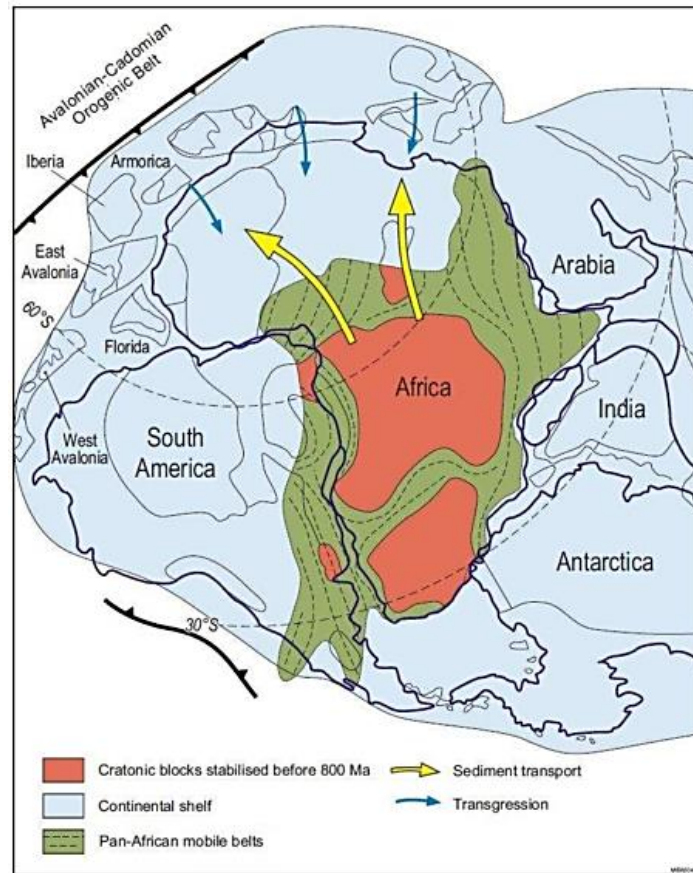


Figure. I.8: Paléogéographie du Gondwana au Paléozoïque Inférieur, montrant les sources majeures et directions des sédiments épicrotoniques de toute la plate-forme saharienne, ainsi que les transgressions marines venants du nord (Craig et al., 2008).

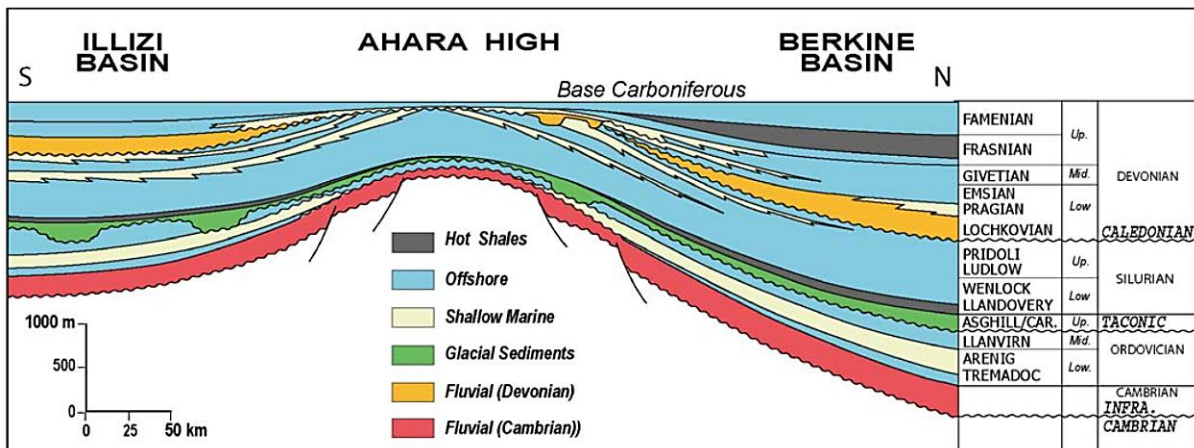


Figure. I.9: Coupe synthétique entre les bassins de Berkine-Ghadamès au nord et d'illizi au sud, séparés l'un de l'autre par le môle d'Ahara, montrant aussi l'architecture stratigraphique complexe de la série autour de la zone haute d'Ahara (Eschard et al., 2010).

proto-Téthys, avec une marge tantôt passive au Trémadocien et tantôt active à l'Ashgillien. Dans le sud d'In-Ezzan par exemple (au sud de Djanet et à l'est du Hoggar), Plauchut et Faure (1959) ont signalé que les argiles du Silurien inférieur reposent sur 30 m de cendres, brèches volcaniques, coulées basaltiques et grauwackes qui témoignent d'un volcanisme daté

silurien.

Un autre magmatisme se manifeste au passage Silurien terminal-Dévonien Inférieur. En effet, il a été signalé dans plusieurs endroits comme au sud et à l'est du Bouclier Touareg, en bordure de l'Adrar des Iforas et de l'Aïr (Demaiffe et al., 1991). Des intrusions d'âge incertain (Silurien ?) ont été identifiées à partir de diagraphies sur le flanc occidental du Bassin de Berkine (Brides, Toulal, Rhourde Nouss et nord de Gassi-Touil) aux voisinages des grands accidents qui jalonnent l'axe Amguid-El Biod-Messaoud. Ces sills recourent principalement le Silurien inférieur (argileux) avec une épaisseur qui est comprise entre 10 et 70 m (Djouder, 2011).

La phase distensive d'âge Lochkovien à Praguien se caractérise par des rejeux importants ainsi que la présence d'indices d'activité volcanique (Beuf et al., 1971). Ce volcanisme correspond le plus souvent à des coulées de laves basiques (qualifiées de « dolérites » ou de « basaltes ») dans la partie méridionale et orientale du Hoggar. Bekkouche (1992) considère aussi que les grès riches en feldspaths des alternances argilo-gréseuses supérieures (d'âge Emsien) du Bassin de Berkine ont une origine volcanique.

À la fin du Dévonien – Carbonifère, certaines des vieilles fractures panafricaines vont rejouer et contrôler dans une certaine mesure le magmatisme au Sahara. Cette activité magmatique est décelée par exemple en Libye (Massa, 1988) et dans le sud du Bouclier Touareg (Valsardieu, 1971).

Le début de l'Ère Mésozoïque est marqué par des intrusions de roches magmatiques d'origine profonde. Des centaines de volcans et corps magmatiques naissent notamment dans l'Ouest africain, du Maroc à la Dorsale de Guinée, et au-delà, jusqu'au Brésil et l'Afrique australe (Bertrand, 1991; Coltice et al., 2009). Cette province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) est la plus vaste province magmatique de notre planète, couvrant $\sim 10^7$ km² (Fig. I.10A et B). Sa mise en place autour de la limite Trias-Jurassique est liée à la fragmentation initiale de la Pangée suite à l'ouverture de l'Atlantique central (Chabou et al., 2007; Coltice et al., 2009).

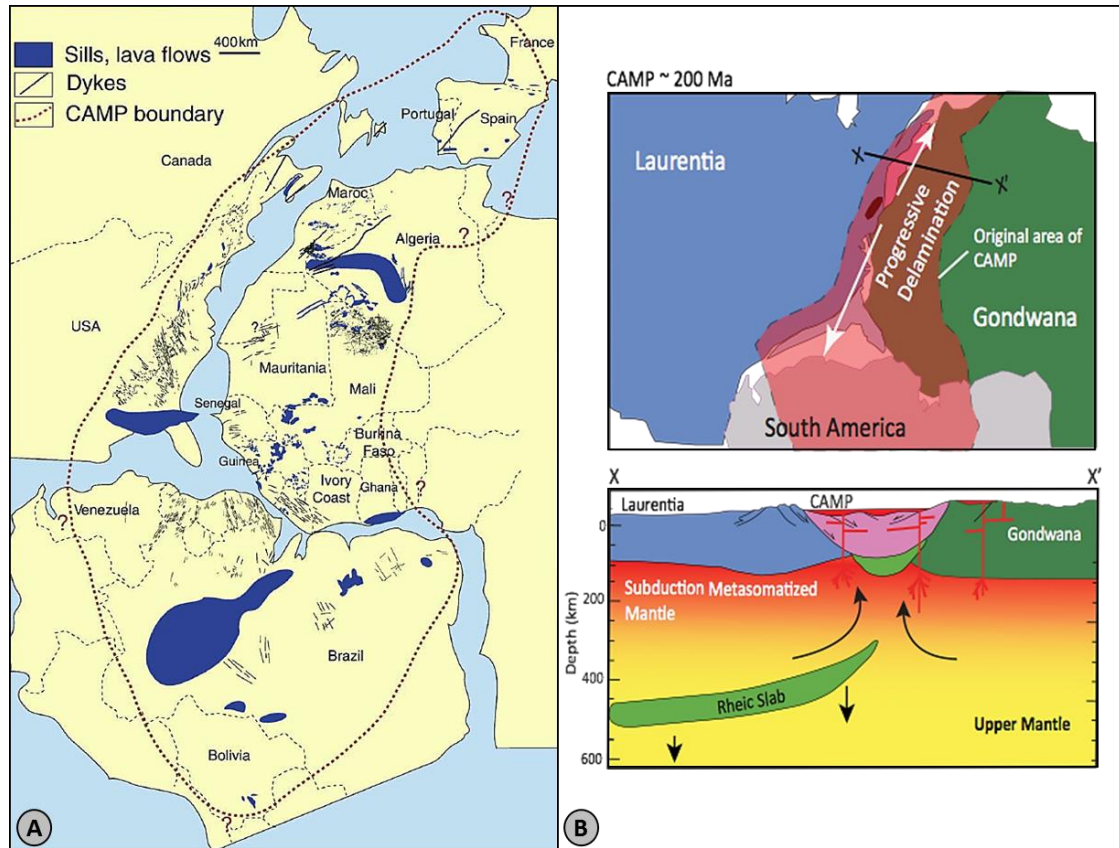


Figure. I.10: (A) Localisation de la province magmatique de l'Atlantique central CAMP (Coltice et al., 2009). (B) Coupe schématique simplifiée, montrant l'origine profonde des intrusions de roches magmatiques suite à l'ouverture de l'Atlantique central à la limite Trias-Jurassique (Chabou et al., 2007).

2.4. Les mouvements hercyniens du Carbonifère

Le Sahara central est un domaine clé pour comprendre de nombreux phénomènes eustatiques, climatiques et paléontologiques, qui ont eu lieu notamment à la fin du Paléozoïque et qui est une période charnière et cruciale. D'ailleurs, au Sahara on a signalé plus haut que les premières déformations attribuées à l'orogénèse hercynienne débutent à partir du Dévonien Supérieur et se poursuivent jusqu'au Permo-Carbonifère. Il en résulte au final la fermeture de l'océan Paléo-Téthys ainsi que la création du supercontinent Pangée, qui ne se disloquera que 85 Ma plus tard (Torsvik et al., 2002).

Au Carbonifère, le paroxysme de l'orogénèse hercynienne s'annonce avec le rapprochement puis la collision entre le continent Nord-américain (Euramerica ou Laurussia) et la plaque africaine (Gondwana) déjà édifiée au Pan-africain. Formant ainsi une chaîne Varisque longue de 1800 km et qui vient border l'Afrique au NW. L'écho des déformations de cette phase tectonique du cycle hercynien, qui est maximale au niveau de l'Ougarta à l'aplomb du bassin de Sbaa, est enregistré dans quelques secteurs de la plate-forme saharienne, malgré sa position intra-plaques et très éloignée de la chaîne Varisque (Fig. I.11;

Zazoun, 2001; Craig et al., 2008). En effet, elle se traduit par un raccourcissement orienté NE-SW et des discordances plus ou moins importantes dans les autres bassins sahariens (Boudjema, 1987; Boote et al., 1998).

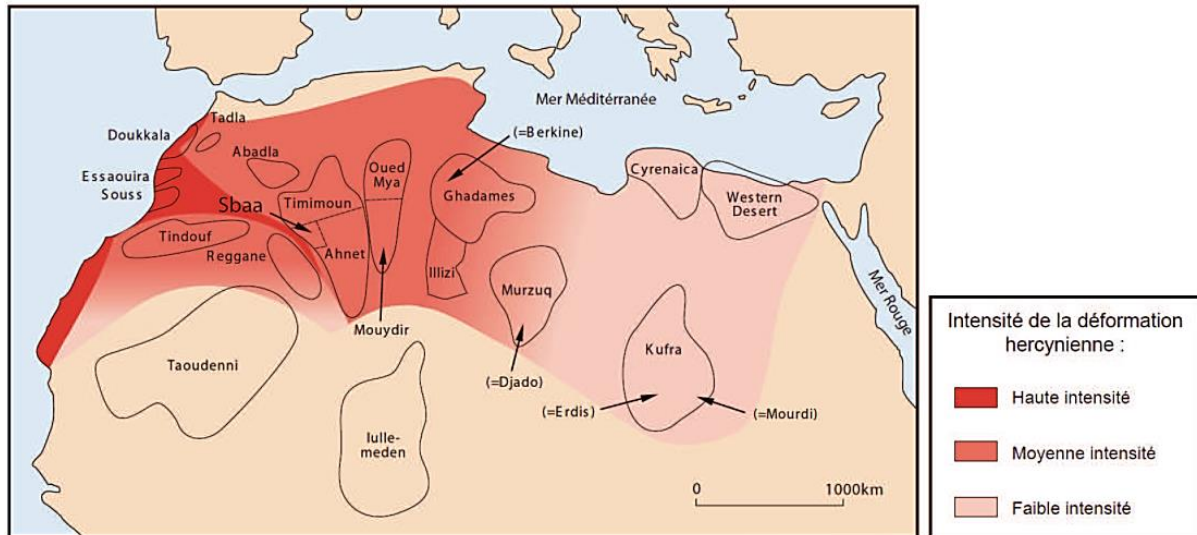


Figure. I.11: Intensité de la déformation hercynienne en Afrique du Nord durant la période fin Carbonifère à début Permien (modifiée d'après Craig et al., 2008). Au niveau des bassins de Berkine-Ghadamès-Illizi BGI, l'intensité de la déformation hercynienne est moyenne.

Les mouvements hercyniens ayant provoqué une intense structuration, la création et la réactivation de nombreux systèmes de failles, sont attribués à deux phases principales, une phase précoce d'âge Viséen et une phase hercynienne au sens strict d'âge Post-Namurien (Beicip-Sonatrach, 1975). Ces mouvements ont joué un rôle majeur dans la structuration des différents bassins de la plate-forme saharienne et particulièrement dans la mise en place des systèmes pétroliers.

La compression viséenne (N40) s'amorce surtout en Europe, en bordure occidentale du Craton Ouest Africain (WAC) et au Maghreb. Plus au sud, à la limite entre le WAC et la zone panafricaine, le sillon subsident de la Saoura (Ougarta) subit d'importants bombements et flexurations accompagnés de plis qui sont à associer soit aux grands décrochements, soit à l'interférence entre les directions de déformation NNW-SSE et NNE-SSW (Boudjema, 1987). Cela a sans doute favorisé l'apparition des dépôts détritiques venant du N ou du NW, avoisinant les 7000 m d'épaisseur, dans le nord du sillon et le Bassin de Béchar sans pour cela d'ailleurs que l'on ait de dépôts en eau profonde (Legrand, 1983a). Cependant, au niveau du Sahara oriental, la déformation est plus souple, elle est associée surtout au jeu vertical et parfois horizontal des grandes fractures du socle (Haddoum et al., 2001). Le rajeunissement de ces linéaments d'âge Précambrien a conduit à la différenciation d'un certain nombre de bassins plus ou moins indépendants, séparés par des zones hautes telles que l'axe d'Amguid-

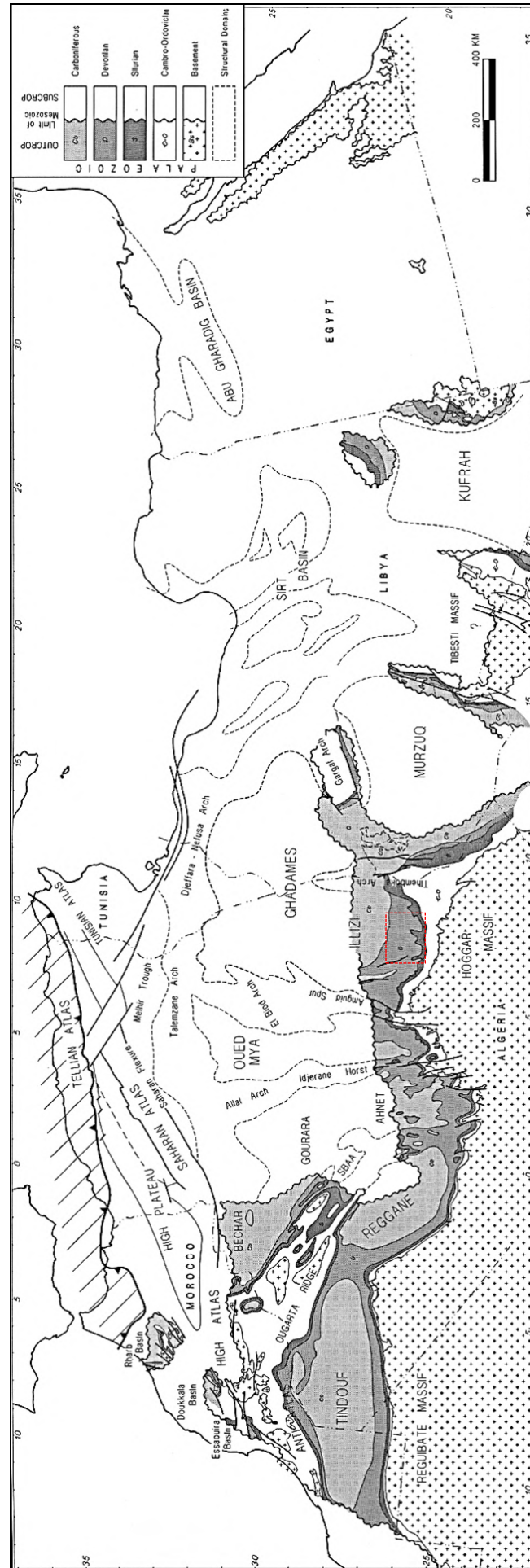


Figure. I.12: Cadre structural régional de l'Afrique du nord, mettant en évidence les principaux bassins sédimentaires paléozoïques de l'Afrique du nord et de l'Arabie. Ces affleurements du Paléozoïque au sein de la plate-forme saharienne sont montrés par diverses couleurs du gris sombre au gris clair (modifiés après Boote et al., 1998). Le rectangle rouge correspond à la région d'étude "plateau du Tassili n' Ajjer".

El Biod-Messaoud (Fekirine et Abdallah, 1998; Craig et al., 2008).

La compression majeure Post-Namurien (N120) avec des réorientations complexes en fonction des failles préexistantes, est liée à la phase hercynienne tardive du cycle orogénique hercynien (Fabre, 1988). A cette même période Permo-Carbonifère, les bassins sahariens se trouvent sous de basses latitudes (entre 20° et 6° de latitude S) et sous la double influence de la paléo-Téthys au nord, et du grand inlandsis austral au Sud. Et à partir du Namurien l'ensemble de ces bassins, notamment le Berkine-Ghadamès-Illizi, Oued Mya, Ahnet, Reggane, Tindouf, et Béchar, se sont individualisés, et chaque bassin a sa propre histoire paléogéographique (Fig. I.12).

2.5. Les discontinuités majeures du Paléozoïque Inférieur

L'image structurale actuelle du Sahara oriental est le résultat de la superposition de nombreuses phases tectoniques, compressives et distensives, l'ayant affecté depuis le Cambrien jusqu'au Quaternaire (Beuf et al., 1971; Beicip-Sonatrach, 1975; Attar, 1987; Boudjema, 1987). Ces différentes phases tectoniques et phénomènes associés, à l'échelle du Gondwana de l'ouest, se traduisent par des discordances ou discontinuités sédimentaires majeures, qui sont les suivantes :

- Discordance infra-cambrienne : correspond à une paléosurface d'érosion majeure (hiatus), appelée la surface *infra-tassilienne* par Kilian (1922), reconnue dans le nord du Bouclier Touareg au pied des Tassilis internes, mais aussi traçable sur l'ensemble du Sahara. Cette surface tronque et scelle l'ensemble des roches du Néoprotérozoïque 'Infracambrien', majoritairement cristallo-métamorphique de nature gneissique et volcanique, issues de l'orogénèse Pan-africaine. Elle-même va servir de plancher, diachrone certes à l'échelle régionale, aux premiers sédiments et dépôts épicrotoniques de toute la plate-forme saharienne (Beuf et al, 1971; Caby et al., 1989; Fabre, 2005).
- Discordance à l'Ordovicien inférieur : cette surface d'érosion intra-arénigienne est à la fois bien exprimée en affleurement (Plateau du Tassili n'Ajjer) mais aussi en subsurface (bassins de Berkine-Ghadamès-Illizi). Elle est la conséquence directe d'une chute du niveau marin, ainsi que de multiples mouvements épirogéniques de grande longueur d'onde causés par la phase arénigienne (Attar, 1980). Au Sahara oriental, elle est placée à la base des Quartzites de Hamra, et souvent soulignée par un intervalle ferrugineux vers l'Ougarta et l'Anti-Atlas marocain (Fekirine et Abdallah, 1998; Craig et al., 2008).

- Discordance taconique à l'Ordovicien supérieur : suite à la phase de compression taconique et la mise en place de la calotte glaciaire, plusieurs surfaces d'érosion glaciaire atteignant parfois le socle sont apparues et sont traçable sur l'ensemble de la plate-forme nord-gondwanienne. Ces surfaces délimitent la base de différentes vallées glaciaires orientées approximativement N-S qui s'emboîtent verticalement et latéralement, atteignant parfois entre 150 à 250 m d'épaisseur (Hirst et al., 2002; Le Heron et al., 2009; Deschamps et al., 2013). Cependant, la discontinuité majeure qui limite à la base l'ensemble des dépôts glaciaires et périglaciaires correspond à la discordance Taconique ou Ashgill (Hirnantien). Cette surface polygénétique résulte d'une régression significative à l'Hirnantien d'environ 70 m selon Paris et al. (1995), ceci suite à la formation de la calotte glaciaire (« glacial ice cap ») au Gondwana. Dans le Tassili n'Ajjer, où les témoins de cette glaciation sont évidents, la discordance Taconique se positionne à la base de la Formation de Tamadjert ou unité IV, équivalente à la Formation de Mamuniyat ou unité-1 en Libye et à la Formation Bani (Unité deuxième supérieure) au Sahara occidental (Destombes, 1968; Deynoux, 1985; Blanpied et al., 2000; Ghienne et al., 2007; Le Heron et al., 2009; Deschamps et al., 2013).
- Discordance de base du Silurien : le sommet de la Formation Tamadjert, très exactement à la fin de l'Ordovicien, est marqué par une surface de ravinement transgressive qui est créée par la houle (WRS « Wave Ravinement Surface ») et qui est souvent soulignée par une intense bioturbation verticale (Fekirine et Abdallah, 1998; Ghienne et al, 2003). Cette surface de très grande extension est reconnaissable de par le contraste lithologique qui existe entre le passage brusque des grès et quartzites à *Skolithos* d'âge Hirnantien (Oulebsir et Paris, 1993; Kichou-Braïk et al., 2006) vers une épaisse série d'argiles noires fissiles d'âge Llandovérien souvent riches en fossiles, tels que les graptolites (Legrand, 2003; Djouder et al., 2018).
- Discordance angulaire calédonienne : correspond à une discontinuité lithologique majeure qui s'est mise en place vers le passage Siluro-Dévonien. Elle est à la fois causée par le paroxysme de la phase calédonienne et par les multiples soulèvements locaux au Sahara algérien, mais aussi par une baisse importante du niveau marin qui est enregistrée dans différents bassins du monde (Vail et al., 1977; Ross et Ross, 1988; Carr, 2002).

2.6. Les discordances du Paléozoïque Supérieur jusqu'au Cénozoïque

D'autres discordances liées en grande partie à l'orogénèse hercynienne et à l'orogénèse alpine, à partir de la fin du Paléozoïque Inférieur jusqu'au Cénozoïque, ont été mises en évidence dans la succession sédimentaire du Sahara algérien. Elles se manifestent soit sur l'ensemble de la plate-forme saharienne, ou soit elles sont retrouvées localement dans certaines provinces et régions particulières. Parmi ces discordances nous pouvons citer : - la discordance frasnienne (sens-large), - la discordance carbonifère, - la discordance finviséenne, - et la discordance hercynienne (Attar, 1987; Boudjema, 1987; Fabre, 1988; Fabre, 2005).

2.7. Les événements mésozoïques et cénozoïques

L'histoire structurale mésozoïque et cénozoïque (post-hercynienne) de l'Afrique du Nord correspond en majorité à une évolution tectonique polyphasée. Elle peut être liée à trois phases de rifting successives qui correspondent au développement du domaine atlantique, sud et nord et à l'ouverture associée et la fermeture subséquente de l'océan téthysien (Klitzsch, 1971; Schandelmeier, 1988).

Au Mésozoïque, pendant le Trias et le Jurassique, l'évolution de l'Afrique du Nord était dominée par d'importantes phases de rifting, aboutissant ainsi à l'ouverture de l'Atlantique central et de la Téthys d'est en ouest (Dercourt et al., 1993). Cet événement marque l'apparition d'un régime tectonique extensif dans les grandes régions (Fig. I.10 ; CAMP), y compris le centre et l'est de l'Algérie (Craig et al., 2008). Autour de la transition Jurassique-Crétacé, certaines déformations tectoniques en Afrique du Nord, y compris dans la zone d'étude, ont été enregistrées. Ces déformations étaient en effet liées au rapprochement de la plaque africaine de la plaque européenne par rotation antihoraire vers le nord et donc aux précurseurs de la phase alpine (Stampfli et al., 2001; Guiraud et al., 2005).

Les premières impulsions de l'orogénèse alpine (post-rifting), c'est-à-dire liées aux compressions E-W du Barrémo-Aptien 'Autrichien' (pré-alpine), ont engendré le soulèvement du Bouclier Touareg ainsi que des plissements sédimentaires au sein des bassins de la plate-forme saharienne. En effet, cette phase tectonique précoce avait entraîné une inversion partielle des bassins sédimentaires au N du massif du Hoggar en surrection et l'érosion d'une épaisseur importante de la succession sédimentaire paléozoïque dans la région du Tassili n'Ajjer et le bassin d'Illizi (Liégeois et al., 2005).

Plus tard vers le Cénozoïque, pendant le Paléocène et l'Eocène, le paroxysme de l'orogénèse alpine est atteint, ceci en conséquence de la collision continentale entre les deux plaques (Afrique/Europe). En Afrique du Nord, cette convergence et déformation alpine provoque notamment au N de la faille sud-atlasique un raccourcissement puis une surrection du système atlasique d'environ 1,5 km par rapport à la plate-forme saharienne (Glover, 1999; Frizon de Lamotte et al., 2009). Plus au sud, dans la zone d'étude, ce sont les linéaments panafricains hérités du socle qui ont été fortement réactivés au cours de cette orogénèse alpine (Fig. I.13), entraînant la forte émergence des hauts structuraux de Hassi Touareg, môle de Tihemboka et l'axe d'Amguid-El Biod-Messaoud. D'autres structures de tendance plus mineures mais d'importance capitale ont aussi été causées simultanément à ce moment-là au sein des bassins de la plate-forme saharienne.

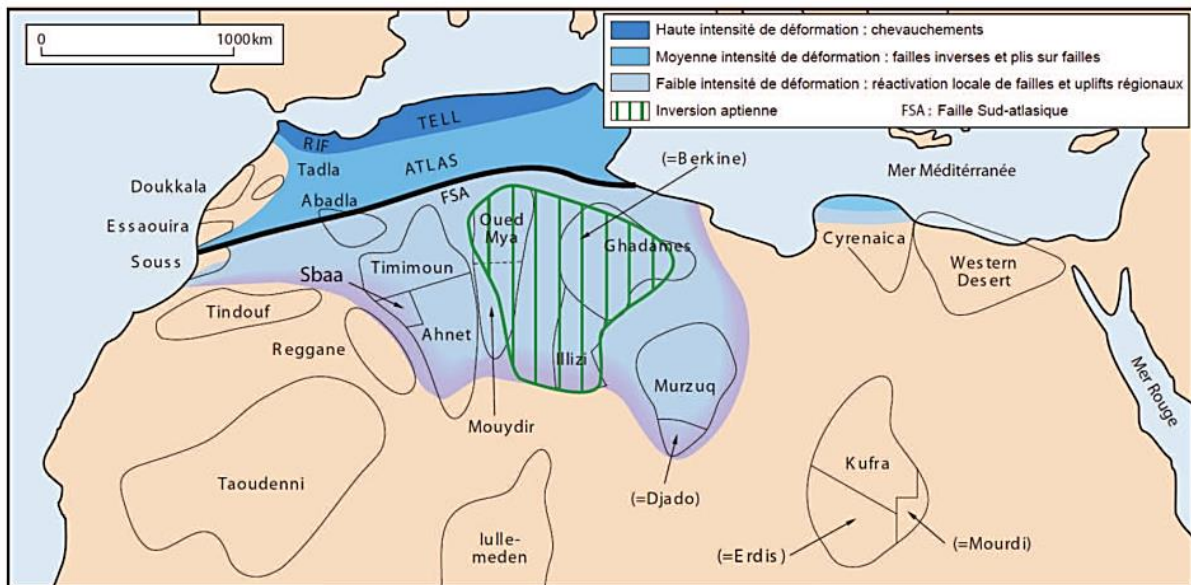


Figure. I.13: Intensité de la déformation alpine en Afrique du Nord (modifiée d'après Craig et al., 2008). La province est de l'Algérie subit l'inversion aptienne alors que la province ouest reste relativement stable.

Les soulèvements postérieurs et l'activité volcanique du Néogène au Quaternaire récent (23 Ma au présent) correspondent aux derniers événements enregistrés au SE algérien, et particulièrement au massif du Hoggar et au massif montagneux du Tassili n'Ajjer (zone d'étude). On estime que cette élévation généralisée du Tassili n'Ajjer et des bassins sédimentaires périphériques (BGI), suite au bombement thermique du Hoggar, est à l'origine du démantèlement d'environ 4000 à 5000 m de sédiments (Craig et al., 2008; English et al., 2016; Djouder et al, in prep).

Le volcanisme était également présent dans le Bouclier Touareg central et oriental. L'activité magmatique dans le Hoggar est communément liée à un panache mantélique

(Ebinger et Sleep, 1998, Aït-Hamou et al., 2000). Mais le manque d'anomalie thermique associée à ces corps magmatiques (Lesquer et al., 1988) a conduit à une proposition d'un modèle alternatif. D'après Liégeois et al. (2005), les événements alpins réactivent les zones de cisaillement précambriennes, ce qui entraînerait à leur aplomb des délaminations mantelliques locales ou remontées par convection d'où proviendrait le magmatisme. Cependant, pour Rougier et al. (2013) l'exhumation Cénozoïque ou mécanisme du bombement du Hoggar pourrait s'expliquer par un ralentissement de la plaque Afrique/Europe à l'Eocène, causant ainsi de fortes instabilités dans les tranches superficielles de l'asthénosphère par le phénomène de "Edge Driven Convection".

3. Paléogéographie de la plate-forme nord-gondwanienne au Paléozoïque Inférieur

La plate-forme saharienne qui occupe une très grande surface de la partie septentrionale du continent Africain correspond à l'une des plus grandes plates-formes précambriennes au monde. Elle est aujourd'hui constituée de l'association de plusieurs bassins intracratoniques majoritairement d'âge Paléozoïque qui reposent en discordance majeure sur le socle cristallin (Kilian, 1922). Ces bassins ont enregistré l'évolution géodynamique et paléogéographique de l'Ère Paléozoïque, ainsi que les événements associés (Bennacef et al., 1971; Massa, 1988). D'ouest en est, on distingue : les bassins de Tindouf et de Reggane, le bassin de Béchar, le bassin de l'Ahnet-Timimoun, les bassins du Mouydir et de l'Aguemour-Oued Mya, la synéclyse Berkine-Ghadamès-Illizi ou Sahara oriental, et la synéclyse de Djado-Murzuk.

3.1. Le Cambro-Ordovicien

L'orogénèse Pan-africaine aboutit à la formation des supercontinents du Gondwana et de la Pannotie, il y a environ 600 Ma (Figs I.5 et I.8). Sur le supercontinent du Gondwana, qui recouvre au Cambrien une vaste surface allant du pôle sud à l'équateur (Fig. I.14), un grand phénomène glaciaire planétaire et très étendu dans le temps mais polyphasé marque la limite entre le Précambrien et le Cambrien (Caby et Monié, 2003). Bien que dans la partie centrale de l'Afrique où les éléments caractéristiques liés à la présence de glace aux pôles durant l'Éocambrien restent imprécis, cependant la tillite de Nama en Afrique australe et la tillite de Nantou en Asie en sont des preuves remarquables (Germs et Gaucher, 2012). Plus tard au Cambrien inférieur, l'observation de faciès carbonatés, évaporitiques et stromatolithiques indique plutôt un climat chaud dans un stade climatique de « greenhouse », favorisant ainsi une érosion éolienne intense (Scotese et al., 1999; Avigad et al., 2005).

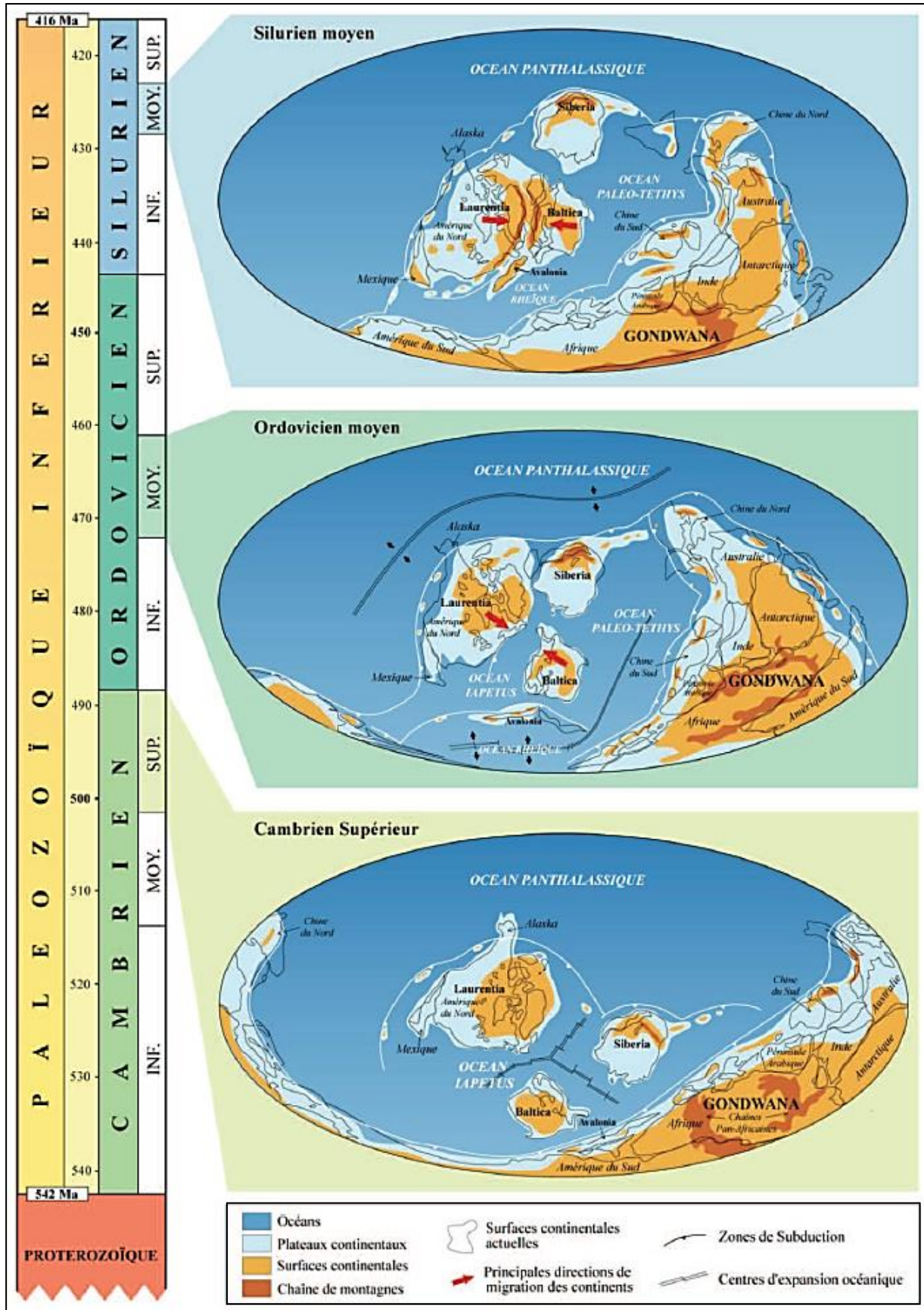


Figure. I.14: Reconstitution paléogéographique globale au Paléozoïque Inférieur (Marante, 2008 modifiée d'après Scotese, PALEOMAP Project, 2002).

Au Cambrien moyen, certains indices tels que l'altération profonde, l'arénisation, et les croûtes ferrugineuses témoignent d'un changement climatique important, c'est-à-dire d'un climat chaud vers un climat de type tropical humide. À cela se rajoute l'influence marine qui est croissante d'Est en Ouest, engendrée suite aux phases distensives au Cambro-Ordovicien (Fig. I.15). Vers la fin du Cambrien moyen, les mouvements épigéniques vont influencer la sédimentation sur toute la bordure ouest de la plate-forme saharienne et favoriser les incursions marines (influence tidale); prémices d'une transgression majeure qui va se généraliser sur l'ensemble du Sahara au cours de l'Arénigien-Llanvirnien (Legrand, 1983b, 1985; Ghienne et al., 2007). D'ailleurs c'est au cours de cette même période que vont commencer à s'individualiser les principaux bassins intracratoniques, délimités par de long accidents subméridiens, bien que la topographie demeure globalement assez plate (Beuf et al., 1971).

3.2. La glaciation fini-Ordovicien

Au début de l'Ordovicien supérieur (vers 455 Ma) et avec le déplacement du pôle sud, l'Afrique se trouve en position Antarctique et subit les effets directs ou indirects d'une glaciation majeure qu'a connue la Terre (Fabre, 2005). Les causes de cette glaciation ordovicienne, comparable à la glaciation du Quaternaire actuelle, demeurent encore mal comprises mais seraient certainement d'origine paléogéographique et/ou paléoclimatique de type froid « Icehouse, IH » (Fig. I.15). En effet à l'Ashgill (Hirnantien), le paléo-pôle Sud était situé en Afrique de l'Ouest et le Métacraton Saharien était localisé aux alentours des latitudes 75° et 40° S (Scotese et al., 1999 ; Schandelmeyer et al., 1997; Vandenbroucke et al., 2010). Parallèlement à cette nouvelle position paléogéographique, une importante chute du niveau eustatique est enregistrée à l'échelle globale : elle est d'environ 50 à 100 mètres (Ross et Ross, 1988; Paris et al., 1995).

D'après Ghienne et al. (2007) la mise en place de la calotte glaciaire (« glacial ice cap ») fini-ordovicienne, à l'échelle du Gondwana, a probablement atteint une superficie deux fois supérieure à celle de l'actuelle calotte glaciaire antarctique. En effet, cette immense calotte de glace s'étend et affecte quasiment toute l'Afrique du Nord ainsi qu'une grande partie de l'Amérique du Sud et de la plate-forme Arabe (Fig. I.16), ceci comme en témoignent encore les paléovallées et les érosions glaciaires successives, notamment en Algérie qui sont les mieux conservées du monde entier (Beuf et al., 1971; Ghienne et al., 2003; Le Heron et Craig, 2008; Deschamps et al., 2013).

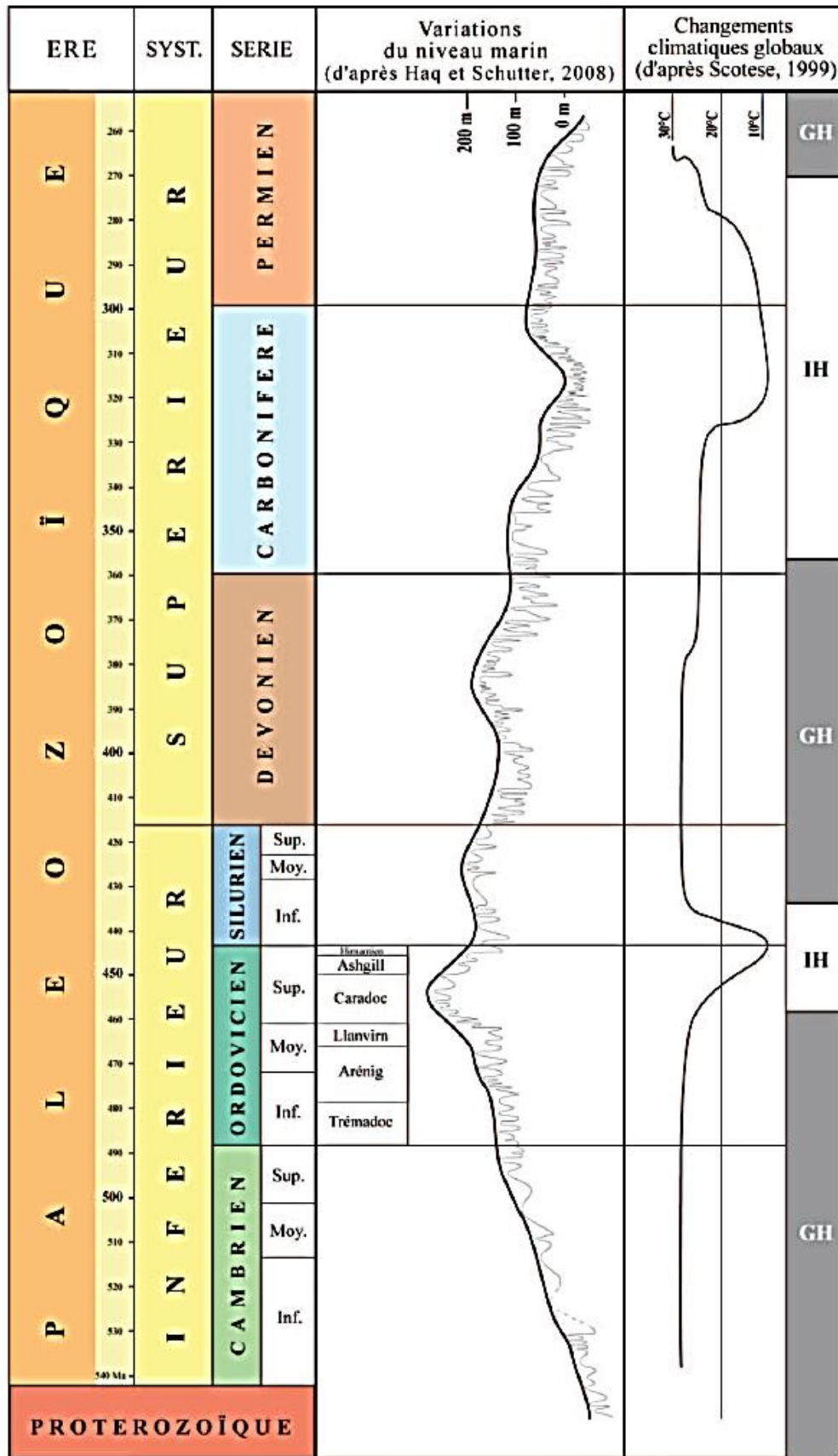


Figure. I.15: Variations globales du niveau marin et changements climatiques globaux au cours du Paléozoïque (Marante, 2008 modifiée d'après Haq et Schutter, 2008; Scotese et al., 1999). IH = stade climatique de type "icehouse" ; GH = stade climatique de type "greenhouse".

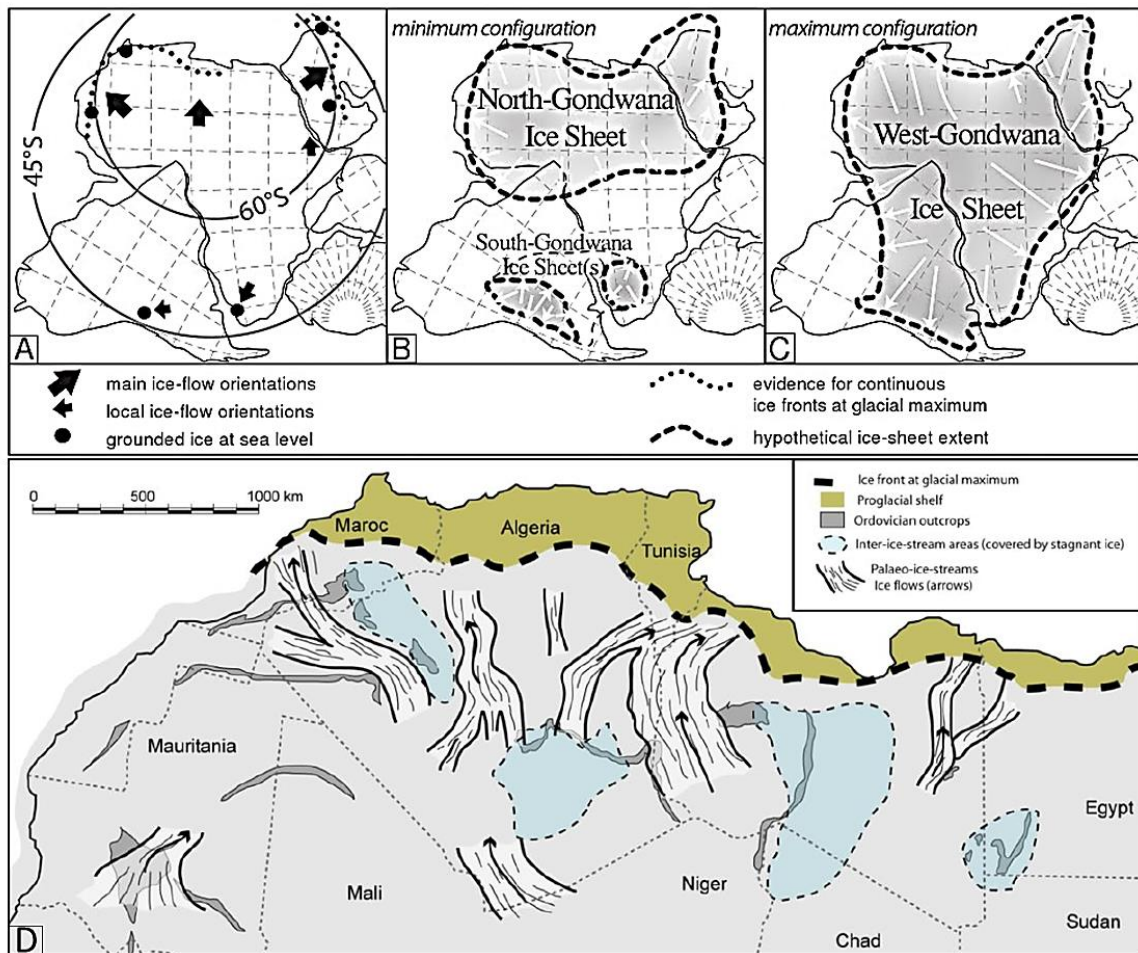


Figure. I.16: Reconstitutions paléo-glaciologiques de la calotte glaciaire fini-ordovicienne sur la partie NW du Gondwana (Denis, 2008 d'après Ghienne et al., 2007). (A) Localisation du paléo-pôle sud en Afrique de l'ouest vers l'Ordovicien Supérieur, ainsi que les zones de déformation sous-glaciaire identifiées dans les zones les plus éloignées des centres de glaciers. (B) Une configuration minimum de la calotte glaciaire hirnantienne et en (C) La configuration maximum, avec un seul et grand ensemble sur le Gondwana. (D) Reconstitution paléo-glaciologique de la calotte glaciaire saharienne sur la marge nord-gondwanienne à l'Hirnantien (~444 Ma), montrant l'existence de paléovallées et des érosions glaciaires, ainsi que de la présence généralisée d'un réseau de coulées glaciaires, s'écoulant vers le nord, séparées par de larges zones interglaciaires où l'on en déduit d'avantage de glace stagnante. Le contour correspond au front de l'inlandsis pendant le maximum glaciaire. Compilée et modifiée à partir des travaux de : (Ghienne et al., 2007; Le Heron et Craig, 2008).

3.3. Le Silurien inférieur

La zone nord-gondwanienne est subsidente au Silurien, elle constitue un plateau continental (marge océanique) aux dimensions exceptionnelles lié au développement de l'océan proto-Téthys. Cette marge au pendage très faible était alors composée de sous-bassins intracratoniques peu profonds. La remontée du Gondwana vers le N fut rapide (en moyenne de 60° de latitude à 20°-30° de latitude S), durant cette période silurienne, l'exposant ainsi à des variations climatiques de grande ampleur de type chaud « Greenhouse, GH ». Ces nouvelles conditions entraînent le retrait puis, la déglaciation de la calotte glaciaire fini-ordovicienne du Gondwana. Cette fonte quasi-totale et rapide de l'inlandsis avait non seulement engendré des rejeux tectoniques contemporains à la fonte (Kazi-Tani, 1986; Hirst

et al., 2002), mais aussi elle a provoqué une large transgression marine (augmentation du niveau marin de plus de 150 m) et un événement anoxique océanique majeur (OAE) sans précédent sur l'entièreté de l'Afrique du Nord (Aldridge et al., 1993; Loydell, 1998; Lüning et al., 2003, 2005) et de l'Arabie (Armstrong et al., 2005). Cette augmentation majeure de l'eustatisme (glacio-eustatique) au Silurien inférieur (Rhuddanien-Aéronien) coïncide d'ailleurs avec le dépôt généralisé d'une épaisse série terrigène fine, argileuse surtout (environ 40 m d'épaisseur), riche en matière organique (Fig. I.17 ; « black hot shales ») et qui ont généré de grandes quantités d'hydrocarbures au sein de l'ensemble des bassins qui ont par la suite ayant été piégés dans leurs roches réservoirs (Bennacef et al., 1971; Lüning et al., 2000, 2003; Kuuskraa et al., 2011).

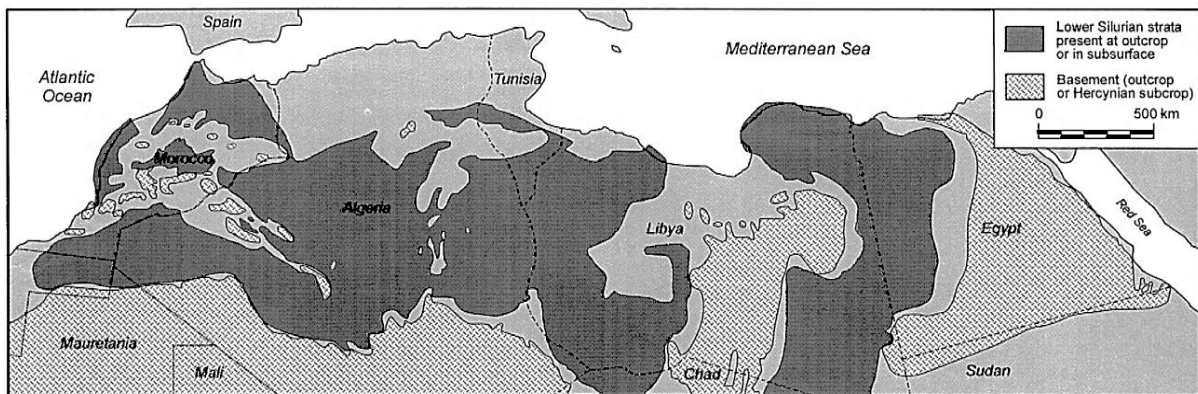


Figure. I.17: Répartition généralisée actuelle des dépôts de shales du Silurien inférieur en affleurements et en subsurface et cela dans toute l'Afrique du Nord (d'après Boote et al., 1998). Par endroits, ces dépôts de shales siluriens ont été érodés suite à l'orogénèse hercynienne ou varisque.

3.4. Du Silurien moyen au Silurien supérieur

À la fin du Silurien inférieur, une autre hausse importante du niveau eustatique est enregistrée, avec une augmentation de plus de 200 m au-dessus du niveau de la mer actuel (Johnson, 1996; Loydell, 1998; Haq et Schutter, 2008). Cependant, vers le Silurien moyen à supérieur ce niveau marin sera progressivement en baisse suite à différents facteurs paléogéographiques et tectoniques. Le premier facteur est lié au rapprochement progressif entre le Gondwana et le nouveau continent de la Laurentia-Baltica vers le N, induisant ainsi la fermeture imminente de l'océan Rhéique (Scotese et al., 1999). Le deuxième facteur, de moindre influence que le précédent, est lié aux mouvements tectoniques qui ont débuté sur la plate-forme saharienne vers la fin du Wenlockien supérieur (vers 410-420 Ma) et qui ont duré jusqu'au Dévonien (Fabre, 1988). En effet, ces mouvements affectent surtout les grandes lignes structurales subméridiennes du socle hérité de la chaîne panafricaine (Beuf et al, 1971; Attar, 1987). Corollaire à cette tectonique : dans bien des lieux de l'Afrique du Nord il se

dépose un important apport de matériel détritique qui provient principalement du Sud et du SE (« hinterland »), entre autre le continent Paléotibestien et la Dorsale Gargaf-Zégher ou l'Ordovicien a été partiellement érodé (Massa, 1988). Cette progradation du système deltaïque *Akakus* (Fig. I.18) est une évidence directe ou indirecte des signes précurseurs de la phase tectonique fini-silurienne et début-dévonienne, qui est d'ailleurs contemporaine de la phase calédonienne ou ardennaise, aussi nommée la phase tassilienne dans le Sahara (Latrèche, 1982; Attar, 1987; Echikh, 1998; Eschard et al., 2005).

3.5. Le Dévonien

Dès le Dévonien Inférieur de grands changements s'opèrent sur l'ensemble des continents, notamment le Gondwana. En effet, de nombreuses terres de l'Afrique émergent sous des latitudes basses n'excédant pas les 50°, tout en subissant un climat relativement chaud, sec et persistant. À cela se rajoute une baisse importante du niveau marin qui est enregistrée dans différents bassins du monde (Ross et Ross, 1988; Carr, 2002).

C'est la période de dépôt des *Vieux Grès Rouges* (« Old Red Sandstone ») en Eurasie. D'épaisses masses gréseuses se déposent non seulement dans une grande partie du Sahara (Grès Supérieurs du Groupe des Tassilis externes) mais aussi en Arabie et en Amérique du Sud (Beuf et al., 1971; Boucot et Gray, 1983). Au N de l'Afrique, les sables viennent du S ou SE (Fig. I.8), amenés par des fleuves qui allaient se jeter dans la Téthys au N. C'est donc au Sahara septentrional, de la Saoura-Ougarta et l'Anti-Atlas à l'ouest, jusqu'aux bassins de Berkine-Ghadamès-Illizi à l'est que vont se déposer, en milieu marin ou littoral, les séries les plus complètes et les mieux datées par des fossiles (Legrand, 1983a).

À la fin de la phase d'extension du Dévonien Inférieur, qui est associée aux rejeux synsédimentaires de failles et de structures préexistantes, une transgression marine généralisée à l'Emsien se propage sur une grande partie du Sahara et y reste environ 30 Ma (Beuf et al., 1971). On voit alors se développer, sur 7 000 km², au milieu de la plaine argileuse de l'Azzel Matti, des monticules calcaires (Fig. I.19 ; récifs et mud-mounds) plus ou moins alignés (Wendt et al., 1997; Mezlah, 2006).

Au Dévonien Supérieur, vers la limite Frasnien-Famennien, le niveau maximum des mers est atteint occasionnant d'ailleurs le pic principal d'une extinction massive et globale, appelée l'évènement de "Kellwasser" ainsi qu'un schéma analogue à celui du Silurien inférieur avec le dépôt des black hot shales du Frasnien (Lüning et al., 2003, 2004; Riquier et al., 2007). Parallèlement à cette augmentation eustatique, d'autres mouvements verticaux se produisent, en particulier au Sahara nord-occidental. Ces mouvements sont l'expression du

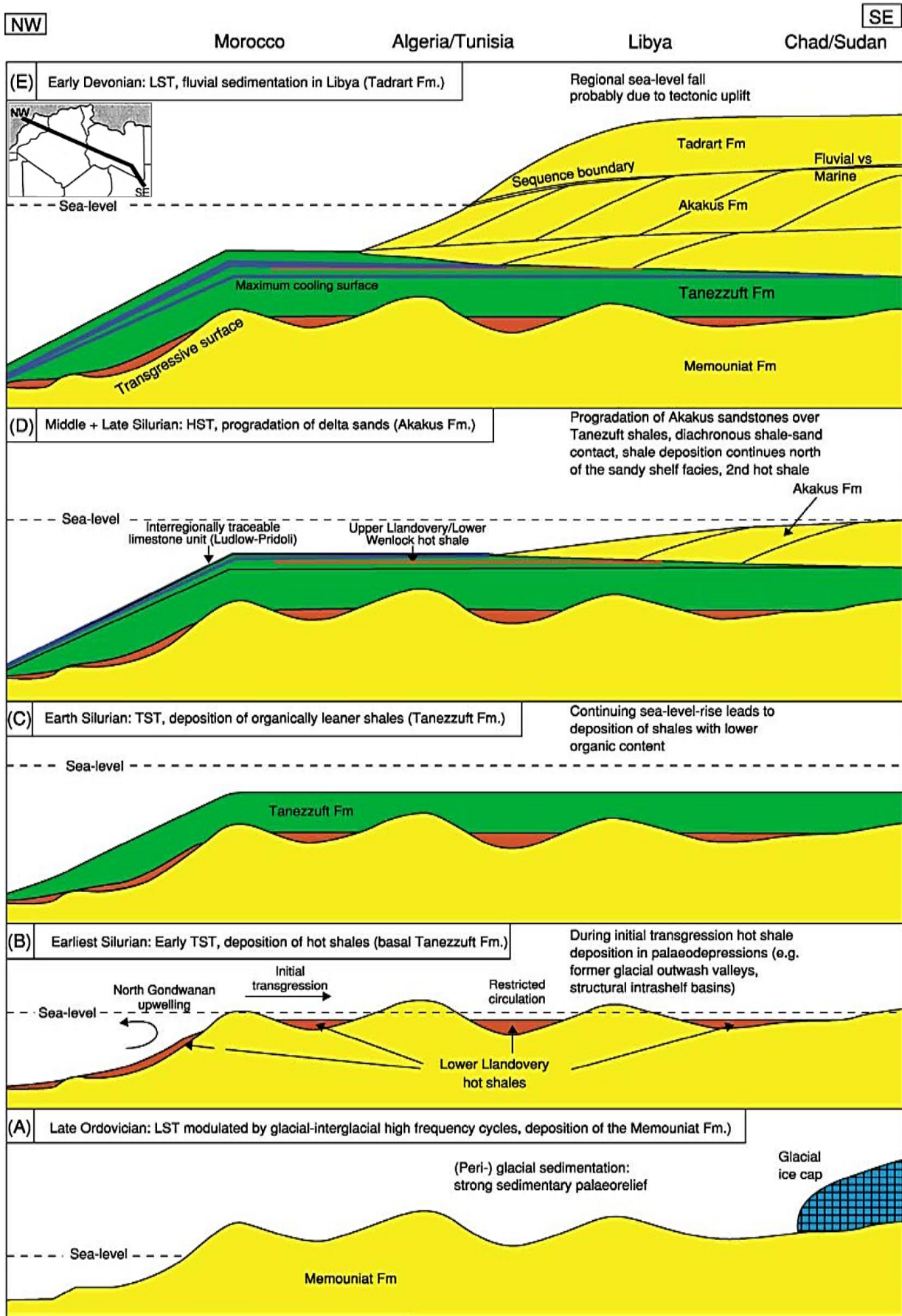


Figure. I.18: Modèle général de dépôt des sédiments de l'Ordovicien terminal au Dévonien Inférieur en Afrique du Nord, tout en mettant l'accent sur les *hot shales* du Silurien inférieur (Lüning et al., 2000). L'ensemble des cortèges sédimentaires (*Systems tracts*) appartient à la mégaséquence silurienne SIL-1 de 2^{ème} ordre. (A)

Hétérogénéités topographiques avec de grandes ondulations structurales sur l'ensemble de la plate-forme nord-gondwanienne, occasionnées par le réseau de paléovallées glaciaires, ainsi que probablement par l'activité panafricaine et infra-cambrienne héritées. **(B)** Le retrait et la déglaciation quasi-totale et rapide de l'inlandsis au cours du Silurien inférieur entraîne une élévation significative du niveau de la mer et l'inondation de vastes aires, ainsi que le dépôt des black shales dans les paléodépressions 'paléocreux'. **(C)** Avec l'élévation du niveau marin, l'intervalle transgressif *TST* se dépose complètement, ceci sous forme d'un Silurien schisteux (Formation de l'*Oued Imihrou* ou *Tannezuft*). **(D)** Un déclin du niveau marin s'opère vers le Silurien moyen à supérieur, conduisant ainsi à un changement de faciès, c'est-à-dire passant progressivement à des dépôts d'*HST* de type argilo-gréseux. Ce nouveau régime, à partir du sud-est, est en relation directe avec la progradation SE vers le NW du système deltaïque *Akakus*. **(E)** La régression généralisée du Dévonien Inférieur, ainsi que l'émergence de nombreuses terres notamment au Gondwana se reflètent par le dépôt de grès fluviatiles (Tassili Externes ou Formation de la *Tadrart*). Ce Prisme de Bas Niveau ou *LST* est corrélable sur de longues distances, notamment entre le sud algérien et le sud libyen.

début de l'orogénèse hercynienne ou varisque qui sera la cause principale de la régression marine et de l'émergence de la plus grande partie de l'Afrique vers la limite Dévonien-Carbonifère, suite au rapprochement puis à la collision entre le Gondwana et la Laurussia (Fabre, 1988).

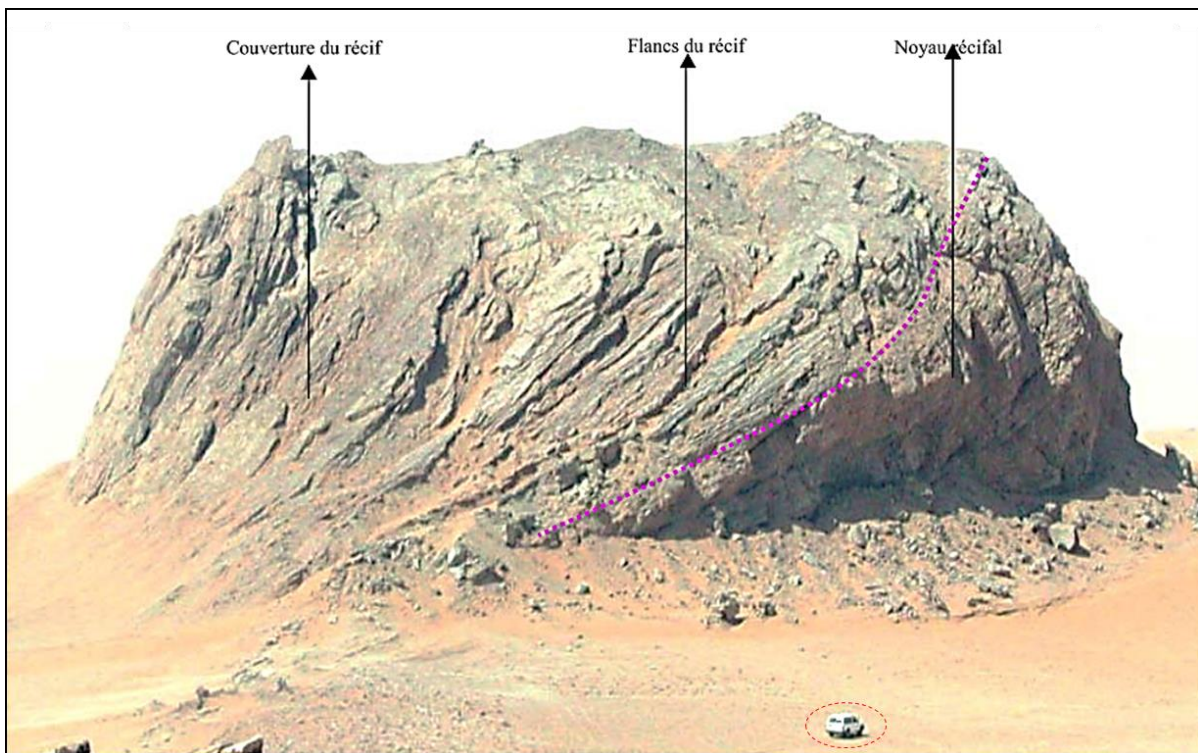


Figure. I.19: Aspect du mud-mound isolé de la région d'Akabli (Bassin de l'Ahnet, Algérie), atteignant environ 25-30 mètres de hauteur. Le trait discontinu souligne le corps récifal (Mezlah, 2006).

4. Lithostratigraphie des séries Protérozoïque et Paléozoïque Inférieur

Les Superséquences paléozoïques du Gondwana sont définies par Killian, (1922), Dubois et al. (1969), Bennacef et al. (1971), Beuf et al. (1971) comme suit : le Groupe des Tassilis internes (Cambro-Ordovicien, CAM-2, ORD-1, ORD-2), le groupe de la dépression ou sillon Intra-tassilien (Silurien, SIL-1), et le Groupe des Tassilis externes (Dévonien Inférieur-Dévonien Supérieur, DEV-1, DEV-2), et enfin le groupe (Carbonifère, CARB-1, CARB-2). L'ensemble de ces huit Mégaséquences (2^{ème} ordre) atteint jusqu'à 4000 mètres d'épaisseur au Sahara algérien et est limité par des discontinuités sédimentaires régionales et majeures (Figs I.20 et I.21 ; Fekirine et Abdallah, 1998; Eschard et al., 2010).

La biostratigraphie de chaque mégaséquence est définie aux affleurements du plateau du Tassili n'Ajjer ainsi qu'à travers les bassins de BGI périphériques. Elle a été établie sur chitinozoaires, acritarches, miospores et graptolites par Jardiné et Yapaudjian (1968), Legrand (1976, 1985, 1999), Boumendjel (1987, 1988), Massa (1988), Oulebsir et Paris (1993, 1995), Kichou-Braïk et al. (2006), Vecoli et al. (2009), Djouder et Štorch (in prep).

4.1. Substratum Précambrien

Le socle du vieux Craton Ouest-Africain et du Bouclier Touareg (Hoggar) sont essentiellement constitués par des granites, gneiss, schistes, et rhyolites. Ces terrains sont largement affectés par des accidents subméridiens sub-verticaux profonds, qui constituent l'un des trois grands réseaux d'accidents présents en Afrique du Nord (Liégeois et al., 2003, 2005). Ultérieurement, suite aux évènements épirogéniques tardifs de l'orogénèse Pan-africaine, le substratum précambrien (Néoprotérozoïque) a été l'objet d'une forte pénéplation et structuration en bassins 'pull-apart'. D'ailleurs, c'est sur ces dépressions 'paléocreux' et à travers la discordance *infra-tassilienne* que les grandes quantités de produits de démantèlement, dépôts glaciaires (glaciations éocambriennes) et de molasses clastiques rouges et vertes cambriennes seront déposés et accumulés sur toute la plate-forme saharienne, d'abord par l'ouest, puis vers l'est sur le Bouclier Touareg du Hoggar (Caby et Monié, 2003).

4.2. Cambrien

Dans toute l'Afrique saharienne, c'est-à-dire sur près de 6000 km d'est en ouest, les sédiments déposés durant le Cambro-Ordovicien, appelés les Grès des Tassilis internes, présentent de remarquables similitudes, puisque ils sont une partie d'une vaste nappe détritique à l'échelle de l'Afrique du Nord et de la plaque arabe, avec une épaisseur totale qui avoisine les 2000 m (Bennacef et al., 1971; Avigad et al, 2005). Quatre termes avaient été distingués par les géologues pétroliers en 1964 au sein de cette énorme dalle de grès, dans les

falaises des plateaux (« Tassilis ») : l'Unité I qui représente les dépôts corrélatifs de la pénéplaine post-panafricaine et l'Unité II dont il va être question ici et les Unités III et IV sus-jacente d'âge Ordovicien qui vont suivre juste après (Attar, 1984; Fekirine et Abdallah, 1998; Fabre, 2005).

- Formation d'*El Mounzar* "Unité I" : est composée de sable grossier et de conglomérat, remplissant typiquement les paléo-creux. L'épaisseur totale de cette série conglomératique intermédiaire dépasse les 300 m au nord de Djanet (Beuf et al., 1971). Son équivalent vers l'Ouest (chaînes d'Ougarta) correspond à la Formation Sebkhel el Melah, qui montre une variété de faciès allant de grès fluviatiles à grains grossiers vers des faciès profonds à sédiments très fins (Ghienne et al., 2007). Elle est néanmoins absente dans le Bassin d'Illizi.
- Formation des *Ajers* "Unité II" : appelé aussi les grès de Tin Taharadjeli (du nom des Touaregs qui vivent dans les 'Tassilis' du NE du Hoggar) surmonte la formation précédente. Les récentes investigations palynologiques de Vecoli et al. (2008) ont livrées un âge Cambrien moyen, plus jeune par rapport au Cambrien supérieur à Ordovicien inférieur de Legrand (1964) et Beuf et al. (1971) sur brachiopodes. Les dépôts de cette formation, avec une épaisseur comprise entre 150 à 300 m, sont en évolution granodécroissante. Ils sont composés essentiellement de grès et de sables à grandes stratifications obliques qui ont été étalés par un système fluviatile en tresse (« braided system ») venu du sud, ou arrière-pays du Gondwana, comme l'atteste les données de paléocourants dès le Cambrien (Caby et al., 1989; Beuf et al., 1971; Bekkouche, 1992). Le sommet de cette unité correspond à des grès fins à ciment siliceux qui présentent une intense bioturbation à Tigillites ou *Skolithos*. En subsurface, cet épandage gréseux terminal correspond à la Formation des grès de Hassi-Messaoud, subdivisée en trois termes R3, R2 et R1, et qui est le principal réservoir à hydrocarbure du champ 'super-géant' de Hassi-Messaoud (Fig. I.20).

4.3. Ordovicien

L'Ordovicien (inférieur à supérieur) se décompose en deux unités principales successives (III et IV), divisées à leur tour en plusieurs formations, tel est le cas de l'Unité III qui regroupe trois formations :

- Formation de la *Vire du Mouflon* "Unité III.1" : au sommet de la falaise de Tin Taharadjeli (sur la route de Illizi à Djanet), sur 20 à 50 m d'épaisseur, des couches

plus tendres, séparées par de petits bancs gréseux, déterminent des replats (des vires) où passent damans et mouflons. La faune marine des brachiopodes (*Lingula* 'Dalle à Lingules') et des Lamellibranches (*Palearca*) de cette formation ont été datées Ordovicien inférieur (Arénigien) au Tassili par Combaz (1967) et Legrand (1985), et plus tard avec un même âge sur des chitinozoaires en subsurface (Argiles d'El Gassi) par Paris et al. (2000). Elle est formée de grès fins à galets d'argilites marqués par des ondulations avec de nombreuses traces d'organismes comme *Cruziana*, y compris les bilobites, *Arthropycos*, etc. au sein des intercalations de niveaux argilo-silteux. Ces sédiments correspondent à la première apparition de faciès marins ouverts dans la région de Tassili (maximum eustatique), et se sont déposés en zone intertidale à subtidale peu profonde durant la transgression trémadocienne (Fabre, 1988; Fabre, 2005; Eschard et al., 2005).

- Formation de la *Banquette* "Unité III.2": d'âge toujours Arénigien, elle est généralement érodée à son sommet à la limite Arénigien/Llanvirnien. Épaisse de 50 m, cette formation correspond à un grès massif quartzifié avec un litage plan régulier qui forme le dernier escarpement du Groupe des Tassilis internes (Bennacef et al., 1971). La base érosive de cette unité est constituée de grès grossier, passant graduellement vers le sommet à des grès quartzitiques grossiers à fins intensément bioturbés par des *Skolithos* et *Daedalus*. L'environnement de dépôt de la Formation de la *Banquette* est marin proximal peu profond (foreshore à shoreface inférieur). Cette formation massive à faciès homogène et grande extension régionale, est équivalente à l'unité réservoir de Quartzite de Hamra en subsurface (Abdallah, 2005).
- Formation de *In Tahouite* "Unité III.3": cette formation d'âge Ordovicien moyen se caractérise par une épaisse série de 200 m bien stratifiée, notamment au sein de la vallée d'Iherir-Idaren-Illizi (Fig. I.3A). Elle correspond à une séquence marine transgressive, alternant successivement les Argiles de Tiférouine très bioturbées et les Grès d'Oued Saret (Les Grès de Castelets) riche en Tigillites et traces diverses (Legrand, 1964; Bennacef et al., 1971; Eschard et al., 2005). Elle succède également à la Formation de la *Banquette* soit de manière conforme, soit par le biais d'une discontinuité érosive locale qui ravine parfois la partie supérieure de la *Banquette* et parfois sa totalité. D'après Attar (1980) cette discordance témoigne clairement de la phase intra-arénigienne, qui est associée probablement à une fluctuation eustatique majeure.

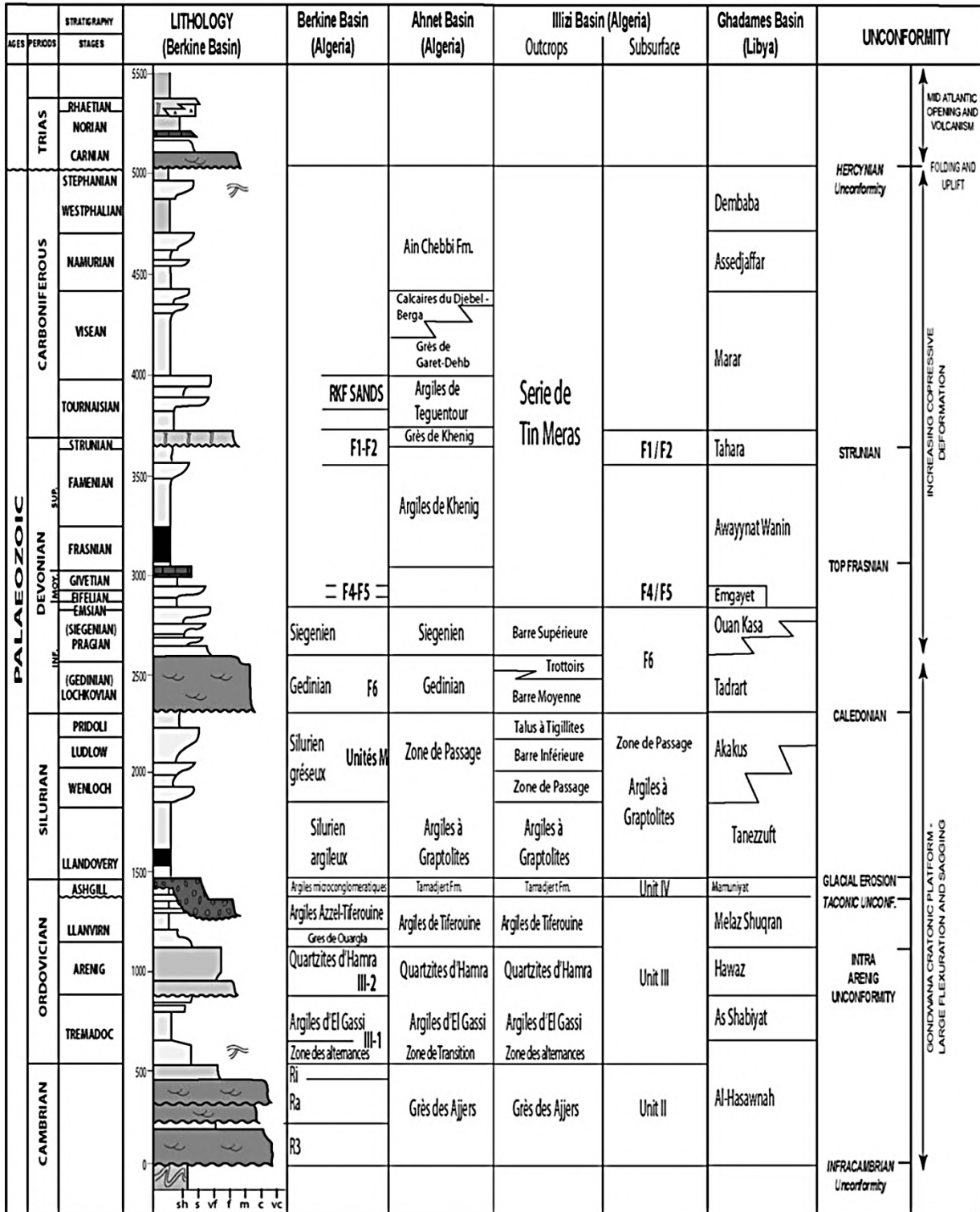


Figure. I.20: Colonne stratigraphique de la succession du Paléozoïque dans le Bassin de Berkine, avec la nomenclature lithostratigraphique des bassins de l’Ahnet, Illizi, Ghadamès, ainsi que les affleurements de Tassili n’Ajjer (Eschard et al., 2010). À droite sont représentées les discordances sédimentaires régionales et majeures du Paléozoïque, ainsi que les différentes phases tectoniques et phénomènes associés.

- Formation de *Tamadjert* "Unité IV" : le nom de cette formation provient de la région Tamadjert (Tassili n°Ajjer) où elle a été décrite par Beuf et al. (1971). Elle est d'âge Ordovicien supérieur (Ashgillien) avec une épaisseur variable de 10 à 450 m en raison de son origine et de l'emboîtement vertical et latéral des dépôts des vallées glaciaires (Bennacef et al., 1971; Beuf et al., 1971; Deschamps et al., 2013). Ce complexe terminal, déposé en delta de type *Gilbert* et à sédimentation tourmentée, correspond à des diamictites-dropstones, des grès et des argilites d'origine glaciogénique en conséquence de la glaciation fini-Ordovicien (Brenchley et al., 1994; Semtner et al., 1997; Ghienne et al., 2003). C'est un ensemble grés-argileux mal stratifié, hétérogène et limité à sa base et au sommet par deux discontinuités nettes, et caractérisé par plusieurs surfaces d'érosions intraformationnelles. À la base on observe une surface d'érosion dite discordance taconique : les grès peuvent reposer sur divers niveaux des formations sous-jacentes des Grès Inférieurs ou même sur le Précambrien (Zazoun et Mahdjoub, 2011). Au sommet, un contraste lithologique : le passage brusque des grès à une épaisse série d'argiles, de siltites ou de grès fins, souvent riches en fossiles comme les graptolites. La Formation de Tamadjert est appelée Unité IV, Grès d'El Goléa ou Dalle de M'Kratta en subsurface où elle constitue des réservoirs potentiels à hydrocarbures, omniprésents à travers l'ensemble nord-africain (comme les bassins Berkine-Ghadamès-Illizi BGI) et du Moyen-Orient (Hirst et al., 2002; Le Heron et al., 2009).

4.4. Silurien

Les dépôts du Silurien, appelé aussi le Groupe Intra-tassilien, affleurent par excellence au niveau du plateau du Tassili n°Ajjer au Sahara algérien. Ils forment le sillon ou dépression intra-tassilienne (combe) entre les plateaux gréseux des Tassilis internes, d'âge Cambro-Ordovicien, et de ceux des Tassilis externes, datés du Dévonien (Dubois et al., 1969; Bennacef et al., 1971; Beuf et al., 1971). Deux unités se distinguent au sein des séries siluriennes et respectivement avec leurs formations (Figs I.21 et I.22) : Le Silurien argileux ou unité inférieure (d'âge Silurien inférieur) et le Silurien argilo-gréseux ou unité supérieure (Silurien moyen à supérieur).



Figure. I.21: La succession des dépôts sédimentaires du Silurien. (A) Log synthétique des Formations du Silurien-Dévonien Inférieur du plateau du Tassili n'Ajjer (Dubois et al., 1969). (B) Vue générale depuis les gorges de l'Oued Imihrou au Tassili oriental (N26°00'35.4" – E08°51'04.2"), montrant la succession et les trois Formations du Silurien. L'escarpement quasi-vertical du sommet (Formation de l'Oued Tifernine) correspond au membre gréseux massif ou Barre inférieure (~50 mètres d'épaisseur) qui ravine faiblement le toit de la Formation de l'Atafaitafa.

| EPOCH | GROUP | FORMATION | | | | THICKNESS (maximum) | | COMMENTS Oil & gas | |
|------------------|------------------|-------------------|------------------------|-----------------------|--------------------|----------------------------|--|--------------------------|--------------------------|
| | | Outcrop | | Subsurface | | Berkine | Study area | | |
| | | Tassili n'Ajjer | | BGI basins | Libya | | | | |
| Lower Devonian | External Tassili | Oued Tamerlik Fm. | Trottoirs | C 2 unit | Tadrart Fm. | - | - | Potential reservoir rock | |
| | | | Barre moyenne | C 1 unit | | | > 160 m | | - |
| 419.2 Ma | SILURIAN | Intra - Tassilian | | | B 2 unit | 160 m | 0 m | | |
| Pridoli | | | Oued Tifernine Fm. | Talus à Tigillites | B 1 unit | Akakus Fm. (sandy - shaly) | 170 m | 45 m | |
| Ludlow | | | Barre inférieure | A 2 unit | M 2 unit | | 180 m | 30 m | Potential reservoir rock |
| | | | | A 1 unit | | | 140 m | 50 m | |
| Wenlock | | | Atafaitafa Fm. | Zone de Passage | M 1 unit | | | 210 m | 80 m |
| Llandovery | | | Oued Imihrou Fm. | Argiles à Graptolites | Principal Shales | Tanezzuft Fm. (shaly) | 450 m | 130 m | |
| | | | | Hot Shales | Radioactive shales | Hot Shales | > 40 m | 35 m | Major source rock |
| 443.8 Ma | Internal Tassili | | | Dalle de MKratta | > 30 m | ~ 15 m | Legend Caledonian Unconformity (C.U) Taconic Unconformity (T.U) | | |
| Upper Ordovician | | Tamadjert Fm. | Microcongl. & El Goléa | Unit VI | Mamuniyat Fm. | - | | - | |

Figure. I.22: Stratigraphie et corrélations stratigraphiques généralisées de la succession silurienne depuis les affleurements du Tassili n'Ajjer jusqu'aux bassins périphériques d'Algérie et de Libye orientale (bassins de Berkine-Ghadamès-Illizi BGI). L'âge des formations, lithologies principales et les discordances de la succession sont d'après les travaux de : Jardiné et Yapaudjian, (1968), Dubois et al. (1969), Bennacef et al. (1971), Beuf et al. (1971), Legrand, (1976), Boumendjel, (1987), Massa, (1988), Eschard et al. (2005), Craig et al. (2008), Le Heron et al. (2009). Les épaisseurs des unités et le contexte pétrolier sont d'après le travail de Djouder, (2011).

4.4.1. Le Silurien argileux

Le Silurien basal est caractérisé par le dépôt d'argiles hémipélagiques noires à graptolites riches en matière organique sur de vastes étendues à travers la plate-forme passive nord-gondwanienne. Si c'est à Chadeau (1913) que l'on doit la première mention de "schistes à graptolites (Gothlandien)" au Tassili, c'est à Kilian (1928) que revient le mérite d'avoir signalé, le premier, la présence d'argiles à "graptolites diplograptidés" dans la région. Elles se sont mises en place sous des conditions anoxiques en raison de faibles circulations océaniques conduisant à une stratification des eaux (Lüning et al., 2000). Le Silurien argileux ou argiles principales est principalement composé de la Formation de l'*Oued Imihrou*, qui est décrite comme suit :

- Formation de l'*Oued Imihrou* : communément connue sous le nom de Formation des Argiles à graptolites, cette formation est principalement d'âge Llandovérien. Elle est équivalente à la Formation de l'Oued Ali à l'extrême ouest algérien (Ougarta), ainsi qu'à la Formation du Tannezuft, levée par Klitzsch (1965-1969) sur le flanc occidental du Bassin de Murzuk (Libye occidentale).

À la base du Silurien, la Formation de l'*Oued Imihrou* débute par un niveau silto-gréseux et se poursuit par des argiles fortement radioactives (affleurement et subsurface), riches en matière organique d'origine marine et en minéraux lourds résistants, on les appelle alors « black hot shales » (Fig. I.23A). Ce niveau constitue un bon repère lithologique pour marquer la limite Ordovicien-Silurien.

Cependant vers la partie supérieure, les argiles fissiles sont notamment suivies par des argiles grises à vert clair. Cette formation, qui présente une épaisseur moyenne de 150 à 200 m au Tassili n'Ajjer, est formée d'un ensemble homogène d'argiles silteuses ou hématitiques feuilletées, micacées, de couleur grise et noire, intercalées de bancs de grès silteux, déposées dans un milieu marin ouvert et anoxique. Ces conditions sont responsables du développement d'horizons à nodules-concrétions carbonatées de taille gigantesque d'un mètre de diamètre, corrélable sur l'ensemble du Tassili (Lüning et al., 2000; Djouder et al., 2018).

4.4.2. Le Silurien argilo-gréseux

Au Silurien inférieur terminal, les dépôts deviennent progressivement argilo-gréseux avec une dominance gréseuse de plus en plus importante vers le haut de la succession silurienne au Sahara oriental. Ceci en réponse à la progradation du système deltaïque *Akakus*, du SE vers le NW, sur l'ensemble de la plate-forme saharienne (Fig. I.18). Deux formations

surplombent les argiles à graptolites au Tassili n'Ajjer pendant le Silurien moyen et le Silurien supérieur, ce sont les suivantes :

- Formation de l'*Atafaïtafa* : appelée aussi la Zone de Passage, elle est d'âge Silurien moyen principalement. Cet ensemble argilo-gréseux hétérogène a une épaisseur variable (100 m à l'est, c'est-à-dire à l'oued Imihrou, 150 m à l'ouest, région de Tamelrik). Elle est subdivisée en deux membres ou unités M1 et M2 corrélables à l'échelle du bassin :
 - Le membre inférieur des grès micacés "Unité M1" : ce membre qui est épais d'environ 80 m s'organise en séquences grano- et strato-croissantes. La partie inférieure, ou dépôts des premiers termes, correspond principalement aux dépôts d'argiles silteuses et ferrugineuses litées, avec des niveaux de grès fins discontinus et hétérolithiques. On a ensuite au-dessus des bancs métriques de grès massifs micacés de cortège régressif, appelés *Barre saumon* et déposés en zone supratidale (Beuf et al., 1963).
 - Le membre supérieur des argiles litées "Unité M2" : de par la nature lithologique de ce membre il apparait en combe, souvent masqué par les éboulis, entre les grès massifs de l'*Atafaïtafa* et les grès compacts de la formation d'au-dessus. Grâce aux chitinozoaires, cette unité argilo-silto-gréseuse riche en minerais de fer oolithique a livré un âge Wenlockien aux affleurements du Tassili (Boumendjel et al., 1988).
- Formation de l'*Oued Tifernine* : elle forme le premier ensemble géomorphologique dominant et quasi-vertical (escarpement) sur l'ensemble du plateau du Tassili n'Ajjer (Fig. I.23B). Cette formation est composée d'un membre gréseux massif (*Barre inférieure*), qui ravine faiblement le toit de la Formation de l'*Atafaïtafa*, et au sommet d'un membre argilo-gréseux (*Talus à Tigillites*), décrit comme suit :
 - Barre inférieure "Unités A" : ce membre épais de 15 à 50 m est d'âge Wenlockien terminal à Ludlowien, avec une évolution strato- et grano-décroissante dominante. Les premiers dépôts de ce membre (Unité A1, en subsurface) correspondent à la barre sableuse massive et compacte de couleur rouge et brun-rouille à l'affleurement. La Barre inférieure est aussi caractérisée par de grands litages obliques plans et diastèmes irréguliers inclinés régulièrement vers le nord (Bekkouche, 1992). Son sommet présente un replat morphologique assez caractéristique, indiquant progressivement un changement lithologique vers un pôle plus fin qui correspond à l'Unité A2. L'environnement de dépôt correspond à des systèmes fluviatiles en tresses passant verticalement à des systèmes droits et estuariens influencés par les courants de marées.

- Talus à Tigillites "Unités B" : au Tassilis, on ne retrouve que la partie inférieure de ce membre (Unité B1, en subsurface datée Pridolien), puisque la partie supérieure (Unité B2) est complètement érodée suite à l'orogénèse calédonienne (Henniche, 2002).

Cet ensemble argilo-gréseux épais de 40 m en moyenne et de quelques mètres aux alentours du môle de Tihemboka est constitué de lamines centimétriques d'argiles silteuses, de siltstone et de grès siliceux, argileux et en plaquettes. L'intense bioturbation, notamment par les traces de terriers verticaux *Skolithos* ou Tigillites, indique que les sédiments se sont déposés dans un environnement marin essentiellement dominé par des courants de marées. Au sein des bassins BGI, l'arrivée massive du matériel détritique (Unité B2), traduit un rajeunissement des reliefs liés à la tectonique calédonienne précoce. Cette ensemble n'est observé que dans les zones les plus subsidentes, c'est-à-dire dans le dépôt centre du Bassin de Berkine et dans le Sillon de Marfag (Djouder, 2011).

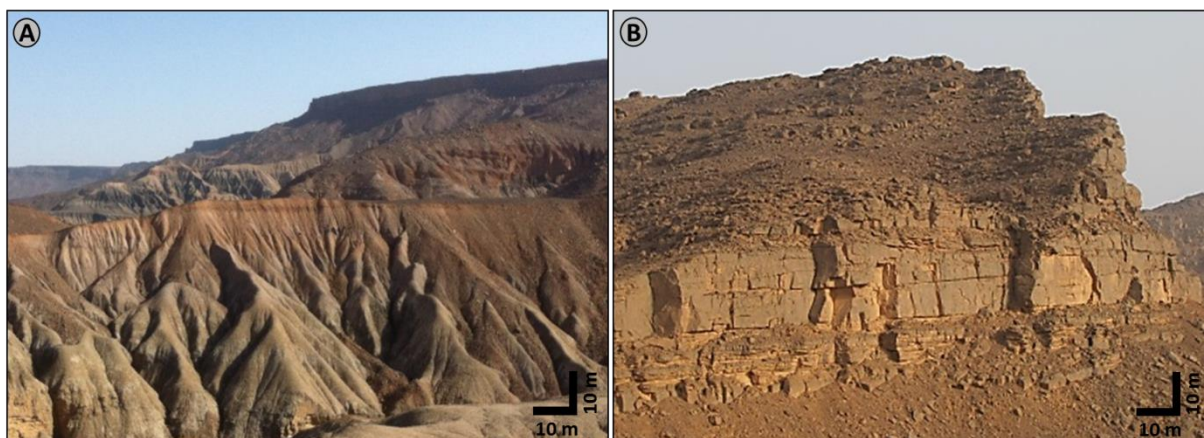


Figure. I.23: (A) Les shales à graptolites (Black hot shales) du Silurien inférieur, tels que observés dans la région de Tameirik, à travers le Jebel Satrakout (N25°56'11.9" – E07°41'18.1"), qui est située au Tassili occidental. (B) Observation détaillée de la partie supérieure de la succession silurienne à Jebel In Hamane, Tassili oriental (Oued Imihrou, N26°00'00.9" – E08°51'40.5"). Cette Barre inférieure gréseuse à corps amalgamés correspond à des systèmes fluviaux en tresses, se caractérisant par des accrétions frontales et des migrations latérales communes.

4.5. Dévonien

La lithostratigraphie du Dévonien est plus connue par le Groupe des Tassilis externes (Dévonien Inférieur-Dévonien Supérieur, DEV-1, DEV-2).

Le Dévonien Inférieur est la période pendant laquelle se déposent les Grès Supérieurs des Tassilis externes de Conrad Kilian, et en discordance sur les sédiments du Silurien. Les sédiments du Lochkovien et du Praguien évoluent depuis des termes gréseux, déposés dans des environnements fluviaux, vers des termes argileux à l'Emsien. Ces derniers termes ont été déposés dans des environnements de plaine d'inondation, ceci en réponse à une hausse du

niveau marin qui est occasionnée principalement suite à la transgression emsienne (Wendt, 1991).

Cependant, pendant le Dévonien Moyen et Supérieur, la tendance transgressive déjà amorcée à l'Emsien supérieur se développe sur l'ensemble du Sahara. Et il en est de même en Eurasie où le niveau maximum des mers est atteint vers la limite Frasnien-Famennien (Ross et Ross, 1988; Boulvain et al., 2010).

Au total, cinq formations ont été définies pour la période du Dévonien au Tassili n'Ajjer, et ce sont les suivantes (Figs I.4 et I.20) :

- Formation de l'*Oued Tamelrik* : décrite au Tassili n'Ajjer (coupe-type Erg Aouijdite), cette formation est marquée principalement par des dépôts argilo-gréseux, constituant le réservoir F6. Elle est subdivisée en deux membres ou unités :
 - Barre moyenne "Unité C1" : elle montre une épaisseur de 35 à 50 m en moyenne et est attribuée au Lochkovien (?). Cette unité est composée de grès à grains grossiers avec des stratifications obliques et planes. Ces dépôts gréseux correspondent à des chenaux fluviaux en tresse et des estuaires passant verticalement à des chenaux fluviaux droits. Au sein du Sahara oriental, la barre moyenne qui est équivalente à la Tadrart en Libye est corrélable sur de longues distances (Bekkouche, 1992).
 - Trottoirs "Unité C2" : l'épaisseur de cette unité est comprise entre 30 à 60 m, avec un âge Praguien à partir de palynomorphes. Elle est essentiellement formée d'argilites silteuses verdâtres en alternance avec des bancs de grès fins qui ont été déposés dans un environnement de plaine d'inondation. Il est aussi important de noter que des croûtes ferrugineuses avec des traces de racines se développent au sein de cette unité stratifiée (Eschard et al., 2005).
- Formation de l'*Oued Samène* : appelée aussi la Barre Supérieure "Unité C3", elle est d'âge Siegénien à Emsien (Fig. I.24). Épaisse de 80 à 90 m entre l'Oued Imihrou et l'Oued Samène, elle se réduit à 30 m au NE sur le môle de Tihemboka. Elle est majoritairement composée de grès grossiers, voire microconglomératiques, et présente des stratifications obliques, planes, avec de nombreux rebroussements de couches (overturned bedding). Cette formation est déposée dans un contexte fluvial ou deltaïque, et passe vers le haut à une unité argileuse suite à la transgression emsienne (Wendt, 1991; Abdallah, 1995).

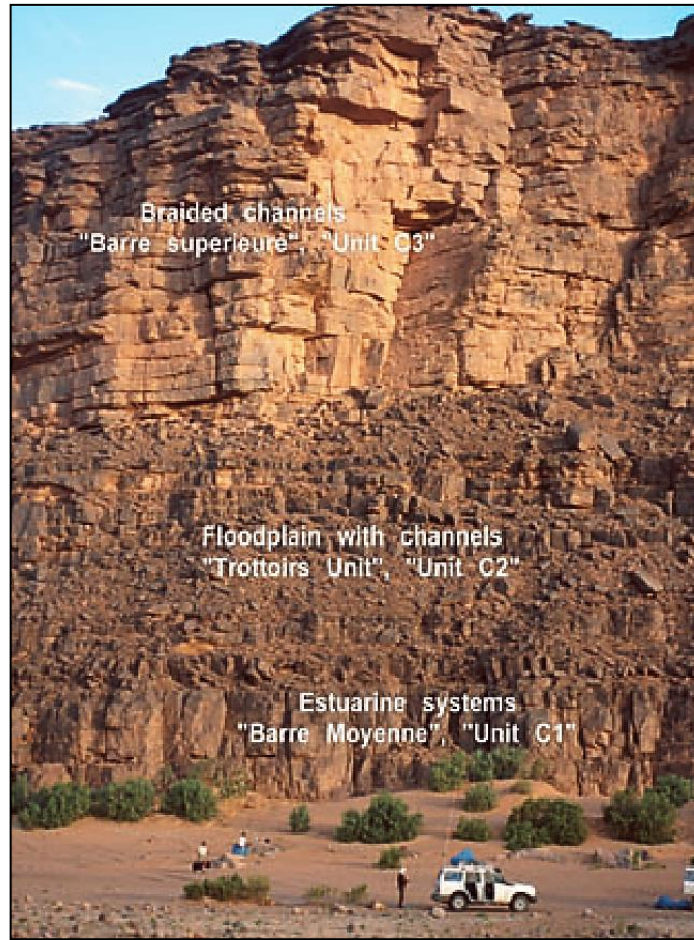


Figure. I.24: Faciès fluviaux du Dévonien Inférieur, à l'ouest du Fadnoun, plateau du Tassili n'Ajjer (Eschard et al., 2005).

- Formation d'*Orsine* : cet ensemble argilo-gréseux est daté de l'Emsien grâce à l'abondance de macrofaunes, en particulier les brachiopodes de type *Eodevonaria* (Djouder et al., 2016). Elle comprend un terme argileux à la base et un terme argilo-gréseux au sommet déposé dans un environnement littoral d'avant-plage. Cette série à séquences rythmiques marque le début de la transgression emsienne et se poursuivra pendant le Dévonien Moyen et le Dévonien Supérieur (Henniche, 2002).
- Formation de *Tin-Méras* "F3-F4" : son épaisseur est très variable, environ 300 m au niveau d'Illizi, 140 m à 180 m sur le môle d'Ahara. C'est une formation transgressive essentiellement argileuse du Dévonien Moyen et Supérieur. Elle renferme quelques minces bancs calcaires très étendus qui constituent d'utiles repères lithostratigraphiques, ainsi que des bancs de grès et parfois également des niveaux d'oolithes ferrugineuses juste au-dessus de la discordance intra Dévonien Supérieur (discordance frasnienne, Fig. I.25).
- Formation d'*Illerène* "F2" : cette formation régressive de nature argilo-gréseuse marque la fin du cycle dévonien et affleure dans le Sud du Bassin d'Illizi. Cette

formation lithologique peu épaisse (40 à 60 m en moyenne) est essentiellement du Tournaisien inférieur. Elle correspond de la base vers le sommet à des carbonates parfois dolomitiques, de la sidérite et des niveaux à oolithes ferrugineuses alternant avec des argilites silteuses, des siltites et des grès fins (Latrèche et Coquel, 1996).



Figure. I.25: Formation de *Tin-Méras* (Dévonien Supérieur), à l'est de la ville d'Illizi (Région d'iSoutar, N26°36'56.3" – E08°47'31.1"). La base de la formation est soulignée par la discordance frasnienne (D.F), suivie par une série de shales importante avec quelques intercalations gréseuses au-dessus de la surface d'inondation maximale SIM ou « maximum flooding surface MFS » (Djouder et al., 2016).

5. Contexte pétrolier du Sahara oriental

5.1. Bref historique de l'exploration pétrolière en Algérie

Les premiers indices d'huile en Algérie remontent au dernier quart du 19^{ème} siècle. Ils sont reconnus en surface (suintements bitumeux et source de goudron) dans la région d'Ain Zeft (Bassin de Chlef), près de Relizane, dans l'Ouest de l'Algérie par les populations locales et produisent plus de 300.000 tonnes sur huit années. Cependant, en raison de la grande complexité géologique du nord de l'Algérie, cette ressource est restée principalement inexplorée (Askri et al., 1995).

En 1948, la première découverte de pétrole, sous un volume commercial, a été révélée dans le champ d'Oued Guétérini ou Guétrane au sud de Sour El Ghozlane dans les niveaux

nummulitiques de l'Eocène allochtone par la Sn Repal (Société Nationale de Recherche et d'Exploitation de Pétrole en Algérie).

L'insécurité due aux évènements (1954-1962, Guerre d'Algérie) ont eu pour conséquence de déplacer les efforts de recherche pétrolière de la Sn Repal vers le Sahara Algérien, ce qui a abouti en 1954 à la découverte de gaz à Berga-1 (In Salah, Tamanrasset) et permis de conclure que les volumes étaient plus importants que dans le nord. Par la suite, le champ de pétrole d'Edjeleh a été découvert dans les grès du Dévonien Inférieur; le champ 'super-géant' pétrolier de Hassi-Messaoud (80 TCF trillion cubic feet de gaz et 10 billion barrels de pétrole en réserve) dans les grès du Cambrien, et l'énorme gisement de gaz de Hassi R'Mel (105 TCF de réserve) dans les grès triasiques en 1956 (Hemsted, 2003). Et depuis, de nouvelles découvertes ne cessent de voir le jour, notamment grâce à la venue en masse des sociétés pétrolières, promettant ainsi une accélération de la recherche pétrolière au sein des bassins sédimentaires de la plate-forme saharienne.

5.2. Les bassins de Berkine-Ghadamès-Illizi

Sur les confins Algérie-Libye-Tunisie s'étend la synéclyse intracratonique de Berkine-Ghadamès-Illizi (BGI), couvrant près de 350 000 km². À l'est, dans la partie libyenne c'est 180 000 km²; (Ghadamès) à l'ouest, ou dans la partie algérienne c'est 150 000 km² (Berkine-Illizi); et au nord, dans la partie tunisienne c'est 20 000 km². Rien que le Paléozoïque ou "Superséquence du Gondwana" se compose d'un remplissage sédimentaire principalement clastique avoisinant les 4000 m d'épaisseur, qui s'est déposé dans des bassins marins peu profonds tel que le BGI (Boote et al., 1998).

Les bassins de BGI sont limités au nord par le Môle de Sidi-Toui et la Dorsale de Djefara, de direction E-W respectivement. À l'ouest, ils sont bordés par l'axe Amguid-El Biod-Messaoud de direction subméridienne, associé à un réseau de flexures et de failles complexes. Au S, par le massif du Hoggar et la Dorsale de Gargaf-Zégher (Fig. I.1). Et au final, le Bassin de Sirte avec une série de faille et de fossés en gradins de direction NW-SE, marque sa limite orientale (Massa, 1988; Chaouche, 1992).

Quant au système pétrolier du Sahara oriental, notamment des bassins de BGI, c'est un système complet (roche mère, réservoir et couverture) dont il sera question durant les sections suivantes (Fig. I.22).

5.3. Roches mères et couvertures

L'abondance de la matière organique conservée dans les sédiments fait du Silurien un « black hot shales » typique, et la principale roche-mère du pétrole saharien comme l'avait

pressenti Kilian (1957), dont la proportion de Carbone Organique Total (COT) varie de 2 jusqu'à 17% selon Boote et al. (1998). Ces argiles siluriennes qui ont été déposées dans de nombreux endroits de l'ancienne marge nord-gondwanienne sont à l'origine de 80 à 90% des sources d'hydrocarbures paléozoïques en Afrique du Nord (MacGregor, 1998, Craig et al., 2008; Kuuskraa et al., 2011). Certains de ses niveaux, à la fois roches-mères et couvertures, ont aussi constitué des pièges pour des métaux, comme le molybdène ou l'uranium. Le premier peut atteindre, dans le Silurien inférieur, des concentrations de 200 ppm à 300 ppm (Fabre, 2005). Le second fournit un bon repère pour les diagraphies et donc aux corrélations, puisque ces black shales s'étendent d'Egypte (Klitzsch, 1981) au Maroc (Destombes et al., 1985; Lüning et al., 2000).

Quant aux argiles radioactives frasniennes, déposées aussi au cours d'une transgression régionale, elles sont considérées comme la seconde source d'hydrocarbures des bassins sédimentaires de l'Afrique du Nord, avec des valeurs de COT comprises entre 8 à 14% (Boote et al., 1998; Lüning et al., 2003, 2004).

La couverture régionale (« cap-rock ») notamment des pièges à hydrocarbures paléozoïques et triasique est assurée par l'épaisse série d'évaporites (2000 m d'épaisseur), qui est d'âge Trias Supérieur à Jurassique Inférieur (Busson et Comee, 1989; Galeazzi et al., 2010). En plus de cela, les multiples dépôts argileux qui s'intercalent dans les réservoirs gréseux représentent eux aussi de bonnes couvertures aux seins des bassins et champs productifs périphériques (Djouder, 2011).

5.4. Roches réservoirs

Au cours de l'histoire paléozoïque de la plate-forme saharienne, de nombreux épandages sableux, fluviaux et glaciaires se sont étalés sur de vastes étendues par retrait glaciaire et par un système fluvial venu principalement du sud, ou arrière-pays du Gondwana, et qui allaient se jeter dans la proto-Téthys au nord. L'ensemble de ces corps sableux progradants constitue d'importants magasins à hydrocarbures et à eau en Algérie, Libye et Tunisie.

Parmi les réservoirs majeurs à hydrocarbures dans les bassins de BGI ils sont de bas en haut de la stratigraphie comme suit (Figs I.22 et I.26) :

- Le Cambrien moyen, Unité II : appelée Formation des *Ajers* dans les Tassilis et Formation des grès de Hassi-Messaoud en subsurface. Cette unité est subdivisée en

trois termes R3, R2 et R1, qui est le principal réservoir à hydrocarbure du champ 'super-géant' de Hassi-Messaoud (Askri et al., 1995).

- L'Ordovicien inférieur, Unité III.2 : formation massive, appelée la *Banquette* dans la région des Tassilis et qui est équivalente à l'unité réservoir de Quartzite de Hamra en subsurface (Abdallah, 1995). En effet, cette unité correspond à un réservoir gréseux à porosité primaire très faible <10%, dit non-conventionnel. Néanmoins, elle est marquée à toutes les échelles, par des systèmes de fractures naturelles qui pallient aux faibles caractéristiques matricielles (Kaced, 2003; Kracha, 2011).
- L'Ordovicien supérieur, Unité IV : la Formation de *Tamadjert* est d'origine glaciogénique, d'où ces qualités pétrophysiques très variables latéralement et verticalement (Tournier et al., 2010). Il s'agit donc d'un réservoir non-conventionnel de type « tight-gas », mais qui est omniprésent à travers l'ensemble nord-africain (BGI) et au Moyen-Orient (Hirst et al., 2002; Le Heron et al., 2009; Huuse et al., 2012).
- Le Silurien moyen, Unité M1: la *Barre saumon* de la Formation de l'*Atafaitafa* ou Zone de Passage présente une lithologie gréseuse d'extension large, et qui constitue la première zone réservoir du Silurien, communément connue par le réservoir F6 (Djouder, 2011).
- Le Silurien supérieur, Unités A et Unités B : correspondent à la Barre inférieure et au Talus à Tigillites, respectivement. Ces unités constituent la partie moyenne du réservoir F6 de toute la province orientale.
- Le Dévonien Inférieur, Unités C : la Barre Moyenne (C1), Trottoirs (C2) et la Barre Supérieure (C3) sont caractérisées par des propriétés réservoir généralement bonnes (Askri et al., 1995; Arezki, 2007). Ceci à travers l'ensemble des bassins sédimentaires sahariens qui constituent d'ailleurs la partie supérieure du réservoir F6 (Massa, 1988; Bekkouche, 1992; Alem et al., 1998).
- Le Dévonien terminal, Réservoir F2 : la Formation d'*Illerène* ou série de Gara Mas-Melouki, de nature argilo-gréseuse et qui est entrecoupée de niveaux d'oolithes ferrugineuses, est aussi un bon réservoir au sein du BGI avec des porosités qui sont comprises entre 15 et 22%.
- Le Carbonifère inférieur, Réservoir F1 et RKF : la Formation de *Rhourde El Khrouf* ou Grès d'*Issendjel* correspond essentiellement à des grès épais (200 m en moyenne) fluvio-deltaïques. Elle se présente avec des séquences régressives qui se sont déposées

dans des environnements de type shoreface juste après la transgression du Dévonien Supérieur frasnienne et fammenienne (Fabre, 1976; Legrand, 1985).

- Le Trias Moyen à Supérieur, TAGI : le *Trias Argileux Gréseux Inférieur* est une épaisse série de 50 à 100 m qui est un excellent réservoir au sein de la plate-forme saharienne (Rossi et al., 2002). L'origine de cette série est fluviatile à alluvio-éolienne, et repose en discordance sur les formations paléozoïques (Busson et Comee, 1989; Bourquin et al., 2010). Elle est aussi caractérisée par la présence de coulées volcaniques (andésites) importantes (Turner et al., 2001).

5.5. Maturation, migration et piégeage

Les principaux champs de pétrole et de gaz dans la succession paléozoïque en Afrique du Nord occupent des pièges structuraux complexes, stratigraphiques ou combinés en conséquence directe de l'histoire tectonique polyphasée de la région (Fig. I.6). Le schéma complexe des accumulations de pétrole, de condensat et de gaz sec à différents niveaux dans différents horizons des réservoirs reflète à la fois les variations de la maturité des roches-mères, l'histoire de la maturation, la migration, l'architecture des réservoirs, accidents et failles, la structuration des pièges et leurs destructions suite aux événements tectoniques tardifs (Chaouche, 1992; Dardour et al., 2004; Craig et al., 2008).

Dès les premiers mouvements du cycle calédonien précoce, certains pièges se sont déjà formés. Mais il a fallu attendre la phase hercynienne, qui est caractérisée par une intense déformation et épirogenèse en Afrique du Nord, pour que l'ensemble des pièges et zones génératrices d'hydrocarbures (« palaeo-kitchens ») vont être créés (Boudjema, 1987; Daniels and Emme, 1995; Echikh, 1998; Yahy et al., 2001; Dardour et al., 2004). Ces pièges correspondent actuellement à des plis de forte amplitude mais de dimensions modérées, associés pour la plupart aux linéaments panafricains et à des failles inverses de rejet important (Figs I.2 et I.7).

Quant aux événements associés à la phase alpine, ils ont non seulement modifié les pièges à hydrocarbures préexistants mais aussi entraîné une redistribution locale de ces hydrocarbures dans les bassins de BGI, tel que les nouvelles structures anticlinales créées, comme à Brides (Boudjema, 1987; Echikh, 1988). Cependant, il semble avec peu de doute que la majorité des pièges dans cette zone centrale soient finalement chargés d'hydrocarbures pendant le Crétacé Supérieur et le début du Cénozoïque, donc avant les phases principales et tardives de l'orogénèse alpine (Takherist, 1990; Ghenima 1995; Boote et al., 1998; Makhous et Galushkin, 2003). Plus tard vers l'Eocène et l'Oligocène, l'exhumation totale du Hoggar (bombement et uplift) est atteinte suite au paroxysme de l'orogénèse alpine. Ceci avait

engendré un gigantesque soulèvement et basculement des marges sud des bassins de BGI qui correspondent à l'actuel plateau du Tassili n'Ajjer. Cette nouvelle configuration a conduit à l'inclinaison locale et régionale vers le nord, et de cette longue exposition des marges aux conditions météoriques il en résulte un rinçage agressif (« flushing ») qui sera accompagné par l'échappement des huiles formée et son remplacement par de l'eau douce (Echikh, 1998; Dardour et al., 2004; Craig et al., 2008; Cette étude).

6. Travaux antérieures

6.1. Introduction

Par son importance économique, le Silurien supérieur-Dévonien Inférieur (réservoir F6), l'un des principaux horizons pétroliers, avec le Cambro-Ordovicien et le Trias, de la plate-forme saharienne, fit l'objet de nombreux travaux géologiques. Ces travaux sont principalement sur les champs en exploitation, de part des sociétés pétrolières et par les premiers géologues sahariens, dont une grande partie est consignée dans des rapports internes et confidentiels. Parmi ces travaux on peut citer en particulier :

- Le travail de C. Killian (1922) sur l'aperçu général de la structure des Tassilis des Ajjers ;
- La thèse de J.M. Freulon (1964) qui traite de la géologie des séries primaires à l'affleurement dans le Sahara central et en Libye (Djebel Fezzan) ;
- L'ouvrage de Beuf et al. (1971) sur les Grès du Paléozoïque Inférieur. Ce document constitue un outil de travail indispensable à tout géologue saharien; il rassemble les données de terrain et les études géologiques réalisées par plusieurs équipes de géologues sahariens depuis les années 60 ;
- L'ouvrage de J. Fabre (1976, 1988, 2005) géologie du Sahara occidental et central présente une synthèse des principales connaissances géologiques acquises; il constitue jusqu'à ce jour le seul ouvrage qui traite de la géologie du Sahara dans son ensemble ;
- S. Guerrak (1988) étude des minerais de fer oolitiques du Paléozoïque saharien ;
- A. Boudjema (1987) a étudié l'évolution structurale du bassin pétrolier triasique qui englobe la partie septentrionale du bassin algérien de Ghadamès (Berkine-Illizi) ;
- K. Boumendjel (1987) qui, à travers l'étude des chitinozoaires, propose une biozotation palynologique des systèmes Silurien et Dévonien Inférieur du Sahara algérien ;

- A. Assès (1987) établit, à partir des diagraphies de forage et de l'analyse séquentielle, une subdivision lithostratigraphique de l'ensemble du Sahara oriental ;
- D. Massa (1988) ces deux volumes constituent un ouvrage indispensable pour comprendre du côté libyen la géologie de la synéclyse Berkine-Ghadamès-Illizi ;
- La thèse de D. Bekkouche (1992) sur le Silurien supérieur-Dévonien Inférieur est une référence pour la lithostratigraphie, sédimentologie et diagenèse des réservoirs.
- Les travaux de Fekirine et Abdallah (1998), Abdallah (2005) établissent, à partir des affleurements, diagraphies et de l'analyse séquentielle, une subdivision complète du Paléozoïque à l'échelle de la plate-forme saharienne ;
- Eschard et al. (1999) : une synthèse a été réalisée dans le cadre des travaux du consortium IFP- Sonatrach (rapport confidentiel) et consistait en l'étude des séries du Silurien supérieur-Dévonien Inférieur, à l'affleurement et en subsurface, dans les bassins d'Illizi et de Berkine.
- La thèse de M. Henniche (2002) se situe aussi dans la prolongation directe des travaux du consortium IFP-SH.

6.2. Biostratigraphie

Le cadre biostratigraphique des trois groupes sédimentaires paléozoïques, c.-à-d. Tassilis internes (Cambro-Ordovicien), sillon Intra-tassilien (Silurien) et Tassilis externes (Dévonien-Carbonifère), des affleurements du Tassili n'Ajjer et des bassins BGI sont principalement datés grâce à une biozotation basée sur l'étude des palynomorphes ou microfossiles (chitinozoaires, acritarches et miospores), ainsi que les graptolites. Ces datations ainsi que les limites des séries du Siluro-Dévonien ont été établie notamment par Jardiné et Yapaoudjian (1968), Lanzoni et Magloire (1968), Legrand (1964, 1985, 2003), Boumendjel (1987, 1988), Massa (1988), Oulebsir et Paris (1993, 1995), Paris et al. (1995, 2000), Kichou-Braňk et al. (2006), Vecoli et al. (2008, 2009), Djouder et Štorch (in prep). Nous citerons en particulier trois échelles palynologiques actuellement utilisées par les géologues sahariens, et dont le contenu palynologique des biozones est présenté dans les travaux des auteurs ci-dessous :

- Zones palynologiques de l'Ordovicien et du Silurien-Dévonien du Sahara algérien (Jardiné et al., 1974) : cette zonation par les acritarches est réalisée à partir des données de trois régions principales (Illizi-Tinrhert, Grand Erg Oriental, Grand Erg Occidental); sur la coupe lithologique-type des forages du Sahara algérien, 23 zones palynologiques sont identifiées, de l'Ordovicien au Dévonien. Plus tard, Boumendjel

(1987, 1988) définit, à partir de l'étude des chitinozoaires, 22 *biozones* se succédant du Ludlowien au Fammennien qui sont corrélables sur l'ensemble du Sahara algérien.

- Zones palynologiques du Silurien supérieur-Dévonien Inférieur des forages du nord du Bassin d'Illizi (Lanzoni et Magloire, 1968) : 15 *biozones* regroupées en 6 zones principales ont été identifiées; des correspondances entre zones et unités lithologiques ont été proposées.

L'attribution stratigraphique et les âges proposés pour ces *biozones* sont établis corrélativement avec les coupes des Monts d'Ougarta (Legrand, 1985) où les coupes du Silurien et du Dévonien sont bien datées par les graptolites et les brachiopodes.

- Zonation de Paris et al., (2000) : dans le cadre des travaux du consortium IFP- SH (Eschard et al., 1999 ; Henniche, 2002), de nouvelles datations ont été mises en place par Paris, Azzoune et Boumendjel sur les puits du Bassin d'Illizi, du Bassin de Berkine et sur les affleurements des Tassilis. L'analyse palynologique des chitinozoaires et des spores a permis d'identifier (1) dans le Silurien (du Wenlockien supérieur au Pridolien), 7 *biozones* locales de chitinozoaires et 3 assemblages de spores et ; (2) dans le Dévonien (du Lochkovien au Givétien), 7 *biozones* locales de chitinozoaires et 4 assemblages de spores. Cette étude a permis de dater, pour la première fois à l'affleurement, une formation intermédiaire entre le Wenlockien et l'Emsien. Il s'agit du membre supérieur « Talus à Tigilittes » de la Formation de l'Oued Tifernine attribué au Ludlowien supérieur-Pridolien à l'affleurement dans le secteur de l'Oued Taïni par Azzoune et Boumendjel (Eschard et al., 2000).

6.3. Corrélations

Plusieurs études ont été établies sur ces séries dans le passé par les premiers géologues sahariens dont les principales sont celles de Killian (1922), Beuf et al. (1963, 1971), Biju Duval et al. (1968), De Charpal et al. (1966). Ces différentes études qui ont été basées principalement sur une description et un découpage lithostratigraphique des séries sédimentaires à l'affleurement présentaient une idée unique basée sur la quasi-homogénéité des environnements de dépôts et leur corrélation d'une manière continue sur plusieurs centaines de kilomètres, ceci d'est en ouest (Figs I.18 et I.26)

| NOMENCLATURE DES FORMATIONS AU SAHARA OCCIDENTAL | | ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES | | NOMENCLATURE DES FORMATIONS AU SAHARA ORIENTALE | |
|--|-------------------|-------------------------------|--------------|---|------------------------|
| OUGARTA (Affleurements) | SBAA (Sondages) | | | ILLIZI-BERKINE (Sondages) | SUD-EST (Affleurement) |
| | | STEPHANO-PERMIEN | PERMIEN | SERIE DE TIGUENTOURINE | |
| | | MOSCOVIEN | CARBONIFERE | SERIE F | LE ADEB LARACHIE |
| BATIMER | NAMURIEN | BASHKIRIEN | | SERIE E | OUBARAKAT |
| | | SERPUKHOV. | | SERIE D | |
| TIMIMOUN | WISEEN | WISEEN | | SERIE C | ASSEKAÏFAF |
| KAHLA | TOURNAISIEN | TOURN. SUP. | | SERIE B | HASSI ISSENDJEL |
| | SBAA | STRUNIEN | | SERIE A | |
| MARHOUMA | FAMENNIEN | FAMENNIEN | DEVONIEN | RESERVOIR F2 | ILLERBNE |
| | FRASNIEN | FRASNIEN | | SERIE | SERIE DE TIN MERAS |
| CHEFAR EL AHMAR | GIVETIEN | GIVETIEN | | RESERVOIR F3 | |
| | | COUVINIEN | | ARGILEUSE | |
| TEFERGUINIT | | EMSIEN | | RESERVOIR F4 & F5 | ORSINE |
| DKHISSA | | PRAGUIEN | | | |
| SAHEB EL DJIR | | LOCHKOVIEN | RESERVOIR F6 | UNITE C3 | BARRE SUPERIEURE |
| ZEMLET | | PRIDOLI | | UNITE C2 | TROTTOIRS |
| | | LUDLOVIEN | | UNITE C1 | BARRE MOYENNE |
| OUED ALI | SILURIEN ARGILEUX | WENLOCKIEN | | UNITE B | TALUS A TIGILLITES |
| | | LLANDOVERIEN MOY. A SUP. | UNITE A | BARRE INFÉRIEURE | |
| | | LLANDOVERIEN MOY. A SUP. | UNITE M | ATAFAÏTAF | |
| | | LLANDOVERIEN MOY. A SUP. | | SILURIEN ARGILEUX | IMIRHOU |
| | | LLANDOVERIEN MOY. A SUP. | | | |
| DJEBEL SERRAF | UNITE IV | ASHGILIEN | ORDOVICIEN | UNITE IV | TAMADJERT |
| BOU M'HAOUD | UNITE III | CARADOCIEN | | UNITE III - 3 | IN TAHHOUIE |
| FOUM EZ ZE-DIYA | | LLANDEILIEN | | UNITE III - 2 | BANQUETTE |
| KHENEG EL 'ATENE | | LLANVIRNIEN | | UNITE III - 1 | VIRE DU MOUFLON |
| FOUM TINESLEM | | TREMADOCIEN | | | |
| A-N NECHIA | DALLE A LINGULES | (Supérieur) | | UNITE II | TIN TARADJELLI |
| SEBKHET EL MELAH | | (Moyen) | UNITE I | EL MOUGAR | |
| SERIES INTERMEDIAIRES | | INFRACAMBRIEN | | SERIES INTERMEDIAIRES | |
| SOCLE | | PRECAMBRIEN | | SOCLE | |

Figure. I.26: Le Paléozoïque du Sahara occidental et oriental. Correspondance entre les formations et attributions stratigraphiques (Attar, 1987; Fekirine et Abdallah, 1998).

CHAPITRE II

CHAPITRE II. MÉTHODOLOGIE

1. Géologie de terrain

Trois campagnes de terrain ont été organisées, tout au long de notre thèse, afin d’acquérir le matériel, mesures et données nécessaires à l’étude complète du Silurien. Ceci à travers les affleurements exceptionnels exhibés au sein du plateau du Tassili n’Ajjer (SE Algérie).

Nous avons aussi tenté d’intégrer les dépôts du Dévonien durant la première mission (Fig. II.1), mais il s’est révélé impossible de continuer ce travail sur les deux systèmes géologiques, puisque rien que l’épaisseur de la succession du Silurien dépasse les 400 mètres. D’où une étude détaillée et qui est axée seule sur le Silurien. Les résultats de cette étude de terrain sont présentés dans le chapitre III, ainsi que dans le travail de Djouder et al. (2018).

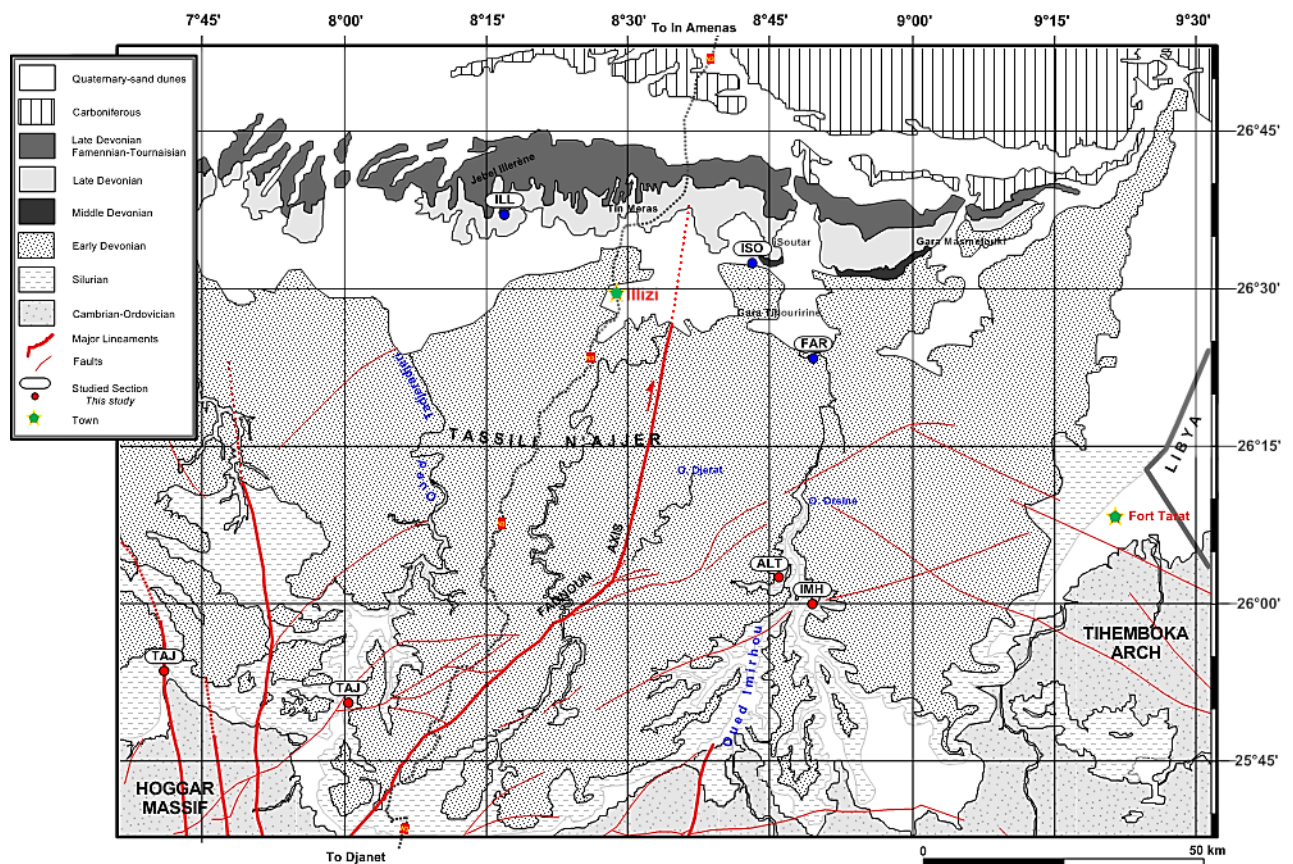


Figure. II.1: Carte géologique synthétique des affleurements du plateau du Tassili n’Ajjer (modifié à partir de la carte géologique d’Illizi à l’échelle de 1/ 200 000 publiée par BeicipFranlab – IFP et Sonatrach, 1974-1975, accès limité). Cercles bleus (vers le Nord) correspondent aux coupes de terrain Dévonien non développées durant cette étude. Cercles rouges (vers le Sud) correspondent aux coupes de terrain Silurien étudiées.

Détails sur les missions de terrain :

- La première mission (mars / avril 2014), a été effectuée dans la région d'Oued Imihrou (Tassili oriental, Fig. II.2A), principalement sur le Jebel In Hamane IMH (N26°00'35.4" – E08°51'04.2") et le Jebel Allamen Taghlel ALT (N25°59'11.9" – E08°48'08.9"). À travers ces deux coupes de terrain, l'ensemble du Silurien a été levé en détail et échantillonné en continu, permettant ainsi de reconstituer l'environnement sédimentaire et le modèle de dépôt du Silurien. Mais aussi au final, de proposer une coupe sédimentologique-stratigraphique de référence pour l'ensemble du Silurien du Tassili n'Ajjer.
- La deuxième mission (avril / mai 2015) s'est focalisée sur le Tassili occidental (Fig. II.2B), tout en mettant l'accent sur les shales du Silurien inférieur. En effet, cette province offre de meilleurs affleurements et permet une étude assez complète de la Formation de l'Oued Imihrou (Silurien inférieur), d'où le choix d'intégrer deux autres portions de coupes à celles déjà étudiées au Tassili oriental (IMH section 1). Ces deux coupes supplémentaires sont localisées dans la région d'Oued Tadjeradjeri, nommée Ifni (TAJ section 2 : N25°53'34.1" – E08°00'32"), ainsi que dans la région de Tamelrik, à travers l'Oued Taghagh-Jebel Satrakout (TAG section 3 : N25°56'11.9" – E07°41'18.1").
- La troisième et dernière mission (mai / juin 2016), a été uniquement consacrée à l'acquisition en continu de mesures de terrain, c'est-à-dire de susceptibilité magnétique SM et de spectrométrie gamma-ray GRS, sur l'ensemble des trois coupes étudiées (Fig. II.1).

2. Sédimentologie

Malgré l'environnement désertique et l'accès difficile aux différentes régions étudiées, le Parc National du Tassili n'Ajjer constitue un laboratoire exceptionnel pour l'étude de la géologie, et plus particulièrement la sédimentologie. La majeure partie des sites et affleurements étudiés, au courant de cette thèse, sont localisés dans les oueds (rivières). Ces derniers découpent profondément le plateau du Tassili n'Ajjer, et forment ainsi des étroites gorges et canyons où l'ensemble des couches sédimentaires du Silurien sont de meilleure qualité et fraîchement représentées.

L'intervalle stratigraphique nécessaire à la réalisation de cette étude est d'une épaisseur totale de 410 mètres au Tassili oriental et de 500 mètres au Tassili occidental. Le levé des trois coupes a été effectué en détail à l'échelle 1/25^{ème}, et banc-par-banc, tout en se

servant des positions précises fournies par le GPS (Garmin GPSMAP 60CSx), mais aussi pour la vérification des épaisseurs estimées entre chaque niveau stratigraphique et pour chaque coupe levée.

Au Tassili n'Ajjer, nous avons noté toutes les informations utiles permettant d'approcher en détail l'environnement sédimentaire et le modèle de dépôt prévalent au Silurien. Entre autre : épaisseur, contact, géométrie et évolution des bancs. Description de la lithologie, couleur et type de figure sédimentaire rencontrée. Les discontinuités sédimentaires pouvant être reconnues, ainsi que les structures secondaires liées à chaque faciès.

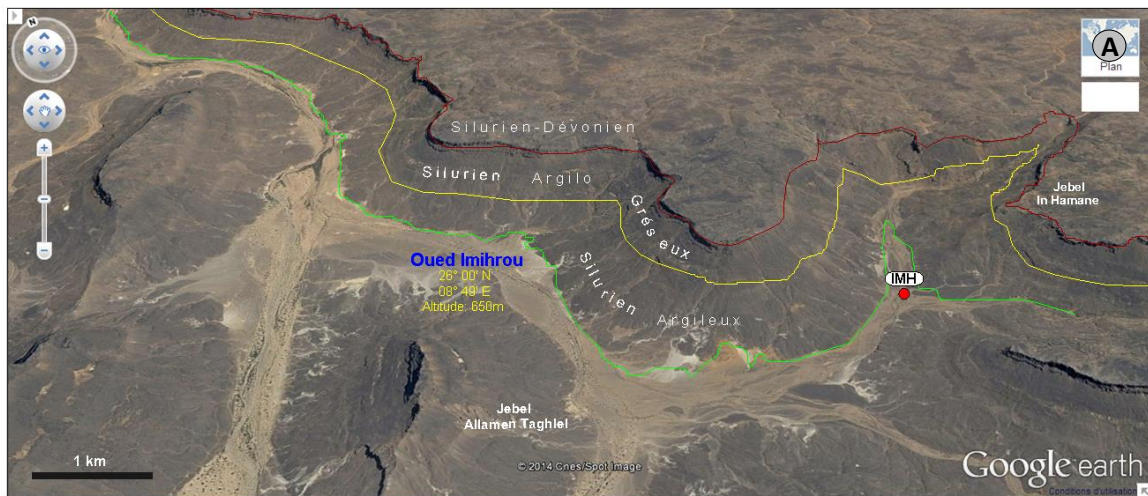


Figure. II.2: Images satellite des régions d'étude au sein du plateau du Tassili n'Ajjer oriental et occidental (cf. Fig. II.1). (A) Image satellite de la région d'Oued Imihrou, montrant les affleurements du Silurien et la localisation des coupes de terrain étudiées, c'est-à-dire, Jebel In Hamane et Jebel Allamen Taghlel (IMH section), à l'Est et à l'Ouest respectivement. (B) Image satellite de la région d'Oued Tadjeradjeri, ainsi que la localisation des deux coupes (TAJ et TAG sections). Les terrains de cette région du Tassili occidental, notamment la série du Cambro-Ordovicien, sont largement affectés par des accidents subméridiens sub-

verticaux profonds du Pan-Africain, qui constituent l'un des trois grands réseaux d'accidents présents en Afrique du Nord.

En plus des observations précédentes, l'échantillonnage a été réalisé de manière relativement systématique, avec un prélèvement environ tous les mètres ou moins si des variations lithologiques importantes le nécessitaient. Au total, 510 échantillons (soit environ 260 kg) furent ainsi prélevés pour l'ensemble des trois coupes étudiées (435 échantillons au Tassili oriental, et 75 échantillons au Tassili occidental) et expédiés en Belgique puis en Australie. Ces échantillons ont servi à compléter les observations de terrain ainsi que pour d'autres études complémentaires, mesures et analyses de laboratoire.

3. Ichnologie

L'ichnologie est l'étude des traces, comme les terriers, les traces de déplacement et d'excavation, créés dans le substrat par des organismes vivants. Il s'agit d'un domaine de plus en plus important, récemment transformé en une science multiforme au carrefour de nombreuses disciplines.

Il est évident que l'intérêt d'intégrer le concept d'ichnofaciès et les traces fossiles durant notre étude est plus que primordiale. Car en effet, une présence non-négligeable de traces fossiles est recensée sur presque chaque banc des coupes étudiées.

L'analyse ichnologique, sur l'ensemble des dépôts du Silurien, est effectuée à la fois sur le terrain (macroscopiquement) mais aussi en laboratoire (microscopiquement). En effet, une partie de chaque échantillon est sciée parallèlement et perpendiculairement aux plans de stratifications. Les deux surfaces obtenues sont ensuite polies puis scannées ; ceci afin de permettre une meilleure identification et description de ces structures biogéniques, mais aussi pour un meilleur échange avec d'autres spécialistes de l'ichnologie.

Les structures biogénétiques, c'est-à-dire la bioturbation et/ou la présence de perforations dans un sédiment récent ou ancien, sont significatives d'environnements de dépôts précis et de conditions hydrodynamiques bien spécifiques. D'où l'importance d'étudier ces structures, notamment certains critères comme : type d'ichnogenera, diversité, taille et indice de la bioturbation (BI, ou l'intensité qui varie d'absente (BI = 0 ou 0%, sans bioturbation) à complète (BI = 6 ou 100%, intense bioturbation) (**Fig. II.3**; Taylor et Goldring, 1993; Taylor et al., 2003).

| Grade | Percent bioturbated | Classification | Visual representation |
|-------|---------------------|---|-----------------------|
| 0 | 0 % | Bioturbation absent | |
| 1 | 1 to 4 % | Sparse bioturbation, bedding distinct, few discrete trace fossils | |
| 2 | 5 to 30 % | Uncommon bioturbation, bedding distinct, low trace fossil density | |
| 3 | 31 to 60 % | Moderate bioturbation, bedding boundaries sharp, trace fossils discrete | |
| 4 | 61 to 90 % | Common bioturbation, bedding boundaries indistinct, high trace fossil density with common overlap | |
| 5 | 91 to 99 % | Abundant bioturbation, bedding completely disturbed (just visible) | |
| 6 | 100 % | Complete bioturbation (total biogenic homogenization of sediment) | |

Figure. II.3: Représentation schématique de l'indice de bioturbation (BI). Les valeurs de BI correspondent au rapport entre le degré de bioturbation avec les structures sédimentaires identifiables. L'utilisation du BI suit celle de Bann et al. (2004). Le concept est dérivé de Reineck (1963), adapté par Taylor & Goldring (1993) et Taylor et al. (2003).

4. Susceptibilité magnétique (SM)

Cette propriété des roches a été abordée durant ce travail. La susceptibilité magnétique permet de mesurer la quantité de minéraux magnétisables d'une roche. Elle présente aussi l'avantage de ne pas être trop sensible aux phénomènes de diagenèse, voire de métamorphisme, qui sont, la plupart des temps, inévitables pour l'étude de sédiments du Paléozoïque (Riquier, 2005), ce qui est le cas de la présente étude.

Les mesures de susceptibilité magnétique (SM ou χ_{in}) ont été réalisées sur place, aux affleurements étudiés, ainsi que sur échantillons au sein du laboratoire de Pétrologie sédimentaire PETROSED – ULiège (Belgique).

La susceptibilité magnétique sur l'ensemble des trois coupes étudiées au terrain a été acquise grâce à un susceptomètre portatif de type KT-10 v2 TerraPlus (Fig. II.4A), avec une précision des mesures qui est de l'ordre de 1×10^{-6} SI units. Cet appareil est choisi, puisque il est capable de fournir des mesures rapides, même dans des conditions extrêmes telles qu'au désert algérien, sachant que sa température de fonctionnement est comprise entre -20 °C à 60 °C.

Pour chaque coupe, et sur chaque 50 cm (parfois moins) de l'intervalle étudié, trois mesures ont été réalisées sur le même endroit ceci afin de s'assurer de la fiabilité des données

obtenues. L'ensemble des résultats de mesures, plus de 500 mesures, est repris sous forme de tableau de données (cf. [chapitres V et Annexe 1](#)).

Au laboratoire PETROSED, les mesures de susceptibilité magnétique sur chaque échantillon, représentant une moyenne de trois mesures successives, ont été effectuées sur un instrument KLY-3S Kappabridge (AGICO, niveau de bruit 2×10^{-8} SI). La SM est exprimée en m^3/kg et la précision des mesures est de l'ordre de $1 \times 10^{-10} \text{ m}^3/\text{kg}$ (cf. Da Silva et Boulvain, 2006).

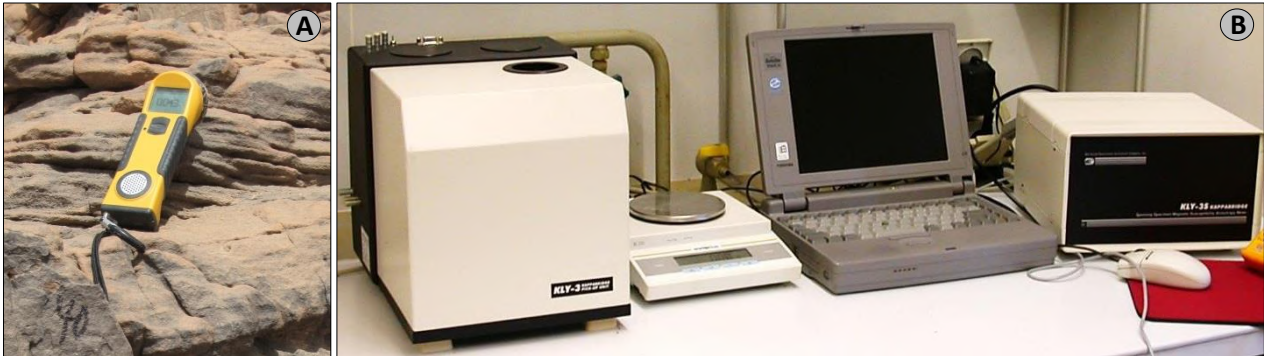


Figure. II.4: (A) Susceptomètre portatif, type KT-10 v2 Terraplus, de mesure de susceptibilité magnétique sur terrain. (B) Susceptomètre KLY-3 Kappabridge AGICO Inc. et composants associés, de gauche à droite, l'unité où l'on place l'échantillon (« pick-up unit »), la balance, l'ordinateur de traitement des données et l'unité de mesure (« spinning specimen magnetic susceptibility anisotropy meter »).

Les quelques 250 morceaux de roches utilisés, possédant des dimensions de 3.5-2.5 cm, ont été pesés avec une précision de 0.01 g. Comme recommandé par l'étude de Ellwood et al. (1999), la masse de chaque échantillon doit être supérieure ou égale à 10 g, ce qui est le cas de tous les échantillons analysés.

L'appareil est composé d'une unité où l'on place l'échantillon, à l'aide d'un porte-échantillon (« pick-up unit»), d'une unité de mesure qui traite le signal (« magnetic susceptibility anisotropy meter »), et d'un ordinateur pour le traitement des données ([Fig. II.4B](#)).

5. Spectrométrie gamma-ray (GRS)

Les diagraphies gamma-ray naturel sont un outil standard dans l'exploration des hydrocarbures et des minéraux. Peu de gens savent qu'il existe également des spectromètres portatifs (Type GRS, [Fig. II.5](#)) capables d'effectuer les mêmes mesures de radiation gamma à la fois dans les puits et sur les affleurements. En plus de cela, la technique GRS *in situ* présente de remarquables avantages, par rapport aux analyses de laboratoire : - échantillonnage en continu, - couplée à un GPS pour fournir les coordonnées géographiques, - disponibilité prévisible des données, - rentable, - non destructive, et - déterminant avec

précision la concentration des éléments radioactifs naturels même au sein de strates altérées.



Figure. II.5: Susceptomètre gamma-ray portatif (GRS), permettant d'obtenir sur terrain les concentrations en potassium (K en %), uranium (eU en ppm), thorium (eTh en ppm), le débit de dose et les mesures des spectres de rayons gamma naturel en nanogray (« Dose Rate » en nGy h⁻¹). Le GRS est couplé à un GPS afin de fournir les coordonnées géographiques de chaque mesure.

C'est lors de la dernière mission de ce travail, que les mesures des spectres de rayons gamma ont été réalisées sur les trois coupes étudiées et sur chaque 50 cm de l'intervalle étudié. Nous avons utilisé un spectromètre à rayons gamma portable GF-InstrumentsTM avec un détecteur BGO 2"x2" (Bismuth Germinate Oxide) pour mesurer l'abondance de trois principaux éléments radioactifs (uranium, thorium et potassium) dans la succession du Silurien. Trois mesures ont été nécessaires, sur chaque niveau stratigraphique, sachant qu'une mesure dure 3 minutes avant de pouvoir remesurer les deux autres, et puis pour se déplacer sur un autre niveau et ainsi de suite, suivant les méthodes de Lüning et al. (2003) et Fello et al. (2006). Au final, les données collectées sont notamment les concentrations en uranium (eU en ppm), thorium (eTh en ppm), potassium (K en %), le débit de dose et les mesures des spectres de rayons gamma naturels en nanogray (« Dose Rate » en nGy.h⁻¹). Ces résultats de mesures, plus de 250 mesures, sont repris sous forme de tableau de données en [Annexe 2](#).

6. Microscopie optique

400 lames minces (60x90 mm, 45x60 mm, et quelques-unes de 30x45 mm) ont été examinées au microscope optique en lumière naturelle (LN) et en nicols croisés (NC), représentant tous les échantillons prélevés sur les trois coupes de la succession du Silurien étudiée, excepté les niveaux de shales. Ces observations permettent non seulement de reconnaître les minéraux et les phénomènes diagénétiques associés à chaque niveau stratigraphique mais également l'éventuelle bioturbation existante au sein du sédiment étudié.

En effet, la description et la classification des faciès/microfaciès a été réalisée sous un microscope optique de type Olympus BH2 au laboratoire PETROSED, ceci afin de compléter les observations de terrain et permettre une interprétation sédimentologique des dépôts.

La description de chaque lame mince comporte notamment les éléments figurés, ciment, matrice et porosité avec une estimation visuelle : (i) la nature des éléments (grains) est basée sur Williams et al. (1982), et Blatt et Tracy (1997), leur taille selon l'échelle de Wentworth (1922), leur morphoscopie (sphéricité), et le granoclassement des constituants (normal ou inverse) sont basés sur Pettijohn et al. (1972) et Longiaru (1987); (ii) les ciments existants ; et la matrice dominante au sein du microfaciès.

Au final les faciès/microfaciès sont divisés en différents pôles et classés du plus proximal au plus distal, selon l'ensemble des critères sédimentologiques et ichnologiques (cf. [chapitre III.3.2.2](#)). Il est évident qu'entre chaque pôle différent un continuum existe, mais dont l'individualité est trop faible pour pouvoir constituer un faciès/microfaciès à part entière.

7. Spectrométrie de fluorescence des rayons X (XRF)

L'analyse quantitative de 115 échantillons en éléments majeurs et en éléments traces a été effectuée par spectrométrie de fluorescence des rayons X, sur un instrument XRF (ARL Perform-X 4200, [Fig. II.6](#)) au laboratoire de Pétrologie, Géochimie et Pétrophysique – ULiège (Belgique), la procédure analytique complète voir (Charlier et al., 2008; Duchesne et Bologne, 2009).



Figure. II.6: Appareil de fusion Claisse Fluxer M4 permettant d'obtenir des perles fondues (« Glass discs ») en haut à gauche. Calcination des échantillons dans un four de préchauffage (Nabertherm) à 1000°C en bas à gauche. À droite, l'instrument XRF ARL Perform-X 4200 utilisé pour les analyses géochimiques des éléments majeurs et traces.

L'ensemble des échantillons ont été soigneusement nettoyés avant tout traitement et les surfaces altérées ont été enlevées. Chaque échantillon a ensuite été concassé à l'aide d'un marteau et une enclume. Au final, un broyeur de type Fritsch (Broyeur Planétaire Pulverisette 5) est utilisé dans le but d'obtenir un broyage ultra-fin ($<1\mu\text{m}$) et une homogénéisation parfaite des échantillons.

L'analyse des éléments majeurs (c'est-à-dire : SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 total, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , et P_2O_5 , voir [Annexe 3](#)) a été effectuée sur des perles fondues (« Glass discs ») et la perte au feu (« LOI, loss on ignition ») a été déterminée en chauffant préalablement les 150 échantillons en poudre ultra-fine à 1000°C dans un four de préchauffage (Nabertherm) pendant deux heures.

La préparation des perles fondues requièrent 0.35g d'échantillon et 3.85g de méta-borate de lithium (LiBO_2), pesés avec précision, et qui sont par la suite fondus dans un appareil de fusion (Claisse Fluxer M4) à 1000°C et durant 15min. La précision des mesures est estimée à 1%, tel que vérifié avec 40 normes internationales et standards internes.

Concernant l'analyse des éléments traces (c'est-à-dire : Co, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Th, U, Y, Zn, Zr, Ba, Ce, Cl, Cr, S, et V, voir [Annexe 4](#)), elle a été déterminée sur des pastilles pressées (« Pressed pellets »). Les 150 pastilles fabriquées contiennent chacune 4g d'échantillon en poudre ultra-fine et parfaitement homogénéisée avec quelques gouttes de cire servant de liant (Elvacite) avant d'être pressées avec une charge de 4.8 tonne/cm². L'erreur de mesure finale ne dépasse pas les 5%.

L'ensemble des données d'analyse des éléments majeurs et traces est discuté dans le [chapitre V](#).

8. Diffraction des rayons X (DRX)

Le principe de la diffraction des rayons X consiste à émettre un faisceau de rayons X qui va diffracter sur un réseau de plans cristallins selon la loi de Bragg. Cela permet d'accéder à la connaissance de tous les espaces réticulaires. L'appareil utilisé pour cette étude est un diffractomètre à rayons X (Bruker D4 Endeavor) équipé d'un tube en cobalt Co, d'un filtre en Fe et d'un détecteur de position LynxEye (tension 40kV; courant 25 mA). L'ensemble des analyses a été réalisé au sein du laboratoire de Minéralogie – CSIRO (Australie).

150 échantillons ont été utilisés pour la DRX, sachant qu'une attention particulière est exigée surtout pour la préparation de ces échantillons. En effet, cette procédure est importante

et décisive pour une caractérisation et quantification minéralogique efficace. Pour plus de détails à ce sujet, il faut se référer au travail de Moore et Reynolds (1997).

L'ensemble des échantillons a été préalablement lavé à l'eau déminéralisée et séché à 40°C dans une étuve et durant une nuit. À l'aide d'un marteau, la roche qui est enroulée dans un sac en plastique spécial est désagrégée en petit morceaux, ceci afin de réaliser simultanément deux analyses pour chaque échantillon : (i) une analyse totale de la roche; et (ii) une analyse du cortège argileux (voir [Annexe 5](#)).

- L'analyse totale de la roche (« random powders » réflexions hkl) s'effectue sur environ 10g finement broyé en poudre à l'aide d'un mortier et pilon. La poudre homogénéisée est ensuite déposée d'une manière désordonnée sur un support et prête pour être analysée de 5 à 90° (2θ) avec un pas de déplacement de 0.02° et une fente de divergence de 1°.

Cette analyse permet d'identifier les minéraux présents (« bulk mineralogy »), tout en se servant de la base de données « International Center for Diffraction Data (ICDD) Powder Diffraction File (PDF) ». L'interprétation semi-quantitative des diffractogrammes en combinaison avec des phases minérales identifiées automatiquement a été réalisée en utilisant la méthode de Rietveld intégrée au programme de quantification SIROQUANT, développé en partenariat avec le CSIRO.

- Concernant l'analyse du cortège argileux (« oriented clay powders » réflexions basales 00ℓ), la procédure est longue et minutieuse et consiste à séparer les particules fines des particules plus grossières. Pour préparer des suspensions et en extraire la fraction argileuse d'une roche, il faut plusieurs procédures: - laisser les petits morceaux de roche dans de l'eau déminéralisée pendant plusieurs jours, afin de favoriser la désagrégation naturelle, - parfois un bain à ultrasons (5 minutes) est appliqué aux échantillons les plus durs, - lavage des échantillons par de multiples centrifugations et élimination des sels sans produits chimiques, car ils sont agressifs vis-à-vis des structures silicatées. Cependant, dans le cas où les argiles flocculent, quelques gouttes d'un défloculant (Calgon) suffisent.

Au final, la fraction <2μm qui correspond aux minéraux argileux, est extraite par centrifugation en utilisant la MPW 350E et Sigma 3-16L avec une vitesse de rotation de 700 tours par minute et durant 9 min. C'est grâce à cette fraction que les préparations orientées ont été obtenues, en déposant quelques gouttes de cette fraction sur une lame de verre (séchage à l'air libre). Pour chacune des préparations, trois diffractogrammes de diffraction

ont été produits (normal, éthylène-glycol, chauffé) de 2 à 35° (2θ), et l'ensemble des résultats sont discutés en détail au [chapitre VI](#).

9. Microscopie électronique à balayage (MEB)

Le principe du MEB (« Scanning electron microscope, SEM ») consiste en un faisceau d'électrons accélérés balayant la surface de l'échantillon à analyser qui, en réponse, réémet des électrons. L'impact du faisceau génère des électrons secondaires de basse énergie (SE : utilisé pour observer les morceaux de roches), et des électrons rétrodiffusés (BSE : utilisé pour observer les surface parfaitement plate). Ces deux types d'électrons générés sont sélectivement analysés par des détecteurs transmettant le signal à un écran cathodique et permettant de reconstruire l'image de la surface de l'échantillon en trois dimensions, et en révélant des détails jusqu'à présent invisibles.

Les observations faites au MEB permettent de déterminer la texture, la nature des éléments présents, le type d'argile et l'ordre chronologique d'apparition des différents minéraux qui composent la roche (les étapes de la diagenèse).

L'appareil utilisé est un ZEISS Ultra-*plus* FE-SEM qui est un outil d'analyse même à l'échelle nanométrique dédié pour l'imagerie à ultra-haute résolution et l'analyse de la composition des matériaux. En effet, il est équipé d'une microsonde à dispersion d'énergie (microsonde EDS – Energy Dispersive Spectroscopy) qui permet d'analyser le spectre de rayonnement des rayons X (analyse élémentaire qualitative).

Au total, 20 échantillons (10 fines couches d'argile sur un support conducteur et 10 petits morceaux de roches) ont été observés et analysés au FE-SEM, au laboratoire de Minéralogie – CSIRO (Australie). Les analyses ont été réalisées avec une tension de 15kV, si nécessaire parfois moins, et avec un courant de 1,5nA. Les échantillons ont été préalablement métallisés par vaporisation d'une fine couche de carbone afin de rendre la surface de l'échantillon conductrice.

10. Pyrolyse Rock-Eval

La technique de pyrolyse Rock-Eval a été mise au point à l'Institut Français du Pétrole (Espitalié et al., 1977), afin d'évaluer rapidement la teneur en matière organique ainsi que le potentiel pétrolier d'échantillons de forages et d'affleurements. Elle consiste à pyrolyser un échantillon broyé en programmation de température et sous atmosphère d'hélium. Les effluents de pyrolyse générés sont quantifiés en fonction de la température. Cette méthode permet d'évaluer le contenu en matière organique (MO) d'une roche (COT :

Carbone Organique Total, en % de la masse de la roche totale), l'index d'hydrogène correspondant au degré d'aliphaticité de la MO (IH, exprimé en mg HC/g COT où HC = effluents de pyrolyse), le degré d'oxydation de la MO (IO : Index d'Oxygène exprimé en mg CO₂/g COT), et le degré de maturité thermique de la roche via un paramètre nommé $T_{max_maturity}$ qui correspond à la température de production maximale d'effluents, les résultats de pyrolyse (S_1 , S_2 et S_3 en mg/g). L'évaluation des paramètres et les résultats précédents ont été analysés grâce à un instrument HAWK (Wildcat Technologies, Fig. II.7).

La deuxième technique indispensable aussi à l'évaluation d'une roche mère et de sa maturation thermique, consiste en la description et la quantification des macéraux existants au sein de la roche (ex : vitrinite, graptolite, acritarce, algue, miospore,...), ainsi que le pouvoir réflecteur de la vitrinite (Graptolite réflectance % R_{grap} et vitrinite équivalente % VR_{eqv}). Les réflectances sont déterminées sur une surface ne dépassant pas les $2\mu m^2$ à 546 nm tout en utilisant un grossissement de 500x sur un microscope motorisé de type LEICA MP4500P avec un logiciel Hilgers Diskus. Au moins 30 mesures sur les macéraux de chaque échantillon ont été acquises, afin d'aboutir aux valeurs de R_{grap} et VR_{eqv} réflectances. L'écart-type de mesure de chaque échantillon (« standard-deviation ») a ensuite été calculé.



Figure. II.7: Instrument HAWK (Wildcat Technologies) utilisé pour la pyrolyse Rock-Eval. Il est capable de mesurer tous les paramètres de pyrolyse classiques (S_1 , S_2 , S_3 , S_4 et T_{max}) et de carbone organique total (COT ou « TOC »).

Ces deux précédentes techniques, c'est-à-dire de pyrolyse Rock-Eval et d'analyse de la matière organique ont été réalisées en partenariat avec le laboratoire Energy Resources Consulting – ERC Pty Ltd (Australie) sur un total de onze échantillons du Silurien inférieur, couvrant les trois coupes du Tassili n'Ajjer étudiées. Les données sont discutées en détail dans le [chapitre VI](#).

11. Microspectroscopie Raman

La microspectrométrie Raman est une technique polyvalente non-destructive et ponctuelle permettant d'identifier et d'analyser les solides (minéraux, matière organique et kéroène), les liquides ou les gaz (inclusions fluides) identifiés par les positions des raies spectrales. Le principe repose sur le phénomène de vibration Raman des espèces moléculaires, lorsqu'elles sont excitées par un rayonnement monochromatique. Ce phénomène est observé pour toute espèce polyatomique. La position des raies spectrales est fonction du mode de vibration (stretching, bending, et rocking), du type de liaison interatomique et de la masse des atomes. Leurs positions permettent l'identification d'une grande quantité de composés, ainsi que la quantification des hétérogénéités structurales à l'intérieur des échantillons (Dubessy et al., 2012).

Dans le cas de la matière organique (MO), c'est-à-dire : vitrinite, graptolite et chitinozoaire, et qui sont d'ailleurs de potentiels indicateurs de la maturation des roches mères pétrolières, la spectroscopie Raman est la plus employée durant ces deux dernières décennies (Inan et al., 2016; Sauerer et al., 2017). Parmi les avantages de cette technique, c'est qu'elle n'exige pas l'extraction de la MO de la roche hôte ou toute autre préparation spéciale à part une surface bien polie de l'échantillon. Deuxièmement, la haute-résolution spatiale de la spectroscopie Raman des instruments modernes, typiquement dans la gamme du 1µm, fait d'elle une technique de pointe pour toute observation, identification et caractérisation de la composition moléculaire et de la structure externe d'un matériau à la température contrôlée du laboratoire.

650 analyses Raman ont été effectuées au laboratoire Inclusions Fluides, Geofluid, Oil & Gas – CSIRO (Australie) sur un spectromètre HORIBA (Jobin Yvon ®) LabRAM HR Evolution couplé à un laser à argon ionisé à 532 nm dont la puissance généralement utilisée en sortie de tube est de 300 mW ([Fig. II.8](#)). Chaque spectre Raman est une moyenne de 30 scans, avec un temps d'acquisition qui est de 3 minutes. Les paramètres d'acquisition des spectres ont été effectués avec un objectif 100x, taille du spot laser 1µm, grating 600 gr/mm, et sur un intervalle allant de 600 à 2400 cm⁻¹ qui est caractéristique de la MO (e.g. Nemanich

and Solin, 1979; Pasteris and Wopenka, 1991; Beyssac et al., 2002). La puissance du laser est choisie de manière à être la plus faible 1%, ceci afin d'éviter la fluorescence, et surtout la surchauffe de la zone analysée, c'est-à-dire d'éviter une pyrolyse induite par la puissance du laser.



Figure. II.8: Spectromètre HORIBA (Jobin Yvon ®) LabRAM HR Evolution utilisé. À droite, exemple d'échantillons des black shales riche en graptolites étudiés.

30 échantillons de black shales, contenant de la matière organique, ont été observés, photographiés et analysés au Raman. Pour chaque échantillon, la dimension est en général de 10x25x40 mm. À différents endroits de la surface polie de l'échantillon, 50 spectres ont été collectés manuellement, de manière à représenter différentes topologies de morceaux entiers de graptolites et un maximum de fragments dispersés à analyser. Le processing des données a été effectué sur le LabSpec 6 (Spectroscopy suite software) de manière systématique pour l'ensemble des spectres de chaque échantillon, afin d'éviter des erreurs induites ou moins aléatoires par l'utilisateur.

12. Datation radiométrique par le potassium-argon (K–Ar)

Pour connaître l'âge d'une roche par la méthode de datation K–Ar, il faut déterminer d'une part sa teneur en potassium et d'autre part sa concentration en argon radiogénique.

Le principe du géochronomètre K–Ar, particulièrement adapté aux Sciences de la Terre, repose sur le principe de décroissance radioactive naturelle d'un élément père (^{40}K) en un élément fils et donc de l'accumulation de l'argon radiogénique ($^{40}\text{Ar}^*$). Ainsi chaque fois qu'un atome de potassium 40 disparaît par transmutation, un atome d'argon 40 radiogénique prend sa place dans le réseau (Fig. II.9). Il existe peu de minéraux dont la structure permette à l'atome d'argon de s'échapper. L'argon s'accumule ainsi dans la structure au cours du temps; la mesure de sa concentration associée à celle du potassium 40 radioactif restant, permet, d'après les lois de la radioactivité, de calculer l'âge du minéral. Le temps zéro pour l'horloge

K–Ar est le moment à partir duquel un minéral conserve intégralement l'argon qu'il produit (Clauer et Chaudhuri 1995, Meunier et Velde, 2004).

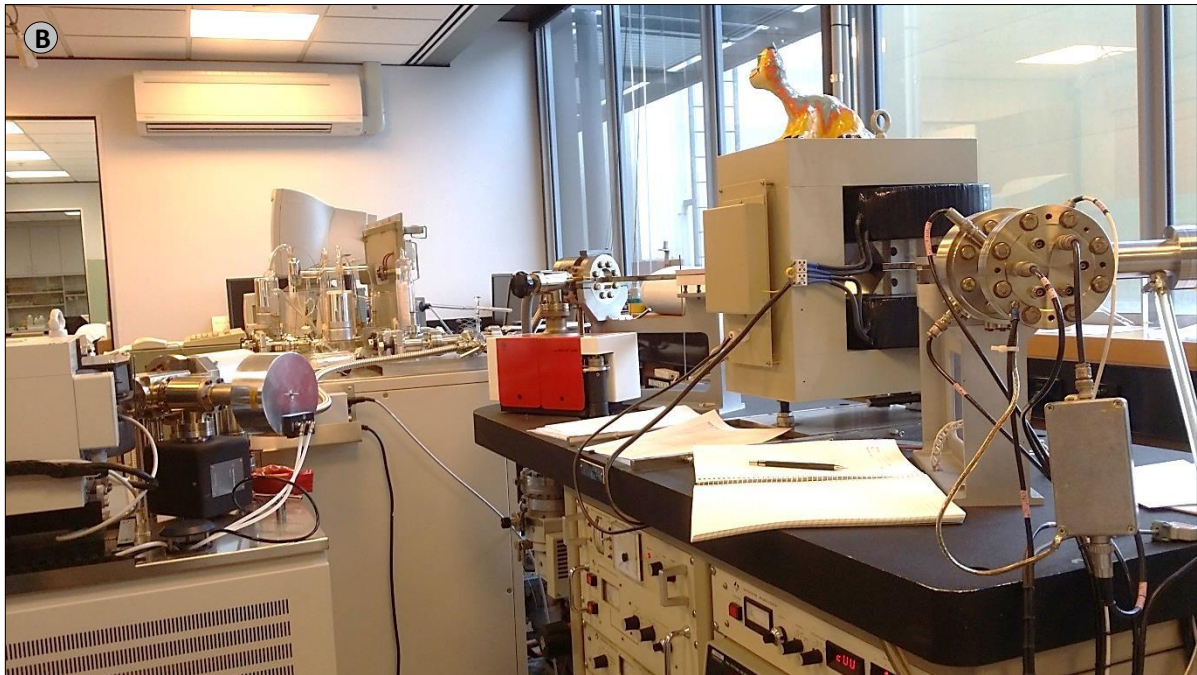
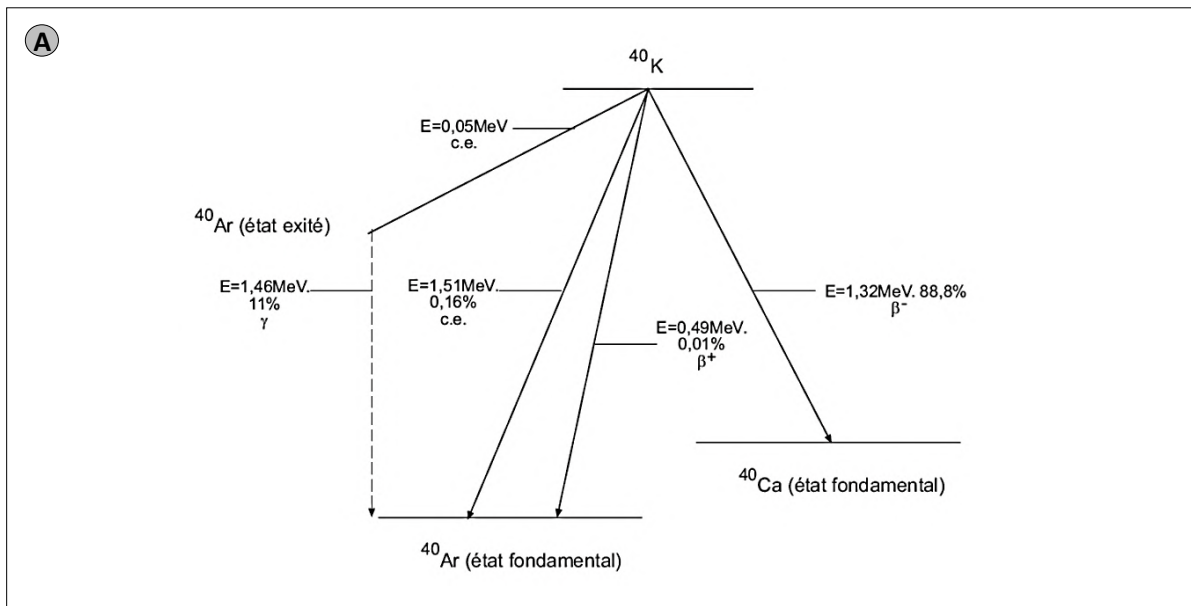


Figure. II.9: Datation radiométrique par la technique potassium-argon. (A) Schéma de désintégration radioactive naturelle du potassium ^{40}K . (B) Image du spectromètre de masse utilisé au sein du laboratoire de géochronologie du CSIRO.

Le choix d'échantillons à dater s'est porté essentiellement sur l'illite, un minéral authigène riche en potassium, et qui convient pour la détermination de l'âge de cristallisation qui est souvent lié: au degré de l'enfouissement, aux évènements géotectoniques et de circulations de fluides (e.g. Hamilton, 2003). Cette sélection s'est faite après examen des échantillons au MEB et leur passage aux rayons X pour s'assurer de la présence de ces

minéraux argileux diagénétiques. Quatre sous-fractions argileuses (<0.2 et <0.1 μm) d'échantillons représentatifs (fraction <2 μm) ont été préparées, séparées en utilisant la centrifugeuse Sigma 3-16L à grande vitesse comme décrit dans Uysal et al. (2000) et datées par la méthode K–Ar conventionnelle, en suivant une procédure similaire à celle décrite par Bonhomme et al. (1975), au sein du laboratoire de Géochronologie – CSIRO (Australie).

Le potassium de chaque échantillon (25 mg) et l'étalon utilisé a été déterminé en double par absorption atomique, avec une précision supérieure à 1%. Pour les déterminations isotopiques de l'argon, les échantillons ont été préchauffés sous vide pendant au moins 12 h à 80 ° C pour éliminer l'argon atmosphérique adsorbé au fil du temps (Zwingmann et al, 2011). L'ensemble des données et résultats sont discutés dans le **chapitre VI** suivant.

CHAPITRE III

CHAPITRE III. INTERPRÉTATION SÉDIMENTOLOGIQUE, ICHOLOGIQUE ET SÉQUENTIELLE DU SILURIEN DU TASSILI N'AJJER

1. Méthodologie

La détermination des environnements de dépôt dans les trois Formations du Silurien (*Oued Imihrou, Atafaitafa et Oued Tifernine*) a été réalisée grâce aux investigations menées sur les affleurements du Tassili n'Ajjer (cf. Fig. II.2), combinée avec des observations microscopiques. Les critères utilisés pour décrire et interpréter les faciès sont les suivants :

- Faciologique : la description des faciès est basée sur le tri des grains, sur les figures et les structures sédimentaires, sur les processus de dépôt et sur la nature des contacts (Walker, 1984; Dorrik, 2005).
- Ichnologique : l'ichnologie tient une part importante dans la détermination des environnements de dépôt, notamment dans les contextes de transition terre-mer (Pemberton et al., 2001; Seilacher, 2007). Cependant la détermination d'une trace fossile à elle seule ne peut pas concrètement discriminer ces environnements. C'est pourquoi cette étude se base sur l'identification des ichnofaciès mais aussi d'ichnofabriques. Par définition, un ichnofaciès est une association de traces fossiles préservées qui reflète des conditions d'environnement (bathymétrie, hydrodynamisme, substrat, etc.). Les traces fossiles sont l'œuvre d'êtres vivants et se présentent sous la forme de : traces *sensu stricto*, pistes, terriers, perforations (Pemberton et al., 2001; Seilacher, 2007; Knaust et Bromley, 2012). Une ichnofabrique rassemble tous les aspects faciologiques présentés postérieurement, de la texture et de la structure interne d'un sédiment résultant de la bioturbation et de la bioérosion à toutes les échelles (Bromley, 1996; Gérard et Bromley, 2008).

Treize faciès avec leurs ichnofaciès respectifs ont ainsi été mis en évidence dans les trois Formations du Silurien au sein du Tassili n'Ajjer.

L'étude séquentielle, réalisée notamment par l'identification des limites des unités sédimentologiques observées et reconnues dans les sédiments du Tassili n'Ajjer, permet non seulement de définir le cycle des séquences sédimentaires et leurs limites respectives, mais aussi de mieux appréhender les différents processus et facteurs majeurs qui ont contrôlé

entièrement ou en partie la sédimentation des formations étudiées; telle que les variations eustatiques, subsidence régionale, espace d'accommodation et influence tectonique (Vail et al., 1977; Catuneanu, 2006a).

2. Étude faciologique

2.1. Préambule

Les figures et les structures sédimentaires primaires d'origine physique (inorganique) examinées sont majoritairement macroscopiques, c'est-à-dire décrites sur le terrain et sur échantillons polis. L'étude de ces structures primaires contemporaines du dépôt est capitale en sédimentologie, car elle nous éclaire sur les conditions physiques, chimiques et biologiques du milieu lors de la sédimentation. La description et l'interprétation des structures sédimentaires utiles à la caractérisation des environnements de dépôt sont développées en détail dans le **chapitre IV** suivant.

La richesse des données d'affleurement dans la succession silico-clastique du Silurien nous a permis de distinguer treize faciès distincts. Ces faciès ont été décrits et classifiés depuis leur pôle proximal jusqu'au pôle distal, et regroupés en quatre principaux milieux ou environnements de dépôts : FA 1 («Facies Association, 1», Faciès A, FA) correspondent à un environnement continental, FA 2 (FB à FC) ont été déposés en milieu fluvial, FA 3 (FD à FE) en milieu fluvio-estuarien, FA 4 et FA 5 (FF à FJ) en milieu marin, et FA 6 (FK à FM) en milieu marin ouvert (**Tableau. III.1**).

2.2. Description et interprétation des faciès

La description macroscopique des affleurements et la description microscopique des échantillons (lames-minces), reprennent essentiellement les critères suivants :

- la couleur des sédiments;
- la nature des constituants lithologiques et leur granulométrie;
- les figures et les structures sédimentaires;
- la répartition spatio-temporelle des faciès.

2.2.1. Dépôts continentaux

- FA : ce faciès a été observé uniquement dans la coupe de l'Oued Tadjeradjeri et de Tamelrik, partie ouest du Tassili n'Ajjer (cf. **Fig. II.2B**), au sein de la Formation de *Tamadjert* "Unité IV" à la transition Ordovicien terminal-Silurien. Il s'agit d'un ensemble grés-argileux mal stratifié et hétérogène n'excédant pas 15 m d'épaisseur, conglomératique souvent bréchique à aspect de tillite, et où les figures sédimentaires sont absentes et la déformation est intense.

| Facies association (FA X) | Facies X (FX) | Sedimentological framework | Grain size (Wentworth) | Grain sorting | Ichnofacies | Trace fossils and ichnofossils | Depositional processes | Underlying contact | Interpretations and comments | Depositional environment | | |
|---------------------------|---------------|---|--|---------------|---|--|--|----------------------|--|---------------------------------|-----------------|------------------------------|
| | | | | | | | | | | Glacial deposit | Fluvial deposit | River-tidal bars and estuary |
| FLUVIAL | A | Glacial deposits | Cobble and boulder | Bad sorting | | Not observed | Iceberg discharges | Erosive | Glacial diamictite, indicating subglacial moraine deposition | CONTINENTAL | | |
| | B | Large and sigmoidal cross-bedding (XB) sandstones | Very coarse to coarse | Poor sorting | | Bioturbation absent (BI= 0) | Unidirectional flow | Erosive | Fluvial systems including: sinuous active and abandoned channel deposits | CONTINENTAL | | |
| | C | Reworking beds | Coarse and medium with granules | Good sorting | <i>Skolithos</i> ichnofacies | <i>Arenicolites</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Planolites</i> , uncommon bioturbation (BI= 2) | | | High-energy regime in fluvial environments | CONTINENTAL | | |
| FLUVIO-ESTUARINE | D | Burrowed mud-sandstone with wavy- to flaser beddings, interference polygonal-ripples and mud drapes | Medium and fine with silty-clay layers | Good sorting | <i>Cruziana</i> ichnofacies in tidal-channels (limit at high tide line) | <i>Skolithos</i> , <i>Cruziana tenella</i> , <i>Rusophycus carbonarius</i> , uncommon to moderate bioturbation (BI= 2-3) | Tidal processes traction/decantation | Sharp or progressive | Transitional marine/terrestrial environments under the influence of the tidal regime | COASTAL PLAIN | | |
| | E | Cross-stratifications, ripples, bedding deformation, herringbone XB and structures kinmeyla | Coarse-medium to very fine sands | Good sorting | <i>Skolithos</i> ichnofacies | <i>Skolithos</i> , <i>Arenicolites</i> , common to abundant bioturbation (BI= 4-5) | Tidal processes | Erosive | Quartzarenite (siliciclastic sandstone): mature sediments associated with oolitic iron-rich and chlorite clay coatings | COASTAL PLAIN | | |
| MARINE | F | Planar tabular XB, oblique and trough XB | Coarse to medium sands | Good sorting | <i>Skolithos</i> ichnofacies (limit at low-tide line) | <i>Skolithos</i> , uncommon to moderate (BI= 2-3) | Tidal | Sharp or progressive | Coarse sediments | SHOREFACE (Delta Front) | | |
| | G | Amalgamated SCS/HCS with trough XB, sediment gravity flows and elongated load cast | Upper fine to lower medium sands | Good sorting | <i>Skolithos</i> ichnofacies | <i>Syringomorphs</i> , <i>Skolithos</i> , sparse to uncommon bioturbation (BI= 1-2) | Oscillation and energetic storm waves | Sharp or progressive | Sandstone in association with dewatering structures, clay-mud chips, and glauconite grains precipitation | SHOREFACE (Delta Front) | | |
| | H | Mud pebbles and cobble to fine sediments with shell fragments | Gravels | Bad sorting | <i>Cruziana</i> ichnofacies | Abundant <i>Cruziana</i> isp., <i>Rusophycus</i> | Hyperpycnal storm flows and oscillation | Erosive | Transgressive bioclastic lag deposits: high energy deposit, typically related to storm and reworking during hyperpycnal settings | SHOREFACE (Delta Front) | | |
| | I | Interbedded thick sandstone HCS and ripplebed beds with silty sandstone layers | Fine to lower fine sands | Good sorting | Proximal <i>Cruziana</i> ichnofacies (limit at FWWB) | <i>Planolites</i> , uncommon bioturbation (BI= 2) | Oscillation regime dominated by wave orbital motions | Sharp or progressive | Fine sandstone, reworking under combined wave action and flow currents | SHOREFACE (Delta Front) | | |
| FA 5 | J | Tempestite beds (small-scale HCS) and burrowed mudstones with slumps | Very fine to lower fine sands | Good sorting | Archeypal <i>Cruziana</i> ichnofacies | <i>Thalassinoides</i> , <i>Monocraterion</i> isp., moderate to common bioturbation (BI= 3-4) | Combined flow and storm regime | Erosive | Micaceous siltstones/fine heterolithic sandstones: common (>10%) mica grains (typically detrital muscovite) under medium intensity and frequency of storm erosive events | SHOREFACE (Delta Front) | | |
| | K | Amalgamated gutter casts and isolated gutter casts | Very fine to lower medium sands | Good sorting | Distal <i>Cruziana</i> ichnofacies | <i>Thalassinoides</i> , uncommon to moderate bioturbation (BI= 2-3) | "Aperiodic" storm-induced (geostrophic) currents | Erosive | Mudstone-dominated; characterized by the development of hardgrounds and abundant gutter casts | OUTER TO INNER SHELF (Prodelta) | | |
| SHELF | L | Lean grey-green laminated micaceous shales | Clay-silts | Good sorting | Distal <i>Cruziana</i> ichnofacies (limit at SWB) | <i>Thalassinoides</i> , absent to sparse bioturbation (BI= 0-1) | Decantation | progressive | Sparsely burrowed clays/muddy levels | OUTER TO INNER SHELF (Prodelta) | | |
| | M | Laminated organic-rich sediments, notably with abundant graptolites | Clay | | | Bioturbation absent (BI= 0) | Decantation | progressive | Black shales with carbonate concretions and cone-in-cone typical of condensed sequences, with extremely low sediment accumulation rates, which are associated with oceanic anoxic events (OAE) | OUTER TO INNER SHELF (Prodelta) | | |

Tableau. III.1: Tableau de classification de faciès et d'associations de faciès depuis le pôle proximal jusqu'au pôle distal en relation avec plusieurs critères discriminants utilisés pour caractériser les environnements de dépôts dans les formations du Tasili n'Ajjer (lithologie, taille et tri des grains, structures sédimentaires, ichnofaciès, processus de dépôts etc.). Cette classification a été réalisée en accord avec les observations de terrain et de laboratoire (Djouder et al., 2018).

Ces dépôts à sédimentation tourmentée correspondent à des diamictites-dropstones, des grès et des argilites d'origine glaciogénique qui remplissent les paléovallées et les érosions glaciaires successives en conséquence à la glaciation fini-ordovicienne (Brenchley et al., 1994; Semtner et al., 1997; Ghienne et al., 2003).

- FB : faciès de barres fluviales amalgamées composées de sables quartz arénite, pour 80 à 90% de la roche totale, très grossiers à grossiers et à grains émoussés luisants souvent silicifiés (1.1 mm à 2 mm). Ces barres présentent une évolution strato- et grano-décroissante dominante. L'épaisseur de ces barres massives et compactes de couleur rouge et brun-rouille à l'affleurement est centimétrique à décimétrique, et parfois peut atteindre localement une dizaine de mètres (Fig. III.1), dû à un apport ou décharge sédimentaire importante (Bekkouche, 1992). Ces unités montrent une forme sigmoïde et en auge (*sigmoidal* et *trough cross-stratification*). Les surfaces d'érosion ou surfaces de réactivation qui séparent ces unités indiquent un arrêt de la progradation régulière des unités de dépôt et un changement de régime d'écoulement (e.g. Harms et al., 1975). Ce type de stratifications obliques souvent de grandes dimensions (*large-scale cross-bedding*) à sets décimétriques et métriques observées notamment au sein de la Formation de l'*Oued Tifernine* (Barre inférieure) soulignent des accrétions frontales et des migrations latérales communes dans les dépôts fluviaux et dans les dépôts de la zone tidale (Fig. III.2; Reineck et Singh, 1980).

Les azimuts des directions des foresets sont dispersés mais indiquent deux sens préférentiels des courants, vers le nord et vers le nord-ouest.

- FC : faciès remanié et érosif à sédiments grossiers à moyen souvent bien triés et granodécroissants et riche en granules de quartz (4 mm). La porosité primaire préservée avoisine les 15%. Ces caractéristiques ainsi que la présence de bioturbation verticale (de petite taille) indiquent un régime de haute énergie sous un environnement fluvial dominant (Fig. III.3). En effet, ces sédiments sont généralement communs en environnements de transition fluvio-estuariens (zone supratidale proximale) avec une légère influence de l'action des courants de marées (Buatois et Mángano, 1998).



Figure. III.1: Barres fluviales de grès massifs de la Formation de l'Oued Tifernine (Barre inférieure), tel qu'elles sont observées dans la région d'Oued Imihrou.

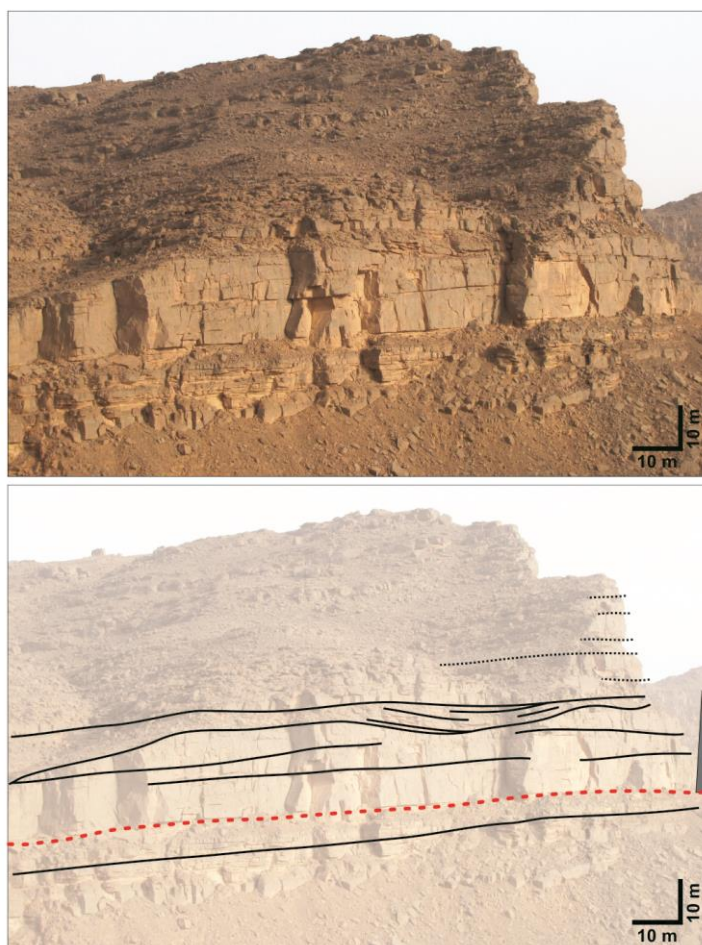


Figure. III.2: Vue générale de la Formation de l'Oued Tifernine ou "Barre inférieure" (unités A) au Jebel in Hamane (Section: 1, Oued Imihrou). Cette formation est constituée principalement de chenaux fluviaux

amalgamés, qui sont en accrétion frontale et en migration latérale. La limite inférieure de la formation (en rouge) est ondulatoire et qui correspond à un contact érosif ou ravinant sur la Formation de l'Atafaitafa.



Figure III.3: Grès fluviatile très riche en granules de quartz. Au sein de ce Facies C, des surfaces de réactivation ainsi que des traces fossiles verticales (e.g. *Arenicolites* et *Skolithos*) peuvent être observées.

2.2.2. Dépôts fluvio-estuariens

- FD : grès moyen à fin hétérolithique et à grains de quartz bien triés (0.2 à 0.5 mm), qui peuvent atteindre les 60% de la roche totale. Les bancs sont d'épaisseur centimétrique à décimétrique, contenant des litages de rides ou *ripples bedding* (*wavy- et flaser bedding*) et des rides à réseau polygonal. L'ensemble de ces bancs sont drapés de lamines millimétriques et centimétriques d'argiles appelées *mud drapes* ou *mud layers*. Ces argiles présentent souvent une intense bioturbation verticale (*Skolithos* ou *Tigillites*) et des traces de locomotion et de pistes typiques de l'estuarien que l'on retrouve souvent au sein de la Formation de l'Atafaitafa et de la Formation de l'Oued Tifernine (Fig. III.4). Les divers types de litages cités sont attribués par Reineck et Wunderlich (1968) à l'activité des marées et courants bidirectionnels; leur formation est conditionnée par la granulométrie du matériel et l'intensité de l'énergie du courant: lorsque l'énergie du courant responsable de la migration des dunes sous-marines diminue jusqu'à devenir nulle (période d'étal ou mortes eaux) un fin drapage argileux décante au creux des rides, parfois constitué de 20% de kaolinite, attestant ainsi d'un environnement très peu profond de ces dépôts et d'un caractère tidal dominé par l'agitation des vagues.

Les sédiments du FD sont déposés dans les parties proximales des estuaires, environnement de transition terrestre à marin, c'est-à-dire en zone intertidale ou *foreshore*, sous des processus fluviatiles dominants et de marnage dans les plaines

tidales, particulièrement caractéristique de la partie sableuse de la plaine tidale (*sand flat*) et des dépôts de plaine tidale mixte (*mixed flat*).



Figure. III.4: Dépôts fluvio-estuariens caractérisés par des sédiments hétérolithiques à litages en flaser et ondulés (flaser- et wavy bedding), ainsi qu'une bioturbation verticale importante de *Skolithos* ou *Tigillites* (*pipe-rock*).

- FE : faciès constitué de sable grossier-moyen à très fin hétérogène (90% de quartz mature et propre). Les bancs de sables s'organisent en séquences grano- et strato-croissantes, d'épaisseur allant du centimètre à plusieurs mètres, et qui sont latéralement continus sur des kilomètres, notamment au sein du membre inférieur de la Formation de l'*Atafaitafa* (Fig. III.5 ; « Barre saumon »). Ces dépôts de grès massifs micacés sont cimentés par de la silice secondaire ainsi que par de la calcite intergranulaire. Les figures et les structures sédimentaires observées sont extrêmement diverses et abondantes: litage oblique (*cross-stratification* ou *bedding*), ripple bedding, litage déversé et structures dues aux déformations synsédimentaires (*overturned bedding*); ainsi que les structures sédimentaires de type kinneyia (*wrinkle structures* ou *microbial mats*) et l'installation favorable d'une bioturbation intense et variée (Fig. III.6). Ces dépôts de plaine littorale sont mis en place en zone subtidale proximale à supratidale (tranche d'eau fine), largement influencés par l'action des vagues, ainsi que successivement influencés par les courants de flot et de jusant sous une instabilité tectonique comme en témoignent les déformations fréquentes (Fig. III.7). En effet, le glissement vers l'aval de la moitié supérieure d'un banc s'accompagne du rebroussement de la partie supérieure des feuillets. D'après l'étude de Beuf et al. (1963), ce phénomène de déformation des litages est en relation directe avec la pente

sédimentaire, l'hydroplasticité du sédiment, et d'une instabilité tectonique liée ici au jeu du Môle de Tihemboka à l'extrême est du Tassili.



Figure. III.5: La "Barre saumon" de la Formation de l'Atafaitafa. Elle correspond principalement à des grès micacés massifs fins jaunâtres de 30 m d'épaisseur, souvent homogène et à litages obliques (*cross-stratification*). Le caractère meuble de ces grès les rend vulnérables à l'altération et l'érosion désertique actuelle.

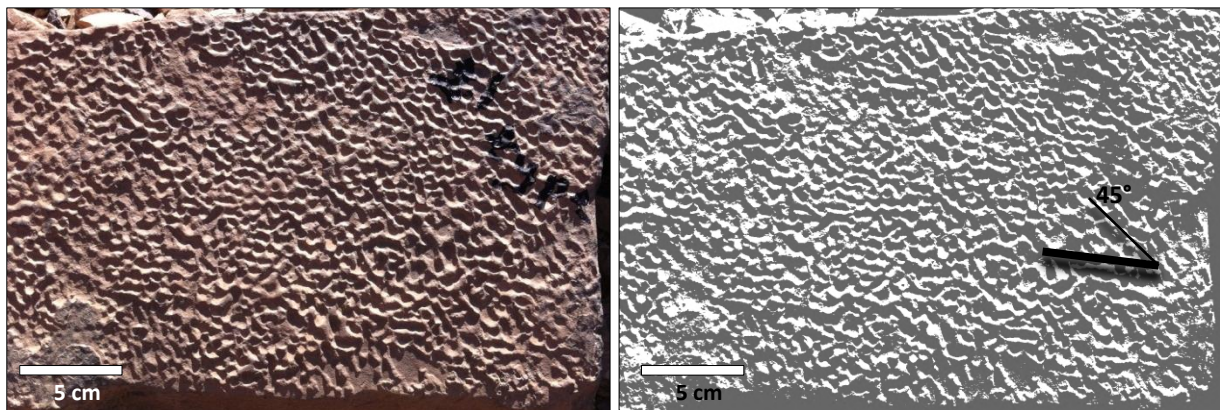


Figure. III.6: Les structures kinneyia-like wrinkles sont bien conservées et observées à la surface d'un banc de quartzite. Probablement sont-elles les premières structures documentées du SE algérien dans la littérature. À droite, représentation graphique de ces structures montrant des crêtes à sommet plat orientées dans deux directions à un angle de 45°. Angle = direction principale (ligne épaisse) et direction secondaire (ligne mince) des crêtes.



Figure. III.7: Déformation hydroplastique du sédiment gréseux grossier au sein du Faciès E.

2.2.3. Dépôts marins

- FF : grès grossier à moyen à grains de quartz mature (0.2 à 0.6 mm), toujours bien triés et à porosité élevée (15%), avec ~15% de minerais de fer oolithique (0.1 à 0.3 mm) et quelques zircons détritiques. Ces dépôts d'épaisseur métrique à décimétrique et de longueur hectométrique, montrent des contacts souvent ravinants. Les bancs sont affectés par des terriers verticaux de type *Skolithos*, de 2.5 centimètres de diamètre et 25 cm de longueur. Ils montrent deux types de litages (Fig. III.8): stratification oblique-plane tabulaire horizontale (*tabular cross-stratification*) et trough cross-stratification. Ces structures sont classiquement engendrées par la migration des dunes hydrauliques géantes (*set-waves* ou *set-sheet complex*), au-dessus de la zone d'action des vagues de beau temps (*fair weather wave base*, FWWB) en milieu agité et à influence tidale (Harms et al., 1975; Desjardins et al., 2012) et sont interprétées comme étant des dépôts d'avant-plage ou *upper shoreface*.

Beuf et al. (1971) ont décrit ces mêmes corps sédimentaires de grandes dimensions dans le Dévonien Inférieur du Tassili n'Ajjer. Ils suggèrent que la mise en place de ces corps est liée à des fleuves d'assez grande profondeur (de l'ordre de la dizaine de mètres) et à fort débit (de l'ordre de la dizaine de milliers de m³/s), lors de grandes crues.

- FG : faciès gréseux micacé fin à très fin silicifié (0.06 à 0.15 mm) granocroissant, composé majoritairement de quartz anguleux très bien triés (en moyenne 75%), ainsi que de muscovite-biotite (8%) et de chlorite-glaucinite (7%). Les fractures sont cimentées par de la silice et de la calcite. Les contacts de base des bancs de grès sont ondulés à francs et ceux des sommets sont francs.



Figure. III.8: Litage oblique tabulaire (*tabular cross-bedding*) formé par la migration des dunes hydrauliques géantes (méga-ride tidale). Toutes les lamines inclinées de 10 à 30°, vont dans le même sens (vers le Nord-Est), indiquant ainsi le sens préférentiel des courants.

Les structures sédimentaires dans la Formation de l'*Oued Imihrou* et la Formation de l'*Atafaïtafa* correspondent à des structures en mamelon ou en hummocky (*swaley/hummocky cross-stratification* ou SCS/HCS), d'épaisseur décimétrique à métrique, d'extension décamétrique, souvent amalgamées ou en corps lenticulaires (Fig. III.9). Ces SCS/HCS ou litages mamelonnés correspondent à des lamines centimétriques faiblement inclinées (angle $< 10^\circ$) avec des formes *convex up* et *concave up* (e.g. Harms, 1975; Dott et Bourgeois, 1982; Walker, 1984; Guillocheau, 1983, 1990; Duke et al., 1991; Krassay, 1994). Des rides de vagues, des structures de charge et de remplissages en sillons (*substract liquefaction* et *furrows*) ainsi que d'échappement d'eau (*dewatering structures*) sont observées au sein de ce faciès gréseux (Fig. III.10). Les niveaux d'argilite gris-noir d'une épaisseur de 20 à 60 cm qui s'intercalent dans ces grès sont occasionnellement associés avec d'abondantes cupules et galets d'argile mous et souvent fortement bioturbés (Faciès H). Quant aux grès, ils ne sont pas réellement bioturbés mais présentent des structures de désenfouissement et de fuite indiquant une sédimentation rapide et un sédiment hydroplastique (Reineck et Singh, 1980).

L'ensemble des observations précédentes attestent de phénomènes d'oscillations (enregistrement de tempêtes). Ces faciès sont décrits dans des environnements de *middle shoreface*, soit entre 13 et 45 mètres de profondeur environ, formés sous l'influence de vagues permanentes et de fortes tempêtes. Les grès fins et les siltstones accumulés à l'embouchure des fleuves dans la partie distale de la mer (Massa, 1988;

Posamentier et Allen, 1999) sont souvent redistribués sur plusieurs centaines de kilomètres (Dumas et al., 2006), ce qui expliquerait la grande continuité latérale de ces dépôts.

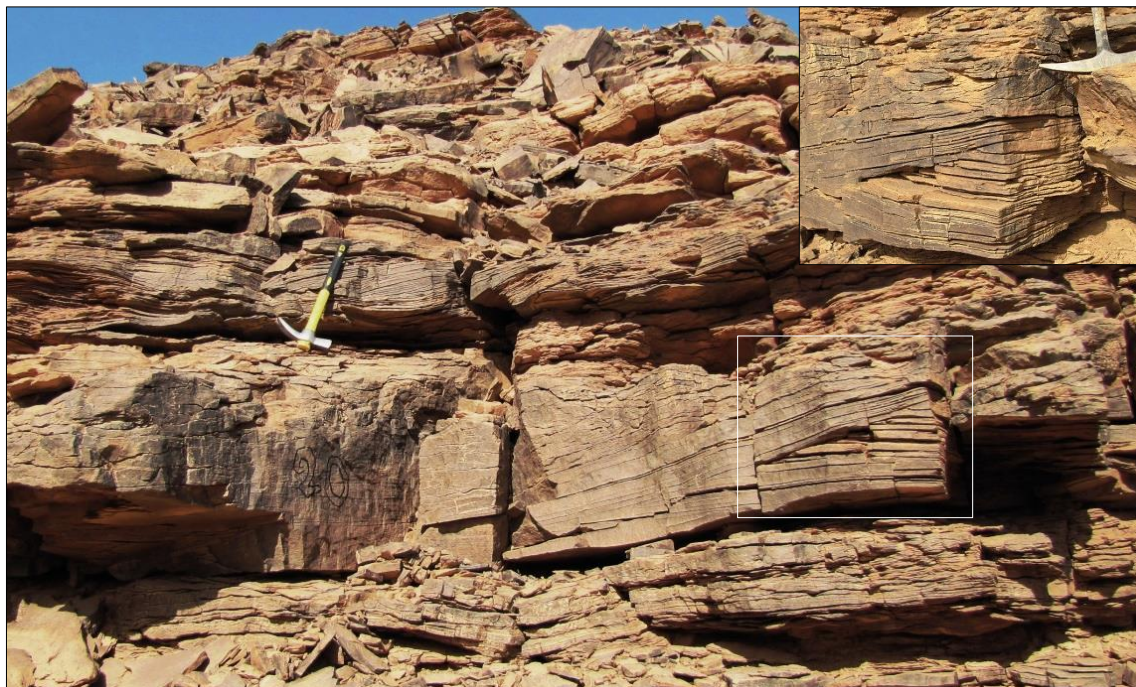


Figure. III.9: Structures en hummocky (*Swaley/hummocky cross-stratification* ou SCS/HCS) observées dans la partie sommitale de la Formation de l'Oued Imihrou. À droite, détail sur l'intersection des litages en mamelons.

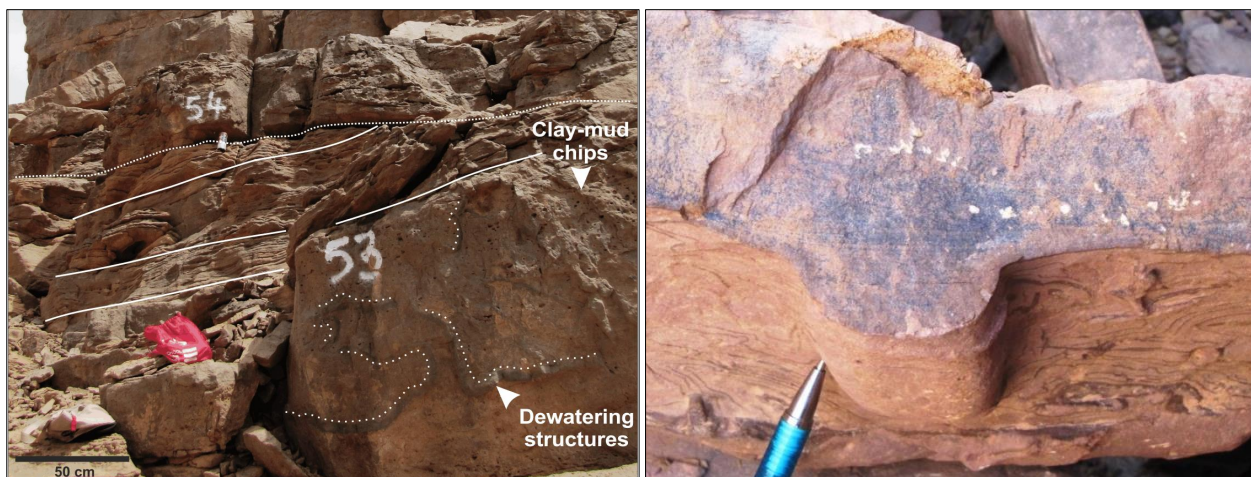


Figure. III.10: À gauche, grès fin à très fin, riche en fragments d'argiles (*clay-mud chips*), présentant des figures d'échappements de fluide (*dewatering structures*). À droite, remplissage de sillons (*furrows*) à la base d'une séquence d'une tempestite.

- FH : faciès gréseux grossier à matrice schisto-silteuse de couleur vert clair à gris clair de 5 à 50 cm d'épaisseur, composé généralement de galets mous, graviers et de débris bioclastiques (brachiopodes et bryozoaires). Ce faciès comprend aussi des clastes

sidéritisés (4 cm x 5 mm), souvent arrondis et déformés, ce qui atteste de la proximité de la source détritique. Ce faciès de type « *transgressive-lag* » (*flat pebble conglomeratic lenses*) est également dominant à la base du Faciès G précédent (Fig. III.11), influencé par les courants de marées et de tempêtes et qui est probablement le résultat d'écoulement hyperpycnal (e.g. Myrow, 1992b; Posamentier et Allen, 1999; Mulder et al., 2003). L'abondance des fossiles et des traces de trilobites indique des conditions marines relativement plus profondes que le faciès précédent, que l'on peut retrouver au sein de la zone distale *middle shoreface* (Pemberton et al., 2004; MacEachern et al., 2005).



Figure. III.11: *Transgressive-lag* du Faciès H, avec un caractère ravinant et une accumulation de galets mous, graviers et de débris bioclastiques.

- FI : alternances de grès fins hétérolithiques et de grès très fins, bien triés, qui s'organisent en séquences grano- et strato-décroissantes, d'épaisseur allant du centimètre au mètre. Ce faciès est composé d'environ 70% de quartz sub-anguleux de la roche totale, 15% de muscovite-micas, 7% de kaolinite, 6% d'illite et 2% de chlorite. Les contacts de base des bancs de grès sont souvent francs avec les niveaux de shales et peuvent être progressifs.

Les structures sédimentaires observées correspondent à des structures mamelonnées asymétriques non-amalgamées (*hummocky cross-stratification* HCS), associées avec

quelques rides (*small ripples*) de petites dimensions. Les structures observées présentent toutes une extension latérale de seulement quelques mètres. Ce faciès comprend également une bioturbation horizontale dominante. Ces indices attestent un environnement de *lower shoreface* à dominance de phénomènes d'oscillation, sous la zone d'action des vagues de beau temps (FWWB) et l'influence de courants combinés (Duke et al., 1991; Dumas et al., 2006; Uchman, 2007).

- FJ : shales silteux et ferrugineux lités (quartz 25%), dont l'argilosité est assez importante (15 à 35% de kaolinite-illite) et 35% de micas. Ce faciès très hétérolithique est composé essentiellement de niveaux silteux micacés lenticulaires et discontinus, eux-mêmes caractérisés par des litages en mamelons de petites dimensions ou *micro hummocky cross-stratification* (mHCS). Ces niveaux mHCS à base érosive, que nous avons observés notamment au sein des dépôts du membre inférieur de la Formation de l'*Atafaïtafa*, présentent une intense bioturbation très bien préservée. Ils sont aussi intercalés dans des shales lités très fins (d'environ un mètre d'épaisseur) intensément bioturbés par des traces horizontales.

Comme le témoignent ces diverses structures sédimentaires (mHCS et slumping), ainsi que la bioturbation associée (Fig. III.12), l'environnement de dépôt est typique du lower- et distal *lower-shoreface*, c'est-à-dire au-delà de la limite FWWB et au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes ou *storm wave base* SWB (e.g. Myrow, 1992a; Pemberton et al., 2001; Jensen, 1997).



Figure. III.12: Rebroussement des feuillets, à bioturbation intense de type *Thalassinoides*, suite à un slumping.

2.2.4. Dépôts marins profonds

- FK : faciès à dominante schisto-silteux très atypique montrant d'exceptionnelles figures sédimentaires de tempêtes nommées gouttières d'érosion « *gutter casts* » (*scour-et-fill structures*) orientées le long d'un axe NW-SE. Ces corps en minicuvettes et à base érosive sont soit amalgamés ; épaisseur d'un mètre et extension souvent décamétrique, ou bien isolés ; épaisseur centimétrique et extension discontinue. Ils sont apparents et très visibles en reliefs au sein de la matrice schisteuse micacée encaissante. Le matériel de remplissage des gutter casts observés dans la coupe de l'Oued Imihrou correspond à un grès très fin et des siltites souvent en structures mamelonnées dans les successions amalgamées (HCS ou mHCS), présentant parfois quelques galets épars de 4 cm x 10 cm de dimension (Fig. III.13). Le sommet de ces gutter casts est caractérisé par des niveaux très pyritisés à carbonates et à intense bioturbation horizontale semblables à une surface durcie (*hardground*), témoignant ainsi d'arrêts sédimentaires et de reprises de sédimentation juste après le passage de tempêtes hyperpycnales aperiodiques et exceptionnelles (e.g. Mulder et al., 2003; Buatois et Mángano, 2011; Desjardins et al., 2012).

Ce faciès à gutter casts se serait donc déposé à la limite d'action des vagues de tempêtes SWB. Il est interprété comme étant des dépôts de transition d'upper offshore (Whitaker, 1973; Myrow, 1992b; Collins et al., 2017).



Figure. III.13: Figures sédimentaires de type *gutter casts* superposées au sein des shales micacés du Faciès L, typiques d'événements de tempêtes aperiodiques.

- FL : faciès de shales observé principalement dans la partie inférieure du Silurien au sein de la Formation de l'Oued Imihrou (Fig. III.14). Il s'agit d'un ensemble de shale homogène micacé, composé en moyenne de 15 à 30% de quartz, 30% de muscovite, 30% de kaolinite, et 10% d'illite. Ces argilites de couleur gris clair-verdâtre à l'affleurement, et de plusieurs mètres d'épaisseur, présentent souvent de fines laminations horizontales ainsi que de rares petits lits à bioturbations horizontales. Ces observations attestent de phénomènes de décantation et d'un léger approfondissement bathymétrique (Lüning et al., 2000; Gindre et al., 2012). Ce faciès est donc décrit dans des dépôts de proximal lower offshore, en milieu calme sous la limite d'action des vagues de tempêtes (MacEachern et al., 2007).
- FM : ce faciès purement schisteux est situé juste au-dessus de l'unité glaciaire "Unité IV" ou Facies A, en remplissage de paléodépressions, à la limite Ordovicien terminal-Silurien. Ces sédiments très bien représentés notamment au Tassili n'Ajjer occidental, avec une épaisseur avoisinant les 40 mètres, sont à caractère fortement radioactif d'où leur appellation *black hot shales* (Fig. III.15 ; Lüning et al., 2000). Il s'agit de shales noirs-fissiles et feuilletés très riche en matière organique (graptolites) et où l'argilosité peut représenter jusqu'à 85% de la roche totale (kaolinite-illite 55%). Des concrétions-nodules carbonatés, ainsi que des structures diagénétiques en forme de cone-in-cone (CiC) sont observés au sein de ces black shales. De plus, une génération de pyrite framboïdale authigénique assez abondante est présente dans ce faciès (jusqu'à 3% de la roche totale, tailles ~ 10 à 100 µm). Ces caractéristiques marquent donc une installation franche de conditions marines euxiniques (*dysaerobic-anaerobic conditions*), pauvres en oxygène et typiques d'environnements marins ouverts (lower offshore – shelf) lors d'une élévation du niveau marin envahissant la plate-forme littorale à la frontière nord-africaine du Gondwana (Lüning et al., 2000; Vecoli et al., 2009). Ceci corrobore d'ailleurs les multitudes de figures sédimentaires observées au sein de ce faciès, telles que : les concrétions-nodules carbonatés de dimensions centimétriques à métriques et les structures diagénétiques CiC.

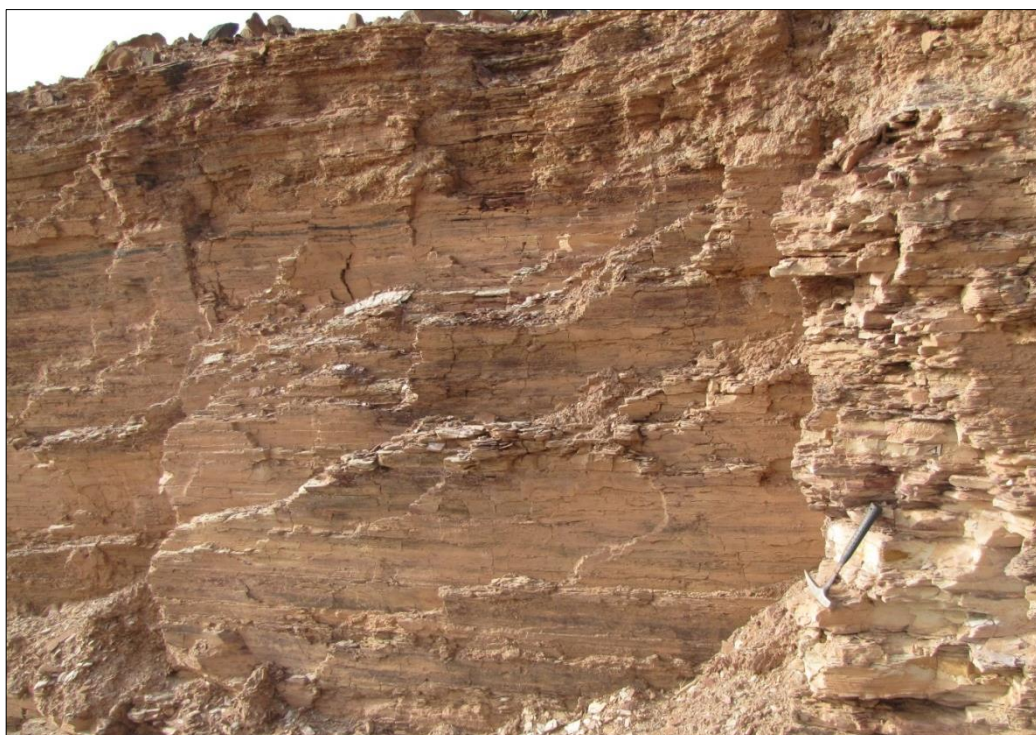


Figure. III.14: Shales de couleur gris clair-verdâtre, à feuillets parallèles au plan de stratification, aux affleurements de l'Oued Imihrou.



Figure. III.15: Dépôts massifs du Faciès M qui correspond à des black 'hot' shales fissiles et feuilletées, très riche en matière organique (graptolites), observés aux affleurements de l'Oued Taghagh.

3. Étude ichnologique

3.1. Préambule

Au sein des coupes étudiées lors de ce travail, une présence non-négligeable de traces fossiles et structures sédimentaires d'origine organique est recensée. La reconnaissance de ces traces ou assemblage de traces fossiles (ichnofaciès et ichnofabriques) permettent de

caractériser le milieu de sédimentation, notamment pour les environnements de dépôt les plus complexes, et fournissent des indications sur la vitesse de sédimentation et le niveau d'énergie relatif du paléomilieu (Pemberton et al., 2001, 2004; Seilacher, 2007; Buatois et Mángano, 2011; Knaust et Bromley, 2012). Dès les années soixante, Seilacher s'est intéressé à la classification éthologique, et il individualise 7 classes principales basées sur 4 comportements essentiels des organismes (Fig. III.16A et B). Quant au modèle proposé par MacEachern et Bann (2008), il résume aussi bien les environnements de dépôt possibles en contexte de sédimentation majoritairement silico-clastique d'origine marine et non marine, ainsi que leurs ichnofaciès caractéristiques (Fig. III.17).

3.2. Description et interprétation

Dans l'étude ichnologique, de nombreux critères ont été pris en considération comme : type d'ichnotaxon représentatif (*ichnogenera* "igen." ou *ichnospecies* "isp."), diversité, taille et indice de la bioturbation (BI), d'absente (BI = 0 correspondant à 0%, sans bioturbation) à complète (BI = 6 ou 100%, intense bioturbation) (cf. Figs II.3 et III.18). Ceci afin de définir les dix ichnofaciès répertoriés de 1 à 10 dans les formations du Silurien, offrant un éventail d'environnements de dépôt depuis le continental (ex : *Skolithos* "Sk" isp.) jusqu'au marin ouvert très profond (ex : *Thalassinoides* "Th").

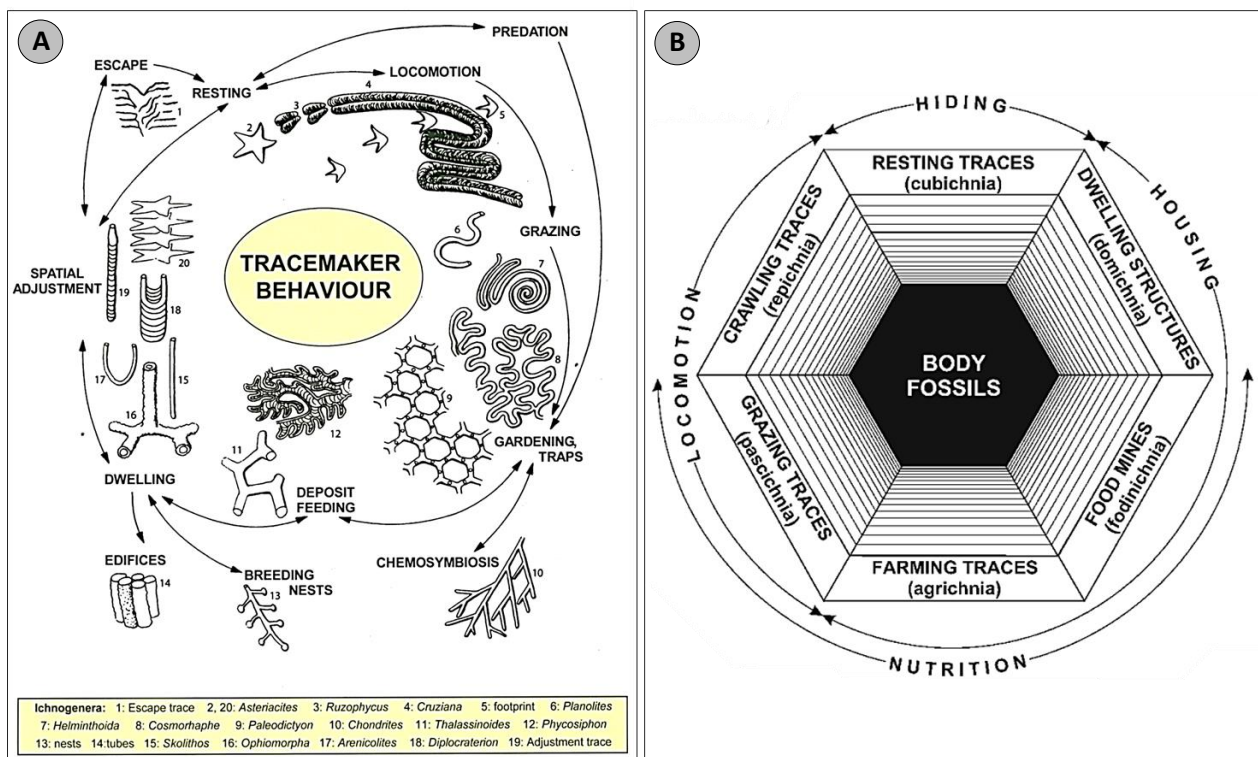


Figure. III.16: La classification éthologique des traces fossiles, basée sur le comportement des organismes (Seilacher, 2007). (A) Les sept classes principales individualisées (locomotion: repichnia, pacage: pascichnia,

cultures: agrichnia, nutrition: fodinichnia, habitation: domichnia, migration: fugichnia, et repos: cubichnia). (B) Les quatre comportements essentiels (locomotion, nutrition, habitation, et migration).

3.2.1. Ichnotaxon

Une trace fossile est l'enregistrement du comportement d'un animal ou d'un organisme à un moment de sa vie, durant les âges géologiques (Seilacher, 2007).

Un ichnotaxon est un nom donné à une trace fossile discriminée par sa morphologie, et qui caractérise la nature de la trace (locomotion, nutrition, habitation et migration) et l'état du substrat, par exemple entre un « softground » et un « hardground ».

De nombreuses traces fossiles sont observées dans les trois Formations du Silurien (*Oued Imihrou, Atafaïtafa et Oued Tifernine*), résumées ci-dessous :

- *Skolithos linearis* isp. "Sk" ou *Tigillite pipe-rock* : terriers verticaux simples, rectilignes, de forme cylindrique, diamètre inférieur au centimètre et de longueur avoisinant les 30 cm (cf. Fig. III.4), correspondant aux traces d'habitation d'organismes suspensivores. Cet ichnofossile ou *ichnotaxon* qui est disposé perpendiculairement à la stratification, et qui traverse les bancs de part en part, est synonyme d'un mode d'alimentation par les particules en suspension dans l'eau. En effet, les *Skolithos* se développent généralement dans un substrat sableux en milieu agité, peu profond, résistant aux courants de forte intensité, typiques de grès littoraux (Seilacher, 2007).
- *Arenicolites* isp. "Ar" : terriers verticaux simples en forme de J ou U, et au diamètre inférieur au centimètre. Cette trace d'invertébré souligne un caractère d'alimentation de type *suspension feeding*. Quant aux environnements de dépôt dans lesquels on observe ces traces, ils s'étendent généralement depuis un environnement saumâtre jusqu'à un environnement marin restreint.
- *Cruziana* isp. "Cr" : ces traces horizontales de locomotion à doubles sillons nommées *bilobites*, ainsi que celle de *Cruziana tenella (=problematica)* isp. à un seul sillon avoisinant le centimètre, sont généralement observées à l'interface grès-argile ou grès-siltstone. Elles sont rencontrées en général à la surface des bancs où ces traces s'entrecroisent, s'enchevêtrent, sans pénétrer profondément dans le sédiment (Fig. III.19). La majorité des ichnologues attribuent ces pistes ou *trackways* à des traces de pacage (*Pascichnia, deposit-feeder*) d'arthropodes et leurs ichnopoïètes sont probablement des trilobites ou des trilobitomorphes. Ces pistes complexes sont souvent générées dans un milieu marin peu profond ou une zone de plaine côtière (*coastal plain*) (Massa, 1988; Seilacher, 2007).

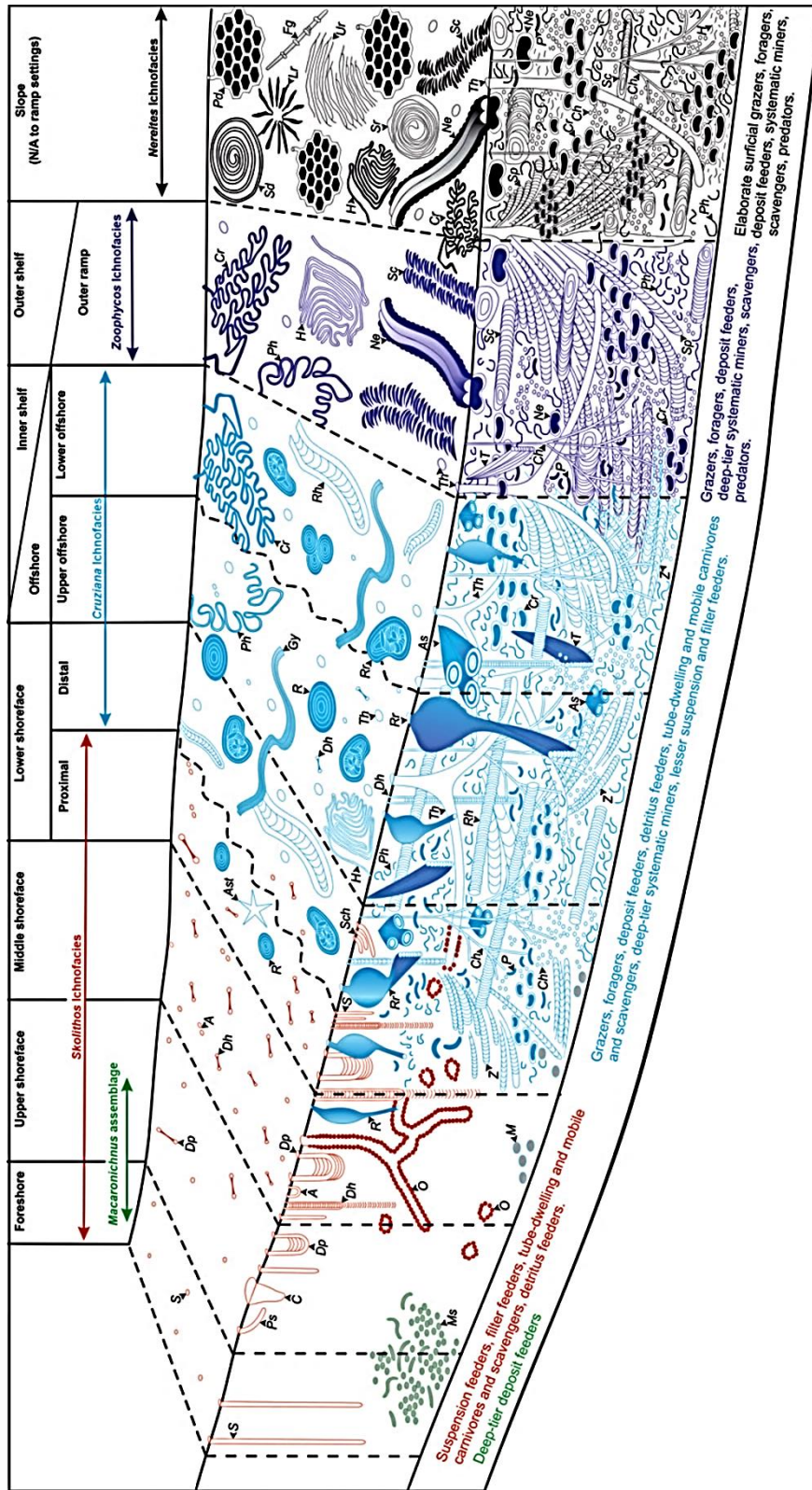


Figure III.17: Distribution schématique des ichnotaxon communs, des ichnofacies marins et des comportements dominants chez les organismes le long d'une tendance proximale à distale. Abréviations : A, *Arenicolites*; As, *Asterosoma*; Ast, *Asteriacites*; C, *Conichnus*; Ch, *Chondrites*; Cr, *Cosmorhaphae*; Dh, *Diplocraterion parallelum*; Dp, *Diplocraterion parallelum*; Fg, *Fustiglyphus*; Gy, *Gyrochorte*; H, *Helminthopsis*; Lr, *Lorenzina*; M, *Macaronichnus* sp.; Ms, *Macaronichnus segregatis*; Ne, *Nereites*; O, *Ophiomorpha*; P, *Planolites*; Pa, *Palaeophycus*; Pd, *Paleodictyon*; Ph, *Phycosiphon*; Ps, *Psilonichnus*; R, *Rosselia socialis*; Rh, *Rhizocorallium*; Rr, *Rosselia rotatus*; S, *Skolithos*; Sc, *Scolicia*; Sch, *Schaubcylindrichnus coronus*; Sd, *Spirodesmos*; Sp, *Spirophylon*; Sr, *Spirorhaphae*; T, *Teichichnus*; Th, *Thalassinoides*; Ur, *Urohelminthoidea*; Z, *Zoophycos*. Diagramme adapté de Seilacher (1967), modifié après MacEachern et Bann (2008).

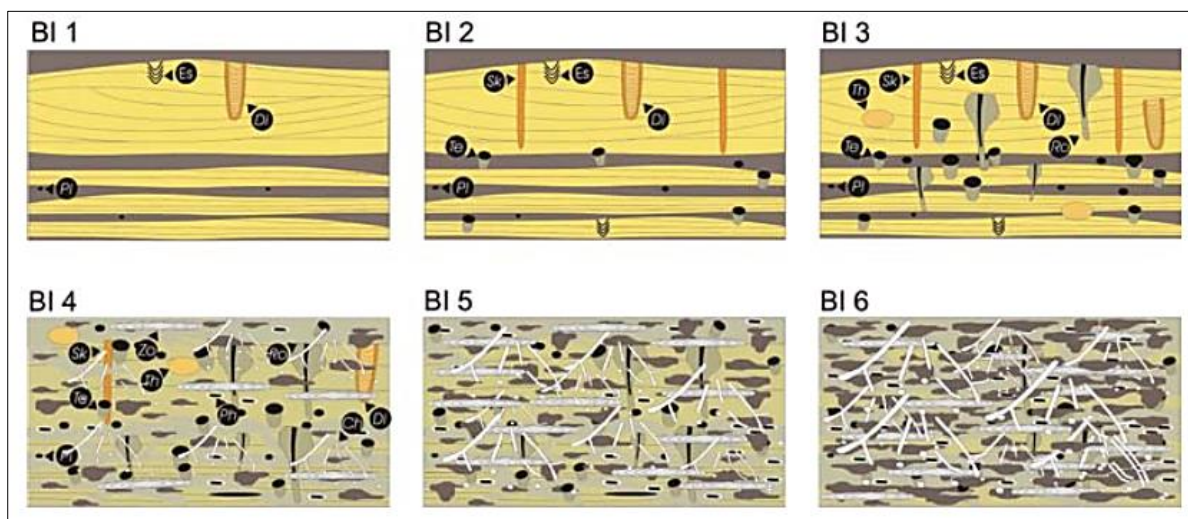


Figure. III.18: Illustration graphique des différentes catégories d'indice de bioturbation (BI) de Taylor et Goldring (1993) et Taylor et al. (2003). Les valeurs de BI correspondent au rapport entre le degré de bioturbation et les structures sédimentaires identifiables. *Planolites* (Pl), *Diplocraterion* (Di), *Teichichnus* (Te), *Skolithos* (Sk), *escape trace fossils* (Es), *Rosselia* (Ro), *Zoophycos* (Zo) et *Chondrites* (Ch).



Figure. III.19: Traces fossiles de *Cruziana tenella* (=problematica) au sein des grès et siltstones du Silurien supérieur.

- *Diplocraterion* isp. "Di" : ces larges tubes verticaux de longueur décimétrique sont généralement reconnus par leurs formes en U et leurs traverses ou ménisques associés (*spreite*, situés entre les branches du tube), qui correspondent d'ailleurs aux perturbations du sédiment à la suite du déplacement vertical du tube (Fig. III.20). Ce caractère d'adaptation ou de réajustement protrusif de ces terriers d'invertébrés (polychètes marins), souvent à sédiments fins sidéritisés et qui sont différents de l'encaissant, suggère une colonisation courte ainsi qu'une évidence claire de surfaces d'érosions de type *palimpsest stiffground*. Ces surfaces marquent généralement le début d'une transgression, et peuvent être notamment observées au sein des dépôts de zone de replats subtidaux à upper shoreface sous l'étal de la marée basse (Pemberton

et al., 2004; Buatois and Mángano, 2011; Reynaud et Dalrymple, 2012).



Figure. III.20: Terriers verticaux d'habitations en forme de U (protrusive *Diplocraterion parallelum*). Les transverses ou ménisques associés (*Spreite*) sont situées entre les branches du tube, indiquant une phase d'érosion. Le sens du déplacement est indiqué par la flèche.

- *Syringomorpha nilssoni* "Sy" : terriers complexes en forme de J et qui présentent un spreite quasiment vertical, mais par contre dans la partie basale du terrier, le tube prend abruptement une courbure horizontale. Ils sont souvent associés à des sédiments fins et aux structures mamelonnées de type *hummocky*. D'après Jensen (1997), Mángano et Buatois (2004) et Buatois et Mángano (2011) cet ichnotaxon *Syringomorpha nilssoni* (Torell) est limité aux dépôts du Cambrien inférieur, mais d'après nos observations ils seraient donc présents au sein des dépôts siluriens du Tassili n'Ajjer.
- *Cruziana acacensis* Seilacher isp. "Cr" : à la fois l'empreinte entière de l'arthropode fouisseur ou immobile (*Arthropycus*, *Rusophycus* isp. et *Rusophycus carbonarius*) et sa trace horizontale (*Cruziana*), laissée après locomotion de ces trilobites, ont été simultanément observées (Fig. III.21A). Elles sont exceptionnellement bien conservées, notamment au sein des sédiments fins. Cependant, elles sont uniquement restreintes aux dépôts de la Formation de l'Oued Imihrou, d'âge Silurien inférieur au Tassili n'Ajjer. D'après leurs traces (*endopodal scratches*), ces trilobites sont relativement grands (environ 20 cm de long, 10 cm de large) comparables avec les traces qui ont été décrites par Seilacher en Libye occidentale (Fig. III.21B), et qui sont strictement d'âge Llandovérien (Seilacher, 2007).
- *Planolites* isp. "Pl" : terriers horizontaux individuels ou obliques à la stratification, avec un diamètre des tubes compris en moyenne entre 1 à 10 mm. Ces traces

d'invertébrés, produites probablement par un ver marin, se nourrissant dans les sédiments (*deposit-feeding*), sont ubiquistes à tous les environnements aquatiques.

- *Monocraterion* isp. "Mo" : long terriers verticaux et rectilignes avec des traces de réajustement (*spreit*) ou d'habitation (*Domichnia-Fodinichnia*). La longueur des tubes est en moyenne de 30 cm avec un diamètre de 3 à 5 mm. À la terminaison sommitale de la tige, le terrier possède un entonnoir caractéristique (*funnel*), d'un peu plus de 15 mm de diamètre, et sur lequel se développe un petit bouton (Fig. III.22). Ces traces sont souvent associées à des sédiments fins hétérolithiques et aux structures mamelonnées de type *hummocky*, qui témoignent d'un environnement de haute énergie (Duret, 1984 in Jensen, 1997). Cependant, la préservation du *funnel* de la sédimentation érosive implique des périodes de sédimentation peu et non érosive, suggérant que le dépôt s'est produit pendant les phases de décroissance des événements de tempête (Durand, 1985; Jensen, 1997).
- *Thalassinoides* isp. "Th" : terriers de toutes tailles présentant des réseaux horizontaux complexes à branchements en forme de Y et de T. Ces terriers sont construits probablement par des arthropodes dans tous types de substrats, argileux et sableux, mous et consolidés. Ces galeries servent à la fois de cachettes de nutriments mais aussi d'habitations (*Domichnia-Fodinichnia*). Les environnements de dépôts vont depuis le lagunaire jusqu'au marin ouvert (Gérard et Bromley, 2008).

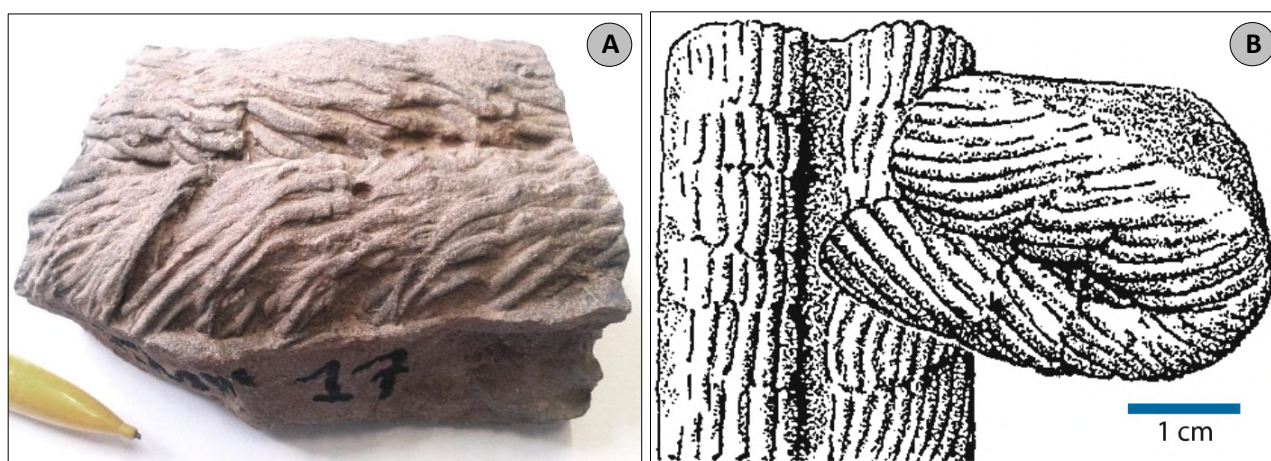


Figure. III.21: (A) L'ichnotaxon de *Cruziana acacensis* Seilacher, strictement du Silurien inférieur, récolté lors de nos missions terrain pour la première fois au sein des sédiments fins de la Formation de l'Oued Imihrou. (B) *Cruziana acacensis* tel que décrit par Seilacher en Afrique du Nord (Libye) (Seilacher, 2007).

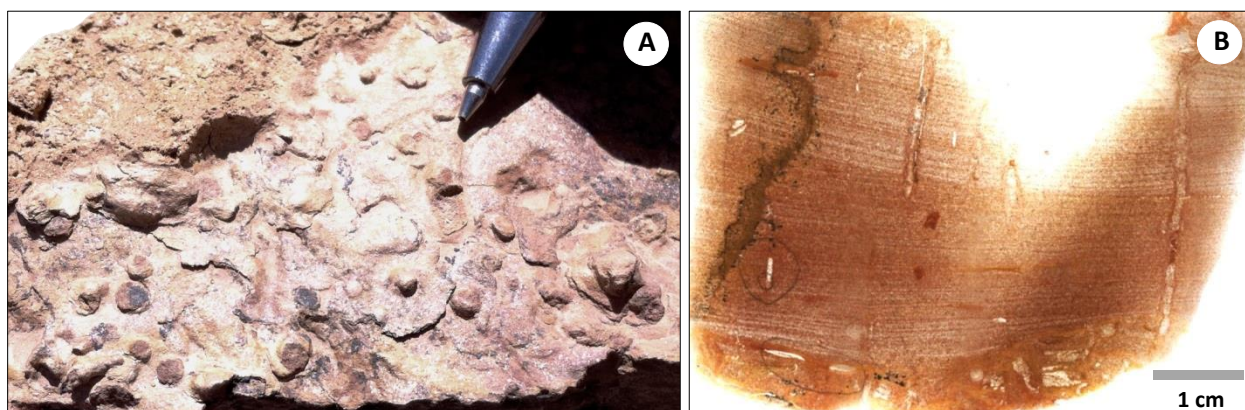


Figure. III.22: (A) Surface supérieure d'un banc de tempestite, m' montrant clairement les traces fossiles de *Monocraterion* Torell à *funnel-knob*, et qui sont à la fois non altérées et non-érodées. (B) Lame-mince du même banc. À remarquer les structures d'HCS, engendrées par les événements de tempête, ainsi que la bioturbation verticale associée.

3.2.2. Ichnofaciès et ichnofabrique marqueurs de conditions de dépôts particulières

L'étude ichnologique a permis de dégager 10 ichnofaciès à travers les quatre principaux environnements de dépôt du Tassili n'Ajjer. Ces dix ichnofaciès répertoriés de 1 à 10, depuis leur pôle proximal jusqu'au pôle distal du système sédimentaire (Tableau. III.1) sont les suivants :

- Ichnofaciès 1 : association de traces fossiles verticales en majorité, avec une bioturbation peu fréquente ou bien un indice de bioturbation égal à BI= 2. Ces traces sont notamment représentées par des *Skolithos* isp., *Arenicolites* isp. et *Planolites* isp.. Cet ichnofaciès est associé au faciès continental fluvial de chenaux abandonnés ou Faciès C (FC).
- Ichnofaciès 2 : en plus de traces fossiles verticales (*Skolithos* isp. ou *Tigillites*), l'ichnofaciès 2 se caractérise par une forte densité de traces horizontales circulaires et complexes à BI= 2-3. Ces dernières correspondent à des pistes de locomotion de trilobites ou d'arthropodes (*Cruziana* isp.), retrouvées principalement dans un environnement à caractère estuarien à marin, où le faciès associé est un faciès dominé par l'influence tidale ou Faciès D (FD).
- Ichnofaciès 3 : association de traces fossiles verticales très abondantes BI= 4-5, d'environ 1-3 cm de diamètre, notamment au sein de chaque partie inférieure (*bottomsets*) des corps gréseux. Cette bioturbation est principalement occasionnée par des *Skolithos linearis*, ?*Arenicolites* isp., ainsi que d'autres traces non-identifiées. L'environnement de dépôt est donc plus stressé que le précédent, suite à une action tidale plus prononcée qui caractérise d'ailleurs le Faciès E (FE).

- Ichnofaciès 4 : correspond à la persistance de l'ichnofaciès *Skolithos* précédent mais avec de longues traces, bien développées BI= 2-3, telles que les *Diplocraterion* isp. qui peuvent atteindre les 30 cm. En effet, lors des expositions subaériennes ou d'érosions du fond, ces traces colonisent le substrat (*palimpsest stiffground*), tout en se réajustant aux variations du fond marin (protrusive et retrusive), en caractérisant d'ailleurs les surfaces transgressives d'érosion. Cet ichnofaciès reflète donc plus un processus sédimentaire (type érosion) qu'un environnement de dépôt.
- Ichnofaciès 5 : ichnofaciès montrant une faible abondance de bioturbation, BI= 1-2, due à une influence des vagues permanentes, ainsi que de fortes tempêtes. L'ichnofossile résistant et persistant à ces conditions stressantes est *Syringomorpha nilssoni*. En effet, les spreites rétrusives créés sont une réponse directe à un rapide taux de sédimentation en middle shoreface, caractéristique du Faciès G (FG).
- Ichnofaciès 6 : cette association se situe à la transition d'un ichnofaciès de type *Skolithos* vers l'ichnofaciès *Cruziana*. En effet, on assiste à une prédominance significative de fossiles; ainsi que de traces de trilobites bien préservées à la base des bancs (*Cruziana acacensis* Seilacher isp.). Le caractère fouisseur (*burrowing*) de ces trilobites observés reflète un milieu marin très agité, en association avec le Faciès G et H essentiellement (FG et FH).
- Ichnofaciès 7 : cet ichnofaciès montre une faible abondance de bioturbation BI= 2, caractérisé par les ichnofossiles *Planolites* et d'autres non-identifiés. La plupart du temps ces espèces, ainsi que les figures et structures sédimentaires observées notamment en Faciès I (FI), sont associées à des alternances de grès fins hétérolithiques.
- Ichnofaciès 8 : correspond à la persistance de l'ichnofaciès *Cruziana* précédent mais avec un degré de bioturbation élevé BI= 3-4 et l'apparition de nouvelles espèces robustes; dominé par *Monocraterion* isp. et *Thalassinoides* isp.. L'environnement est donc toujours stressé par l'action des vagues de tempêtes et le faciès marin associé correspond au Faciès J (FJ).
- Ichnofaciès 9 et 10 : ces ichnofaciès montrent une forte diminution de la bioturbation qui devient quasi absente, BI= 0-1. Elle est uniquement représentée par des *Thalassinoides* isp. et des traces horizontales de petites tailles au sein des Faciès K et L (FK et FL), eux-mêmes typiques d'environnements marins profonds de plate-forme littorale. En effet, ces environnements de dépôts sont beaucoup plus dominés par des

processus calmes de décantation, reflétant ainsi l'ichnofaciès de type *distal Cruziana*, c'est-à-dire proche et/ou en-deçà de la limite d'action des vagues de tempêtes.

4. Stratigraphie séquentielle

4.1. Définitions et rappels

La stratigraphie séquentielle ou analyse séquentielle est une méthode d'étude de la stratigraphie, ayant révolutionné la géologie sédimentaire (Vail et al., 1977; Mitchum et al., 1977; Galloway, 1989; Van Wagoner et al., 1990; Posamentier et Allen, 1999; Catuneanu et al., 2009; Miall, 2010). Posamentier et al. (1988) la définit comme suit: "La stratigraphie séquentielle est l'étude des relations des roches dans un cadre 'chronostratigraphique', constituées de strates répétitives génétiquement liées, limitées par des surfaces d'érosion ou de non-dépôt ou par leur continuité en concordance".

Les concepts liés à cette discipline sont à présent très matures, ayant évolués sur une période de presque 40 ans, tel que présenté dans la publication historique de Payton (1977). Il est aussi important de signaler que ses racines peuvent être tracées beaucoup plus loin dans le temps et avant même la naissance de la stratigraphie sismique (e.g. Grabau, 1913). Depuis, de nombreuses études ont été réalisées sur des modèles essentiellement silico-clastiques, à l'échelle sismique, et étayées par des affleurements de grande échelle et continus. Ces affleurements (e.g. Book Cliffs, Utah) permettent de suivre les surfaces remarquables sur de très grandes distances (e.g. Guillocheau, 1990; Posamentier et Allen, 1999; Catuneanu, 2006a; Catuneanu et al., 2009). Ils permettent également l'intégration de traces fossiles (ichnologie) qui sont d'une importance capitale en analyse séquentielle, non seulement pour l'interprétation des paléoenvironnements anciens, mais surtout pour l'identification des discontinuités stratigraphiques au sein des dépôts et qui sont étroitement liées aux variations dans le niveau marin relatif (MacEachern et al., 1992; Pemberton et al., 2004; McIlroy, 2004; Seilacher, 2007; Uchman, 2007; Buatois et Mángano, 2011; Knaust et Bromley, 2012).

Cette étude de stratigraphie séquentielle s'appuie exclusivement sur des observations de terrain au sein du Tassili n'Ajjer, incluant :

- la détermination du contexte géologique régional, du type du bassin, de la biostratigraphie et des environnements de dépôt;
- l'analyse des faciès;
- l'analyse de l'évolution de l'empilement vertical des faciès;
- l'identification et la corrélation des surfaces d'inondation maximale;
- l'identification et la corrélation des limites de séquences;

- l'identification et la corrélation des cortèges sédimentaires;
- la détermination de l'intervalle de temps des dépôts;
- la calibration des surfaces d'inondation maximale avec la charte eustatique globale.

4.2. Biostratigraphie du Tassili n'Ajjer

Les formations du Silurien ont été principalement datées grâce à une biozonation basée sur l'étude des palynomorphes (chitinozoaires, acritarches et miospores), mise en place depuis les années 70, par des études pétrolières sur des carottes de forages (cf. [chapitre. I.6.2](#)).

Pour compléter ces études, une analyse palynologique et une analyse de microfossiles a été réalisée. La palynologie sur les échantillons récoltés en collaboration avec le Dr. Philippe Steemans (Paléobiogéologie-Paléobotanique-Paléopalynologie, Université de Liège, Belgique) a malheureusement produit des microfossiles soit rares, soit très altérés ou détruits qui ne permettent pas de dater les sédiments. L'observation des microfossiles en collaboration avec le Pr. Petr Štorch (Institute of Geology AS, République Tchèque) pour les spécimens de graptolites et avec le Dr. Susan H. Butts (Peabody Museum of Natural History, Yale University, USA) pour les espèces de *Cruziana* a conduit aux résultats suivants, synthétisés ci-dessous :

4.2.1. Graptolites

Organisme planctonique ou animal marin flotteur, souvent très divers et varié formant des colonies qui sont largement distribuées par les courants des océans, d'où leur intérêt en biostratigraphie comme *index fossils* (Maletz, 2017).

La répartition stratigraphique des graptolites ou Classe des *Graptololithina*, recouvre principalement le Paléozoïque, allant du Cambrien supérieur jusqu'au Carbonifère inférieur ou Mississippien (Clarkson, 1981; Maletz, 2014, 2017).

Chaque colonie de graptolite est connue sous le nom de *rhabdosome* qui est élaborée par du collagène/chitine sous forme de demi-anneaux alternants (*beted fusellar tissue*). Les rhabdosomes ont un nombre variable de branches (appelées *stipes*) provenant d'un individu initial (appelé *sicula*). Chaque individu subséquent (*zooid*) est logé dans une structure tubulaire ou en forme de coupe (appelée *theca* "th") ou thèques ([Fig. III.23](#); Link et al., 1990). Dans certaines colonies, il y a deux tailles de theca, et il a été suggéré que cette différence est due au dimorphisme sexuel. Le nombre de branches et l'arrangement de thecae sont des éléments importants dans l'identification des fossiles de graptolites, grâce auxquels les corrélations biostratigraphiques de haute-résolution sont possibles (Legrand, 1995, 1998,

2002; Štorch et Massa, 2007), ainsi que pour les reconstitutions paléobiogéographiques notamment à la frontière nord-africaine du Gondwana (Legrand, 2009).

À travers les trois coupes de terrain étudiées au sein du Tassili n'Ajjer, toutes ont livré pour la première fois de remarquables graptolites : Oued Imihrou (section 1), Oued Tadjeradjeri (section 2), et Oued Taghagh (section 3). Ces graptolites sont tous récoltés dans les dépôts homogènes de black shales fissiles et feuilletés, et leur position stratigraphique au sein de la Formation de l'Oued Imihrou est sans ambiguïté.

Au total, quatre espèces isolées de graptolites ont été identifiées et toutes appartiennent à l'Ordre *Graptoloidea*. Ces spécimens à rhabdosomes d'aspect tabulaire dont la taille varie de 10 à plus de 20 millimètres sont souvent trouvés aplatis dans les feuilletés des shales et leur âge est estimé comme correspondant au Silurien inférieur (Llandovérien inférieur ou Rhuddanien). Ci-dessous une brève description de chaque espèce, permettant de proposer l'âge de la Formation de l'Oued Imihrou, ainsi que pour la limite Ordovicien-Silurien, ceci dans les différentes localités étudiées (cf. Fig. II.1) :

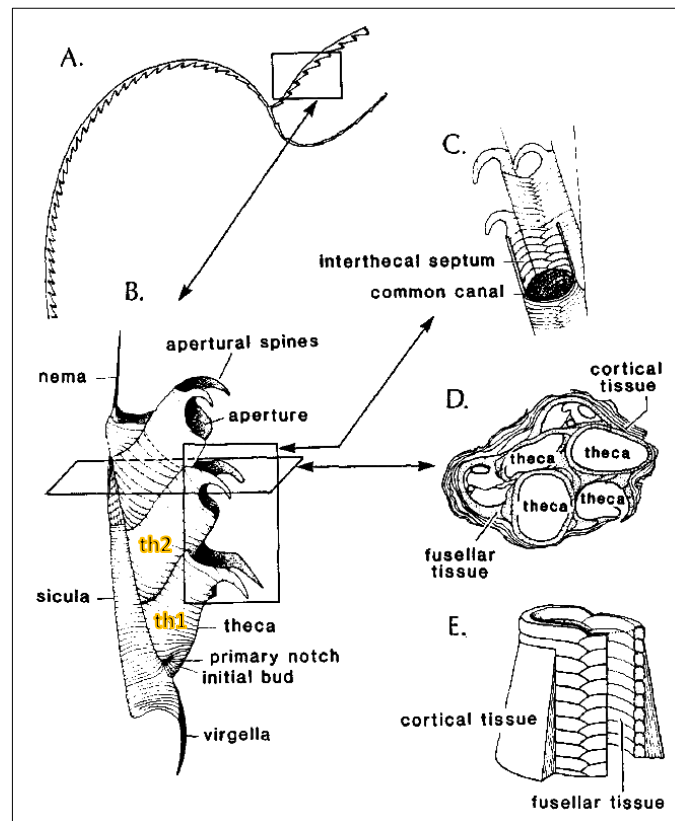


Figure. III.23: Caractéristiques morphologiques et structurales d'un graptolite ou rhabdosome (Link et al., 1990). (A) Vue générale d'un rhabdosome (colonie). (B) Vue latérale agrandie d'une branche ou stipe. (C) Structure de la thèque et du canal commun avec une partie enlevée. (D) Coupe transversale d'un stipe montrant le tissu cortical externe qui entoure le tissu fusellaire, afin de permettre une consolidation de la structure lamellaire. (E) Diagramme du périoderme montrant le tissu fusellaire déposé dans des demi-anneaux alternés (*beted fusellar tissue*), entouré de tissu conique stratifié.

- *Normalograptus ajjeri* Legrand (Fig. III.24A et B) : matériel récolté au Tassili oriental (section 1), plus exactement au niveau du premier banc de shales de couleur vert clair à gris clair, désigné par IMH-0c (N26°00'35.4" – E08°51'04.2"). Les spécimens complets sont conservés sous forme d'une cuticule charbonneuse ; rares fragments pyritisés, généralement blanchis par l'altération. Il faut savoir que les fragments isolés ne sont pas pris ici en considération, puisque ils ne permettent pas une bonne description et observation des fuselli.
- Description : le rhabdosome de cette espèce est le plus souvent ovoïde-rectangulaire et bisérié, habituellement de petite taille, d'environ 15 millimètres jusqu'à 20 mm de long. Le rhabdosome à base triangulaire (aspect pointu) s'élargit graduellement de 0,7-0,9 mm dans l'ouverture de th1¹-th1² (0,9-1,1 mm) à 1,4-1,5 mm au niveau de th4¹-th4² (parfois un peu plus: 1,5-1,6 mm) et atteint approximativement 1,8-2,1 mm (exceptionnellement 2,4 mm) distalement au bout de la th10¹-th10². Le nombre de thèques sur spécimens mesurant 20 mm est généralement de 15 (14-17).
 Les reliques en relief ou empreintes restantes des thecae correspondent à des tubes d'une longueur de 1,5 mm (1,3-1,8 mm) pour une largeur de 0,35 à 0,45 mm, s'apparentant aux thèques de type climacograptide. En effet, ces thecae sont inclinées de 30 à 35° par rapport à l'axe et au septum médian et droit du rhabdosome (*full median septum*) qui est d'ailleurs souvent très bien visible (large de 0,2 mm) sur l'ensemble des spécimens. Les premières thecae de la partie proximale du rhabdosome sont également fortement inclinées vers l'extérieur et présentent une distance répétée de deux thecae (*two-theca repeat distance, 2TRD*) de 1,2-1,5 mm sur la th2, mais qui augmente pour atteindre 2,0-2,1 mm dans la partie distale.
 Quant aux terminaisons du rhabdosome, telles que la *Virgella* de la sicula (basale) et la *Nema* (sommitale), elles sont probablement de petite taille pour être décelées ou bien ne sont pas conservées.
- Interprétation : la morphologie des spécimens observés appartient clairement à la Famille des *Normalograptidae*. De plus, toutes les espèces représentées ont en commun un développement de type kéroblastique et une astogénèse de mode n° 11 (Legrand, 1999) (= "pattern" H de Mitchell, 1986, 1987). Les spécimens considérés ici s'apparentent plus et sont conformes à la définition de *Normalograptus ajjeri* Legrand datés du Hirnantien-Rhuddanien (Legrand, 1999). La localité type de ces derniers, c'est-à-dire la coupe de l'Oued In Djerane au Tassili n'Ajjer oriental, est en périphérie sud de notre terrain d'étude (section 1), distant d'environ 250 km.



Figure. III.24: (A) Spécimen de *Normalograptus ajjeri* Legrand, d'environ 20 mm, récolté au Tassili oriental (Jebel In Hamane), Formation de l'Oued Imihrou, partie inférieure. (B) *N. (Normalograptus) sp.* telle que définie par Legrand (1977, 2002), coupe In Azaoua Nord et de l'Oued In Djerane, Formation des argillites de Tedjert, partie inférieure, sous-étage régional probable g1a2, Llandovérien inférieur.

- *Normalograptus sp.* (Fig. III.25) : cette espèce est voisine de la précédente, sachant que le matériel est récolté au Tassili occidental (section 2). L'échantillon InTaf-2 est prélevé des premiers bancs de shales à couleur verdâtre, situés juste à trois mètres du toit des Grès des Tassilis Internes. Plus exactement, au-dessus de la WRS « Wave Ravinement Surface » qui façonne le dépôt de grès et quartzites à *Skolithos* basal de l'Ordovicien terminal (N25°48'56.1" – E07°50'50.1", cf. Fig. IV.7H).
- Description : rhabdosome à faces parallèles, 10-16 mm de long, s'élargissant légèrement de la largeur initiale de 0,9-1,0 mm à la première paire th¹-th¹², à 1,2-1,4 mm à la troisième paire thécale à la largeur maximale de 1,6-1,7 mm atteinte par la septième à la neuvième paire thécale.

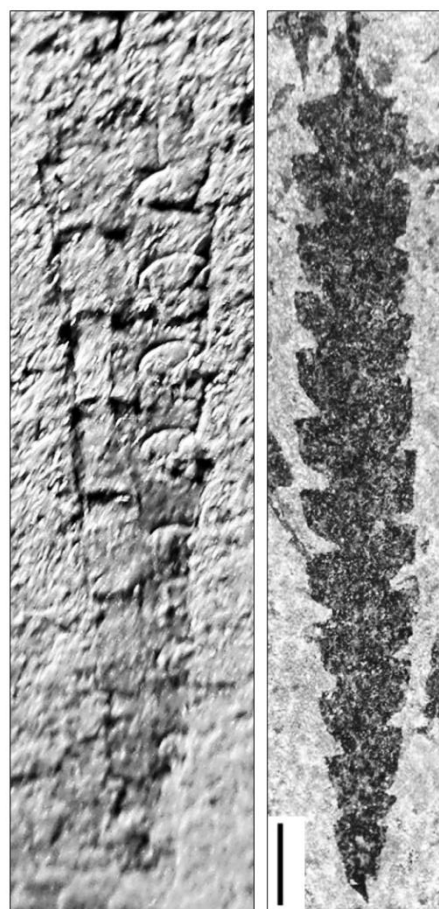


Figure. III.25: À gauche, le rhabdosome *Normalograptus sp.*, 10-16 mm de long, récolté au Tassili occidental (In Tafaghist), Formation de l'Oued Imihrou, partie inférieure. À droite, spécimen de *Normalograptus sp.*, barre d'échelle 1 mm, (Štorch, 2015 : N° échantillon 3558).

L'extrémité proximale est arrondie avec la sicula couverte en vue inverse à l'exception de son ouverture de 0,2 mm qui est garnie d'une courte virgelle en forme de colonne vertébrale, et le septum médian est à peine reconnaissable. Les thèques sont fortement géniculées avec un bord géniculaire épaissi. Les parois thécales supragéniculaires sont droites et parallèles, sachant que ces thèques présentent une distance répétée 2TRD de 1,3-1,5 mm sur la th2 et 1,6-1,7 mm sur la th10.

- Interprétation : d'un point de vue paléogéographique, les espèces de *Normalograptus* se rencontrent à la fois sur des domaines terrestres et d'offshore, par conséquent, elles étaient probablement des taxons épipelagiques. D'après Goldman et al. (2011) les espèces de *Normalograptus* ont envahi les basses paléolatitudes de type tempérées, caractéristiques de la transition Ordovicien-Silurien ou *ascensus-acuminatus* Biozone, et se sont rapidement diversifiées. En effet, juste après la glaciation fini-Ordovicien seules les espèces de *Normalograptus* et leurs descendants ont survécu à l'extinction et ont peuplé les premiers océans du Silurien.
 - *Neodiplograptus ? africanus* Legrand (Fig. III.26) : le matériel ayant livré ce spécimen, ainsi que le suivant *Metaclimacograptus sp.*, sont récoltés au Tassili occidental au sein des black 'hot' shales TAG-3d-15 (position 28 m), dans la région de Tamelrik, à travers le Jebel Satrakout (section 3 : N25°56'11.9" – E07°41'18.1").
 - Description : rhabdosome bisérié de section plus ou moins quadrangulaire, à sicula simple, sans épines aperturales. Le plus grand des spécimens atteint près de 15 mm de long. La largeur de 0,8-0,9 mm au niveau de l'ouverture de la première thèque est de 1 mm au niveau de th1¹-th1². Elle croît rapidement pour être de 1,4-1,5 mm au niveau de th4¹-th4² et atteindre une valeur maximale de 1,9-2,0 mm. La virgella du rhabdosome est courte, avec une longueur de moins d'1 mm. Concernant l'espacement thécal (2TRD) il est de 1,2-1,4 mm sur la thèque th2, et de 1,6-1,8 mm sur la th10.
 - Interprétation : les rhabdosomes possèdent tous un développement kéroblastique de mode n° 11 (= "pattern" H de Mitchell, "patterns" H et H' de Melchin), avec un septum médian souvent incomplet dans la partie proximale puis complet au-delà. Les thèques sont climacograptides dans la partie proximale passant progressivement et de façon variable à un type glyptograptide puis souvent en orthograptide.
- D'après Legrand (2003) *Neodiplograptus africanus*, très commune au sommet des black shales, est une espèce indicatrice biozonale importante en Afrique du Nord, indiquant le Rhuddanien moyen. Cependant, au Tassili occidental ou en Libye et en Jordanie, cette espèce est présente pendant une grande partie de l'intervalle des hot

shales. L'explication la plus probable de cette anomalie stratigraphique apparente, selon Loydell (2012), est que *Nd. africanus* possède une gamme stratigraphique globale plus longue que celle indiquée par Legrand.

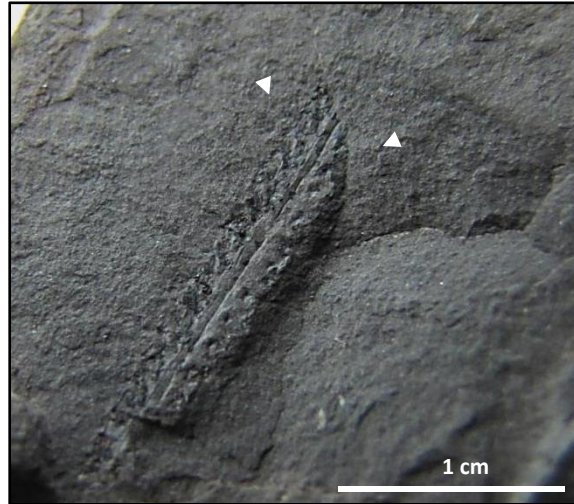


Figure. III.26: Spécimen *Neodiplograptus ? africanus* Legrand, d'environ 15 mm de long, récolté au Tassili occidental (Jebel Satrakout), Formation de l'Oued Imihrou (black 'hot' shales), partie inférieure.

- *Metaclimacograptus sp.* (Fig. III.27A et B) :
 - Description : les rhabdosomes qui proviennent de la section 3, ne dépassant pas les 10 mm de long et 1-2 mm largeurs, correspondent tous à l'espèce *Metaclimacograptus sp.* Cette attribution est basée notamment sur la présence d'un septum médian ondulé à zig-zag et de sept paires de thèques fortement alternantes. La virgella dans un spécimen dépasse 0,5 mm de long, et les thèques sont caractérisées par une convexité angulaire aux murailles supragéniculaires, ainsi que des bords épais manifestement sur les ouvertures des thèques. Ces dernières présentent aussi une distance répétée (2TRD) de 1,0-1,2 mm sur la th2 et distalement 1,4 mm. Le rhabdosome s'élargit distalement, c.-à-d. passant d'une largeur initiale de 0,7-0,8 mm à la première paire th1¹-th1² jusqu'à une largeur maximale de 1,1-1,4 mm au-delà de la cinquième paire thécale th5¹-th5².
 - Interprétation : grâce à l'identification et aux caractéristiques observées, l'ensemble des spécimens, qui sont souvent conservés comme des moules en trois dimensions, s'apparentent le plus à l'espèce *Metaclimacograptus sp.*. D'après Štorch (communication personnelle), ces spécimens sont probablement d'âge Rhuddanien supérieur à Aéronien inférieur.



Figure. III.27: (A) Spécimen de *Metaclimacograptus* sp., d'environ 10 mm, récolté au Tassili occidental (Jebel Satrakout), Formation de l'Oued Imihrou (black 'hot' shales), partie inférieure. (B) Photomicrographie MEB d'un spécimen complet de *Metaclimacograptus* sp., en vue inverse du rhabdosome (Loydell et Maletz, 2009).

4.2.2. *Cruziana* – trilobites

Le nom *Cruziana* désigne des traces fossiles à structure bilobée souvent avec un sillon central. Ces traces sont recouvertes de rayures ou striations perpendiculaires qui sont laissées par les appendices du trilobite (*legs* : *endo- et exopodites*) lors de son mode de déplacement ou d'enfouissement (Fig. III.28). Elles sont abondantes dans les sédiments silico-clastiques du Cambrien jusqu'au Dévonien et caractérisées par une distribution globale au palécontinent du Gondwana (Seilacher, 2007). C'est d'ailleurs grâce à ces caractéristiques que les traces de trilobites (*Cruziana*) et d'*Arthropycids* (*Arthropycus*, *Daedalus*, *Phycodes*) représentent de nos jours le meilleur outil pour les corrélations ichno- et bio-stratigraphique des cortèges de grès marins non-fossilifères sur l'ensemble de l'Afrique du Nord (Fig. III.29; e.g. Crimes, 1981; Seilacher et al., 2002; Seilacher, 2000, 2007).

L'appellation *Cruziana* a été adoptée par l'explorateur français Alcide d'Orbigny (1835-1847) en l'honneur de son ami le général Etres de Santa Cruz, lors de son expédition en Amérique du Sud. Plus tard, Adolf Seilacher, pionnier du concept d'ichnofaciès, avait étudié nombre de ces traces de trilobites dans le monde (Algérie, Arabie-Saoudite, Argentine, Chine, Espagne, Libye, Maroc, Pakistan, Tchad, etc.). Ces études sont souvent couronnées par la découverte de plusieurs espèces remarquables, entre autre *Cruziana acacensis* Seilacher isp. qui est un marqueur bien établi pour dater et corrélér le système Silurien inférieur, ceci en cas d'absence de graptolites (Seilacher, 1996; Seilacher et al., 2002).

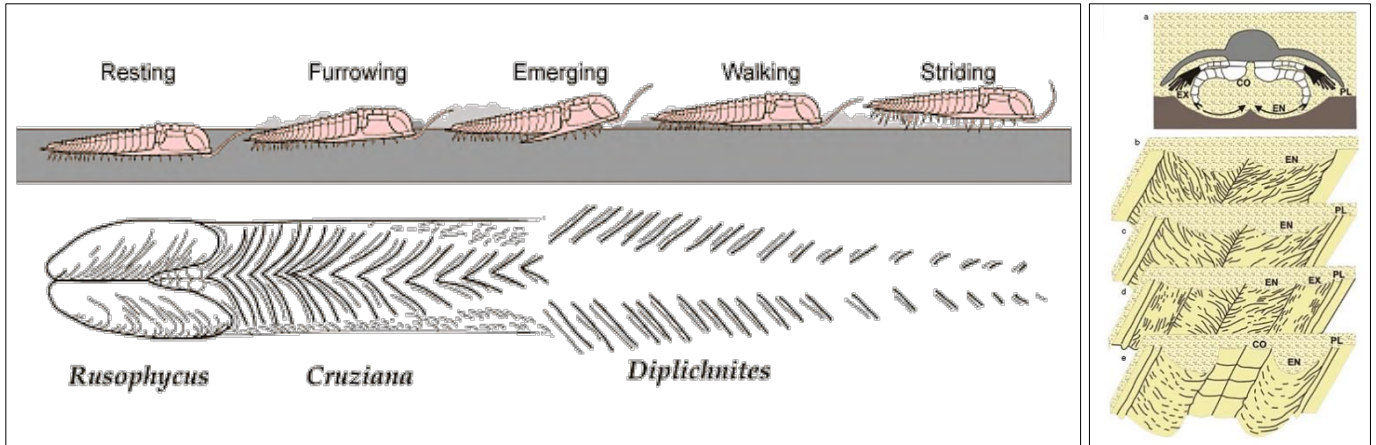


Figure. III.28: À gauche, schéma illustrant les différents comportements de trilobite. À droite, Trilobite creusant dans le sédiment et variabilité dans la morphologie de *Cruziana*. (En) endopodite, (Ex) exopodite, (Co) coxae, (Pl) pleural/genal spines (Seilacher, 1996, 2007).

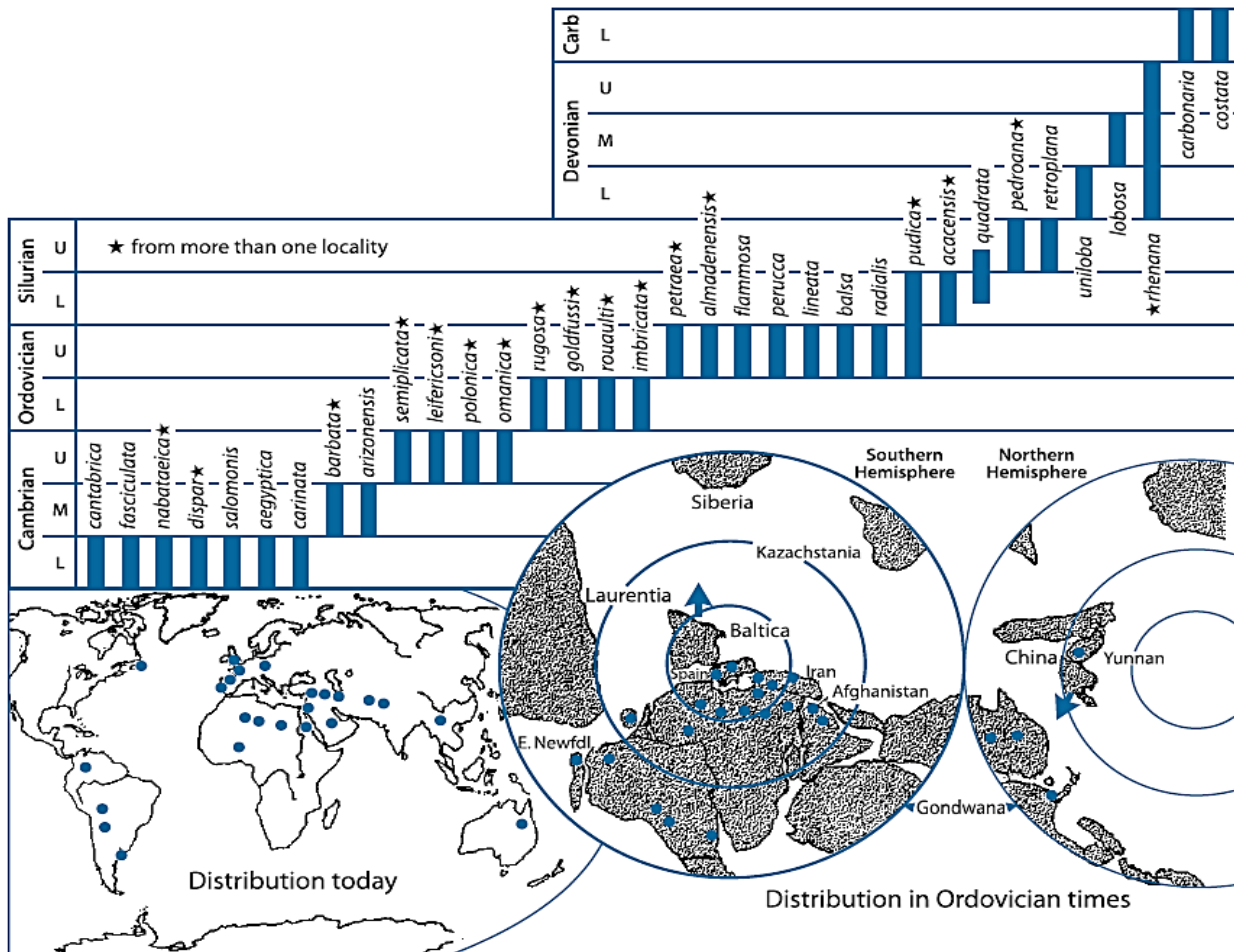


Figure. III.29: Distribution stratigraphique et paléogéographique de *Cruziana*. À remarquer que l'ichnoespèce *Cruziana acacensis* est strictement d'âge Silurien inférieur (Seilacher, 2007).

Les sédiments détritiques du Silurien, principalement au Tassili n'Ajjer oriental (Illizi, Algérie), contiennent d'abondantes traces de trilobites et d'*Arthropycids* (cf. 3.2.1. Ichnotaxon) :

- *Cruziana tenella* (=problematica) isp. : au sein des sédiments du Jebel In Hamane (section 1), une diversité de traces horizontales a été observé. Ces traces se retrouvent aussi bien en surface de bancs argileux (IMH- 8, 12) ou gréseux (IMH- 14, 17, 68, 70). Toutes les traces sont minces et petites (gamme de largeur observée 5-15 mm) mais souvent très complexes et en grand nombre ; montrant des pistes droites, en cercles, en boucles irrégulières et sinueuses constantes (*scribbling pattern*). Parfois, une rainure centrale qui divise la trace longitudinalement en deux lobes peut être décelée, et occasionnellement des chevauchements soit au-dessus ou au-dessous des traces anciennes (trails et trackways) sont observés (cf. Fig. III.19).

L'ensemble de ces caractéristiques s'apparente le plus aux ichnoespèces de *Cruziana tenella*, sachant que ces traces horizontales ont été probablement produites par de petits arthropodes vagiles et animaux vermiformes ou bien des spécimens juvéniles de *Cruziana/ Rusophycus* (cf. Fig. IV.9A). En effet, ces organismes typiques du Silurien reflètent une exploitation et une consommation rationnelle des détritits (*Pascichnia*) concentrés dans les millimètres supérieurs du substrat (e.g. Jensen, 1997; Mángano et Buatois, 2004; Hofmann et al., 2012).

- *Rusophycus ichnogenus* "Ru" : toujours dans la même coupe que la précédente (section 1), de remarquables structures bilobées en nombre important ont été découvertes, notamment à la base bioturbée du banc IMH-17, et au-dessus de ce même horizon où aucune structure similaire n'a été observée.

Les traces les mieux conservées ont été observées à l'interface de bancs lithologiques différents, généralement schisto-silteux et gréso-argileux (*intergenic*), ceci en relief convexe (*positive hyporelief*). Leurs tailles sont de grandes dimensions, environ 15 cm jusqu'à 25 cm de long, ainsi que 10 cm de large et de hauteur (Fig. III.30). Le plus souvent elles sont caractérisées par une forme longitudinale bilobée et ovale (*isocline position*), présentant à leurs surfaces dorso-ventrale des traces de rayures comme celles d'un pinceau (*exopodal brushings*).

L'interprétation de ces structures, semblables aux fouilles stationnaires (*resting traces, pascichnia*), sont produites par le repos, la dissimulation, l'introduction d'œufs ou l'alimentation des trilobites dans un domaine de type shoreface, et permettent une datation relative dans les séries paléozoïques silico-clastiques (Seilacher, 2007; Mángano et al., 2012).

- *Cruziana acacensis* Seilacher isp. "Cr" : la Formation de l'Oued Imihrou (section 1) fournit un excellent exemple notamment pour l'application de l'ichnostratigraphie. En

effet, au sein de sa partie sommitale, cette formation se caractérise par la présence d'abondantes *C. acacensis* que Seilacher a identifiées comme liées à l'activité spectaculaire de trilobites et qui sont strictement du Silurien inférieur (Seilacher, 1996, 2007).

Ces traces en *ploughing*, c'est-à-dire en creusant ou en labourant la terre avec la queue ou tête baissée (*prosocline position* ou *furrowing*), ont été soigneusement conservées en relief convexe aux seins de bancs argilo-silteux, ainsi que leurs fines rayures. La taille de chaque spécimen est de moyenne dimension, environ 10 cm jusqu'à 20 cm de long, ainsi que 5 cm de large et de hauteur (cf. Fig. III.21).

L'ensemble des spécimens de *C. acacensis* observés se caractérise par une forme longitudinale allongée à deux lobes (bilobés), séparés par un sillon médian légèrement apparent (*central groove*). Ils présentent tous à leurs surfaces dorso-ventrale des traces de rayures fines imbriquées (2-4 mm de largeur) souvent en forme de V, indiquant d'ailleurs la direction ou le sens du déplacement. Quant à l'extrémité extérieure de chaque lobe appelée « pleura », elle est le témoin de la carapace du trilobite qui traîne le sédiment de part et d'autre lors de son labourage et de sa quête de nutriments (cf. Fig. III.28).



Figure. III.30: Trace fossile et *exopodal brushings* de *Rusophycus*, qui sont très bien conservées au sein des niveaux gréseux du Silurien inférieur.

4.3. Stratigraphie séquentielle du Silurien dans le Tassili n'Ajjer

Au sein du plateau du Tassili n'Ajjer, la succession sédimentaire du Silurien est composée de trois Formations, de bas en haut : la Formation de l'*Oued Imihrou*, la Formation de l'*Atafaitafa* et la Formation de l'*Oued Tifernine*.

Catuneanu (2006) a repris l'ensemble des modèles proposés en stratigraphie séquentielle et leur a attribué un chiffre romain et a synthétisé les différentes approches, permettant une comparaison des modèles aisée. L'approche appliquée lors du présent travail

est le *Depositional Sequence Model IV* de Hunt et Tucker (1992, 1995) et de Plint et Nummedal (2000) qui reconnaît l'ensemble des quatre cortèges sédimentaires dans le cas des dépôts silico-clastiques (Figs III.31 et III.32). L'avantage de cette approche, c'est qu'elle fait intervenir à la fois les processus eustatiques et tectoniques comme force motrice importante, ceci derrière les processus de surface lors de la sédimentation ou le remaniement des sédiments. De plus, elles reconnaissent et fournissent des critères d'identifications fiables, notamment des dépôts régressifs (enregistrant une diminution de profondeur d'eau) et des dépôts d'une régression forcée (abaissement rapide du niveau marin relatif) (Miall, 2010).

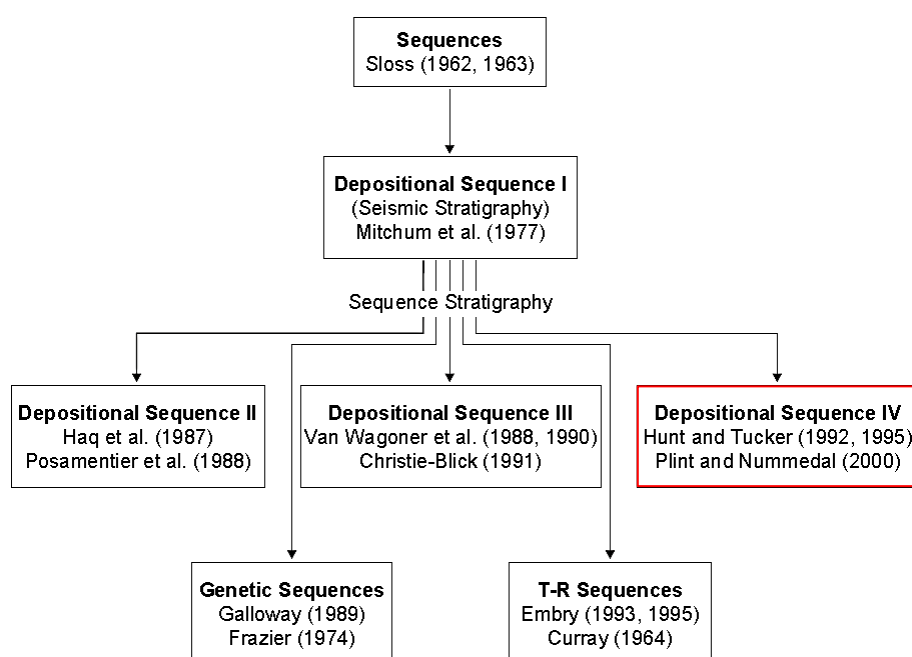


Figure. III.31: Arbre généalogique de la stratigraphie séquentielle. Ces divers modèles diffèrent principalement dans le style d'empilement conceptuel des couches en séquences, c'est-à-dire en ce qui concerne l'endroit où les limites de séquence sont choisies au sein de la succession sédimentaire (Catuneanu, 2006).

Six séquences complètes de dépôt de troisième ordre, montrant une évolution strato- et grano-décroissante dominante, ont été reconnues au sein des séries siluriennes du Tassili (Djouder et al., 2018). Ces séquences sont ensuite divisées en cortèges sédimentaires qui vont à leur tour être subdivisés en cycles de petite et de moyenne échelle. L'ensemble de ces cortèges sont séparés par des surfaces clefs et remarquables, telles que : limite de séquence LS « sequence boundary SB», surface transgressive ST « transgressive surface TS ou flooding surface FS», et d'une surface d'inondation maximale SIM ou intervalle de condensation IC « maximum flooding surface MFS», et qui témoignent de changements brusques, à la fois au niveau du faciès et de l'environnement de dépôt (Vail et al., 1977).

En ce qui concerne les cortèges ou cycles sédimentaires, ainsi que leurs durées respectives, ils peuvent être résumés comme suit :

Cycles de 1^{er} ordre : ce sont des superséquences ou mégacycles à long terme liés à la tectonique des plaques, avec une durée supérieure à 50 millions d'années (Ma).

Cycles de 2^{ème} ordre : sont des mégacycles à moyen terme, dont la durée est comprise entre 5 et 50 Ma. C'est le cas par exemple de la succession silurienne (SIL-1 MS, mégaséquence) du Tassili n'Ajjer étudiée.

Cycles de 3^{ème} ordre : sont des cycles à court terme de durée comprise entre 0.5 et 5 Ma, représentant la période de temps géologique pendant laquelle se dépose une séquence de dépôt, suite à un cycle eustatique complet. Comme la période silurienne est considérée comme un optimum interglaciaire (climat chaud et humide), nous considérons que ce sont les cycles d'ordre 3 qui gouvernent l'enregistrement sédimentaire de notre bassin. Bien sûr, ce signal est parasité par les faibles cycles eustatiques d'ordre inférieur.

Cycles de 4^{ème} ordre : leur durée est comprise entre 0.08 et 0.5 Ma et ils sont interprétés en tant que paraséquences (Posamentier et al., 1988).

Cycles de 5^{ème} ordre : ont des durées variant entre 0.03 et 0.08 Ma.

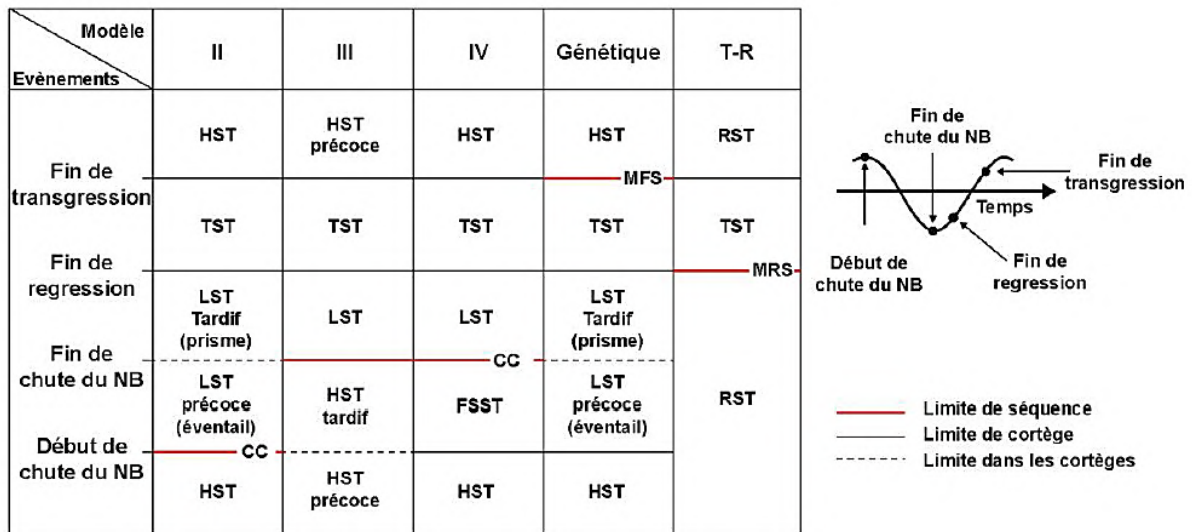


Figure. III.32: La synchronisation des cortèges sédimentaires (*Systems tracts*), et des limites de séquences (*Sequence boundaries*) pour les modèles de stratigraphie séquentielle actuellement utilisés. La partie conformable de la limite de séquence du modèle séquentiel II a été initialement considérée comme se formant lors de la chute précoce du niveau de la mer, comme représenté dans ce tableau (Posamentier et al., 1992). En plus de ces modèles classiques, d'autres modèles hybrides sont également utilisés, comme par exemple l'approche qui reconnaît les quatre cortèges sédimentaires ou *depositional sequence* IV, mais avec des limites de séquences conformant au modèle III. Abréviations: LST - *lowstand systems tract*; TST - *transgressive systems tract*; HST - *highstand systems tract*; FSST - *falling-stage systems tract*; RST - *regressive systems tract*; T-R - *transgressive-regressive*; CC - conformité; NB - niveau de base (d'après Catuneanu, 2006).

4.3.1. Les limites de séquences

L'étude des discontinuités sédimentaires sur la plate-forme ou de leurs surfaces concordantes corrélatives vers le bassin est essentielle, car elle permet de délimiter et

d'individualiser les séquences (Fig. III.33). De plus, leur caractérisation et leur localisation est importante car ces surfaces permettent de définir l'ordre des séquences sédimentaires étudiées, ainsi que leurs architectures (Bhattacharya, 1993).

Les limites ou discontinuités des séquences observées et reconnues dans les sédiments du Silurien du Tassili n'Ajjer sont multiples et d'importances variables, et peuvent être résumées comme suit :

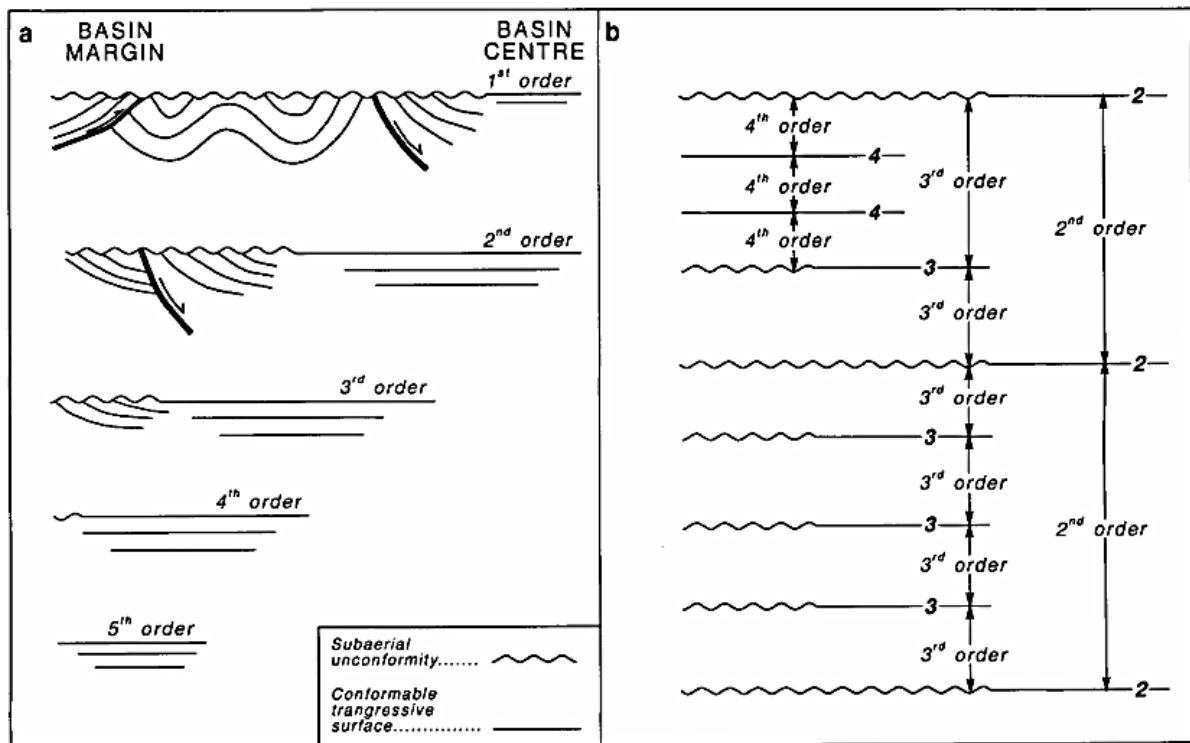


Figure. III.33: (A) Représentation schématique des cinq ordres de limites de séquence déterminés à partir des caractéristiques des limites qui reflètent les changements de niveau de base, selon la proposition d'Embry (in Miall, 2010). (B) Principes de détermination de l'ordre des séquences. Une séquence ne peut pas contenir une limite de séquence ayant le même ordre ou un ordre inférieur à sa limite d'ordre supérieur et l'ordre d'une séquence est égal à l'ordre de sa limite d'ordre le plus élevé.

- Discontinuités de régression : ce sont des surfaces le long desquelles il y a une manifestation d'érosion aérienne (et sous-marine dans certaines aires) ou d'exposition subaérienne avec une lacune de sédimentation marquée (Posamentier et al, 1988). En effet, durant les phases de chute du niveau marin, les surfaces d'érosion se développent à l'air libre derrière la côte et sous l'eau à l'avant de la côte du fait de l'action des vagues, il s'ensuit des surfaces régressives d'érosion dont :
 - Les diastèmes et surfaces de ravinement qui correspondent à des surfaces d'érosion : simples contacts entre deux bancs, correspondant à une lacune ou hiatus variable de un à plusieurs mètres, qui sont occasionnés par une interruption momentanée de la sédimentation et des conditions de dépôt de haute énergie, notamment les courants tractifs. Au Tassili, ces discontinuités, qui témoignent de périodes d'émersion, sont souvent soulignées par : (i) de

simples variations granulométriques visibles à l’affleurement ; (ii) des galets mous d’argilites noires ou brunes; (iii) un paléosol ferrugineux riche en kaolinite (Fig. III.34). Ces surfaces négatives sont aussi localisées généralement à la base des séquences de type-chenal, tel est le cas de la Barre inférieure (Sequence boundary SB 5).



Figure. III.34: Transition entre la Formation de l’*Atafäitafa* et la Formation de l’*Oued Tifernine* "Barre inférieure". Elle est soulignée par une surface érosive ondulée et un paléosol ferrugineux riche en kaolinite. Le chapeau est pour l’échelle.

- Surface durcie (*lithic/hardground*) : correspond à une couche fine souvent ferrugineuse, épaisse de quelques centimètres, et qui enduit une surface irrégulière d’un banc souvent avec une colonisation à court terme, traduisant ainsi l’absence temporaire de dépôt de sédiments ainsi qu’un environnement favorable sur le plan nutritionnel (Fig. III.35). Ces surfaces sont particulièrement fréquentes dans les sédiments argilo-gréseux de la Formation de l’*Oued Imihrou* et la Formation de l’*Atafäitafa* (SB 2 et 4).



Figure. III.35: Surface durcie ferrugineuse au sein d'un banc de la Formation de l'Oued Imihrou témoignant d'une absence très longue de dépôt et probablement d'une surface d'inondation.

- Discordance angulaire calédonienne (Caledonian unconformity, SB 7) : discontinuité lithologique majeure, marquée par une surface d'érosion ondulée et par un niveau décimétrique de grès grossier, qui constitue la limite inférieure du cycle éodévien (cf. Fig. IV.11C). Cette discordance est liée à l'influence des mouvements épigénétiques positifs ou tectoniques des marges du bassin à la fin du Silurien et durant le Dévonien Inférieur, contemporains de la phase ardennaise ou tassilienne, mais aussi par une baisse importante du niveau marin (Beuf et al., 1971; Fekirine et Abdallah, 1998; Carr, 2002).
- Discontinuités de transgression : durant les transgressions marines, les manifestations d'une exposition sont remaniées par l'érosion des vagues sur la côte, il s'ensuit une surface transgressive d'érosion ou surface de ravinement.
- Discordance cartographique de base (SB 1) : le passage entre la Formation de Tamadjert "Unité IV" d'âge Ordovicien terminal et la Formation de l'Oued Imihrou d'âge Silurien est marqué par une modification et une interruption à grande échelle dans la sédimentation. Cette modification correspond à la disparition de un ou plusieurs niveaux stratigraphiques. Dans le détail, elle est marquée par une surface de ravinement transgressive créée par la houle (WRS « Wave Ravinement Surface ») et qui est aussi soulignée par une intense bioturbation verticale (Fig. III.36).
- Surfaces de remaniement (SB 3 et 6) : la séquence Si-2, c'est-à-dire la partie sommitale de la Formation de l'Oued Imihrou en est le meilleur exemple pour

observer les surfaces de remaniement. En effet, cette séquence est composée de mésoséquences granodécroissantes débutant, chacune, par des grès grossiers, des galets d'argiles et des bioclastes bien roulés. Quant à la matrice sédimentaire, elle est composée principalement d'oxydes de fer. L'ensemble de ces caractères sont hérités de phénomènes de remaniement : les fragments de coquilles et les galets bien polis et arrondis indiquent un remaniement et une abrasion dans un milieu de haute énergie, où ils sont souvent accumulés mécaniquement ; ils sont ensuite consolidés par des ciments ferrugineux, hématite et chlorite, traduisant les étapes successives d'oxydation et de réduction.

Les surfaces de ravinement et de remaniement délimitent des mésoséquences ou des séquences de 2^{ème} et de 3^{ème} ordre, mais qui sont généralement très diachroniques (Catuneanu, 2006a; Catuneanu et al., 2009).

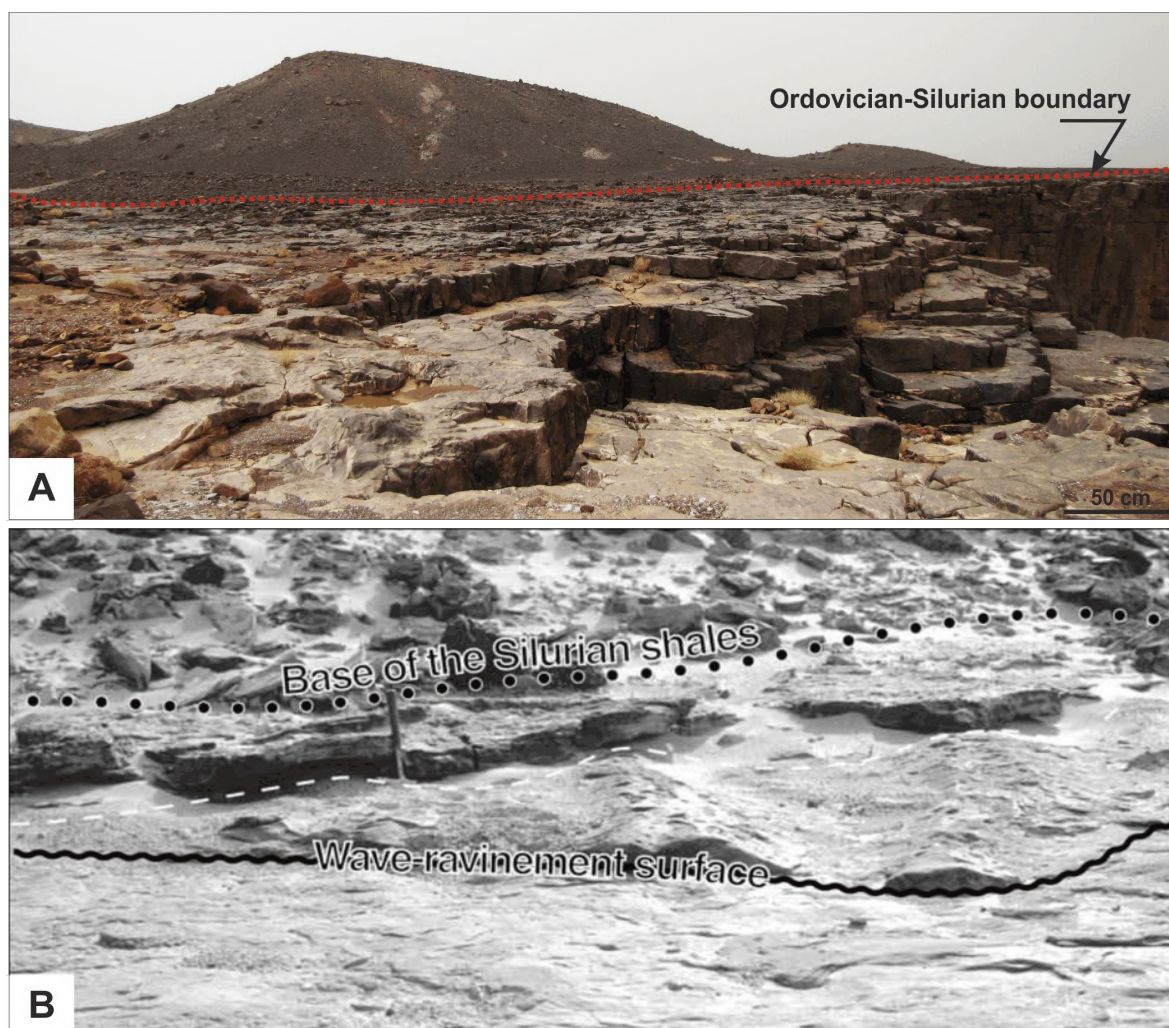


Figure. III.36: (A) Vue panoramique prise au Tassili n'Ajjer occidental (région d'Ifni, TAG), montrant clairement le passage discordant de l'Ordovicien au Silurien, ainsi que le contraste lithologique existant. (B) Détail sur la surface de ravinement transgressive (WRS, d'après Ghienne, 2003) séparant les grès apparentés à la glaciation des schistes sus-jacents du Silurien inférieur, telle que observée ailleurs en Algérie dans la localité d'Adrar (Taoudeni).

4.3.2. Les cortèges sédimentaires

En présence d'espace d'accommodation pour les apports sédimentaires du continent, les cortèges sédimentaires (*systems tracts*), dont l'empilement constitue la séquence génétique de dépôt, se répartissent depuis la plate-forme jusqu'au bassin. Cette architecture est contrôlée par différents processus et facteurs majeurs, dont notamment les variations eustatiques (cycles eustatiques) (Fig. III.37; Vail et al., 1977; Posamentier et al., 1988).

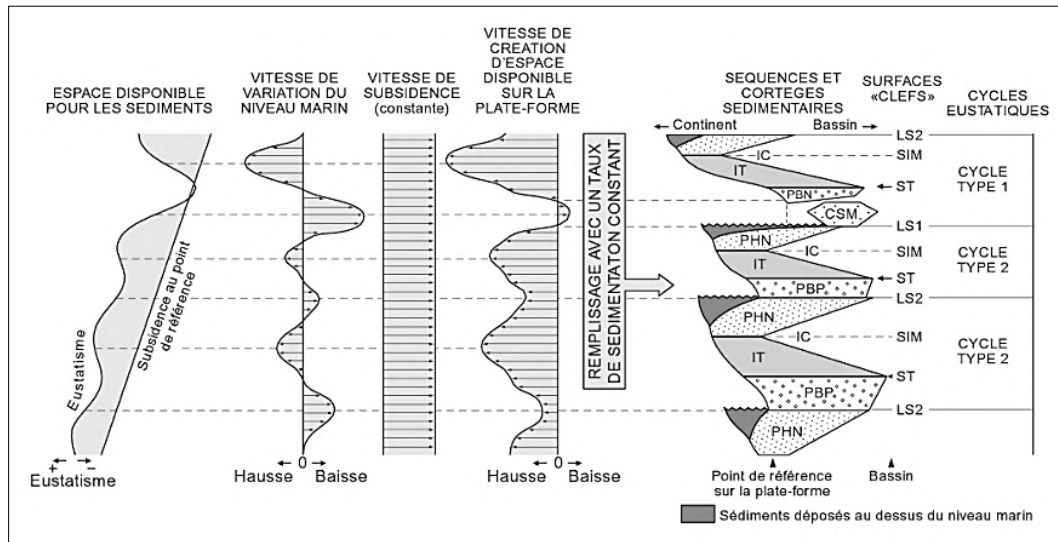


Figure. III.37: Modèle schématique de variation du niveau marin relatif en fonction de l'eustatisme et de la subsidence et évolution des cortèges sédimentaires résultants. Abréviations: CSM - cône sous-marin; PBN - prisme de bas niveau; ST - surface transgressive; IT - intervalle transgressif; SIM - surface d'inondation maximale (IC - intervalle de condensation); PBP - prisme de bordure de plate-forme; LS - limite de séquence (d'après Vail et al., 1977).

La fonte/déglaçage de la calotte glaciaire à l'Ordovicien terminal a conduit à une transgression marine majeure (glacio-eustatique), avec une élévation globale du niveau de la mer qui a inondé l'entièreté de l'Afrique du Nord et de l'Arabie (Loydell, 1998; Armstrong et al., 2005; Lüning et al., 2003, 2005). Au cours de cette montée du niveau marin relatif, la migration des sédiments vers le continent (rétrogradation) provoque des recouvrements en « onlap » sur la limite de séquence SB 1 (WRS). Chaque avancée se caractérise par une surface d'inondation, la première à apparaître est dite surface transgressive ST (TS), qui se confond le plus souvent avec la limite de séquence. Elle marque la limite entre le prisme de bas niveau PBN ou le prisme de bordure de plate-forme PBP (*lowstand systems tract* LST) et l'intervalle transgressif IT (*transgressive systems tract* TST).

Entre l'intervalle transgressif et le prisme de haut niveau PHN (*highstand systems tract* HST), c'est-à-dire au moment où la création d'espace d'accommodation est la plus rapide, il se développe vers le bassin des hiatus sédimentaires ou au moins des niveaux de condensation de sédimentation (IC). Ces caractéristiques sédimentaires, ainsi que la mise en

place des black 'hot' shales et concrétions-nodules carbonatés, bien visibles notamment au sein de la séquence Si-1 et Si-3, permettent de mettre en évidence la SIM (*maximum flooding surface* MFS) qui sépare le TST du HST. D'après Cojan et Renard (2013) ces surfaces MFS sont particulièrement discriminantes à l'intérieur de chaque séquence puisqu'elles marquent le renversement des tendances évolutives de la rétrogradation vers la progradation en « downlap » (soit en termes plus simplement géologique de la transgression vers la régression). Et dans le cas où la régression persiste en régression forcée suite à une chute du niveau marin relatif, notamment vers le Silurien moyen à supérieur, le *falling-stage systems tract* (FSST) prograde comme le HST et se dépose sur l'ensemble des cortèges cités précédemment (cf. Fig. I.18).

5. Synthèse

L'étude de la succession silico-clastique du Silurien au sein du vaste plateau du Tassili n'Ajjer (SE Algérie), basée sur les caractéristiques faciologiques, ichnologiques, et sur la stratigraphie séquentielle, est d'une importance capitale pour notre connaissance des bassins sédimentaires sahariens périphériques, e.g. les bassins de Berkine-Ghadamès-Illizi (BGI).

À la suite de cette étude détaillée sur la reconstitution des environnements et séquences de dépôts, nous pouvons conclure que :

Le Silurien du Groupe Intra-Tassilien s'organise en évolution strato- et grano-croissante dominante (*shallowing-upward*). Cette succession de shales à la base et puis silto-argilo-gréseuse vers le sommet s'étend latéralement sur des kilomètres, témoignant de variations eustatiques significatives et généralisées au Silurien;

Les faciès identifiés (13 faciès, A à M) au sein des dépôts siluriens correspondent à des environnements fluviatiles à extracôtiers, et ces faciès sont regroupés en six associations de faciès continentale à marin ouvert (FA1 à FA6);

L'abondance et la préservation des traces fossiles de trilobites, telles que les *Cruziana* et *Rusophycus*, ainsi que les espèces de graptolites modérément diverses, décrites de l'Hirnantien supérieur (*persculptus* Biozone) au Rhuddanien inférieur (*ascensus-acuminatus* Biozone), indiquent généralement que la succession du Silurien inférieur a été déposée dans des conditions marines et au sein d'un environnement anoxique dominé par des processus calmes de décantation, c'est-à-dire situé sous la limite d'action des vagues de tempêtes. En revanche, au Silurien supérieur, ces conditions ont évoluées vers un régime de haute énergie en zone de plaine côtière peu profonde avec une colonne d'eau bien oxygénée suite à l'action

des vagues et courants de marées, comme suggéré par la présence de terriers verticaux appartenant à l'ichnofacies *Skolithos*;

L'intégration de ces informations sédimentologiques et ichnologiques dans un schéma de stratigraphie séquentielle nous permet l'identification de six séquences de dépôt de troisième ordre, ainsi que la reconnaissance de leurs limites, surfaces remarquables et cortèges ou cycles sédimentaires respectifs. Ces séquences (par ordre ascendant, Si-1 à Si-6), sont à peu près équivalentes aux unités stratigraphiques des trois formations du mégacycle ou de la méga-séquence silurienne (SIL-1 MS) du Tassili n'Ajjer étudiée. La SIL-1 MS est délimitée à la base par une discordance SB 1 ou « wave ravinement surface » et au sommet par la discordance angulaire calédonienne SB 7.

CHAPITRE IV



Journal Of African Earth Sciences

Certificate of publication for the article titled:
"Silurian deltaic progradation, Tassili n'Ajjer plateau, south-eastern
Algeria: Sedimentology, ichnology and sequence stratigraphy"

Authored by:

Dr. Hocine DJOUDER

Sebastian Lüning, Anne-Christine Da Silva, Hussein Abdallah, Frédéric Boulvain

Published in:

Volume 142C, 2018, Pages 170-192

Serial number: PR-320530-20CF41B976FD



CHAPITRE IV. SILURIAN DELTAIC PROGRADATION, TASSILI N'AJJER PLATEAU, SOUTH-EASTERN ALGERIA : Sedimentology, Ichnology and Sequence Stratigraphy

Published in *Journal of African Earth Sciences*

Hocine DJOUDER ^{a,b,*}, Sebastian LÜNING ^c, Anne-Christine DA SILVA ^a, Hussein ABDALLAH ^d, Frédéric BOULVAIN ^a

^a *Sedimentary Petrology, University of Liège, B20, Quartier Agora, Allée du Six Août, 12, 4000 Liège, Belgium.*

^b *CSIRO Exploration and Mining, Australian Resources Research Centre, P.O. Box 1130, Kensington, 6151 Perth, Australia.*

^c *Galp Energia Oil & Gas Exploração e Produção, Rua Tomás da Fonseca, Torre A Piso 10, 1600-209 Lisbon, Portugal.*

^d *Repsol Oil & Gas Exploration, Méndez Álvaro, 44, 28045 Madrid, Spain.*

* Corresponding author at: University of Liège, B20, Quartier Agora, Allée du Six Août, 12, 4000 Liège, Belgium. E-mail address: Hocine.Djouder@doct.uliege.be (H. Djouder).

Link: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.03.008>

Keywords: Silurian, Sequence stratigraphy, Sedimentology, Ichnology, Black 'hot' shales, Tassili n'Ajjer plateau.

Highlights: * Sedimentary structures complexity and the trace fossils through the Silurian deposit. * A guide to recognizing storm- and fluvial-influenced sedimentation in a deltaic system. * Interpret the ancient depositional environment, the sedimentological and stratigraphic evolution.

Abstract

The economic potential for unconventional shale oil and gas production in the Silurian of the Berkine – Ghadames and Illizi basins (BGI) in south-eastern Algeria has been recently confirmed through exploration drilling. The aim of the present paper attempts a better understanding of the Intra-Tassilian depression within the entire Silurian of the Tassili n'Ajjer plateau. The continuous deposits of the Silurian are exposed at the southern margin of the prolific BGI basins, in the Tassili n'Ajjer plateau, offering the chance to understand the sedimentology, ichnology, and to present a detailed sequence stratigraphy framework for the region.

The 410 m-thick clastic Silurian sedimentary strata are subdivided into three formations in the context of sequence stratigraphy, namely: (i) the Oued Imihrou Fm. (Llandoveryan) overlain by (ii) the Atafaitafa Fm. (late Llandoveryan to Wenlockian), and (iii) the Oued Tifernine Fm. (late Wenlockian to Pridolian). These can be also distinguished across the entire investigated area and laterally traceable over kilometers. Clear cyclic

stacking patterns are identified within the four studied sections showing progressively a general trend of thickening- and coarsening-upward, over a complete 2nd-order megasequence (SIL-1 MS). This transgressive-regressive succession suggests deltaic progradation, shallowing and basin infilling as evidenced by numerous diagnostic sedimentary features and trace fossils, largely from eastern- to western-Tassili plateau. Indeed, the wealth of outcrop data in the Silurian siliciclastic succession enables us to distinct thirteen facies (facies A-M), ranging from shallow- to marginal-marine facies, and in turn, grouped into six facies associations (FA1-FA6). The lowermost part of the succession, which is the most prolific sources of hydrocarbons in North Africa, consists of thick organic-rich graptolite-yielding black 'hot' shales and 'lean' shales with sparse bioturbation with small *Thalassinoides* belonging to the distal *Cruziana* ichnofacies. In contrast, the uppermost part of the Silurian deposits becomes progressively coarser and fluvial in response to the progradation of the North African *Akakus* deltaic system, during regional sea level fall and uplifting of the region. These progradational deposits exhibit well-preserved trace fossils with moderate to high degree of bioturbation, such as *Skolithos* or the so-called "Tigillites" pipe-rock, *Cruziana* isp., *Rusophycus* isp., *Monocraterion* isp., and *Syringomorpha*.

The SIL-1 MS is bounded by a post-glacial latest Hirnantian unconformity on the basal (SB1), as confirmed by the moderately diverse early Silurian graptolite faunas, and by the Caledonian unconformity on the top (SB7). Each of the three formations of SIL-1 MS reveals two major 3rd-order progradational sequences, commonly delineated by discontinuity surfaces (in ascending order, SB1 to SB7), and in turn, these six sequences (i.e. Si-1 to Si-6) are subdivided into at least ten shorter-term cycles. The regional extent of each unconformity is directly linked to significant facies changes and to inflection points on the global sea level curve.

1. Introduction

The Tassili n'Ajjer is a 120 000 km² plateau in the south-eastern part of the Algerian Sahara Platform near the borders with Libya and Niger (Fig. IV.1). The plateau gently dips northwards and is the best area to study the continuous exposure and exceptionally well-preserved Paleozoic deposits in North Africa.

The Tassili n'Ajjer plateau shows a well-preserved sedimentary Proterozoic-Carboniferous succession (Figs IV.1 and IV.2), with exceptional outcrops, in particular in gorges and in glacial paleovalleys, resulting from deep erosional cuts of oueds (rivers) into the sandstone plateau (Askri et al., 1995; Zazoun, 2008). The Ordovician can be partially absent in the stratigraphic column, due to post-Taconic erosion, but the Silurian is ubiquitous.

The latter is particularly well represented in the "Sillon Intra-Tassilien" or the Intra-Tassilian depression. This also includes the graptolitic shales in the lower part of the Silurian which has generated within the basins large amounts of hydrocarbon, that have been trapped in the overlying coarser sandy-shaly upper unit (Bennacef et al., 1971; Lüning et al., 2000, 2003; Kuuskraa et al., 2011).

During the Silurian Period, siliciclastic sediments were deposited across the Gondwana Platform in many places and in several wide sags and sub-basins in a cratonic setting, over hundreds of square kilometers (Beuf et al., 1971; Massa, 1988).

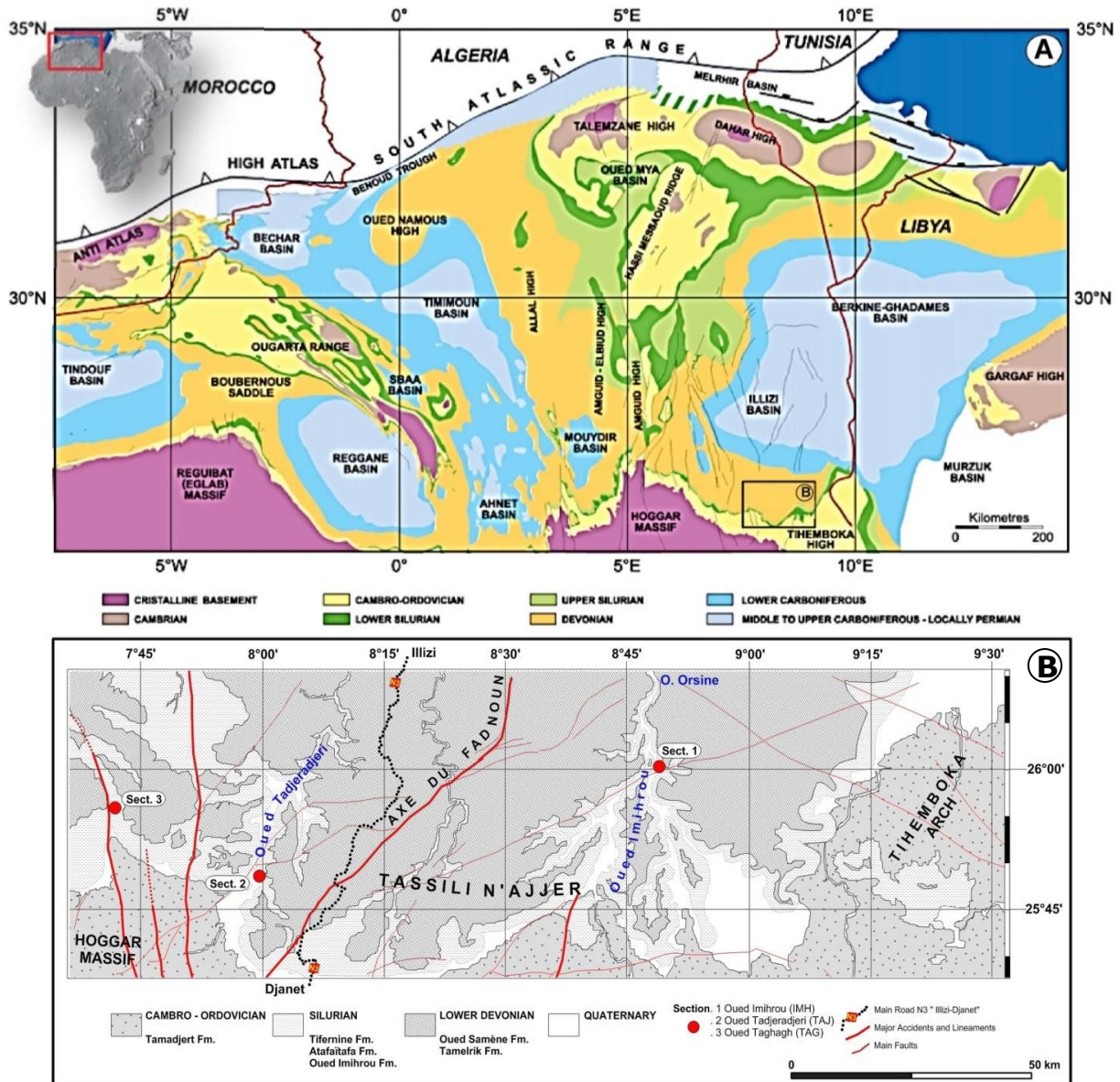


Figure. IV.1: (A) Pre-Mesozoic subcrop map of the Algerian Saharan Platform, showing the main Late Paleozoic (mostly 'Hercynian') – early Mesozoic tectonic elements and situation of the Berkine – Ghadames, and Illizi basins "BGI" (from Galeazzi et al., 2010). The rectangle corresponds to the Tassili n'Ajjer studied area. (B) Map showing the location of sedimentological sections in the Tassili n'Ajjer plateau (modified from the geological map of Illizi at the scale of 1:200,000 published by BeicipFranlab – IFP, and Sonatrach, 1974-1975, limited access).

The sedimentation was mainly controlled by processes such as the effects of global sea level fluctuations, subsidence, tectonics, climate, and sediment supply from the south (Fekirine and Abdallah, 1998; Lüning et al., 2000, 2005; Eschard et al., 2010).

The pioneering work of Dubois et al. (1969), Bennacef et al. (1971) and Beuf et al. (1971) on the Silurian Intra-Tassilian Group differentiated three main formations, namely from bottom to top (cf. Fig. IV.2 with corresponding ages): (i) the Oued Imihrou Fm. or "Silurien Argileux / Principal shale", overlaid by (ii) the Atafäitafa Fm. or "Zone de Passage (M units)", and (iii) the Oued Tifernine Fm. or "Barre inférieure (A units) and Talus à Tigillites (B units)".

These three formations of the Silurian megasequence (SIL-1 MS) have been of particular interest to petroleum geologists during the last decade. They are identified northwards in the subsurface in exploration wells, with a total thickness of 1350 m notably in the Berkine – Ghadames and Illizi "BGI" sedimentary basins depocentre (Fig. IV.1A), and constitute a complete petroleum system for the region and for the many of oil- and gas-fields across the Algerian Saharan Platform and the Middle East (Beuf et al., 1971; Fekirine and Abdallah, 1998; Lüning et al., 2000; Eschard et al., 2010; Galeazzi et al., 2010; Djouder et al., 2015). Since the discovery of the prolific BGI basins in North Africa as a major hydrocarbon producing province, the Siluro-Devonian strata were a subject of valuable works, carried out first and almost for conventional exploration and production, then recently for unconventional resources (Fig. IV.2), as reviewed by Djouder (2011). Indeed, only the earliest Oued Imihrou Fm. shales, deposited in many places across the Northern Gondwana, are estimated to be the origin of 80-90% of all Paleozoic sourced hydrocarbons in North Africa and the Arabian Peninsula (MacGregor, 1998; Craig et al., 2008; Kuuskraa et al., 2011). These shales have an average total organic carbon (TOC) content of about 10 wt.%, with maximum values as high as 25 wt.% (Lüning et al. 2000, 2005; Gambacorta et al., 2016). Globally, Silurian organic-rich black shales account for the generation of 9% of the world's known petroleum reserves (Klemme and Ulmishek, 1991).

Despite the consequent economic benefits of the Silurian succession in the eastern part of the Algerian Saharan Platform (Fig. IV.1B), no attempt has been made to integrate these SIL-1 MS deposits into a sequential approach on the basis of a detailed sedimentologic framework and a systematic analysis of trace fossils both: from the Tassili n'Ajjer outcrops, a 500 m-thick clastic succession; and from the BGI basins (Bennacef et al., 1971; Beuf et al., 1971; Eschard et al., 2005).



| | EPOCH | GROUP | FORMATION | | | | THICKNESS (maximum) | | COMMENTS Oil & gas | |
|-----------------|------------------|-------------------|--------------------|----------------------------|----------------------|-------------------------------|-----------------------|--------------|--|-------------------|
| | | | Outcrop | | Subsurface | | Berkine | Study area | | |
| | | | Tassili n'Ajjer | | BGI basins | Libya | | | | |
| SILURIAN | Lower Devonian | External Tassili | Oued Tamelrik Fm. | Trottoirs Barre moyenne | C 2 unit C 1 unit | Tadrart Fm. | - > 160 m | - - | Potential reservoir rock | |
| | 419.2 Ma | Intra - Tassilian | | | B 2 unit | Akakus Fm. (sandy - shaly) | 160 m | 0 m | | |
| | Pridoli | | Oued Tifermine Fm. | Talus à Tigillites | B 1 unit | | 170 m | 45 m | | |
| | Ludlow | | | Barre inférieure | A 2 unit A 1 unit | | 180 m | 30 m 40 m | Potential reservoir rock | |
| | Wenlock | | Atafaitafa Fm. | Zone de Passage | M 2 unit M 1 unit | | 140 m | 50 m | Potential reservoir rock Potential source rock | |
| | Llando-very | | Oued Imihrou Fm. | Argiles à Graptolites | Principal Shales | | Tanezzuft Fm. (shaly) | 450 m | 130 m | |
| | | | | Hot Shales | Radioactive shales | | Hot Shales | > 40 m | 35 m | Major source rock |
| | 443.8 Ma | Internal Tassili | | | Dalle de MKratta | | > 30 m | ~ 15 m | Legend  Caledonian Unconformity (C.U.)  Taconic Unconformity (T.U.) | |
| | Upper Ordovician | | Tamadjert Fm. | Microcongl. & El Goléa | Unit VI | Mamuniyat Fm. | - | - | | |

Figure. IV.2: Stratigraphic correlation chart for the late Ordovician – Silurian strata of Algeria (Tassili n’Ajjer outcrops and the BGI basins subcrops) and Oriental Libya: Formations, the corresponding ages, main lithologies and unconformities or gaps are compiled from (Jardiné and Yapaudjian, 1968; Dubois et al., 1969; Bennacef et al., 1971; Beuf et al., 1971; Legrand, 1976; Boumendjel, 1987; Massa, 1988; Eschard et al., 2005; Craig et al., 2008; Le Heron et al., 2009). Thickness and petroleum system elements are from (Djouder, 2011).

To redress this, in this paper we attempt a stronger understanding of the Intra-Tassilian depression within the entire Silurian of the Tassili n’Ajjer plateau, which is required to better exploit the unconventional oil and gas resources of the region. Secondly, the excellent preservation of both diagnostic physical sedimentary structures and trace fossils favors the detailed integration of sedimentological and ichnological datasets on the four selected sedimentary sections (Fig. IV.1B). All these analyses, in turn, allow us to present for the first time a detailed sequence stratigraphy framework of the Silurian succession, since the first occurrence of the shelfal black shales during the earliest Silurian until the fluvial sandstones of the Early Devonian (Fig. IV.8).

The obtained results highlight the value of combining sedimentary structures, as well as trace fossils to interpret the depositional environments, sedimentary processes, and facies models, in the context of sequence stratigraphy. Furthermore, these results from the Silurian anoxic deep sea to shallow-marine and terrestrial facies provide a guide to recognition of storm- and fluvial-influenced sedimentation in a deltaic system both at outcrop and basin scales.

2. Geological setting

The Paleozoic deposits of the North African Platform have been deposited along the north-western passive Gondwanan margin, during the opening of the proto-Tethyan ocean (Scotese et al., 1990; Boote et al., 1998). Several intracratonic marine basins were created and characterized by a relatively complete and continuous sedimentary succession over the entire Paleozoic Era (Bennacef et al., 1971; Massa, 1988). These successions were deposited in the vast expanse of the Northern Gondwana sedimentary system, mainly controlled by global variations in eustatic sea level, regional subsidence and epeirogenic uplifting (Boote et al., 1998; Lüning et al., 2000; Eschard et al., 2010). The first major eustatic rise of the Early Paleozoic occurred during the latest Ordovician to the earliest Silurian (Hirnantian-Rhuddanian).

The North African Platform was located near the South Pole during the Ordovician (Brenchley et al., 1994; Semtner et al., 1997; Ghienne et al., 2003, Le Heron et al., 2009; Deschamps et al., 2013). This position allowed a development of the Gondwana Glacial Ice Cap over much of Africa and South America (Ghienne et al., 2003; Le Heron et al., 2008). The melting/deglaciation of its latest ice-sheet led to major large-scale marine transgression and to global sea level rise that flooded North Africa and Arabia (Loydell, 1998; Lüning et al., 2003, 2005; Armstrong et al., 2005). This major eustatic rise is associated with a major oceanic anoxic event (OAE), and which coincides with the well-developed offshore shelf black graptolitic mudstones, and organically enriched ‘hot’ shales across Northern Gondwana (Lüning et al., 2000). These lower Silurian organic-rich shales form an important hydrocarbon source rocks in the region (Lüning et al., 2000; Craig et al., 2008; Kuuskraa et al., 2011; Soua, 2014).

The Gondwana Paleozoic Supersequence is up to 4000 m-thick in SE Algeria. It is subdivided, by major unconformities, into eight 2nd-order megasequences (MS), namely: the Internal Tassili Group from the Cambrian-Ordovician (CAM-2, ORD-1, ORD-2), the Intra-Tassilian Group of Silurian (SIL-1), the External Tassili Group from the Lower-Upper Devonian (DEV-1, DEV-2) and the Carboniferous (CARB-1 and CARB-2) Group (Dubois et al., 1969; Beuf et al., 1971; Fabre, 1988; Bekkouche, 1992; Fekirine and Abdallah, 1998; Carr, 2002; Henniche, 2002; Ghienne et al., 2003; Dardour et al., 2004; Le Heron, 2004; Eschard et al., 2005) and more recently Galeazzi et al. (2010), Djouder (2011) and Djouder et al. (2015, 2016, This study).

The biostratigraphic framework of the three previously mentioned sedimentary groups from the Tassili n’Ajjer outcrops and the BGI basins subcrops is mainly well-constrained

based on palynomorphs (chitinozoans, acritarchs, and miospores), and including exceptionally well-preserved Silurian graptolites faunas (Jardiné and Yapaudjian, 1968; Legrand, 1976, 1985, 1999; Boumendjel, 1987, 1988; Massa, 1988; Oulebsir and Paris, 1993, 1995; Kichou-Braïk et al., 2006, Vecoli et al., 2009, Djouder and Štorch, *in prep*).

3. Material and methodology

Four outcrops were selected in the Tassili n'Ajjer plateau to build a complete composite Silurian succession in the context of sequence stratigraphy. This includes two outcrops from the western part of the Tassili n'Ajjer plateau, covering largely the basal Silurian sediments (Fig. IV.1B, section 3 – Oued Tadjerdjeri "Ifni" (N25°53'34.1" - E08°00'32") and section 4 – Tamelrik "Jebel Satrakout" (N25°56'11.9" - E07°41'18.1")) and two other outcrops from the eastern part of the Tassili n'Ajjer plateau mainly for the most of the Silurian (Fig. IV.1B, section 1 – Oued Imihrou "Jebel In Hamane" (N26°00'35.4" - E08°51'04.2") and section 2 – Oued Imihrou "Jebel Allamen Taghlel" (N25°59'11.9" - E08°48'08.9")).

The total succession comprises about 410 m-thick, with a sampling interval of about one sample each 50 cm (Fig. IV.8). Additionally, the thickness of the measured sections was verified by calculating the true thickness using the bottom and the top GPS locations and dip angle of the strata.

The combination of the field- and microscopy-analyses enables us to carry out the description of the main lithology, physical sedimentary structures, lithosome geometry, ichnological and other biogenic features, as well as the occurrence of some minerals, grain size, sorting, rounding and to the classification of facies association as summarized in Table IV.1. Trace fossils analyses are performed on cross-sections that are parallel and perpendicular to the bedding. These ichnological observations include a description of ichnogenera, diversity, size, cross-cutting relations and determination of bioturbation index (BI) which varies from absent (BI= 0 or 0%, no bioturbation) to complete (BI= 6 or 100%, intense bioturbation), adapted from Pemberton et al. (2001, 2004), and Buatois and Mángano, (2011). All the representative illustrated specimens, labeled HD, are housed in the Sedimentary Petrology Department B20 (University of Liège).

Finally, the recognition of discontinuity surfaces is key in order to propose a sequence stratigraphic framework (e.g. Posamentier and Allen, 1999; Catuneanu, 2006a; Catuneanu et al., 2009) and the integration of trace fossils are particularly useful to interpret the respective paleoenvironment of the sequences (MacEachern et al., 1992; McIlroy, 2004; Pemberton et al., 2004; Seilacher, 2007; Buatois and Mángano, 2011).

| Facies association (FA X) | Facies X (FX) | Sedimentological framework | Grain size (Wentworth) | Grain sorting | Ichnofacies | Trace fossils and ichnofossils | Depositional processes | Underlying contact | Interpretations and comments | Depositional environment | | |
|---------------------------|---------------|----------------------------|--|---------------------------------------|--------------|--|---|--|--|--|-----------------|-------------|
| | | | | | | | | | | Glacial deposit | Fluvial deposit | CONTINENTAL |
| FLUVIAL | FA 1 | A | Glacial deposits | Cobble and boulder | Bad sorting | Not observed | Iceberg discharges | Erosive | Glacial diamictite, indicating subglacial moraine deposition | | | |
| | FA 2 | B | Large and sigmoidal cross-bedding (XB) sandstones | Very coarse to coarse | Poor sorting | Bioturbation absent (BI=0) | Unidirectional flow | Erosive | Fluvial systems including: sinuous active and abandoned channel deposits | | | |
| | | C | Reworking beds | Coarse and medium with granules | Good sorting | <i>Skolithos</i> ichnofacies | <i>Arenicolites</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Planolites</i> , uncommon bioturbation (BI=2) | | | High-energy regime in fluvial environments | | |
| FLUVIO-ESTUARINE | FA 3 | D | Burrowed mud-sandstone with wavy-to-flaser beddings, interference polygonal-ripples and mud drapes | Medium and fine with silt-clay layers | Good sorting | <i>Cruziana tenella</i> , <i>Rusophycus carbonarius</i> , uncommon to moderate bioturbation (BI=2-3) | Tidal processes traction/decentration | Sharp or progressive | Transitional marine/terrestrial environments under the influence of the tidal regime | | | |
| | | E | Cross-stratifications, ripples, bedding deformation, herringbone XB and structures kinmevia | Coarse-medium to very fine sands | Good sorting | <i>Skolithos</i> ichnofacies | <i>Skolithos</i> , <i>Arenicolites</i> , common to abundant bioturbation (BI=4-5) | Tidal processes | Erosive | Quartzarenite (siliclastic sandstone): mature sediments associated with oolitic iron-rich and chlorite clay coatings | | |
| | | F | Planar tabular XB, oblique and trough XB | Coarse to medium sands | Good sorting | <i>Skolithos</i> ichnofacies (limit at low-tide line) | <i>Skolithos</i> , uncommon to moderate (BI=2-3) | Tidal | Sharp or progressive | | | |
| MARINE | FA 4 | G | Amalgamated SCS/HCS with trough XB, sediment gravity flows and elongated load cast. | Upper fine to lower medium sands | Good sorting | <i>Syringomorpha</i> , <i>Skolithos</i> , sparse to uncommon bioturbation (BI=1-2) | Oscillation and energetic storm waves | Sharp or progressive | Sandstone in association with dewatering structures, clay-mud chips, and glauconite grains precipitation | | | |
| | | H | Mud pebbles and cobble to fine sediments with shell fragments | Gravels | Bad sorting | <i>Cruziana</i> ichnofacies | Abundant <i>Cruziana</i> sp., <i>Rusophycus</i> | Hyperpycnal storm flows and oscillation | Erosive | Transgressive bioclastic lag deposits: high energy deposit, typically related to storm and reworking during hyperpycnal settings | | |
| | | I | Interbedded thick sandstone HCS and rippled beds with silty sandstone layers | Fine to lower fine sands | Good sorting | Proximal <i>Cruziana</i> ichnofacies (limit at FWWB) | <i>Planolites</i> , uncommon bioturbation (BI=2) | Oscillation regime dominated by wave orbital motions | Sharp or progressive | Fine sandstone, reworking under combined wave action and flow currents | | |
| SHELF | FA 5 | J | Tempestite beds (small-scale HCS) and burrowed mudstones with slumps | Very fine to lower fine sands | Good sorting | Archetypal <i>Cruziana</i> ichnofacies | Combined flow and storm regime | Erosive | Micaceous siltstones/fine heterolithic sandstones; common (>10%) mica grains (typically detrital muscovite) under medium intensity and frequency of storm erosive events | | | |
| | | K | Amalgamated gutter casts and isolated gutter casts | Very fine to lower medium sands | Good sorting | Distal <i>Cruziana</i> ichnofacies | "Aperiodic" storm-induced (geostrophic) currents | Erosive | Mudstone-dominated; characterized by the development of hardgrounds and abundant gutter casts | | | |
| | | L | Lean grey-green laminated micaceous shales | Clay-silts | Good sorting | Distal <i>Cruziana</i> ichnofacies (limit at SWB) | <i>Thalassinoides</i> , absent to sparse bioturbation (BI=0-1) | Decantation | progressive | Sparsely burrowed clayey/muddy levels | | |
| DEEP | FA 6 | M | Laminated organic-rich sediments, notably with abundant graptolites | Clay | | Bioturbation absent (BI=0) | Decantation | progressive | Black shales with carbonate concretions and cone-in-cone typical of condensed sequences, with extremely low sediment accumulation rates, which are associated with oceanic anoxic events (OAE) | | | |

Table IV.1: Facies associations FA1 through FA6 and facies A through facies M as defined from the Silurian succession of the Tassili n'Ajjer plateau. They are organized from shallow to deep environments, based on their main lithology, physical sedimentary structures, body geometry, biogenic features, depositional processes, as well as on the occurrence of minerals, grain size, sorting, rounding. All of the aforementioned features allow indirect interpretation of depositional environment settings, depositional processes, sea level fluctuations and to establish the sedimentary- and the ichnology-framework of the entire Silurian SIL-1 MS (Wentworth, 1922).

4. Sedimentological and ichnological analyses

Based on the detailed description of lithological, sedimentological and ichnological features from the Tassili n'Ajjer plateau, thirteen facies were defined from shallow to deep (ranging from facies A to facies M) and grouped into six facies associations (FA 1 to 6). All these facies are characterized by their grain sizes and degrees of sorting, sedimentary structures, contact surfaces, the degree of bioturbation (BI), trace fossil suite and additional features, e.g. the presence of exotic clasts (Table IV.1 and Figs IV.3 to IV.8). The depositional environments of these facies are ranging from continental fluvial to deep shelf settings.

4.1. Glaciogenic facies association (FA 1)

Facies association 1 (FA1) is represented only by facies A, containing conglomerates and bioturbated sandstones deposited in a glaciomarine depositional environment and restricted to the Ordovician-Silurian transition. They are up to 15 m thick and fill a series of glacial palaeovalleys, mainly in the western part of Tassili n'Ajjer plateau (Figs IV.3A and IV.7H).

4.1.1. Facies A: Glaciomarine sediments

Facies: This facies is composed of mixture boulders, cobbles, and pebbles (tens of centimeters to few millimeters) in a red matrix (iron oxides), which show fining-up trends.

Microfacies: The components of this facies are flat shale-micaceous mud-chips (5-17 mm, 40%) and quartzitic lithoclasts made of quartz aggregates (4 mm). The elements are sub-angular to sub-rounded and generally poorly- to very poorly-sorted. All these elements are floating in an argillaceous and siltstones matrix (up to 20%). In addition, the elements of this facies are coated by iron-oxides (thin coat of 0.04 mm). The quartz composing the lithoclasts (20%) are strongly fractured. Porosity is very high (15%), and degree of bioturbation is common to moderate (BI ranging between 2 and 3).

Interpretation: This facies contains the latest Ordovician sediment (Fekirine and Abdallah, 1998; Ghienne et al., 2003; Eschard et al., 2005; Moreau, 2011).

The discordant contacts between architectural elements, allochthonous outsized lithoclasts, abundant shale-micaceous flat-pebbles, iron-oxides coatings, are associated with the residual glacial deposits of the underlying Tamadjert Fm. (Fekirine and Abdallah, 1998).

Facies A, or the so-called "Dalle de M'Kratta" in the subsurface, only occurs in palaeotopographic depressions and shallow valleys in Northern Africa; that are assumed to be pathways of glacial deposits after the Hirnantian glacial ice-sheet retreat (Keeley, 1989; Ghienne et al., 1998; Lüning et al., 2000) and indicative of extensive marine flooding

(Ghienne et al., 2003; Le Heron et al., 2009). The basal contact of the facies A with the underlying Tamadjert Fm. or Unit IV (Lowstand wedge, dated uppermost Ordovician) corresponds to a wave ravinement surface (Ghienne et al., 2003; Le Heron et al., 2008).

4.2. Fluvial-river bars facies association (FA 2)

Facies association 2 occurs mainly at the uppermost part of the Silurian succession between the interval 288 and 368 m (Figs IV.3B, C and IV.11C) and contains facies B and C. They are the coarsest grained sediments of the entire Silurian strata. The sediment of facies B accumulated in the fluvial environment, through the aggradation of braided and anastomosing rivers. Facies C reflects deposition in tidal bars and estuaries in high energy regime.

4.2.1. Facies B: Amalgamated braided channel beds

Facies: Massive, reddish to light brown sandstone beds (centimeters to several tens-of-meters thick), observed in the uppermost part of the composite section between 297.5 and 338 m (Figs IV.3B and IV.11A). The sandstones show sharp, erosional, undulatory bases and can be traced laterally along the Tassili n'Ajjer plateau.

Numerous sedimentary structures include large low angle cross-stratification, sigmoidal and planar tabular cross-bedding (Fig. IV.3B, C). Biogenic trace fossils are absent (BI= 0). Facies B is characterized by high iron content (layers), and largely affected by tardive compaction expressed by several stylolites.

Microfacies: Rounded to well-rounded quartz grains, ranging from 1.1 mm to 2 mm, with good to moderate sorting and graded bedding. Prominent cement (20%) is dominated by secondary silica and the detrital quartz grains are coated by chloritic-ferruginous material (Fig. IV.3E).

Interpretation: Facies B is the most siliciclastic (quartzarenite) facies of the entire studied Silurian succession, with very coarse sediments. This facies corresponds to multilateral and vertically amalgamated sandstone bars, largely with thinning- and fining-upward evolution. These thick stacking package sandstones are characterized by features such as large and sigmoidal cross-bedding, also by the absence of bioturbation structures. The mentioned characteristics are generally pointing to a fluvial deposition setting under important sediment discharges or sand supply (Bekkouche, 1992; Henniche et al., 2003). Furthermore, the abundant reactivation surfaces and the large wavy erosive contact which are observed widely within facies B are classically observed within low-sinuosity river and braided channel systems (Beuf et al., 1971). Indeed, fluvial settings are in agreement with these migrating braided channel deposits which can be followed laterally (outcrop and

subcrop) over kilometers (Fekirine and Abdallah, 1998; Eschard et al., 2005; Djouder et al., 2015).

The strong cementation of facies B deposits by secondary silica is probably due to pressure-dissolution during compaction and late diagenesis. Nevertheless, even with this compaction, reservoir properties (pore space 10%) of this facies are still high (Fig. IV.3E). This diagenetic phenomenon is related to the occurrence of authigenic clay minerals, revealed by X-ray diffraction (XRD), scanning electron microscope (SEM), and thus preserving the porosity (Burley and Worden, 2003; Djouder et al. *in prep*).

4.2.2. Facies C: Quartz-rich sediments

Facies: This facies is made of coarse and medium sediments with granules, largely composed of quartz grains (5 mm). Usually, the entire facies is affected by stylolites and the lower bedding surfaces of the beds are erosive. Small, endichnial vertical, dwelling trace fossils of the *Skolithos* ichnofacies (Bioturbation index BI= 2) are found penetrating within this sand-rich facies, such as J-shaped burrow without spreiten *Arenicolites*, and *Skolithos* (Fig. IV.3D to F). The medium finest sediments also contain scattered horizontal burrows, e.g. *Planolites*. These uncommon, low diverse burrows do not exceed 10 cm.

Microfacies: Fine pebbles to coarse sands (0.8 to 4.0 mm), with coarsening-upward grading. The quartz grains are the main component (80%) essentially rounded and moderately to poorly sorted. Cementation develops preferentially in the small pores and is made up of silica and rare calcite. A few observed muscovite grains (2%) are partially affected by chloritisation, and an important porosity (10-15%) is observed within this facies.

Interpretation: The thin micro-conglomerate, with basal erosive surfaces and the coarse sandstone layers, including well-rounded quartz elements are interpreted to be formed during a long period of relatively high energy regime and with frequent reworking.

The micro-conglomerates are interpreted as being formed by a high-energy regime, with rapid changes in the sediment accumulation rate in fluvial settings and between high- and low-tide levels (Dafoe et al., 2010; Desjardins et al., 2012). The sedimentary reactivation surfaces observed in association with the small size and low diversity ichnofaunas (Fig. IV.3D, F) are interpreted as related to subaerial exposure and reflecting the high-stress environmental conditions (Frey and Pemberton, 1987). Indeed, these simple vertical burrows are regarded as brackish-water examples of the *Skolithos* ichnofacies which occur commonly within the proximal tidal bars at the transition fluvio-estuarine to supratidal tide-dominated depositional environments (Buatois and Mángano, 2011).

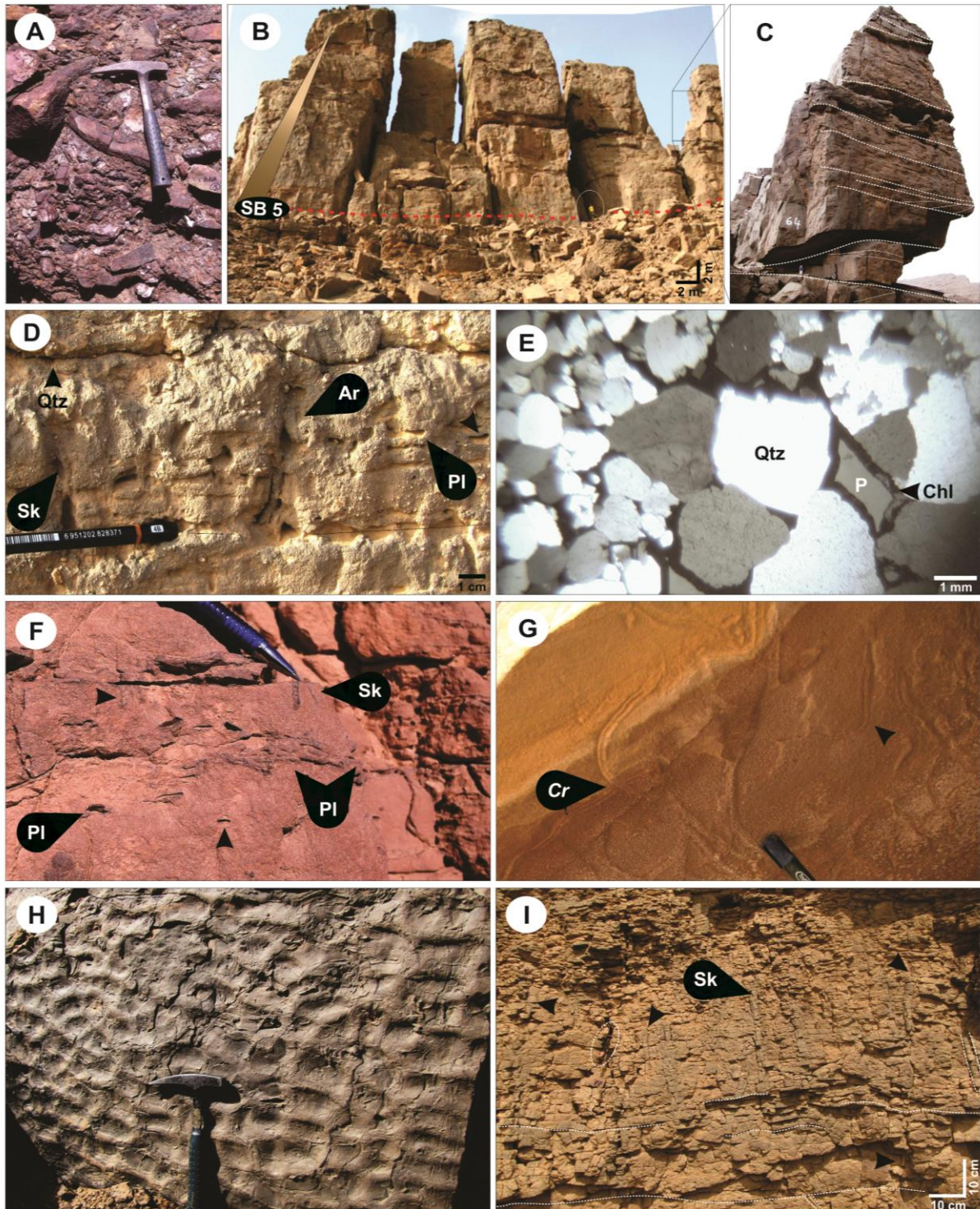


Figure. IV.3: (A) Field photographs of the uppermost part of the Ordovician glacial deposits, which consists of glacial diamictite conglomerates (facies A), Hammer is 32 cm long. (B) General view of the Oued Tiferrine Fm. or "Barre inférieure" (A units) in Jebel In Hamane (Section: 1, Oued Imihrou), mainly composed by amalgamated braided channel beds and displays largely finning- and thinning-upward cycles. The underlying contact of these sandstone beds are sharp, undulatory and erosional (SB5, sequence boundary). (C) The detail on the facies B, showing the massive reddish to light brown sandstones, characterized by large- and sigmoidal cross-bedding. (D, F) Quartz-rich sands, with reactivation surfaces, rich on small vertical dwelling trace fossils, such as *Arenicolites* "Ar", *Skolithos* "Sk" and *Planolites* "Pl". (E) Photomicrographs of the coarse sands and granules in (D), mainly composed of quartz (80%), generally coated by chlorite "Chl" minerals which enhance preservation of the porosity "P". (G) Furrowing traces of trilobite-like producers and trackways (pascichnia) at the lower bedding surface of the sandstone beds, they correspond to small arthropods locomotion such as

Cruziana tenella. (H) Interferent polygonal-ripples or "bricks and tiles" pattern-like ripples of the intertidal depositional environment. (I) Wavy- to flaser beddings of facies D, the arrows indicate the vertical deeply penetrating burrows *Skolithos* "Sk", expressed as "Tigillites" pipe-rocks in vertical section.

Additionally, secondary silica affects the facies C deposits same as the previous facies. However, in this facies C, the cement develops preferentially in the small pores and the degree of cementation can be related to the variations in the texture of the internal sediments. In other words, the coarser fabric-facies is the more preserved pore space.

4.3. Coastal plain facies association (FA 3)

Deposits of facies association 3, facies D and E, consist of thinly interbedded very fine-sandstone with shale layers (heterolithic) and mature quartz sandstone beds (quartzarenites). The main difference between FA2 and FA3 is related to their sedimentary structures, such as the ripple beddings and bedding deformations. Furthermore, FA3 includes diverse and abundant biogenic structures reflecting a wide variety of dominant behaviours over the entire Silurian succession. Trace fossils of the *Cruziana* ichnofacies within the alternation of sandstone and mudstone layers of facies D are produced mostly by deposit feeders and abundant grazers. In contrast, within the sand-prone sediments in the lowest parts (bottomsets), i.e., the sand-rich and quartzite deposits, facies E is dominated by dense vertical dwelling burrows mostly of suspension feeders or passive predators which typically belong to the *Skolithos* ichnofacies. This facies E also records well-preserved sedimentary surface textures.

The characteristics of facies D and E sediments are consistent with that of the intertidal and the subtidal flat areas, mostly tide-dominated settings (Table IV.1).

4.3.1. Facies D: Intertidal sediments

Facies: Facies D consists of an alternation of heterolithic sandstone red beds (centimeters to a meter thick) with interbedded siltstones and organic-rich silty shales (cm-thick), observed between the interval 245 and 410 m. The sedimentary structures within facies D are flaser- parallel wavy- beddings, ripples, and mud drapes (Fig. IV.3H, I).

The dominant trace fossils within the shale layers and in the overlying sandstone base of facies D are essentially well-preserved horizontal and subhorizontal - traces, such as small *Cruziana tenella* and *Cruziana* isp. in association with the resting trace fossils *Rusophycus carbonarius* and *Rusophycus* isp., visible as the coffee-bean shaped hypichnia (Figs IV.3G and IV.9A to B). *Cruziana tenella*, characterized by a rather thin, constantly wide bilobite ridge with circles and loops; they are also characterized by curving to irregular, non-sharp, transverse structure with highly variable length (2-12 cm).

Vertical or slightly inclined or slightly curved cylindrical shafts, with nearly constant diameters are restricted only to the sandstone beds of facies D. These low diverse trace fossils, essentially *Skolithos/Arenicolites* forming in places the so-called "Tigillites" pipe-rock, are up to 30 cm long (Figs IV.3I and IV.4A), with uncommon to moderate degree of bioturbation (BI= 2-3).

Microfacies: Medium-coarse to fine sandstones (0.2 to 0.5 mm) with normal grading and composed mainly of quartz grains, which are sub-angular to rounded and well-sorted. Almost all the detrital quartz grains are surrounded and coated by authigenic clay minerals, principally by Fe-rich diagenetic chlorite and illite. Secondary cementation with silica and intergranular calcite are observed and residual porosity estimations range from 2 to 5%.

Interpretation: The presence of rhythmic wavy- to flaser beddings, interferent polygonal-ripples, and mud drapes, indicates deposition in the shallow-water setting with two-directional currents and under tidal sedimentary processes (Reynaud and Dalrymple, 2012). Alternations of sandstone and mudstone layers, forming heterolithic successions, are characterized by the predominance of vertical trace fossils belonging to the *Skolithos* ichnofacies. Preservation of horizontal trace fossils which typically belong to the *Cruziana* ichnofacies is favored along the lithological interfaces. Therefore, these burrows imply the alternation of high- and low-energy conditions, respectively (e.g. Desjardins et al., 2012).

Jensen (1997) and Mikuláš (2016, personal communication) regarded *Cruziana problematica*, which classically observed into very fine- to fine-grained sediments within facies D in the uppermost part of the Silurian succession (Figs IV.3G and IV.9A, B), as a junior synonym of *Cruziana tenella*. This small *C. tenella* ichnospecies, that lack significant morphologic criteria, is commonly intergradational with *R. carbonarius*, indicating that both they were clearly produced by the same organism (trilobite or trilobitomorphs) and typical of the *Cruziana* ichnofacies *sensu* Seilacher (2007). Furthermore, these combined horizontal resting (i.e. cubichnia), locomotion and feeding (pascichnia) trace fossils occur in different sub-environments of the progradational delta and synonymous of frequent environmental stress and brackish-water conditions (McIlroy, 2004; Hofmann et al., 2012). Indeed, according to Buatois and Mángano (2011), in intertidal settings with moderate- to low-energy, i.e., mixed flat in proximal regions, pascichnia trace fossils are commonly recorded on the sediments. This is principally due to amphidromy or via salt-water wedges that periodically allow the *Cruziana* ichnofauna migrating inland.

Vertical trace fossils include deep-tier *Skolithos linearis* (pipe-rock) and *Arenicolites* isp., which are assigned to the *Skolithos* ichnofacies. These vertical burrows are dominant in the heterolithic sandstone beds of facies D (Table IV.1). Preferentially these burrows tend to

occur in higher-energy sub-environments as a response to increased environmental stress (Desjardins et al., 2012).

Finally, facies D depositional settings are interpreted as a tide-dominated prograding ramp, ranging particularly from proximal subtidal fully marine to the intertidal environment.

4.3.2. Facies E: Coastal sand bodies

Facies: Facies E consists of light brown or yellowish mature quartzarenite, composed of coarse-medium to very fine-grained quartz (90% are quartz, clean sands, Fig. IV.4B, D). It is organized into cm-to-several meter-thick sandstone beds, laterally continuous over kilometers which show an upward thickening and coarsening trends.

The sedimentary structures observed within facies E are abundant, including cross-stratification, ripple marks, bedding deformation and overturned cross-stratification (Fig. IV.4D).

Dense dwelling burrows of 1 to 3 cm in diameter, including *Skolithos* (simple vertical burrows), *Arenicolites* and unidentified forms of trace fossil (tear-shaped) all are exclusively observed on the lowest parts (bottomsets) of each stacking sand body deposits (BI= 4-5). These trace fossils are all belonging to the *Skolithos* ichnofacies (Fig. IV.4B, C). However, bioturbation of this *Skolithos* ichnofacies within the thick clean sandstone intervals of facies E (foresets) is absent or rare (BI= 0) (Fig. IV.4D).

A wide variety of textures and millimeter-sized sedimentary structures are also well-preserved on the upper bedding planes of fine-grained deposits and quartzite beds (Fig. IV.4C). These sedimentary surface textures, with overall honeycomb- and wrinkle-like structures, corresponding to the structure kinneyia cf. Davies et al. (2016).

Microfacies: Coarse-medium to fine sandstones (quartz grains of 0.2 to 0.55 mm), showing thinning- and fining-upward and cemented by secondary silica and rare intergranular calcite cement. The majority of the quartz grains are rounded, with a very good sorting, and are coated with clay. Despite a compaction and late cementation phase, around 5% of the porosity is still remaining.

Interpretation: Full development of such massive and stacked sandstone succession, with a lack of bioturbation structures within this non-coherent sand clean facies, requires a relatively abundant supply of sediment, that migrate rapidly, as well as, high-energy conditions (cf. Reynaud and Dalrymple, 2012). This type of setting and shifting substrate usually inhibits the development of colonization in the shallow-marine environment, especially when continuous migrating large-scale bedforms take place (e.g. Pemberton and MacEachern, 1997; Biju-Duval, 2002).

The abundant reactivation surfaces, the cross-stratification, ripples and the overturned cross-stratification (Fig. IV.4D), are indicative of shallow-subtidal sand-sheet complex (core, front and margin) deposits, produced during an episode of increased tidal activity and areal expansion of the bedload parting area because of the transfer of sand to the depositional area (Desjardins et al., 2012; Reynaud and Dalrymple, 2012). According to Desjardins et al. (2012), sediment brought to the shelf by rivers was reworked, redistributed and redeposited as sand sheets (clean sands) by the interaction of tidal, longshore and wind-driven currents and offshore storm surges.

The highest degree of bioturbation (BI= 4-5) is reached within the medium- to fine-grained sandstone levels of facies E (bottomsets). Indeed, according to Desjardins et al. (2010) argued that intense bioturbation on the core sand sheet occur when current speeds dropped below the threshold of sediment motion, subaqueous dunes became inactive and therefore colonization windows developed at the foresets. Also, the topsets of these bedforms also can be colonized when the dunes became inactive. Moreover, such conditions are in agreements with the presence of the sedimentary surface textures, such as the observed structure kinneyia (Fig. IV.4C) that preferentially form below the mean high water in the subtidal-to lowermost-intertidal zones. Their exact mode of formation is still debated (cf. Davies et al., 2016); however, the plausible mode herein is when the sediment surface is only covered by a very thin film of water with a strong wind blowing over it (Reineck and Singh, 1973).

4.4. Distal middle shoreface to upper shoreface facies association (FA 4)

This facies association 4 consists of coarsening-upward sandstones and very coarse sand-dominated beds, which are interbedded within bioturbated siltstones and rare shale layers.

A total of three facies are identified within FA4, i.e., facies F, G, and H, which mostly occupy the interval from 114.5 to 280 m.

Features such as planar-, trough cross-bedding, and the *Skolithos* ichnofacies are dominant within facies F. Amalgamated swaley/hummocky cross-stratified sandstone (SCS/HCS) and sediment gravity flow, with *Syringomorpha nilssoni* are restricted to facies G. All these features indicate deposition above or near the fair-weather wave base (FWWB), and this facies assemblage is interpreted as deposited in the middle to upper shoreface settings, with an energetic storm- wave influenced shelves.

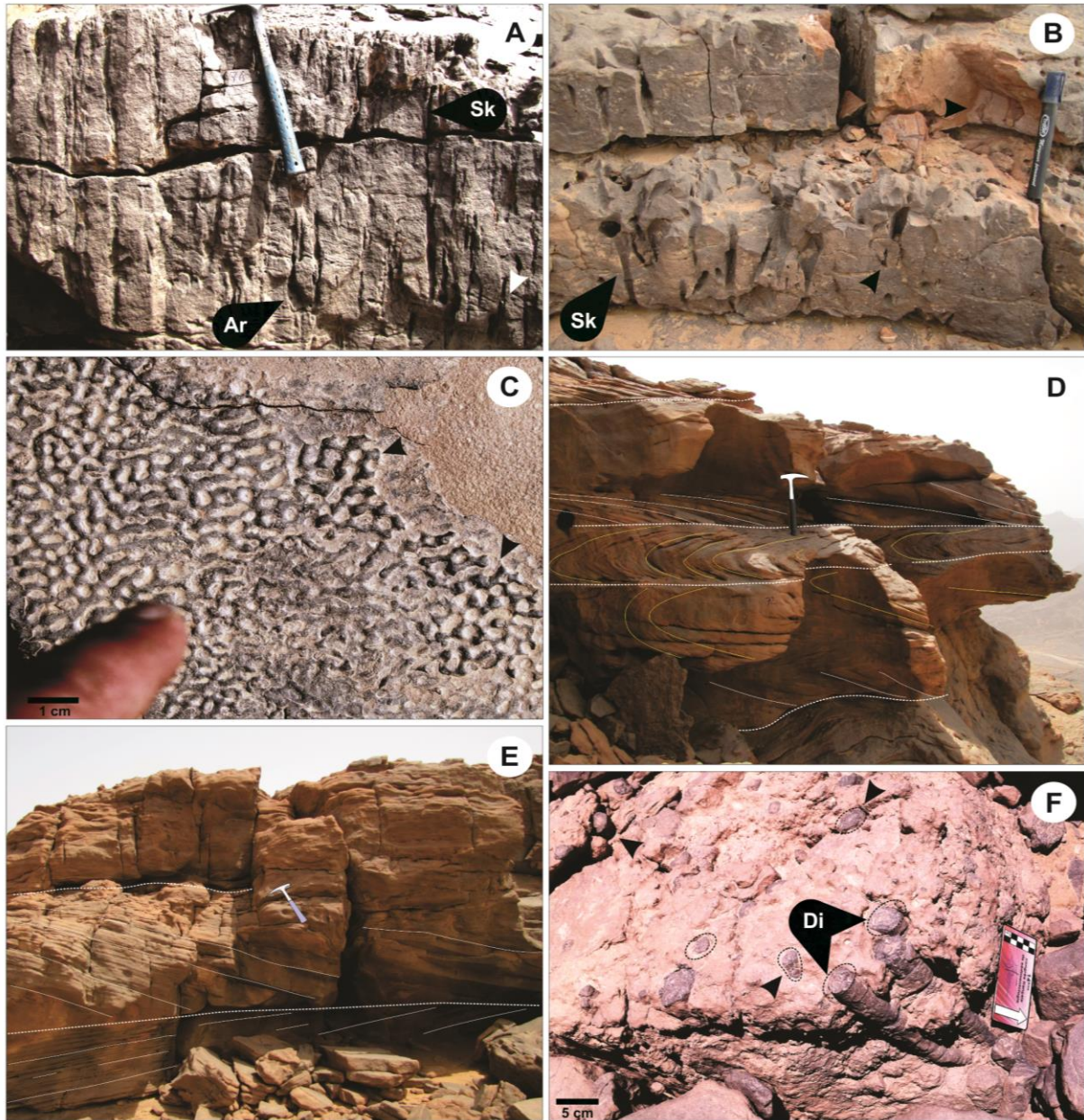


Figure. IV.4: (A) High degree of deep bioturbation structures within the facies D, mainly made by *Arenicolites* isp. "Ar", and *Skolithos linearis* "Sk" forming a pipe-rock.

Outcrop photographs of a typical proximal subtidal environment, represented mainly by facies E (B through D): (B) Sand-rich and quartzite deposits dominated by dense vertical dwelling burrows of 1 to 3 cm in diameter (mainly *Skolithos* "Sk") which belong to the *Skolithos* ichnofacies. (C) Well-preserved millimeter-sized sedimentary surface textures observed on the upper bedding planes of fine-grained deposits and quartzite beds, and possibly the first documented structures kinneyia from the SE Algeria in the literature. (D) Shallow-subtidal sand-sheet deposits 'clean sandstones' with numerous features, such as cross-stratification and bedding deformation of large compound dunes forming the beach sand-sheet complex (core, front and margin) deposits. However, the transition from upper shoreface- to subtidal-environment is represented by facies F (E and F): (E) Shallow sandbar sediments with planar- and trough cross-bedding. (F) Palimpsest stiffground, mainly demarcated by long *Diplocraterion* "Di" and *Skolithos* "Sk" are produced in stiff or loose sediment. These trace fossils are largely observed at the uppermost part of the Tiferine Fm.

Facies H also is a clear evidence of riverine influx and bypassing of hyperpycnal storm-surge flows, as suggested mainly by the clay-rich lithic fragments and the bioclasts which reflect

deltaic origin and usually characterize the distal middle- and lower-shoreface depositional environment (Table IV.1).

4.4.1. Facies F: Shallow sandbar sediments

Facies: Sandstone beds of facies F are organized into cm to few meter-thick deposits. They show planar cross- and trough cross-bedding, with sharp or progressive underlying contact. The grain size fraction varies from coarse-medium to fine sands (Fig. IV.4E).

This facies F also presents uncommon to moderate degree of bioturbation (BI= 2-3). Trace fossils include long *Diplocraterion* and/or *Skolithos*, which are assigned to the *Skolithos* ichnofacies. These vertical burrows are characterized by large size, similar to the trace fossil assemblage observed in facies D (Figs IV.3I and IV.4A). However, in facies F, the abundant tubular structures are better developed (up to 30 cm long and 2.5 cm in diameter) than in facies D, and infilled by fine-grained sediments (sideritized mudstone). These trace fossils are also characterized by sharp contact, with the surrounding sediments, and all are truncated at their top surface (Fig. IV.4F).

Microfacies: The basal part of this facies is made of coarse-fine sandstones composed mainly of quartz grains (0.2 to 0.6 mm) and cement, iron-rich grains and detrital zircon grains. The coarse quartz grains are sub-angular to sub-rounded and well-sorted, and they are coated by chlorite (Fig. IV.5A, B).

The iron-rich grains (oooids size between 0.1 and 0.3 mm) are well-rounded, formed by quartz as a nucleus and coated with iron-rich cement as cortices. These iron-rich grains and chlorite coating sandstone beds have a well-preserved porosity, which can reach locally up to 15% (Figs IV.4E and IV.5B).

Interpretation: The presence of trough cross-bedding, low and high-angle planar cross-stratification and the uncommon to moderate bioturbation structures of the *Skolithos* ichnofacies suggest a high energy environment, with large sediment supply during deposition. These conditions are prevalent in the upper shoreface to a subtidal environment, under the limit of the low-tide line (Pemberton et al., 2004). Therefore, these environments are characterized by weak tidal action and high sediment accumulation rate (e.g. Reynaud and Dalrymple, 2012).

The well-developed deep vertical single V- and U-shaped burrows within facies F, which are usually attributed to benthic marine polychaetes, suggest short-term colonization windows and nutritionally favorable environment. Indeed, during stressful conditions (sand-supply and tide) and disturbance by predators or deposit feeders, these previous producers

(*Skolithos*-markers) seek security by burrowing deeply and remaining stationary for long periods (Bromley, 1996).

This facies F may also be expressed as a palimpsest stiffground, mainly demarcated by long *Diplocraterion* and *Skolithos linearis* (Fig. IV.4F). The overlain sediments of this facies correspond to muddy sandstone with scattered granules and small pebbles, as the same as the infilled sediments of the burrows above the truncated surface. The setting of the previous burrows, assigned to the *Skolithos* ichnofacies, are in agreement with the occurrence of the chlorite coatings and the iron-rich beds, which led to similar interpretation of the shallowing-upward trends (El-Sharkawi and El-Awadi, 1982; Guerrak, 1988), and to subaerial exposure (Dafoe et al., 2010; Sullivan et al., 2016). Moreover, the occurrence of these surfaces or palimpsest stiffground found in facies F, are also crucial on stratigraphic applications. Therefore, they are delineating discontinuities in the rock record and transgressive erosional surfaces characterizing the initial phases of transgression (e.g. MacEachern et al., 1992; Pemberton et al., 2004; Buatois and Mángano, 2011).

Additionally, sandstone deposits of facies F are mainly composed of mature sub-rounded quartz grains, most notably transported over long-distance in accordance with the presence of abundant detrital zircons. Their provenances are from the Pan-African terranes and the hinterland, as postulated by Avigad et al. (2005).

Finally, the porosity of facies F can reach up to 15% in some levels, which is the highest of the entire Silurian succession. This porosity preservation is mostly related to the clay minerals and to the degree of bioturbation (e.g. Burley and Worden, 2003; Pemberton et al., 2004).

4.4.2. Facies G: Shallow-marine storm beds and gravity flows

Facies: Facies G is characterized by metric stacking package deposits of sandstone and amalgamated SCS/HCS bodies. These deposits are composed of medium to fine sediments, which are poorly sorted, and usually capped by ravinement surfaces.

Numerous sedimentary structures are observed within facies G. They consist of large-scale SCS/HCS (Fig. IV.5D, E), load structures, elongated load casts, and sediment gravity structures (Fig. IV.5C). Whereas, biogenic structures, with an uncommon degree of bioturbation (BI= 1-2), do not show a wide variety of behaviour except for a complex, vertically oriented spreiten trace fossils of the *Skolithos* ichnofacies. These J-shaped vertical feeding burrows are 10 to 15 cm in length with retrusive spreite (Fig. IV.5D). They are determined as *Syringomorpha nilssoni* Torell, because of vertically oriented burrow, nearly

vertical tubes in the upper part. However, in the lower part, they curve abruptly to the horizontal position (cf. Jensen, 1997).

Microfacies: The fine- to very fine sandstones are composed mostly of angular and well-sorted quartz grains (0.06 to 0.15 mm, 75%) cemented by silica and calcite (10%, mostly in microfractures). Minerals, such as chlorite and glauconite (7%) are observed and much more abundant within this facies G than the previous facies F, and, in some case, they are associated to soft sediment and liquefaction features (Figs IV.5C and IV.10B). Muscovite and biotite (8%) are abundant within the silts and the finest layers.

Interpretation: Amalgamated SCS and HCS are largely representing storm (erosional and depositional) deposition. The HCS are formed deeper into the storm wave zone than the SCS (Pemberton et al., 2004). Usually, these two types of storm-influenced deposits preferentially form in shallow water depths of about 13-45 m (Dumas et al., 2006) and can be distributed over several kilometers along the middle shoreface (Massa, 1988; Posamentier and Allen, 1999).

Substrate liquefaction of the sandstone beds, most probably by repetitive wave loading and mass flow, is expressed by liquefaction features and the abundant of clay-mud chips (Fig. IV.5C). Indeed, the resulting structures from these rapidly loosely-unconsolidated packed sediments are the observed dm-scale dewatering structures. According to Reineck and Singh (1973), these structures are mainly generated by the process of liquefaction.

The occurrences of the complex vertically oriented spreite trace fossil (*Syringomorpha*) within storm-dominated facies, such as in this facies G, reflects colonization after storms (Desjardins et al., 2012). Like *Skolithos* pipe-rock (cf. facies F), the *Syringomorpha* ichnofabric occurs in moderate- to high-energy settings, being particularly abundant in the sand flat storm deposits (Bromley, 1996; Mángano and Buatois, 2004; Buatois and Mángano, 2011).

The previously mentioned characteristics, encompassing the sedimentary features, are generally pointing to middle shoreface deposition during periods of high bathymetry (Dott and Bourgeois, 1982; Duke et al., 1991; Dumas et al., 2006). The occurrence of glauconite (mostly from 114.5 and 200 m) and the substrate liquefaction are interpreted to reflect fully marine regime influenced by storms, and representing a marine flooding surface in the proximal delta-front setting (El-Sharkawi and El-Awadi, 1982; Guerrak, 1988; Sullivan et al, 2016).

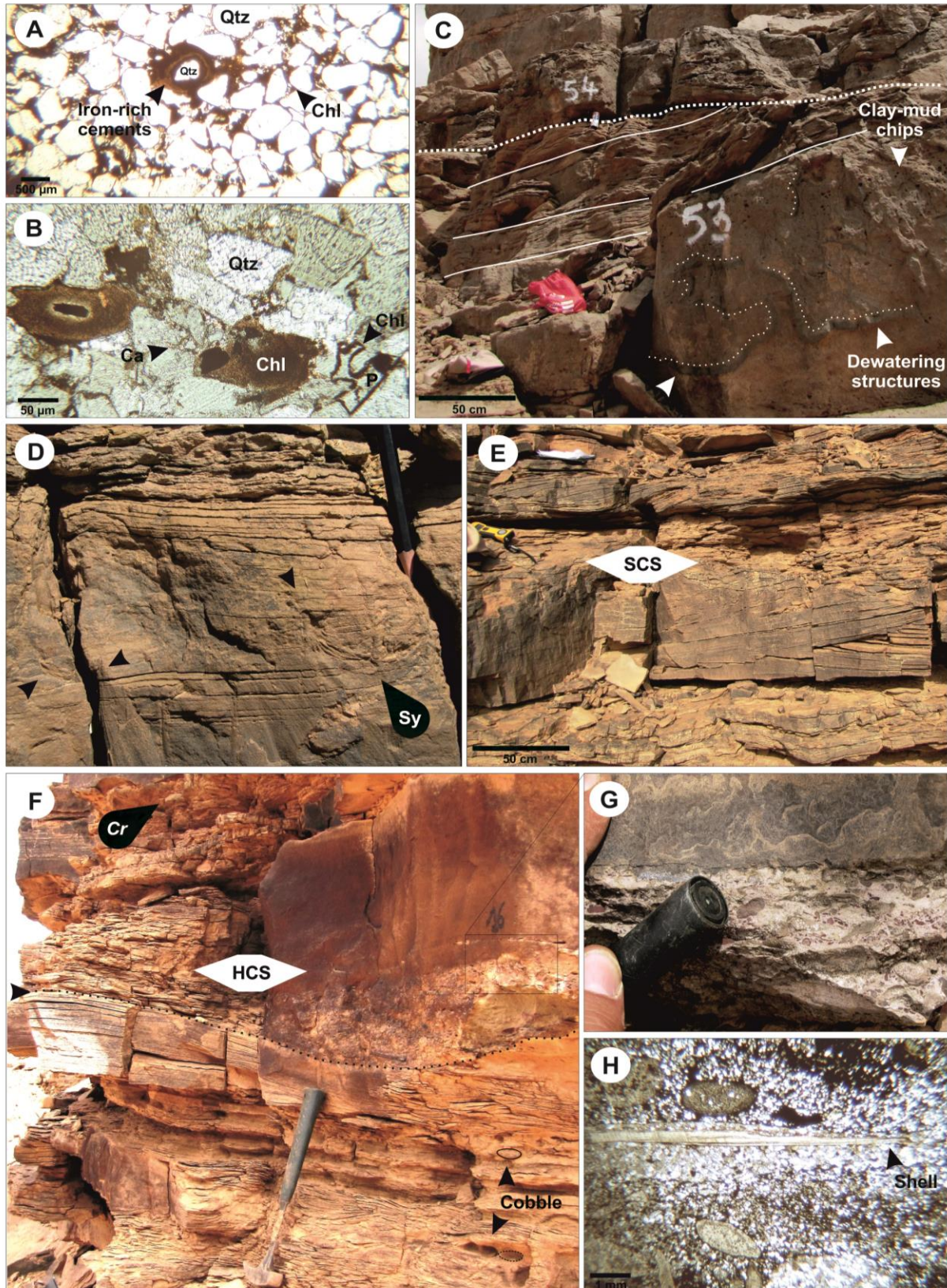


Figure. IV.5: (A, B) Detail of the microfacies of the shallow sandbar sediments. The coarse quartz grains are sub-angular to sub-rounded and well-sorted, and they are coated by chlorite "Chl", with the presence of iron-rich grains, "oolitic grains" and also calcite cement "Ca". (C) dm-scale dewatering structures (fluid escape, white arrow) and abundant clay-mud chips in the sandstone beds of facies G. (D) Complex vertically oriented spreiten (*Syringomorpha* "Sy") within storm-dominated deposits. (E) Swaley/hummocky cross-stratification bedforms "SCS/HCS". (F) Pebbly and sandy transgressive lag deposits (facies H) with abundant trace fossils produced by

trilobites (*Cruziana* "Cr" and *Rusophycus*). The underlying contact of these deposits is irregular and erosive (i.e. transgressive ravinement), typically emphasized by coarse iron-rich pebbles-cobbles (dominantly disc-shaped), clay-mud chips (G), and shell fragments of small brachiopod (H), all arranged as pavement "like carpet" shape.

More detailed work on the biogenic features of facies G is needed, especially for the preliminary described herein *Syringomorpha nilssoni* Torell from the Tassili Silurian succession. Because to date, the occurrence of *Syringomorpha* is only known from Argentina, Baltic area, and the Holy Cross Mountains, and are restricted to a relatively narrow interval of lower Cambrian (Jensen, 1997; Mángano and Buatois, 2004; Buatois and Mángano, 2011).

4.4.3. Facies H: Transgressive-lag sediments

Facies: Facies H is mostly found in the lowermost interval of the Silurian succession and corresponds to flat pebble conglomerate beds, arranged as pavement "like carpet" shape, in turn, gradually overlain by medium to thinly-bedded alternations of amalgamated HCS. The underlying contact of these deposits is uneven and erosive, typically emphasized by coarse iron-rich pebbles (dominantly disc-shaped), clay-mud chips (4 cm), and shell fragments (Fig. IV.5F to H).

Within the sand and the silt sediments, numerous resting, scratch and furrowing trace *Cruziana* is well-preserved across the lower bedding surface, and are herein interpreted as combined locomotion and feeding activities (i.e. pascichnia). The large resting trace *Rusophycus* and the presence of *Arthropycus* found in facies H (e.g. Figs IV.5F and IV.9C) from 0 to 150 m intervals (Fig. IV.8), allow indirect interpretation of the size of these Silurian trilobites or trilobitomorpha to be at least 20 cm long. Such pascichnia and repichnia are typical of the *Cruziana* ichnofacies in general and of the proximal *Cruziana* ichnofacies in particular (MacEachern et al., 2005).

Microfacies: The basal part of the amalgamated HCS alternations are marked by coarse and elongated siltstone extraclasts (4 cm x 5 mm) and bioclasts (brachiopods and bryozoans). These elements appear strongly rounded (abraded) and are commonly imbricated (< 30°). The matrix corresponds to a fine- to very fine quartzitic and iron-rich (siderite) "downlapping-like" layer.

Interpretation: Deposits of facies H originating during high- and erosive-energy regime, with rapid sediment accumulation rate and under normal marine conditions, which is suggested by the erosive base (i.e. transgressive ravinement), elongated intraclasts, rip-up clasts and bioclasts (shell fragments), respectively. The sideritized pebbles and coarse sediment of facies H, which are characterized by high textural and mineralogical maturity, are suggestive of riverine influx and suggest deposition under the deltaic influence (e.g. Dafoe et al., 2010). Moreover, these features and other lag materials as well as downlapping

features, indicating a bypassing hypopycnal and hyperpycnal flows (i.e. hyperpycnites) associated to storm waves (e.g. Myrow, 1992b; Posamentier and Allen, 1999; Mulder et al., 2003) in distal middle- to lower-shoreface environments (Pemberton et al., 2004; MacEachern et al., 2007).

The abundance of trilobite trace fossils and the occurrence of *Cruziana* (and *Rusophycus*) are consistent with elements of the proximal *Cruziana* ichnofacies. Preservation of these horizontal trace fossils is favored by the presence of sandstone–siltstone/mudstone interfaces and in addition to the moderate- to low-energy conditions, which usually prevail after the storm abated (Durand, 1985). According to MacEachern et al. (2005), after the hypopycnal riverine discharge, turbidity is produced and induces extreme clay flocculation, among many other controls. These different factors generate stressful conditions that strongly tend to inhibit any benthic biotas and suspension-feeding infauna activities (i.e. *Skolithos* ichnoguild) and in turn the prevalence of the *Cruziana* ichnofacies, especially within the lower shoreface environment.

Cruziana acacensis Seilacher collected in Tassili n'Ajjer plateau in facies H, and graptolites of the family Normalograptidae date the sandstone wedges containing these ichnofossils to early Silurian or Llandovery (Djouder et al., 2016; Djouder and Štorch, *in prep*).

4.5. Lower shoreface facies association (FA 5)

This facies association corresponds to heterolithic sand-dominated deposits, with two facies (facies I and J) dominated by asymmetric thick- to small-scale HCS and ripples. Trace fossils such as *Monocraterion*, *Planolites*, *Thalassinoides* and an unidentified form are all belonging to the *Cruziana* ichnofacies (Table IV.1). These features are characteristic of storm deposits, between the storm wave base (SWB) and the fair-weather wave base (FWWB), corresponding to a position within the deep- to the lower-shoreface depositional environment (Pemberton and MacEachern, 1997).

4.5.1. Facies I: Distal shallow-marine storm sediments

Facies: Facies I consists of an alternation of heterolithic interbedded thick sandstone HCS and rippled beds with silty sandstone layers. These deposits are organized in centimeter to one-meter thick stacking packages, with thinning- and fining-upward pattern.

The degree of bioturbation is low (BI= 2) and observed within the finest fraction layers of the heterolithic sand-dominated deposits. It is characterized by horizontal galleries produced by deposit-feeders including *Planolites* and an unidentified vertical burrow, which are assigned to the proximal *Cruziana* ichnofacies (Fig. IV.6A, B).

Microfacies: HCS sedimentary structures are also observed at the microscopic scale (few millimeters). The sandstone is mostly composed of fine to lower fine quartz grains, which are sub-angular and very well-sorted. Secondary silica is the main cement but carbonate cement also occurs. The porosity ranges from 2 to 5%. Synsedimentary conjugate normal micro-faults also are observed beside the unidentified trace fossil.

Interpretation: The occurrence of asymmetric thick HCS and ripples in facies I suggest a depositional environment situated below the fair-weather wave base. Indeed, Duke et al. (1991) and Dumas et al. (2006) argued that storm deposits, such as hummocky beds, must be formed by wave motions and usually attributed to combined-flow currents on the deepest parts of the shoreface environment. Furthermore, in this storm- and wave-dominated system, the *Skolithos* ichnofacies grades seawards into the *Cruziana* ichnofacies (Buatois and Mángano, 2011). This is clearly in agreement with the scarcity of the vertical trace fossils and the only slightly occurrence of *Planolites* ichnofossils within the finest fraction layers of facies I (cf. Fig. IV.6B).

The aforementioned trace fossils are not only consistent with the observed elements and prevalence of the proximal *Cruziana* ichnofacies of low-energy to moderate-energy conditions (MacEachern et al., 2005; Uchman, 2007), but also pointing to lower energy low-angle shoreface, wherein the diminished influence of storm surges beyond the fair-weather wave base, which allows food resources to accumulate on the sea floor and leading to the predominance of a grazers and deposit-feeding organisms (Pemberton and MacEachern, 1997; Dafoe et al., 2010).

4.5.2. Facies J: Prodelta to delta-front tempestite sediments

Facies: Facies J corresponds to heterolithic micaceous deposits of centimeter thick small-scale HCS layers, interbedded with meter thick burrowed silty mudstones.

Facies J shows discontinuous HCS and regular parallel stratifications (Fig. IV.6C, D), as well as slump features associated with maze burrow (Fig. IV.6F).

The T-branched burrows *Thalassinoides* (Fig. IV.6E, F) are deposit-feeding or dwelling structures. These abundant bioturbation structures in facies J (BI= 3-4) mark probably the transition from the depauperate proximal *Cruziana* ichnofacies expressing subtly stress environment to the prevalence of the archetypal *Cruziana* ichnofacies (e.g. Dafoe et al., 2010; Buatois and Mángano, 2011).

Exceptionally well-preserved vertical full-relief tubes or rods produced by a suspension feeder (domichnia) are also observed within facies J. The rods are roughly 30 mm long and 3 to 5 mm in diameter and terminate with a funnel at the top, which is up to 15 mm

in diameter, with a raised knob on the floor of the funnel (Fig. IV.6C, D). Thus, all features are characteristic of the ichnogenus *Monocraterion* Torell, 1870 (cf. Jensen, 1997; Schlirf and Uchman, 2005; Uchman, 2016, personal communication).

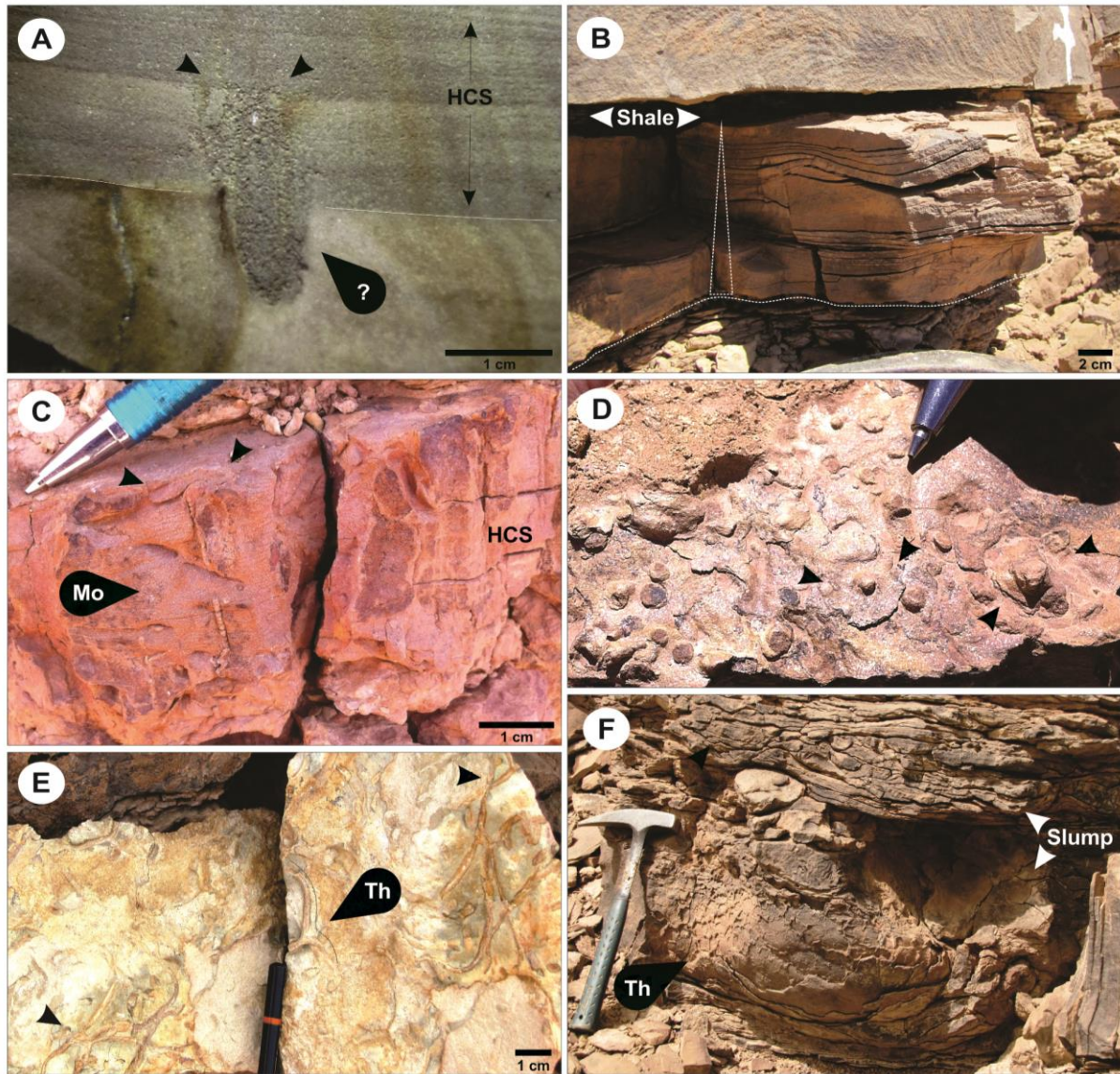


Figure. IV.6: Field photographs illustrating typically the facies association FA5. (A) Asymmetric thick- to small-scale hummocky (HCS) storm deposits. The unidentified form "?" of trace fossil, probably with pelleted mud lining, is typically find penetrating inside the very fine white sediments. (B) Alternation of heterolithic interbedded thick HCS beds and ripples within silty sandstone layers, largely on thinning- and fining-upward. (C) Proximal storm tempestite sand deposits, with remnant small-scale HCS and low-angle parallel lamination. Interestingly, the trace fossil *Monocraterion* Torell, 1870 "Mo" is well-preserved showing continuous rod (zigzag in the lowermost part of the trace); the later have a concave funnel-shaped "trumpet-like pipes" top. (D) Dense *Monocraterion* on the bedding plane of a tempestite bed. Note the occurrence in plan-view of the knobs on the floor of the funnel, which are both unweathered and non-eroded. (E) Archetypal expression of the *Cruziana* ichnofacies, *Thalassinoides* "Th". (F) Slump features overturning the layers, which display *Thalassinoides* "Th" with an intensive degree of bioturbation.

Microfacies: Very fine quartz grains are sub-rounded, poorly to moderately sorted, and are floating in silica cement (30-40%) in association with iron oxides and clays. The muscovite grains are also present (> 10%) and mostly affected by an early chloritization. In

thin-section, the capping funnel-shaped aperture at the top of the *Monocraterion* burrow it can also be observed.

Interpretation: These sandy mudstone tempestites with remnant small-scale HCS and low-angle parallel laminations are interpreted as deposited through wave oscillation, and under medium intensity and frequency of storm erosive events. Moreover, the deposition and the containing slumps occurred above the average storm wave base (e.g. Myrow, 1992a; Pemberton et al., 2001). Indeed, the tempestites tend to show erosional bases, and the truncated *Thalassinoides* burrows indicate deep event erosion on order of 5-10 cm.

The well-preserved trace fossil assemblages (deposit-feeders) of the common archetypal *Cruziana* ichnofacies are interpreted as deposited in the lower- and distal lower-shoreface (Pemberton et al., 2001). The presence of *Monocraterion* with funnel implies periods of little- and non-erosive, low energy during the waning stages of the storm events (cf. Durand, 1985; Jensen, 1997). The funnels of *Monocraterion* were filled after abandonment by the trace maker (cf. Fig. IV.6C, D).

4.6. Distal lower offshore-shelf to transition-upper offshore facies association (FA 6)

FA6 of mud-dominated deposits, with facies K to M, deposited from upper offshore to lower offshore-shelf settings. Heterolithic sandstones with spectacular scour- and fill-structures in alternation with micaceous mudstones (Fig. IV.7A to C) are typical of facies K, while facies M consists of 30-40 m thick of widespread fissile organic-rich sediments with abundant graptolites and carbonate concretions and nodules. These massive black ‘hot’ shale deposits were interpreted to be deposited in conditions of oxygen depletion, typical of outer-shelf setting during the Llandovery and major oceanic anoxic event corresponding to be the most distal deposit of the entire studied Silurian succession (Fig. IV.7E to H).

4.6.1. Facies K: Distal sandy (‘aperiodic’ storm-flood) and muddy sediments

Facies: Facies K corresponds to amalgamated giant gutter casts of a meter to decameter-scale in width and meter in depth (Fig. IV.7A to C). They are widespread over kilometers and interbedded within the thin-bedded argillaceous deposits of facies L. These scour channeling, in association with HCS, are filled with lower medium sand and with very few scattered cobbles (4 x 10 cm).

These deposits occur exclusively in the lowermost interval of the Silurian in the eastern part of Tassili n’Ajjjer plateau between 50 and 135 m (Fig. IV.1B). However, the isolated small- and loaded-gutter casts are observed within the uppermost succession of the

Oued Imihrou (sections 1 and 2), which display U- and V-shaped cross sections of 10 to 30 cm thickness-scale (Figs IV.7A and IV.8).

All the sandstone gutter features have their long-axes oriented NW-SE, and their bases exhibit a range of tool marks, including groove marks and trace fossils (Fig. IV.7C2). Whereas the top beds display highly pyritized and carbonate thin layers (hardground-like), affected only by uncommon to moderate horizontal bioturbation trace fossils (BI= 2-3). The small-scale trace fossils, including *Cruziana tenella*, and *Thalassinoides* (Figs IV.7C and IV.9B), constitutes together with a slightly impoverished distal *Cruziana* ichnofacies (cf. facies L).

Microfacies: Sandstones in gutter casts of facies K are mainly composed of fine- to very-fine sub-angular to sub-rounded detrital quartz and abundant muscovite. The grains are well-sorted floating in abundant silica and iron oxide cement (50-60%).

Interpretation: The spectacular gutter casts in association with hummocky cross-stratification (HCS) and/or swaley cross-stratification (SCS), suggest that erosion and deposition was controlled by high-energy, relatively short-lived events under the combined influence of wave, storm and fluvial processes, which maybe a result of hyperpycnal flows responsible for significant sediment accumulation rates in deeper waters (MacEachern et al., 2005; Dumas et al., 2006).

Indeed, all the observed features, including the sharp-erosive-bases, tool marks and the presence of scattered cobbles inside of the HCS (cf. Fig. IV.7A to C) suggest a "storm-flood" depositional model. They are commonly produced by highly energetic channelized bypass sediments during hyperpycnal storm-floods and by river-dominated prodelta in deltaic influence system (e.g. Whitaker, 1973; Myrow, 1992b; Mulder et al., 2003). Moreover, the fine-grained sediments and the few scattered cobbles observed within these scour- and fill-structures are most probably transported basinward via "aperiodic" turbidity currents with deposition by storm-generated combined flows within distal to a proximal prodelta setting (cf. Collins et al., 2017).

The strong erosion features are commonly the result of horizontal helical flows, downwelling storm flows, and geostrophic currents during "aperiodic" storm events; they are indicative of a setting above the SWB in the transition-upper offshore zones as postulated elsewhere (Whitaker, 1973; Myrow, 1992a). These conditions are in agreement with uncommon to moderate degree of bioturbation, which sporadically distributed at pause planes in laminated mudstones (i.e. non-event beds), as well as the occurrence of a hardground-like layer at the top beds.

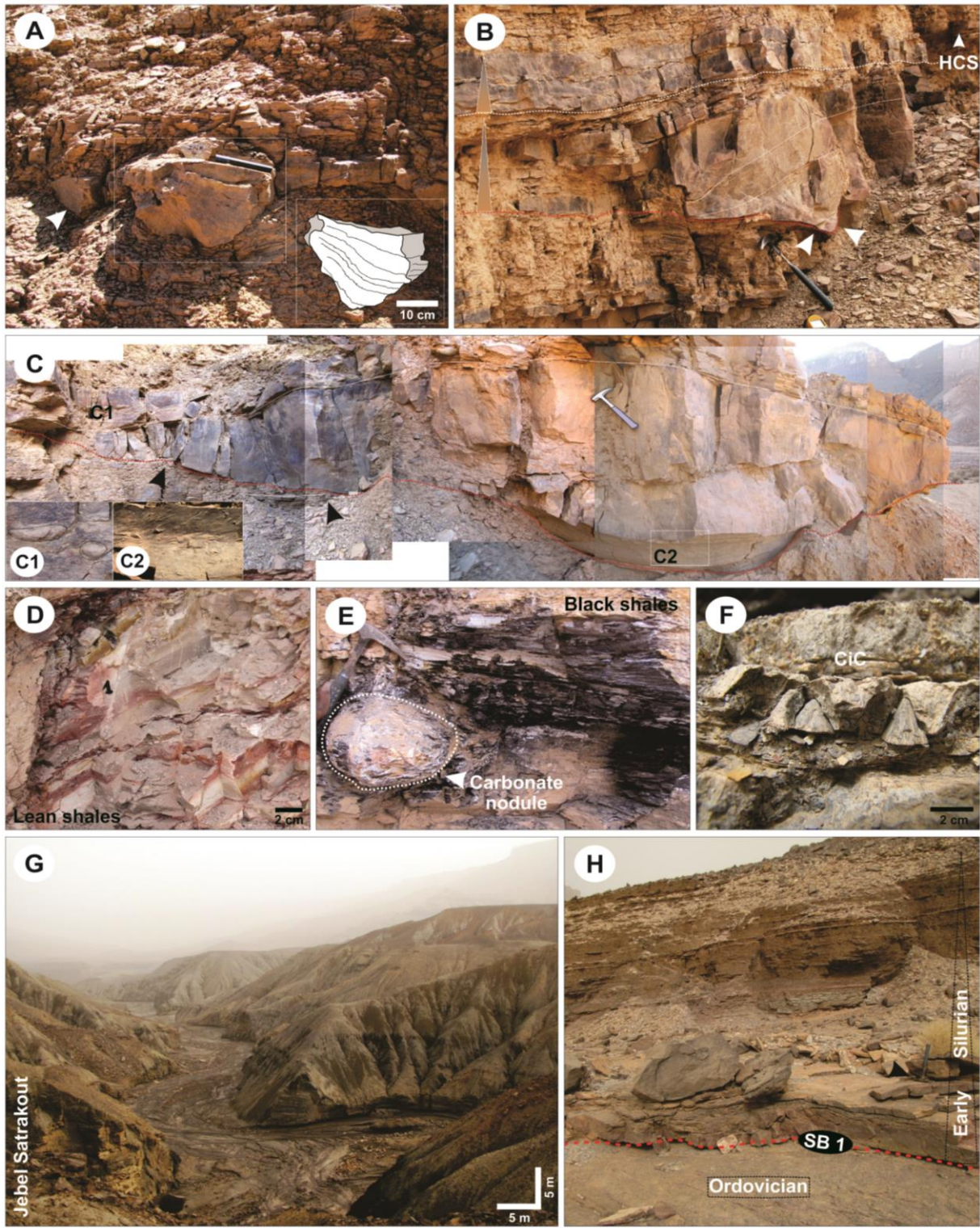


Figure. IV.7: Facies association FA6. (A) Isolated small-scale gutter casts which display U- and V-shaped cross-sections, having the form of miniature meandering river channels, which are interbedded with laminated micaceous lean shale deposits. (B) Sandstone gutter casts showing clearly their erosive base. The hammer is 32 cm long for scale. (C) Spectacular amalgamated giant scour-and-fill structures in alternation with micaceous mudstones, typically of "aperiodic" storm-induced (geostrophic) events. The detail on the sandstone gutter features, with very few scattered cobbles (C1), tool marks, groove marks and trace fossils (C2). (D) Facies L corresponds to thin-bedded light grey-green laminated micaceous lean shale deposits, locally the colour is banding in shades of red and brown, due to weathering and also to intense hydrothermal circulations. (E) Carbonate septarian-nodules horizon in the black shales (facies M), marking the maximum flooding surface (MFS 1). (F) Cone-in-cone "CiC", composed of gypsum and calcium carbonate, arranged in thin beds and also

at the edges of the previous concretions-nodules. (G) The thick deep organic-rich graptolite 'hot' shale deposits, from the escarpment cliff at the western part of the Tassili n'Ajjer. (H) The contact between the earliest Silurian facies M deposits and the latest Ordovician facies A deposits is discordant (SB1) as indicated by the post-glacial wave ravinement surface unconformity.

Indeed, these features are associated with pauses in the deposition and therefore reflect post-storm colonization, which occurs most likely in a nutritionally (MacEachern et al., 2005; Buatois and Mángano, 2011; Desjardins et al., 2012).

4.6.2. Facies L: Prodelta 'lean' grey shale sediments

Facies: Facies L consists of thin-bedded light grey-green, laminated, micaceous lean shales, mostly found in the lowermost interval of the Silurian. These deposits are usually devoid of sedimentary structures and show centimeter to several meter-thick stacking packages, largely with a thickening upward evolution. They also show a drastic impoverish bioturbation structures (BI= 0-1), expressed only by a very small *Thalassinoides* and *Planolites*, assigned to the distal *Cruziana* ichnofacies.

Local red and brown-red banding with concentric patterns are superposed and independent of lamination or bedding (Fig. IV.7D). This colour banding occurs principally near fractures and is caused by the redistribution of oxidized iron (Liesegang rings). These features are principally observed in the lowermost part of the Oued Imihrou (sections 1 and 2) between 70 and 90 m, in association with intense fractures and hydrothermal plume features.

Microfacies: This facies is dominated by clay minerals with mica flakes and iron oxides, alternating with very-fine quartzitic layers, which are composed of sub-angular/sub-rounded and well-sorted quartz grains.

Interpretation: The high shale content in facies L corresponds to a deposition dominated by decantation and occasionally reached by storms. Compared to the previous facies, the contribution of sand and bioturbation index (BI= 0-1) drastically decreased within these organically leaner shales, which have long been regarded to be indicative of poorly oxygenated environments, with a slight bathymetric deepening and hence may be attributed to the offshore setting (Lüning et al., 2000; Gindre et al., 2012). This is also in agreement with the drastic impoverishment of trace fossils, coupled with the ichnogenera size reductions (only small maze burrows) of the distal *Cruziana* ichnofacies probably due to low food content (Wetzel and Uchman, 1998), and all reflect deposition in an open marine lower offshore environment (MacEachern et al., 2007).

According to Lüning et al. (2000), depositional environment of these mud-dominated prodelta sediments is interpreted as being deposited below the SWB, in proximal lower offshore setting, during periods of high relative sea level rise.

Concerning the intense fracturation and the Liesegang ring features, observed locally in sections 1 and 2, they are interpreted to be linked to the recent hydrothermal activity in the Oued Imihrou region.

4.6.3. Facies M: Open marine shelf 'hot' graptolitic shale deposits

Facies: Facies M displays an alternation of thick fissile black 'hot' shales and thin 'lean' shale deposits. These mud-dominated deposits are very compact, frequently micaceous and pyritic, locally with silty interlaminae and beds, and the occurrence of these beds decreases upward (Fig. IV.7H). In the outcrop, the dominant colour of these unburrowed shales (BI= 0) appear green-light grey to light black due to intensive desert weathering. The shales exhibit high sulfur contents, and present "wetted-like" surfaces most probably resulting from the presence of bitumens (Fig. IV.7E, G).

Shale deposits of facies M are only restricted to the lowermost part of the Silurian succession, and unconformably overlays facies A deposits (glacial deposit) across the entire investigated area (Fig. IV.7H). The thickness of facies M deposits does not exceed 30 m in the eastern Tassili n'Ajjer plateau; however, they may reach up to 40 m, the western parts of the Tassili (Figs IV.1B and IV.7G). Graptolite rhabdosomes (1 to 2 cm size) are often found flattened along the bedding plane of the shale (Fig. IV.9D). Most of the specimens, not only restricted to Normalograptidae, are described from the upper Hirnantian *persculptus* Biozone to the lower Rhuddanian *ascensus-acuminatus* Zone (Djouder and Štorch, *in prep*).

A generalized phenomenon, observed within the four sections, occurring on the graptolitic shale deposits is the development of carbonate nodules and septarian concretions-nodules of a few cm- to 2 m in diameter (Figs IV.7E and IV.8). The cortex is rich in iron oxides, while the concretion's center is mainly composed of dark calcite with white gypsum radial crack's septaria. Intriguing sedimentary structures such as cone-in-cone (CiC) also have been found within the black shale deposits of facies M (Fig. IV.7F). The CiC is peculiar structures composed of nests of cones, one inside another; stand vertically in thin beds. The cones are roughly 2 cm in diameter and are composed of gypsum and calcium carbonate.

Microfacies: This facies consists of clay, nearly equal amount of illite-kaolinite and very fine silt, and is thinly laminated with many authigenic pyrite (FeS₂) crystals, which typically present as a number of different morphologies, including framboids (up to 100 µm), clusters, spherical shapes (up to 10 µm), aggregates of bladed crystals and equant crystals

(Fig. IV.9E). Their interior is composed of many small pyrite crystals with ‘cardhouse’ clay fabrics, between which occur non-negligible ‘intercrystalline’ pore network, as revealed by SEM examinations (Fig. IV.9F).

Interpretation: The massive black ‘hot’ shale deposits of facies M, widespread and extended over hundreds of square kilometers across the Tassili n’Ajjjer, are corresponding to the most distal deposit of the entire studied Silurian succession (Table IV.1 and Fig. IV.8).

The characteristics of these monotonous shale deposits, such as fissile organic-rich laminations, moderately diverse early Silurian graptolite species and the absence of bioturbation structures (BI= 0), are indicative of low food levels and clearly indicate the development of a marine offshore shelf environment that had poor bottom circulation, and with dysaerobic-anaerobic conditions (cf. Lüning et al., 2000; Uchman, 2007; Buatois and Mángano, 2011). Furthermore, the extremely low sediment accumulation rate prevailed within these condensed black shales point that the lowermost part of the Silurian succession has been deposited by decantation processes under marine conditions, and both high pyrite and organic matter content suggest that the water column was fully under anoxic or euxinic conditions (Martin, 2004; Djouder et al., *in prep*). This is in agreement with the abundant planktic graptolites, bacterial activity and with the different morphologies/generations of the pyrite (Martin, 2004; Gambacorta et al., 2016), which may have been associated with high paleoproductivity, an overall expanded and/or a rise in the "oxygen minimum zone" (OMZ) onto the North African deep shelf or basin during a sea level rise (Lüning et al., 2000; Vecoli et al., 2009).

Studies of Lüning et al. (2000, 2003, 2005, 2006) established the high inter-regional correlation potential of these earliest Silurian shelfal anoxia shales across North Africa and the Arabian Platform and also concluded that they have been deposited during reduced of ocean circulation, climatic warming, and elevated levels of greenhouse gases. Indeed, during the early Silurian glacial retreat led to a major large-scale marine transgression in the northern margin of Gondwana that flooded the entire sedimentary basins. This transgression coincides with major OAE, which reflect notably the ‘Spirodden Secundo Episode’, spanning from the latest, postglacial Ordovician to the mid-Aeronian (Aldridge et al., 1993; Lüning et al., 2000; This study).

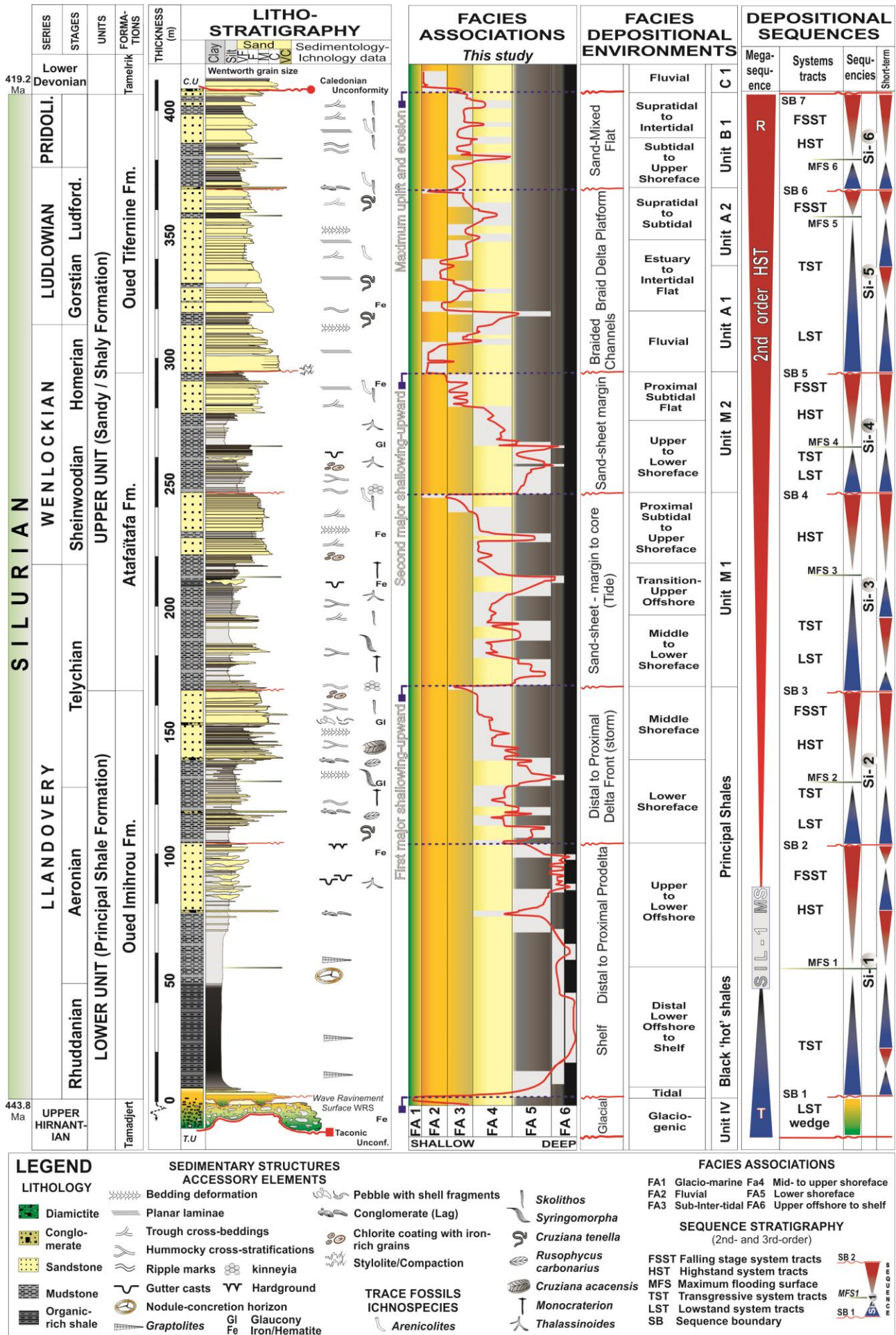


Figure. IV.8: Stratigraphic section of the entire Silurian succession "Intra-Tassilian Group" and sequence stratigraphic interpretation. This detailed stratigraphic, lithological, sedimentological and ichnological thick section (410 m in thickness) is entirely logged, sampled and build in the eastern part of Tassili n'Ajjer, Oued Imihrou region. However, the lowermost part of these Silurian strata (Black 'hot' shales), just above the Ordovician-Silurian boundary (SB1), is complementary performed and undertaken from the escarpment cliff in the western part of Tassili, or Oued Tadjerdjari and Tamelrik (Fig. IV.1B).

The established log section of the Oued Imihrou, Atafaïtafa and Oued Tifernine formations or SIL-1 MS displays a single progressive thickening- and coarsening-upward trend, emphasising vertical facies association trends from shallow to deep (ranging from, FA1 to FA6), key stratigraphical surfaces or unconformities (SB1 to SB7), major 3rd-order progradational sequences (in ascending order, Si-1 to Si-6), and shorter-term cycles across the entire investigated area.

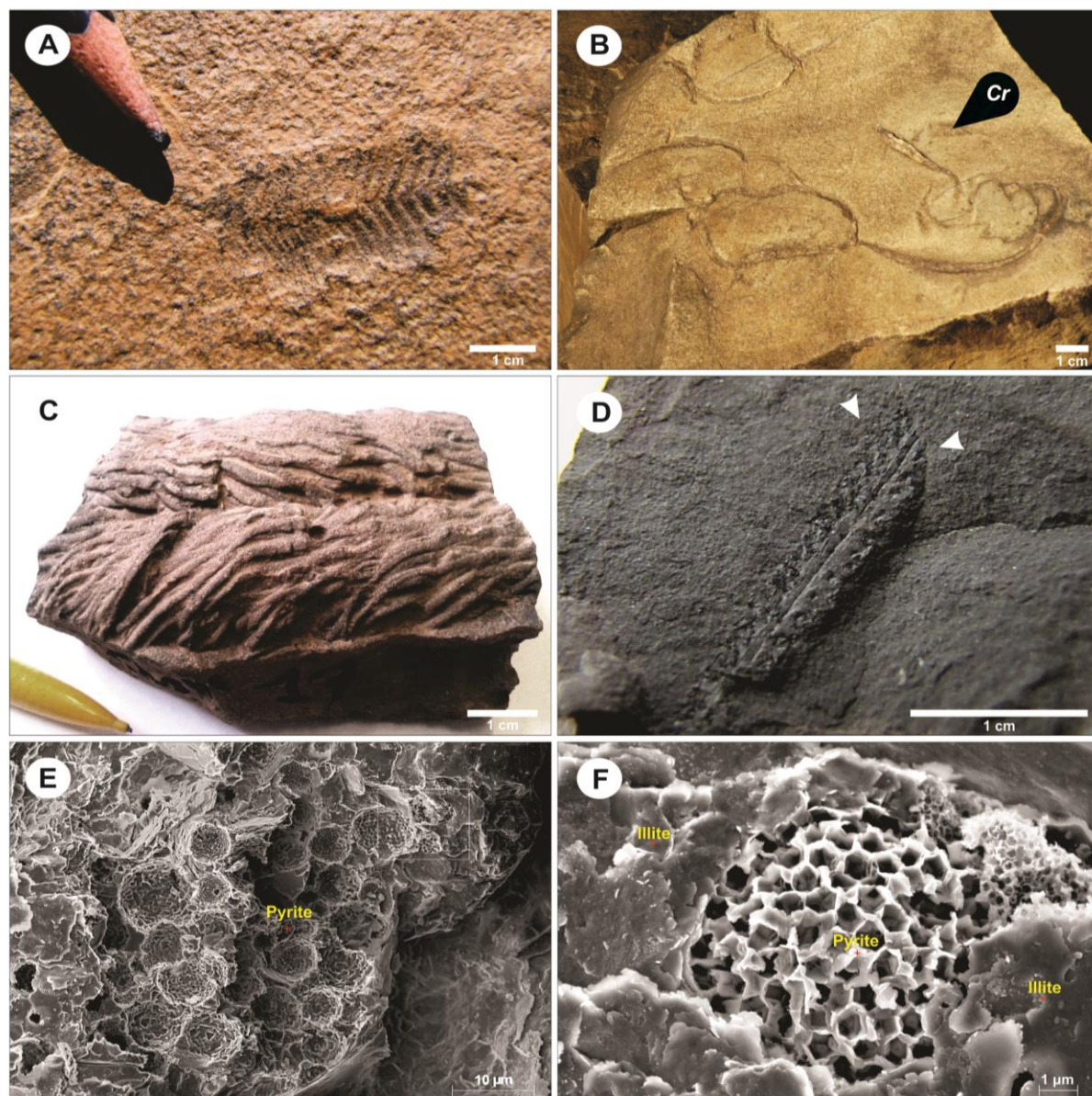


Figure. IV.9: Photographs illustrating furrowing (trilobite-like) features, belonging to the *Cruziana* ichnofacies, graptolites, and pyrite framboids. (A, B) Resting traces of *Rusophycus carbonarius* and *Rusophycus* isp. often occurs together in sediments with *Cruziana tenella* (cf. Fig. IV.3G) that they were probably produced by the same organism. (C) Well-preserved convex hypichnial (full hyporelief) of the *Cruziana acacensis* isp. which are strictly lower Silurian in age (cf. Seilacher, 2007). (D) Graptolite faunas, described from the upper Hirnantian *persculptus* Biozone to the lower Rhuddanian *ascensus-acuminatus* Zone. (E, F) SEM photomicrographs (backscatter images) of many framboidal pyrites and abundant authigenic clay precipitation

(Illite), which are associated with the early Silurian graptolitic black ‘hot’ shales of the Oued Imihrou Fm. (E) Pyrite exhibits a range of aggregate or strawberry shapes, such as aggregates and framboids. (F) Many small pyrite crystals with ‘cardhouse’ clay fabrics, between which occur ‘intercrystalline’ pores.

Fekirine and Abdallah (1998), and Coe et al. (2003) interpret the carbonate nodule-concretion horizon as a result of the decrease or break on the deposition rate, which may have been formed during periods of maximum flooding surfaces, and furthermore covering hundreds of square kilometers. Two main possible explanations were proposed for the concretion-nodule formation, such as syndimentary earthquakes structures (Pratt, 2001) and chemical dehydration or localized overpressuring due to gases generation and faulting-induced fluid seepage (Allison, 1988; Hatem et al., 2016). In this work, the second explanation is more probable. Because we associate the production of gases and the fluid circulation to the decay of the black shales organic matter after burial evolution (locally or from the nearby area), pointing to the dehydration and the fluid seepage model rather than to fluid circulations induced by extensional tectonic movements. This statement is also supported by the observed gypsum on the mechanical (cracking) expansion of the septarian concretions-nodules but also by the formation of CiC structures, probably related to decompression and fluid seepage circulation during early and late diagenesis history (Raiswell and Fisher, 2000; Hatem et al., 2016). In all cases, these intriguing sedimentary structures such as concretions-nodules and CiC need further detailed characterizations and notably stable isotope investigations (e.g. McBride et al., 2003; Hatem et al., 2016).

5. Discussion

5.1. Third-order sequence stratigraphy

Clear cyclic stacking patterns are identified within the siliciclastic Silurian studied succession (Fig. IV.8), allowing to develop a high-resolution sequence stratigraphy framework. Identification of remarkable surfaces, together with observations on ichnology are important arguments in refining sequence-stratigraphic analysis and allowing the identification of 2nd- and 3rd-order sequences, shorter-term cycles, and systems tracts, from eastern and western Tassili sections located at the Oued Imihrou and the Oued Tadjerdjeri-Tamelrik, respectively (Fig. IV.1B).

The thick Silurian strata (410 m in thickness) show a general progressive trend of thickening- and coarsening-upward (Figs IV.3B and IV.7H), over a complete 2nd-order megasequence (SIL-1 MS) of ~ 26 Ma duration (Fekirine and Abdallah, 1998; Galeazzi et al., 2010). The lower and upper boundaries of the SIL-1 MS correspond almost exactly to the base and top of the Silurian Period. The base of the Silurian or the SB1 unconformity (a post-

glacial latest Hirnantian) is a wave ravinement surface (Fig. IV.7H). The upper Silurian is capped by the Caledonian unconformity (Fig. IV.11C) or SB7 (Fekirine and Abdallah, 1998; Carr, 2002; Eschard et al., 2010; Galeazzi et al., 2010; Gindre et al., 2012). The lowest part of the SIL-1 MS consists of a transgressive systems tract (TST), reaching its paroxysm at the maximum (2nd-order) flooding surface MFS 1, Aeronian (middle Llandoveryan) in age (Fig. IV.8). These deposits are followed progressively by a progradational highstand systems tract (HST) and falling-stage systems tract (FSST), with a greater diversity of ichnofacies mostly belonging to the *Skolithos* ichnofacies. This ichnofacies appears to extend further into the distal middle shoreface (Table IV.1), probably due to favorable depositional processes, reflecting the oscillation regime and energetic storm waves which are known to increase the concentrations of suspended food particles (MacEachern et al., 2005).

Furthermore, the HST and FSST, mainly sandy-shaly deposits, extend from the mid to the upper part of the Silurian succession. This progressive shallowing-upward trend of the Silurian is in response to the SE-NW-directed progradation of the North African *Akakus* deltaic system, during regional sea level fall and uplifting of the region (Massa, 1988; Lüning et al., 2000).

The vertical developments of the six distinguished 3rd-order sequences and with their recognized ten shorter-term cycles, within the entire Silurian succession, are summarized here below.

It is proposed to subdivide the three Silurian formations, from the Tassili n'Ajjer studied sections, into six major 3rd-order depositional sequences Si-1 to Si-6 and at least ten shorter-term cycles (Figs IV.1B and IV.8). These sequences are subdivided into systems tracts of 2-6 Ma duration. Seven erosional sequence boundaries (SB) or unconformities of variable importance (SB1 to SB7) are placed at the base of the lowstand systems tract *sensu* Catuneanu et al. (2009).

5.2. Depositional Sequence 1 (*Si-1: Graptolitic black 'hot' shales of the Oued Imihrou Fm.*) between SB1 and SB2

This sequence is composed of three shorter-term cycles and is about 100 m in thickness in the eastern part of the Tassili n'Ajjer plateau and is much thicker (130 m in thickness) in the escarpment cliff of the western part of the Tassili (Fig. IV.7G).

Si-1 begins with a series of glacial palaeovalleys of limited extent, filled by finning-upward sediments, by ten meters of glacial conglomerate deposits from FA1 (Fekirine and Abdallah, 1998) and by post-glacial tidal bars (Figs IV.3A and IV.7H). These deposits mark the first sediments above the Ordovician-Silurian boundary (Oulebsir and Paris, 1993;

Fekirine and Abdallah, 1998; Moreau, 2011) and correspond to the lowstand wedge of the uppermost part of the "Dalle de M'Kratta". On top of these LST deposits, during the earliest Silurian, organic-rich back shales reflect the transgressive systems tract (TST) of the lowermost part of the Oued Imihrou Fm. (Fig. IV.8).

During the Rhuddanian and early Aeronian, a glacial retreat and rising sea level flooded most of the North Africa (Aldridge et al., 1993; Lüning et al., 2000; Armstrong et al., 2005). This rise coincides with major worldwide oceanic anoxic event OAE, corresponding to the 'Spirodden Secundo Episode' of Aldridge et al. (1993), and to the deposition of thick marine black shales rich in radioactive elements (facies M) in the shelf depositional environment.

This earliest phase of the Silurian transgression eventually led to laterally uninterrupted shale deposition in most parts of the Northern Gondwana (Lüning et al., 2000; Lubeseder and Redfern, 2005). It also provides a significant source and cap-rocks in the North African petroleum provinces as illustrated by the presence of much Saharan oil- and gas-fields. Globally, the organic material buried in Silurian source rocks constituted about 9% of the world's known petroleum reserves (Klemme and Ulmishek, 1991).

The top part of these massive graptolite-yielding shale deposits, dated lower Llandovery (Rhuddanian) by representatives of Normalograptidae graptolites (Djouder and Štorch, *in prep*), includes gigantic size carbonate nodule-concretion and cone-in-cone horizons (Fig. IV.7E, F) which are also common in OAE, from different location in the world (McBride et al., 2003; Hatem et al., 2016).

Fekirine and Abdallah (1998) used these carbonate horizons for large-scale correlations, as it marks the paroxysm of the transgression. This horizon separates the TST deposits from the progradational coarsening-upward deposits (HST and FSST), mainly represented by 'lean' shales and amalgamated gutter casts of facies L and K, respectively (Fig. IV.7A to D).

Finally, Si-1 is capped by the SB2 which is characterized by the development of highly pyritized and carbonate thin layers (hardground-like), affected by post-storm colonization (Fig. IV.8), belonging to the distal *Cruziana* ichnofacies (Buatois and Mángano, 2011; Desjardins et al., 2012). These deposits were then flooded by sediments of the depositional sequence 2, and the combined sequences Si-1 and Si-2 form the Oued Imihrou Fm. (Fig. IV.2).

5.3. Depositional Sequence 2 (Si-2: Storm deposits of the Oued Imihrou Fm.) between SB2 and SB3

The lowermost part of Si- 2 corresponds to heterolithic sand-dominated deposits (LST and TST). It is represented by burrowed mudstone and interbedded tempestites of FA5. This bioturbation is produced by horizontal- and vertical deposit-feeders (Figs IV.6 and IV.9B), dominated by elements of the depauperate proximal *Cruziana*- and the archetypal *Cruziana* ichnofacies that argue for deposition during periods of little- and non-erosive-sedimentation (i.e. non-event beds) (Durand, 1985; Jensen, 1997; Buatois and Mángano, 2011).

Continuing sea level rise (maximum at MFS 2), led to the deposition of lean shales, is also supported by numerous sedimentological characteristics as suggested mainly by mudstone clay-chips, bioclasts, load cast and hyperpycnite sands deposits. These features point to a middle shoreface environment, particularly in more distal delta front positions (e.g. Duke et al., 1991; Dumas et al., 2006).

In contrast, the uppermost part of Si-2 gets progressively coarser and sandier and organized in an overall coarsening-upward trend or stacked prograding parasequences mainly represented by FA4 deposits. These deposits are typically a good example of a forced regression (FSST), which ends with a shallowing (Figs IV.5E and IV.10). They are also dominated by features such as amalgamated SCS/HCS, sediment gravity flow beds and authigenic minerals.

The previous characteristic features, such as abundant *Cruziana* and *Arthropycus* are suggesting shallow-marine storm-dominated shoreface environment (e.g. Reineck and Singh, 1973; Pemberton et al., 2004; Catuneanu et al., 2006b; Seilacher, 2007).

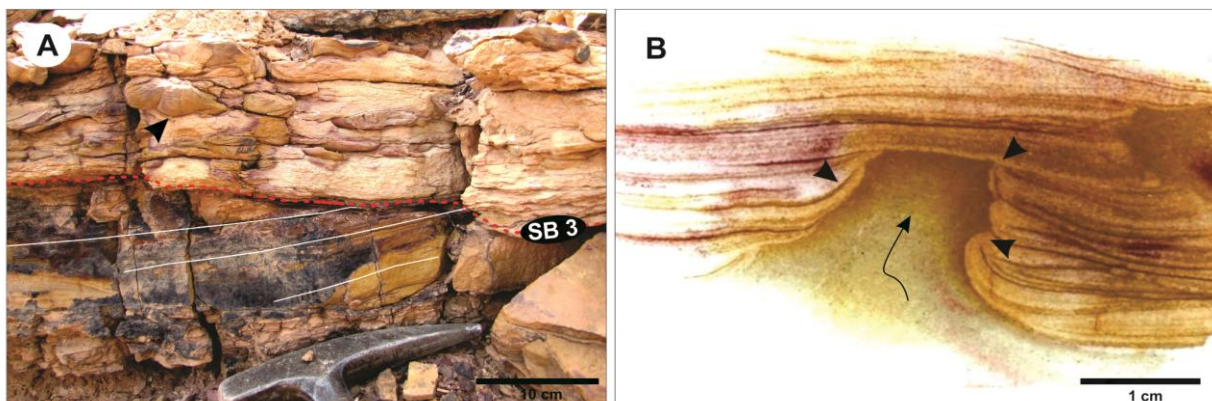


Figure. IV.10: (A) This picture shows the SB3 unconformity, and with the substrate liquefactions which are interpreted to reflect fully marine regime influenced by storm pointing to middle shoreface (facies G) deposition. (B) Detail of (A) showing the evidence of the substrate liquefaction, which occurs together with chlorite-glaucougy injected diaper-like features.

Structures kinneyia were found at the first maximum shallowing-upward of Si-2 (Fig. IV.4C), testify the occurrence of subaerial conditions at the end of Si-2 and which record a relative sea level fall (MacEachern et al., 1992; Davies et al., 2016). This corroborates with the choice of the SB3 as an unconformity (Fig. IV.10) and therefore marks a clear facies shift and the start of coastline progradation which lasted during the entire Silurian (Si-2 seaward through Si-6 landward) and also persisted during the Early Devonian as well.

Age constraints for all of the Si-2 or the uppermost part of the Oued Imihrou Fm. were provided based on well-preserved trilobite repichnia such as *Cruziana acacensis* Seilacher and *Arthropycus* found in abundance with the SCS/HCS beds through the Tassili n'Ajjer area (Figs IV.5F and IV.9C). The *Cruziana* biostratigraphic paradigm, established by Seilacher, has been shown to be useful and to be used as a robust tool for biostratigraphic zonation and to give specific age constraint, notably in many non-fossiliferous Lower Paleozoic sandstone dominated strata of Gondwana (e.g. Seilacher, 1996, 2000, 2007; Buatois and Mángano, 2011; Mángano et al., 2012). The confident attribution of the latest Llandoveryan, within the Oued Imihrou Fm., is established for these trace fossils, also supported and in agreement with the exceptionally well-preserved (rhabdosome) graptolite age (Djouder et al., 2016).

5.4. Depositional Sequence 3 (*Si-3: Lower member M1 of the Atafaïtafa Fm.*) between SB3 and SB4

The Atafaïtafa Fm. or "Zone de Passage" (M units) in the subsurface of the nearby BGI basins (Beuf et al., 1971) is subdivided into two sequences; sequence 3 and sequence 4, which correspond to the lower member M1 and the upper member M2, respectively (Djouder, 2011).

The sequence 3, overlying abruptly Si-2, is composed of two shorter-term cycles, and is about 80 m in thickness in Oued Imihrou sections, and is much thicker, i.e., 100 m in thickness, in Oued Tadjeradjeri and Tamelrik sections (Fig. IV.1B).

The lower part of Si-3 corresponds mainly to heterolithic sand-dominated and 'lean' shale deposits, mostly from FA5. These 50 m-thick clayey-silty sediments reflect the lowstand (LST) and transgressive (TST) deposits of Si-3 which ends at the MFS 3.

The thin tempestites and clayey-silty beds of Si-3 are interpreted to be formed during a fully marine regime, influenced by storm and deposited below the fair-weather conditions (Myrow, 1992a; MacEachern et al., 2005).

The marine flooding surface of Si-3 (emplaced in the proximal delta-front setting) is evidenced by sedimentological and ichnological characteristic features, such as the HCS,

isolated small-scale gutter casts and the burrowed mudstone by deposit-feeders of the archetypal *Cruziana* ichnofacies. These features characterize the lower- and distal lower-shoreface depositional environment (Pemberton et al., 2001). Deposits of the lower part of Si-3 occurred during the late Llandoveryan, most probably coincide with the second major OAE at the Telychian Stage over the world, which might represent the record of the Ireviken Event (e.g. Johnson, 1996; Loydell, 1998; Haq and Shuster, 2008; Vecoli et al., 2009).

In contrast to the lower part of Si-3, the upper part corresponds mainly to non-bioturbated sandstone deposits of mainly facies E and F (clean porous sands, 30 m in thickness), also called "Barre saumon" (Fig. IV.4D, E) or "Grès micacés" (Beuf et al., 1971; Bekkouche, 1992).

The aggrading beach highstand systems tract (HST) deposits of the lower member M1 are organized into cm-to-several meters thick quartzarenite beds, showing thickening- and coarsening-upward trends, and which exhibit thickness variations and lateral facies changes that are traceable over kilometers. The sands are massive, iron-mica rich, with low-angle stratification and trough cross-bedding typical of foreshore open-shoreline systems and deposition occurs under tidal and oscillation processes within a regressive regime (Guerrak, 1988; Reynaud and Dalrymple, 2012). Indeed, these coarse sand-sheet deposits 'clean sands' are deposited in the upper shoreface to the proximal subtidal environment and synchronously during a significant sea level drop. Furthermore, the previous deposit of Si-3 are capped by a subaerial exposure surface or the discontinuity SB4, as suggested mainly by the occurrence of intense vertical bioturbation, belonging to the *Skolithos* ichnofacies, as well as, the occurrence of iron-rich beds and the structures kinneyia (MacEachern et al., 1992; Davies et al., 2016), corroborating then the evidence of this maximum regression, and the end of the M1 deposits, of the Atafaitafa Fm. during the Wenlockian.

The reservoir potential of Si-3, notably the clean sands (Fig. IV.5A, B), is high in the nearby BGI basins. Best reservoir quality such as high porosity and permeability associated to these sandstones are well-preserved, principally due to the presence of authigenic minerals, iron-rich cement related to the shoreface depositional paleoenvironment (Guerrak, 1988).

5.5. Depositional Sequence 4 (*Si-4: Upper member M2 of the Atafaitafa Fm. between SB4 and SB5*)

The Si-4 corresponds to the upper member of the Atafaitafa Fm. This M2 member or "Argiles litées" consists of an alternation of sandstone and mudstone layers, mostly encompassing facies association FA3 to FA5, from deep to shallow environments (Table IV.1

and Fig. IV.8). The thickness of this sequence does not exceed 50 m in the whole Tassili area (Figs IV.1B and IV.2).

Earliest sediments of Si-4 are essentially silty clay and fine sands that flooded unconformably the previous Si-3 deposits. These mudstone sediments get progressively coarser-sandier (toward the upward), reaching the second shallowing-upward (Figs IV.3B and IV.8). The Si-4 deposits are another good example of an FSST over the Silurian, and it clearly displays a wave and tidal prograding sequence with coarsening- and shallowing-upward evolution.

The fabric-facies trend of Si-4 is reflecting a change from the lower shoreface (facies D) to the coastal plain (facies E) depositional environments (Table IV.1). It corresponds to clear evidence of the gradually northward-prograding delta as observed by the large sediment discharges and its synsedimentary deformation (Figs IV.4D and IV.5C), but also to episodic exhumation or emersion of the land, as expressed by the subaerial unconformity. Indeed, Si-4 deposits of the latest Wenlockian are capped at their top by the SB5 unconformity (Fig. IV.3B), and highlighted by thin iron-oxides-rich sandstone layers (generally of 0.2-0.5 m-thick), also associated with abundant stylolite joints that result from compaction (Biju-Duval, B., 2002). Furthermore, Beuf et al. (1971) largely used these iron-rich paleosol horizons, for the Lower Paleozoic succession in the Tassili outcrops, to recognize sequence boundaries of the three defined formations.

The second maximum shallowing of the Silurian strata is expressed both by, - the undulatory SB5 unconformity, which can be traceable over kilometers along the spectacular cliffs of the Tassili n'Ajjer plateau (Figs IV.1B and IV.11A), and - the first fluvial sandstone deposits of the Oued Tifernine Fm., which are protruding from the entire Silurian succession (Table IV.1 and Fig. IV.8).

5.6. Depositional Sequence 5 (*Si-5: Lowermost part of the Oued Tifernine Fm. between SB5 and SB6*)

The lowermost part of the Oued Tifernine Fm. corresponds to the "Barre inférieure" or the so-called A units in the subsurface. It can reach up to 70 m in thickness in the Oued Imihrou outcrops (Figs IV.2 and IV.3C). Its sediments are the coarsest over the Tassili n'Ajjer area and even within the BGI basins, and they are deposited during the maximum highstand of the SIL-1 MS (Djouder et al., 2016).

The first short-term cycle of this Si-5 reaches a total thickness of 40 m, and is characterized by centimeters to several tens-of-meters thick stacking beds (FA2), with finning- and thinning-upward cycles (Figs IV.3B and IV.11B).

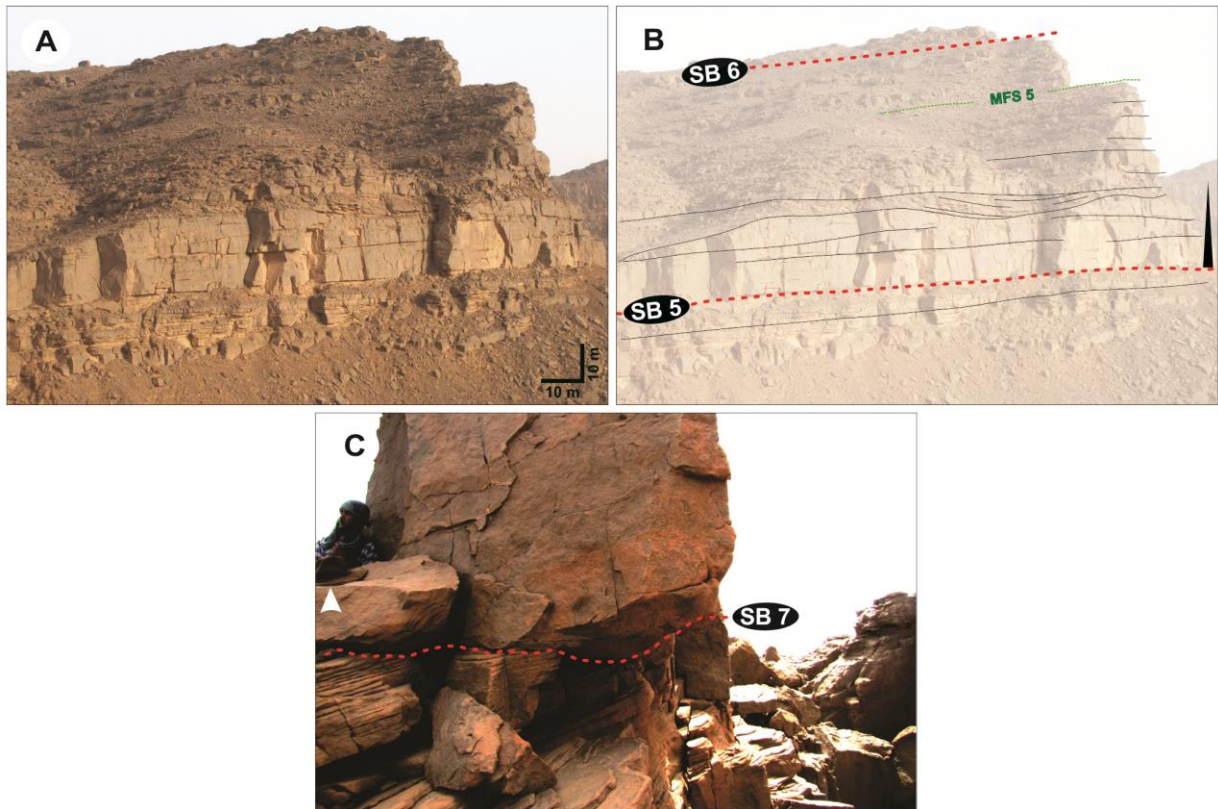


Figure. IV.11: General view of the uppermost part of the Silurian strata in Jebel In Hamane (Section: 1, Oued Imihrou). (A) The picture shows the Oued Tifernine Fm. or the so-called "Barre inférieure" (A units) and also the lowermost part of the Talus à Tigillites (B1 unit), which have considerable lateral extension over the Tassili. (B) Tracing of bedding geometry of (A) showing the massif migrating braided channels with erosive base (SB5, sequence boundary). The black lines drawing are highlighting the migrating braided channels deposits with their erosive contact. The green line corresponds to the maximum flooding surface (MFS5) and later on these deposits are capped by the SB6. (C) The previous deposits are capped by the fluvial sandstones of the Early Devonian or the so-called Tamelrik Fm. "Barre moyenne", just above the SB7 angular unconformity.

Sedimentary features of these amalgamated braided channel LST deposits helped to interpret them as being deposited in fluvial to estuary environments, by the aggradation of braided and anastomosing rivers, under high-energy water regime (Table IV.1). This would also explain the remarkably constant thickness of these sandstone bars and their large lateral extension, over hundreds of kilometers across the entire investigated area (Beuf et al., 1971; Fabre, 1988; Biju-Duval, 2002). Fekirine and Abdallah (1998), Henniche (2002) and Eschard et al. (2005) reported a regional sea level fall at the end of the Wenlockian and this coincides with the first epeirogenic Caledonian regime. Indeed, this evidences the drop of sea level caused the shifting of the sedimentary facies belts that reached its maximum during the latest Silurian and the Lower Devonian times (Lüning et al., 2000).

In contrast, the last 30 m of these interbedded heterolithic and coarse sediments (FA3) represent the TST and FSST deposits of the Si-5 (or A2 unit) in a coastal plain environment (Fig. IV.8). They are organized into parasequences with numerous trace fossils of the

Cruziana ichnofacies, such as these reflecting burrowing behaviours of small size trilobites. These features suggest a transition from marine to terrestrial environments (Seilacher, 1996, 2000, 2007) and deposition in shallow shoreface to a supratidal environment, under tide-dominated open-marine settings (Pemberton et al., 2004; Buatois and Mángano, 2011).

Si-5 is capped by the SB6 unconformity, highlighted by the high abundance of vertical dwelling burrows of the *Skolithos* ichnofacies (Fig. IV.4A to C), flat pebble conglomerate beds, and associated with different stratigraphic unconformity surfaces forming transgressive erosional surfaces (MacEachern et al., 1992; Pemberton et al., 2004; Catuneanu, 2006a).

5.7. Depositional Sequence 6 (*Si-6: Uppermost part of the Oued Tifernine Fm. between SB6 and SB7*)

The uppermost part of the Oued Tifernine Fm. corresponds to the "Talus à Tigillites", or the so-called B units in the BGI basins where it is subdivided into two members (Fig. IV.2): lower (B1 unit) and upper (B2 unit) with 170 m and 160 m in thickness, respectively (Djouder, 2011). However, in the Tassili outcrops, only the lower member can be found (Fig. IV.8), and can reach up to 45 m in thickness, while the upper member is totally eroded in the Tassili n'Ajjer (Bekkouche, 1992; Henniche et al., 2003; Eschard et al., 2010; Djouder et al., 2015).

Sediments of Si-6 consist of thin-bedded fine-grained sandstones (facies E and F) intercalated with burrowed rhythmic wavy fine-clay mudstones (facies D). The observed features within these sediments, also with the other constituents, are typical of meandering channel deposits of the delta channel avulsion type. These sediments occurred under the high-energy regime and that reflect mostly the HST and the FSST marine deposits of Si-6, which ended sedimentation at the latest Silurian, and capped at their top by the SB7 (Figs IV.8 and IV.11C). Moreover, these "Tigillites" pipe-rock deposits are typically characteristic of shallow sand flat and mixed flat stressful environment, as it was described elsewhere by Desjardins et al. (2012).

The previous deposits of Si-6 are suddenly capped by the fluvial sandstones of the Early Devonian (Dev-1) or the so-called Tamelrik Fm. "Barre moyenne" or "Tadrart", just above the SB7 angular unconformity also called Caledonian Unconformity (e.g. Carr, 2002; Gindre et al., 2012). The Silurian-Devonian boundary is associated with a maximum uplift-erosion at the Pridoli time but also simultaneously to a drastic eustatic drop of sea level that coincides with the east-west Caledonian epeirogenic uplifting regime and which is affected most of the Gondwana margins (Fekirine and Abdallah, 1998; Henniche, 2002; Elruemi,

2004; Eschard et al., 2010). Furthermore, these processes such as the tectonic effect and the sea level drop are causing the reactivation and emersion of some palaeohighs, most notably the positive Ahara Arch. At that time (Pridoli-early Lochkovian), this Ahara High was totally rejuvenated thereby controlling the local facies distribution, thickness variations and the end of the same evolution of the BGI basins (Fekirine and Abdallah, 1998; Eschard et al., 2010; Djouder et al., 2015).

6. Conclusions

High-resolution analysis of the Silurian clastic strata from the Tassili n'Ajjer plateau (SE Algeria) is based on the integration of sedimentological and ichnological datasets. The presented sequence stratigraphy scheme is of paramount importance to our knowledge on the Saharan basins, e.g. the nearby Berkine – Ghadames and Illizi basins (BGI). It can be concluded that:

1. The Silurian of the Intra-Tassilian Group displays a progressive thickening- and coarsening-upward evolution, which exhibit thickness variations and lateral facies changes that are traceable over kilometers and reflecting significant sea level variations.
2. Fluvial to offshore facies A to M have been recognized in the Silurian deposits, based on their physical sedimentological facies analysis and ichnological characteristics. These thirteen facies are grouped into six facies association (continental to the shelf, FA1 through FA6). Each group is characterized by dominant sedimentary processes that allow indirect interpretation of their ancient depositional environment, paleoenvironment settings, and trace fossils in a deltaic system.
3. The abundant well-preserved trilobite trace fossils, such as *Cruziana*, *Rusophycus*, and the moderately diverse graptolites species, which are described from the upper Hirnantian *persculptus* Biozone to the lower Rhuddanian *ascensus-acuminatus* Zone, commonly point that the early Silurian succession has been deposited under marine and fully anoxic conditions, respectively. In contrast, within the late Silurian, conditions later shifted to a shallow-coastal plain regime with well-oxygenated water column influenced by waves and currents, as indicated by the common occurrence of vertical trace fossils and typically belong to the *Skolithos* ichnofacies.
4. Integration of this sedimentological and ichnological information into a sequence stratigraphy scheme allows the identification of six 3rd-order higher frequency depositional sequences and their respective sequence boundaries and systems tracts. These progradational sequences (in ascending order, Si-1 to Si-6), roughly equivalent

to group-level stratigraphic units throughout the Oued Imihrou, the Atafaïtafa and the Oued Tifernine formations of the complete 2nd-order Silurian megasequence (SIL-1 MS). The SIL-1 MS is bounded by a wave ravinement surface SB1 unconformity on the basal and by the Caledonian SB7 unconformity on the top.

5. Each of the three formations of SIL-1 MS contains two 3rd-order sequences in turn subdivided into at least ten shorter-term cycles. Each unconformity of regional extent is directly linked to significant facies changes and to inflection points on the global sea level curve.
6. The Oued Imihrou Fm. is of Llandoveryan in age, and encompasses two sequences (Si-1 and Si-2). The Si-1 is composed of shelf organic-rich black 'hot' shale accumulations with abundant spectacular gutter casts and widespread gigantic size concretion-nodules and cone-in-cone structures (FA6), deposited during a major oceanic anoxic event (OAE) and spans the Rhuddanian and Aeronian. These Tassili black shales also yield rich and well-preserved graptolites in all the studied sections. The Si-2 corresponds to the first maximum shallowing-upward of the Silurian, expressed mainly by storm-related facies deposits (FA4 to FA5). Abundant *Cruziana* and *Rusophycus* ichnospecies were mainly collected herein (e.g. *C. acacensis* Seilacher).
7. The Atafaïtafa Fm. is late Llandoveryan to Wenlockian in age, and encompasses two sequences (Si-3 and Si-4) which represent shallow-subtidal compound dunes forming the beach sand-sheet complex. They show a general trend of thickening- and coarsening-upward, and both are capped at their maximum shallowing by unconformity surfaces SB4 and SB5 in response to the drop of sea level, as suggested mainly by the occurrence of the *Skolithos* ichnofacies, structures kinneyia and iron-rich paleosol horizon, respectively.
8. Finally, the sedimentary facies belts were shifted maximally at the latest Silurian, recorded in the Oued Tifernine Fm. Indeed, the Si-5 mainly contains amalgamated braided channel LST deposits (FA2 and FA3), with numerous trace fossils of the *Cruziana* ichnofacies, which were produced by small size trilobites. These deposits are progressively overlain by the Si-6 deposits which mark the latest Silurian and the beginning of the Devonian.

CHAPITRE V

CHAPITRE V. ANALYSE PLURIDISCIPLINAIRE DE LA SUCCESSION SILURIENNE DU TASSILI N'AJJER : Étude Couplée du Magnétisme, géochimie et radioactivité naturelle des roches

1. Démarche

Dans l'objectif de reconstitution des changements paléoenvironnementaux et les conditions associés durant le dépôt de la succession silurienne il nous est apparu important d'intégrer à la fois le magnétisme, géochimie et radioactivité naturelle des roches. En effet, une analyse multidisciplinaire permet souvent une meilleure caractérisation des éventuelles variations existantes aux seins des dépôts anciens étudiée, mais également de mieux comprendre les mécanismes qui les contrôlent.

2. Susceptibilité magnétique et géochimie

2.1. Introduction

Le magnétisme des roches a été largement utilisé au cours des dernières décennies afin de documenter les changements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques au sein des séries sédimentaires récentes et anciennes (e.g. King et Channell, 1991; Crick et al., 1994; Maher et Thompson, 1999; Walden et al., 1999; Ellwood et al., 2006; Da Silva et Boulvain, 2010; Da Silva et al., 2013). Parmi les différents paramètres magnétiques qui peuvent être mesurés au sein des roches, la susceptibilité magnétique quantifie la capacité d'un échantillon de roche avec un volume ou une masse donnée à être magnétisée dans un champ magnétique faible. La méthode est basée sur l'équation $K=M/H$. En d'autres termes, K représente la susceptibilité volumique; M correspond à l'intensité de la magnétisation induite, et H symbolise la force du champ magnétique appliqué. Sachant que M et H sont exprimés en ampères par mètre (A/m ou SI units), K est donc sans unité. Pour des raisons de facilité, la susceptibilité massique (χ_{in}) est généralement utilisée. En effet, il est plus facile de déterminer la masse d'un échantillon que son volume. La susceptibilité massique (χ_{in}) est définie comme le rapport de la susceptibilité volumique (K) sur la densité et est exprimée en m³/kg. Concrètement, la susceptibilité, mesurée par le susceptomètre, est divisée par la masse de l'échantillon et est multipliée par un volume standard de 10 cm³ (Da Silva, 2004). Ceci, pour permettre des comparaisons entre des échantillons de densité et masse différente.

La susceptibilité magnétique (SM) dépend de la composition minéralogique totale de la roche et intègre la contribution des différentes fractions de minéraux en fonction de leur comportement dia-, para- ou ferromagnétique lato sensu. Tout changement dans la nature, la composition et la granulométrie des minéraux formant la roche peut ainsi être enregistré dans la valeur de susceptibilité magnétique globale. Cette propriété fait de la susceptibilité magnétique un paramètre très sensible aux changements minéralogiques de la roche qui peuvent être liés aux changements dans les flux et/ou les sources d'apports détritiques (e.g. Robinson, 1993; Crick et al., 1997; Devleeschouwer, 1999; Ellwood et al., 2000) ou dans la production biogénique ou la précipitation chimique d'une fraction de roche (e.g. Hesse et Stolz, 1999; Oldfield, 1999).

2.2. Les différents comportements magnétiques

Il existe trois familles de comportements magnétiques (Fig. V.1) :

2.2.1. Diamagnétisme

L'intensité de l'aimantation induite pour un matériel diamagnétique est très faible et est orientée dans la direction opposée au champ inducteur (aimantation négative). La susceptibilité magnétique est faible et négative $\chi_{in} < 0$ et non rémanente ($> -1 \cdot 10^{-8} > -10^{-9}$ m³/kg), c'est-à-dire que lorsqu'on supprime le champ inducteur, le champ induit disparaît. C'est notamment le cas du quartz, de la calcite ou encore des feldspaths.

2.2.2. Paramagnétisme

L'intensité de l'aimantation induite pour un matériel paramagnétique est faible et est orientée dans la même direction que le champ inducteur (aimantation positive). La SM est positive et non rémanente ($> -1 \cdot 10^{-6} > -10^{-7}$ m³/kg), c'est-à-dire qu'elle tend à renforcer l'action du champ inducteur. Il s'agit en général de minéraux contenant principalement du fer et du manganèse, comme les phyllosilicates (la plupart des minéraux argileux, illite, smectite, micas, chlorites, glauconite, etc...), les silicates ferromagnésiens (olivines, amphiboles, pyroxènes, etc...), les sulfures (pyrite, chalcopyrite), ou encore les carbonates (sidérite, dolomite).

2.2.3. Ferromagnétisme

L'intensité de l'aimantation est positive. La SM est élevée et rémanente ($> -1 \cdot 10^{-5} > -10^{-3}$ m³/kg), c'est-à-dire que les minéraux conservent leur aimantation même après l'arrêt du champ magnétique appliqué. Les minéraux sont principalement des oxydes de fer-titane (magnétite, titanomagnétites, maghémite, titanomaghémites, hématite, titanohématites, etc...), des hydroxydes (goethite et lépidocrite), ainsi que certains sulfures riches en fer (pyrrhotite, greigite).

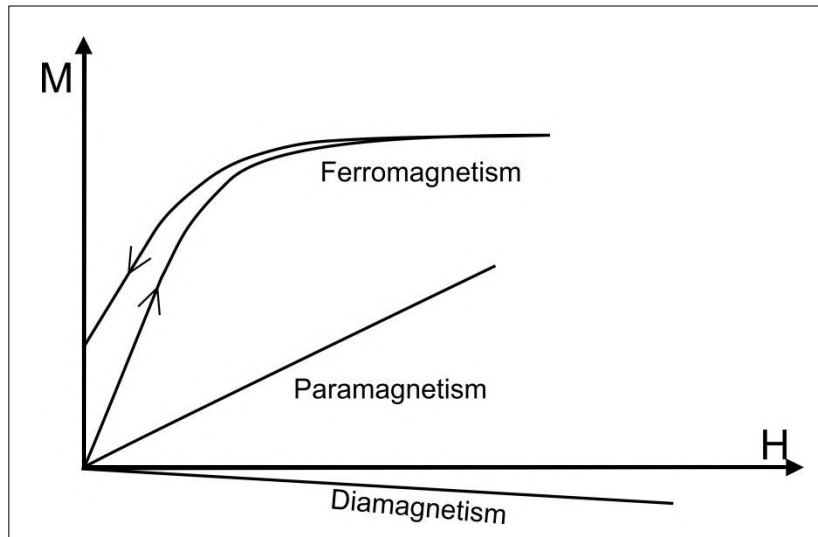


Figure. V.1: Diagramme montrant les trois grands types de comportements magnétiques. H symbolise la force du champ magnétique appliqué, et M correspond à l'intensité de la magnétisation induite. H et M sont exprimés en ampères par mètre (A/m) ou bien en SI units (Bouchez, 2000).

Dans les roches sédimentaires, les minéraux porteurs du signal magnétique sont généralement associés à la fraction d'origine terrigène, comprenant des minéraux fortement magnétisables (ferro- et ferri-magnétiques) et modérément magnétisables (paramagnétiques), par opposition à la fraction carbonatée ou quartzique comprenant la fraction majoritairement non magnétisable (diamagnétique) (Tableau. V.1). La susceptibilité magnétique a ainsi été utilisée en tant qu'outil de corrélations à haute-résolution et de reconstitutions environnementales (Devleeschouwer, 1999; Ellwood et al., 1999; Crick et al., 2001; Bábek et al., 2013; Da Silva et al., 2015). La SM serait donc fortement influencée par les apports détritiques, dont les apports seraient eux-mêmes contrôlés par l'eustasie ou le climat (Ellwood et al., 2010). De cette manière, une baisse du niveau marin (régression) engendre une plus grande surface de terres émergées soumises à l'érosion et conduit à des valeurs de SM plus élevées. Alors que par opposition, lors d'une élévation de niveau marin (transgression) la SM diminue (Ellwood et al., 2000; Crick et al., 2001). Il est important de noter que cette "règle générale" peut être perturbée par de nombreux autres facteurs tels les changements climatiques, périodes glaciaires-interglaciaires, pédogenèse, transformations minéralogiques, activités microbiennes, tectonique locale, éruptions volcaniques et impacts météoritiques.

2.3. Données de susceptibilité magnétique

Dans cette étude, la susceptibilité magnétique est mesurée au sein du laboratoire PETROSED, à intervalle régulier de 50 cm à 1 m, permettant une analyse à moyenne-résolution des fluctuations de la susceptibilité magnétique. De plus, 470 mesures ont été

acquises directement sur terrain avec le TerraPlus portable (cf. chapitre. II, méthodologie). Les données de SM obtenues sur terrain et laboratoire sont synthétisées dans le **Tableau. V.2 et Annexe 1**.

| Comportement magnétique | Minéral | χ (10^{-6} m ³ /kg) |
|-------------------------------|-----------------------|--|
| Diamagnétisme | Calcite | -0.0048 |
| $\chi < 0$ et faible | Quartz | -0.0058 |
| | Kaolinite | -0.019 |
| Paramagnétisme | Biotite | 0.05-0.95 |
| $\chi > 0$ et moyen | Illite | 0.15 |
| | Smectite | 0.05-0.027 |
| | Pyroxènes | 0.04-0.94 |
| | Sidérite | 1 |
| | Dolomite | 0.011 |
| | Pyrite | 0.3 |
| Ferromagnétisme (s.l.) | Goethite (antiferro.) | 0.35-1.26 |
| $\chi > 0$ et élevé | Hématite (antiferro.) | 0.3-1.69 |
| | Pyrrhotite (ferri.) | 50 |
| | Magnétite (ferri.) | 500-1000 |

Tableau. V.1: Les principaux minéraux et leur comportement magnétique ainsi que leur valeur de susceptibilité magnétique χ (d'après Walden et al., 1999).

La valeur moyenne de SM terrain pour la coupe la plus complète, c'est-à-dire de l'Oued Imihrou (Section.1 IMH) avec une épaisseur de 380 m, est de $8,0 \times 10^{-5}$ SI units. La valeur la plus faible est de $1,6 \times 10^{-5}$ SI units et la plus élevée est $8,31 \times 10^{-4}$ SI units (**Fig. V.2A**). Pour ce qui est de la valeur moyenne laboratoire, elle est de $3,21 \times 10^{-8}$ m³/kg avec des valeurs variant de $2,85 \times 10^{-9}$ à $1,62 \times 10^{-7}$ m³/kg (**Fig. V.2B**). Concernant les coupes couvrant uniquement le Silurien basal, 20 à 45 m d'épaisseur (Sections.1 à 3), la valeur moyenne de SM laboratoire est plus élevée $4,04 \times 10^{-8}$ m³/kg. En revanche, la valeur moyenne calculée pour l'ensemble des échantillons récoltés du Siluro-Dévonien, i.e. roches sédimentaires continentales et côtières, est de $3,49 \times 10^{-8}$ m³/kg (n= 165 échantillons du Silurien $3,71 \times 10^{-8}$; et n= 60 du Dévonien $2,64 \times 10^{-8}$ m³/kg). Ces valeurs sont dans la gamme typique des sédiments marins, puisque la valeur standard de susceptibilité magnétique des roches sédimentaires marines (valeur moyenne calculée sur plus de ~11000 échantillons de siltites, shales, marnes et calcaires) est de $5,5 \times 10^{-8}$ m³/kg (Ellwood et al., 2011).

Une forte corrélation positive existe entre les valeurs de susceptibilité magnétique obtenues sur terrain ainsi qu'au laboratoire. Ceci, que ce soit pour les terrains d'âge Silurien (Section.1) ou bien pour le Dévonien (Sections. 4 et 6) avec un coefficient de corrélation (r^2) égal à 0,80 ; 0,78 et 0,53 respectivement. Cette bonne corrélation permet d'utiliser la SM terrain comme paramètre fiable pour les coupes du Silurien étudiées.

| Geological Framework | | Magnetic Susceptibility MS | | | | | | | |
|-----------------------|------------------------------------|----------------------------|-----------------------|-----------------------------|-----------------------------|--|-----------------------------|------------------------------|-----------------------------|
| Section # | Stratigraphic Interval | Field (SI units) | | | | Laboratory (χ in m ³ /kg) | | | |
| | | Number of measures | Mediane | Min | Max | Number of measures | Mediane | Min | Max |
| Section.1 IMH | Basal Silurian (45 m) | 40 | 6.30 10 ⁻⁵ | 3.00 10 ⁻⁵ | 5.23 10 ⁻⁴ | 21 | 4.04 10 ⁻⁸ | 1.14 10 ⁻⁸ | 8.15 10 ⁻⁸ |
| | Silurian (335 m) | 300 | 8.95 10 ⁻⁵ | 1.60 10⁻⁵ | 8.31 10⁻⁴ | 113 | 3.13 10 ⁻⁸ | 2.85 10⁻⁹ | 1.62 10⁻⁷ |
| Section.2 TAJ | Ordovician-Silurian boundary (5 m) | / | / | / | / | 2 | 5.21 10 ⁻⁹ | 5.09 10 ⁻⁹ | 5.33 10 ⁻⁹ |
| | Basal Silurian (20 m) | / | / | / | / | 7 | 3.43 10 ⁻⁸ | 2.41 10 ⁻⁸ | 6.26 10 ⁻⁸ |
| Section.3 TAG | Basal Silurian (45 m) | 38 | 2.26 10 ⁻⁴ | 5.00 10 ⁻⁵ | 3.63 10 ⁻⁴ | 20 | 9.26 10⁻⁸ | 2.93 10 ⁻⁸ | 1.43 10⁻⁷ |
| Section.4 FAR | Lower Devonian (65 m) | 50 | 7.35 10 ⁻⁵ | 2.00 10 ⁻⁵ | 1.85 10⁻³ | 25 | 1.82 10 ⁻⁸ | 1.57 10⁻⁹ | 1.30 10⁻⁷ |
| Section.5 GARA | / | / | / | / | / | / | / | / | / |
| Section.6 ISO | Lower Devonian (95 m) | 35 | 3.10 10 ⁻⁴ | 1.20 10⁻⁵ | 2.48 10⁻³ | 35 | 4.02 10 ⁻⁸ | 4.29 10⁻¹⁰ | 1.96 10⁻⁷ |
| Section.7 TINMERAS | / | / | / | / | / | / | / | / | / |
| Section.8 ILL | / | / | / | / | / | / | / | / | / |

Tableau. V.2: Tableau récapitulatif des coupes étudiées par l'approche de susceptibilité magnétique (SM) sur terrain et en laboratoire.

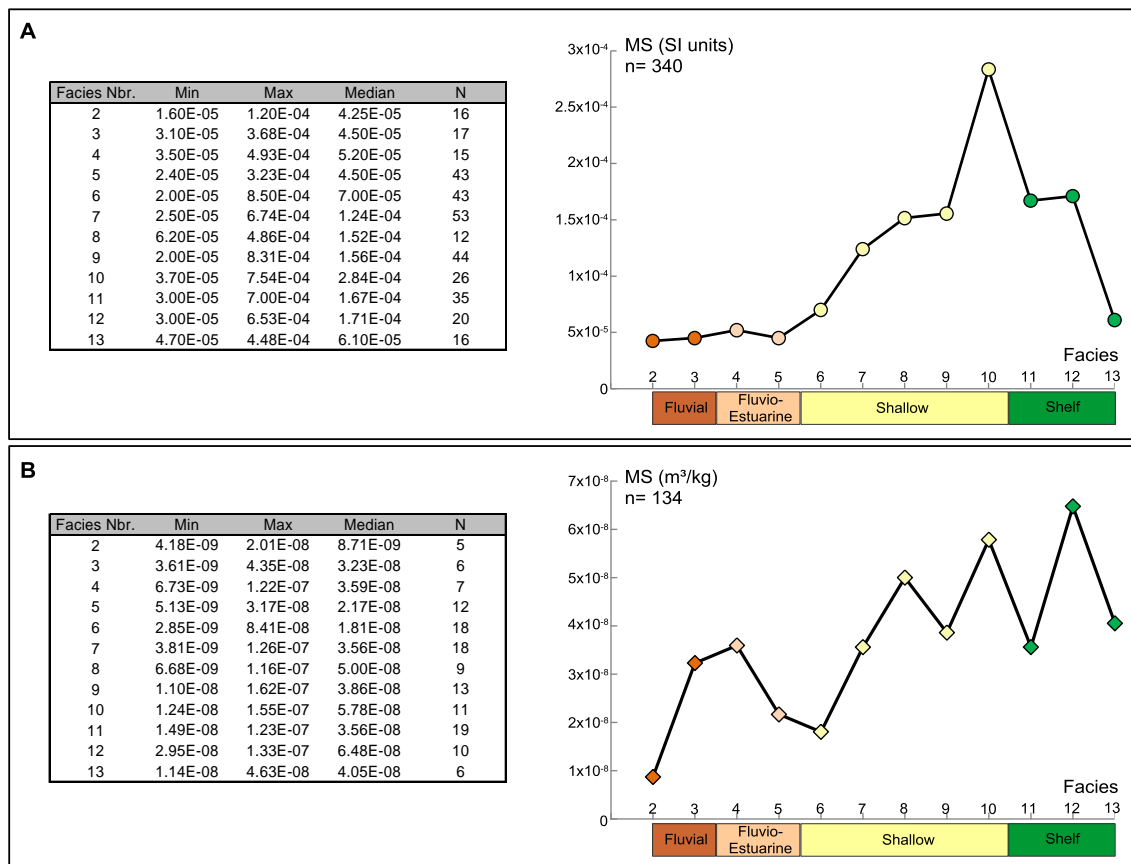


Figure. V.2: Évolution des valeurs moyennes de susceptibilité magnétique (MS) par rapport aux faciès sédimentaires de la coupe la plus complète (Section. 1 IMH), depuis les microfaciès les plus proximaux vers les

microfaciès les plus distaux (Facies), représentés ici par quatre principaux environnements de dépôt. **A)** Mesures effectuées sur terrain. **B)** Mesures effectuées au laboratoire.

2.4. Évolutions des microfaciès et le signal de la susceptibilité magnétique

2.4.1. Coupe de l'Oued Imihrou IMH

C'est la coupe la plus complète levée en détail au sein de la succession silurienne. Au sein de celle-ci, les microfaciès évoluent de dépôts marins profonds (black shales) aux dépôts continentaux (grès) de moins en moins profond, et donc qui présentent généralement une tendance à la diminution de la profondeur de dépôt (« shallowing-upward »).

Il est intéressant de noter qu'à l'Oued Imihrou, la courbe d'évolution de la susceptibilité magnétique suit de manière très régulière la courbe d'évolution des microfaciès (Fig. V.3). Sachant que la courbe d'évolution des microfaciès de la Formation de l'Oued Imihrou, et de la partie basale de la Formation de l'Atafaitafa montre une tendance transgressive (Phase "I"). Cependant, le reste de la succession, c'est-à-dire la Formation de l'Atafaitafa et la Formation de l'Oued Tifernine, se caractérise par une tendance régressive (Phase "II").

La courbe de susceptibilité magnétique montre de nombreuses variations qui sont généralement guidées par la proportion argile/grès. Pour souligner ce lien, les niveaux argileux sont soulignés en gris sur la Figure V.3, et il apparaît que la plupart de ces niveaux argileux montrent des valeurs de susceptibilité magnétique plus élevées avec quelques exceptions. De plus un lien entre les faciès et la susceptibilité magnétique apparaît également (Figs V.3 et V.7), les faciès les plus distaux montrant les valeurs de susceptibilité magnétique les plus élevés, exemple l'excursion B₂, position de 165 à 180 m (Fig. V.3).

2.4.2. Coupe de l'Oued Taghagh TAG

La courbe de susceptibilité magnétique montre deux ensembles de valeurs moyennement élevés, correspondants aux shales noirs riches en matière organique, séparés par des valeurs plus faibles, correspondant à un niveau de concrétions-nodules carbonatées avec une valeur de CaO égale à 32 wt.% (NCH, position de 18 à 20 m) et qui se répète aussi au sommet du deuxième cortège des black shales à graptolites (A₂; Fig. V.4).

2.4.3. Coupe de l'Oued Tadjeradjeri TAJ

Comme la coupe précédente, avec une accumulation de 20 m de black shales et au sommet de la coupe TAJ (position à 20 m) se situe le niveau de concrétions-nodules carbonatées (Fig. V.5). Cette coupe est seulement mentionnée à titre indicatif puisque nous ne disposons pas suffisamment de données pour une éventuelle interprétation.

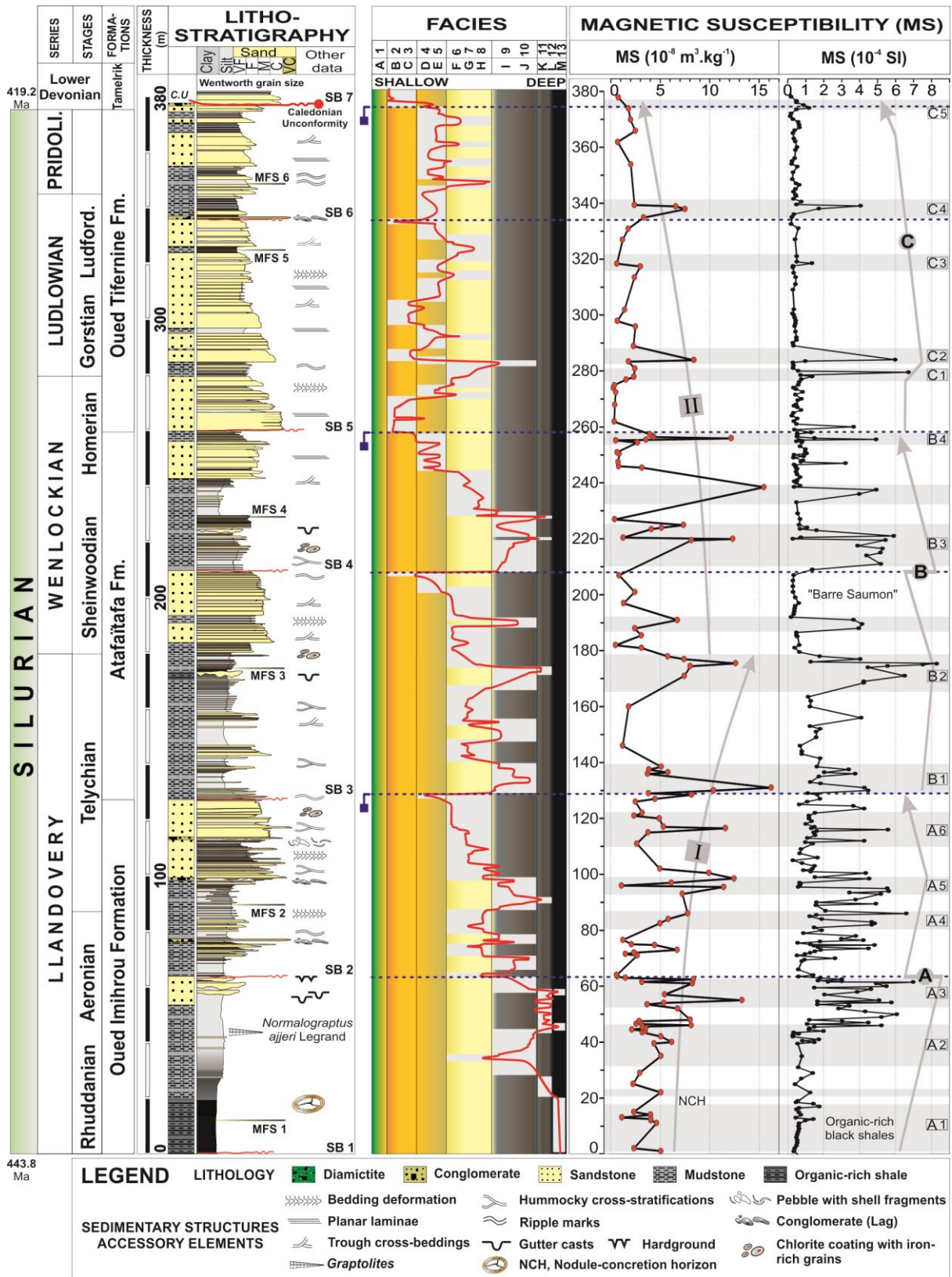


Figure. V.3: Section stratigraphique de l'ensemble de la succession silurienne relevée dans la partie orientale du Tassili Ajjer à l'Oued Imihrou (IMH). Les faciès sont classés depuis les termes les plus proximaux (Faciès A "1") vers les termes les plus distaux (Faciès M "13"). À gauche, les deux courbes de susceptibilité magnétique (SM laboratoire " χ in m³/kg" et SM terrain "SI") sont associées à une tendance transgressive (Phase "I") où les valeurs de SM sont les plus positives et élevées de toute la succession, alors que par opposition, la SM diminue et qu'elle est de plus en plus faible vers le sommet du Silurien (« shallowing-upward ») avec la tendance

régressive (Phase "II"). Quant aux excursions positives de la SM, elles sont soulignées en gris et en attribuant à chacune un chiffre.

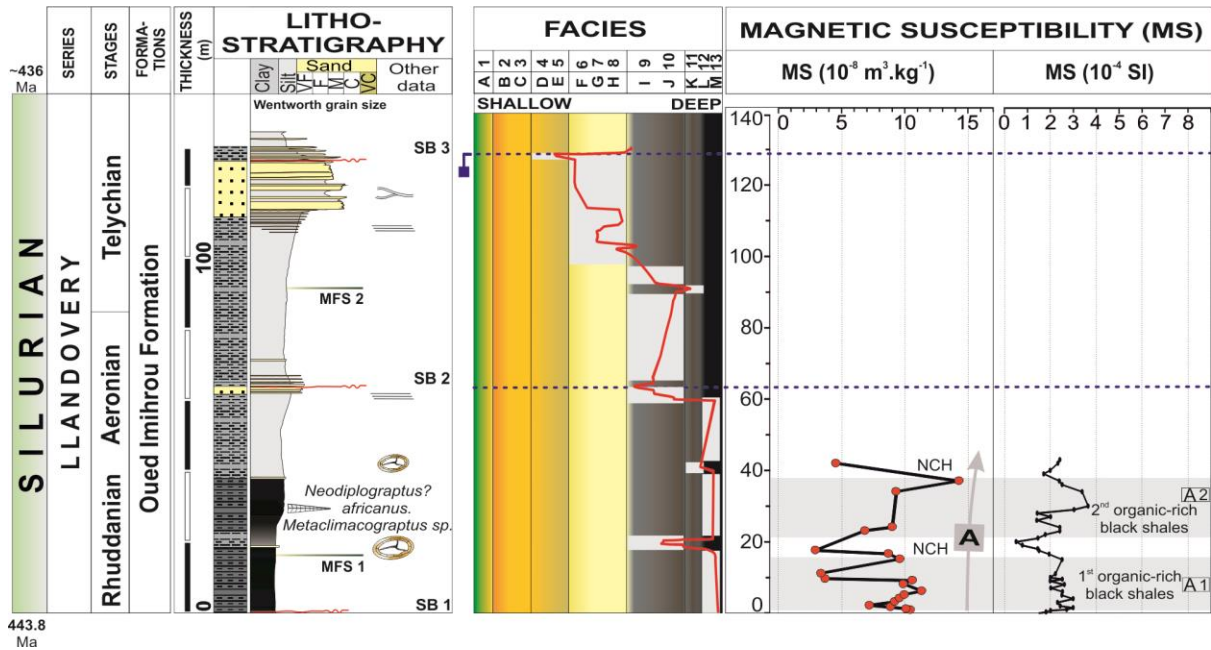


Figure. V.4: Section stratigraphique de la partie basale de la succession silurienne relevée dans la partie occidentale du Tassili Ajjer à l'Oued Taghagh (TAG). Les faciès de cette succession sont essentiellement les termes les plus distaux (Faciès J à M "10 à 13") représentés par un cortège de shales noirs fissiles et feuilletés très riches en matière organique (graptolites). La courbe de susceptibilité magnétique de ces shales affiche les valeurs les plus élevées de toute la succession silurienne, avec une valeur moyenne de $2,26 \times 10^4$ SI units et $9,26 \times 10^{-8}$ m³/kg.

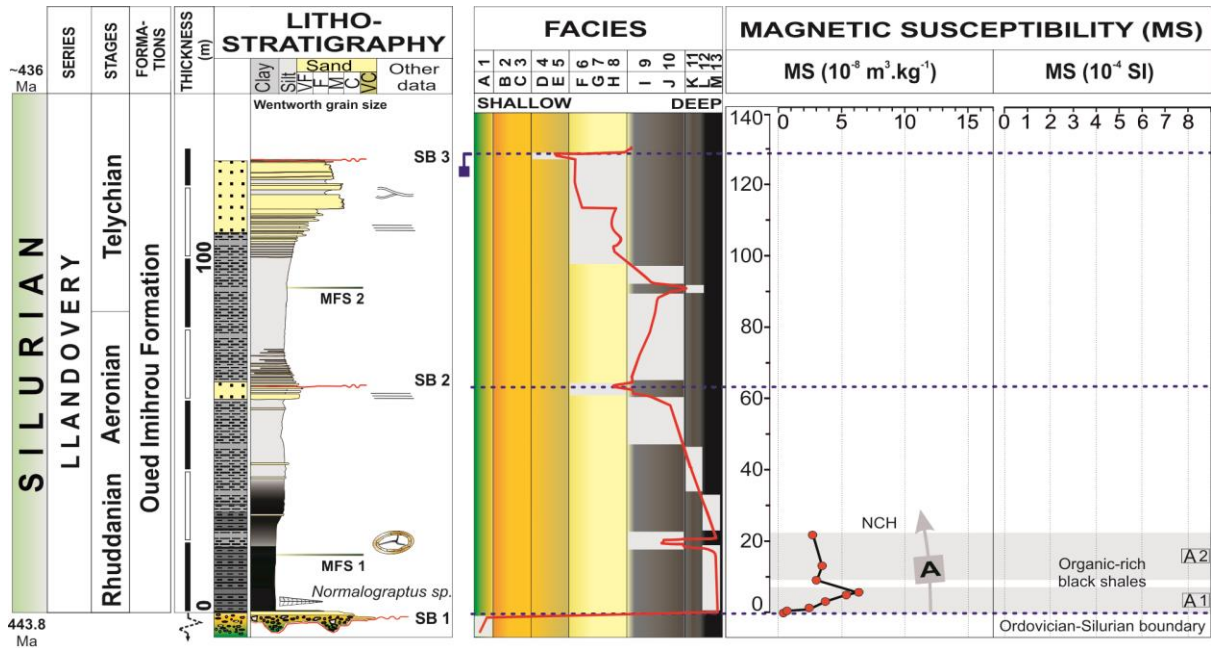


Figure. V.5: Section stratigraphique de la partie basale de la succession silurienne relevée dans la partie occidentale du Tassili Ajjer à l'Oued Tadjerdjéri (TAJ). Le cortège des black shales repose en discordance sur les quartzites et les diamictites massives de l'Ordovicien terminal. La courbe de susceptibilité magnétique affiche des valeurs variant de $5,09 \times 10^{-9}$ à $6,26 \times 10^{-8}$, avec une valeur moyenne de $3,43 \times 10^{-8}$ m³/kg.

2.5. Géochimie inorganique et nature des minéraux influençant la susceptibilité magnétique

Avant de tirer des conclusions quant à l'utilisation de la susceptibilité magnétique dans l'analyse séquentielle, il nous est apparu nécessaire de nous interroger sur la nature des minéraux influençant les valeurs de SM. En particulier, la complexité des relations entre l'évolution des microfaciès et de la courbe de SM que nous avons constatée dans la section précédente nous amène à la prudence et à ne pas nous limiter à la théorie admise selon laquelle la SM est sous le contrôle exclusif de l'apport détritique (Ellwood et al., 2000). D'autant plus que, comme nous venons de le voir, que l'on observe une augmentation des valeurs moyennes de SM des microfaciès les plus proximaux vers les microfaciès les plus distaux et non l'inverse (cf. Fig. V.2). Cela suggère donc qu'il existe d'autres paramètres contrôlant les variations de la SM, voir la section précédente 2.2 (e.g. Mabile, 2008; Da Silva et al., 2009; Michel, 2012; Cette étude).

À cette fin, nous avons mené une analyse géochimique détaillée sur l'ensemble des trois coupes étudiées, notamment à la base de la coupe de l'Oued Imihrou IMH (la plus complète) qui présente une complexité entre la courbe d'évolution des microfaciès et la courbe de susceptibilité magnétique. Les résultats géochimiques sont présentés en Annexes 3 et 4. Au total 115 échantillons ont été choisis pour avoir un panel représentatif des microfaciès observés bien distribués le long de la coupe. Les deux courbes de microfaciès et de SM, pour la zone concernée par cette étude, sont présentées en Fig. V.3.

Les échantillons analysés sont dominés par SiO₂ (sauf pour les black shales) avec des valeurs allant de 40 wt.% à 99 wt.% et ont des rapports K₂O/Al₂O₃ faibles ($\leq 0,2$), tandis que les autres oxydes majeurs sont majoritairement inférieurs à 5 wt.%, excepté quelques échantillons qui peuvent atteindre les 30 wt.% (Annexe 3). Les échantillons étudiés montrent une composition élémentaire similaire, comme le montre le diagramme de classification géochimique de Herron (1988), où les schistes et grès étudiés sont très matures et typiquement classés en trois pôles majeurs : shales, grès ferrugineux et quartz-arénites, avec peu d'échantillons de grauwacke, litharénite et de Fe-shale (Fig. V.6).

À partir des autres diagrammes montrant l'évolution des valeurs moyennes de SM et du contenu en éléments, ceci en fonction de chaque microfaciès (Fig. V.7A et B), nous avons pu démontrer la relation inverse qui existe entre la courbe des valeurs moyennes de SM ($r^2=0,50$) avec la courbe des valeurs moyennes de SiO₂ ($r^2=0,83$). De plus, il est aussi évident que les microfaciès d'environnements de dépôts les plus distaux (Faciès J "10" au Faciès M "13", dépôts marins à marins profonds) présentent les proportions les plus élevées dans les éléments majeurs suivants: K₂O ($r^2=0,78$ en corrélation avec les microfaciès), Al₂O₃ ($r^2=$

0,76), MgO ($r^2= 0,83$), et TiO₂ ($r^2= 0,88$), mais aussi en éléments-traces : rubidium ($r^2= 0,75$), soufre ($r^2= 0,58$), uranium ($r^2= 0,63$), thorium ($r^2= 0,69$). Quant aux concentrations de baryum et de vanadium au sein des black shales (Faciès M) de la Formation de l'Oued Imihrou des trois précédentes coupes (IMH, TAJ et TAG) elles sont de 450 à 800 ppm et de 150 à 200 ppm, respectivement (Fig. V.7C à L). Si l'on s'intéresse de plus près aux concentrations de ces éléments, à leurs fortes corrélations positives: spécifiquement du K-Al ($r^2= 0,94$) et K-Rb ($r^2= 0,96$) au sein de la coupe IMH, ainsi que K-Al ($r^2= 0,95$) et K-Rb ($r^2= 0,98$) au sein de la coupe TAG (Fig. V.8). Nous pouvons conclure que l'ensemble de ces éléments sont en grande partie associés aux black shales du Silurien inférieur, et donc à des minéraux argileux avec une perte au feu élevée ~ 12 wt.% (Figs V.7E et V.8). Tandis que les faibles concentrations sont souvent associées à la fraction grossière gréseuse et les quelques niveaux à nodules carbonatés (NCH). De plus, l'analyse du rapport Th/U, dans les sédiments des trois coupes du Silurien (IMH, TAJ et TAG), suggère que la source des sédiments est cratonique (e.g. Bennacef et al., 1971), avec des ratios très variables (moyenne ~ 4, n= 115).

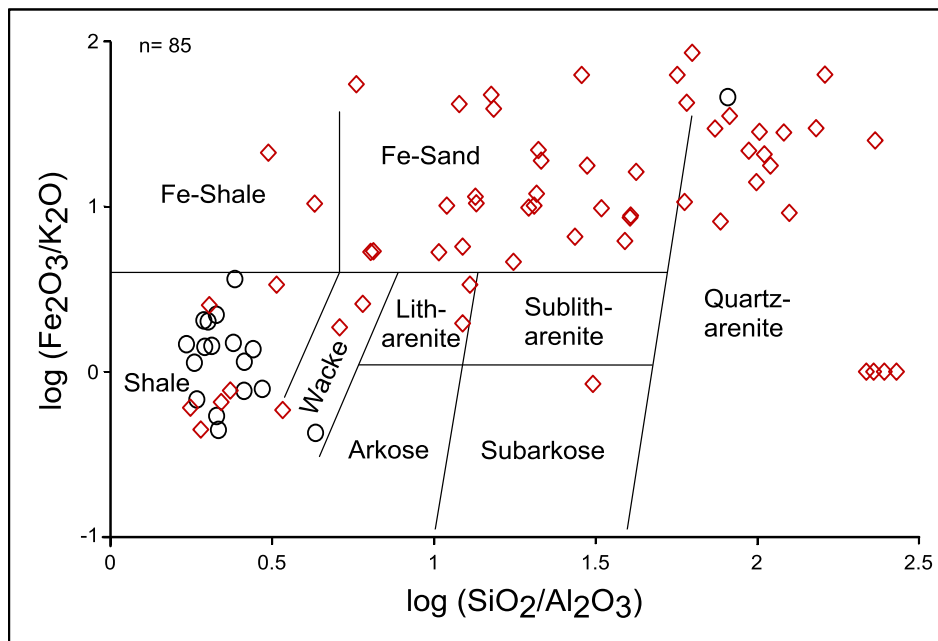
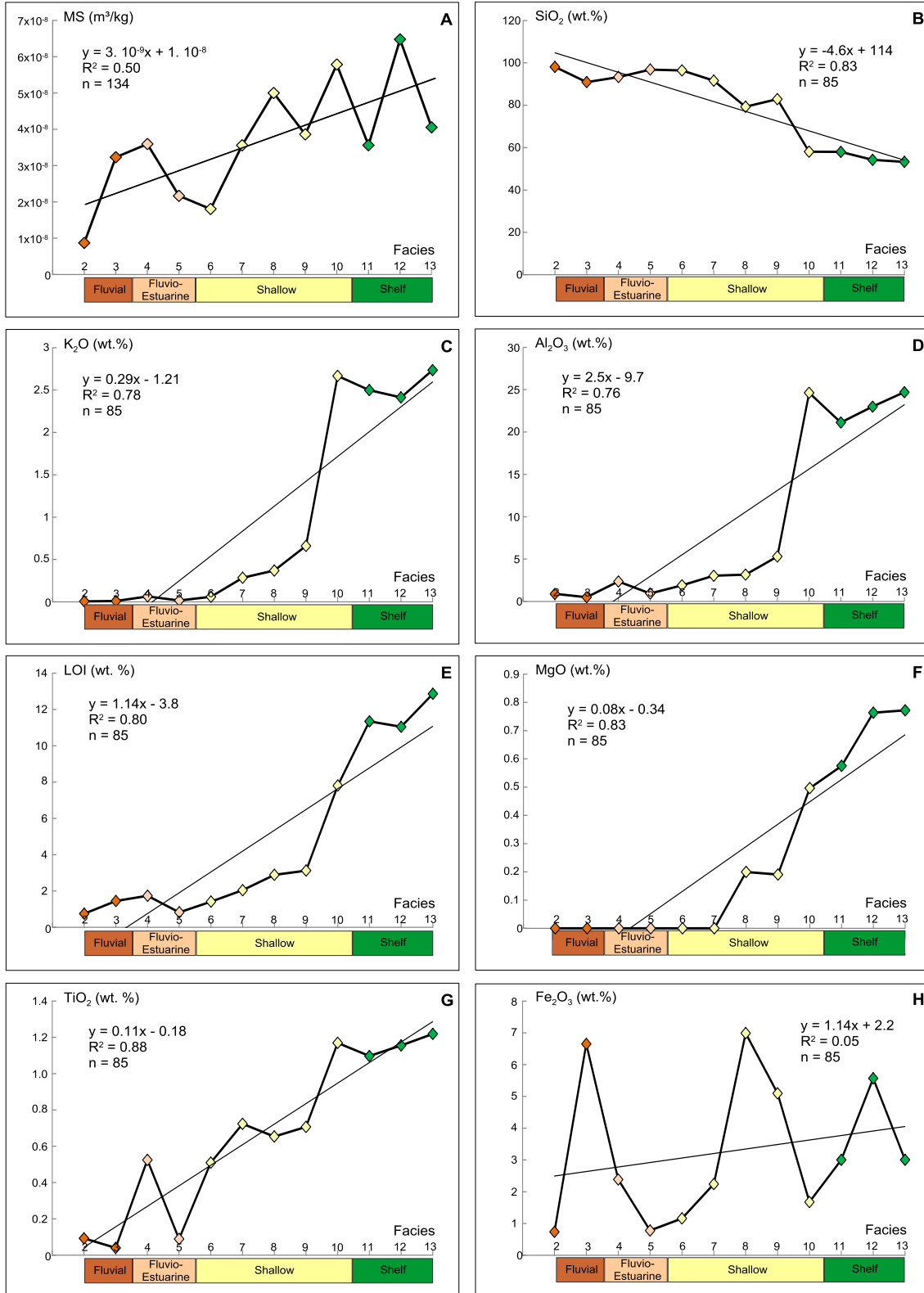


Figure. V.6: Classification chimique des grès et mudstones du Silurien, à grains grossiers à fins (losanges rouges) et des black shales (cercles noirs), coupe de l'Oued Imihrou (IMH), basée sur le diagramme $\log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs. $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ de Herron (1988).



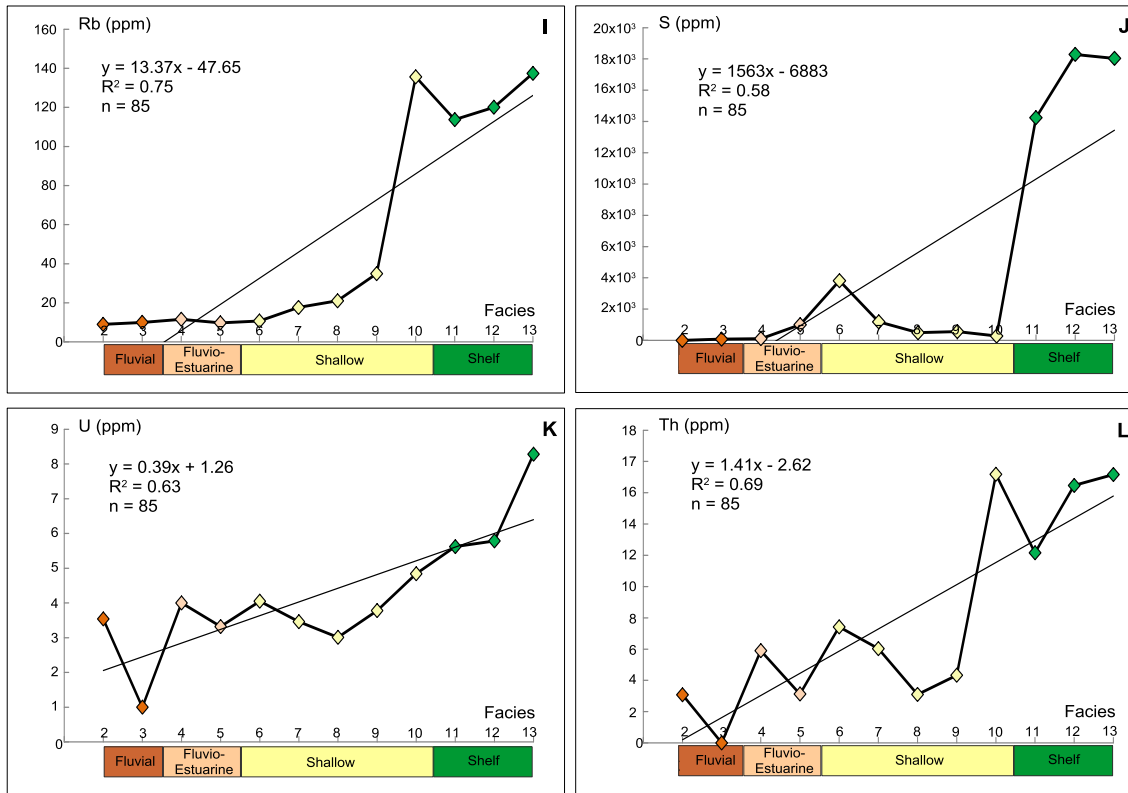


Figure. V.7: Diagrammes illustrant l'évolution des valeurs moyennes de la susceptibilité magnétique (MS) et du contenu élémentaire (éléments majeurs "B à H" et éléments en traces "I à L"), depuis les microfaciès les plus proximaux vers les microfaciès les plus distaux (Facies).

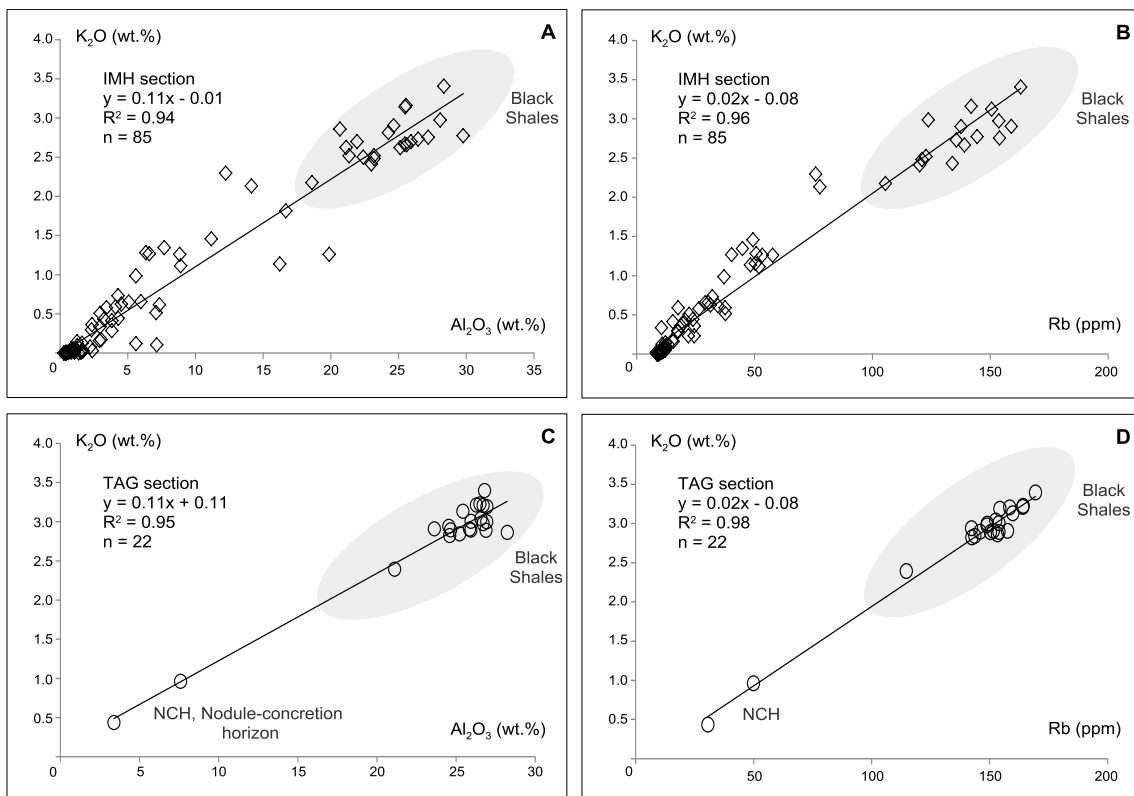


Figure. V.8: Diagrammes montrant pour les deux coupes de l'Oued Imihrou (IMH) et l'Oued Taghagh (TAG) que K_2O présente de fortes corrélations positives avec Al_2O_3 (fraction argileuse) et l'élément rubidium (Rb). Ces éléments sont en grande partie associés aux black shales du Silurien inférieur.

D'autres études sur les faciès distaux (argiles ou shales marines) de systèmes déficients en oxygène ont également démontrées que ces faciès sont plus riches en éléments traces (Rb, Th et U) que les faciès proximaux. En effet, lors de conditions fortement réductrices associées aux événements anoxiques, ces éléments sensibles à l'oxydoréduction peuvent être anormalement enrichis et adsorbés par la matière organique contenue au sein de la fraction argileuse, et peuvent être conservés pendant de longues périodes dans les sédiments marins (Calvert et Pedersen, 1993; Arthur et Sageman, 1994; Jones et Manning, 1994; Lüning et Kolonic, 2003; Riquier et al., 2005; Lüning et Fello 2008; Tribovillard et al., 2006; Ross et Bustin, 2009).

Il est donc évident que les valeurs extrêmes et les plus hautes de la courbe de SM correspondent aux roches argileuses (Faciès J "10" au Faciès M "13"), le plus souvent riches en pyrite, déposées vraisemblablement lors d'élévations du niveau marin (cf. Fig. V.2). Inversement, les valeurs proches de zéro, voire négatives, sont enregistrées pour des roches gréseuses (plus particulièrement pour les dépôts continentaux à marins proximaux, Faciès B "2" au Faciès I "9"), ayant subi des phénomènes de dilution du signal de SM par la dominance de matériel diamagnétique. En effet, ces roches sont à la fois composées de quartz (exemple : Faciès B "2" avec $\text{SiO}_2 = 99 \text{ wt.}\%$ et $\text{SM} = 1 \times 10^{-8}$), mais aussi déposées lors d'une baisse du niveau marin et durant de fortes agitations (lavage des grès) empêchant tout dépôt de particules magnétiques fines (e.g. Da Silva et al., 2009). Par conséquent, cela suggère que les minéraux porteurs du signal de SM sont liés à la fraction argileuse fine, i.e. minéraux paramagnétiques, qui sont déposés durant chaque élévation de niveau marin (transgression) ainsi que les minéraux néoformés, tels que l'illite $[\text{K Al}_2 (\text{Al}, \text{Si}_3)\text{O}_{10} (\text{OH})_2]$, Fe-chlorite $[(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al})_6 (\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8]$ et pyrite framboïdale $[\text{FeS}_2]$ (Fig. V.9), qui sont issus en partie de transformations minérales au cours de l'évolution diagénétique et de l'histoire thermique du plateau du Tassili n'Ajjer (cf. chapitre. VII). À titre d'exemple, la magnétite $[\text{Fe}_3\text{O}_4]$ (SM égale à $500\text{-}1000 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$) est connue pour être instable dans des conditions réductrices et se dissout assez rapidement en minéraux moins magnétiques (e.g. Canfield et Berner, 1987).

En plus de l'influence des paramètres cités (agitation, dilution par le quartz et processus diagénétiques, etc.) sur l'enregistrement de valeurs de SM pour l'ensemble des roches étudiées, le métamorphisme peut également influencer négativement le signal de SM et affecter le caractère primaire du signal (e.g. Riquier et al., 2010; Da Silva et al., 2012). Cette influence se traduit par la transformation de la magnétite en pyrite et pyrrhotite en franchissant la transition anchizone/épizone avec des températures avoisinant les 200 à 300

°C (Rochette, 1987). D'après nos mesures de cristallinité de l'illite et de géothermomètres cinétiques (marqueurs organiques, smectite/illite, et polytypisme des minéraux), la coupe de l'Oued Taghagh (TAG) se situe dans la transition anchizone/épizone avec des paléotempératures comprises entre 200 et 250 °C (cf. chapitre. VI). Cependant, les valeurs moyennes de SM de cette coupe, essentiellement black shales d'âge Llandoérien inférieur, ne montrent pas de différences significatives comparées au Silurien basal des autres coupes étudiées à paléotempératures <200 °C (valeurs moyennes de SM : $4,04 \times 10^{-8}$, $3,43 \times 10^{-8}$ et $9,26 \times 10^{-8}$ m³/kg pour IMH, TAJ et TAG, respectivement, cf. Tableau. V.2). Il semblerait donc que l'influence du métamorphisme sur le signal de SM au sein du Tassili n'Ajjer soit négligeable.

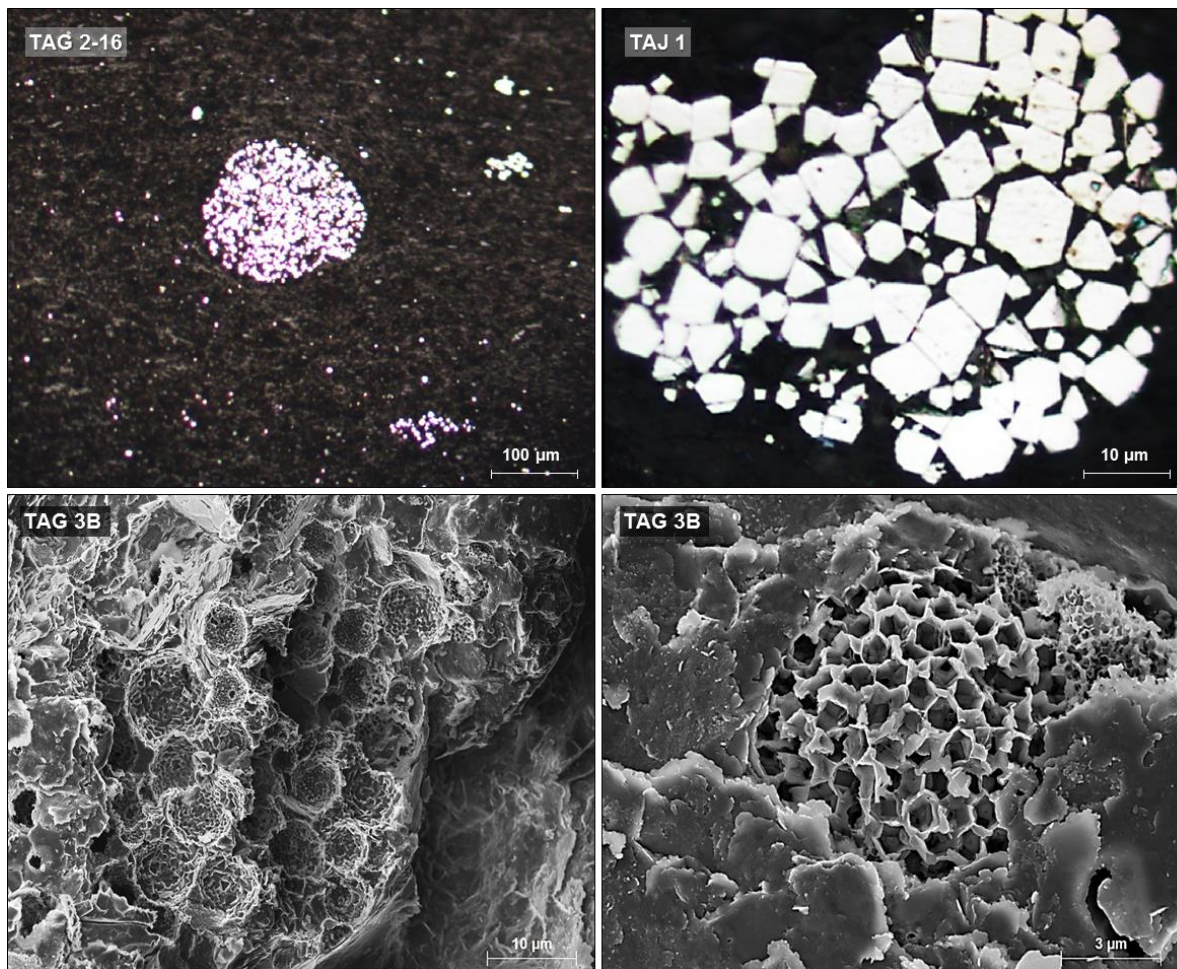


Figure. V.9: Microphotographies en optique et en microscopie électronique à balayage de pyrite framboïdale (« large pyrite (poly-) framboïds ») au sein des black shales du Silurien inférieur.

2.6. Conséquences pour l'analyse séquentielle et les corrélations

Comme nous venons de le voir précédemment, chaque évolution transgressive correspondant à une augmentation de la susceptibilité magnétique, et que le signal de la susceptibilité magnétique est étroitement lié aux surfaces d'inondation maximale (MFS), traduisant ainsi un important enrichissement en fraction argileuse. Comme ces surfaces sont souvent isochrones, les fluctuations et les pics de SM, qui coïncident avec ces MFS de différents ordres, peuvent donc être utilisés pour l'analyse séquentielle, ainsi que pour effectuer des corrélations précises à moyenne (1 km) ou à grande distance (100 km). Il est aussi clair que si le signal de SM est couplé avec les données de spectrométrie gamma à haute-résolution (« Gamma-ray spectrometry, GRS »), cela permettra une analyse à haute-résolution des séquences de dépôts, ainsi que les reconstitutions paléoenvironnementales au cours du Silurien, et qui est l'objet de la section suivante.

3. Spectrométrie gamma-ray

3.1. Introduction

Depuis les années quarante, la technique de spectrométrie gamma est développée et testée par plusieurs groupes de recherche pour l'étude de la radioactivité naturelle des roches et les interprétations lithologiques (e.g. Bell et al., 1940; Russell, 1945; voir Zelt, 1985 pour un aperçu historique). Rappelons que la radioactivité naturelle des roches est due à la présence des trois radioéléments naturels à longue durée de vie : uranium (^{238}U), thorium (^{232}Th) et potassium (^{40}K). Et qu'un spectromètre gamma portatif *in situ* peut être utilisé pour mesurer l'abondance de ces trois principaux éléments radioactifs (eU en ppm, eTh en ppm et K en %) en identifiant des pics typiques dans le spectre de rayons gamma naturel GRS (Débit de dose « Dose Rate » en $\text{nGy}\cdot\text{h}^{-1}$).

Toutes les roches sédimentaires contiennent des éléments radioactifs, notamment les argiles marines (*black shales*) qui se caractérisent par un niveau d'émission de rayons gamma le plus élevé et qui sont fortement radioactives. En effet, dans les schistes noirs marins, ayant un pouvoir d'absorption significatif, les abondances de potassium et de thorium sont étroitement liées parce que les deux sont présents principalement dans les minéraux argileux et feldspaths potassiques. L'uranium se trouve également dans la fraction argileuse, mais, contrairement au thorium, il est également transporté en solution sous forme de complexes de carbonate d'uranyle (Wignall et Myers, 1988; Postma et Ten Veen 1999). Dans des conditions réductrices, il peut être précipité pour enrichir les sédiments en uranium "authigène" (non détritique), ceci par la réduction de l'ion soluble U^{6+} dans l'eau de mer en

U⁴⁺ insoluble. Cet uranium est ensuite fixé dans le sédiment dans des conditions réductrices et en présence d'un sorbant, qui est généralement de la matière organique ou du phosphate par le biais de réactions de réduction du sulfate bactérien (e.g. Wignall et Myers, 1988; Stocks et Lawrence, 1990; Arthur et Sageman, 1994; Jones et Manning, 1994; Lüning et Kolonic, 2003; Lüning et Fello 2008; Tribovillard et al., 2006; Ross et Bustin, 2009). Par conséquent, les sédiments enrichis en uranium authigène ont tendance à se déposer dans des conditions anoxiques qui permettent l'accumulation de grandes quantités de matière organique et la fixation de l'uranium (Wignall et Myers, 1988).

Le grès, le calcaire, la dolomie, le gypse et l'anhydrite possèdent par contre une radioactivité moyenne à faible.

Cette différence de radioactivité naturelle au sein des roches sédimentaires rend les diagraphies gamma-ray particulièrement utile pour distinguer les schistes des non-schistes, donc la spectrométrie gamma est essentiellement un proxy de lithologie.

3.2. Acquisitions effectuées

Plus de 250 mesures ont été acquises directement sur terrain tous les 50 cm avec le GRS portatif, et ceci sur les trois coupes du Silurien (IMH, TAJ et TAG, voir [Annexe 2](#)). Cependant, quand un même niveau stratigraphique est massif et homogène, l'intervalle de mesure est souvent supérieur à 50 cm. Les données de GRS obtenues *in situ* sont synthétisées dans le [Tableau. V.3](#).

| Geological Framework | | Gamma-Ray Spectroscopy GRS | | | |
|----------------------|------------------------------------|---------------------------------|---------------|-------------|---------------|
| Section # | Stratigraphic Interval | DoseRate (nGy.h ⁻¹) | | | |
| | | Number of measures | Mediane | Min | Max |
| Section.1 IMH | Basal Silurian (45 m) | 40 | 160.62 | 78.10 | 251.43 |
| | Silurian (335 m) | 161 | 68.43 | 8.83 | 420.39 |
| Section.2 TAJ | Ordovician-Silurian boundary (5 m) | 2 | 31.99 | 23.55 | 40.42 |
| | Basal Silurian (20 m) | 12 | 171.50 | 139.83 | 191.52 |
| Section.3 TAG | Basal Silurian (45 m) | 38 | 170.02 | 109.06 | 197.11 |

Tableau. V.3: Les données de spectrométrie gamma-ray (GRS) obtenues *in situ* pour les trois coupes du Silurien.

La valeur moyenne de GRS terrain pour la coupe la plus complète, c'est-à-dire de l'Oued Imihrou (IMH) avec une épaisseur de 380 m, est de 102,58 nGy.h⁻¹. La valeur la plus

faible est de 8,83 nGy.h⁻¹ et la plus élevée est 420,39 nGy.h⁻¹. Si l'on s'y intéresse de plus près, les valeurs les plus faibles, comprises entre 8 et 100 nGy.h⁻¹, sont souvent enregistrées au sein des dépôts grossiers d'environnements riches en oxygène (i.e. grès). Tandis que les valeurs les plus élevées, 100 à 250 nGy.h⁻¹ (moyenne 170 nGy.h⁻¹) sont typiques de dépôts fins, de milieux anoxiques fortement réducteurs, avec une forte proportion argileuse (silt et black shales). Exceptionnellement, les valeurs extrêmes autour de 400 nGy.h⁻¹ sont uniquement retrouvées au sein d'un niveau gréseux micacé fin de couleur orange clair (IMH-15 "quartz and heavy mineral-rich strata", position de 82,5 à 85 m), avec un rapport Th/K égal à 200, TiO₂ égal à 4,42% et des concentrations anormales en éléments radioactifs naturels, tels que l'uranium et le thorium avec ~ 20 ppm et 100 ppm, respectivement (Fig. V.10). De plus, ces valeurs corroborent parfaitement les résultats géochimiques, U= 30 ppm et Th= 161 ppm, qui sont les plus élevés de toute la succession (Annexe 4a).

En éliminant la contribution de l'uranium de la courbe spectrale GRS (nGy.h⁻¹), une nouvelle courbe préférentielle pour estimer la teneur en argile est obtenue, nommée « computed gamma-ray » CGR (API), en suivant la formule : $CGR [API] = Th [ppm] \cdot 3,93 + K [\%] \cdot 16,32$ (Rider, 1999). Les deux courbes sont parfaitement corrélables avec les concentrations des éléments radioactifs naturels (U, Th et K) avec un coefficient de corrélation (r^2) souvent égal ou supérieur à 0,90 et ceci sur l'ensemble des coupes étudiées (Figs V.11 et V.12).

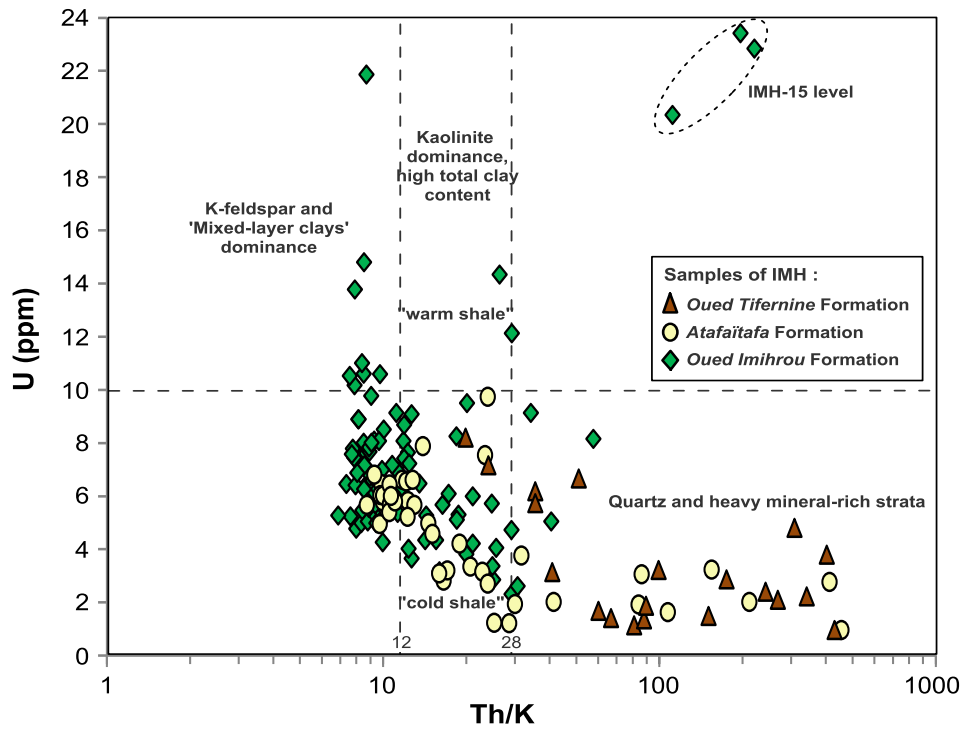


Figure. V.10: Diagramme U/rapport Th/K illustrant quelques minéralogies possibles des échantillons de la coupe de l'Oued Imihrou (IMH).

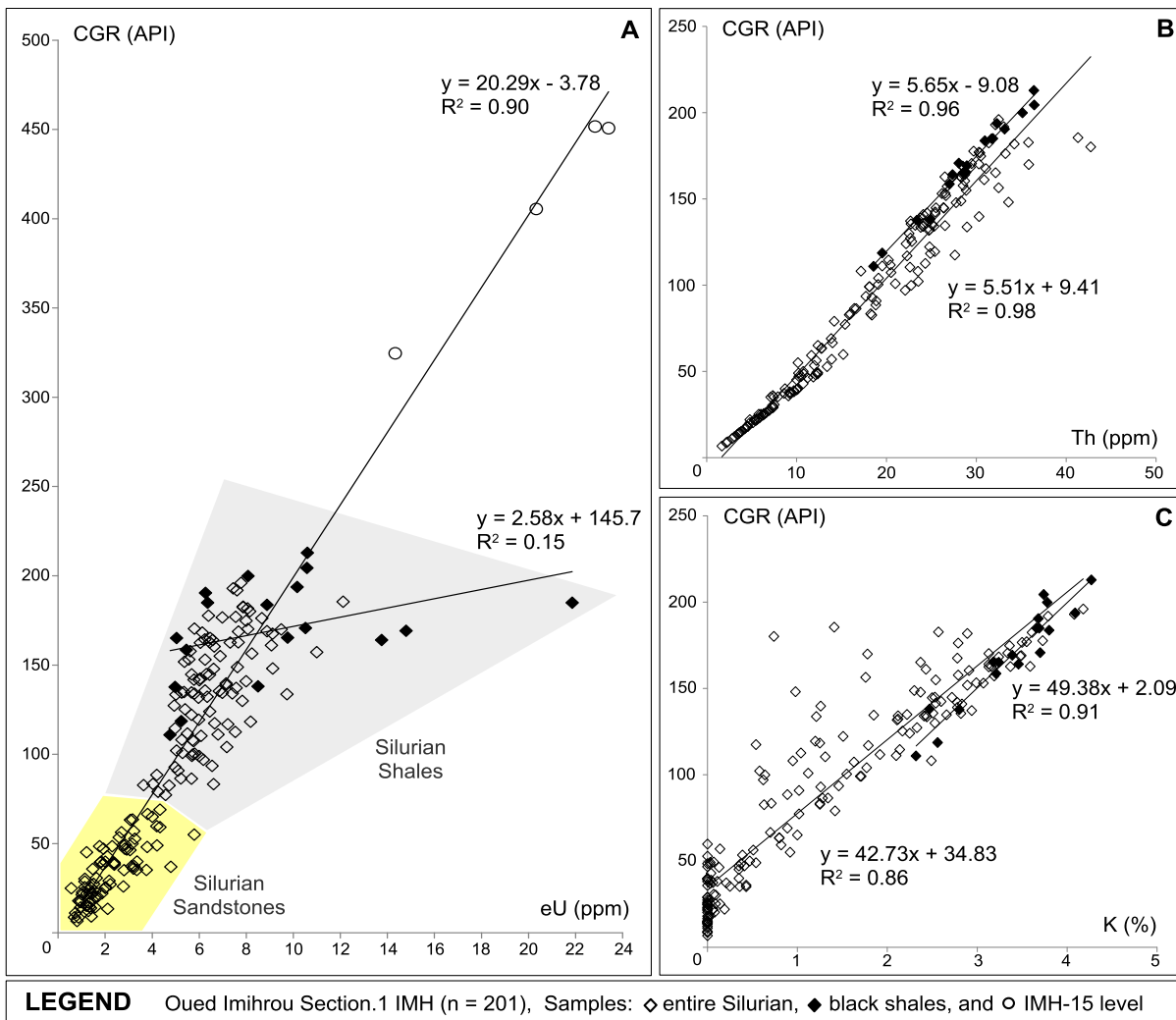


Figure. V.11: Diagrammes montrant de fortes corrélations positives entre les données spectrales de CGR et les

concentrations des éléments radioactifs naturels (U, Th et K), au sein de la coupe de l'Oued Imihrou (IMH).

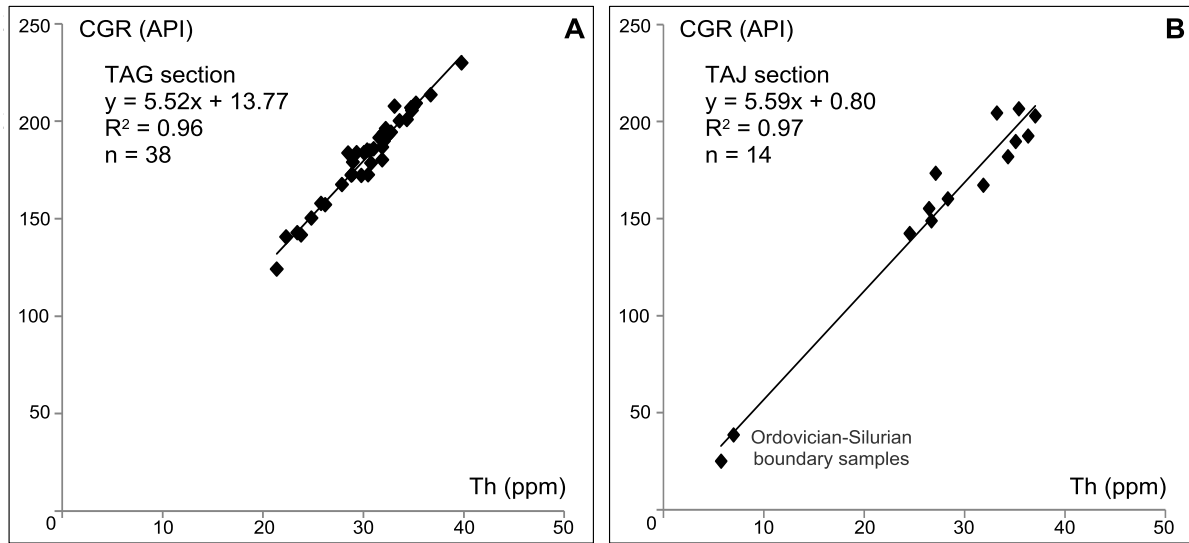


Figure. V.12: Diagrammes montrant de fortes corrélations positives entre les données spectrales de CGR et les concentrations du thorium (Th), au sein des deux coupes : **A**) l'Oued Taghagh (TAG), et **B**) l'Oued Tadjerdjeri (TAJ).

3.3. Évolutions des microfaciès et du signal spectral de rayonnement gamma

Globalement, l'évolution des microfaciès est en accord parfait avec le spectre gamma-ray et souvent suit la règle générale, c'est-à-dire, les valeurs GRS/CGR les plus élevées sont associées le plus souvent à des faciès relativement distaux et à une grande proportion en fraction argileuse (Fig. V.13). Alors que par opposition, la diminution des valeurs GRS/CGR, est généralement associée aux faciès les moins distaux et entre autre aux sédiments grossiers. En effet, les valeurs moyennes les plus élevées (125 à 194 nGy.h⁻¹ ou API) sont uniquement observées au sein des sédiments les plus fins, riches en pyrite (dépôts marins à marins profonds, Faciès J "10" au Faciès M "13"). En revanche, les valeurs moyennes les plus faibles et intermédiaires (21 à 102 nGy.h⁻¹ ou API) sont associées aux sédiments à grains les plus grossiers-moyens de toute la succession silurienne (dépôts continentaux à marins proximaux, Faciès B "2" au Faciès I "9"), respectivement (Fig. V.13).

3.3.1. Coupe de l'Oued Imihrou IMH

L'évolution des valeurs totales des rayons gamma (dose rate, nGy.h⁻¹) suit globalement la courbe d'évolution des microfaciès (Fig. V.14). De plus, les fortes corrélations positives entre ces valeurs de rayons gamma total et les concentrations en Th, U et K, respectivement, indique qu'une contribution majeure au signal de CGR provient du thorium ($r^2 = 0,98$), suivi de U ($r^2 = 0,90$) et K ($r^2 = 0,86$) (cf. Fig. V.11). D'où la similarité entre le spectre GRS obtenu *in situ* et le signal de la courbe CGR (cf. Fig. V.13).

Le spectre de rayons gamma montre, tout comme la courbe de susceptibilité magnétique, un clair lien entre faciès argileux (en grisés) montrant des valeurs GRS plus élevées et faciès gréseux aux valeurs GRS plus faibles.

Les valeurs moyennes parmi les plus élevées de toute la succession (143 nGy.h⁻¹ et U= 20 ppm) correspondent aux faciès les plus distaux de la Formation de l'*Oued Imihrou* qui sont les plus distaux (notamment la partie basale), i.e. black 'hot' shales d'âge Llandovérien inférieur ou Rhuddanien (A₁ sur la Fig. V.14). Les autres excursions positives, telles que : A₂, A₃, A₅ et A₆ (soulignées en gris), possèdent aussi une grande proportion en fraction argileuse avec des concentrations en éléments radioactifs élevées et la moyenne du rapport U/Th est égal à 0,26. Exceptionnellement le niveau IMH-15 (A₄, position de 82,5 à 85 m) qui est très riche en (U) et (Th), mais faible en (K) et (U/Th) correspond à un niveau silteux très riche en minéraux lourds et non pas en fraction argileuse, malgré qu'il s'est déposé en domaine marin franc. De plus, ce niveau est anormalement le plus riche en zircon (7473 ppm) et en en TiO₂ (2 à 4,4 %) de l'ensemble des 115 analyses géochimiques. D'après Engell-Jensen et al. (1984), les éléments (U) et (Th) peuvent provenir de matières telles que les phosphates, les argiles, les feldspaths, la matière organique et les minéraux lourds. En effet, les minéraux lourds contiennent souvent de fortes concentrations d'uranium et/ou de thorium. Par exemple, la monazite, apatite, thorianite, ou thorite contient tous des concentrations très élevées en thorium, alors que le zircon et la pyrite sont en général connus pour contenir de fortes concentrations d'uranium.

Au sein de la Formation de l'*Atafaitafa* (Fig. V.14), la partie basale (B₁) ainsi que les surfaces de transgression maximale (B₂ et B₃), qui se caractérisent par une abondance de faciès argileux, affichent des valeurs et un rapport U/Th élevés (varie entre 0,4 et 0,6). Une augmentation abrupte du rapport U/Th et des concentrations en éléments radioactifs, associée à un déplacement du faciès vers un intervalle riche en schiste, indiquent des conditions d'inondation marine ou remontée rapide du niveau marin, tels que les surfaces d'inondation marine ou MFS (e.g. Lüning et al., 2003; Lüning et Kolonic, 2003; Lüning et Fello 2008; Bábek et al., 2010; Kalvoda et al., 2011; Cette étude). Quant à l'excursion positive du gamma-ray B₄ (position 255 à 256 m), cet intervalle affiche un rapport U/Th relativement faible. Cette différence, par rapport à ce qu'on vient de voir précédemment, s'explique par la nature lithologique et des processus pédogénétiques (formation de minéraux magnétiques) de ce même intervalle et qui n'est rien d'autre qu'un horizon de paléosol riche en fer et en kaolinite (cf. Fig. III.34; Djouder et al., 2018). Il est aussi évident que la réponse du gamma-ray et du rapport U/Th (valeur 0,2) au niveau des cortèges gréseux soit la plus faible de toutes

les mesures effectuées, notamment pour les Faciès E "5" et Faciès F "6". Le meilleur exemple est les dépôts de grès massifs micacés "Barre saumon", position 180 à 207 m, du membre inférieur de la Formation de l'*Atafaitafa*. Sachant que même le niveau schisteux riche en kaolinite, d'un mètre d'épaisseur, qui s'intercale dans cette barre de sables moyens à grossiers s'observe clairement à travers la réponse positive du GRS et du rapport Th/K élevé (valeur 400).

La Formation de l'*Oued Tifernine* est caractérisée par des valeurs moyennes de GRS faibles de 26 nGy.h⁻¹ (Fig. V.14). D'ailleurs la valeur minimum de toute la succession (8,83 nGy.h⁻¹) est enregistrée au sommet de cette formation, celle-ci étant composée en grande partie que de quartz, environ 98 wt.% (cf. Fig. V.10). Cinq excursions positives (de C₁ à C₅) peuvent être distinguées au sein de cet intervalle de 120 m d'épaisseur. Le plus souvent elles soulignent une proportion élevée en fraction argileuse avec des concentrations légèrement élevées en (U), (Th), (K) et du rapport U/Th.

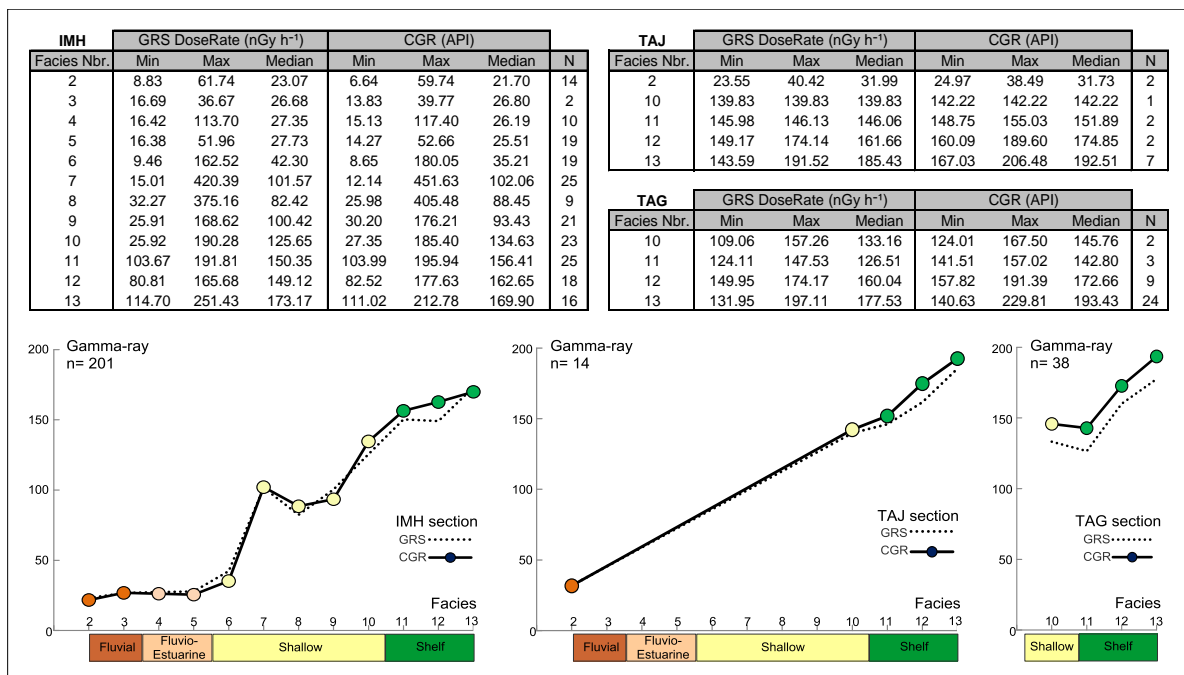


Figure. V.13: Évolution des valeurs moyennes de spectrométrie gamma-ray (GRS) par rapport aux faciès sédimentaires de la coupe la plus complète (Section. 1 IMH), depuis les microfaciès les plus proximaux vers les microfaciès les plus distaux (Faciès), représentés ici par quatre principaux environnements de dépôt.

En conclusion, il est donc important de souligner que le spectre GRS/CGR suit étroitement la courbe d'évolution des microfaciès, et lithologiques (ratio grès argile), ce qui peut nous renseigner sur les variations du niveau marin. Lorsque la tendance et les valeurs de gamma-ray élevées, suggèrent des périodes de sédimentation fine, s'opérant le plus souvent lors de la remontée du niveau marin relatif (transgressions), ceci en domaine marin. En

revanche, les valeurs les plus faibles sont typiques de sédimentation terrigène grossière, issue de grandes surfaces de terres émergées soumises à l'érosion durant les phases de chute du niveau marin (régressions), et qui restent confinées au domaine continental (e.g. plaine alluviale et côtière).

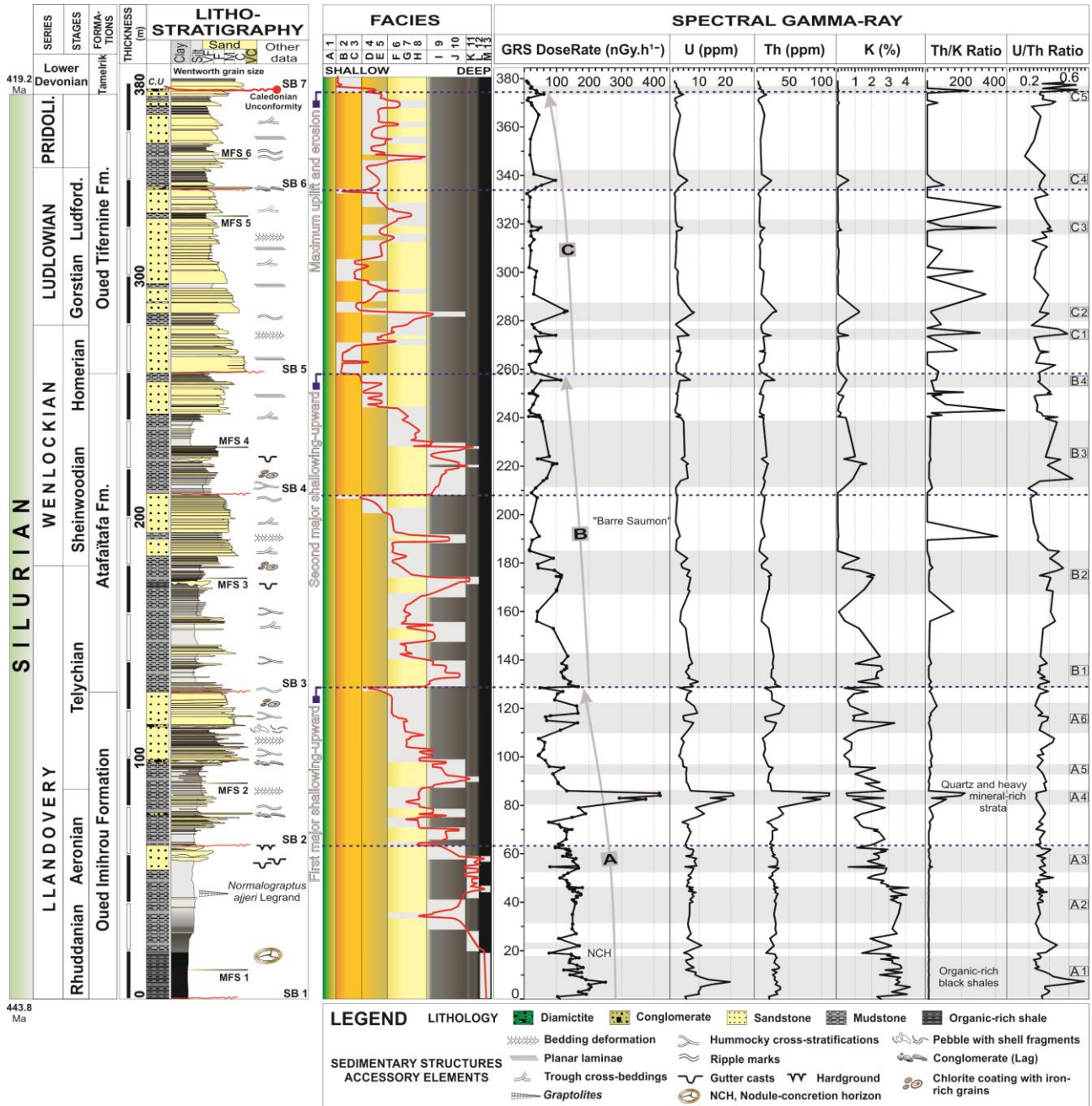


Figure. V.14: Spectres de rayons gamma total et concentration des radioéléments naturels (U, Th et K) pour la coupe la plus complète, de l'Oued Imihrou (IMH). Les valeurs les plus faibles en GRS, comprises entre 8 et 100 nGy.h⁻¹, sont souvent enregistrées au sein des dépôts grossiers (i.e. grès), alors que par opposition, les valeurs les plus élevées, 100 à 250 nGy.h⁻¹ (moyenne 170 nGy.h⁻¹, n= 201) sont typiques de dépôts fins avec une forte proportion argileuse (silt et black shales). Les excursions positives en GRS sont soulignées en gris et en attribuant à chacune un chiffre.

3.3.2. Coupe de l'Oued Taghagh TAG

L'équivalent de cette coupe TAG est la partie basale de la coupe IMH précédente, avec une épaisseur des black shales avoisinant les 40 m. D'après Lüning et al. (2000), le dépôt ou non et l'épaisseur de ces black shales d'âge Rhuddanien sont étroitement contrôlés par la paléogéographie au cours du Silurien inférieur, ainsi que les paléovallées (paléodépressions) et les érosions glaciaires successives en conséquence à la glaciation fini-ordovicienne. En effet, ces shales noirs fissiles et feuilletés riches en pyrite framboïdale et en matière organique (graptolites), et où l'argilosité peut représenter jusqu'à 85% de la roche totale (kaolinite-illite 55%, cf. [chapitre. VI](#)), sont représentés par des épaisseurs beaucoup plus élevées, notamment au Tassili n'Ajjer occidental, i.e. Oueds Tadjerdjeri et Taghagh (Djouder et al., 2018).

La courbe d'évolution des microfaciès dans TAG est uniquement représentée par les termes les plus distaux, c'est-à-dire du Faciès J "10" au Faciès M "13". Sachant que les deux spectres de GRS et CGR sont fortement corrélables avec les concentrations des éléments radioactifs naturels (Th, U et K), notamment le thorium avec un coefficient de corrélation (r^2) égal à 0,96 (cf. [Figs V.12A et V.13](#)).

Le spectre de rayons gamma montre une tendance générale aggradante (A sur la [Fig. V.15](#)), avec des valeurs moyennes autour de 170 nGy.h⁻¹. Cependant, cette aggradation peut se découper en deux excursions positives : A₁ et A₂ (soulignées en gris), caractérisant deux intervalles à grande proportion en fraction argileuse avec des concentrations en éléments radioactifs élevées, notamment du potassium (moyenne 4%), et un rapport U/Th d'environ 0,23 (voir [Annexe 4c](#)). Ces deux sous tendances sont séparées par un évènement négatif (NCH, position de 18 à 20 m) affichant des valeurs plus faibles, allant de 124 à 140 nGy.h⁻¹, et qui correspondent au niveau de concrétions-nodules carbonatées (CaO= 32 wt.%). Ce même niveau se retrouve aussi au sommet du deuxième cortège des black shales à graptolites (A₂), témoignant ainsi de la persistance d'un environnement anoxique au cours du Llandovérien inférieur. D'après Lüning et al. (2000), le dépôt de ces épaisses black shales sont interprétées comme étant associées à une combinaison favorable de plusieurs facteurs au cours du Rhuddanien, notamment: l'élévation rapide du niveau marin relatif liée à la fonte de la calotte glaciaire du Gondwana du Nord à l'Ordovicien terminal, avec une productivité primaire élevée (e.g. Moore et al., 1993); des schémas de circulation restreints causés par les paléohighs qui agissaient comme des barrières à l'écoulement pendant les premiers stades de la transgression (e.g. Wignall, 1991); et la dilution mineure de la matière organique par les

matières terrigènes, car les sédiments entrants sont piégés près des embouchures lors du dépôt du cortège sédimentaire transgressif.

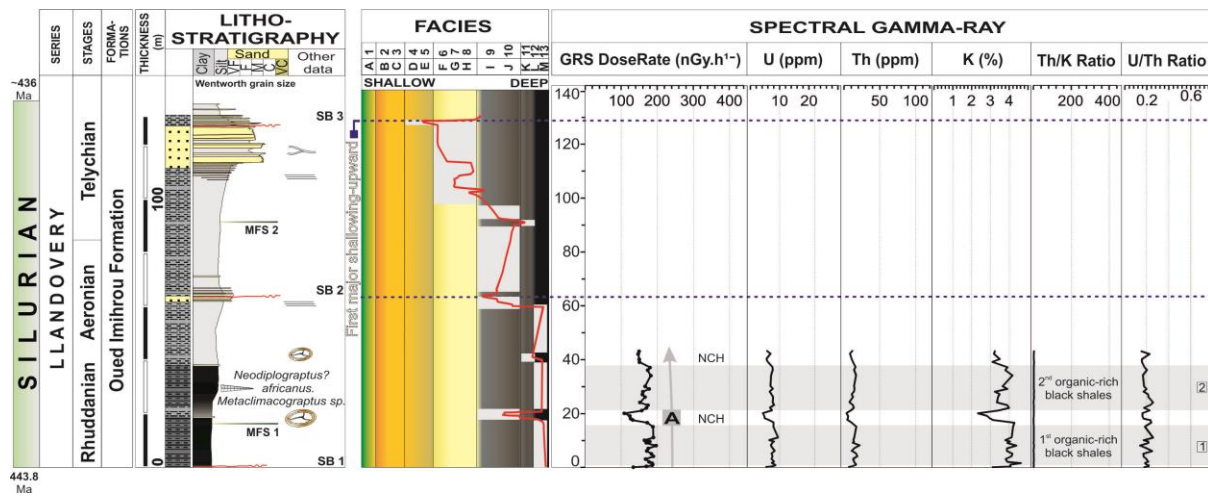


Figure. V.15: Section stratigraphique de la partie basale de la succession silurienne relevée dans la partie occidentale du Tassili Ajjer à l’Oued Taghagh (TAG). Les faciès de cette succession sont essentiellement les termes les plus distaux (Faciès J à M "10 à 13") représentés par un cortège de shales noirs fissiles et feuilletés très riches en matière organique (graptolites). Les spectres de rayons gamma total de ces shales affichent des valeurs élevées, 109 à 197 nGy.h⁻¹ (moyenne 170 nGy.h⁻¹, n= 38).

3.3.3. Coupe de l’Oued Tadjerdjeri TAJ

La coupe TAJ, qui est aussi située au Tassili n’Ajjer occidental, ressemble à la coupe précédente, c’est-à-dire uniquement représentée par les termes les plus distaux, allant du Faciès J "10" au Faciès M "13". Les deux spectres de GRS et CGR sont corrélables avec les concentrations élevées des éléments radioactifs naturels (Th, U et K), notamment le thorium avec un coefficient de corrélation (r^2) égal à 0,97 (cf. Figs V.12B et V.13). Cependant, les valeurs de concentrations les plus faibles (Th~ 7 ppm, U~ 3ppm et K~ 1%) s’observent uniquement au passage Ordovicien-Silurien au sein des sédiments glaciomarins "Unité IV" ou Faciès A "1" (cf. Fig. III.36).

Le spectre de rayons gamma montre une tendance régressive (A sur la Fig. V.16), avec des valeurs moyennes autour de 160 nGy.h⁻¹. Cette tendance est délimitée à la base par la limite Ordovicien-Silurien (SB 1), qui est marquée par une inflexion brusque de la courbe d’évolution des microfaciès (« deepening », passage du Faciès A "1" au Faciès M "13"), détectable sur le spectre du gamma-ray traduisant un enrichissement en dépôts fins de milieux réducteurs/anoxiques (i.e. black shales). Au sommet, elle est délimitée par le niveau de concrétions-nodules carbonatées (NCH, position de 18 à 20 m), que l’on retrouve souvent au-dessus des surfaces de transgression maximale (MFS). D’ailleurs, Fekirine et Abdallah (1998), Coe et al. (2003) interprètent l’horizon NCH, en Algérie ou ailleurs, comme étant lié à la diminution ou à l’arrêt du taux de sédimentation, et qui peut avoir été formé

conjointement avec les inondations maximales, d'où l'extension souvent kilométrique de ces niveaux et leur utilité dans les corrélations à moyenne ou à grande distance.

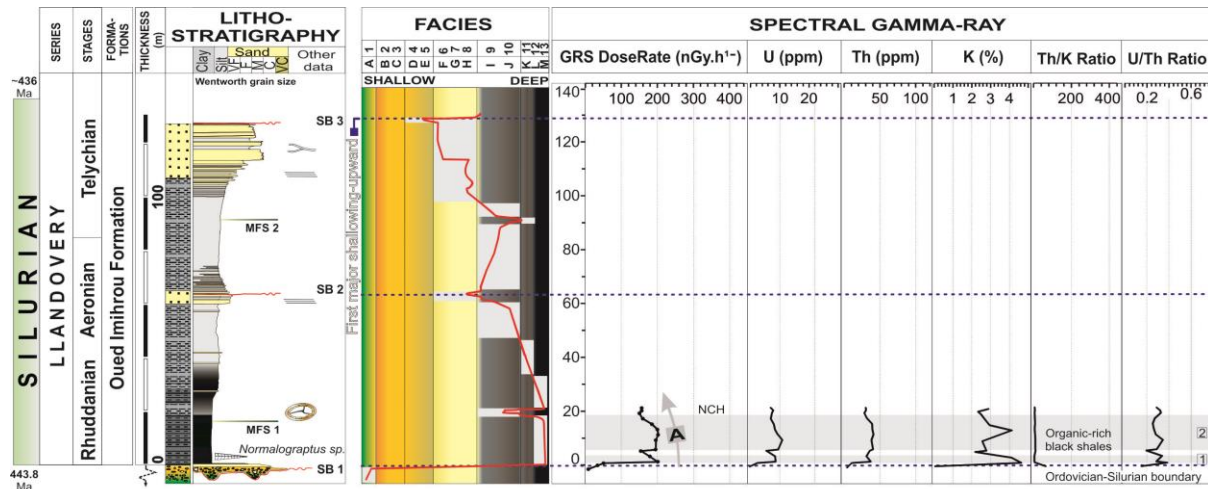


Figure. V.16: Section stratigraphique de la partie basale de la succession silurienne relevée dans la partie occidentale du Tassili Ajjer à l'Oued Tadjerdjéri (TAJ). Le cortège des black shales repose en discordance sur les quartzites et les diamictites massives de l'Ordovicien terminal. Les spectres de rayons gamma total de ces shales affichent des valeurs élevées, variant de 140 à 192 nGy.h⁻¹ (moyenne 172 nGy.h⁻¹, n= 12).

4. Discussion : Susceptibilité magnétique, spectrométrie gamma-ray et géochimie, applications dans les reconstitutions paléoenvironnementales et en stratigraphie séquentielle

4.1. Une fenêtre sur les environnements anciens et les variations du niveau marin relatif

Comme nous venons de le voir précédemment au sein des trois coupes étudiées, les valeurs de susceptibilité magnétique SM et de spectrométrie gamma-ray GRS sont étroitement dépendantes de la lithologie considérée. En effet, les valeurs extrêmes et les plus hautes de la courbe SM et du spectre GRS ($\sim 1,50 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ et 200 nGy.h^{-1}), de n'importe quelle coupe, correspondent à des argilites marines (Faciès J "10" au Faciès M "13", dépôts marins à marins profonds), le plus souvent riches en pyrite (« large pyrite (poly-) framboïds », Fig. V.9) et déposées lors d'une élévation du niveau marin relatif (cf. Figs V.2 et V.13). Inversement, les valeurs les plus basses ($\sim 3,0 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ et 30 nGy.h^{-1}) sont largement enregistrées au sein des roches gréseuses (Faciès B "2" au Faciès I "9", dépôts continentaux à marins), dépourvues de toutes particules magnétiques fines et d'éléments radioactifs naturels (Th, U et K). De nombreux auteurs dont : Lüning et Kolonic, (2003), Lüning et Fello, (2008), Tribovillard et al. (2006), Ross et Bustin, (2009), ont en effet démontré que les faciès distaux sont souvent plus riches en éléments en traces que les faciès proximaux. Ces éléments sensibles à l'oxydoréduction peuvent être anormalement enrichis et

adsorbés par la matière organique et par les phases authigènes (e.g. pyrite) contenues au sein de la fraction argileuse. De plus, les grès de plaine littorale, déposés au Tassili n'Ajjer durant les phases de chute du niveau marin, sont largement influencés par un caractère tidal dominé par l'agitation des vagues et de courants de flot et de jusant (Djouder et al., 2018). Au final, la combinaison de ces conditions fortement hydrodynamiques finissent par engendrer un lavage de ces grès de toutes particules fines et leur transport et sédimentation vers le bassin. Cela donc explique clairement que les nombreuses augmentations des valeurs moyennes de SM et de GRS suivent une évolution depuis les microfaciès les plus proximaux vers les microfaciès les plus distaux et non l'inverse. Parmi les changements majeurs décelés au sein de la succession silurienne, on retrouve l'inflexion brusque de la SM, GRS et de la courbe d'évolution des microfaciès (« deepening », passage du Faciès A "1" au Faciès M "13") qui est produite conjointement au passage Ordovicien terminal-Silurien. Cet épisode brusque et majeur, qui a conduit aux dépôts des black shales, n'est pas seulement limité au péri-Gondwana, e.g. Afrique du Nord et péninsule Arabique, mais a été décrit sur de vastes étendues du globe comme la plate-forme supérieure de Yangtze (« Wufeng-Longmaxi Formations ») au sud de la Chine (e.g. Xu et al., 2000; Li et al., 2017). D'après Brenchley et al. (1994, 2003) et Lüning et al. (2000, 2003, 2005, 2006) l'une des raisons majeures de l'apparition du principal événement anoxique océanique du Paléozoïque (OAE), à la fin de l'Ordovicien (Hirnantien) et au Silurien (Rhuddanien), est que le CO₂ atmosphérique aurait été 12 à 17 fois plus élevé que les valeurs modernes, occasionnant ainsi une augmentation de la température, suivie d'une hausse du niveau relatif de la mer (glacio-eustatique) qui a inondé l'entièreté de l'Afrique du Nord et de l'Arabie suite à la fonte/déglaciation de la calotte glaciaire fini-ordovicienne (Loydell, 1998; Berner et Kothavala, 2001; Armstrong et al., 2005; Lüning et al., 2003, 2005).

Il est aussi intéressant de noter que l'augmentation du rapport Th/K (valeurs 200 à 400), notamment dans le niveau silteux micacé très riche en minéraux lourds (IMH-15), ainsi que dans certains niveaux de la Formation de l'*Oued Tifernine*, peut s'expliquer par un changement de provenance ou de conditions d'altération (ou les deux) pendant le dépôt. En effet, la diminution progressive de la teneur en potassium et l'augmentation du rapport Th/K peuvent être expliqués par un changement de la composition minérale de l'argile, avec une augmentation progressive de la kaolinite vers la Formation de l'*Oued Tifernine* (cf. [Fig. V.14](#), [chapitre. VI](#) et [Annexe 4a](#)). La présence de kaolinite suggère probablement un climat relativement humide et chaud pendant le dépôt, si l'on exclut l'introduction de la kaolinite provenant de successions plus anciennes dans le système. Si tel est le cas, le changement de

la composition minérale de l'argile peut donc très bien refléter le changement climatique au cours du Silurien dominé par des conditions de type (« greenhouse »), accompagné de plusieurs événements anoxiques océaniques (OAE) et d'élévations du niveau marin relatif. Ces relations et conclusions corroborent d'ailleurs parfaitement les résultats de Vecoli et al. (2009) et Meinhold et al. (2016) sur la même succession silurienne du côté tunisien et du côté libyen, respectivement. En revanche, l'abondance de cette kaolinite au sein de la succession du Silurien, supposée être transformée diagénétiquement en dickite (e.g. Beaufort et al., 1998; Lanson et al., 2002), notamment dans les conditions d'enfouissement qu'a connue le plateau du Tassili n'Ajjer (voir [chapitre VI](#) suivant), reste non résolue et nécessite plus d'analyses et d'investigations.

À travers cette étude, les grès et les pélites sont clairement différenciés par leurs teneurs en radioéléments naturels et compositions géochimiques en éléments majeurs et en éléments traces. En effet, la plupart des grès contiennent moins de < 0,5% de K, < 4 ppm d'U et < 10 ppm de Th. En revanche, les pélites ou mudrocks montrent des valeurs supérieures à > 3% de K, > 4 ppm de U et > 10 ppm de Th. Sur la base de ces éléments et de l'augmentation des chalcophiles (e.g. Cu et S), l'anoxie d'un éventuel niveau stratigraphique peut être révélée. Par ailleurs, le SiO₂ (quartz détritique et/ou silice biogénique) et Al₂O₃ (fraction argileuse) sont considérés comme deux composantes majeures des pélites (Ross et Bustin, 2009). Le premier est le constituant dominant des échantillons étudiés du Tassili, avec une moyenne de 54%, 49% et 46% pour IMH, TAJ et TAG, respectivement. Al₂O₃ est le deuxième composant le plus abondant avec des valeurs allant de 1,18% à 29,78% (moyenne de 26%). Les teneurs en Fe₂O₃, K₂O et MgO ont des valeurs moyennes de 3,1%, 2,7% et 0,7%, respectivement. Les principaux éléments restants, y compris TiO₂, CaO, MnO, Na₂O, et P₂O₅, ont des concentrations moyennes inférieures à 1,2% ([Annexe 3](#)). Al₂O₃ présente de fortes corrélations positives avec K₂O, TiO₂, et SiO₂. En revanche, Al₂O₃ présente une corrélation négative avec CaO et MnO. Ces relations indiquent que K, Ti, et Si sont associés en majorité à une source détritique, généralement immobiles pendant la diagenèse, et liée principalement aux phyllosilicates (i.e. illite, kaolinite et chlorite), alors que Ca et Mn ont une source distincte, probablement d'origine biogénique (e.g. Tribovillard et al., 2006).

4.2. Conséquences pour la stratigraphie séquentielle et les corrélations

Au [chapitre III](#), nous avons présenté que la succession sédimentaire du Silurien, au sein du plateau du Tassili n'Ajjer, est composée de trois Formations, de bas en haut : la Formation de l'*Oued Imihrou*, la Formation de l'*Atafaitafa* et la Formation de l'*Oued Tifernine*. Et que ces mêmes formations peuvent être subdivisées en six séquences de dépôt

de troisième ordre, montrant une évolution strato- et grano-décroissante dominante. Ceci, depuis des dépôts de large, d'avant-plage, tempêtes-dominées et qui passent progressivement au sommet vers une sédimentation continentale et littorale, dominée par la marée (Djouder et al., 2018). Dans la section suivante, nous allons présenter en détails les six séquences à grande échelle au 3^{ème} ordre. Il est aussi possible de déceler les séquences à échelle moyenne au 4^{ème} ordre, qui sont au moins une quarantaine, suite à l'application combinée de la susceptibilité magnétique SM et de la spectrométrie gamma-ray GRS sur la succession du Silurien. De plus, ces dépôts sédimentaires vont ainsi s'organiser en unités génétiques ou cortèges sédimentaires (*systems tracts*) dont l'empilement constitue la séquence génétique de dépôt.

4.2.1. Séquences de 3^{ème} ordre, à court-terme "génétique" et leurs enchaînements verticaux (*stacking-pattern*)

La succession sédimentaire la plus complète de tout le Tassili n'Ajjer est rencontrée dans la région de l'Oued Imihrou (Section.1 IMH) avec une épaisseur de 380 m. Chaque séquence (3^{ème} et 4^{ème} ordre) de cette succession se manifestent par de nombreuses inflexions brusques de la SM, GRS et de la courbe d'évolution des microfaciès, qui permettent d'ailleurs de caractériser les discontinuités sédimentaires qui les séparent (Fig. V.17). On retrouve notamment les limites de séquences majeures suivantes (*sequence boundary* SB, voir chapitre III, 4.3) qui témoignent de brusques changements de faciès ou d'environnements dans les cortèges de dépôts : SB 1 à 0 m de la série stratigraphique, SB 2 à 64 m, SB 3 à 129 m, SB 4 à 207 m, SB 5 à 258, SB 6 à 335 m et enfin la discordance angulaire Calédonienne SB 7 à 374 m. Entre ces limites se situent les surfaces d'inondation marine (*maximum flooding surface* MFS) où les valeurs de SM et de GRS sont les plus positives et élevées (pics), puisqu'elles caractérisent des faciès à grande proportion en fraction argileuse le plus souvent riche en minéraux magnétiques. Ces surfaces sont : MFS 1 à 11 m, MFS 2 à 88 m, MFS 3 à 171 m, MFS 4 à 226 m, MFS 5 à 319 m, MFS 6 à 345 m.

D'une manière générale, l'histoire des dépôts de la série silurienne, qui est de 2^{ème} ordre (SIL-1 MS, méga-séquence), peut être résumée comme suit : l'intervalle de SB 1 à la MFS 1 correspond à un terme rétrogradant (i.e. en translation vers le domaine continental), formé principalement d'argilites marines (cf. Figs III.14 et III.15). En revanche, l'intervalle de la MFS 1 à SB 7 correspond à une longue progradation qui va du Llandovérien au Pridolien (i.e. en translation vers le milieu marin), et se distingue par la superposition de plusieurs séquences de court-terme, formées de dépôts d'avant-plage, tempêtes-dominées qui passent au sommet vers une sédimentation continentale et littorale, dominée par la marée

(Djouder et al., 2018, voir [chapitre IV](#)). De plus, la plupart des cycles générés (cf. [Fig. V.17](#)), et qu'on développera ci-dessous, se comparent bien aux cycles eustatiques (transgressifs/régressifs) établis pour le Silurien et aux courbes de variations du niveau marin relatif (Johnson, 1996; Loydell, 1998).

- **Séquence de dépôt Si-1**

- Cortège transgressif 1 (TST1): les argilites marines ou black shales de la Formation de l'Oued Imihrou constitueraient le premier cortège rétrogradant et transgressif de la succession sédimentaire du Silurien, déposées juste au-dessus de la SB 1 (et des grès ordoviciens) dans un contexte d'élévation globale du niveau marin relatif suite à la déglaciation tardi-ordovicienne (Lüning et al., 2000; Ghienne et al., 2003). Malgré le caractère non-isopaque du TST1, avec une épaisseur beaucoup plus importante vers le Tassili occidental (TAG, ~ 40 m), il est cependant corrélable à travers les trois coupes étudiées, voir même sur l'ensemble de la plate-forme saharienne. D'autant plus que le sommet de ces dépôts massifs à graptolites est souligné par le niveau de concrétions-nodules carbonatées et que par ailleurs leur reconnaissance latérale est faisable.

- Cortège de haut niveau 1 (HST1): ce cortège, qui est limité au sommet par une surface durcie ferrugineuse SB 2, se caractérise par une évolution générale aggradante (i.e. stable), avec parfois une légère tendance progradante principalement dans la région de l'Oued Imihrou. Cela est dû aux exceptionnelles figures de tempêtes, i.e. *gutter casts* orientées le long d'un axe NW-SE, qui sont observées et qui témoignent vraisemblablement de la proximité des apports sédimentaires. Alors que par opposition, au sein des coupes TAJ et TAG, qui sont paléogéographiquement plus distales du rivage, les *gutter casts* sont absentes.

- **Séquence de dépôt Si-2**

- Cortège transgressif 2 (TST2): le caractère transgressif de ce cortège, à alternances de grès fins hétérolithiques et de grès très fins, est souligné par quelques niveaux de faible épaisseur (0,2 à 0,5 m) composés de matériel relativement grossier (cf. [Fig. III.11](#)), tel que : des galets mous, graviers, clastes sidéritisés et des débris bioclastiques. Le dépôt de ces sédiments grossiers, appelés *transgressive-lags*, se sont mis en place probablement suite à une érosion littorale d'une formation sous-jacente et typiquement durant une transgression marine. Il est aussi intéressant de rappeler qu'un niveau silteux micacé très riche en minéraux lourds (IMH-15, position de 82,5 à 85 m) est retrouvé dans ce cortège transgressif, ce qui peut s'expliquer par un changement de provenance de la source des sédiments pendant le dépôt.

- Cortège de haut niveau 2 (HST2) : dans ce cortège à litages mamelonnés, les sédiments deviennent progressivement plus grossiers, montrant une évolution progradante et s'organisent en séquences grano- et strato-croissantes souvent amalgamées. D'ailleurs c'est la première barre gréseuse de la série silurienne qui soit visible sur l'ensemble du Tassili n'Ajjer. Quant au sommet de ce cortège il est marqué par une discontinuité de régression SB 3, soulignée par d'abondantes structures sédimentaires témoignant d'émersions, tel que *kinneyia*, i.e. *wrinkle structures* ou *microbial mats*.

- **Séquence de dépôt Si-3**

- Cortège transgressif 3 (TST3) : essentiellement composé d'alternances de niveaux silteux et de schistes, qui constituent la partie basale du membre inférieur de la Formation de l'*Atafaitafa*. Le sommet de ce membre coïncide avec des figures de tempêtes (*gutter casts*), qui annoncent le maximum de la transgression MFS 3 au Télychien (près de la limite Llandovérien-Wenlockien, cf. Fig. V.17). Ceci corrobore d'ailleurs parfaitement l'événement « *Ireviken Event* » et le reste des black shales qui ont été identifiés pour la première fois dans les régions subtropicales de la mer Baltique et récemment dans les régions polaires du Gondwana en hautes latitudes, e.g. Afrique du Nord (Munnecke et al., 2010; Vecoli et al., 2009).

- Cortège de haut niveau 3 (HST3) : les dépôts fins précédents passent progressivement à des dépôts de grès massifs micacés de plaine littorale, avec 30 m d'épaisseur "Barre saumon", marquant la partie sommitale du membre inférieur de la Formation de l'*Atafaitafa*. De plus, ils sont engendrés par la migration des dunes hydrauliques géantes (*set-waves* ou *set-sheet complex*), au-dessus de la zone d'action des vagues de beau temps dans un contexte de régression. La "Barre saumon" est en effet déposée de manière synchrone pendant une baisse importante du niveau marin au Wenlockien (Bekkouche, 1992), et c'est aussi l'une des unités les plus poreuses ou réservoir de toute la succession silurienne (Djouder et al., 2018).

- **Séquence de dépôt Si-4**

- Cortège transgressif 4 (TST4) : ce cortège sédimentaire transgressif consiste en une alternance de grès et de pélites de 20 m d'épaisseur, qui coiffent en discordance la "Barre saumon" de la séquence Si-3. De plus, ce cortège est en évolution aggradante et ceci jusqu'à la limite supérieure MFS 4.

- Cortège de haut niveau 4 (HST4) : il correspond à la partie sommitale du membre supérieur de la Formation de l'*Atafaitafa* qui est en évolution progradante. Ce sont essentiellement des dépôts fluvio-estuariens qui s'organisent en séquences grano- et strato-

croissantes. Au sommet de ces dépôts se développe un paléosol ferrugineux riche en kaolinite qui est parfois raviné par la discordance SB 5.

- **Séquence de dépôt Si-5**

- Cortège transgressif 5 (TST5): le TST5 correspond aux premiers dépôts de la Formation de l'Oued Tifernine, appelés "Barre inférieure" (cf. Figs III.1 et III.2), et qui est reconnaissable avec l'abondance des rides de courant et grands diastèmes irréguliers. Il est formé essentiellement de dépôts de chenaux fluviaux et de dépôts d'avant-plage soulignés par des accrétions frontales et des migrations latérales. L'ensemble, chenaux fluviaux et dépôts d'avant-plage passe verticalement à des complexes estuariens, composés de chenaux et de barres amalgamées, qui présentent une évolution grano- et strato-décroissante dominante avec au moins huit séquences de 4^{ème} ordre. D'après Bekkouche (1992), cette épaisse série de grès grossiers (~ 70 m) est due à un apport ou décharge sédimentaire importante vers la fin du Silurien et est contemporaine d'une phase de chute du niveau marin et des premiers mouvements épirogéniques.

- Cortège de haut niveau 5 (HST5): les dépôts fluvio-estuariens de ce cortège sont compris entre la MFS 5 à la base et la discordance SB 6 au sommet (cf. Fig. III.4). De plus, ces dépôts montrent une évolution progradante et sont probablement déposés lors d'une régression forcée ou un abaissement rapide du niveau marin relatif. À cela s'ajoute aussi l'influence des mouvements tectoniques calédoniens sur le modèle physique de dépôt de sédiments, et ceci vers la fin du Silurien et au début du Dévonien, comme l'ont montré les travaux antérieurs (e.g. Beuf et al., 1971; Fekirine et Abdallah, 1998; Carr, 2002).

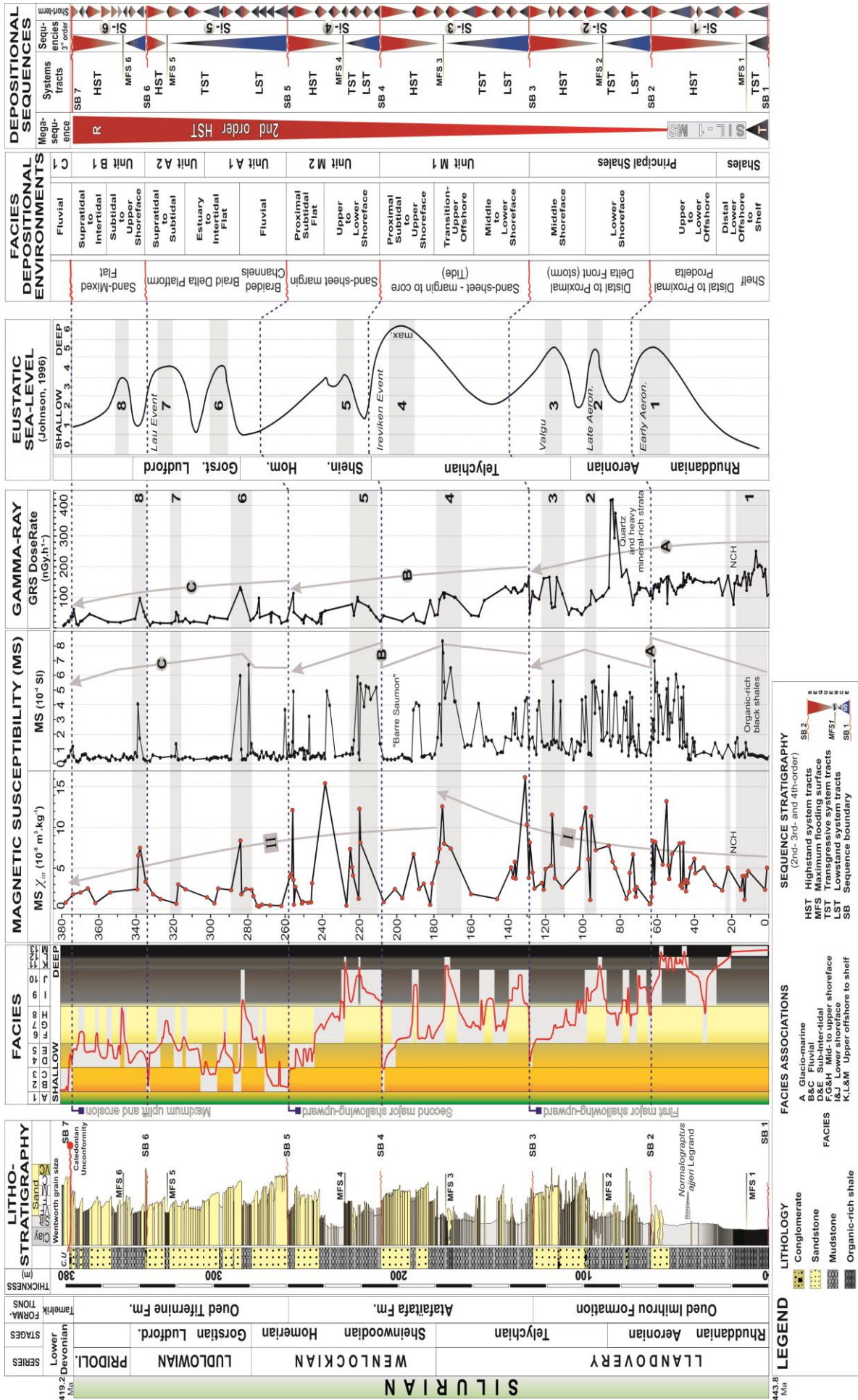


Figure V.17: Coupe de référence de l’Oued Imihrou – IMH, courbe d’évolution des microfaciès, et courbes d’évolution de la SM et GRS. Les niveaux soulignés en gris correspondent à des niveaux très riches en fraction argileuse affichants des excursions positives dans le signal SM et GRS. Ces excursions peuvent être corrélées aux multiples hausses eustatiques et des événements anoxiques connues dans de nombreuses localités dans le monde au cours du Silurien.

- **Séquence de dépôt Si-6**

- Cortège transgressif 6 (TST6) : ce cortège de dépôts fluvio-estuariens est constitué de lamines centimétriques d'argilites silteuses, de siltstone et de grès siliceux, à l'exception du premier terme qui est principalement composé de galets mous et de graviers, s'apparentant à une surface transgressive. Cette surface se produit au point d'inversion entre une tendance à la diminution et puis l'augmentation de la profondeur d'eau.

- Cortège de haut niveau 6 (HST6) : ce dernier cortège du Silurien consiste en une alternance de grès et de pélites, essentiellement dominés par des courants de marées, avec une évolution générale aggradante et ceci jusqu'à la limite supérieure SB 7. Les dépôts de ce cortège de haut niveau à sédiments hétérolithiques et à litages en flaser et ondulés (flaser- et wavy bedding), sont aussi communément connus sous le nom du *Talus à Tigillites* (cf. Fig. III.4) du fait de l'intense bioturbation verticale, notamment celle engendrée par les traces de *Skolithos* ou *Tigillites (pipe-rock)*. On dénombre dans le HST6 au moins six séquences de 4^{ème} ordre (cf. Fig. V.17). Cependant, il en existe plus mais qui sont érodées sous la discordance angulaire suite au paroxysme de l'orogénèse calédonienne (la phase ardennaise ou tassilienne) et le dépôt de la succession fluviatile "Barre moyenne" et de la Formation de *Tamelrik* du Dévonien Inférieur.

4.2.2. Corrélacion du Silurien au sein du plateau du Tassili n'Ajjer

L'étude sédimentologique, ichnologique et séquentielle de la succession silurienne nous a permis d'identifier quatre principaux environnements de dépôts. Il s'agit des environnements fluviatiles (Faciès B "2" et C "3"), de plaine côtière (Faciès D "4" et E "5"), marins peu profonds (Faciès F "6" au J "10") et marins profonds (Faciès K "11" au M "13"). Les faciès marins sont largement contrôlés par l'action des courants de marées et de tempêtes sur une plate-forme de type rampe.

Comme nous venons de le voir précédemment au sein des trois coupes étudiées, les limites de séquences de dépôts (SB 1 à 7) et des cortèges sédimentaires (MFS 1 à 6) montrent clairement que la sédimentation au Tassili n'Ajjer est en grande partie contrôlée par l'eustatisme. Par conséquent, les SB et MFS correspondent bien à des lignes temps corrélables sur de vastes zones de la plate-forme.

Il est aussi important de souligner que cette partie du présent travail a nécessité la compilation de toutes les données issues de la littérature et de nos interprétations qui en découlent afin d'établir un modèle de stratigraphie séquentielle pour l'ensemble du Silurien (proposé à la Fig. V.17). Grâce à cela, l'extension de ce même modèle est possible depuis la partie orientale jusqu'à la partie occidentale du plateau du Tassili n'Ajjer, c'est-à-dire de la

région d'Oued Imihrou jusqu'aux Oueds Tadjeradjeri et Taghagh, respectivement. Ces corrélations d'est en ouest permettent aussi d'apporter un certain éclairage sur le passage latéral entre les trois Formations de la succession sédimentaire du Silurien, de bas en haut : la Formation de l'Oued Imihrou, la Formation de l'Atafaitafa et la Formation de l'Oued Tifernine (modèle synthétique, Fig. V.18).

La première formation est largement représentée par des cortèges d'environnements marins profonds (mer ouverte), où le processus sédimentaire prédominant est la décantation. En revanche, ces dépôts à agitation faible et qui échappent à l'action des vagues ou des marées sont très vite interrompus par des vagues de tempêtes très violentes (géostrophiques) "apériodiques" principalement à l'est du Tassili n'Ajjer. Ce changement de régime est mis en évidence par la présence fréquente de gutter casts et de structures mamelonnées de type hummocky dans la partie sommitale de chaque séquence (Si-1 et 2). D'après Reineck et Singh (1980), les apports terrigènes périodiques dans un pôle distal sont souvent liés aux courants de tempêtes exceptionnelles. Celles-ci érodent le sable dans les parties proximales de la plate-forme et le déposent dans les parties distales du bassin (pro-deltaïque) sous forme de dépôts en mini-cuvettes amalgamées, au sein des schistes micacés encaissants (cf. Fig. IV.7A à C).

Concernant la Formation de l'Atafaitafa, qui coiffe en discordance les dépôts de la formation précédente, elle présente une tendance progradationnelle, clairement enregistrée au sein des deux séquences qui la compose (Si-3 et 4). La partie basale de chaque séquence, c'est-à-dire de SB 3 à MFS 3 et de SB 4 à MFS 4, affiche des dépôts marins peu profonds à profonds, et qui sont majoritairement déposés au-delà de la zone d'action des vagues de beau temps (*fair weather wave base*, FWWB) et au-dessus de la limite d'action des vagues de tempête (*storm wave base*, SWB). En effet, la partie basale de chaque séquence comprend des dépôts dont la sédimentation s'est opérée pendant des remontées rapides du niveau marin relatif (transgressions), e.g. Télychien (MFS 3), où les influences marines sont même enregistrées dans le pôle distal (Tassili occidental). Quant à la partie sommitale de Si-3 et 4, elle se caractérise par des cortèges de haut niveau, i.e. HST3 ou "Barre saumon" et HST4, respectivement (cf. Fig. V.17). Beuf et al. (1971) ont décrit ces mêmes corps sédimentaires de grande dimension dans le Dévonien Inférieur du Tassili n'Ajjer, plus exactement dans la Formation de *Tamelrik* "Barre moyenne". Ils suggèrent que la mise en place de ces corps fluviaux est liée à des fleuves d'assez grande profondeur (de l'ordre de la dizaine de mètres) et à fort débit (de l'ordre de la dizaine de milliers de m³/s), lors de grandes crues. Dans la région de l'Oued Imihrou (Section.1 IMH) à l'est du Tassili, la "Barre saumon" et l'HST4

sont composées de sédiments à grains grossiers-moyens de milieux fluviaux et d'avant-plage, i.e. subtidal, plaine littorale et estuaire. En effet, à l'est du Tassili, ces dépôts sont largement dominés par des processus fluviaux et l'action des courants de marées, ceci dans un contexte de régression marine. Tandis que vers l'ouest du Tassili, ces mêmes dépôts passent latéralement à des sédiments à grains moyens-fins où ils sont remaniés pendant une baisse importante du niveau marin au Wenlockien. Ces dépôts sont très étendus et corrélables à l'échelle du bassin, et les influences marines qui sont même enregistrées dans le pôle distal sont liées à la quasi-planéité de la plate-forme, ainsi qu'à l'amplitude des marées qui étaient largement développées au cours du Silurien du fait de la distance terre-lune qui était nettement inférieure à celle d'aujourd'hui (Lambeck, 1980).

Quant à la dernière formation du Silurien, la Formation de l'*Oued Tifernine* est dans son ensemble composée de cortèges gréseux d'épaisseurs métriques où seul le membre inférieur "Barre inférieure" à l'Oued Imihrou avoisine les 70 mètres d'épaisseur. Il correspond à des systèmes fluviaux en tresses passant verticalement à des systèmes droits et estuariens influencés par les courants de marées (cf. Fig. IV.11). Par contre vers l'ouest et plus loin de la source des sédiments, les dépôts du membre inférieur ne sont représentés que par les systèmes estuariens à matériel largement moins grossier.

Le membre supérieur ou "Talus à Tigilittes", d'une épaisseur moyenne de 40 mètres à l'est du Tassili, est composé de grès fins hétérolitiques et de siltites argileuses affichant une évolution générale aggradante et ceci jusqu'à la limite supérieure SB 7 (Fig. V.18). Les caractéristiques sédimentologiques et ichnologiques indiquent que les sédiments se sont déposés dans un environnement marin littoral dominé par les marées. Ceci est d'autant plus influencé par l'action combinée d'une baisse du niveau marin pendant le Silurien supérieur (Pridoli) et l'exhumation de certains reliefs (notamment vers l'est du Tassili) liés à la tectonique calédonienne précoce.

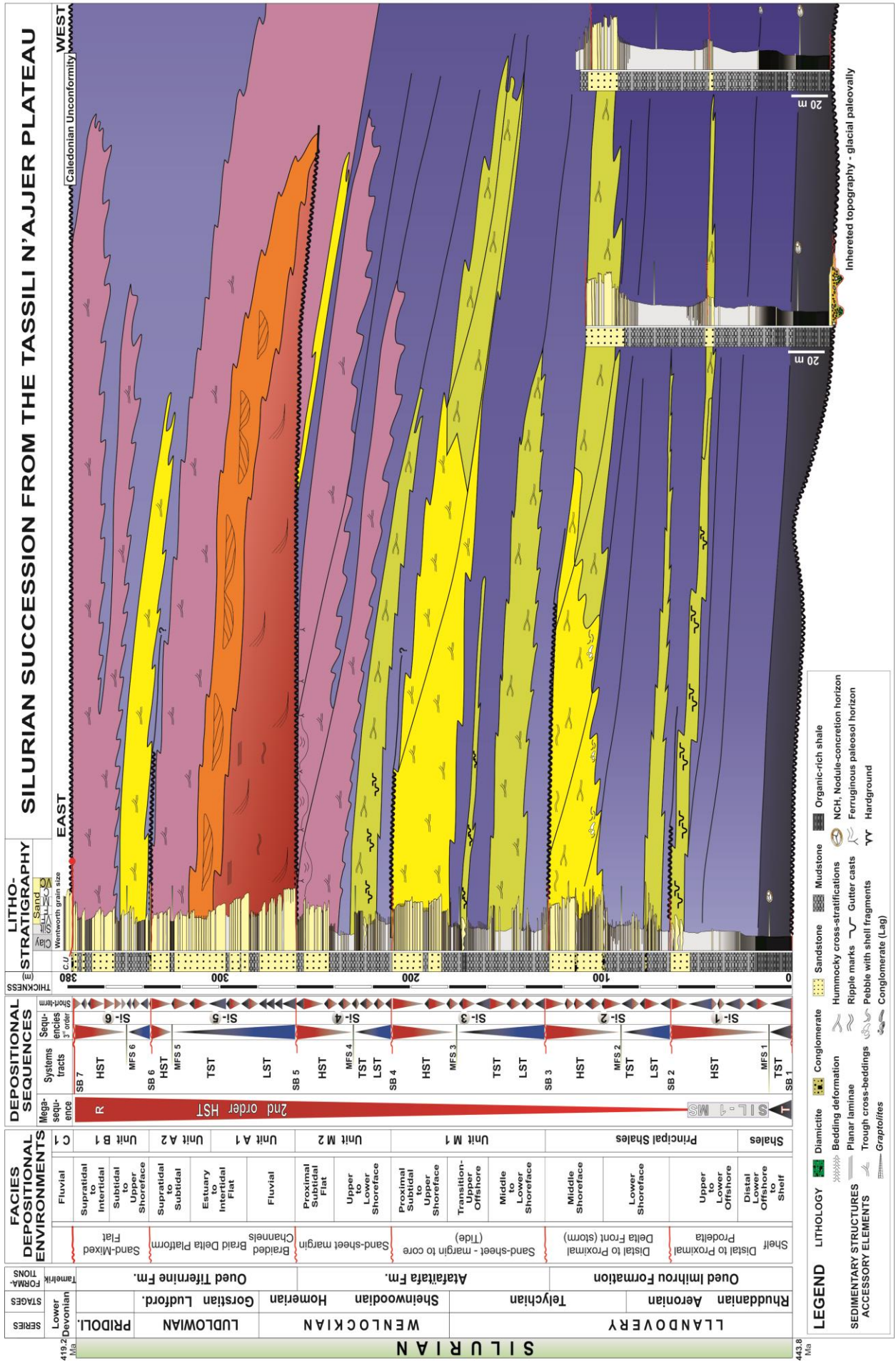


Figure V.18: L'architecture stratigraphique de la succession silurienne à travers le plateau du Tassili n'Ajjer.

5. Proposition de modèles sédimentologiques pour le Silurien du Tassili n'Ajjer

Sur l'ensemble de la marge nord-gondwanienne plusieurs paléovallées et érosions glaciaires successives se sont formées, et ceci suite au retrait et à la déglaciation quasi-totale et rapide de la calotte glaciaire fini-ordovicienne (« glacial ice cap » ; Fig. V.19A). Ces paléodépressions s'emboîtent verticalement et latéralement sur l'échelle de dizaines de kilomètres suivant une orientation approximativement N-S. De plus, elles ont contrôlées notamment les distributions de faciès et d'épaisseurs des premiers sédiments siluriens sus-jacents.

L'élévation significative du niveau marin relatif et l'inondation de vastes aires au cours du Silurien inférieur a entraîné des conditions anoxiques et le dépôt du cortège transgressif TST1, ceci sous forme d'un Silurien schisteux ou black shales de la Formation de l'*Oued Imihrou* (Fig. V.19B). Ce cortège est suivi par le dépôt des schistes non-organiques '*Lean shales*', ainsi que la mise en place d'exceptionnelles figures sédimentaires de tempêtes nommées gouttières d'érosion ou *gutter casts* à proximité des apports sédimentaires vers l'est.

Le déclin du niveau marin qui s'est opéré vers le Silurien moyen à supérieur (Fig. V.19C–D) a conduit à un changement de faciès, c'est-à-dire passant progressivement à des épandages silto-argilo-gréseux et à des grès fluviatiles s'étalant sur de vastes étendues. Ce nouveau régime, à partir du sud-est, est en relation directe avec la progradation SE vers le NW du système deltaïque *Akakus* en Afrique du Nord.

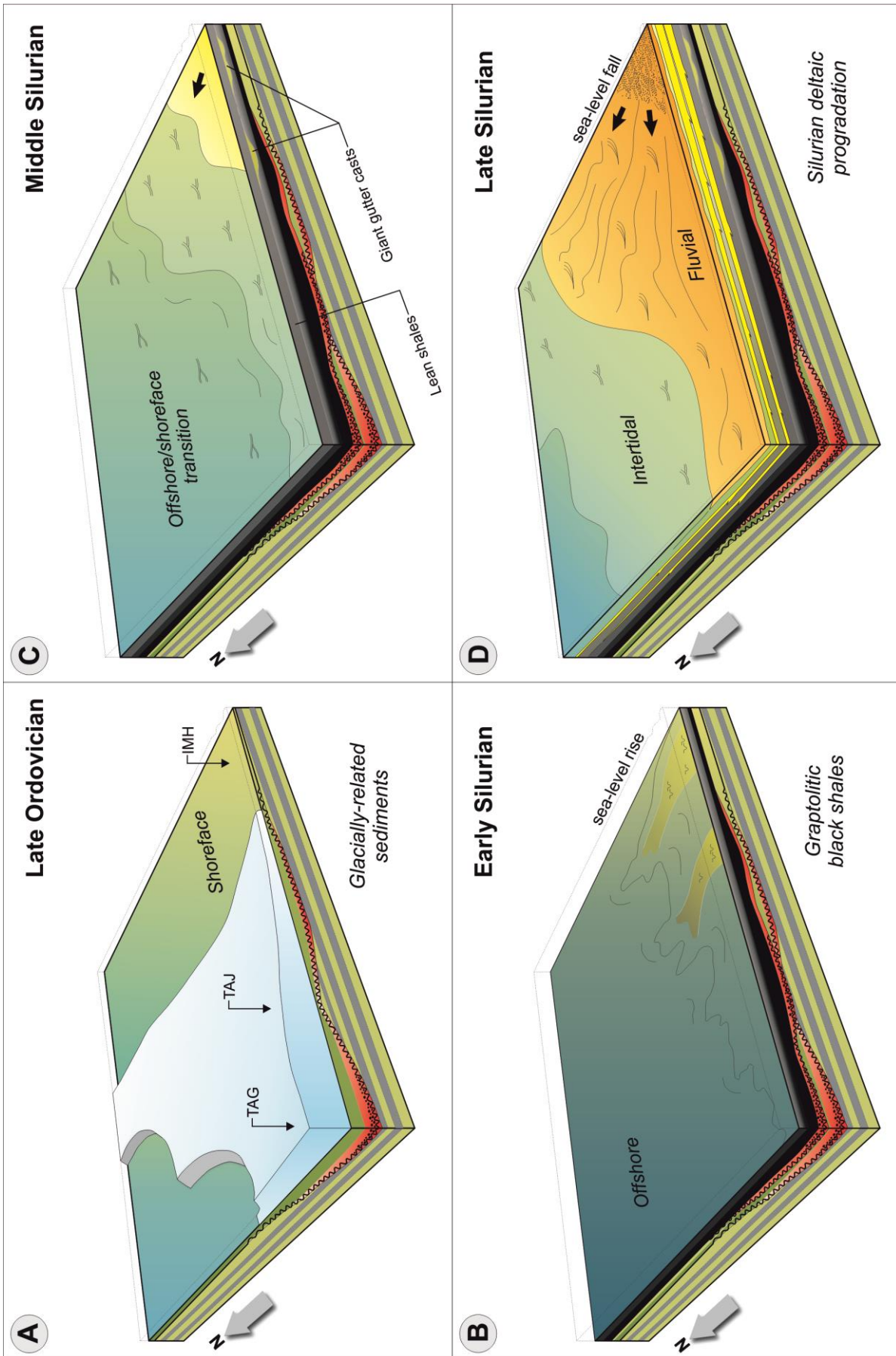


Figure. V.19: Modèles sédimentologiques de la succession silurienne à travers le plateau du Tassili n' Ajjer. Il est à noter que le développement de cette succession est principalement contrôlé par les variations eustatiques au cours du Silurien.

CHAPITRE VI



Marine And Petroleum Geology

Certificate of publication for the article titled:
"Diagenesis- and thermal maturity-evolution of the Silurian
unconventional hydrocarbon deposits (Tassili n'Ajjer plateau,
Algeria): Clay mineralogy, graptolite reflectance, and K–Ar dating"

Authored by:

Hocine Djouder, I. Tonguç Uysal, Anne-Christine Da Silva, Julien Boudet, Andrew
Todd, Erick Ramanaïdou, Bachir Lamouri, Peter Crosdale, Frédéric Boulvain

Published in:

Volume 148C, 2023, Volume 148, Pages 106020

Serial number: PR-398205-AF5368E786A0



CHAPITRE VI. DIAGENESIS- AND THERMAL MATURITY- EVOLUTION OF THE SILURIAN UNCONVENTIONAL HYDROCARBON DEPOSITS (TASSILI N'AJJER PLATEAU, ALGERIA): Clay mineralogy, graptolite reflectance, and K–Ar dating

Published in *Marine and Petroleum Geology*

"Natural gas resources of Africa and Middle East and adjacent regions" Special Issue
organized by the MPG journal.

Hocine DJOUDER^{1,2,3*}, I. Tonguç UYSAL^{4,5}, Anne-Christine DA SILVA¹, Julien
BOURDET³, Andrew TODD³, Erick RAMANAÏDOU³, Bachir LAMOURI⁶, Peter
CROSDALE⁷, Frédéric BOULVAIN¹

¹ *Sedimentary Petrology, University of Liège, B20, Quartier Agora, Allée du Six Août, 12, 4000 Liège, Belgium.*

² *Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Research Centre in Kraków, Senacka 1, 31-002 Kraków, Poland.*

³ *CSIRO, Australian Resources Research Centre, P.O. Box 1130, Kensington, 6151 Perth, Australia.*

⁴ *Department of Geological Engineering, Istanbul University-Cerrahpaşa, 34098 Istanbul, Turkey.*

⁵ *School of Earth and Environmental Sciences, The University of Queensland, Brisbane, 4072 Queensland, Australia.*

⁶ *Laboratory of Geodynamics and Natural Resources, University of Badji Mokhtar Annaba, BP 12, Sidi Ammar, 23000 Annaba, Algeria.*

⁷ *Energy Resources Consulting Pty Ltd, ERC Technologies Pty Ltd, 4/55 Clarence St, Coorparoo, 4151 Queensland, Australia.*

* Corresponding author at: Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Research Centre in Kraków, Senacka 1, 31-002 Kraków, Poland. *E-mail address:* H.Djouder@ingpan.krakow.pl, Hocine.Djouder@uliege.be (H. Djouder).

Link: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.106020>

Keywords: Algeria, Silurian, Shale gas and oil, Petroleum source rocks, Diagenesis, Illite, Thermal maturity, Graptolite reflectance.

Highlights: * Inorganic and organic matter evolution documented at least two heating events and diagenetic processes * Elevated thermal maturity in the west of the Tassili n'Ajjer plateau is induced by large-scale hydrothermal activity * K–Ar age dating of episodic illite crystallization highlighted the timing of hydrocarbon generation * Areas bordering major lineaments in Algeria are of the highest potential areas to find hydrocarbons.

Abstract

The need for determining the thermal maturity of Lower Paleozoic rocks has increased with the intensified unconventional shale oil/gas resources exploration within North Africa, Arabian Peninsula, and the adjoining regions. Indeed, Lower Paleozoic strata represent an increasingly important resource that is related to the globally widespread occurrence of graptolite-bearing marine sediments in an expansive shelf area of the Gondwana. However, some crucial information for basin analysis remains poorly understood even across the largest hydrocarbon-producing province in Algeria.

The present study provides a solid understanding of the diagenesis- and thermal maturity-evolution from the Tassili n'Ajjer plateau while involving multiple and independent approaches, such as clay mineralogy, petrography, graptolite reflectance, source rock maturity, as well as illite K–Ar geochronology. The combined use of X-ray analysis and field emission scanning electron microscope evidenced kaolinite, illite, and iron-rich chlorite as the main authigenic mineral phases. K–Ar data indicate that episodic *in situ* illite crystallization occurred at different times, the oldest illite at about 335 Ma and the youngest illite between 238 to 179 Ma, under diagenetic-to-hydrothermal conditions. Paleotemperature estimates ($\sim 165\text{--}232^\circ\text{C}$) derived from illite crystallinity ($0.37\text{--}1.58 \Delta^\circ 2\theta$), and graptolite reflectance (VR_{eqv} , 1.09–1.84%) values indicate deep diagenetic-low anchizone boundary conditions. This is broadly suggestive of late oil-to-dry gas zones of hydrocarbon generation and destruction, notably in the western sector of the study area.

At least two heating events and diagenetic fluid flow processes are identified mainly in response to various tectonic events. They are largely due to fault reactivations, and migration of hot, potassium-rich, fluids throughout the Phanerozoic. Additionally, these events and processes had a later influence on the hydrocarbon maturation, migration, and/or entrapment, especially along the inherited N-S lineaments and Hoggar Massif mega-shear zones in the westernmost part of the Tassili n'Ajjer plateau.

Lastly, it is important to highlight that the promising areas offering the highest potential for future unconventional hydrocarbon resource exploration could be most likely those bordering major lineaments, coupled with subsequent igneous activity, where unrestricted hydrothermal fluids are frequently reported, as well as the maturation, being much more advanced.

1. Introduction

The Lower Paleozoic graptolite-bearing marine strata, e.g., the Early Silurian Oued Imihrou black ‘hot’ shales, are one of the principal hydrocarbon sources that formed oil and gas fields in Paleozoic deposits in many North African intracratonic basins and around the world (MacGregor, 1998; Lüning et al., 2000; Luo et al., 2020). Globally, oil-and-gas source rocks of the Ordovician and Silurian ages, which are mostly graptolite shales, produced up to 9% of all the world’s known hydrocarbon reserves discovered by the late 20th century (Klemme and Ulmishek, 1991). It is believed that Silurian graptolite shales produced 80–90% of the Paleozoic-sourced hydrocarbon accumulations stored in the giant oil fields of North Africa and the Arabian Peninsula (Klemme and Ulmishek, 1991; Craig et al., 2008).

Recently since the increasing interest in unconventional shale oil/gas resources, a greater focus and priority is given to better understanding and exploiting the Silurian source rock potential, principally from the largest hydrocarbon-producing province in Algeria (Kuuskraa et al., 2011). Although previous studies have shed light on trace fossil analysis, as well as the sedimentological and sequential framework of the Silurian succession (e.g. Beuf et al., 1971; Bekkouche, 1992; Fekirine and Abdallah, 1998; Lüning et al., 2000; Eschard et al., 2005; Galeazzi et al., 2010; Djouder et al., 2018; Djouder, 2019), some important information on the thermal history in numerous Saharan basins remains poorly understood and still not yet available for natural resources exploration. History of large-scale tectonic and thermal events within the Berkine – Ghadames and Illizi "BGI" basins not only controls directly the distribution of maturation of source rocks but also hydrocarbon generation in time-space, therefore, helping better determination of potential locations for drilling hydrocarbon wells, thus rising confidence in efficient petroleum exploration and development programs.

The primary objective of this study, across the Tassili n’Ajjer plateau, is to fill a significant gap in the research on diagenesis- and thermal-history, which appear to be strongly influenced by major inherited N-S lineaments and the Hoggar Massif mega-shear zones. Also, the present study aims to systematically investigate the Early Silurian Oued Imihrou black ‘hot’ shales and the overlying Mid–Silurian sandstone levels of the Atafaïtafa Formation, across three separate outcrop analogs while involving multiple techniques and independent approaches, such as clay mineralogy, SEM petrography, organic matter content via petrography and programmed pyrolysis, as well as K–Ar age dating of clay content. The combination of different techniques is essential in providing constraint of a basin’s thermal history, since the reliability and consistency of each indicator, i.e., the so-called geo-

thermometers, can be limited by many factors during burial diagenesis (Hoffman and Hower, 1979; Espitalié et al., 1985, Eslinger and Pevear, 1988; Kübler and Jaboyedoff, 2000, Meunier, 2005; Ferreiro Mählmann et al., 2012). Indeed, in this study, the combined use of inorganic clay minerals, illite geochronology, and graptolite organic matter is demonstrated successfully, which is crucial, especially in deciphering the thermal evolution of any sedimentary basins hosting significant hydrocarbon potential.

Regarding the structural evolution, results of the present study provide clear evidence of the relationship between authigenic clay minerals precipitation, and the geologically meaningful events in south-eastern Algeria. Specifically, this study presents the first documentation of the reactivation of the Pan-African N-S fault zones in association with large-scale hydrothermal activities that affected the westernmost part of the Tassili n'Ajjer plateau. Illite K–Ar ages are used to evaluate the hydrocarbon generation and emplacement history, especially along the inherited but repeatedly reactivated Hoggar Massif mega-shear zones during the Phanerozoic orogeneses and rifting phases.

2. Geological background

2.1. Regional geology and geological events

Several intracratonic sag basins described at the Algerian Saharan platform contain very thick sedimentary succession. They recorded nearly the entire Phanerozoic history, spanning from the Pan-African orogeny until the recent Alpine orogeny. From west to east, the following basins or sub-basins of different wavelengths from 75 to 620 km may be recognized (Fig. VI.1A): the Tindouf, Bechar, Reggane, Sbaa, Timimoun, Ahnet, Mouydir, Oued Mya, Berkine – Ghadames and Illizi petroliferous basins (Beuf et al., 1971; Boote et al., 1998). Exceptionally, Paleozoic sediments of the latter basins outcrop in south-eastern Algeria within the Tassili n'Ajjer plateau and are laterally traceable over kilometers (Fekirine and Abdallah, 1998; Djouder et al., 2018).

According to Galushkin and Makhous (2006), the thermal and tectonic evolution of the south-eastern part of the Algerian Saharan platform is closely related to the geologic history of the Hoggar Massif (Touareg Shield). This shield was assembled during the end of the Neoproterozoic (600 Ma), following collisional tectonics during the Pan-African orogeny, between two major Archean-Paleoproterozoic cratons; the Saharan Metacraton and the West African Craton to the east and west, respectively (Abdelsalam et al., 2002; Liégeois et al., 2005, 2013). This collision also produced a large north-south intraplate deformational belt of lithospheric scale, the intrusion of granites, wide folds, faults, and lateral displacement along

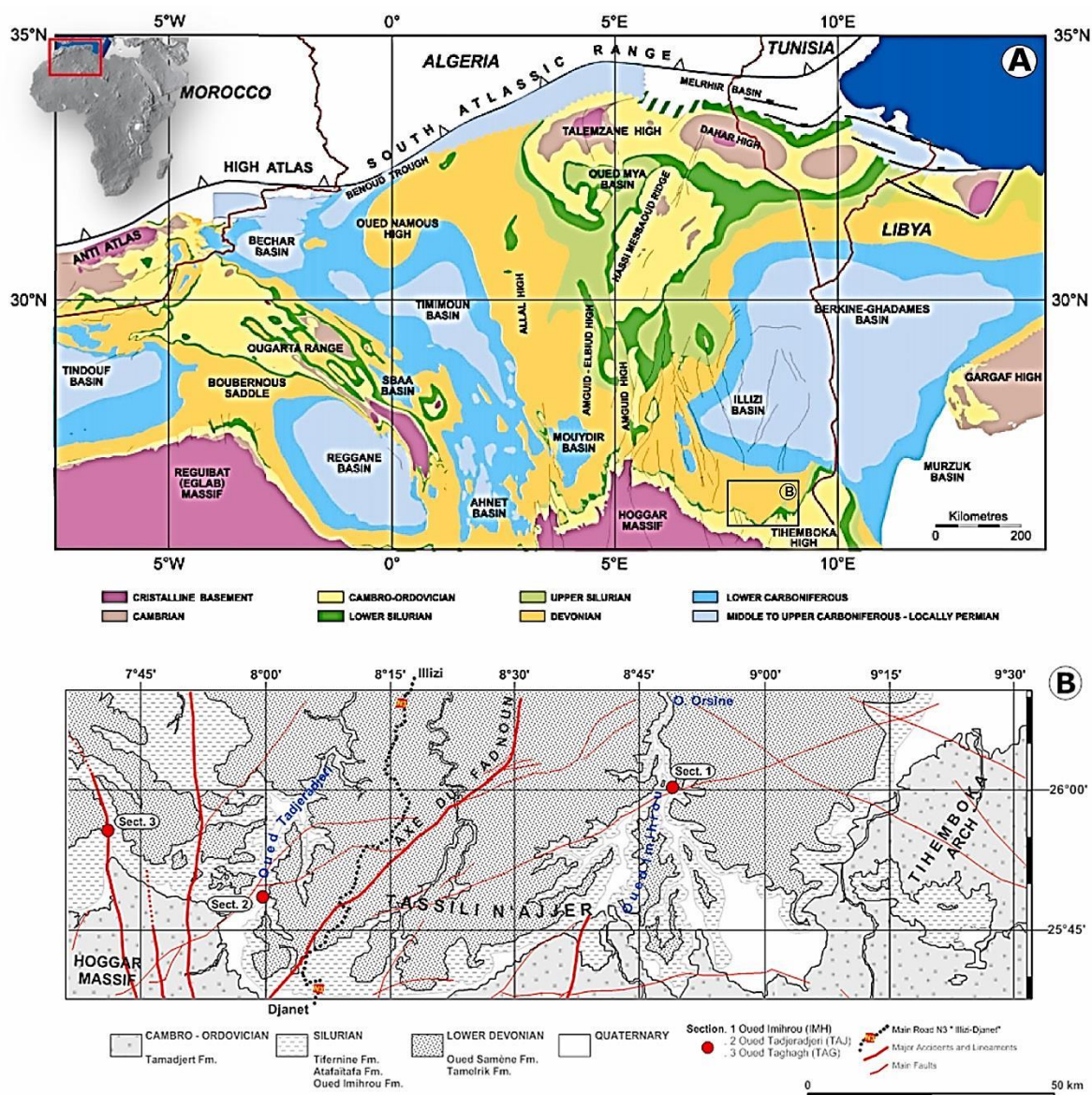


Figure. VI.1: (A) Pre-Mesozoic subcrop map of the Algerian Saharan Platform, showing the main Late Paleozoic (mostly ‘Hercynian’) – early Mesozoic tectonic elements and situation of the Berkine – Ghadames, and Illizi basins "BGI" (from Galeazzi et al., 2010). The rectangle corresponds to the Tassili n’Ajjer studied area. (B) Map showing the location of sedimentological sections in the Tassili n’Ajjer plateau (modified from the geological map of Illizi at the scale of 1:200,000 published by BeicipFranlab – IFP, and Sonatrach, 1974-1975, limited access).

the inherited Pan-African N-S lineaments (Boudjema, 1987; Guiraud et al., 2000, 2005; Haddoum et al., 2001; Liégeois et al., 2013). It is also important to mention that these preexisting regional-scale extensional mega-shear zones, which seem to be of crustal scale, were repeatedly reactivated during the Phanerozoic orogeneses and riftings (Liégeois et al., 2005; Derder et al., 2016). Therefore, these reactivations led to differentiated subsidence within the surrounding basins, e.g., Berkine – Ghadames and Illizi "BGI" basins, as well as the emersion of some geological structures, e.g., Amguid-El Biod-Messaoud axis, Tihemboka and Ahara Arch (Takherist, 1990; Eschard et al., 2010; Djouder et al., 2015). Following the Paleozoic-Mesozoic, Tertiary tectonic evolution was marked by the sudden slowdown of the

African plate throughout the Eocene, hence, inducing large-scale intraplate uplift and exhumation of the whole Touareg Shield (Liégeois et al., 2005, 2013; Rougier et al., 2013). This strong relief evolution of the uplifted dome has removed between 2-5 km of overburden strata from the region along the northern margin of the Hoggar, i.e., Tassili n'Ajjer plateau (Craig et al., 2008; Rougier et al., 2013; English et al., 2016).

A more detailed presentation of the geologic setting, tectonic evolution, deposition environment, and deposition model of the southern Algerian Saharan platform can be found in Fekirine and Abdallah (1998); Lüning et al. (2000); Carr (2002); Fabre (2005); Craig et al. (2008); Djouder et al. (2018); Djouder (2019); Perron (2019).

2.2. Study area and samples

The study area is located in the Tassili n'Ajjer plateau of Algeria in the south-eastern part of the Algerian Saharan platform near the Hoggar Massif (Fig. VI.1B). Outcrops along the Tassili n'Ajjer area offer exceptional exposure to Silurian sections and, more specifically, the organic-rich shales of the Oued Imihrou Formation (see Djouder et al., 2018). Furthermore, the Tassili n'Ajjer plateau is the southern margin of the largest petroliferous BGI basins that provide critical insight in understanding the diagenesis- and thermal maturity-evolution, during the burial history, mainly of the graptolitic Early Silurian, which are the world-class source rock of Paleozoic sourced hydrocarbons, e.g., in North Africa, Middle East and East Asia (e.g. MacGregor, 1998; Lüning et al., 2000; Kuuskraa et al., 2011; Luo et al., 2016, 2020).

The 410 m-thick Silurian strata in the Tassili n'Ajjer plateau are subdivided into the Oued Imihrou Formation, overlaid by the Atafaïtafa Formation, and the Oued Tifernine Formation, which can be distinguished across the entire investigated area and laterally traceable over kilometers. The present work focuses on the two first formations of the Silurian in Algeria (Fig. VI.2). The Oued Imihrou Formation, about 130 m-thick succession of Llandovery in age, consists of shelfal organic-rich graptolite-yielding black shales and light grey-green laminated micaceous 'lean' shales, which are deposited during a large-scale synchronous anoxic event that is apparent across northern Gondwana and in shallow-marine storm-dominated shoreface environment, respectively. The Atafaïtafa Formation, 130 m-thick of late Llandovery to Wenlock, consists of an alternation of mudstone and non-bioturbated sandstone deposits, mainly of foreshore open-shoreline systems with deposition under tidal and oscillation processes during a regressive regime (Djouder et al., 2018).

A total of sixty-five representative samples were collected from a fresh material, i.e., well-preserved escarpment cliffs, to minimize the effects of weathering, and all have been

characterized to investigate the continuous stratigraphic series of the Oued Imihrou Formation (Llandovery) and the Atafaïtafa Formation (late Llandovery to Wenlock). The three different sites were carefully selected from the Tassili n'Ajjer plateau in Algeria (Oued Imihrou, Tadjeradjeri, & Taghagh sections), and their location is reported in **Figs VI.1B & 2**.

3. Analytical methods

3.1. X-ray diffraction

The whole rock of sixty-five samples were crushed gently, without grinding, to chips-size particles in preparation for separation of the clay-size fraction. Approximately 20–30 g of the bulk sample was disaggregated in 200 mL deionized water by stirring vigorously for 1–2 min without any chemical pre-treatment, following the procedures outlined by Moore and Reynolds (1997). Suspensions in beakers were placed in an ultrasonic bath for 2–3 min to ensure complete disaggregation. Deflocculation of clays was performed by successive washing with deionized water. The clay fraction of all samples (infra 2 μm particles) and the submicron fraction of four selected samples (<0.2 and <0.1 μm) were separated by MPW 350E centrifuge and a Sigma 3-16L ultra-centrifuge respectively.

The diffraction patterns were collected with a Bruker D4 Endeavor X-ray diffractometer fitted with a normal-focus Cobalt X-ray tube, Fe filter, and a Lynxeye position-sensitive detector at CSIRO, Australia. Clay sized oriented fractions were analyzed over the range of $2\theta = 2\text{--}35^\circ$ at $0.015^\circ 2\theta/\text{s}$ after successive air drying (AD), ethylene glycol (EG) saturation for 24 h, and heating treatment (H) to 550°C during 2 h. The bulk powdered samples were examined between $5\text{--}90^\circ 2\theta$ angular ranges and minerals were quantified with Siroquant (program using the Rietveld method). Bruker's DIFFRAC.EVA software was used for background stripping, indexing of diffraction peaks, and identification of mineral phase by comparison with International Centre for Diffraction Data (ICDD) files.

3.2. The illite crystallinity and intensity ratio

Several methods have been proposed to quantify the crystallinity index of illite (*IC*) (see Frey, 1987; Abad, 2007). The most common indicator is the illite crystallinity index (otherwise named "Kübler index" Kübler and Jaboyedoff, 2000), defined as the full width at half maximum peak intensity (FWHM) of the first order illite basal reflection (10 Å peak in the AD preparation), and expressed as small changes in the Bragg angle, $\Delta^\circ 2\theta$ values (e.g. Kübler, 1967; Kübler and Jaboyedoff, 2000). Indeed, in clay mineralogy changes in the shape of the XRD 10 Å-illite peak are diagnostic of alterations in the grade diagenesis and incipient metamorphism (Kübler, 1968; Frey, 1987; Guggenheim et al., 2002; Meunier, 2005; Ferreiro

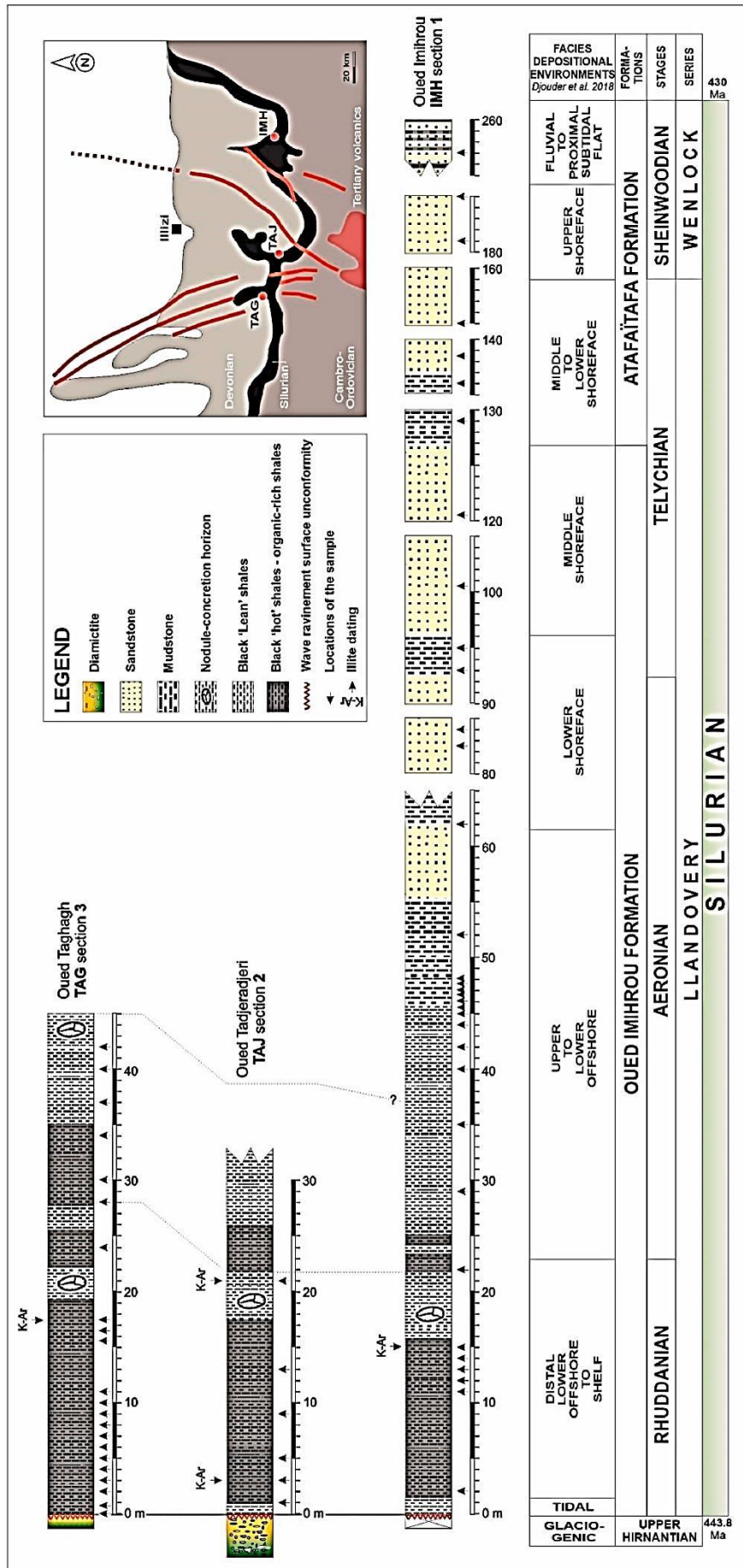


Figure. VI.2: Lithology, depositional environments, and location of the studied samples throughout the three sections from the Tassili n'Ajjer plateau (cf. Djourder et al., 2018).

Mählmann et al., 2012). In this study, illite crystallinity (*IC*) values were measured on samples of <2 μm fraction containing only insignificant amounts of expandable mixed-layers, as deduced from the small changes in intensity at the high-angle side of the 001 reflections after glycol treatment. Standard samples of Warr and Rice (1994) were used for calibration with respect to the Crystallinity Index Standard (CIS) approach (cf. Warr and Ferreiro Mählmann, 2015). As internationally accepted (Frey, 1987; Árkai, 1991), the following zones of the diagenetic/metamorphic grade and the illite crystallization degree are defined by Kübler-Index values with respect to the Kübler-Frey-Kisch calibration: *diagenetic zone* (low grade diagenesis) $\geq 1.0 \Delta^{\circ}2\theta$, (high grade diagenesis) $0.62\text{--}1.0 \Delta^{\circ}2\theta$ and (highest grade diagenesis) $0.42\text{--}0.62 \Delta^{\circ}2\theta$; *anchizone* (low grade anchi-metamorphic) $0.33\text{--}0.42 \Delta^{\circ}2\theta$ and (high grade anchi-metamorphic) $0.25\text{--}0.33 \Delta^{\circ}2\theta$; and *epizone* (epi-metamorphic grade) $\leq 0.25 \Delta^{\circ}2\theta$ (Kübler, 1967; Kisch, 1987). While, for *IC* values determined using the recommended CIS calibration, the equivalent limits are slightly different: illite crystallization values of greater than $0.53 \Delta^{\circ}2\theta$ indicate conditions of diagenesis; values of $0.36\text{--}0.53 \Delta^{\circ}2\theta$ indicate anchizone, and values less than $0.36 \Delta^{\circ}2\theta$ indicate metamorphic (epigenesis) conditions (see Ferreiro Mählmann et al., 2012; Warr and Ferreiro Mählmann, 2015). These three metamorphic zones roughly correspond to temperatures lower than 200 °C for the diagenetic zone, 200 to 300 °C for the anchizone, and above 300 °C for the epizone (Warr and Ferreiro Mählmann, 2015). However, the exact delimitation of the illite crystallinity boundary values in terms of metamorphic grade is equivocal at present (see Ferreiro Mählmann and Frey, 2012 and references therein). In view of this ongoing controversy, the present study followed the methodological recommendations of Kisch et al. (2004), and it provides both the CIS-calibrated and “raw” (as measured) *IC* values (Table. VI.1). For simplicity, however, the term *IC* is retained further in the text and corresponds to the CIS-calibrated values.

The intensity ratio (*Ir*) was also measured during this study, using the *Ir* introduced by Środoń (1984): $Ir = [(001)/(003)_{\text{air-dried}}]/[(001)/(003)_{\text{glycol}}]$. The *Ir* denotes the intensity ratio of the 001 and 003 reflections from air-dry and glycolated samples. According to the same author, the positions, shapes and relative intensities of 00*l* reflections of an illitic material often change slightly after EG treatment, indicating some mixed-layering. Therefore, this ratio is very sensitive to the presence of swelling layers in illite or having very small expandabilities ($Ir > 1$) and a value of $Ir = 1 \pm 0.1$ is indicative of pure illite (Środoń, 1984, 2013).

3.3. Electron microscopy

The textural and spatial relationships of authigenic and detrital minerals including clays were examined from twenty clay separates and rock-chips at CSIRO. A field emission scanning electron microscope (ZEISS Ultra-*plus* FE-SEM) equipped with an EDS detector, was used for the back-scattered electron (BSE) imaging and energy-dispersive X-ray (EDX) analysis, operating at 5–15 kV accelerating volts, 1.5 nA beam current, and 5–16.5 mm working distance. The particle micromorphology was studied on carbon (clay <2 μm) and gold-coated rock-chips using the secondary electron mode (SE).

3.4. Organic petrography of graptolites

Thermal maturity parameters including differentiation of metamorphic subfacies, reflectance data, and whole rock programmed pyrolysis were determined on eleven Early Silurian organic-rich samples (Oued Imihrou Formation) selected from surface outcrops at three distinct locations (cf. Fig. VI.2).

There are many advantages to using vitrinite reflectance and it is generally considered to be the most useful thermal maturity index for post-Devonian rock sequences in hydrocarbon exploration (Hackley et al., 2015; Luo et al., 2020). However, for pre-Devonian argillaceous series such as those analyzed here, i.e., Silurian, graptolites are the most widely used zooclast group for reflectance measurements because the evolution of their optical properties is comparable to that of vitrinite (Teichmüller, 1958, 1986; Goodarzi and Norford, 1987, 1989; Taylor et al., 1998; Link et al., 1990; Petersen et al., 2013; Hartkopf-Fröder et al., 2015; Suchý et al., 2015). According to Petersen et al. (2013), measurements based on bitumen reflectance are less reliable for maturity determination, because bitumen may have various morphologies and origins, and it may not be indigenous to the host rock. In this study, all reflectance measurements for thermal maturity assessment were carried out mostly on graptolite fragments and “vitrinite”-like particles, which can be converted to vitrinite reflectance equivalents (VR_{eqv}).

The organic matter petrography and reflectance measurements were performed both on sections cut perpendicular and parallel to the plane of bedding, placed in a 30 mm diameter mold along with several randomly oriented grains, and set in a cold epoxy resin block. The epoxy resin-mounted samples were polished using a variety of wet and dry papers, diamond polishing compounds, and colloidal silica. The polished samples were dried in a desiccator for a minimum of 12 hours prior to analysis at Energy Resources Consulting Pty Ltd, Australia. Graptolites and “vitrinite”-like particles reflectance were measured according to methods previously described in Hoffkecht (1991) and Goodarzi et al. (1992).

Chapitre VI. The diagenesis- and thermal maturity evolution

| Sample n°. | Outcrop Position (m) | Age | Clay Mineralogy | | | | Illite FWHM Crystallinity | | Illite ratio I _r [(001)/(003)AD]/ [(001)/(003)EG] |
|---|----------------------|--------------|-----------------|--------|----------|----------|---------------------------------|-----------------------------|---|
| | | | Kaolinite | Illite | Chlorite | ML or VC | Present work "raw" IC (Δ°2θ) | CIS-calibrated IC (Δ°2θ) | |
| Eastern Tassili n'Ajjer | | | | | | | | | |
| Oued Imhrou IMH (section 1) | | | | | | | | | |
| ALT 1 | 2 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 0.99 | 1.30 | 1.00 |
| ALT 1b | 11 | Rhuddanian | +++ | ++ | | * | 1.00 | 1.31 | 1.12 |
| ALT 1d | 12.5 | Rhuddanian | +++ | ++ | | * | 1.00 | 1.31 | 0.98 |
| ALT 1e | 13 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 0.98 | 1.28 | 1.03 |
| ALT 1f | 14 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 1.15 | 1.52 | 0.94 |
| ALT 1g | 15 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 1.19 | 1.57 | 1.03 |
| NCH* | 19 | | | | | | | | |
| ALT 1h | 22 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 1.12 | 1.48 | 0.99 |
| ALT 2a | 29 | Rhuddanian | +++ | ++ | | * | 0.79 | 1.03 | 1.08 |
| ALT 2b | 35 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | * | 0.90 | 1.18 | 0.95 |
| ALT 3-14 | 40 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | * | 1.00 | 1.31 | 0.92 |
| ALT 3 | 42 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 0.80 | 1.04 | 1.03 |
| ALT 4 | 44 | Rhuddanian | +++ | + | | | | | 1.08 |
| ALT 6a | 45 | Rhuddanian | +++ | ++ | | * | 0.89 | 1.16 | 1.04 |
| ALT 6b | 45.5 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 1.20 | 1.58 | 1.02 |
| ALT 7 | 46 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.83 | 1.08 | 1.03 |
| IMH 0 | 46.5 | Aeronian | +++ | ++ | | | 0.49 | 0.62 | 1.08 |
| IMH 1a | 47 | Aeronian | +++ | ++ | | * | 0.93 | 1.22 | 1.51 |
| IMH 2 | 47.5 | Aeronian | +++ | ++ | | * | 1.16 | 1.53 | 1.49 |
| IMH 2a | 48 | Aeronian | +++ | ++ | + | | 0.91 | 1.19 | 0.96 |
| IMH 3 | 52 | Aeronian | +++ | ++ | + | | 0.70 | 0.90 | 1.11 |
| IMH 9 | 62 | Aeronian | +++ | + | + | * | 0.33 | 0.40 | 1.09 |
| IMH 14c | 82.5 | Aeronian | +++ | + | + | | 0.64 | 0.82 | 1.04 |
| IMH 15 | 84 | Aeronian | +++ | + | + | | 0.46 | 0.58 | 1.00 |
| IMH 15c | 93 | Telychian | +++ | + | + | | 0.65 | 0.84 | 0.85 |
| IMH 15d | 95 | Telychian | +++ | + | + | | 0.65 | 0.84 | 0.98 |
| IMH 16 | 100.5 | Telychian | +++ | + | + | * | 0.68 | 0.88 | 1.65 |
| IMH 21a | 121 | Telychian | +++ | + | + | | 0.41 | 0.51 | 1.06 |
| IMH 25 | 129 | Telychian | +++ | + | | | 0.80 | 1.04 | 1.09 |
| IMH 28 | 136 | Telychian | +++ | + | | | 1.03 | 1.35 | 1.06 |
| IMH 29b | 138.5 | Telychian | ++++ | + | | * | 0.84 | 1.09 | 1.03 |
| IMH 30 | 155 | Telychian | ++++ | + | | | | | |
| IMH 36 | 182 | Sheinwoodian | ++++ | + | | | | | |
| IMH 37 | 185.5 | Sheinwoodian | ++++ | + | | | 0.50 | 0.63 | 0.97 |
| IMH 59 | 255.5 | Sheinwoodian | ++++ | + | | | 0.55 | 0.70 | 1.05 |
| Western Tassili n'Ajjer | | | | | | | | | |
| Oued Tadjerdjéri TAJ (section 2) | | | | | | | | | |
| InTaf 2 | 1 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 0.60 | 0.77 | 1.05 |
| TAJ 0 | 3 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 1.00 | 1.31 | 1.09 |
| TAJ 1 | 5 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 0.70 | 0.90 | 1.04 |
| TAJ 2 | 9 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 1.07 | 1.41 | 1.10 |
| TAJ 3 | 13 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 1.13 | 1.19 | 1.02 |
| NCH* | 19 | | | | | | | | |
| TAJ 4 | 21 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 0.88 | 1.15 | 1.07 |
| Oued Taghagh TAG (section 3) | | | | | | | | | |
| TAG 1 | 0 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.42 | 0.52 | 1.07 |
| TAG 1a | 0.5 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.50 | 0.63 | |
| TAG 1b | 2 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.60 | 0.77 | 0.96 |
| TAG 1c | 3 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.51 | 0.64 | 0.94 |
| TAG 1d | 4 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.56 | 0.71 | 0.99 |
| TAG 1e | 5 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.54 | 0.69 | 0.99 |
| TAG 2-16 | 6 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.31 | 0.37 | 0.99 |
| TAG 2a | 7 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.38 | 0.47 | 1.02 |
| TAG 2b | 8 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.55 | 0.70 | 1.05 |
| TAG 2c | 9 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.32 | 0.39 | 1.02 |
| TAG 2d | 10 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.55 | 0.70 | 0.98 |
| TAG 3-15 | 11 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 0.93 | 1.22 | 1.08 |
| TAG 3-16 | 15.5 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 0.86 | 1.12 | 0.94 |
| TAG 3a | 16.5 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.32 | 0.39 | 0.83 |
| TAG 3b | 17.5 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.74 | 0.96 | 1.11 |
| NCH* | 21 | | | | | | | | |
| TAG 3d | 24 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.56 | 0.71 | 1.05 |
| TAG 3d-15 | 28 | Rhuddanian | +++ | ++ | | | 0.32 | 0.39 | 1.00 |
| TAG 3e | 30 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.51 | 0.64 | 1.03 |
| TAG 4 | 34 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | * | 0.77 | 1.00 | 0.95 |
| TAG 4a | 37 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.51 | 0.64 | 0.99 |
| TAG 4b | 40 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.68 | 0.88 | 1.16 |
| TAG 4c | 42 | Rhuddanian | +++ | ++ | + | | 0.40 | 0.49 | 1.05 |

++++ Dominant (>60%), +++ Major (20 to 60%), ++ Minor (up to 20%), + Trace (<5%), * Believed to be present

Table. VI.1: Clay fraction mineralogy, measured illite crystallinity, and intensity ratio of the studied samples from the eastern- and western-Tassili n'Ajjer plateau. ML: mixed layers, I/C: illite-chlorite, NCH*: nodule-concretion horizon. CIS-calibrated IC: $[IC_{\text{Present work}} = (0.7338 * ICCIS) + 0.0372]$.

A Leica MP4500P reflected light microscope equipped with monochromatic light ($\lambda = 546 \text{ nm}$, $2 \mu\text{m}^2$ area) source, a $50\times$ oil objective lens under oil immersion (refractive index, $n_e=1.518$ at $23 \text{ }^\circ\text{C}$), was used in accordance with the International Committee for Coal and Organic Petrology - ICCP (ISO 7404-3, 2009; ISO 7404-5, 2009). Plane polarized light was used and the microscope stage rotated 360° such that the mean of all the maximum reflectance (GR_{omax}), the range minimum-maximum reflectance, i.e., the lowest GR_{omax} and highest GR_{omax} of the population considered to represent the first generation vitrinite population and mean bireflectance values could be obtained. Maximum reflectance values are preferred as the standard deviation (SD) of the mean is smaller compared to random reflectance values (GR_{or}), which is especially important at higher maturations and when the population size is small. In addition, mean bireflectance can be calculated which can give an indication of the importance of regional versus contact metamorphism.

Both minimum-maximum oil reflectances of the same individual organic fragments were measured by rotating the microscope stage, while a polarizer was placed in the incident light path, and the mean bireflectance $[(\text{mean max} - \text{mean min})/(\text{mean max})]$ was calculated using polarized light. The number of reflectance measurements (N) varied from 6 to 50 measurements for every sample ($N_{\text{average}} = 30$; Table. VI.2). The most reliable method of assessing the level of thermal maturity of graptolites is the GR_{omax} , taken under polarized light, rather than the random reflectance GR_{or} . Because, even with a positive correlation between GR_{omax} and GR_{or} (Luo et al., 2020), GR_{omax} measurements always display a lower SD compared to random measurements of all the analyzed samples. Indeed, graptolites are anisotropic with biaxial optical properties and have extremely strong mean bireflectance at advanced maturity as pointed out by Link et al. (1990) and Goodarzi et al. (1992) elsewhere. Vitrinite reflectance equivalent (VR_{eqv}) of each sample was obtained using the recent conversion equation of Luo et al. (2020): $[\%VR_{\text{eqv}} = (0.515 * GR_{\text{omax}}) + 0.506]$.

Paleotemperature estimates for the graptolitic Early Silurian shales, through VR_{eqv} , were calculated using the linear regression equation of Barker and Pawlewicz (1986) and have an error of $\pm 20 \text{ }^\circ\text{C}$, $[\ln(R_m) = (0.0078 * T_{\text{max}}) - 1.2]$. In this study $\%R_m = VR_{\text{eqv}}$ and paleotemperatures T_{max} are in units of $^\circ\text{C}$. This time-independent empirical method was chosen due to the limited influence of heating duration on thermal maxima recorded by organic material (Barker and Pawlewicz, 1986).

Table. VI.2

| Sample n°. | Outcrop Position (m) | Age | Lithology | Maceral Types | Mean Birefr. | Graptolite Reflectance | | | Vitrinite Reflectance Equivalent | | | | | |
|---------------------------------|----------------------|------------|----------------------|---|--------------|------------------------|-------|-----------------|----------------------------------|------|----|------------------------|-------------------|------|
| | | | | | | N | SD | Range Min. Max. | GR _{max} | N | SD | Mean GR _{max} | VR _{eqv} | |
| Eastern Tassili n'Ajjer | | | | | | | | | | | | | | |
| Oued Imihrou IMH (section 1) | | | | | | | | | | | | | | |
| ALT 1 | 2 | Rhuddanian | Calcareous claystone | Graptolite "Vitrinite" like particles | / | / | / | / | / | / | 14 | 0.120 | 1.23 | 1.14 |
| ALT 3 | 42 | Rhuddanian | Fine claystone | Graptolite "Vitrinite" like particles | / | / | / | / | / | / | 25 | 0.143 | 1.22 | 1.13 |
| IMH0 | 46.5 | Aeronian | Calcareous claystone | Graptolite "Vitrinite" like particles | 0.25 | 25 | 0.143 | 0.95 | 1.46 | 1.22 | 16 | 0.147 | 1.27 | 1.16 |
| Western Tassili n'Ajjer | | | | | | | | | | | | | | |
| Oued Tadradjeri TAJ (section 2) | | | | | | | | | | | | | | |
| InTaf 2 | 1 | Rhuddanian | Silty claystone | Graptolite "Vitrinite" like particles | 0.74 | 14 | 0.070 | 1.51 | 1.78 | 1.62 | 39 | 0.159 | 1.62 | 1.34 |
| TAJ 1 | 5 | Rhuddanian | Silty claystone | ?Graptolite "Vitrinite" like particles | / | 4 | 0.110 | 1.11 | 1.42 | 1.26 | 29 | 0.211 | 1.26 | 1.15 |
| TAJ 3 | 13 | Rhuddanian | Silty claystone | Graptolite "Vitrinite" like particles | / | / | / | / | / | / | 6 | 0.134 | 1.14 | 1.09 |
| Oued Taghagh TAG (section 3) | | | | | | | | | | | | | | |
| TAG 3-15 | 11 | Rhuddanian | Silty claystone | Graptolite "Vitrinite" like particles | 0.43 | 25 | 0.182 | 1.88 | 2.51 | 2.20 | 50 | 0.345 | 2.20 | 1.64 |
| TAG 3-16 | 15.5 | Rhuddanian | Silty claystone | Graptolite "Vitrinite" like particles | 0.39 | 25 | 0.190 | 1.92 | 2.58 | 2.21 | 50 | 0.446 | 2.21 | 1.64 |
| TAG 3d-15 | 28 | Rhuddanian | Fine claystone | Graptolite "Vitrinite" like particles | 0.53 | 25 | 0.098 | 1.50 | 1.88 | 1.68 | 50 | 0.236 | 1.68 | 1.37 |
| TAG 4 | 34 | Rhuddanian | Silty claystone | Graptolite "Vitrinite" like particles | 0.46 | 11 | 0.314 | 1.90 | 2.96 | 2.59 | 36 | 0.545 | 2.59 | 1.84 |

Table. VI.3

| Sample n°. | Outcrop Position (m) | Lithology | Rock-Eval Pyrolysis & Derived Parameters | | | | | | | | | | | | | | | | Calculated Parameters | | | | | | | |
|---------------------------------|----------------------|-------------|--|-------------------|---------------------------|-------------|------------------|-----------------|---------------------|------------------|------------|------------|------------|------------|------------|-----------|---------------------|--------------------------|-------------------------------|------------------------------------|---------------------|----------------------|-------------------|------------------------|-----|--|
| | | | TOC (wt% Total Organic Carbon) | HI Hydrogen Index | OI Classical Oxygen Index | S1 Free Oil | S2 Kerogen Yield | S3 (mg/g) S3CO2 | OI-RE6 Oxygen Index | PI Product Index | SS' (mg/g) | S3C (mg/g) | S3O (mg/g) | S4C (mg/g) | S4O (mg/g) | S5 (mg/g) | AI Adsorption Index | OSI Oil Saturation Index | GOC Generative Organic Carbon | NGOC non-Generative Organic Carbon | Tmax (Rock-Eval) °C | Tmax (calculated) °C | VR _{eqv} | Paleo-temperature T °C | | |
| Eastern Tassili n'Ajjer | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Oued Imihrou IMH (section 1) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| ALT 1 | 2 | Black shale | 0.11 | 36 | 73 | 0.02 | 0.04 | 0.08 | 323 | 0.33 | 1.87 | 0.17 | 0.21 | 2.13 | 0.01 | 0.33 | 0.09 | 18.18 | 0.02 | 0.09 | 0.09 | 456 | 461 | 1.14 | 171 | |
| ALT 3 | 42 | Black shale | 2.13 | 9 | 66 | 0.02 | 0.20 | 1.41 | 84 | 0.10 | 3.86 | 0.19 | 0.38 | 6.08 | 65.85 | 1.15 | 1.75 | 0.94 | 0.07 | 2.06 | 2.06 | 470 | 461 | 1.13 | 170 | |
| IMH0 | 46.5 | Black shale | 0.14 | 29 | 71 | 0.07 | 0.04 | 0.10 | 182 | 0.64* | 0.51 | 0.11 | 0.09 | 0.56 | 3.55 | 0.82 | 0.11 | 50.00 | 0.02 | 0.12 | 0.12 | 458 | 462 | 1.16 | 173 | |
| IMH25 | 129 | Siltstone | 0.10 | / | 260 | 0.00 | 0.00 | 0.26 | 485 | / | 0.52 | 0.17 | 0.11 | 1.92 | 0.02 | 0.07 | 0.08 | / | 0.02 | 0.08 | 0.08 | / | / | n/a | / | |
| Western Tassili n'Ajjer | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Oued Tadradjeri TAJ (section 2) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| InTaf 2 | 1 | Black shale | 0.73 | 23 | 33 | 0.13 | 0.17 | 0.24 | 77 | 0.43 | 1.32 | 0.20 | 0.24 | 3.56 | 19.37 | 0.80 | 0.60 | 17.81 | 0.05 | 0.68 | 0.68 | 351* | 472 | 1.34 | 191 | |
| TAJ 1 | 5 | Black shale | 0.56 | 59 | 16 | 0.38 | 0.33 | 0.09 | 50 | 0.54* | 1.06 | 0.15 | 0.08 | 3.78 | 11.96 | 0.53 | 0.46 | 67.86 | 0.07 | 0.49 | 0.49 | 434* | 462 | 1.15 | 172 | |
| TAJ 3 | 13 | Black shale | 0.18 | 17 | 106 | 0.01 | 0.03 | 0.19 | 236 | 0.25 | 2.24 | 0.14 | 0.19 | 2.19 | 2.45 | 0.74 | 0.15 | 5.56 | 0.02 | 0.16 | 0.16 | 461 | 458 | 1.09 | 165 | |
| Oued Taghagh TAG (section 3) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| TAG 3-15 | 11 | Black shale | 1.47 | 5 | 15 | 0.08 | 0.08 | 0.22 | 34 | 0.50 | 1.43 | 0.13 | 0.31 | 8.57 | 39.35 | 0.56 | 1.21 | 5.44 | 0.03 | 1.44 | 1.44 | 492 | 489 | 1.64 | 217 | |
| TAG 3-16 | 15.5 | Black shale | 1.48 | 6 | 16 | 0.03 | 0.09 | 0.23 | 43 | 0.25 | 1.68 | 0.22 | 0.36 | 8.73 | 39.56 | 0.54 | 1.22 | 2.01 | 0.03 | 1.45 | 1.45 | 470 | 489 | 1.64 | 217 | |
| TAG 3d-15 | 28 | Black shale | 2.09 | 20 | 29 | 0.22 | 0.41 | 0.60 | 49 | 0.35 | 2.36 | 0.22 | 0.42 | 8.14 | 60.52 | 1.25 | 1.71 | 10.53 | 0.09 | 2.00 | 2.00 | 437* | 474 | 1.37 | 194 | |
| TAG 4 | 34 | Black shale | 0.48 | 81 | 25 | 0.05 | 0.39 | 0.12 | 64 | 0.11 | 0.84 | 0.12 | 0.13 | 3.42 | 10.42 | 0.48 | 0.39 | 10.42 | 0.05 | 0.43 | 0.43 | 347* | 500 | 1.84 | 232 | |

Table. VI.2: Vitrinite reflectance equivalents (VReqv) data of representative samples from the eastern- and western-Tassili n'Ajjer plateau. Reflectance measurements on graptolite, and on VLPs.

Abbreviations: Mean of all the maximum reflectance readings obtained (GRomax). The range minimum-maximum reflectance, i.e., the lowest GRomax and highest GRomax of the population considered to represent the first generation vitrinite population, the mean bireflectance, the number of fields measured N (Number of measurements = 2N because 2 maximum values are recorded for each field), and the standard deviation (SD). VReqv (Luo et al., 2020): [%VReqv = (0.515 * GRomax) + 0.506].

Table. VI.3: Programmed pyrolysis, derived parameters and their respective IC, VReqv and calculated temperatures of selected samples from the eastern- and western-Tassili n'Ajjer plateau. HI = (S2 X 100)/TOC; OI = (S3 X 100)/TOC; PI = S1/(S1 + S2). Tmax(calculated) (Jarvie et al., 2001; Laughrey, 2014): [%VR = (0.0180 * Tmax) - 7.16]. Paleotemperature estimates (Barker and Pawlewicz, 1986): [ln(VReqv) = (0.0078 * Tmax) - 1.2]. * Anomalous values.

3.5. Programmed Pyrolysis

Source rock analyses were conducted using the latest version of the Rock-Eval pyrolysis technique under the HAWK™ Instrument from Wildcat Technologies at Energy Resources Consulting Pty Ltd, Australia (e.g. Espitalié et al., 1985; Lafargue et al., 1998; Behar et al., 2001). The whole rock pyrolysis was used to estimate the hydrocarbon potential of eleven unweathered rock samples by open system volatilization and cracking of organic matter according to a programmed temperature pattern.

The pyrolyzed hydrocarbons are monitored by a flame ionization detector (FID) with the 'Institut Français du Pétrole' (IFP) standard rock, forming the so-called peaks S_1 (thermovaporized free hydrocarbons thermally extracted at 300 °C), S_2 (pyrolysis products from cracking of organic matter up to 550 °C), S_3 (CO₂ released during the pyrolysis at higher temperatures) (Peters and Cassa, 1994). In addition, other parameters were automatically calculated, such as the total organic carbon (TOC, wt.%) content, $T_{\max(\text{Rock-Eval})}$ (temperature of the maximum yield of hydrocarbons S_2 peak), together with the PI (production index) and HI (hydrogen index). Due to the very low S_2 values and degree of thermal maturation, the analyses were carried out on 250 mg of a crushed sample rather than the standard 70 mg and pyrolysis up to a maximum temperature of 750 °C. In addition, all FID traces were manually examined and in a number of cases the machine determined $T_{\max(\text{Rock-Eval})}$ value was rejected in favor of a different, but lower, peak which was thought to better represent the thermal maturation. In some cases, alternative peaks were not available and the machine determined $T_{\max(\text{Rock-Eval})}$ value reported but may be unreliable. All the results are presented in [Table. VI.3](#).

3.6. K–Ar age dating

Authigenic, or newly formed illite and illite-type minerals, contain potassium and is, therefore, suitable for age determination using the potassium/argon (K/Ar) geochronometer (see the review from Clauer and Chaudhuri 1995; Meunier and Velde, 2004). The radiometric

K–Ar age of illite is useful, as this mineral often forms prior to hydrocarbon charge in response to heating in the same temperature range as oil formation (Dalrymple and Lanphere, 1969; Pevear, 1999; Hamilton, 2003).

Clay minerals of four size sub-fractions were prepared, separated using the high-speed Sigma 3-16L centrifuge as described in Uysal et al. (2000), and dated by conventional K–Ar age dating at the CSIRO Argon Laboratory (Australia). These size sub-fractions were extracted from selected representative samples after recording the XRD patterns of the <2 μm fraction, in order to reduce any contribution of the coarse detrital phyllosilicates (e.g. K-bearing phases), more importantly, to enrich and purify illite (Środoń et al., 2002; Franks and Zwingmann, 2010).

The K–Ar illite age analysis was completed on sub-fractions (<0.2 and <0.1 μm) of four representative samples, which were collected from IMH section 1 (ALT-1g), TAJ section 2 (TAJ-0 and TAJ-4) and TAG section 3 (TAG-3b-15), following a procedure similar to that described by Bonhomme et al. (1975). At least 25 mg of sample material is required for $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ analyses (Zwingmann et al., 2011). The potassium of each sample and standard was measured by ICP-OES, with an accuracy of better than 1% and each measurement was duplicated. For argon isotopic determinations, the samples were preheated under vacuum for at least 12 h at 80 °C to remove absorbed argon of atmospheric origin. Argon was extracted from the separated mineral fractions by fusing the samples within a vacuum line serviced by an on-line ^{38}Ar spike pipette. The isotopic composition of the spiked argon was measured with a high-sensitivity on-line VG3600 mass spectrometer using a Faraday cup. The ^{38}Ar spike was calibrated against HD-B1 standard biotite, and several international age standards were analyzed (cf. Odin et al., 1982; Hess and Lippolt, 1994). Blanks for the extraction line and mass spectrometer were systematically measured, and the mass discrimination factor was determined periodically by airshots. The error for argon analyses is below 2%, and the average $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ value of the air measurements (AS134-AirS-1) yielded 295.81 ± 0.14 , which is close to the recommended values of 298.6 ± 0.4 for the atmospheric $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio (Lee et al., 2006). Ages were calculated using the ^{40}K abundance and the decay constants of Steiger and Jäger (1977). The K–Ar age uncertainties consider the errors during sample weighing, K contents, $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ measurements and are quoted in the text as $\pm 2\sigma$. Results are summarized in **Table VI.4**.

| Sample n°. | Outcrop Position (m) | Lithology | Grain size (µm) | K (%) | Rad. ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁹ mol/g) | Rad. ⁴⁰ Ar (%) | K–Ar age ± 2σ (Ma) | Timescale: Period-Epoch-Stage |
|---|----------------------|-------------|-----------------|-------|--|---------------------------|--------------------|---|
| CSIRO* ID | LP6-154 | | | 8.37 | 1.913 | 97.52 | 127.2 ± 1.8 | Early Cretaceous-Barremian |
| | GLO-174 | | | 6.55 | 1.112 | 95.20 | 95.3 ± 1.4 | Late Cretaceous-Cenomanian |
| | HD-B1-140 | | | 7.96 | 0.338 | 92.39 | 24.3 ± 0.3 | Paleogene-Oligocene-Chattian |
| Eastern Tassili n'Ajjer Oued Imihrou IMH (section 1) | | | | | | | | |
| ALT 1g | 15 | Black shale | <0.1 | 0.44 | 0.166 | 18.88 | 204.1 ± 6.2 | Late Triassic-Norian |
| Western Tassili n'Ajjer Oued Tadjerdjeri TAJ (section 2) | | | | | | | | |
| TAJ 0 | 3 | Black shale | <0.2 | 2.29 | 1.465 | 52.98 | 335.5 ± 8.0 | Carboniferous-Middle Mississippian-Viséan |
| TAJ 4 | 21 | Black shale | <0.2 | 1.43 | 0.467 | 47.78 | 179.2 ± 4.3 | Lower Jurassic (Lias)-Toarcian |
| Oued Taghagh TAG (section 3) | | | | | | | | |
| TAG 3b | 17.5 | Black shale | <0.1 | 0.19 | 0.084 | 15.01 | 238.3 ± 11.4 | Middle Triassic-Anisian |

Table. VI.4: Illite K–Ar geochronology results showing at least two generations of authigenic micrometric illite-type crystals: Oldest illite at about 335 Ma and youngest illite between 238 and 179 Ma.

4. Results

4.1. Mineralogy

Clay mineralogy characterization, the measurements of illite crystallinity (*IC*), and intensity ratio (*Ir*) on the clay fraction (<2µm) were measured for each sample and presented in **Table. VI.1**. The sixty-five representative samples contain abundant graptolite particles, clay minerals and non-clay minerals such as quartz, muscovite, pyrite and minor phases: K-feldspar, iron oxides and carbonate. Moreover, important differences in mineralogy seem to be controlled by the lithology of the host rocks, stratigraphical level, and the paleogeographical location of the studied Silurian outcrop sections from the eastern- and western-Tassili n'Ajjer plateau.

The identified clay minerals include kaolinite (20–100%), mica-illite (0–20%), and chlorite (0–5%). In the eastern Tassili n'Ajjer plateau (IMH section 1), there is an increasing amount of kaolinite from the bottom (Oued Imihrou Formation) to the top of the section (Atafaïtafa Formation) and a decreasing trend of illite proportion (**Fig. VI.3**). Traces of chlorite (5%) are present in some samples from the IMH section and the westernmost part of the Tassili n'Ajjer (TAG section 3), while a smectite phase is only present with a few percent as random mixed-layers (**Table. VI.1**).

In this study, the CIS-calibrated *IC* (FWHM) index values, of all the studied samples, range widely from 0.37 and 1.58 $\Delta^{\circ}2\theta$ (median= 0.90 $\Delta^{\circ}2\theta$, n= 59; **Table. VI.1**), following the calibration equation employed herein [$IC_{\text{Present work}} = (0.7338 * IC_{\text{CIS}}) + 0.0372$], $R^2 = 0.99$.

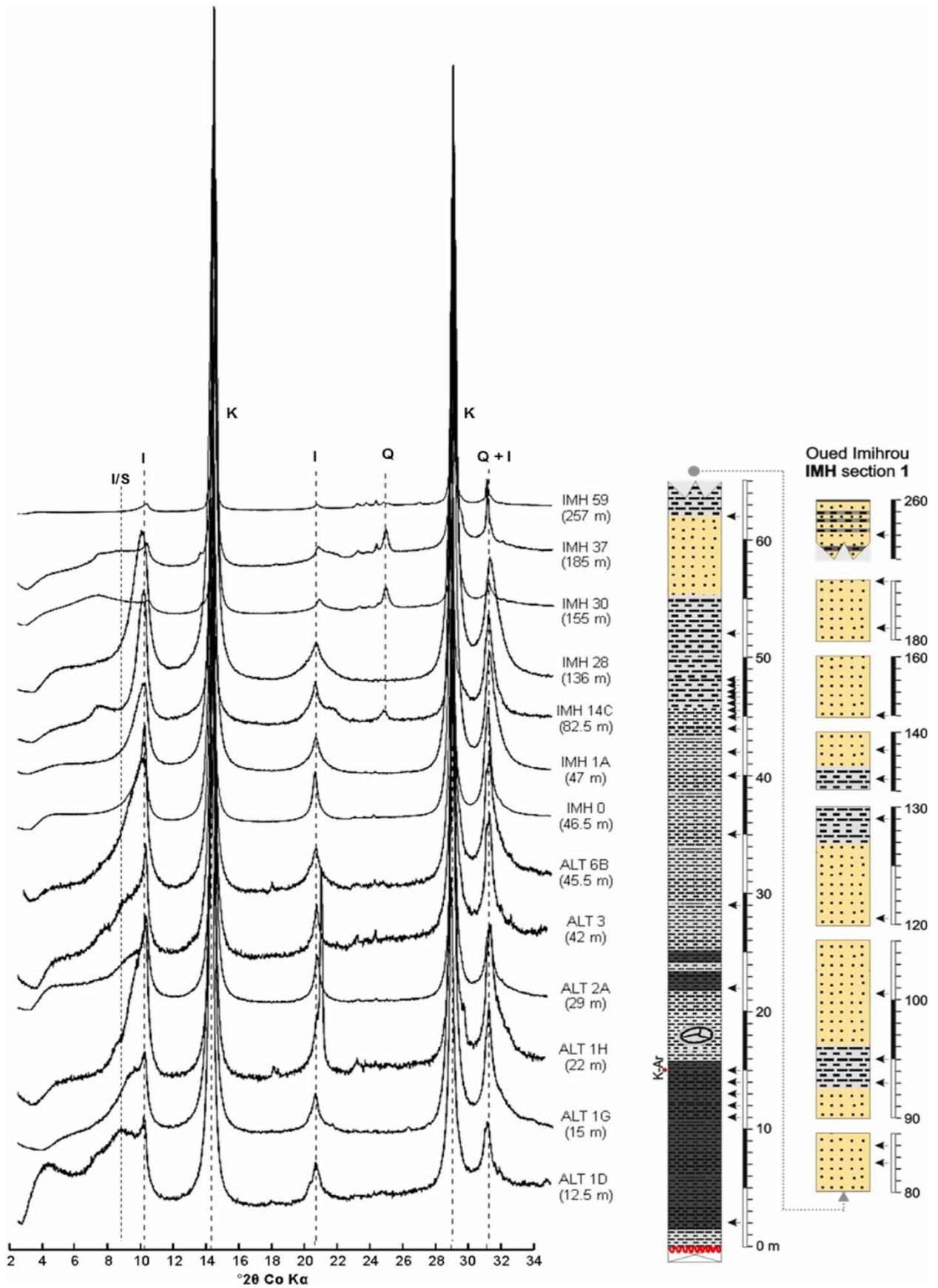


Figure. VI.3: Representative X-ray diffraction patterns for oriented preparations in $<2 \mu\text{m}</math> clay fractions (air-dried) from the Oued Imihrou Formation black shales and the overlying Atafaitafa Formation sandstones, IMH section 1. (I/S: illite-smectite mixed layers, I: illite, K: kaolinite, and Q: quartz).$

These *IC* values cover the whole range of crystallization degrees from diagenetic to incipient anchi-metamorphism intensity (e.g. Kübler, 1967; Kisch, 1987). Some samples from the extreme western Tassili n'Ajjer (TAG section 3) display *IC* values around or lower than 0.53 $\Delta^{\circ}2\theta$, and indicating local higher temperature conditions than in the two other sections of the study area. Alternatively, these samples may have reached the upper anchizone to lower epizone. The *IC* values do not show a systematic decrease with stratigraphic age (outcrop position) but rather irregular distribution, which is reasonable as the most complete IMH section does not exceed 200 m in thickness.

Illite polytypism was not seen in the randomly oriented powder diffraction pattern of most samples from the study area, except for the four K–Ar prepared samples. The intensity ratio clusters around *Ir* values between 0.83 and 1.65 (median= 1.03, n= 59), indicating largely pure illite, and a very low amount of expandable components ($\leq 5\%$) for the highest *Ir* values when mixed-layers could be present (e.g. Eberl and Velde, 1989; Środoń, 2013).

4.1.1. *The western Tassili n'Ajjer plateau*

Clay separates from the western- (TAJ) and the extreme western-part (TAG) of Tassili n'Ajjer consists of kaolinite (20–60%) and illite (up to 20%), while chlorite (<5%) is only present in TAG samples and completely absent within the TAJ samples. In those samples, the distinction between kaolinite and chlorite was based on observing the 002 peak of kaolinite at 3.58 Å and 004 peak of chlorite at 3.53 Å (Fig. VI.4B). Further, heating the samples at 550 °C for 2 h results in the complete destruction of kaolinite and an increase of the 001 reflection of chlorite with a slight contraction to about 13.9 Å, and thus confirms the presence of chlorite within the black shales and mudstones of TAG (Moore and Reynolds, 1997). In addition, the even-ordered (7.15 Å and 3.53 Å) peaks are more intense than the odd-ordered (14.2 Å and 4.71 Å) peaks, which is characteristic of iron-rich chlorite or chamosite (Brindley and Brown, 1980; Moore and Reynolds, 1997).

Illite is identified in XRD patterns by a series of peaks at about 10, 5 and 3.3 Å and present in all the samples. There is no significant change in either the peak positions or peak profile of 001 reflection of illites after glycolation and heating, thus confirming the possible absence of expandable smectite layers in the TAG- and TAJ illites. This was further confirmed for both sections by the *Ir* values of the (001) and (003) reflections; with values between 0.83–1.16 (median= 1.02, n= 27) according to a procedure described by Środoń (1984).

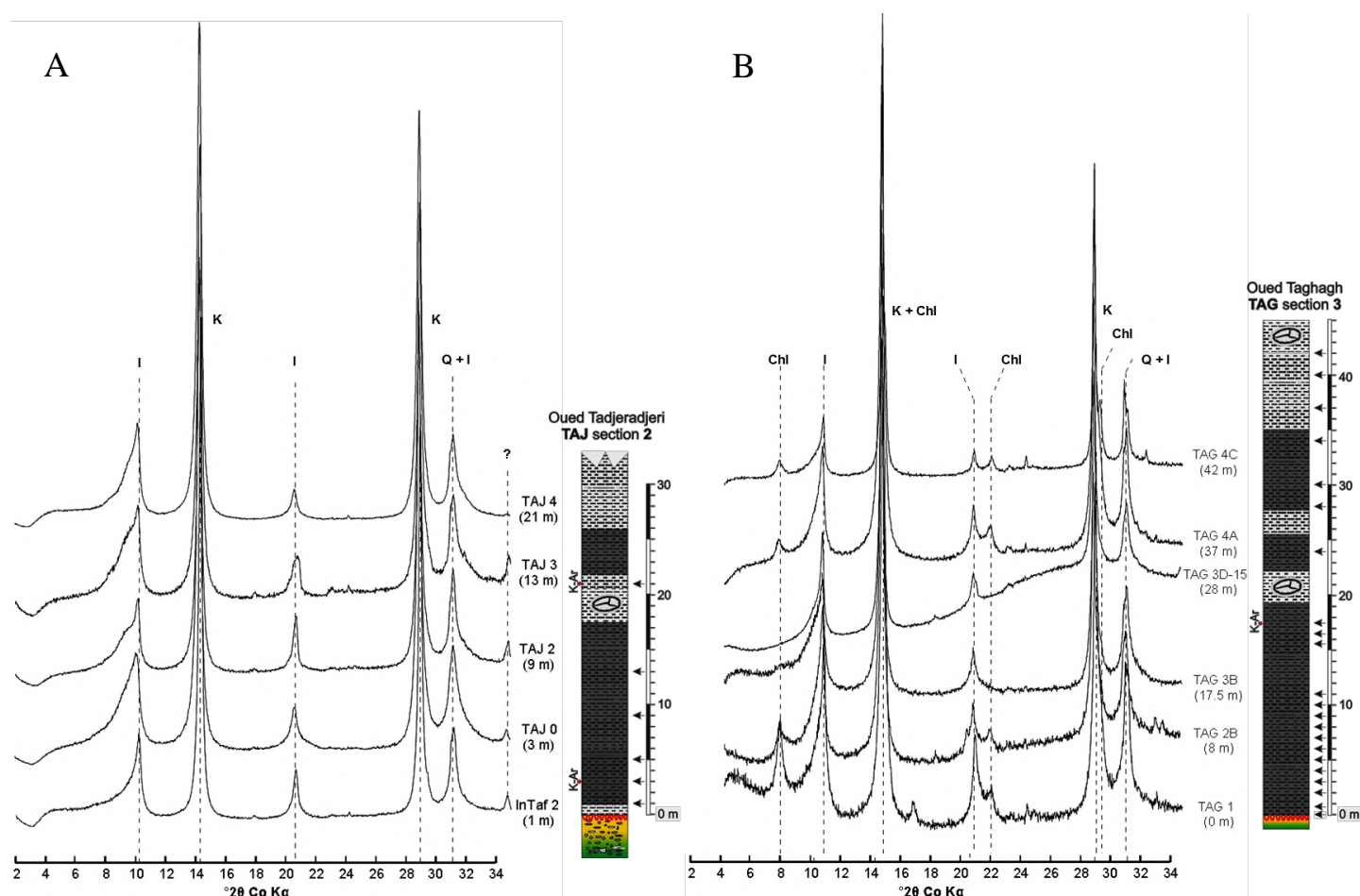


Figure. VI.4: Representative X-ray diffraction patterns for oriented preparations in $<2 \mu\text{m}$ clay fractions (air-dried) from the Oued Imihrou Formation black shales, (A) TAJ section 2, and (B) TAG section 3. (I: illite, Chl: chlorite, K: kaolinite, and Q: quartz).

The TAG black shale samples contain $2M$ illite polytype, as identified in randomly oriented powders by the diagnostic non-basal lines at 4.09 \AA , 3.88 \AA , 3.72 \AA , 3.20 \AA , 2.98 \AA , 2.86 \AA , and 2.79 \AA (Bailey, 1984). In contrast, both $2M$ and $1M$ illite (3.07 \AA and 3.66 \AA) polytypes coexist in TAJ samples. According to Dong et al. (1997), the increased dominance of $2M_I$ illite directly influences crystal thickening and hence IC . Indeed, as mentioned before, the TAG section yielded the lowest of all the measured CIS-calibrated IC values, ca. $0.37 \Delta^2\theta$, with a median of $0.65 \Delta^2\theta$ (Table. VI.1). These few low values point to the transition from the highest grade diagenetic conditions to the anchi-metamorphic illite crystallization degree, with a minimum temperature of $200 \text{ }^\circ\text{C}$ (Mullis et al., 1993; Warr and Ferreiro Mählmann, 2015 and references therein). These conditions could also explain the only occurrence of iron-rich chlorite and $2M$ illite with increasing temperature during diagenesis and very low-grade metamorphism, following the evolution of illite to muscovite of Hunziker et al. (1986) and the $1M$ - $2M_I$ polytypic conversion of Frey (1987), Yang and Hesse (1991).

4.1.2. *The eastern Tassili n'Ajjer plateau*

The most complete section is located in the eastern Tassili n'Ajjer (IMH section 1) encompassing the Oued Imihrou Formation at the base (black 'hot' shales) and the overlying Atafaïtafa Formation (mudstones-sandstones). Kaolinite and illite are ubiquitous within the black shales, while the mudstones-sandstones alternations are characterized by kaolinite at the expense of illite, forming 60–100% of the clay fractions, as well as traces of other non-expandable clays (illite and chlorite) and only a small amount of expandable layers (Table VI.1 and Fig. VI.3). The latter are probably present within a few percent, as testified by the composed peaks with broad asymmetrical shapes and highest I_r values (~ 1.50). The CIS-calibrated IC values of the IMH section are shown to be the highest in comparison to the two other sections (median = $1.09 \Delta^\circ 2\theta$, $n = 31$). In addition, IC values from the black shales, with only traces of 2M polytype, are much more coherent and expressed by values above $1 \Delta^\circ 2\theta$, which broadly indicate diagenetic conditions (low-grade diagenesis).

4.2. Petrography of illitic clays

At least two populations of illite were distinguished by detailed SEM observations within the Oued Imihrou Formation shales and the Atafaïtafa Formation sandstones throughout the three studied Silurian outcrop sections. The black shale samples contain equant illite flakes with crystal shapes of near hexagonal platelets (Fig. VI.5A–B), while the porous sandstone samples display elongated fine-grained shapes (sub-micrometer) or fibrous 'hairy' illites, which usually coexist and intergrow with other phases like iron-rich chlorite (Fig. VI.5C–D). It is also important to note that some detrital muscovite crystals are exfoliated and their edges are fringed by the overgrowth of well-neocrystallized illite ($< 2 \mu\text{m}$ scale) confirmed by EDS analysis (Fig. VI.5E–F). Therefore, the shapes and morphologies of all of these illitic clays, at all observation scales, point to authigenic rather than detrital origin.

4.3. The reflectance of graptolites and source rock maturity

The examined zooclast and dispersed organic matter in eleven samples are judged indigenous to the host rock as they are oriented parallel within the bedding and with complete biological structures. They are commonly filled by abundant pyrite framboids confirming that the sedimentary organic matter was deposited and preserved under strongly reducing conditions (Djouder et al., 2018).

Reflectance histograms show globally bimodal distributions, thus suggesting the presence of two principal maceral populations: graptolites and "vitrinite"-like particles (Fig. VI.6). "Vitrinite"-like particles (VLPs) reported by Petersen et al. (2013) had a similar reflectance range to the associated graptolites and were suggested by them to be fragments of

graptolites. However, in our study, VLPs have substantially higher reflectance and lower mean bireflectance (Table VI.2) than the associated graptolites. Especially, the lower mean bireflectance with the rare lamalginite, and liptodetrinite, displaying dull orange to weak brown fluorescence and which are commonly associated with degraded microplankton, suggest an algal origin of the VLPs in these samples. Indeed, the optical properties of algae, notably reflectance and fluorescence, change at a more rapid rate than that of associated vitrinites (when vitrinite is present) and presumably more rapidly than associated graptolites. It would therefore be expected that as maturation increases the reflectance values of algae would be initially lower, then equal and finally exceed that of the associated graptolites.

Graptolites were the most abundant organic remains in the Silurian shales (Llandovery) in North Africa, the Middle East and East Asia (Lüning et al., 2000; İnan et al., 2016; Luo et al., 2016). These fossil graptolites or rhabdosomes are macroscopically visible and easily identified both in polished blocks and reflected light microscopy; firstly, due to their characteristic internal and external morphology and, secondly, these graptolites have strong anisotropy, which increases with higher thermal maturity levels (Hartkopf-Fröder et al., 2015). The abundant zooclasts are of the non-granular fragments type (sensu Goodarzi, 1984). They display a wide range of shapes – elongated larger pieces (~0.05–2 mm long), irregularly lath-shaped lenses, angular or rounded, and occasional remnants of thecae with an intact periderm where both fusellar and cortical tissues are seen (Fig. VI.7A–D). In contrast, VLPs are lacking the diagnostic graptolite features and exhibit a more varied morphology. They occur as narrow strands and blocky particles orientated parallel to bedding and always occur in association with a thin band of diffuse organic matter (Fig. VI.7E–H). VLPs in the analyzed Lower Paleozoic shales are likely derived from slightly degraded algae and could be a type of coalified alginite. Additionally, mean bireflectance measurements are reliable on graptolites, however, no appreciable mean bireflectance was observed in VLPs as usually, the grain size is too small to make any reliable measurements.

The maturity of graptolitic Silurian sediments (Oued Imihrou Formation) from the three studied outcrop sections were evaluated by the mean maximum reflectances of graptolites- and VLPs. Their optical properties follow similar trends with increasing maturation to those of vitrinite, bitumen and chitinozoa, indicating similar molecular changes (Goodarzi, 1984; Goodarzi and Norford, 1987; Link et al., 1990). Therefore, all the reflectance measurements reported in this paper were carried out on these organic particles (Table VI.2).

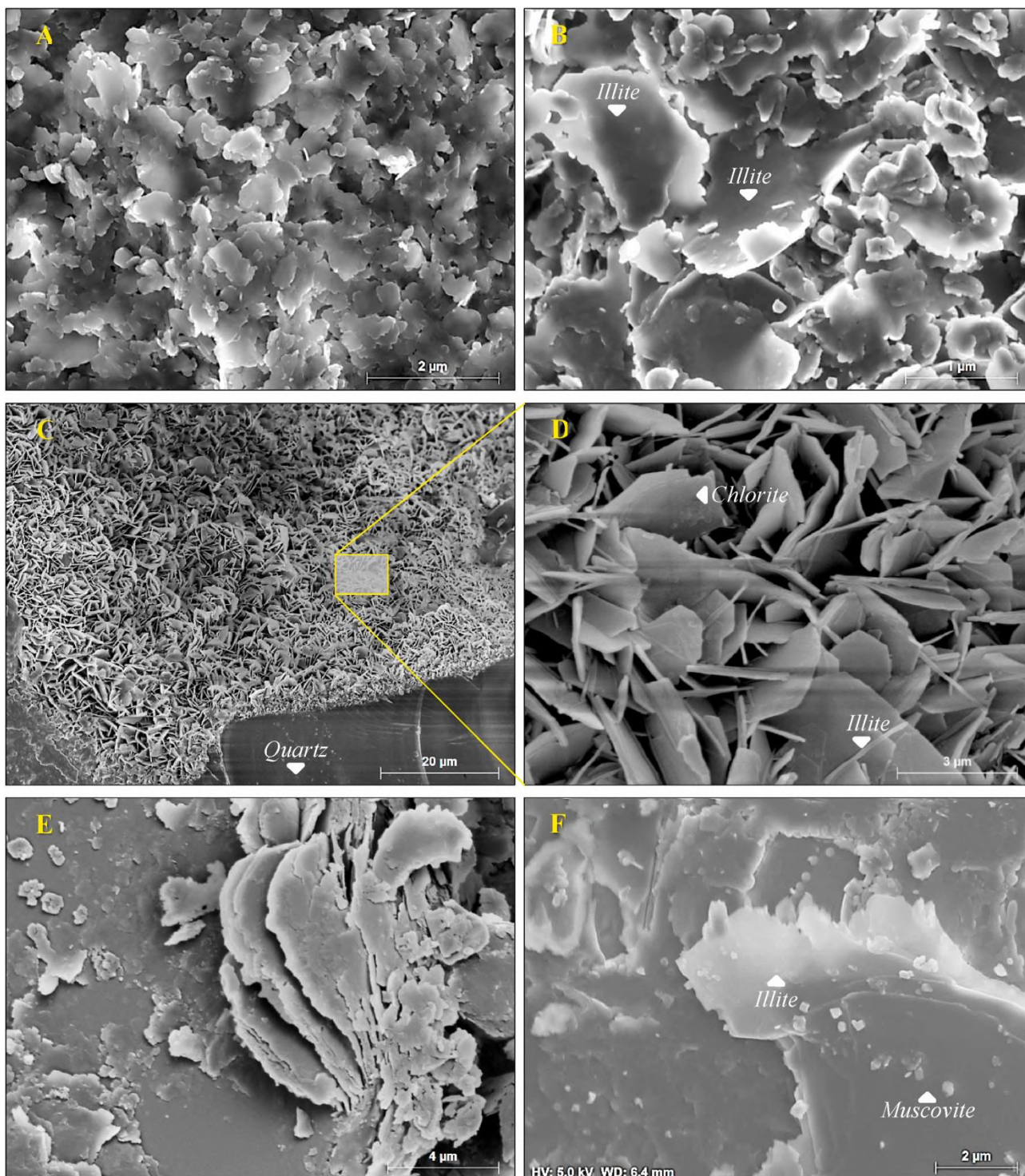


Figure. VI.5: SEM microphotographs of representative samples from the Oued Imihrou Formation shales and the Atafaïtafa Formation sandstones. A and B are clay fractions $<2 \mu\text{m}$, while C to F are bulk rock-chips. (A) *In situ* neocrystallization of illite minerals with platy shape reasonably close to hexagon platelets, sample IMH 0. (B) Overgrowth on the illite flakes, ALT 1. (C) Thick euhedral-crystallized iron-rich chlorite rims occurring as perpendicular rosettes, and coating detrital quartz grains, IMH 35. (D) Edge-to-face well-formed crystals of chlorite rims. Note the occurrence of sub-micrometer fiber ‘hairy’ illites that coexist and intergrow with chlorite. (E) Exfoliated muscovite showing a fan-shaped structure, TAJ 4. (F) Overgrowth of authigenic illite crystals on the basal surfaces of detrital muscovite, ALT 1g.

Nevertheless, it is obvious that the VR_{eqv} values of the IMH section, which are calculated only from VLPs in the lack of graptolite fragments, must be considered as much less reliable than the other values of the TAJ and TAG sections.

The measured GR_{omax} reflectance values show a great scatter, ranging from 1.14% to 2.59% (N= 315) with SD ranging from 0.048 to 0.314% ($SD_{average}= 0.134$; **Table. VI.2**). They also correspond to 1.09% and 1.84% VR_{eqv} of vitrinite reflectance equivalent, using the recent method of Luo et al. (2020). Such determined values indicate that the organic maturity corresponds to hydrocarbon generation zones that span from the oil generation phase through to condensate and wet gas, to the dry gas generation phase (e.g. Teichmüller, 1987; Mukhopadhyay, 1994). The corresponding very low S_2 values combined with $T_{max(Rock-Eval)}$ values above 430 °C (**Table. VI.3**) are typical of such a maturity stage. In addition, the cross-plot of Hydrogen Index (HI) versus $T_{max(calculated)}$, or the Van Krevelen plot (**Fig. VI.8**), shows the maturity and the distribution of sedimentary organic matter types, which mainly contain kerogen Type II but behave like Type III. This is due to the high content of mature graptolites which are hydrogen-poor, and the predominantly aromatic groups and rings, with a lesser amount of aliphatic and carbonyl/carboxyl groups of the graptolite periderm, as discussed by İnan et al. (2016) and Morga (2020). In contrast, the immature graptolites are relatively hydrogen-rich, mainly gas prone, and have a significant hydrocarbon generation potential (Luo et al., 2020). It is apparent that samples from the eastern- (IMH section 1) and the western-Tassili n'Ajjer (TAJ section 2) show the lowest VR_{eqv} (median= 1.15, N= 129), largely of the late mature stage (oil window), ranging from 1.13–1.16% to 1.09–1.34%, respectively. In contrast, samples from the westernmost part of the Tassili n'Ajjer (TAG section 3) display the highest VR_{eqv} values 1.37–1.84% (median= 1.64, N= 186) with a mean GR_{omax} that reaches 2.59%, and strong mean bireflectance of graptolite with increasing maturity. These values indicate that the sedimentary organic matter of TAG black shales broadly reached the advanced catagenesis to metagenesis stage, therefore, corresponding to lower wet and dry gas (methane) zones, specifically near the deep diagenetic-low anchizone boundary. This lower limit is correlated with VR values of 2.0–2.4% VR (i.e. CIS-calibrated IC values of $\sim 0.53\text{--}0.4 \Delta^2\theta$), and temperatures between 205 and >265 °C (Mullis et al., 1993; Merriman and Frey, 1999; Ferreiro Mählmann and Frey, 2012). In this context, the obtained results from the organic petrography of graptolites show an excellent agreement and strong correlation with the measured illite “crystallinity” (IC) within the study region. Also, it is in accordance with the gradient established for the metamorphic subfacies notably from the extreme western Tassili n'Ajjer and emphasizes that illite crystallinity depends mainly on

temperature. Using the model of Barker and Pawlewicz (1986), which has gained general acceptance for interpreting thermal histories of areas characterized by complex geological histories, the measured reflectance values which range between 1.09% and 1.84% VR_{eqv} correspond to a paleotemperature range of ~165–232 °C. These paleotemperatures estimates increased steadily westwards across the Tassili n'Ajjer, i.e., with a median of 171 °C, 172 °C, and 217 °C to the IMH, TAJ, and TAG sections, respectively (Table. VI.3). This trend is in agreement with paleotemperature estimates on graptolites as determined by Raman spectroscopy (Djouder et al., *in prep.*; cf. chapter VII).

Source rock analyses of the Oued Imihrou Formation samples also demonstrated correlation with the previous thermal maturity evolution, such as the Production Index [$S_1/(S_1 + S_2)$] with values >0.1 (0.10–0.64, median= 0.34, n=11) indicating an oil window. Also, the S_2 peak is the second peak in programmed pyrolysis that represents the hydrocarbon generative potential of the sample and this peak is used to determine the $T_{max(Rock-Eval)}$ (°C) and thermal maturity of the rock (Espitalié et al., 1985; Espitalié, 1986; Peters and Cassa, 1994). Jarvie et al. (2001) and Laughrey (2014) derived almost the same conversion formula [%VR= (0.0180 * T_{max}) - 7.16] for the Barnett and Woodford shales, which has been used extensively for shale samples containing low-sulfur kerogen Type II and III, to determine the VR or $T_{max(calculated)}$ (°C) temperature. This relationship produces similar results to ours, except for a few samples (InTaf-2, TAJ-1, TAG-3d-15, and TAG-4). As a result of this, thermal maturity that is based on $T_{max(calculated)}$ ranges from the late oil window (≥ 460 °C) to early lower wet gas condensate (<475 °C). The highest values (474–500 °C), suggestive of the gas window, dry gas (methane) zones of hydrocarbon generation, and destruction, were found in the western sector of the study area (TAG section 3). The samples at this location also delivered good richness in organic matter and the residual TOC values vary from 0.48–2.09 wt.% (median= 1.48, n=4), cf. Table. VI.3. Besides, these same shales northwards in the BGI basins have much higher TOC, i.e., an average of about 10 wt.% with maximum values as high as 25 wt.% (Lüning et al., 2000).

4.4. Illite K–Ar geochronology

Careful mineralogical analysis using the K–Ar age dating technique is of particular interest because it provides timing of diagenetic events even in complex geological settings (Clauer and Chaudhuri 1995; Pevear, 1999; Uysal et al., 2001, 2004, 2006; Zwingmann et al, 1998, 2011). However, interpreting K–Ar analyses in terms of radiometric age requires some precautions as outlined by the review of Hamilton (2003) and Meunier et al. (2004).

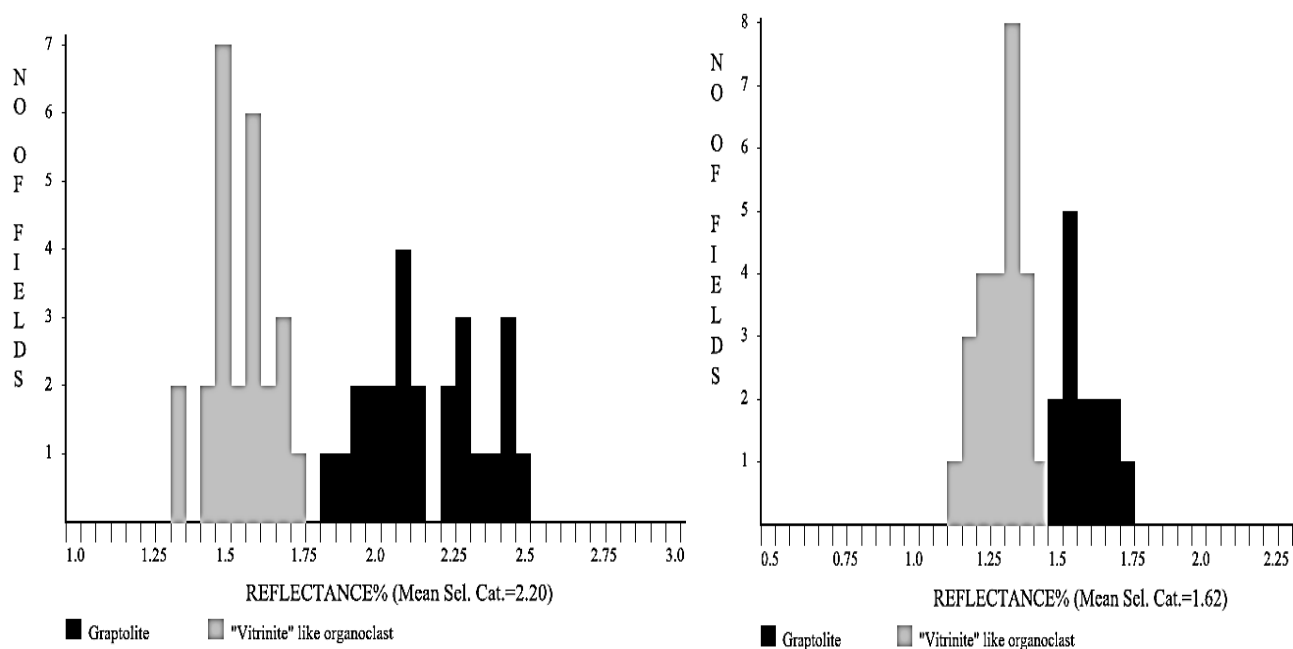


Figure. VI.6: Reflectance histograms globally show bimodal distributions, thus suggesting the presence of two principal maceral populations: graptolite and “vitrinite”-like particles (Left: TAG 3-15 sample, Right: InTaf 2 sample).

The four ages from the Oued Imihrou Formation, (the eastern- and western-Tassili n’Ajjer plateau), were measured by the conventional K–Ar method on sub-fractions (<0.2 and <0.1 μm); results are presented in [Table. VI.4](#). Lower K concentration in the four size fractions (median= 0.94%, n=4) is caused probably by contamination with other mineral phases, such as quartz and kaolinite identified in the XRD analysis. All the determined ages seem to be significantly younger than the stratigraphic age of the host sediments (Early Silurian), with a large time span of about 155 Ma from Carboniferous to Lower Jurassic. With K–Ar ages younger than the stratigraphic age of their host rocks, the four dated sub-fractions cannot, of course, be of a strict detrital origin.

From the western Tassili, three ages are represented: 335.5 ± 8.0 Ma for the TAJ-0 sample and 238.3 ± 11.4 Ma for the TAG-3b-15 sample and an intermediate age 179.2 ± 4.3 Ma for the TAJ-4 sample. In addition, one age, from the eastern Tassili, yielded 204.1 ± 6.2 Ma for the ALT-1g sample. Therefore, at least two authigenic clay (illite) generations occurred in the separated size fractions, and both are logically expected to date older and younger diagenetic episodes. Interestingly, no major K–Ar ages have been detected after 179 Ma, which suggests that no further significant illite generations occurred after the Early Jurassic.

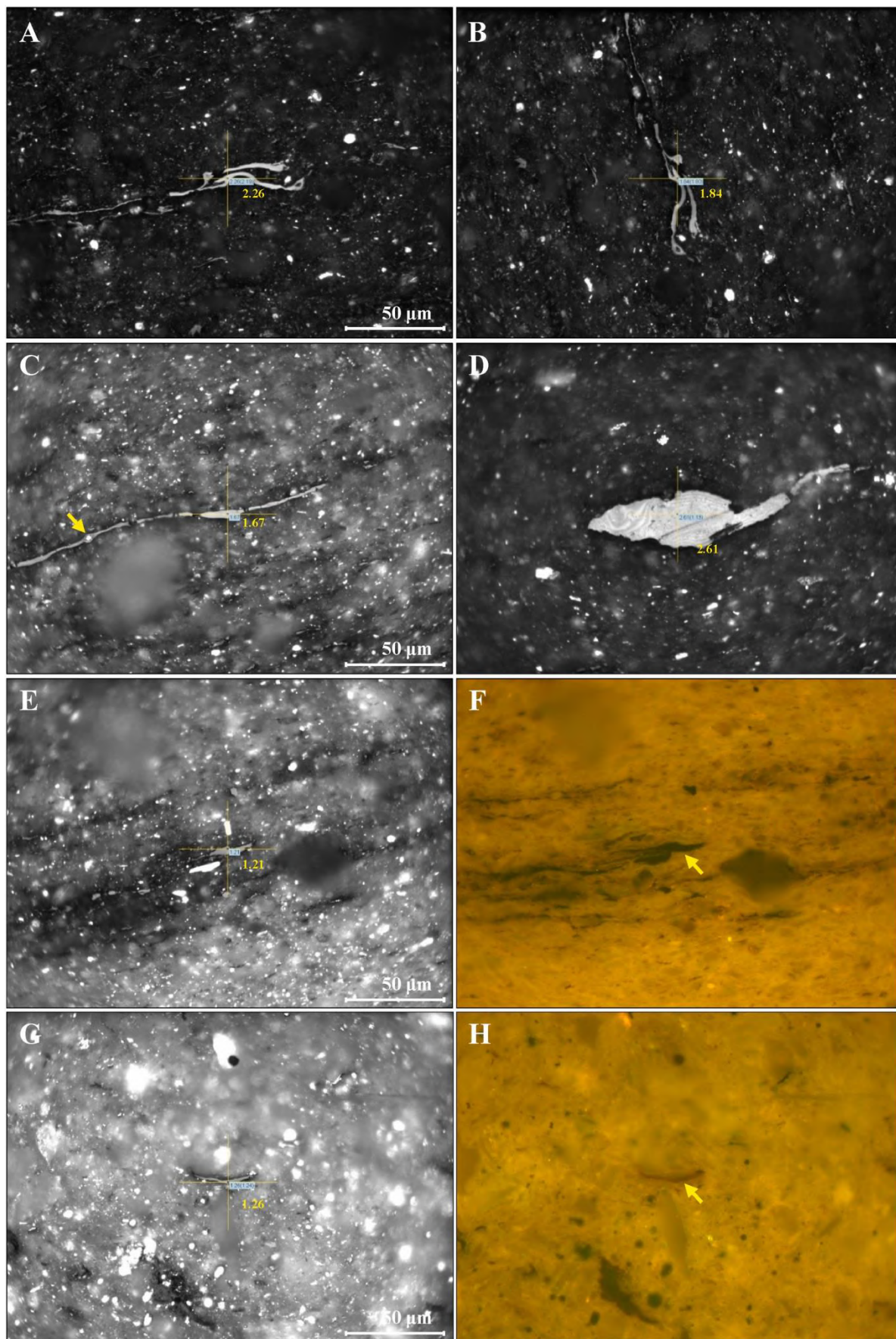


Figure. VI.7: Graptolites reflectance on well preserved non-granular large fragments and “vitrinite”-like particles (VLPs) reflectance. All photomicrographs are taken under white light with oil immersion objective 50×, note the anisotropy after rotating the stage at 90°. (A) Moderately bireflecting graptolite in silty claystone, $GR_{\text{max}} = 2.26\%$, reflected white light, TAG 3–15 sample. (B) Same grain, after rotating stage at 90° = 1.84%.

(C) Strongly bireflecting graptolite, $GR_{\text{max}} = 1.67\%$, reflected white light, InTaf 2 sample. The arrow shows pyrite that fills the cavity of the rhabdosome. (D) Surface section of a non-granular graptolite periderm, showing fusellar layers and complex morphology, $GR_{\text{max}} = 2.61\%$, reflected white light, TAG 4 sample. The VLPs occur as narrow strands and blocky particles orientated parallel to bedding and are always occur in association with diffuse organic matter. (E) Weakly bireflecting VLPs in claystone, $GR_{\text{max}} = 1.21\%$, reflected white light, InTaf 2 sample. (F) Same grain, weak orange in fluorescence mode, showing clearly thin band of diffuse organic matter. (G) VLPs with rare lamalginite and liptodetrinite in silty claystone, $GR_{\text{max}} = 1.26\%$, reflected white light, TAJ 1 sample. (H) Same sample, dull orange to weak brown in fluorescence mode suggesting a maturation level of about $0.90\% VR_{\text{eqv}}$.

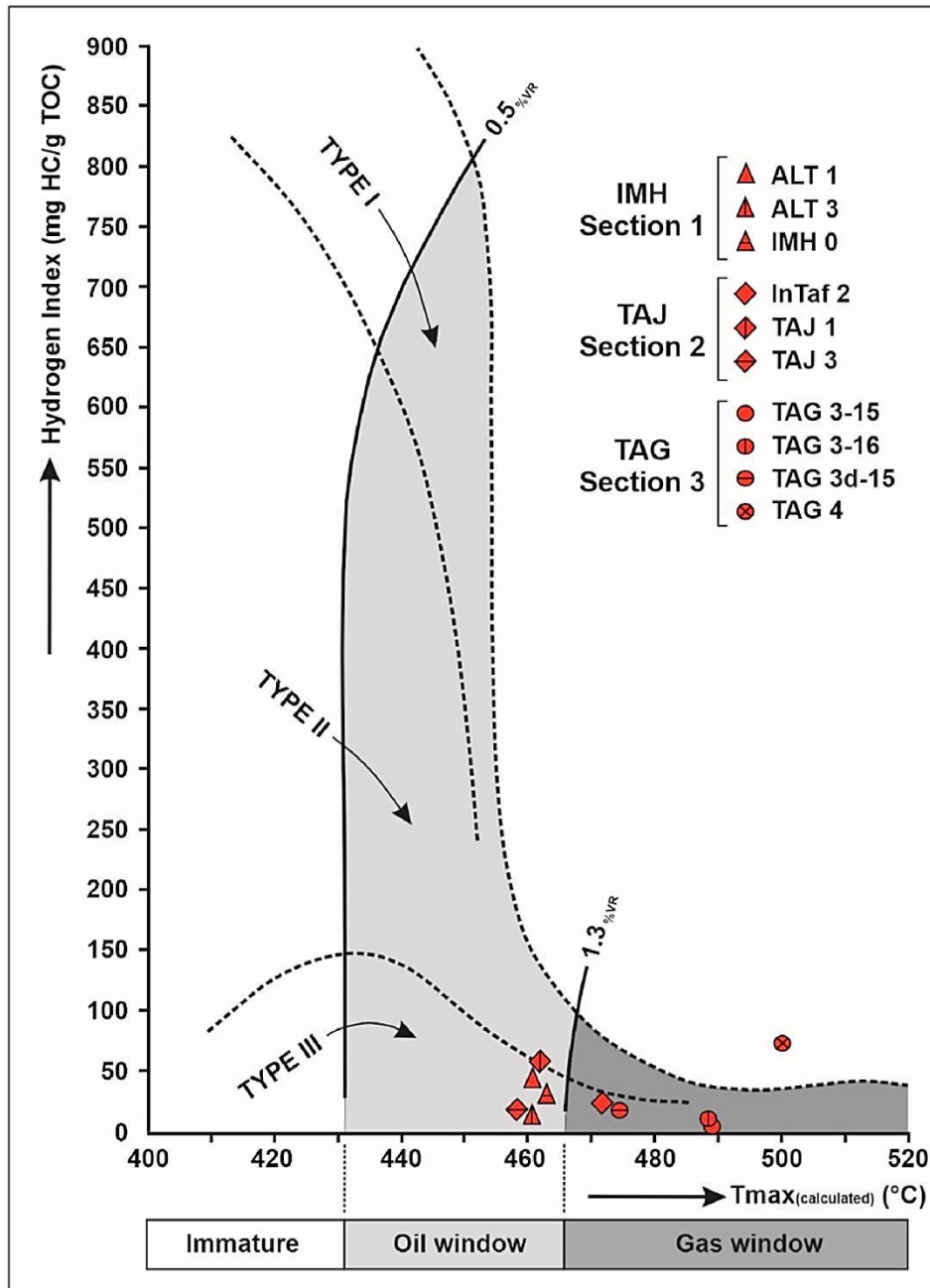


Figure. VI.8: Interpretation of kerogen types and maturity of the Oued Imihrou Formation black shales samples using the cross-plot of hydrogen index (HI) versus $T_{\text{max}}(\text{calculated})$ temperature. The thermal maturity pathways, of all the analyzed samples, are plotted in the Type III kerogen region. TAG samples from the westernmost part of the Tassili n'Ajjer plateau have attained the gas window (Data in Table 3). Genetic paths for individual kerogen types after Espitalié (1986).

5. Discussion

5.1. Diagenetic- and thermal maturity-evolution in the Silurian formations

Most, if not all, of the identified illite minerals from Early Silurian Oued Imihrou black shales and the overlying Mid-Silurian sandstone levels of the Atafaïtafa Formation appear to be of authigenic, rather than, detrital origin. The presence of illite in all samples of the Silurian formations raises two questions: 1 – How are such illite particles formed? 2 – Under what conditions do these populations occur?

Illite is classically shown to occur systematically in all argillaceous series from a smectitic precursor via intermediate mixed-layer illite-smectite (I/S) through continuous reactions (Hower et al., 1976; Varajao and Meunier, 1995; Lanson et al., 1998; Meunier and Velde, 2004; Clauer and Liewig, 2013). In this study, the absence of expandable smectite layers and I/S with mostly $I_r = 1$ point to a final stage of the smectite-to-illite conversion, i.e., illitization processes, and hence *in situ* growing of illite flakes (Fig. VI.5A). This reaction mechanism involving illite formation from smectite by solid state transformation in diagenetic shales is characteristic of many deeply-buried sedimentary sequences at depths greater than 3–4 km (e.g. Eslinger and Pevear, 1988; Inoue et al., 1992; Velde and Vasseur, 1992; Eberl, 1993; Lanson et al., 1998, 2002; Merriman and Peacor, 1999; Meunier and Velde, 2004; Meunier, 2005). In contrast, the second population of pure illite (Fig. VI.5F), the overgrowth on the basal surfaces of detrital muscovite is of a different origin and did not form by burial diagenesis of smectite but was precipitated directly from hydrothermal fluids and illite dissolution-recrystallization at higher temperatures near or above 200 °C in conditions of anchizone (Laverret, 2002; Uysal et al., 2004; Zwingmann et al., 2010). This is consistent with the higher IC values $\sim 0.53 \Delta^{\circ}2\theta$, and with a few samples (TAG: 2-16, 2c, 3a, 3d-15) already on the low anchizone boundary conditions (Table. VI.1), as well as the higher graptolite reflectances $VR_{\text{eqv}} 1.37\text{--}1.84\%$ (Table. VI.2), over the inherited N-S lineaments and mega-shear zones which were found to affect the westernmost part of the Tassili n'Ajjer plateau (Fig. VI.1B).

Besides the formation of the above-mentioned illites, the abundance of authigenic vermiform kaolinite would not persist under such high orogenic thermal conditions. Indeed, several studies have suggested that kaolinite precipitation is promoted at shallow-burial depth, while a diagenetic kaolinite-to-dickite conversion is through the late diagenetic stage and incipient metamorphism (Beaufort et al., 1998; Cassagnabère et al., 1999; Lanson et al., 2002). Therefore, as non-morphology evolution from booklet to blocky was not observed, the preferred formation mechanism of 'late' stacked kaolinite is by direct precipitation or

feldspar dissolution, which had to occur necessarily from meteoric-water flushing after the Hercynian orogeny and following the Cenozoic uplift of the Hoggar Massif. Moreover, these acidic meteoric waters, which are commonly diluted, oxidizing and saturated with CO₂, would have removed any unstable detrital minerals by several dissolutions, and hence explain the observed oversized pores within the Atafaitafa Formation sandstones.

Throughout the three studied outcrop sections, both the thermal maturity determinations and graptolite reflectance data were accurately acquired on the graptolitic Early Silurian Oued Imihrou black shales in order to extract quantitative information on the degree of organic maturation, as well as the prevailing conditions (i.e. paleotemperatures) during the diagenetic illite precipitation and/or transformation. The study revealed that the good richness in organic matter and residual TOC content close to 2.5 wt.% of predominantly kerogen Type II but behave like Type III is located in the west of the Tassili n'Ajjer plateau (Fig. VI.8). Indeed, as pointed out by Morga (2020) that elsewhere, the kerogen type of the graptolite periderm is frequently detected as transitive – II/III, although typical marine kerogen is of Type II, and Type III (represented by vitrinite) represents a terrestrial origin.

The thermal maturity of the graptolitic Early Silurian shales from the IMH, TAJ and TAG sections, i.e., VR_{eqv} values of 1.13–1.16, 1.09–1.34 and 1.37–1.84%, coincides broadly with the zones of oil and wet-gas with condensate formation, respectively. According to Barker and Pawlewicz (1986), such reflectance values indicate median paleotemperatures of ca. 152, 145 and 187 °C, respectively (Table. VI.3). At least a 3-km- thick stratigraphic overburden, now almost completely eroded after the Hercynian- and Alpine-orogeny, was probably responsible for producing temperatures in the range of 140–160 °C with a ‘normal’ paleo-geothermal gradient of around 25 to 35 °C km⁻¹ within the Algerian Sahara (cf. Makhous and Galushkin, 2003; Zieliński, 2012). Further to the westernmost part of the Tassili n'Ajjer, which is mainly affected by inherited transtensional Pan-African N-S f of some hundreds of kilometers long, higher maturities ($T_{\text{max(calculated)}}= 474\text{--}500$ °C, gas maturity window) and maximum paleotemperatures in excess of 200 °C are recorded. Simultaneously, and as discussed above, the occurrence of 2M authigenic illite from TAJ and TAG could be explained by the evolution of illite to muscovite of Hunziker et al. (1986) and the 1M–2M₁ polytypic conversion of Frey (1987), Yang and Hesse (1991).

In summary, we demonstrated that the apparent discrepancy between the degree of thermal transformation of the sedimentary organic matter and the *in situ* neocrystallization of illites were genetically controlled by burial diagenesis and the highlighted lateral paleothermal gradient towards the West (Table. VI.3). The repeatedly reactivated N-S

lineaments and mega-shear zones in the Hoggar Massif, during the Phanerozoic orogeneses and rifting phases, constituted migration pathways for hydrothermal potassium-rich fluids, and in turn, induced thermal anomaly or brief ‘heat spike’ conjointly with diagenetic precipitation of illite crystals and organic maturation. In this respect, Takherist and Lesquer (1989), Yahi et al. (2001), later Makhous and Galushkin (2003) also highlighted very high heat-flow values ($90\text{--}130\text{ mW m}^{-2}$) compared to the world average (64 mW m^{-2}), notably along the Amguid-El Biod-Messaoud axis and the BGI sedimentary basins depocentres ‘palaeo-kitchens’. These authors concluded that the elevated heat-flow within these areas may have played a crucial role in the thermal maturity of the Early Silurian black shales, with a hydrocarbon generation that began in the Early Carboniferous (Visean), persisted throughout the Triassic–Early Cretaceous, and the Late Cretaceous (Senonian). Hydrocarbon generation and migration in association with hydrothermal processes is well documented (Simoneit 1992, 2020). There is a major difference in the effect on organic maturation between hydrothermal processes at high heating rates, and those obtained in step-wise, subsiding basins with sediment burial over prolonged geological times. Pulsed hydrocarbon generation occurs in sedimentary systems being affected by hydrothermal events, as opposed to an oil window of a sedimentary package in prolonged burial-related geological systems (Simoneit 1992, 2020). Hydrothermal processes have been shown to be highly efficient in organic matter alteration or maturation, and hydrothermal petroleum formation should be considered in exploration for energy resources (Didyk and Simoneit 1989; Simoneit et al., 2000).

5.2. K–Ar timing and genesis of the illitic clays

The first preliminary K–Ar results (Table. VI.4), on at least two generations of authigenic micrometric illite-type crystals, document periods of fluid flow and, therefore, reconstruct for the first time the timing of the repeatedly intraplate fault reactivations within the Tassili n’Ajjer plateau at the northern Hoggar Shield (Fig. VI.1B).

K–Ar geochronology of illitic clay minerals from the Tassili indicates that the illite genesis was multi-phased with crystallization episodes at $335 \pm 8\text{ Ma}$ (~ Middle Mississippian ‘Visean’), $238 \pm 11\text{ Ma}$ (Mid–Upper Triassic) and 204 ± 6 to $179 \pm 4\text{ Ma}$ (Upper Triassic to Lower Jurassic).

The older illite of $335 \pm 8\text{ Ma}$ is consistent with the timing of the early Hercynian tectono-thermal activity in the region, accompanied probably by the first hydrocarbon generation from the basal Silurian black ‘hot’ shales prior to the uplift, as identified in the BGI basins by early work of Tissot et al. (1973) and later on by Takherist et al. (1995);

Makhous and Galushkin, (2003). Clauer et al. (2019) also demonstrated that the Hercynian event, which is often of a hyper-volcanic type, started around 340 ± 10 Ma through the Hassi-Messaoud field in Algeria.

The intermediate age of illite crystallization at 238 ± 11 Ma could be attributed to an episodic thermal event through the studied area and elsewhere in Algeria. Indeed, the extensional tectonics that occurred during the Triassic (Tethys) rifting was at the origin of numerous syndepositional volcanics in southeastern Algeria “Algerian Triassic Basin” (Boudjema, 1987; Guiraud, 1998; Turner et al., 2001).

While around the Triassic–Jurassic transition, the younger illite crystallizations at 204 ± 6 and 179 ± 4 Ma constrains most probably the faulting and magmatism of the Liassic phase, following the development of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP). Logan and Duddy, (1998) and Chabou et al. (2007) reported from the Azzel Matti Ridge, the Ahnet and Reggane basins some doleritic sills of up to 15-20 m in thickness, as well as layered plutons. Their $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages show the peak of magmatic activities or thermal anomalies ‘heat spike’ at 192.7 ± 3 Ma and 198.9 ± 1.8 Ma.

Interestingly, no major K–Ar ages have been detected after 179 Ma, which suggests that no further significant illite generations occurred after the Early Jurassic. According to Clauer et al. (2019), the younger ages of illite at about 170 ± 10 Ma can be considered to have recorded significant hydrocarbon invasion that, in turn, had to inhibit any subsequent illitization reactions.

6. Summary and conclusions

The Tassili n’Ajjer plateau is the southern margin of the Berkine – Ghadames and Illizi "BGI" basins, e.g., the largest hydrocarbon-producing province in Algeria. These Lower Paleozoic outcrops along the Tassili n’Ajjer area provide a critical insight into understanding the diagenesis- and thermal maturity-evolution of the Silurian unconventional hydrocarbon deposits. Thus, while using multiple techniques and independent approaches, such as X-ray diffraction, electron microscopy, organic petrography, programmed Rock-Eval pyrolysis, and illite K–Ar geochronology.

The identified clay minerals include kaolinite, mica-illite, and chlorite. All these appear to be completely authigenic rather than of detrital origin. The important differences in mineralogy depend on the stratigraphical level, geographical location, and lithology.

The authigenic illites in the Silurian of the Tassili n’Ajjer plateau are of different origin and did not form solely by burial diagenesis of smectite alone but were formed during

multiple episode of heating and diagenetic fluid flow processes in response to various tectonic events.

Illite crystallinity IC indicates that alteration occurred within the deep diagenetic to anchi-metamorphic zones. The westernmost part of the Tassili n'Ajjer succession yielded the lowest IC values, around or less than $0.53 \Delta^{\circ}2\theta$: indicating high-temperature conditions of advanced grade diagenesis during illite crystallizations, and few samples already attained the low anchizone boundary.

The measured graptolite reflectance (GR_{omax} 1.14–2.59%), and Rock-Eval measurements for the exposed Silurian succession are consistent with the calculated paleotemperature range, spanning from late oil window ($T_{\text{max(calculated)}} \geq 460$ °C) through the condensate and wet gas phase to the dry gas (methane) zones (~500 °C) of hydrocarbon generation and destruction. Indeed, the maximum reflectance and highest estimates of paleotemperature (VR_{eqv} value of 1.84% and $T = 232$ °C) are observed along the mega-shear zones in the westernmost part of the Tassili n'Ajjer plateau, and much higher are likely to occur in the subsurface, i.e., northwards in the BGI basins. These highest values reflect an elevated thermal maturity westwards, clearly induced by large-scale hydrothermal activity in the study area.

The combined use of inorganic and organic thermal indicators, i.e., authigenic clay minerals and graptolite particles, as well as illite K–Ar geochronology, successfully demonstrated at least two heating events and diagenetic fluid flow processes. It is obvious that these events and processes later influenced hydrocarbon maturation, migration and/or entrapment, notably along the same major Precambrian N-S lineaments and Hoggar Massif inherited mega-shear zones that were repeatedly reactivated throughout the Phanerozoic.

K–Ar dating revealed the oldest illite ages of about 335 ± 8 Ma that fits within the timing of the early Hercynian tectono-thermal activity in the region, probably accompanied by the first hydrocarbon generation (i.e. Carboniferous age 'Visean'). The youngest illite crystallizations at 238 ± 11 Ma (Mid–Upper Triassic) and 204 ± 6 to 179 ± 4 Ma (Triassic–Jurassic transition) can be related to extensive thermal anomaly 'heat spike', and additional hydrocarbon charge from the Silurian source rock, following the Tethys rifting and the later development of the Central Atlantic Magmatic Province "CAMP", respectively.

The results of this study are the first documentation of the reactivation of Pan-African fault systems in south-eastern Algeria based on geochronology and graptolite reflectance. These reactivations may represent significant transtensional tectonic events coupled with subsequent igneous activity both during the opening of the Tethys (Triassic) and the Central

Atlantic (Jurassic) oceans. Finally, the highest possibility of finding more hydrocarbon accumulations in south-eastern Algeria is to focus exploration mostly along the western margin of the BGI basins, i.e., areas bordering major lineaments.

CHAPITRE VII

CHAPITRE VII. SILURIAN SUCCESSION FROM THE TASSILI N'AJJER PLATEAU (SE ALGERIA) : Diagenetic evolution and paleotemperature estimates on graptolites as determined by Raman Spectroscopy

Hocine DJOUDER ^{1,2,*}, Julien BOURDET ², Anne-Christine DA SILVA ¹, Tonguç UYSAL ², Frédéric BOULVAIN ¹

¹ *Sedimentary Petrology, University of Liège, B20, Quartier Agora, Allée du Six Août, 12, 4000 Liège, Belgium.*

² *CSIRO Energy Flagship, Australian Resources Research Centre, P.O. Box 1130, Kensington, 6151 Perth, Australia.*

* Corresponding author at: University of Liège, B20, Quartier Agora, Allée du Six Août, 12, 4000 Liège, Belgium. E-mail address: Hocine.Djouder@doct.uliege.be; hocinedjouder@hotmail.com (H. Djouder).

Keywords: Silurian, Graptolite-rich black shales, Illite, Paleotemperatures, Tassili n'Ajjer plateau, Hoggar Massif inherited mega-shear zones, Algeria.

Abstract

The southern margin of the largest petroliferous province in Algeria is cropping out along the northern parts of the Hoggar Shield, i.e. the Tassili n'Ajjer plateau and corresponds to graptolites bearing shales and the overlying porous strata.

In this study, shale and sandstone samples respectively collected from the Early Silurian Oued Imihrou Formation and Mid-Silurian Atafaïtafa Formation in three different locations across the Tassili n'Ajjer plateau have been investigated to understand the diagenetic evolution and to estimate the maximum burial paleotemperature. During burial diagenesis these Silurian records experienced a range of diagenetic processes leading to the precipitation of authigenic minerals, as well as to graptolite-derived organic matter maturation. Through deep-burial conditions, continuous reactions leading to well-crystallized illite formation occurred within the black shales of the Oued Imihrou Formation, whereas vermicular kaolinite and chlorite coatings over detrital quartz grains are promoted at shallow-burial depth within the overlying siltstones and sandstones of the Atafaïtafa Formation.

Temperatures calculated with Kouketsu geothermometer on the graptolitic bearing shales are ranging from 130 to 218 °C. The reason for this relatively large discrepancy, i.e. the increasing paleothermal gradient towards the west, is related to the Hoggar Massif inherited N-S mega-shear zones which affect largely the westernmost part of the Tassili n'Ajjer plateau. These major crustal lineaments that were repeatedly reactivated over the

Phanerozoic constituted migration pathways for deep hydrothermal fluids into the sedimentary sequence, and in turn, induced a higher degree of coalification, as well as the direct precipitation of abundant authigenic clay minerals throughout the geological history.

1. Introduction

Recently with the increasing interest in unconventional petroleum shale oil/gas resources, a focus is given to better understand and exploit the Silurian source rock potential, principally from the largest hydrocarbon-producing province in Algeria. The graptolitic black shales in the lower part of the Silurian and the overlying coarser sandy-shaly upper formations are the principal source rock and reservoirs of Paleozoic sourced hydrocarbons in many North African basins, respectively (MacGregor, 1998; Lüning et al., 2000). Despite vast studies over the Silurian strata in Algeria through a sequential approach, sedimentological framework and analysis of trace fossils (e.g. Beuf et al., 1971; Bekkouche, 1992; Fekirine and Abdallah, 1998; Lüning et al., 2000; Eschard et al., 2005; Galeazzi et al., 2010; Djouder et al., 2018), little is known over the diagenetic processes and the maximum temperatures to which these graptolite-bearing succession may have been exposed during its geological history.

This paper describes the compositional and diagenetic features of the Early- to Mid-Silurian succession in three different locations across the Tassili n'Ajjer plateau and discusses the reaction pathways leading to the crystallization of numerous authigenic minerals. Furthermore, we propose reliable estimates of paleotemperatures on graptolites.

2. Geological setting and samples

2.1. The Tassili n'Ajjer plateau

The Paleozoic deposits of the North African Platform have been deposited along the north-western passive Gondwanan margin, during the opening of the proto-Tethyan ocean (Scotese and Barrett, 1990; Boote et al., 1998). Several intracratonic marine basins, e.g. Berkine-Ghadames-Illizi "BGI" basins, were created and characterized by a relatively complete and continuous sedimentary succession over the entire Paleozoic Era (Bennacef et al., 1971; Massa, 1988). The deposition of these successions was mainly controlled by global variations in eustatic sea level, regional subsidence and epeirogenic uplifting (Boote et al., 1998; Lüning et al., 2000; Eschard et al., 2010).

The study area is located in the Tassili n'Ajjer plateau in the south-eastern part of the Algerian Saharan Platform near the Hoggar Massif in Algeria (Fig. VII.1). The Tassili n'Ajjer plateau is also the southern margin of the largest petroliferous BGI basins which

contains the graptolitic Early Silurian black shales (Llandoveryan). More specifically, these organic-rich shales are the world-class source rock of Paleozoic sourced hydrocarbons in many countries, e.g. in North Africa, Middle East and East Asia (MacGregor, 1998; Lüning et al., 2000; Li et al., 2017). Outcrops of the Silurian Intra-Tassilian Group cover vast areas along the Tassili n’Ajjer plateau and offer exceptional exposure of Silurian sections.

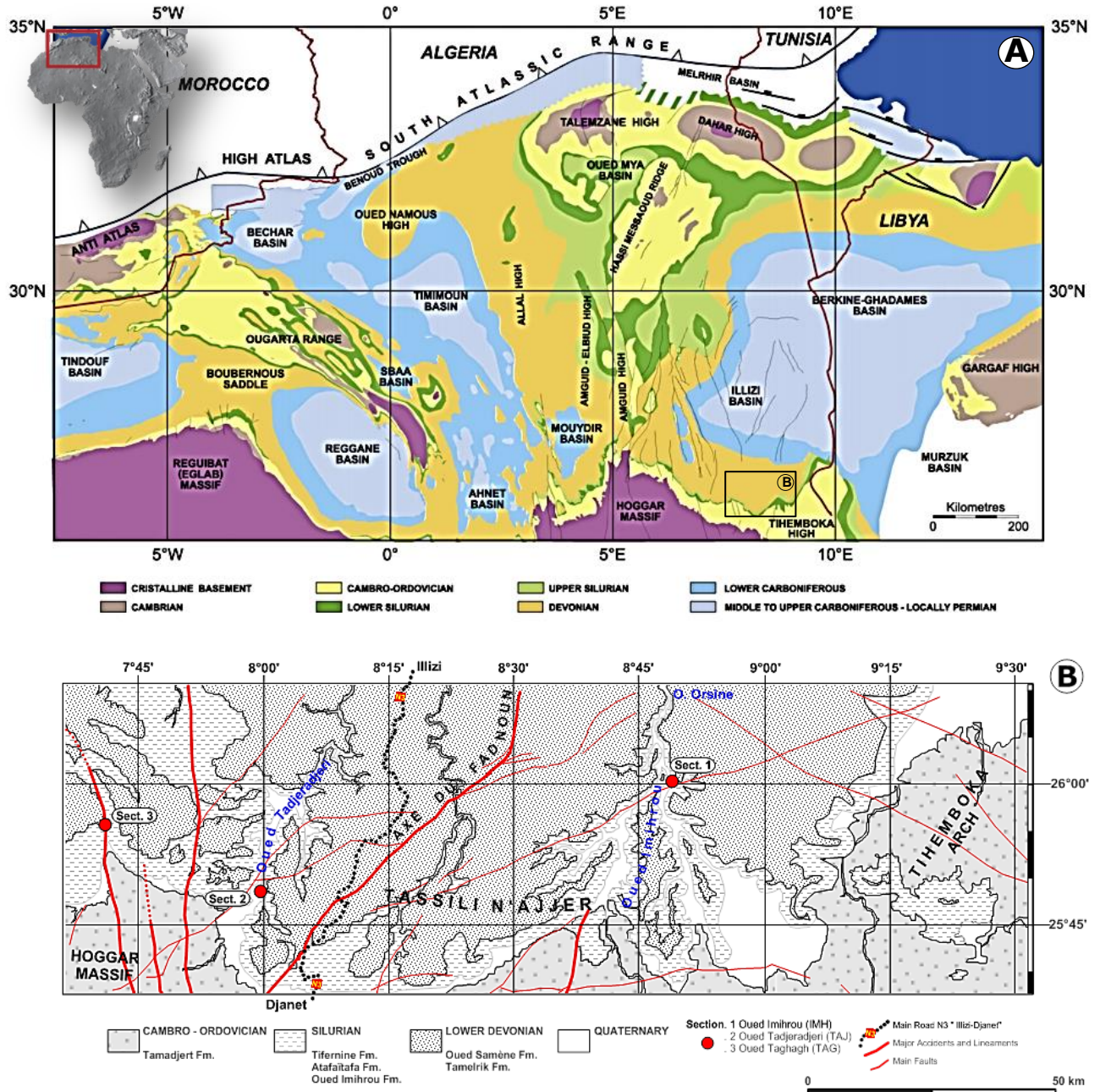


Figure. VII.1: (A) Pre-Mesozoic subcrop map of the Algerian Saharan Platform, showing the main Late Paleozoic (mostly ‘Hercynian’) – early Mesozoic tectonic elements and situation of the Berkine – Ghadames, and Illizi basins "BGI" (from Galeazzi et al., 2010). The rectangle corresponds to the Tassili n’Ajjer studied area. (B) Map showing the location of sedimentological sections in the Tassili n’Ajjer plateau (modified from the geological map of Illizi at the scale of 1:200,000 published by BeicipFranlab – IFP, and Sonatrach, 1974-1975, limited access).

The 500 m-thick clastic Silurian sedimentary strata, which gently dip northwards, are subdivided into three Formations (Fig. VII.2): (i) the Oued Imihrou Fm. (Llandoveryan) or "Silurien Argileux/Principal shale" overlain by (ii) the Atafaitafa Fm. (late Llandoveryan to Wenlockian) or "Zone de Passage", and (iii) the Oued Tifernine Fm. (late Wenlockian to Pridolian) or "Barre inférieure and Talus à Tigillites" (Dubois et al., 1969). Furthermore, this Lower Paleozoic succession has undergone multiple phases of burial and uplift/exhumation which can be resumed as follows (Boudjema, 1987): (i) pre-Hercynian burial, (ii) Hercynian exhumation or uplift (Late Carboniferous–Permian), (iii) post-Hercynian reburial and, (iv) Hoggar uplift (Cenozoic). Consequently and as a response to these complex tectonic events, most of the Hoggar Massif inherited north-south lineaments and the paleohighs were often reactivated and rejuvenated through geological times (Craig et al., 2008; Eschard et al., 2010).

| | EPOCH | GROUP | FORMATION | | | | THICKNESS (maximum) | | COMMENTS Oil & gas | |
|-----------------|------------------|-------------------|--------------------|--|--|-------------------------------------|---------------------|------------|--------------------------|---|
| | | | Outcrop | | Subsurface | | Berkine | Study area | | |
| | | | Tassili n'Ajjer | | BGI basins | Libya | | | | |
| SILURIAN | Lower Devonian | External Tassili | Oued Tamelrik Fm. | Trottoirs Barre moyenne | C 2 unit C 1 unit | Tadrart Fm. | - > 160 m | - - | Potential reservoir rock | |
| | 419.2 Ma | | | | | | | | | |
| | Pridoli | Intra - Tassilian | | | B 2 unit | | 160 m | 0 m | | |
| | | | Oued Tifernine Fm. | Talus à Tigillites Barre inférieure | B 1 unit A 2 unit A 1 unit | Akakus Fm. (sandy - shaly) | 170 m | 45 m | | |
| | Ludlow | | | | M 2 unit | | 180 m | 30 m | 40 m | Potential reservoir rock |
| | Wenlock | | Atafaitafa Fm. | Zone de Passage | M 1 unit | | 140 m | 50 m | 80 m | Potential reservoir rock Potential source rock |
| | Llandovery | | Oued Imihrou Fm. | Argiles à Graptolites Hot Shales | Principal Shales Radioactive shales | Tanezzuft Fm. (shaly) Hot Shales | 450 m | 130 m | 35 m | Major source rock |
| | | | | | | Dalle de MKratta | | > 30 m | ~ 15 m | |
| | 443.8 Ma | | | | | | | | | |
| | Upper Ordovician | Internal Tassili | Tamadjert Fm. | Microcongl. & El Goléa | Unit VI | Mamuniyat Fm. | - | - | | |

Legend

- Caledonian Unconformity (C.U)
- Taconic Unconf. (T.U)

Figure. VII.2: Stratigraphic correlation chart for the late Ordovician – Silurian strata of Algeria (Tassili n’Ajjer outcrops and the BGI basins subcrops) and Oriental Libya: Formations, the corresponding ages, main lithologies and unconformities or gaps are compiled from (Jardiné and Yapaudjian, 1968; Dubois et al., 1969; Bennacef et al., 1971; Beuf et al., 1971; Legrand, 1976; Boumendjel, 1987; Massa, 1988; Eschard et al., 2005; Craig et al., 2008; Le Heron et al., 2009). Thickness and petroleum system elements are from (Djouder, 2011).

2.2. Sampling

Three different localities were selected from the eastern- and western-part of the Tassili n'Ajjer plateau: Oued Imihrou IMH N26°00'35.4" - E08°51'04.2", Oued Tadjeradjeri TAJ N25°53'34.1" - E08°00'32" and Oued Taghagh TAG N25°56'11.9" - E07°41'18.1" sections. Their location is reported in Fig. VII.1B. A total of sixty-five samples were collected from the well-preserved Silurian outcrops and all have been characterized to understand the diagenesis- and thermal maturity-evolution of the continuous stratigraphic series of the Oued Imihrou Formation (Llandoveryan) and the Atafaitafa Formation (late Llandoveryan to Wenlockian).

3. Methods

3.1. Optical and electron microscopies

3.1.1. Bulk and clay mineralogy

The textural and spatial relationships of authigenic and detrital minerals including clays were examined from several polished thin sections and rock-chips using optical (Olympus BH2, University of Liège) and electron microscopies (CSIRO). A field emission scanning electron microscope (ZEISS Ultra-*plus* FE-SEM) equipped with an EDS detector, was used for back-scattered electron (BSE) imaging and energy-dispersive X-ray (EDX) analysis, operating at 5–15 kV accelerating volts, 1.5 nA beam current, and 5–16.5 mm working distance. The particle micromorphology was studied on carbon (clay <2 µm) and gold-coated rock-chips using the secondary electron mode (SE); mineral phases were analyzed by EDS.

3.1.2. Organic matter determination

Organic matter of ten black shales were determined perpendicular to bedding on a grinded surface, placed in a 30 mm diameter mould along with several randomly oriented grains, mounted in epoxy resin. The examination of relief-polished surfaces of sediments containing graptolites as organic films were carried out using a Leica MP4500P reflected light microscope fitted with monochromatic light and a camera.

3.2. Raman spectroscopy of graptolite

Raman experiments were performed on a HORIBA (Jobin Yvon[®]) LabRAM HR Evolution spectrometer at the Fluid inclusion, Geofluid, Oil & Gas CSIRO Energy (Australia) using a 600 gr/mm grating and a Synapse Visible detector. The 532 nm incident radiation was produced by a 100 mW Laser Quantum Torus consisting of a continuous wave single frequency diode laser. During the measurements of graptolite Raman spectra, the laser

beam was focused to a width of about 0.72 μm with a 100 \times magnification objective. The numeric aperture (NA) of the objective was 0.90 and the beam was aimed perpendicular to the sample surface. The presence of the confocal pinhole before the spectrometer entrance typically decreased final laser power to 1% and 0.1% (~ 0.3 mW) to avoid fluorescence, sample overheating or laser microprobe-induced pyrolysis at the sample surface (e.g. Everall et al., 1991; Kagi et al., 1994). The instrument was regularly calibrated by monitoring the position of plasma lines from a Xe lamp, which produces sharp and narrow spectral lines, for wavenumber consistency.

Carbonaceous material (CM) in Lower Paleozoic rocks is mostly represented by zooclasts, like graptolite, which exists in abundance with other organic matter, e.g. bitumen and vitrinite-like particles (Goodarzi and Norford, 1989; Petersen et al., 2013). In well-organized CM (i.e. overmature), only one Raman band occurs at around 1580 cm^{-1} wavenumber. Most commonly it is referred to as the G-band and defined as representing the fundamental vibration mode of aromatic carbons in the graphitic structure ('G' denotes graphite). This single peak while increasing the degree of disorder splits into two bands, i.e. the G-band at ~ 1580 to 1600 cm^{-1} and the D-band at 1320 to 1360 cm^{-1} . The latter D peak ('D' disorder) is principally due to in-plane defects caused by heteroatoms (O, H, N for instance) or structural defects (e.g. Bény-Bassez and Rouzaud, 1985; Pasteris and Wopenka, 1991; Beyssac et al., 2002; Wang et al., 2017).

3.2.1. Sample preparation

Samples of graptolitic-rich black shales from the Tassili n'Ajjer plateau were collected from three different sections for Raman spectroscopic determination of maturity of graptolites. Sampling position and further detail of samples and locations can be found in Djouder et al. (*in prep.*) [chapter VI](#).

The Silurian Oued Imihrou Formation shales delivered good richness in organic matter and the residual TOC's vary from 0.10 to 2.13 wt%. Moreover, vitrinite reflectance equivalent VR_{eqv} (from graptolite reflectance) values for the samples analyzed by Raman ranged from 0.73 to 1.53% (Djouder et al., *in prep.*; cf. [chapter VI](#)) and have been deposited in anoxic environments (Lüning et al., 2000; Djouder et al., 2018). A total of 27 fresh samples were prepared as resin mounts polished blocks with dimensions approximately 2 x 4 x 1 cm, after a flat section perpendicular to bedding was obtained, for *in situ* Raman measurements. The absence or presence of a polished surface did not induce any significant change in the Raman spectra as the polishing procedure follows the BS ISO 7404-2:2009 standard. It is assumed that polishing effects are negligible for graptolite in this study, same

as determined in investigations by Schmidt Mumm and İnan, (2016). Abundance and size of graptolites in the samples analyzed were quite variable. Some samples are only containing few graptolite fragments ($\sim 50 \mu\text{m}$ or less), while several samples are containing abundant zooclasts of graptolites (up to 2 mm in length) of variable size and preservation.

3.2.2. *Spectrum acquisition and treatment*

The Raman spectrum of carbonaceous material CM (like graptolite) is composed of a wavelength range of first-order ($1000\text{--}1800 \text{ cm}^{-1}$) and second-order ($2500\text{--}3350 \text{ cm}^{-1}$) regions (e.g. Nemanich and Solin, 1979; Pasteris and Wopenka, 1991; Beyssac et al., 2002, 2003). The focus of this study is on the first-order which is associated with up to five discriminative bands (D1, D2 or G, D3, and D4) for CM (see Kouketsu et al., 2014 for review).

Raman spectra were collected from graptolites on between 20 and 50 measurement points for each sample at different locations on the sample surface. This way a statistically significant number of data points, i.e. resulting in 621 individual spectra, were collected manually for each sample in order to obtain a good estimate of the Raman spectral parameter. Each spectrum is an average of 16 scans acquired in about 30 s acquisition time, a time lapse that kept spectra with high background intensity below the saturation limit of the Peltier cooled CCD camera. Even though short, this time lapse resulted in reproducible spectra and generated representative data sets in the whole maturity range with almost no signal noise or intense fluorescence, as reported also by other authors in graptolites specimens elsewhere (e.g. İnan et al., 2016; Schmidt Mumm and İnan, 2016). This analytical setup is the result of a range of tests to optimize signal intensity. It produced good results in most cases, and only minor variations in instrument settings, mostly of exposure time and number of accumulations, were applied.

Following procedures established by recent studies (Kouketsu et al., 2014; Lünsdorf et al., 2014; Sforza et al., 2014; Wang et al., 2017; Henry et al., 2018), processing, peak deconvolution and fitting of the Raman spectra were made manually using five peaks with mixed Gaussian–Lorentzian profiles and a linear baseline correction. The background was removed manually by creating splines between 1000 and 1800 cm^{-1} , moving anchor points on the splines, each 10 cm^{-1} between 1000 and 1100 cm^{-1} and between 1720 and 1800 cm^{-1} , to set appropriate fit intervals which contain only the baseline without peaks, and fitting. This baseline subtraction was performed simultaneously for all the acquired Raman spectra using the LapSpec 6 software.

The output parameters are the band positions, amplitudes (intensities), full-width at half maximum (FWHM) and integrated area peak positions, relative intensities and areas were obtained by fitting the spectra in “MagicPlot” open-source software (Magicplot Systems LLC, Saint Petersburg, Russia). In the first-order region, Raman spectrum can be decomposed into four bands represented by the D1-band at $\sim 1345 \text{ cm}^{-1}$, D2-band unseparated from the G-band at $\sim 1605 \text{ cm}^{-1}$, D3-band fixed at 1510 cm^{-1} , and D4-band fixed at 1245 cm^{-1} . The extracted spectral parameters and paleotemperature estimates are reported in **Table VII.1**.

Estimated paleotemperatures for the graptolitic Early Silurian shales, based on the different Raman spectral parameters, were calculated using FWHM-based CM Raman geothermometers (equation as Eq. (1) and Eq. (2)) established by Kouketsu et al. (2014) as follows:

$$[T (\text{°C})]_{\text{Eq. (1)}} = -2.15 * (\text{FWHM-D1}) + 478 \quad (1)$$

$$[T (\text{°C})]_{\text{Eq. (2)}} = -6.78 * (\text{FWHM-D2}) + 535 \quad (2)$$

In Eqs. (1) and (2), FWHM-D1 and FWHM-D2 are FWHM of D1-band and FWHM of D2-band, respectively. According to Kouketsu et al. (2014), the calibrated Raman geothermometers given by Eq. (1) and Eq. (2) are applicable to temperatures between 150 °C and 400 °C .

4. Results

4.1. Petrography

4.1.1. Inorganic petrography of the Oued Imihrou and Atafaitafa Formations

The black ‘hot’ shales, mudstones, siltstones and sandstones from the Oued Imihrou and the Atafaitafa Formations contain high amounts of clay minerals as well as quartz, mica, pyrite and minor phases such as K-feldspar, iron oxides and carbonate.

The mudstones of the Oued Imihrou Formation are rich in illitic clay minerals which are often with platy shape of $1\text{--}3 \text{ }\mu\text{m}$ in size and generally characterized by hexagonal morphology (**Fig. VII.3A–B**). In contrast, the interbedded siltstones and sandstones of the Atafaitafa Formation are dominantly matrix supported quartzarenites consisting of quartz and muscovite detrital grains with oversized pores. Within these pores, kaolinites are observed with euhedral pseudo-hexagonal shape and vermicularly disordered booklet-like of several microns, at least attaining $10 \text{ }\mu\text{m}$ in size (**Fig. VII.3C–D**). The rounded to well-rounded detrital grains are coated by continuous $5\text{--}10 \text{ }\mu\text{m}$ thick iron-rich chlorite rims, i.e. edge-to-face well-formed crystals and rosette-like clusters as particle coating texture

| Sample n°. | Position (m) | N° mesures | Spectral parameters | | | | | | Paleotemperature estimates | | | | | | |
|-----------------------------------|--------------|------------|---------------------|--------|------|------|---------|---------|--------------------------------------|-------|-------|-------------|------------|-------------|------------|
| | | | D1 | D2 | D3 | D4 | FWHM-D1 | FWHM-D2 | Inter-peak interval ($\Delta G-D$) | Min T | Max T | Median T-D1 | STDv. T-D1 | Median T-D2 | STDv. T-D2 |
| Estern Tassili n'Ajjer | | | | | | | | | | | | | | | |
| Oued Imhrou IMH (section 1) | | | | | | | | | | | | | | | |
| ALT 1 | 2 | 31 | 1360.8 | 1605.2 | 1510 | 1245 | 149.3 | 60.4 | 244.5 | 146 | 167 | 157 | 5.8 | 126 | 11.0 |
| ALT 1e | 13 | 5 | 1361.5 | 1604.4 | 1510 | 1245 | 149.7 | 64.1 | 243.2 | 100 | 164 | 156 | 26.3 | 100 | 3.7 |
| ALT 1g | 15 | 23 | 1361.7 | 1604.1 | 1510 | 1245 | 145.0 | 62.5 | 242.4 | 154 | 171 | 166 | 4.1 | 112 | 6.4 |
| ALT 1h | 22 | 44 | 1357.4 | 1603.4 | 1510 | 1245 | 130.8 | 55.8 | 246.1 | 170 | 207 | 197 | 8.4 | 157 | 29.2 |
| ALT 2b | 35 | 21 | 1358.6 | 1605.6 | 1510 | 1245 | 132.9 | 55.8 | 247.1 | 167 | 200 | 192 | 11.3 | 156 | 13.2 |
| ALT 3-14 | 40 | 49 | 1361.7 | 1604.3 | 1510 | 1245 | 141.9 | 60.0 | 242.6 | 157 | 185 | 173 | 6.8 | 128 | 6.3 |
| ALT 3 | 42 | 2 | 1360.0 | 1602.8 | 1510 | 1245 | 130.9 | 59.2 | 242.8 | 195 | 199 | 197 | 2.7 | 134 | 12.6 |
| IMH 0 | 46.5 | 5 | 1364.1 | 1606.6 | 1510 | 1245 | 154.2 | 61.4 | 242.5 | 135 | 152 | 147 | 6.3 | 119 | 27.8 |
| IMH 2 | 47.5 | 4 | 1360.7 | 1605.2 | 1510 | 1245 | 146.7 | 63.1 | 244.5 | 148 | 163 | 163 | 7.3 | 107 | 3.5 |
| Western Tassili n'Ajjer | | | | | | | | | | | | | | | |
| Oued Tadjeradjeri TAJ (section 2) | | | | | | | | | | | | | | | |
| InTaf 2 | 1 | 30 | 1363.3 | 1605.6 | 1510 | 1245 | 142.3 | 58.3 | 242.3 | 148 | 179 | 172 | 6.6 | 139 | 8.1 |
| TAJ 0 | 3 | 33 | 1361.4 | 1606.0 | 1510 | 1245 | 141.0 | 56.9 | 244.6 | 155 | 182 | 175 | 5.3 | 149 | 6.3 |
| TAJ 1 | 5 | 15 | 1349.6 | 1605.5 | 1510 | 1245 | 134.8 | 47.3 | 256.0 | 166 | 201 | 188 | 11.5 | 215 | 20.5 |
| TAJ 3 | 13 | 7 | 1359.0 | 1601.3 | 1510 | 1245 | 141.4 | 59.1 | 241.9 | 164 | 182 | 174 | 5.7 | 134 | 6.5 |
| TAJ 4 | 21 | 3 | 1356.5 | 1604.6 | 1510 | 1245 | 142.2 | 58.6 | 248.0 | 170 | 176 | 172 | 2.9 | 138 | 20.0 |
| Oued Taghagh TAG (section 3) | | | | | | | | | | | | | | | |
| TAG 1 | 0 | 38 | 1352.1 | 1608.0 | 1510 | 1245 | 118.1 | 43.3 | 255.4 | 205 | 232 | 224 | 5.7 | 241 | 11.4 |
| TAG 1b | 2 | 19 | 1355.2 | 1610.9 | 1510 | 1245 | 127.0 | 45.3 | 256.0 | 141 | 215 | 205 | 21.2 | 228 | 17.4 |
| TAG 1d | 4 | 39 | 1354.0 | 1607.7 | 1510 | 1245 | 123.4 | 46.1 | 253.0 | 191 | 226 | 213 | 7.8 | 222 | 18.2 |
| TAG 2-16 | 6 | 11 | 1352.6 | 1608.7 | 1510 | 1245 | 122.6 | 43.7 | 256.2 | 179 | 225 | 214 | 12.6 | 239 | 15.8 |
| TAG 2c | 9 | 18 | 1354.5 | 1606.6 | 1510 | 1245 | 121.9 | 47.2 | 252.0 | 182 | 225 | 216 | 12.2 | 215 | 32.1 |
| TAG 2d | 10 | 15 | 1356.7 | 1608.2 | 1510 | 1245 | 123.1 | 48.1 | 251.5 | 202 | 227 | 213 | 6.9 | 209 | 22.5 |
| TAG 2e | 10.5 | 12 | 1355.2 | 1609.3 | 1510 | 1245 | 118.6 | 43.7 | 254.1 | 210 | 227 | 223 | 5.4 | 239 | 9.3 |
| TAG 3-15 | 11 | 40 | 1356.4 | 1605.8 | 1510 | 1245 | 131.5 | 50.6 | 249.7 | 166 | 205 | 195 | 9.5 | 192 | 9.0 |
| TAG 3-16 | 15.5 | 50 | 1356.1 | 1606.5 | 1510 | 1245 | 129.5 | 49.9 | 250.4 | 191 | 207 | 200 | 3.7 | 197 | 6.3 |
| TAG 3d | 24 | 34 | 1349.2 | 1609.0 | 1510 | 1245 | 122.0 | 43.0 | 259.5 | 209 | 224 | 216 | 3.8 | 243 | 11.4 |
| TAG 3d-15 | 28 | 44 | 1360.9 | 1605.5 | 1510 | 1245 | 138.9 | 56.2 | 244.0 | 158 | 203 | 179 | 10.7 | 154 | 15.1 |
| TAG 4 | 34 | 24 | 1353.9 | 1608.7 | 1510 | 1245 | 124.1 | 46.4 | 255.5 | 193 | 219 | 211 | 6.1 | 220 | 7.1 |
| TAG 4a | 37 | 8 | 1350.9 | 1608.1 | 1510 | 1245 | 123.5 | 43.8 | 257.4 | 206 | 227 | 212 | 6.3 | 238 | 11.6 |

Table. VII.1: Results of Raman spectral analysis on graptolites. Median T-D1 and T-D2 correspond to the calculated temperatures using respectively Equation (1) and Equation (2) established by Kouketsu et al. (2014).

and interrupted by some intergranular sutured contacts. The uncommon occurrence of idiomorphic quartz outgrowths has formed where surfaces of clastic grains were not completely lined by chlorite rims (Fig. VII.4A to D). Furthermore, some of this euhedral quartz show regular development of small oriented ‘v’-shaped notches at their edges, that give the grain surface a highly corroded appearance. Interestingly, cementation in the porous Atafaitafa Formation sandstones seems to post-date the identified clay minerals. Indeed, the thin stacked pseudo-hexagonal crystals of kaolinite, chlorite and sub-micrometer ‘hairy’ illite are being partially enclosed and may abut the quartz overgrowths (Fig. VII.4E–F). It is also important to note that some detrital muscovite crystals are exfoliated and their edges are fringed by the overgrowth of illite crystals. In addition, all the examined pyrites are syngenetic nodules and can also occur in the form of isolated spheres that commonly fill in the cavities of the rhabdosome, graptolite (Fig. VII.5).

4.1.2. Organic petrography of the Oued Imihrou Formation

Graptolite exoskeletons are found to be the main organic components in the Oued Imihrou Formation. Most of the studied samples are contains abundant zooclasts of graptolites or rhabdosomes of variable size and preservation. Undoubtedly, specimens of graptolites are recognizable as black flattened organic films on the shale surfaces, while under a microscope they are characterized by complexes optical features and usually with light color. It is important to note that the micromorphological recognition of graptolites is crucial especially when using these zooclasts and remnants fragments to assess the level of organic maturity of Lower Paleozoic marine strata (Goodarzi, 1984; Goodarzi and Norford, 1989; Link et al., 1990; Petersen et al., 2013; Suchý et al., 2015; Schmidt Mumm and İnan, 2016).

Each of the identified graptolite particles occur parallel to the bedding and display a wide range of shapes – elongated larger pieces (~0.05–2 mm in length), irregularly lath-shaped lenses, angular or rounded, and occasional remnants of thecae (Fig. VII.6). The central canal of graptolites often contained pyrite framboids, thus also contributing to their recognition in all the examined fine claystones. In contrast, “vitrinite”-like organoclasts are lacking the diagnostic graptolite features and exhibiting a more varied morphology. However, as pointed out by Petersen et al. (2013) they are probably remnants fragments of graptolites or could be a type of coalified alginite.

Morphologically, two textures of graptolites (i.e. granular and non-granular) have been observed in the Oued Imihrou Formation, consistent with other studies (Goodarzi, 1984; Goodarzi and Norford, 1987; Petersen et al., 2013). In comparison with the granular fragments, the non-granular graptolite specimens found in the majority of the samples are smooth and show complicated morphology with fusellar layers showing anisotropy, and non-granular texture is the predominant type of graptolitic material (Fig. VII.6D–E).

4.2. Raman geothermometry

In the present study, the overwhelming amount of non-granular graptolites identified in each sample led to generate a representative set of measurements (Fig. VII.7). Therefore, microscale organic maturity determination of graptolites using Raman spectroscopy can be obtained with accuracy, notably as the used organic particles are genetically related to the hosting shale. On the first-order vibrational spectrum region, all samples provided spectra showing the disorder peak (D, at ~1310 to 1370 cm^{-1}) and the graphite peak (G, at 1540 to 1620 cm^{-1}) typical for organic carbons. Overall the few 621 Raman spectra acquired on graptolites and after peak deconvolution, all show that the intensity of the G band is higher

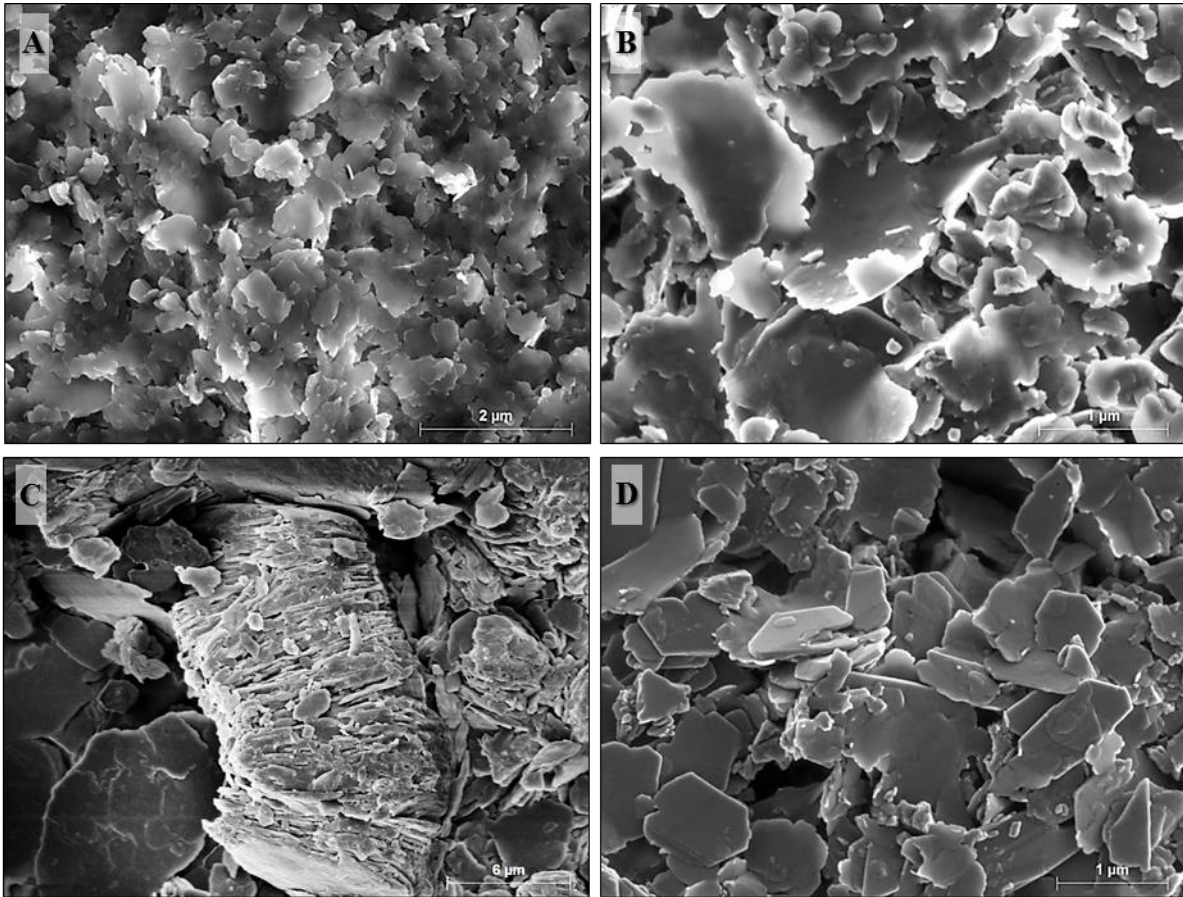


Figure. VII.3: SEM microphotographs of representative samples from the Oued Imihrou Formation shales and the Atafaitafa Formation sandstones. (A) Illite minerals with platy shape reasonably close to hexagon platelets, IMH 0 sample. (B) Overgrowth on the illite flakes, ALT 1. (C) Vermicules of authigenic kaolinite, IMH 59. (D) Clay fraction $<2 \mu\text{m}$ showing euhedral pseudo-hexagonal kaolinites, IMH 59.

than that of the D band, as well as uniformity of the output spectral features with only minor differences within the band's positions. More detailed discussions on the peak decomposition and fitting are given in Kouketsu et al. (2014) and Wang et al. (2017). The series of samples from section 1 (Oued Imihrou, IMH) and section 2 (Oued Tadjradjeri, TAJ) are displaying on their spectra broad D1-band of $\text{FWHM-D1} \sim 140\text{-}145 \text{ cm}^{-1}$, $\text{FWHM-D2} \sim 60 \text{ cm}^{-1}$, median $\Delta\text{G-D}$ inter-peak interval of 245 cm^{-1} , and values of the G/D1 intensity ratio close to 1.5. However, the series of samples from section 3 (Oued Taghagh, TAG) are displaying slightly different values and narrower peaks, with gradual decrease of FWHM-D1 to $\sim 125 \text{ cm}^{-1}$, $\text{FWHM-D2} \sim 46 \text{ cm}^{-1}$, median $\Delta\text{G-D}$ inter-peak interval of 254 cm^{-1} , and values of the G/D1 intensity ratio < 1.5 . In addition, estimated paleotemperatures, using both Eq. (1) and Eq. (2) established by Kouketsu et al. (2014), are as follows (Table. VII.1): (i) median T-D1 = 166 and T-D2 = 126 °C for the series of samples from section 1; (ii) median T-D1 = 174 and T-D2 = 139 °C for the series of samples from section 2; (iii) median T-D1 = 213 and T-D2 = 222 °C for the series of samples from section 3.

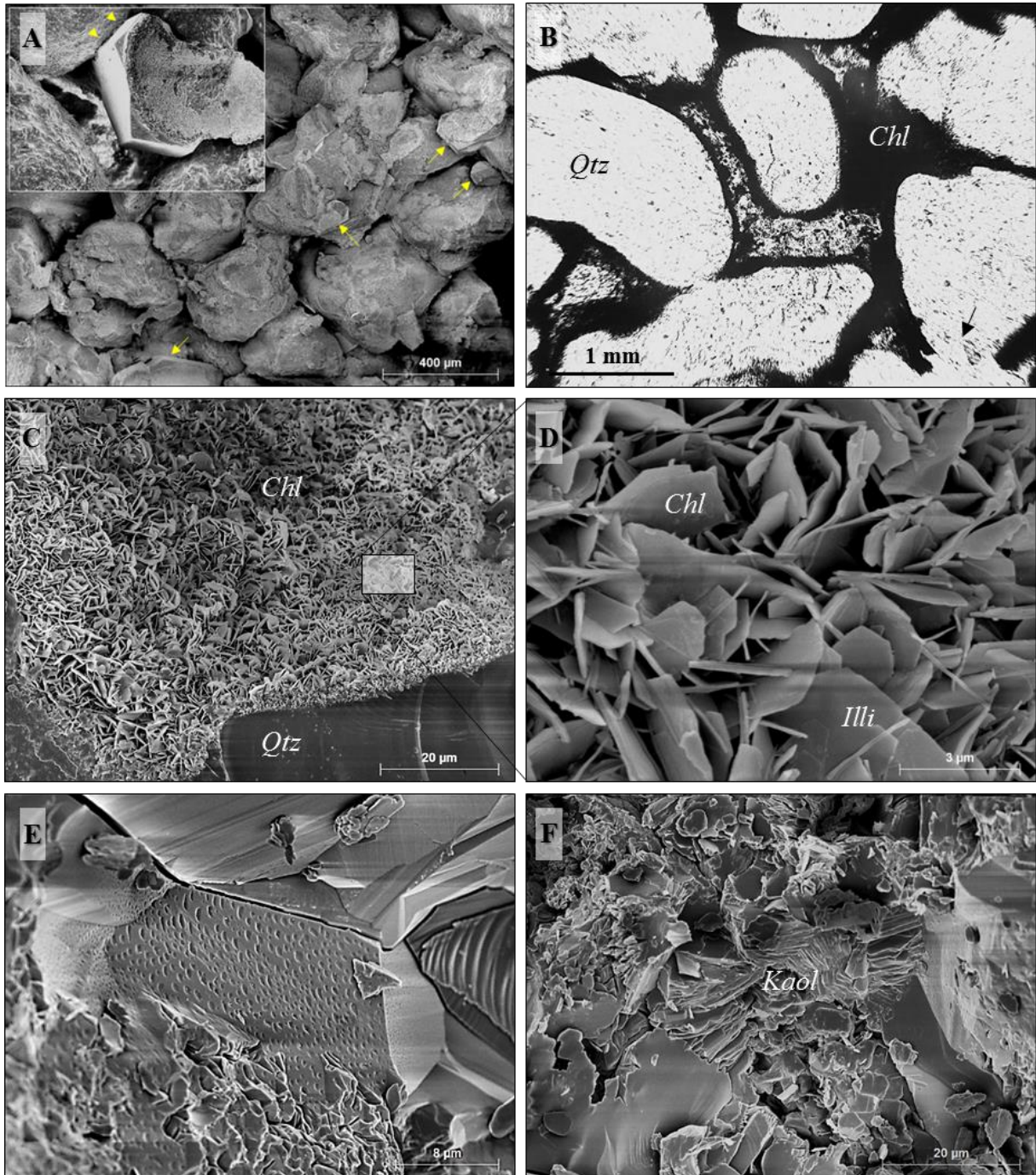


Figure. VII.4: SEM and optical microphotographs of representative samples from the Atafaitafa Formation sandstones. (A) Porous and coarse sandstone showing rounded to well-rounded detrital quartz grains that are perfectly coated by thick iron-rich chlorite rims, as well as the occurrence of idiomorphic quartz outgrowths (arrows), IMH 35 sample. (B) Diagenetic chlorite rims coating all the quartz grains (pore-lining) with limited pressure-dissolution as shown by the rare sutured contacts (arrow), IMH 35. (C) Thick euhehedral-crystallized iron-rich chlorite rims occurring as perpendicular rosettes, and coating detrital quartz grains, IMH 35. (D) Edge-to-face well-formed crystals of chlorite rims. Note the occurrence of sub-micrometer fiber 'hairy' illites that coexist and intergrowth with chlorite. (E) Regular development of small oriented 'v'-shaped notches at the quartz edges and giving to the grain surface a highly corroded appearance due to dissolution, IMH 59. (F) Enclosed and intergrown vermicular kaolinite within quartz cement, IMH 59.

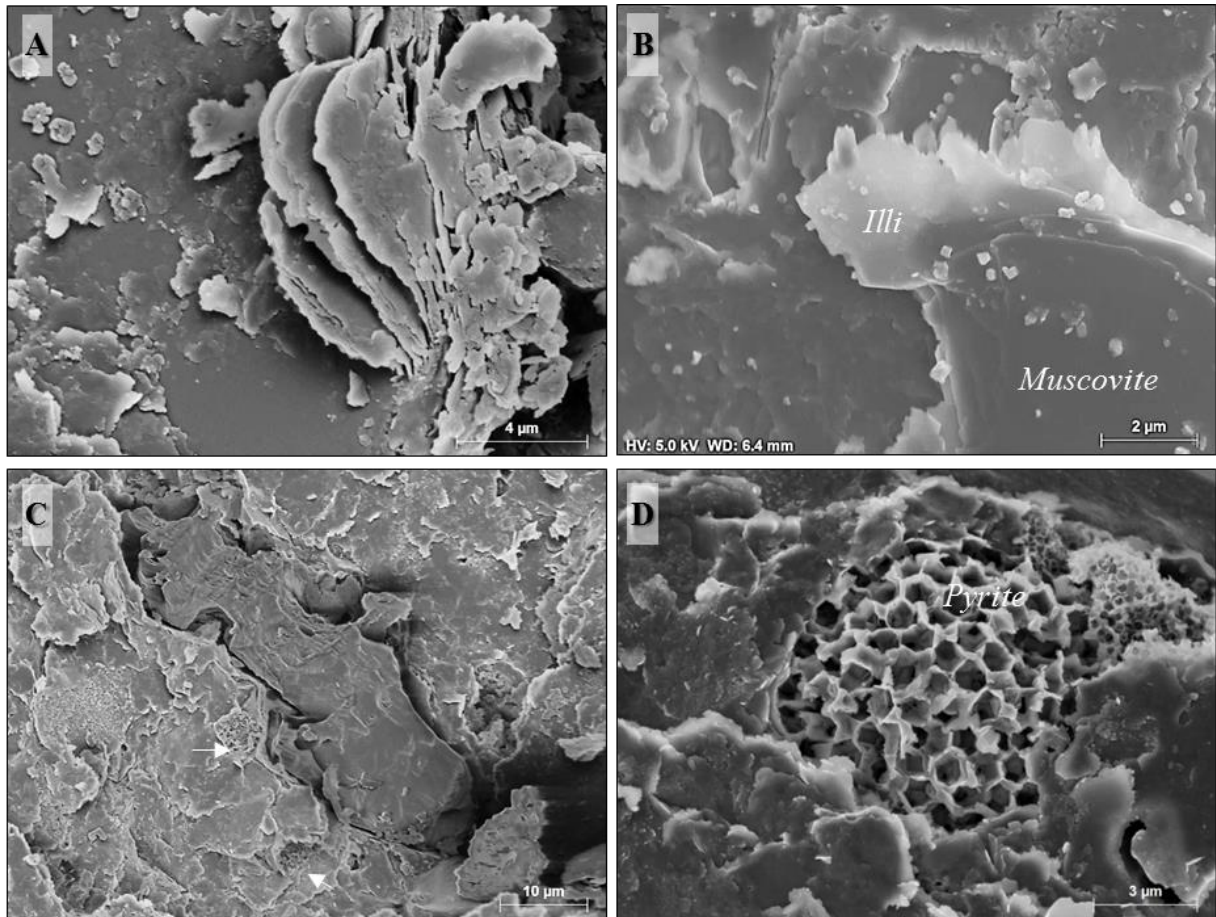


Figure. VII.5: SEM microphotographs of representative samples from the Oued Imihrou Formation shales showing: (A) Exfoliated muscovite with a fan-shaped structure, TAJ 4 sample. (B) Authigenic illite crystals overgrowing on the basal surfaces of detrital muscovite, ALT 1g. (C) Graptolite fragment with surrounding pyrite framboids (arrows), TAJ 4. (D) Many 'sockets' of small pyrite crystals with 'cardhouse' smectite clay fabrics, TAG 3b.

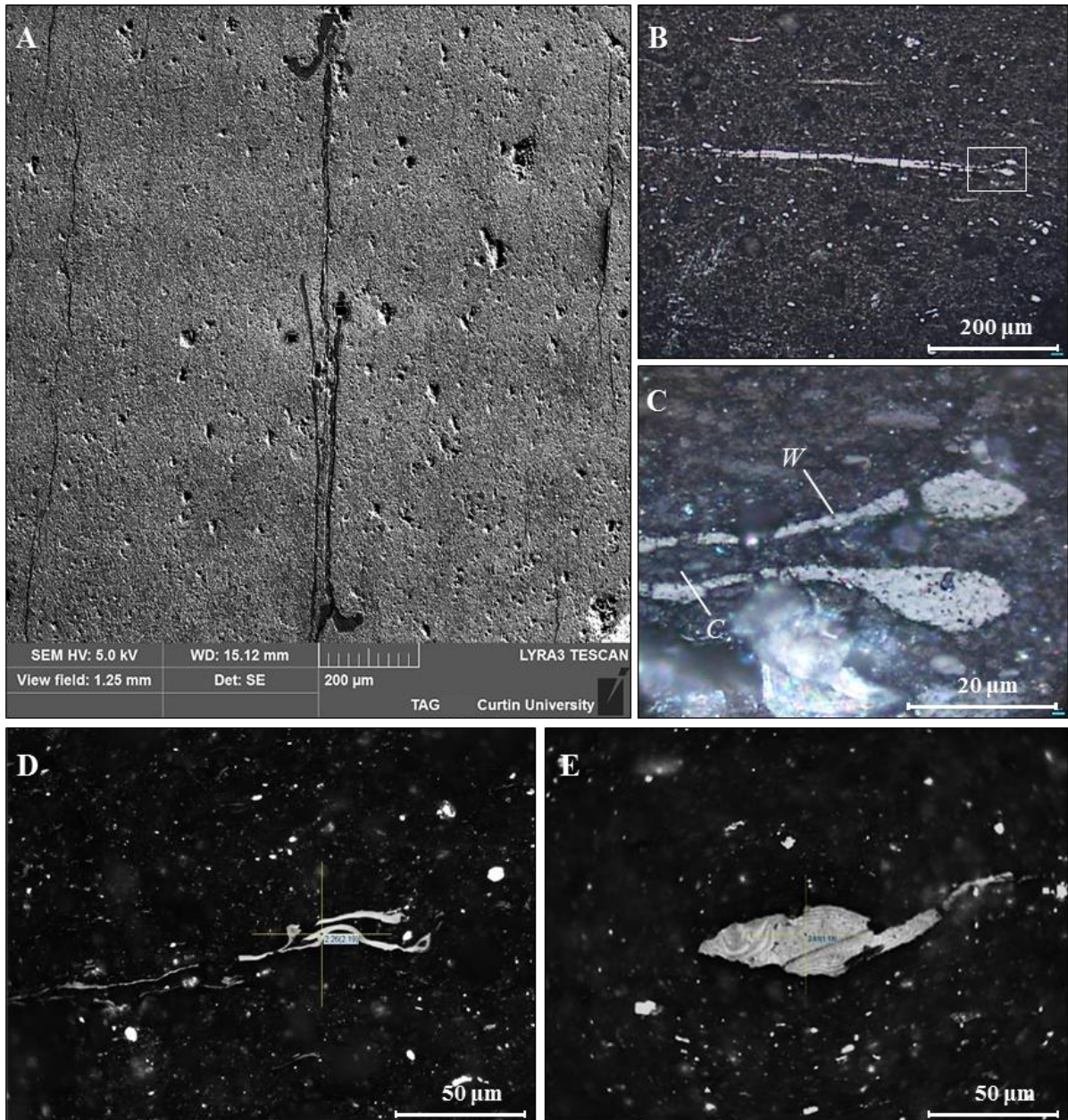


Figure. VII.6: Morphology of well-preserved non-granular graptolite fragments, under microscopy, from the Oued Imihrou Formation shales, Tassili n'Ajjer plateau. (A) Large and elongated rhabdosome (graptolite) with occasional remnants thecae, TAG 3d-15 sample. (B) Thecal branching from the upper part of the common canal, InTaf 2. (C) Detail on the graptolite fragment microstructure showing walls (W) and common canal (C) filled by sediment. (D) Moderately birefracting graptolite in claystone, $R_{\text{grap(max)}} = 2.26\%$, reflected white light, oil immersion, TAG 3-15. High reflectance grains are pyrite. (E) Subtangential surface section of a graptolite periderm with traces of cortical bandages and, or fusellar layers, reflected white light, oil immersion, TAG 4.

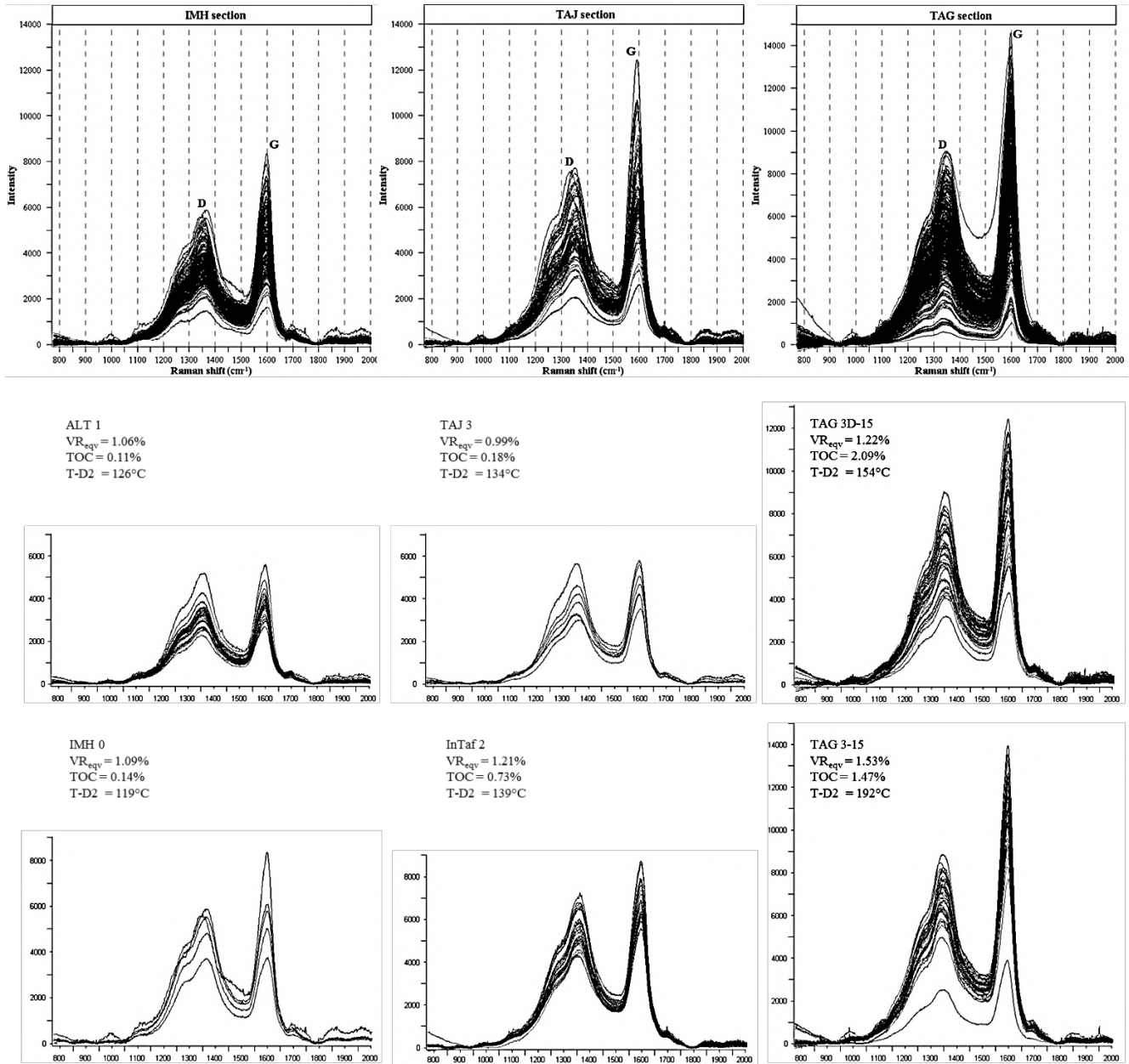


Figure. VII.7: Typical first-order Raman spectra (stacked) of graptolite in lower Silurian black shale from IMH, TAJ and TAG sections showing the characteristic D- and G-bands after background correction. Examples of representative Raman spectra (stacked) of the analyzed graptolites of samples at different maturities. Vitrinite reflectance equivalent VR_{eqv} and TOC from Djouder et al., *in prep.*; cf. [chapter VI](#). Note the clear difference on Raman spectra between the lower maturity ALT 1 sample and the higher maturity TAG 3-15 sample. Spectral parameters data of each sample are summarized in [Table. VII.1](#).

5. Discussion

5.1. Diagenetic evolution in the Silurian Oued Imihrou and Atafaïtafa Formations

Clay minerals often with platy shape are identified within the studied Oued Imihrou and Atafaïtafa Formations. Most, if not all, of these kaolinite, illite and iron-rich chlorite minerals appear to be of diagenetic origin rather than of detrital origin. This origin is confirmed by the shape, morphologies and the characteristics of these clay minerals as illustrated in **Figs VII.3 and VII.4**. A paragenetic sequence for diagenesis of the Silurian formations is shown in **Fig. VII.8**. It is also important to mention that the diagenetic mineral reactions within the Silurian strata are complex, notably due to the multiple phases of burial and uplift that have undergone the Tassili n'Ajjer.

The Oued Imihrou Formation mudstones are predominantly rich in authigenic illites with crystal shapes reasonably close to hexagon platelets. The Atafaïtafa Formation sandstones are dominated by chlorite and kaolinite of well-developed crystals on detrital grain surfaces and euhedral pseudo-hexagonal crystals arranged as disordered vermicular aggregates, respectively. The negligible amount of smectite and K-feldspar does not mean that they had not been deposited in the corresponding sediments but just that they had been totally consumed by the diagenetic mineral reactions during burial-induced diagenesis.

During the early progressive burial and increase in temperature, chloritization process took place simultaneously with the compaction notably in the porous Atafaïtafa Formation sandstones while lining perfectly the quartz grains. The only interruption of this particle-coating texture or rims is prone to the rare intergranular sutured contacts, in relation to chemical compaction through pressure-dissolution, between the detrital grains. In addition, the pre-compactional 'chlorite' coatings or most probably their precursors, as pore-lining cement, had inhibited the intense cementation and hence led to good porosity and permeability preservation, despite the burial conditions that the Silurian sediments experienced (e.g. Ehrenberg, 1993; Berger et al., 2009). The nature of the clay-mineral precursor of the authigenic iron-rich chlorite coats is unclear. Nevertheless, the presence of some eogenetic ooids of ferroan chlorite (chamosite), within the quartzarenites and Fe-rich sands of the Atafaïtafa Formation, is considered as important evidence for derivation that the chlorite coatings result from the diagenetic transformation of pore-lining berthierine via a progressive chloritization during diagenesis (e.g. Van Houten and Purucker, 1984; Hillier, 1994; Spötl et al., 1994; Hornibrook and Longstaffe, 1996; Aagaard et al., 2000; Morad et al., 2000; Ajdukiewicz and Larese 2012).

promoted at shallow-burial depth, while a diagenetic kaolinite-to-dickite conversion is through the late diagenetic stage and incipient metamorphism (Beaufort et al., 1998; Cassagnabère et al., 1999; Lanson et al., 2002). Therefore, as non-morphology evolution from booklet to blocky was not observed, the preferred origin of the ‘late’ stacked kaolinite is by direct precipitation or feldspars dissolution, which had to occur necessarily from meteoric-waters flushing, following the late basin inversion or Cenozoic uplift. Indeed, for both the formation mechanism of kaolinite and the afterward dissolved detrital minerals (Fig. VII.4E), the telodiagenesis is the most satisfactory explanation.

5.2. Thermal maturity evolution as determined using Raman spectroscopy

The maximum paleotemperatures that affected the Silurian strata of the Tassili n’Ajjjer plateau can be estimated using carbonaceous material (CM) Raman geothermometers (e.g. Kouketsu et al., 2014; Wang et al., 2017). Both graptolites-derived organic material and clay minerals in deeply-buried sediments are subjected to progressive modifications in composition and structure in response to changes in thermal conditions through the diagenetic history (Beyssac et al., 2003; Meunier, 2005; Petersen et al., 2013). Recent studies concluded that through the structural transformation of CM the maximum paleotemperatures reached by sediment can be calculated using decomposed peaks and FWHM-based Raman geothermometers (e.g. Kouketsu et al., 2014; Lünsdorf et al., 2014; Sforza et al., 2014; Wang et al., 2017; Henry et al., 2018).

For each of our studied Silurian graptolitic black shales, the calculated temperature by Equation (1) and Equation (2) vary between 90–270 °C (n= 621). These values, which are denoted as T-D1 and T-D2 respectively calculated by Eqs. (1) and (2), are summarized in Table. VII.1. According to Kouketsu et al. (2014), Eq. (2) is generally more accurate than Eq. (1) in the range 150–200 °C, while Eq. (1) is robust than Eq. (2) in the range 200–400 °C. On this basis, as well as the known geological context of our study sites (i.e. *diagenetic zone*), we decided to apply the optimal solution using the width of D2-band (FWHM-D2, Eq. 2).

The series of samples from section 1 (Oued Imihrou, IMH) and section 2 (Oued Tadjradjeri, TAJ) were subjected to medium-temperature values of T-D2 ranged from 130 (n=184) and 145 °C (n=88), respectively. In contrast, the series of samples from section 3 (Oued Taghagh, TAG) located at the extreme western Tassili n’Ajjjer have recorded a peak temperature in excess of 218 °C (n=349) and show the lowest values of FWHM-D2 ~ 46 cm⁻¹ (Table. VII.1). Interestingly, this elevated temperature at the TAG section is strongly in agreement with the change of the optical properties of graptolites, while showing an advanced thermal maturity of all the samples studied (Fig. VII.6E). The reason for this

relatively large discrepancy, i.e. the increasing paleothermal gradient towards the west, is related to the inherited N-S mega-shear zones which were found to affect largely the westernmost part of the Tassili n'Ajjer plateau (Fig. VII.1B). These major crustal lineaments that were repeatedly reactivated over the Phanerozoic constituted migration pathways for deep hydrothermal fluids into the sedimentary sequence, and in turn, induced a higher degree of coalification, as well as the precipitation of authigenic phases, including the illitic clays (Djouder et al., *in prep.*; cf. chapter VI). In this respect, Yahi et al. (2001), later Makhous and Galushkin (2003) highlighted higher heat-flow (60–80 mW/m²) along the Amguid-El Biod-Messaoud axis and the petroliferous BGI basins depocentres 'palaeo-kitchens'. They concluded that the elevated heat-flow within these areas may have played an important role in the thermal maturity of the Early Silurian black shales, beginning with the generation of hydrocarbons in the Early Carboniferous (Visean), throughout the Triassic–Early Cretaceous, and the Late Cretaceous (Senonian).

6. Conclusions

Significant conclusions resulting from this study on the diagenetic history and the paleotemperature estimates from the Tassili n'Ajjer plateau can be summarized as follows:

1. The identified kaolinite, illite and iron-rich chlorite minerals within the studied Oued Imihrou and Atafaitafa Formations appear to be completely of diagenetic origin rather than of detrital origin.
2. Chlorite coatings or most probably their precursors, as pore-lining cement, took place simultaneously with the compaction notably in the porous Atafaitafa Formation sandstones. This chloritization process inhibited intense cementation and in turn, led to good porosity and permeability preservation, even through the multiple phases of burial conditions that the Silurian sediments experienced over geological history.
3. Illitization is shown to occur almost systematically in all the Oued Imihrou Formation black shales through the three studied locations. As a result of this illitization at least three generations of illites have been neofomed which most probably have occurred at different timings in response to temperature increase upon burial depth, as well as faults reactivation westwards.
4. Abundant vermicular kaolinites have occurred in the Atafaitafa Formation sandstones. The possible and preferred explanation of their formations is by direct precipitation or feldspars dissolution at shallow-burial depth, following the late Cenozoic uplift of the Tassili n'Ajjer.

5. Paleotemperature estimates as determined by Raman spectroscopy on the graptolitic bearing shales are ranging from 130 to 218 °C. The increasing paleothermal gradient towards the west is related to the Hoggar Massif inherited N-S mega-shear zones which were found to affect largely the westernmost part of the Tassili n'Ajjer. These major crustal lineaments that were repeatedly reactivated over the Phanerozoic constituted migration pathways for deep hydrothermal fluids into the sedimentary sequence and in turn, induced a higher degree of coalification as well as authigenic clay minerals precipitation throughout the geological history.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

L'étude de la succession silico-clastique du Silurien au sein du vaste plateau du Tassili n'Ajjer (SE Algérie) est d'une importance capitale pour notre connaissance des bassins sédimentaires sahariens périphériques, e.g. les bassins de Berkine-Ghadamès-Illizi (BGI). Elle est basée sur les caractéristiques sédimentologiques et ichnologiques dans un cadre de stratigraphie séquentielle des formations siluriennes, mais également sur une reconstitution de l'histoire diagénétique et thermique.

À la suite de cette étude détaillée sur la reconstitution des paléoenvironnements et séquences de dépôts du Silurien, nous pouvons conclure que :

Au plateau du Tassili n'Ajjer la succession du Silurien est composée de trois Formations, à savoir de bas en haut : la Formation de l'*Oued Imihrou*, la Formation de l'*Atafaitafa* et la Formation de l'*Oued Tifernine*. Les quelques 400 m d'épaisseur de cette succession, qui s'étend latéralement sur des kilomètres, s'organisent en évolution strato- et grano-croissante dominante (*shallowing-upward*), avec une variabilité exceptionnelle des environnements de dépôts depuis des faciès profonds (FM) jusqu'à des faciès très proximaux (FA). L'environnement marin anoxique où prédomine un processus calme de décantation, situé sous la limite d'action des vagues de tempêtes, est typique des schistes noirs fissiles de la Formation de l'*Oued Imihrou*. Ces black shales riches en pyrite framboïdale ont livrés des espèces de graptolites d'âge Silurien inférieur (Rhuddanien). En revanche, au Silurien supérieur les conditions ont évolué vers un régime de haute énergie où l'apport sédimentaire est considérable suite à l'action prépondérante des courants de marées dans un contexte de régression marine généralisé. C'est d'ailleurs au sein des corps gréseux fluviatiles amalgamés de la Formation de l'*Oued Tifernine* "Barre inférieure" qu'une multitude d'accrétions frontales et de migrations latérales ont été observées. Quant à la Formation de l'*Atafaitafa* "Zone de Passage", qui se caractérise par des dépôts mixtes de plaine littorale et d'avant-plage inférieure, elle est largement influencée par l'action des vagues permanentes et de fortes tempêtes comme en témoignent les structures en hummocky, ainsi que l'intense bioturbation verticale.

Le découpage séquentiel de la succession silurienne a été réalisé sur la base de l'intégration des différentes caractéristiques des faciès et ichnofaciès déjà identifiés, conforté par une analyse combinée du signal de susceptibilité magnétique (SM) et de spectrométrie gamma-ray (GRS). Grâce à cette approche pluridisciplinaire, nous avons pu montrer que les

variations des valeurs de SM et GRS au sein du Silurien sont grandement influencées par les fluctuations du niveau marin relatif (i.e. à l'eustatisme), et qui d'ailleurs permettent de reconnaître les limites et surfaces remarquables des séquences de dépôts, notamment les surfaces d'inondations maximales généralisées au Silurien. En effet, d'après les résultats géochimiques les minéraux porteurs du signal de SM et GRS sont liés à la fraction argileuse fine, i.e. minéraux paramagnétiques et néoformés, qui sont souvent contemporains de chaque élévation de niveau marin.

Au total six séquences de dépôt de 3^{ème} ordre ont été identifiées (en ordre ascendant, Si-1 à Si-6). Ces séquences de progradation sont à peu près équivalentes aux unités stratigraphiques des trois formations du mégacycle ou de la méga-séquence silurienne (SIL-1 MS). Cette SIL-1 MS est délimitée à la base par une discordance SB 1 "*wave ravinement surface*" et au sommet par la discordance angulaire calédonienne SB 7.

À travers la reconstitution de l'histoire diagénétique et thermique des formations siluriennes étudiées, nous pouvons conclure que :

L'ensemble des minéraux argileux identifiés, i.e. kaolinite, illite et chlorite, sont issus de la diagenèse plutôt que d'un héritage détritique. De plus, les processus de formation de ces minéraux sont largement contrôlés par le niveau stratigraphique, la lithologie et la localisation paléogéographique des sections étudiées, depuis l'est jusqu'à l'ouest du Tassili n'Ajjer.

Certains événements diagénétiques très précoces comme la mise en place des tapissages chloritiques ou précurseurs, riches en fer ferreux, ont inhibé ou ralenti fortement la silicification. Ceci s'explique d'ailleurs par l'importante porosité préservée, observée notamment au sein des grès de la Formation de l'*Atafaitafa*, même à travers les multiples phases et conditions d'enfouissement que ces sédiments du Silurien ont subi au cours des temps géologiques.

Particulièrement, le phénomène diagénétique d'illitisation omniprésent au sein de la roche-mère de la Formation de l'*Oued Imihrou* a permis de contraindre pour la première fois la chronologie des paléo-circulations de fluides en association avec la réactivation des zones de cisaillement précambriennes "*mega-shear zones*" orientées nord-sud sur le plateau de Tassili n'Ajjer au nord du Bouclier Touareg (Hoggar). La première génération d'illites authigéniques K–Ar à 335 ± 8 Ma, i.e. au Carbonifère-Viséen, correspond au début de l'activité tectono-thermique hercynienne dans la région, accompagnée de la première génération d'hydrocarbures. Quant aux générations néoformées tardivement elles révèlent des âges de 238 ± 11 Ma (Trias moyen) et 204 ± 6 à 179 ± 4 Ma (passage Trias–Jurassique) et

leurs mises en place pourraient être liées aux circulations de fluides de hautes-températures et à la maturation du kérogène des *black shales*, suite au rifting téthysien et au développement ultérieur de la province magmatique de l'Atlantique central, respectivement.

Grâce à ce travail, d'autres résultats sur la minéralogie des argiles et la maturité thermique de la matière organique nous ont clairement permis de contraindre l'évolution thermique contrastée entre la région de l'est (IMH) et celle de l'ouest (TAG) qui est affectée par d'importants linéaments N-S d'échelle lithosphérique. En effet, cette région du Tassili n'Ajjer se caractérise par des conditions de métamorphisme de bas-degré, où la matière organique a déjà atteint un stade d'évolution très avancé de maturité, largement en fenêtre à gaz ($\sim 1.5\%$ VR_{eqv} et $T_{\max(\text{Rock-Eval})} = 480$ °C). Les paléotempératures maximales atteintes par les *black shales* riches en graptolites corroborent le gradient paléothermal mis en évidence vers TAG où elles excèdent les 218 °C, tandis qu'à TAJ et IMH les températures sont estimées à 145 et 130 °C, respectivement.

En définitive, d'un point de vue de l'exploration future des ressources en pétrole et gaz non conventionnels du Silurien dans le Sahara oriental, il est important de souligner que les zones d'intérêt à privilégier pourraient très probablement être celles qui sont en bordures des linéaments précambriens majeurs, i.e. l'axe Amguid-El Biod-Messaoud, où la maturation thermique et les remontées de fluides hydrothermaux sont élevées et fréquemment signalées. En d'autres termes, ces zones prometteuses offrent le potentiel le plus élevé avec de plus importantes découvertes de ressources naturelles en Algérie.

À l'issue de cette étude et comme perspectives, d'autres axes de recherche apparaissent et méritent d'être approfondis.

Dans le but d'une caractérisation 3D précise des corps sédimentaires et des hétérogénéités observées au sein du plateau du Tassili n'Ajjer, il serait particulièrement intéressant de procéder à une digitalisation de certains affleurements en utilisant la technique LIDAR "*Light Detection And Ranging*". Cette approche est nécessaire car elle permettra la compréhension et la reconstitution spatio-temporelle de la succession silurienne, notamment dans le cas d'étude des mêmes dépôts siluriens au sein des bassins pétroliers périphériques (BGI).

L'étude diagénétique discutée dans le présent travail de recherche devrait être complétée par de plus amples analyses isotopiques entre autres sur les minéraux argileux authigènes, ainsi que sur le ciment. En effet, les données isotopiques $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ et δD permettent de déterminer la nature et les mouvements des fluides minéralisateurs, mais

également les conditions de températures même dans des environnements géologiques les plus complexes.

Ce travail met en évidence les connaissances acquises lors de l'analyse thermique du plateau de Tassili n'Ajjer, suggérant un nouveau cadre de travail pour l'exploration du Silurien dans les bassins de BGI. Un tel travail sur les analogues d'affleurements, qui sera nécessairement conduit dans l'avenir, ne sera pleinement satisfaisant qu'en étant lui-même mis en perspective avec l'ensemble des données d'exploration (terrain, géophysique, géochimie, données de puits et de sous-sol).

GENERAL CONCLUSIONS & PERSPECTIVES

The study of the Silurian siliciclastic succession across the vast Tassili n'Ajjer plateau (SE Algeria) is of paramount importance for our knowledge of the surrounding Saharan sedimentary basins, e.g. the Berkine-Ghadames-Illizi basins. It is based on sedimentological and ichnological characteristics in a sequential framework of the Silurian formations, as well as on the reconstruction of the diagenetic and thermal history.

Following the detailed study on the reconstruction of depositional environments and sequences of the Silurian deposits, we can conclude that:

Over the Tassili n'Ajjer plateau, Silurian succession is composed of three Formations, namely from bottom to top: the *Oued Imihrou* Formation, overlain by the *Atafaitafa* Fm. and the *Oued Tifernine* Fm. The 400 m-thick clastic strata of this succession, laterally traceable over kilometers, are showing progressively a general trend of thickening- and coarsening-upward (shallowing-upward), as well as an exceptional variability of depositional environments from the most distal (FM) towards the most proximal facies (FA).

The anoxic marine environment, which is largely dominated by decantation process and located below the influence of storm waves, is typical of the black fissile shale of the *Oued Imihrou* Fm. These black shales, rich in framboidal pyrite, yielded Lower Silurian (Rhuddanian) graptolite species. On the other hand, depositional processes in the Upper Silurian shifted towards high-energy conditions with significant sediment inputs following the preponderant action of tidal currents in a context of generalized marine regression. Further, it is within these sediments, i.e. the amalgamated fluvial sandstone bars of the *Oued Tifernine* Fm. "Barre inférieure", that the numerous frontal accretion and lateral migration have been observed. Regarding the *Atafaitafa* Fm. "Zone de Passage", which is characterized by coastal plain-lower shoreface deposits, it is largely influenced by permanent waves and high-energy settings as evidenced by the hummocky beds, as well as intense vertical bioturbation.

The sequential analysis of Silurian succession was carried out following the identified characteristics of facies and ichnofacies, as well as the combination of magnetic susceptibility (MS) and gamma-ray spectrometry (GRS) measurements. Using this multidisciplinary approach, we have been able to show that the MS and GRS signal variations within the Silurian are largely influenced by relative sea-level fluctuations (i.e. eustatism), and in turn, allow to recognize boundaries and key surfaces of each depositional sequence, notably the

maximum flooding surfaces. In fact, according to the geochemical results, the most positive excursions of MS and GRS values are linked to the fine clay fractions, i.e. paramagnetic and neoformed minerals, therefore, often highlighting any eustatic sea-level rises.

A total of six 3rd-order progradational sequences have been identified (in ascending order, Si-1 to Si-6). These sequences are approximately equivalent to the stratigraphic units of the three formations of the megacycle or the Silurian megasequence (SIL-1 MS). This SIL-1 MS is bounded by a post-glacial latest Hirnantian unconformity on the basal SB 1 "*wave ravinement surface*" and by the Caledonian unconformity on the top SB 7.

Through the reconstruction of the diagenetic and thermal history of the studied Silurian formations, we can conclude that:

All the identified clay minerals, i.e. kaolinite, illite and chlorite, appear to be completely of diagenetic origin rather than of detrital origin. Furthermore, formation processes of these minerals are broadly controlled by the stratigraphical level, lithology of the host rocks and the paleogeographical location of the studied outcrop sections from the eastern- and western-Tassili n'Ajjer plateau.

The occurrence of some eogenetic processes, such as the pre-compactional iron-rich 'chlorite' coatings or most probably their precursors, as pore-lining cement, had inhibited the intense cementation and hence led to good porosity and permeability preservation, notably within the Atafaïtafa Formation sandstones, even through the multiple phases of burial conditions that the sediments experienced.

Particularly, the illitization process, which is ubiquitous within the Oued Imihrou Formation black shales, allowed us to reconstruct for the first time the chronology of fluid circulations in response to the repeatedly intraplate N-S fault reactivations "mega-shear zones" across the Tassili n'Ajjer plateau, i.e. at the northern Touareg Shield (Hoggar). The first generation of authigenic illites K–Ar at 335 ± 8 Ma, i.e. Carboniferous–Visean, corresponds to the early Hercynian tectono-thermal activity in the region, accompanied by the first hydrocarbons generation. While for the late neoformed generations they yield ages at around 238 ± 11 Ma (Middle Triassic) and 204 ± 6 to 179 ± 4 Ma (Triassic–Jurassic transition) and their abundant precipitation could be related to high-temperature fluids and additional kerogen maturation of the Silurian source-rock, following the Tethys rifting and the later development of the Central Atlantic Magmatic Province, respectively.

Additionally, other results on clay mineralogy and thermal maturity of the organic matter clearly allowed us to provide evidence on differential thermal evolution between the eastern (IMH) and the western region (TAG), which is affected by important N-S

lithospheric-scale lineaments. Indeed, the westernmost part of the Tassili n'Ajjer is characterized by low-grade metamorphism conditions and a very advanced organic matter maturity stage, i.e. already reached the gas window ($\sim 1.5\%$ VR_{eqv} and $T_{max (Rock-Eval)} = 480$ °C). The maximum paleotemperatures attained by the graptolite-rich black shales corroborate the paleothermal gradient shown towards the TAG where they exceed 218 °C, while at TAJ and IMH the temperatures are estimated to be 145 and 130 °C, respectively.

Finally, from the standpoint of Silurian oil and shale gas future exploration in the eastern Sahara, it is important to highlight that the areas of interest could be most likely those bordering major Precambrian lineaments, i.e. Amguid-El Biod-Messaoud axis, where thermal maturation and unrestricted hydrothermal fluids are high and frequently reported. In other words, these promising areas are offering the highest potential with more discoveries of natural resources in Algeria.

Following this study and as perspectives, some other axes of research appear and deserve further work.

With the aim of a precise 3D characterization of the Silurian sedimentary beds and the observed heterogeneities within the Tassili n'Ajjer plateau, it would be particularly interesting to digitize some outcrops using the LIDAR technique "Light Detection And Ranging". This approach is necessary because it will allow the understanding and the spatio-temporal reconstruction of the Silurian deposits, notably in the case of study of the same Silurian succession within the nearby prolific BGI basins.

The diagenetic study as discussed in this present research work should be supplemented by stable isotope analysis on authigenic clay minerals as well as on cement. Indeed, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, and δD isotope data provide key information about the source and movements of the fluids, as well as temperature conditions even in most complex geological settings.

This work highlights the insights gained from thermal history analysis of the Tassili n'Ajjer plateau, suggesting a new workflow for the exploration of the Silurian in the BGI basins. Such a work on outcrop analogues, which will necessarily be conducted in the future, will only be fully satisfactory if it is itself put into perspective with all the exploration data (field, geophysics, geochemistry, well and subsurface datasets).

RÉFÉRENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Aagaard, P., Jahren, J.S., Harstad, A.O., Nilsen, O., and Ramm, M., 2000**, Formation of grain-coating chlorite in sandstones; laboratory synthesized vs. natural occurrences. *Clay Minerals*, v. 35, p. 261-269.
- Abad, I., 2007**, Physical meaning and applications of the illite Kübler index: measuring reaction progress in low-grade metamorphism. *Diagenesis and low-temperature metamorphism. Theory, methods and regional aspects: Seminarios de la Sociedad Española de Mineralogía – SEM*, Universidad de Jaén, p. 53-64.
- Abdallah, H., 1995**, Notes et Guide Book sur la Géologie du Tassili N'ajjer. Sonatrach, Division Exploration, Département Formation.
- Abdelsalam, M.G., Liégeois, J.P., and Stern, R.J., 2002**, The Saharan Metacraton. *Journal of African Earth Sciences*, v. 34, p. 119-136.
- Aït Hamou, F., and Dautria, J.-M., 1994**, Le magmatisme cénozoïque du Hoggar: une synthèse des données disponibles. Mise au point sur l'hypothèse d'un point chaud. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, v. 5, p. 49-68.
- Aït-Hamou, F., Dautria, J.M., Cantagrel, J.M., Dostal, J., and Briquieu, L., 2000**, Nouvelles données géochronologiques et isotopiques sur le volcanisme cénozoïque de l'Ahaggar (Sahara algérien): des arguments en faveur de l'existence d'un panache. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, v. 330, p. 829-836.
- Ajdkiewicz, J.M., and Larese, R.E., 2012**, How clay grain coats inhibit quartz cement and preserve porosity in deeply buried sandstones: Observations and experiments. *AAPG Bulletin*, v. 96, p. 2091-2119.
- Aldridge, R.J., Jeppsson, L., and Dorning, K.J., 1993**, Early Silurian oceanic episodes and events. *Journal of the Geological Society, London*, v. 150, p. 501-513.
- Alem, N., Assassi, S., Benhebouche, S., and Kadi, B., 1998**, Controls on Hydrocarbon occurrence and productivity in the F6 reservoir. Tin Fouyé-Tabankort area, NW Illizi Basin. *in: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., and Clark-Lowes, D.D. (Eds.), Petroleum Geology of North Africa*, Geol. Soc. Special Publication, v. 132, p. 175-186.
- Allison, P.A., 1988**, The role of anoxia in the decay and mineralization of proteinaceous macrofossils. *Paleobiology*, v. 14, p. 139-154.
- Arezki, A., 2007**, Caractérisation des réservoirs du Dévonien inférieur dans le Bassin de Berkine (Algérie). [MSc. thesis]: Institut Français du Pétrole, Paris, 50 p.
- Árkai, P., 1991**, Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 9, p. 723-734.
- Armstrong, H.A., Turner, B.R., Makhlof, I.M., Weedon, G.P., Williams, M., Al Smadi, A., and Abu Salah, A., 2005**, Origin, sequence stratigraphy and depositional environment of an upper Ordovician (Hirnantian) deglacial black shale, Jordan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 220, p. 273-289.
- Arthur, M.A., and Sageman, B.B., 1994**, Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 22, p. 499-551.
- 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., and Terkmani, M., 1995**, Geology of Algeria. *in*: Schlumberger. (Ed.), Well Evaluation Conference Algeria, p. 1-93.
- Assès, A., 1987**, Analyse des diagraphies de forage, séquences sédimentaires et paléogéographie des séries argilo-gréseuses déposées au passage du Silurien-Dévonien dans la synéclyse est-saharienne: Bassin d'Illizi et partie algérienne du bassin de Ghadamès [Ph.D. thesis]: Université de Pau, France.
- Attar, A., Fournier, J., Candilier, A.M., and Coquel, R., 1980**, Etude palynologique du Dévonien terminal et du Carbonifère inférieur du bassin d'Illizi (Fort Polignac) Algérie. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, v. 35, p. 585-619.
- Attar, A., 1987**, Evolution structurale du bassin d'Illizi. Internal Exploration Report, Sonatrach, Algiers, n° 2575.
- Avigad, D., Sandler, A., Kolodner, K., Stern, R.J., McWilliams, M., Miller, N., and Beyth M., 2005**, Mass-production of Cambro-Ordovician quartz-rich sandstone as a consequence of chemical weathering of Pan-African terranes: Environmental implications. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 240, p. 818-826.
- B**
-
- Bábek, O., Kalvoda, J., Aretz, M., Cossey, P.J., Devusyst, F.-X., Herbig, H.G., and Sevastopulo, G.D., 2010**, The correlation potential of magnetic susceptibility and outcrop gamma-ray logs at Tournaisian-Viséan boundary sections in Western Europe. *Geologica Belgica*, v. 13, p. 291-308.
- Bábek, O., Kalvoda, J., Cossey, P., Šimíček, D., Devuyst, F.X., and Hargreaves, S., 2013**, Facies and petrophysical signature of the Tournaisian/Viséan (Lower Carboniferous) sea-level cycle in carbonate ramp to basinal settings of the Wales-Brabant massif, British Isles. *Sediment Geol.*, v. 284, p. 197-213.
- Bailey, S.W., 1984**, Classification and structures of micas. *in*: Bailey, S.W. (Ed.), *Micas. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, Washington, D.C, v. 13, p. 1-12.
- Barker, C.E., and Pawlewicz, M.J., 1986**, The correlation of vitrinite reflectance with maximum paleotemperature in humic organic matter. *in*: Buntebarth, G., and Stegena, L. (Eds.), *Paleogeothermics*. Springer-Verlag, New York, p. 79-93.
- Beaufort, D., Cassagnabère, A., Petit, S., Lanson, B., Berger, G., Lacharpagne, J.-C., and Johansen, H., 1998**, Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs. *Clay Minerals*, v. 33, p. 297-316.
- Behar, F., Beaumont, V., Pentead, H.L., and De, B., 2001**, Rock-Eval 6 technology: performances and developments. *Oil Gas Sci. Technol.* v. 56, p. 111-134.
- Beicip-Sonatrach, 1975**, Étude structurale et cartographique de bassin d'Illizi-Môle d'El Biod. 1°) Bassin d'Illizi. 2°) Môle d'El Biod. 3°) Résultats structuraux. Inédit, en dépôt aux archives Sonatrach Exploration Alger, sous le n° A 1812.
- Bekkouche, D., 1992**, Le Silurien supérieur-Dévonien Inférieur du Bassin de Ghadamès (Sahara oriental Algérien). Lithostratigraphie, sédimentologie et diagenèse des réservoirs [Ph.D. thesis]: Université de Grenoble 1, pp 311.
- Bell, K.G., Goodman, C., and Whitehead, W.L., 1940**, Radioactivity of sedimentary rocks and associated petroleum. *AAPG Bull.*, v. 24, p. 1529-1547.
- Bennacef, A., Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O., Gariel, O., and Rognon, P., 1971**, Example of cratonic sedimentation: Lower Paleozoic of Algerian Sahara. *AAPG Bulletin*, v. 55, p. 2225-2245.
- Bény-Bassez, C., Rouzaud, J., 1985**, Characterization of carbonaceous materials by correlated electron and optical microscopy and Raman microspectroscopy. *Scanning Electron Microscopy*, v. 1, p. 119-132.

- Berger, A., Gier, S., and Krois, P., 2009**, Porosity-preserving chlorite cements in shallow-marine volcanoclastic sandstones: Evidence from Cretaceous sandstones of the Sawan gas field, Pakistan. *AAPG Bulletin*, v. 93, p. 595-615.
- Berner, R.A., and Kothavala, Z., 2001**, Geocarb III: a revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic times. *Am. J. Sci.*, v. 301, p. 182-204.
- Bertrand, H., 1991**, The Mesozoic tholeiitic province of northwest Africa: a volcanotectonic record of the early opening of central Atlantic. *in: Kampunzu, A.B., and Lubala, R.T. (Eds.), Magmatism in Extensional Structural Settings. The Phanerozoic African Plate. Springer-Verlag, Berlin*, p. 147-188.
- Bertrand, J.M., and Caby, R., 1978**, Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). *Geol. Rundsch.*, v. 67, p. 357-388.
- Bertrand-Sarfati, J., Fabre, J., and Moussine-Pouchkine, A., 1977**, Géodynamique des aires sédimentaires cratoniques: quelques exemples sahariens. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Pau*, p. 217-231.
- Beuf, S., Biju-duval, B., and Dubois, P., 1963**, Recherche stratigraphique et sédimentologique. Volume II: Le Dévonien inférieur du Tassili des Ajjers. Résultats de la mission BRP-IFP. 1962-63, volume II, p 97. Inédit, en dépôt aux archives Sonatrach Exploration Alger, sous le n° A 494.
- Beuf, S., Biju-duval, B., De Charpal, O., Rognon, P., Gariel, O., and Bennacef, A., 1971**, Les grès du Paléozoïque Inférieur du Sahara. Sédimentologie et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. Publication Institut Français de Pétrole (IFP), Editions Technip, 18, pp 464.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., and Rouzaud, J.N., 2002**, Raman spectra of carbonaceous material in metasediments; a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, p. 858-871.
- Beysac, O., Goffé, B., Petitet, J.P., Froigneux, E., Moreau, M., and Rouzaud, J.N., 2003**, On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. *Spectrochim. Acta Part A Mol. Biomol. Spectrosc.*, v. 59, p. 2267-2276.
- Bhattacharya, J.P., 1993**, The expression and interpretation of marine flooding surfaces and erosional surfaces in core: examples from the Upper Cretaceous Dunvegan Formation in the Alberta foreland basin. *in: Summerhayes, C.P., and Posamentier, H.W. (Eds.), Sequence Stratigraphy and Facies Associations. IAS Spec. Publ.*, v. 18, p. 125-160.
- Biju-Duval, B., De Charpal, O., Beuf, S., and Bennacef, A., 1968**, Lithostratigraphie du Dévonien inférieur de l'Ahnet et le Mouydir (Sahara central). *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, v. 38, p. 83-104.
- Biju-Duval, B., 2002**, Sedimentary Geology: Sedimentary Basins, Depositional Environments, Petroleum Formation. Institut Français de Pétrole (IFP), Editions Technip, pp 642.
- Black, R., 1984**, The Pan-African event in the geological framework of Africa. – *Pangea 1*, p. 6-16.
- Black, R., and Liégeois, J.-P., 1993**, Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony, *J. Geol. Soc., London*, v. 150, p. 89-98.
- Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.-P., Caby, R., and Bertrand, J.M., 1993**, Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology*, v. 22, p. 641-644.
- Blanpied, C., Deynoux, M., Ghienne, J.F. and Rubino, J.L., 2000**, Late Ordovician glacially related depositional systems of the Gargaf Uplift (Libya) and comparisons with correlative deposits in the Taoudini Basin (Mauritania). *in: Sola, M.A., and Worsley, D. (Eds.), Symposium on Geological Exploration in Murzuq Basin, Elsevier, Amsterdam*, p. 485-508.
- Bonhomme, M.G., Thuizat, R., Pinault, Y., Clauer, N., Wendling, R. and Winkler, R., 1975**, Méthode de datation potassium-argon. Appareillage et technique. Strasbourg, Notes Tech. Inst. Geol., Univ. Louis Pasteur, pp 53.

- Boote, D.R., Clark-Lowes, D.D., and Traut, M.W., 1998**, Paleozoic petroleum systems of North Africa. *in*: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., and Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*, Geological Society, London, Special Publication, v. 132, p. 7-69.
- Bouchez, J.L., 2000**, Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrication des granites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v. 330, p. 1-14.
- Boucot, A.J., and Gray, J., 1983**, A Paleozoic Pangaea. *Science*, v. 222, p. 571-581.
- Boudjema, A. 1987**, Evolution structurale du bassin pétrolier "triasique" du Sahara nord occidental (Algérie). [Ph.D. thesis]: Université Pierre et Marie Curie-Paris, France.
- Boulvain, F., Da Silva, A.C., Mabile, C., Hadil, J., Gersl, M., Koptikova, L., and Schnabl, P., 2010**, Magnetic susceptibility correlation of km-thick Eifelian-Frasnian sections (Ardenne-Moravian karst). *in*: Da Silva, A.C., and Boulvain, F. (Eds.): *Magnetic Susceptibility, Correlations and Palaeozoic Environments*. *Geologica Belgica*, v. 13, p. 309-318.
- Boumendjel, K., 1987**, Les chitinozoaires du Silurien supérieur et Dévonien du Sahara algérien (cadre géologique – systématique – biostratigraphique) [Ph.D. thesis]: Université de Rennes, France.
- Boumendjel, K., Loboziak, S., Paris, F., Steemans, P., and Streel, M., 1988**, Biostratigraphie des miospores et des chitinozoaires du Silurien supérieur et du Dévonien dans le Bassin d'Illizi (S.E. du Sahara algérien). *Geobios*, v. 21, p. 329-357.
- Bourquin, S., Eschard, R., and Hamouche, B., 2010**, High-resolution sequence stratigraphy of Upper Triassic succession (Carnian-Rhaetian) of the Zarzaitine outcrops (Algeria): a model of fluvio-lacustrine deposits, *J. African Earth Sciences*, v. 58, p. 365-386.
- Bracène, R. 2002**, Géodynamique du Nord de l'Algérie: Impact sur l'exploration pétrolière. [Ph.D. thesis]: Université de Cergy Pontoise, France, pp 403.
- Brenchley, P.J., Carden, G.A., Hints, L., Kaljo, D., Marshall, J.D., Martma, T., Meidla, T., and Nölvak, J., 2003**, High-resolution stable isotope stratigraphy of Upper Ordovician sequences: constraints on the timing of bioevents and environmental changes associated with mass extinction and glaciation. *GSA Bulletin*, v. 115, p. 89-10.
- Brenchley, P.J., Marshall, J.D., Carden, G.A.F., Robertson, D.B.R., Log, D.G.F., Meidla, T., Hints, L., and Anderson, T.F., 1994**, Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology*, v. 22, p. 295-298.
- Brindley, G.W., and Brown, G., 1980**, *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*, Mineral Soc, London, pp 495.
- Bromley, R.G., 1996**, *Trace Fossils. Biology, Taphonomy and Applications*, 2nd edition. Chapman and Hall, London, pp 361.
- Buatois, L.A., and Mángano, M.G., 1998**, Trace fossil analysis of lacustrine facies and basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 140, p. 367-382.
- Buatois, L.A., and Mángano, M.G., 2011**, *Ichnology: Organism-substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press, Cambridge, pp 358.
- Bumby, A.J., and Guiraud, R., 2005**, The geodynamic setting of the Phanerozoic basins of Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, v. 43, p. 1-12.
- Burley, S.D., and Worden, R.H., 2003**, Sandstone diagenesis: recent and ancient. *The International Association of Sedimentologists*, v. 4, pp 649.
- Busson, G., and Comee, A., 1989**, Some data on climatic previous history of Sahara-signification of detrital red beds and evaporites from Trias to Lias-Dogger. *Bull. Soc. Geol. France.*, v. 5, p. 3-11.

C

- Caby, R., and Monié, P., 2003**, Neoproterozoic subductions and differential exhumation of western Hoggar (south-west Algeria): new structural, petrological and geochronological evidence. *Journal of African Earth Sciences*, v. 37, p. 269-293.

- Caby, R., Bertrand, J.M., and Black, R., 1981**, Pan African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier Publishing Co., Amsterdam, p. 407-434.
- Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U., and Pin, C., 1989**, Late Proterozoic arc-continent and continent- continent collision in the Pan-African trans-Saharan belt of Mali. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 26, p. 1136-1146.
- Calvert, S.E., and Pedersen, T.F., 1993**, Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Mar. Geol.*, v. 113, p. 67-88.
- Canfield, D.E., and Berner, R.A., 1987**, Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 645-659.
- Carr, I.D., 2002**, Second-order sequence stratigraphy of the Palaeozoic of North Africa. *Journal of Petroleum Geology*, v. 25, p. 259-280..
- Cassagnabère, A., Iden, I.K., Johansen, H., Lacharpagne, J.C., and Beaufort, D., 1999**, Kaolinite and dickite in Froy and Rind sandstone hydrocarbon reservoirs (Brent formation from Norwegian continental shelf). 11th Intern Clay Conf Proc., Ottawa, p. 97-102.
- Cathelineau, M., Olivier, R., Nieva, D., and Garfias, A., 1985**, Mineralogy and distribution of hydrothermal mineral zones in Los Azufres (Mexico) geothermal field. *Geothermics*, v. 14, p. 49-57.
- Catuneanu, O., 2006**, *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, pp 375.
- Catuneanu, O., Khalifa, M. A., and Wanas, H. A., 2006**, Sequence stratigraphy of the lower Cenomanian Bahariya Formation, Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt. *Sedimentary Geology*, v. 190, p. 121-137.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., and Winker, C., 2009**, Toward the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, v. 92, p. 1-33.
- Chabou, M.C., Sebaï, A., Féraud, G., and Bertrand, H., 2007**, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in southwestern Algeria. *Compte Rendu Geoscience*, v. 339, p. 970-978.
- Chaouche, A., 1992**, Genèse et mise en place des hydrocarbures dans les bassins de l'Erg Oriental (Sahara Algérien) [Ph.D. thesis]: Université Michel de Montaigne-Bordeaux.
- Chiarelli, A., 1978**, Hydrodynamic framework of eastern Algerian Sahara-influence on hydrocarbon occurrence. *AAPG Bull.*, v. 62, p. 667-685.
- Clarkson, E.N.K., 1981**, *Invertebrate Paleontology and Evolution*. Allen & Unwin, Boston, pp 323.
- Clauer, N., and Chaudhuri, S., 1995**, *Clays in the Crustal Environment: Isotope Dating and Tracing*. Springer, Berlin, pp 359.
- Clauer, N., Rinckenbach, T., Weber, F., Sommer, F., Chaudhuri, S., and O'Niel, J.R., 1999**, Diagenetic evolution of clay minerals in oil-bearing Neogene sandstones and associated shales from Mahakam Delta Basin (Kalimantan, Indonesia). *AAPG Bulletin*, v. 83, p. 62-87.
- Clauer, N., and Liewig N., 2013**, Episodic and simultaneous illitization in oil-bearing Brent Group and Fulmar Formation sandstones from the northern and southern North Sea based on illite K-Ar dating. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 97, p. 2149-2171.
- Clauer, N., Zwingmann, H., Todd, A., and Aubert, A., 2018**, Potassium-argon timing of episodic mica and illite crystallization in highly indurated Hassi Messaoud (Algeria) hydrocarbon-bearing sandstones. *AAPG Bulletin*, v. 103, p. 215-240.
- Coe, A.L., Bosence, D.W.J., Church, K.D., Flint, S.S., Howell, J.A., and Wilson, R.C.L., 2003**, *The Sedimentary Record of Sea-Level Change*. The Open University, pp 279.
- Cojan, I., and Renard, M., 2006**, *Sédimentologie*. Dunod, 2e édition, pp 444.

- Collins, D. S., Johnson, H. D., Allison, P. A., Guilpain, P., and Damit, A. R., 2017**, Coupled 'storm-flood' depositional model: Application to the Miocene-Modern Baram Delta Province, north-west Borneo. *Sedimentology*, v. 64, p. 1203-1235.
- Coltice, N., Bertrand, H., Rey, P., Jourdan, F., Phillips, B.R., Ricard, Y., 2009**, Global warming of the mantle beneath continents back to the Archaean. *Gondwana Research*, v. 15, p. 254-266.
- Combaz, A., 1967**, Un microbios du Trémadocien dans un sondage d'Hassi Messaoud. *Actes soc. Linn. Bordeaux*, v. 104, p. 1-26.
- Conrad, J., 1981**, La part des déformations post hercyniennes et de la néotectonique dans la structuration du Sahara central algérien, un domaine relativement mobile de la plate-forme africaine. *Académie des Sciences de Paris, Comptes-Rendus*, v. 292, p. 1053-1056.
- Coward, M.P., and Ries, A. C., 2003**, Tectonic development of North African basins, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, v. 207, p. 61-83.
- Craig, J., Rizzi, C., Said, F., Thusu, B., Lüning, S., Asbali, A.I., Keely, M.L., Bell, J.F., Durham, M.J., Eales, M.H., Beswetherick, S., and Hamblett, C., 2008**, Structural styles and prospectivity in the Precambrian and Palaeozoic hydrocarbon systems of North Africa. *in: Salem, M.J., Oun, K.M., and Essed, A.S. (Eds.), The Geology of East Libya. Gutenberg Press, Malta*, v. 4, p. 51-122.
- Crick, R.E., Ellwood, B., and El Hassani, A., 1994**, Integration of biostratigraphy, magnetic susceptibility and relative sea-level change: a new look at high resolution correlation. *Subcommission on Devonian Stratigraphy, Newsletter*, v. 11, p. 59-66.
- Crick, R.E., Elwood, B.B., El Hassani, A., Feist, R., and Hladil, J., 1997**, Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) of the Eifelian-Givetian GSSP and associated boundary sequences in North Africa and Europe. *Episodes*, v. 20, p. 167-175.
- Crick, R.E., Ellwood, B.B., Hladil, J., El Hassani, A., Hroudá, F., and Chlupac, I., 2001**, Magnetostratigraphy susceptibility of the Pridolian-Lochkovian (Silurian-Devonian) GSSP (Klonk, Czech Republic) and coeval sequence in Anti-Atlas Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 167, p. 73-100.
- Crimes, T.P., 1981**, Lower Palaeozoic trace fossils of Africa. *in: Holland, C.H. (Ed.), Lower Palaeozoic of the Middle East, Eastern and Southern Africa, and Antarctica, John Wiley & Sons, New York*, p. 189-198.

D

- Da Silva, A.C., 2004**, Sédimentologie de la plate-forme carbonatée frasnienne belge [Ph.D. thesis]: Université de Liège, pp 412.
- Da Silva, A.C., Mabilie, C., and Boulvain, F., 2009**, Influence of sedimentary setting on the use of magnetic susceptibility: examples from the Devonian of Belgium. *Sedimentology*, v. 56, p. 1292-1306.
- Da Silva, A.C., and Boulvain, F., 2010**, Magnetic susceptibility correlation of km-thick Eifelian-Frasnian sections (Ardennes and Moravia). *Geologica Belgica*, v. 13, p. 309-318.
- Da Silva, A.C., Dekkers, M., Mabilie, C., and Boulvain, F., 2012**, Magnetic susceptibility and its relationship with paleoenvironments, diagenesis and remagnetization: examples from the Devonian carbonates of Belgium. *Studia Geophysica and Geodaetica*, v. 56, p. 677-704.
- Da Silva, A.C., De Vleeschouwer, D., Boulvain, F., Claeys, P., Fagel, N., Humblet, M., Mabilie, C., Michel, J., Sardar Abadi, M., Pas, D., and Dekkers, M.J., 2013**, Magnetic susceptibility as a high-resolution correlation tool and as a climatic proxy in Paleozoic rocks – merits and pitfalls: examples from the Devonian in Belgium. *Marine and Petroleum Geology*, v. 46, p. 173-89.
- Da Silva, A.C., Whalen, M.T., Hladil, J., Chadimova, L., Chen, D., Spassov, S., Boulvain, F., and Devleeschouwer, X., 2015**, Magnetic susceptibility application: A window onto ancient environments and climatic variations. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 414, pp 284.

- Dafoe, L.T., Gingras, M.K., and Pemberton, S.G., 2010**, Wave-influenced deltaic sandstone bodies and offshore deposits in the Viking Formation, Hamilton Lake area, south-central Alberta, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 58, p. 173-201.
- Dalrymple, G.B., and Lanphere, M.A., 1969**, Potassium-Argon Dating. W. H. Freeman, San Francisco, pp 258.
- Daniels, R.P., and Emme, J.J., 1995**, Petroleum system model, eastern Algeria, from source rock to accumulation; when, where, and how?: Proceedings of the Seminar on Source Rocks and Hydrocarbon Habitat in Tunisia; *Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières Memoir 9*, p. 101-124.
- Dardour, A.M., Boote, D.R., and Baird, A.W., 2004**, Stratigraphic controls on Palaeozoic petroleum systems, Ghadames Basin, Libya. *Journal of Petroleum Geology*, v. 27, p. 141-162.
- Dautria, J. M., and Lesquer, A., 1989**, An example of the relationship between rift and dome: recent geodynamic evolution of the Hoggar swell and of its nearby regions (Central Sahara, Southern Algeria and Eastern Niger). *Tectonophysics*, v. 163, p. 45-61.
- Davies, N.S., Liu, A.G., Gibling, M.R., and Miller, R.F., 2016**, Resolving MISS conceptions and misconceptions: A geological approach to sedimentary surface textures generated by microbial and abiotic processes. *Earth-Science Reviews*, v. 154, p. 210-246.
- De Charpal, O., Debyser, J., and Montadert, L., 1966**, Commentaires sur l'excursion géologique dans les Tassilis des Ajjers (Algérie). *Rap. Int. IFP*, ref. 13445.
- Demaiffe, D., Moreau, C., Brown, W.L., and Weis, D., 1991**, Geochemical and isotopic (Sr, Nd and Pb) evidence on the origin of the anorthosite-bearing anorogenic complexes of the Aïr Province, Niger. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 105, p. 28-46.
- Dercourt, J., Ricou, L.E., and Vrielynck, B., 1993**, Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Gauthier-Villars, Pads, pp 307.
- Derder, M.E.M., Maouche, S., Liégeois, J.P., Henry, B., Amenna, M., Ouabadi, A., Bellon, H., Bruguier, O., Bayou, B., Bestandji, R., Nouar, O., Bouabdallah, H., Ayache, M., and Beddiaf, M., 2016**, Discovery of a Devonian mafic magmatism on the western border of the Murzuq basin (Saharan metacraton): Paleomagnetic dating and geodynamical implications, *Journal of African Earth Sciences*, v. 115, p. 159-176.
- Deschamps, R., Eschard, R., and Roussé, S., 2013**, Architecture of Late Ordovician glacial valleys in the Tassili N'Ajjer area (Algeria). *Sedimentary Geology*, v. 289, p. 124-147.
- Desjardins, P.R., Mángano, M.G., Buatois, L.A., and Pratt, B.R., 2010**, *Skolithos* pipe-rock and associated ichnofabrics from the southern RockyMountains, Canada: colonization trends and environmental controls in an early Cambrian sand-sheet complex. *Lethaia*, v. 43, p. 507-528.
- Desjardins, P.R., Buatois, L.A., Pratt, B.R., and Mángano, M.G., 2012**, Sedimentological-ichnological model for tide-dominated shelf sandbodies: lower Cambrian Gog Group of western Canada. *Sedimentology*, v. 59, p. 1452-1477.
- Destombes, J., 1968**, Sur la nature glaciaire des sédiments du groupe du 2e Bani, Ashgill supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc. *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 267, p. 684-686.
- Destombes, J., Hollard, H., and Willefert, S., 1985**, Lower Palaeozoic rocks of Morocco. *in*: Holland, C.H. (Ed.), *Lower Paleozoic Rocks of Northwest and West-Central Africa*. Wiley, New York, pp 91-336.
- Devleeschouwer, X., 1999**, La transition Frasnien/Famennien (Dévonien sup.) en Europe: sédimentologie, stratigraphie séquentielle & susceptibilité magnétique [Ph.D. thesis]: Université Lille 1 & Université Libre de Bruxelles.
- Deynoux, M., 1985**, Terrestrial or waterlain glacial diamictites? Three case studies from the Late Precambrian and Late Ordovician glacial drifts in West Africa. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, v. 51, p. 97-141.
- Djouder, H., 2011**, Géologie appliquée au développement des nouvelles découvertes et aux nouveaux thèmes d'Exploration du Bassin de Berkine (Ghadamès, Algérie): Une analyse de la

- succession Silurien à partir de 146 forages d'exploration pétrolière [M.Sc. thesis]: interne et confidentiel à l'Université Paris-Sud XI et BeicipFranlab (IFP), en dépôt aux archives, pp 95. <https://orbi.ulg.ac.be/handle/2268/171316>.
- Djouder, H., Murat, B., Musial, G., Lüning, S., and Boulvain, F., 2015**, Silurian-Devonian Black Shales in The Oriental Algerian Sahara: implication of new field data from the Tassili n'Ajjer outcrops and Berkine Basin (SE, Algeria). Oral session, "Petroleum Source Rocks" specialized meeting by the French Geological Society (SGF) and TOTAL, Paris, France 2015. <http://hdl.handle.net/2268/188644>.
- Djouder, H., Da Silva, A.C., Cornet, P., Lüning, S., Musial, G., and Boulvain, F., 2016**, The Siluro-Devonian sedimentary record of the Tassili n'Ajjer (SE Algeria): new insights from sedimentology and stratigraphy. Oral session, 5th International Geologica Belgica Meeting, GB Mother Earth, Mons, Belgium 2016. <http://orbi.ulg.ac.be/handle/2268/192622>.
- Djouder, H., Lüning, S., Da Silva, A.C., Abdallah, H., and Boulvain, F., 2018**, Silurian deltaic progradation, Tassili n'Ajjer plateau, south-eastern Algeria: Sedimentology, ichnology and sequence stratigraphy. *Journal of African Earth Sciences*, v. 142, p. 170-192.
- Djouder, H., 2019**, Silurian succession from North Africa: sedimentology, ichnology and thermal history for a new Era of hydrocarbon exploration. University of Liège, Belgium [This Ph.D. thesis], p. 320. <https://hdl.handle.net/2268/240479>.
- Didyk, B.M., and Simoneit, B.R.T., 1989**, Hydrothermal oil of Guaymas Basin and implications for petroleum formation mechanisms. *Nature*, v. 342, p.65-69.
- Dong, H., Peacor, D.R. and Freed, R.L., 1997**, Phase relations among smectite, R1 illite-smectite, and illite. *American Mineralogist*, v. 82, p. 379-391.
- Dorrik, A.V.S., 2005**, *Sedimentary Rocks in the Field: A Colour Guide*. Manson Publishing, pp 320.
- Dott, R.H.Jr., and Bourgeois, J., 1982**, Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 663-680.
- Dubois, P., Beuf, S., and Biju-Duval, B., 1969**, Lithostratigraphy of Lower Devonian sandstones of the Tassili N'Ajjer. *in: Kanes, W.H. (Ed.), Geology, Archaeology and Prehistory of the Southwestern Fezzan, Libya*. Petroleum Exploration Society of Libya, Eleventh Annual Field Conference, p. 125-130.
- Duke, W.L., Arnott, R.W., and Cheel, R.J., 1991**, Shelf sandstones and hummocky cross stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, v. 19, p. 625-628.
- Dumas, S., and Arnott, R.W.C., 2006**, Origin of hummocky and swaley cross-stratification – The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, v. 34, p. 1073-1076.
- Durand, J., 1985**, Le Grès Armoricaïn. *Sédimentologie – Trace fossiles. Milieux de dépôt. Memoires et Documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles*, 3, pp 150.

E

- Eberl, D.D., and Velde, B., 1989**, Beyond the Kübler index. *Clay Miner.*, v. 24, p. 571-577.
- Eberl, D.D., 1993**, Three zones for illite formation during burial diagenesis and metamorphism. *Clays and Clay Minerals*, v.41, p. 26-37.
- Ebinger, C.J., and Sleep, N.H., 1998**, Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume. *Nature*, v. 395, p. 788-791.
- Echikh, K., 1998**, Geology and hydrocarbon occurrences in the Ghadames basin, Algeria, Tunisia, Libya. *in: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., and Clark-Lowes, D.D. (Eds.), Petroleum Geology of North Africa*, Geol. Soc. Special Publication, v. 132, p. 109-129.
- Ehrenberg, S.N., 1993**, Preservation of anomalously high-porosity in deeply buried sandstones by grain coating chlorite: examples from the Norwegian continental shelf. *AAPG Bulletin*, v. 77, p. 1260-1286.

- Ellwood, B.B., Crick, R.E., and El Hassani, A., 1999**, The magneto-susceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) method used in geological correlation of Devonian rocks from Anti-Atlas Morocco. *A.A.P.G. Bulletin*, v. 83, p. 1119-1134.
- Ellwood, B.B., Crick, R.E., El Hassani, A., Benoist, S.L., Young, R.H. 2000**, Magneto-susceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity. *Geology*, v. 28, p. 1135-1138.
- Ellwood, B.B., Garcia-Alcalde, J.L., El Hassani, A., Hladil, J., Soto, F.M., Truyols-Massoni, M., Weddige, K., Koptikova, L., 2006**, Stratigraphy of the Middle Devonian boundary: formal definition of the susceptibility magnetostratotype in Germany with comparisons to sections in the Czech Republic, Morocco and Spain. *Tectonophysics*, v. 418, p. 31-49.
- Ellwood, B.B., Tomkin, J.H., El Hassani, A., Bultynck, P., Brett, C.E., Schindler, E., Feist, R., and Bartholomew, A.J., 2011**, A climate driven model and development of a floating point time scale for the entire Middle Devonian Givetian Stage: a test using magnetostratigraphy susceptibility as a climate proxy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 304, p. 85-95.
- Elruemi, W., 2004**, Geologic Evolution of Ghadamis Basin – Impact on Hydrocarbon Prospectivity, v. 2, p. 327-350.
- El-Sharkawi, M.A., and Al-Awadi, S.A., 1982**, Alteration products of glauconite in Burgan oil field, Kuwait. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 999-1002.
- Emery, D., and Robinson, A., 1993**, *Inorganic Geochemistry: Applications to Petroleum Geology*. Blackwell, Oxford, pp 254.
- Engell-Jensen, M., Korsbech, U., and Madsen, F.E., 1984**, U, Th and K in upper Cretaceous and tertiary sediments in Denmark. *Bull. Geol. Soc. Den.*, v. 32, p. 107-120.
- English, K.L., Redfern, J., Bertotti, G., English, J.M., and Yahia Cherif, R., 2016**, Intraplate uplift: new constraints on the Hoggar dome from the Illizi basin (Algeria). *Basin Research*, v. 29, p. 377-393.
- Eschard, R., Mouaïci, R., Desaubliaux, G., Deschamps, R., Ravenne, C., Bekkouche, D., Abdallah, H., Belhaouas, S., Benkouider, M., Braik, F., Henniche, M., and Maache, N., 1999**, Illizi-Berkine Devonian Reservoir Consortium (IFP, Sonatrach): Sedimentology and sequence stratigraphy of the Upper Silurian - Lower Devonian series in the Ajjer Tassilis (Algeria). *Field Guidebook*, pp 57.
- Eschard, R., Abdallah, H., Braik, F., and Desaubliaux, G., 2005**, The Lower Paleozoic succession in the Tassili outcrops, Algeria: sedimentology and sequence stratigraphy. *First Break*, v. 23, p. 27-38.
- Eschard, R., Braik, F., Bekkouche, D., Ben Rahuma, M., Desaubliaux, G., Deschamps, R., and Proust, J.N., 2010**, Palaeohighs: their influence on the North African Palaeozoic petroleum systems. *in*: Vining, B.A. and Pickering, S.C. (Eds.), *Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers – Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference*, Geological Society, London, p. 707-724.
- Eslinger, E., and Pevear, D., 1988**, *Clay Minerals for Petroleum Geologists and Engineers*. SEPME Short Course Notes, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, no. 22, ix + pp 405.
- Espitalié, J., Deroo, G., and Marquis, F., 1985**, La pyrolyse Rock-Eval et ses applications (deuxième partie). *Revue Institut Français du Pétrole*, v. 40, p. 755-784.
- Espitalié, J., 1986**, Use of Tmax as a maturity index for different types of organic matter: Comparison with reflectance. *in*: Bums, J. (Ed.), *Thermal Modelling in Sedimentary Basins*. Technip, Paris, p. 475-496.
- Everall, N. J., Lumsdon, J., and Christopher, D. J., 1991**, The effect of laser induced heating upon the vibrational Raman spectra of graphites and carbon fibres. *Carbon*, v. 29, p. 133-137.

F

- Fabre, J., 1976**, Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines: La couverture phanérozoïque, v. 1, SNED.
- Fabre, J., 1988**, Les séries paléozoïques d'Afrique: une approche. *J. African Earth Sci.*, v. 7, p. 1-40.
- Fabre, J., 2005**, Géologie du Sahara Occidental et Central. *Tervuren Afr. Geosci. Collect.*, Mus. R. de l'Afr. Cent., Tervuren, Belgium. v. 108, pp 572.
- Fekirine, B., and Abdallah, H., 1998**, Palaeozoic lithofacies correlatives and sequence stratigraphy of the Saharan Platform, Algeria. *in: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., and Clark-Lowes, D.D. (Eds.), Petroleum Geology of North Africa. Geological Society, London, Special Publications*, v. 132, p. 265-281.
- Ferreiro Mählmann, R., and Frey, M., 2012**, Standardisation, calibration and correlation of the Kübler-Index and the vitrinite/bituminite reflectance: an inter-laboratory and field related study. *Swiss Journal of Geosciences*, v. 105, p. 153-170.
- Ferreiro Mählmann, R., Bozkaya, Ö., Potel, S., Le Bayon, R., Šegvić, B., and Nieto, F., 2012**, The pioneer work of Bernard Kübler and Martin Frey in very low-grade metamorphic terranes: paleo-geothermal potential of variation in Kübler-Index/organic matter reflectance correlations. A review. *Swiss Journal of Geosciences*, v. 105, p. 121-152.
- Franks, S.G., and Zwingmann, H., 2010**, Origin and timing of late diagenetic illite in the Permian-Carboniferous Unayzah sandstone reservoirs of Saudi Arabia. *AAPG Bulletin*, v. 94, p. 1133-1159.
- Freulon, J.M., 1964**, Etude géologique des séries primaires du Sahara central (Tassili n'Ajjar et Fezzan). *Centre National Rech. Scient. Sér. Géologie no. 3*, Paris, pp 198.
- Frey, M., 1987**, Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. *in: Frey, M. (Ed.), Low Temperature Metamorphism*, Blackie & Sons, Glasgow, p. 9-58.
- Frey, R.W., and Pemberton, S.G., 1987**, The *Psilonichnus* ichnocoenose, and its relationship to adjacent marine and nonmarine ichnocoenoses along the Georgia coast. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 35, p. 333-357.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., and Michard, A., 2009**, Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonophysics*, v. 475, p. 9-28.
- Frizon de Lamotte, D., Tavakoli-Shirazi, S., Leturmy, P., Averbuch, O., Mouchot, N., Raulin, C., Leparmentier, F., Blanpied, C., and Ringenbach, J-C., 2013**, Evidence for Late Devonian vertical movements and extensional deformation in northern Africa and Arabia: Integration in the geodynamics of the Devonian world. *Tectonics*, v. 32, p. 107-122.

G

- Galeazzi, S., Point, O., Haddadi, N., Mather, J., and Druesne, D., 2010**, Regional geology and petroleum systems of the Illizi–Berkine area of the Algerian Saharan Platform: An overview. *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, p. 143-178.
- Galloway, W.E. 1989**, Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 73, p. 125-142.
- Galushkin, Y.I., and Makhous, M., 2006**, Contribution of erosion and intrusive-hydrothermal activity to the depth profile of organic matter maturation in sedimentary basins. *Geochemistry International*, v. 44, p. 1225-1236.
- Gambacorta, G., Caronni, V., Antonielli, E., Previde Massara, E., Riva, A., Scotti, P., Trincianti, E., and Erba, E., 2016**, Hot shale in an ice world: Paleooceanographic evolution of the northern Gondwana margin during the early Paleozoic (Tanezzuft Formation, Tunisia). *Marine and Petroleum Geology*, v. 72, p. 393-411.

- Garfunkel, Z., and Derbin, B., 1984**, Permian-early Mesozoic tectonism and continental margin formation in Israel and its implications for the history of the Eastern Mediterranean. *in*: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society, London, Special Publications, v. 17, p. 187-201.
- Gérard, J.R.F., and Bromley, R.G., 2008**, Ichnofabrics in clastic sediments: Applications to sedimentological studies. Gérard, J.R.F., pp 100.
- Germis, G.J.B., and Gaucher, C., 2012**, Nature and extent of a late Ediacaran (ca. 547 Ma) glaciogenic erosion surface in southern Africa. *South African Journal of Geology*, v. 115, p. 91-102.
- Ghenima, R., 1995**, Hydrocarbon generation and migration in the Ghadames basin: application to the filling history of the El Borma oil field. *in*: *Proceedings of the Seminar on Source Rocks and Hydrocarbon Habitat in Tunisia: ETAP Memoir*, v. 9, p. 145-182.
- Ghienne, J.-F., and Deynoux, M., 1998**, Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, Western Sahara. *Sedimentary Geology*, v. 119, p. 141-159.
- Ghienne, J.-F., 2003**, Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 189, p. 117-145.
- Ghienne, J.-F., Deynoux, M., Manatschal, G., and Rubino, J.-L., 2003**, Palaeovalleys and fault controlled depocentres in the Late-Ordovician glacial record of the Murzuq Basin (central Libya). *Comptes Rendus Geosciences*, v. 335, p. 1091-1100.
- Ghienne, J.-F., Boumendjel, K., Paris, F., Videt, B., Racheboeuf, P., and Aït-Salem, H., 2007**, The Cambrian–Ordovician succession in the Ougarta Range (western Algeria, North Africa) and interference of the Late Ordovician glaciation on the development of the Lower Palaeozoic transgression on Northern Gondwana. *Bulletin of Geosciences*, v. 82, p. 183-214.
- Gindre, L., Le Heron, D., and Bjørnseth, H.M., 2012**, High resolution facies analysis and sequence stratigraphy of the Siluro-Devonian succession of Al Kufrah basin (SE Libya). *Journal of African Earth Sciences*, v. 76, p. 8-26.
- Glover, R.T., 1999**, Aspects of intraplate deformation in the Saharan cratonic basins [Ph.D. thesis]: University of Wales, Aberystwyth, pp 206.
- Goldman, D., Mitchell, C.E., Melchin, M.J., Fan, J.-X., and Wu, S.-Y., 2011**, Biogeography and mass extinction: extirpation and re-invasion of *Normalograptus* species (Graptolithina) in the Late Ordovician Palaeotropics. *Proceedings of the Yorkshire Geology Society*, v. 58, p. 227-46.
- Goodarzi, F., 1984**, Organic petrography of graptolite fragments from Turkey. *Mar. Pet. Geol.*, v. 1, p. 202-210.
- Goodarzi, F., and Norford, B.S., 1987**, Optical properties of graptolite periderm – a review. *Bull. Geol. Soc. Den.*, v. 35, p. 141-147.
- Goodarzi, F., and Norford, B.S., 1989**, Variation of graptolite reflectance with depth of burial. *International Journal of Coal Geology*, v. 11, p. 127-141.
- Goodarzi, F., Fowler, M.G., Bustin, M., McKirdy, D.M., and Trudinger, A., 1992**, Thermal maturity of lower Palaeozoic sediments as determined by the optical properties of marine-derived organic matter. *in*: Schilowski, M., Golubic, S., Kimberley, M.M., and McKirdy, D.M. (Eds.), *Early Organic Evolution*. Springer Verlag, (IGCP volume), p. 279-295.
- Grabau, A.W., 1913**, *Principles of Stratigraphy*. New York, Seiler, pp 1185.
- Guerrak, S., 1988**, Paleozoic marine sedimentation and associated oolitic iron-rich deposits, Tassilis N’Ajjer and Illizi Basin, Saharan platform, Algeria. *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 81, p. 457-485.
- Guggenheim, S., Bain, D. C., Bergaya, F., Brigatti, M. F., Drits, A., Eberl, D. D., Formoso, M.L.L., Galán, E., Merriman, R.J., Peacor, D.R., Stanjek, H., and Watanabe, T., 2002**, Report of the Association Internationale pour l’Etude des Argiles (AIPEA) Nomenclature

- Committee for 2001: Order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the “Crystallinity Index”. *Clay Minerals*, v. 37, p. 389-393.
- Guillocheau, F., 1990**, Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme: l'exemple Dévonien Armoricaïn [Ph.D. thesis]: Université Louis Pasteur, Strasbourg, pp 258.
- Guiraud, R., 1998**, Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin: an overview. *in*: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., and Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society, London, Special Publications, v. 132, p. 217-229
- Guiraud, R., Doumnang Mbaigane, J.-C., Carretier, S., and Dominguez, S., 2000**, Evidence for a 6000 km length NW-SE striking lineament in northern Africa: the Tibesti lineament. *Journal of the Geological Society*, London, v. 157, p. 897-900.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., and Delplanque, A., 2005**, Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. *Journal of African Earth Sciences*, v. 43, p. 83-143.

H

- Hackley, P.C., Araujo, C.V., Borrego, A.G., Bouzinos, A., Cardott, B.J., Cook, A.C., Eble, C., Flores, D., Gentzis, T., Gonçalves, P.A., Mendonça Filho, J.G., Hámor-Vidó, M., Jelonek, I., Kommeren, K., Knowles, W., Kus, J., Mastalerz, M., Menezes, T.R., Newman, J., Oikonomopoulos, I.K., Pawlewicz, M., Pickel, W., Potter, J., Ranasinghe, P., Read, H., Reyes, J., De La Rosa Rodriguez, G., Alves Fernandes de Souza, I.V., Suárez-Ruiz, I., Sýkorová, I., and Valentine, B.J., 2015**, Standardization of reflectance measurements in dispersed organic matter: results of an exercise to improve interlaboratory agreement. *Marine and Petroleum Geology*, v. 59, p. 22-34.
- Haddoum, H., Guiraud, R., and Moussine-Pouchkine, A., 2001**, Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: Far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny, *Terra Nova*, v.13, p. 220-226.
- Hamilton, P.J., 2003**, A review of radiometric dating techniques for clay mineral cements in sandstones. *in*: Worden, R. and Morad, S. (Eds.), *Clay Mineral Cements in Sandstones*. Special publication number 34 of the international association of sedimentologists, Blackwell, Oxford, p. 253-287.
- Haq, B.U., and Schutter, S.R., 2008**, A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes. *Science*, v. 322, p. 64-68.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., and Walker, R.G., 1975**, Depositional Environments as Interpreted From Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. *SEPM Short Course Notes 2*, pp 161.
- Hartkopf-Fröder, C., Königshof, P., Littke, R., and Schwarzbauer, J., 2015**, Optical thermal maturity parameters and organic geochemical alteration at low grade diagenesis to anchimetamorphism: a review. *International Journal of Coal Geology*, v. 150-151, p. 74-119.
- Hatem, E., Tribovillard, N., Averbuch, O., Sansjofre, P., Adatte, T., Guillot, F., Ader, M., and Vidier, D., 2016**, Early diagenetic formation of carbonates in a clastic-dominated ramp environment impacted by synsedimentary faulting-induced fluid seepage – Evidence from the Late Jurassic Boulonnais Basin (N France). *Marine and Petroleum Geology*, v. 72, p. 12-29.
- Hemsted, T., 2003**, Second and third millennium reserves in African basins. *in*: Arthur, T.J., Macgregor, D.S., and Cameron, N.R. (Eds.), *Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies*. Geological Society of London, Special Publications, v. 207, p. 9-20.
- Henniche, M., 2002**, Architecture et model de dépôts d'une série sédimentaire Paléozoïque en contexte cratonique: le Siluro-Dévonien du Bassin d'Illizi (Sahara Oriental, Algérie) [Ph.D. thesis]: Université de Rennes, France, pp 132.

- Henniche, M., Eschard, R., Proust, J.N., Hamel, A., and Paris, F., 2003**, Depositional models and reservoir architecture of the Siluro-Devonian series in outcrops and subsurface of Illizi basin (Algeria) (Extended Abstract), *in*: The American Association of Petroleum Geologists, Hedberg Conference: Paleozoic and Triassic Petroleum Systems in North Algeria.
- Henry, D.G., Jarvis, I., Gillmore, G., Stephenson, M., and Emmings, J.F., 2018**, Assessing low-maturity organic matter in shales using Raman spectroscopy: Effects of sample preparation and operating procedure. *International Journal of Coal Geology*, v. 191, p. 135-151.
- Héroux, Y., Chagnon, A., and Bertrand, R., 1979**, Compilation and correlation of major thermal maturation indicators. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 63, p. 2128-2144.
- Herron, M.M., 1988**, Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, v. 58, p. 820-829.
- Hess, J.C., and Lippolt, H.J., 1994**, Compilation of K-Ar measurements on HD-B1 standard biotite, in Phanerozoic Time Scale, *Bull. Liaison Inf.*, edited by Odin, G.S., IUGS Subcomm. Geochronology, Paris v. 12, p. 19-23.
- Hesse, P., and Stolz, J.F., 1999**, Bacterial magnetite and the Quaternary climate record. *in*: Maher, B.A., and Thompson, R., (Eds.), *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*. Cambridge University Press, p. 163-197.
- Hillier, S., 1994**, Pore-lining chlorites in siliciclastic reservoir sandstones: electron microprobe, SEM, and XRD data, and implications for their origin. *Clay Minerals*, v. 29, p. 665-679.
- Hirst, J.P.P., Benbakir, A., Payne, D.F., and Westlake, I.R., 2002**, Tunnel Valleys and Density Flow Processes in the upper Ordovician glacial succession, Illizi Basin, Algeria: influence on reservoir quality. *Journal of Petroleum Geology*, v. 25, p. 297-324.
- Hoffkecht, A., 1991**, Mikropetrographische, Organisch-geochemische, Mikrothermometrische und Mineralogische Untersuchungen zur Bestimmung der Organische Reife von Graptholithen Periderm. *Gött. Arb. Geol. Paläontol*, v. 48, p. 1-98.
- Hofmann, R., Mángano, M.G., Elicki, O., and Shinaq, R., 2012**, Paleoecologic and biostratigraphic significance of trace fossils from shallow- to marginal-marine environments from the Middle Cambrian (stage 5) of Jordan. *Journal of Paeontology*, v. 86, p. 931-955.
- Hornibrook, E.R.C., and Longstaffe, F.J., 1996**, Berthierine from the Lower Cretaceous Clearwater Formation, Alberta, Canada. *Clays and Clay Minerals*, v. 44, p. 1-21.
- Hower, J., Eslinger, E.V., Hower, M.E., and Perry, E.A., 1976**, Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: I. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin*, v. 87, p. 725-737.
- Hunt, D., and Tucker, M.E., 1992**, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, v. 81, p. 1-9.
- Hunt, D., and Tucker, M.E., 1995**, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall - reply. *Sedimentary Geology*, v. 95, p. 147-160.
- Hunziker, J.C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R.D., Friedrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggwiler, P., and Schwander, H., 1986**, The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contr. Min. Pet.*, v. 92, p. 157-180.
- Huuse, M., Le Heron, D.P., Dixon, R., Redfern, J., Moscariello, A., and Craig, J., 2012**, Glaciogenic reservoirs and hydrocarbon systems: an introduction. Geological Society, London, Special Publications, v. 368, p. 1-28.

I

- Inan, S., Goodarzi, F., Mamm, A.S., Arouri, K., Qathami, S., Ardakani, O.H., Inan, T., and Tuwailib, A.A., 2016**, The Silurian Qusaiba Hot Shales of Saudi Arabia: an integrated assessment of thermal maturity. *International Journal of Coal Geology*, v. 159, p. 107-119.

- Inoue, A., Utada, M., and Wakita, K., 1992**, Smectite-to-illite conversion in natural hydrothermal systems. *Applied Clay Sci.*, v. 7, p. 131-145.
- ISO 7404-3, 2009**, Methods for the Petrographic Analysis of Coals—Part 3: Methods of Determining Maceral Group Composition. International Organization for Standardization, Geneva, Switzerland. 7 pp.
- ISO 7404-5, 2009**, Methods for the Petrographic Analysis of Coals—Part 5: Methods of Determining Microscopically the Reflectance of Vitrinite. International Organization for Standardization, Geneva, Switzerland. 14 pp.

J

- Jardiné, S., and Yapaudjian, L., 1968**, Lithostratigraphie et palynologie du Dévonien-Gothlandien du Bassin de Polignac (Sahara). *Revue de l'Institut Français du Pétrole (IFP)*, v. 23, p. 439-468.
- Jardiné, S., Combaz, A., Magloire, L., Peniguel, G., and Vachey, G., 1974**, Distribution stratigraphique des acritarches dans le Paléozoïque du Sahara algérien. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 18, p. 99-129.
- Jarvie, D., Claxton, B., Henk, F., and Breyer, J., 2001**, Oil and shale gas from the Barnett Shale, Fort Worth Basin, Texas. *AAPG Ann. Meet. Progr.*, v. 10, A100.
- Jensen, S., 1997**, Trace fossils from the Lower Cambrian *Mickwitzia* sandstone, south-central Sweden. *Fossils and Strata*, n. 42, pp 1-110.
- Johnson, M.E., 1996**, Stable cratonic sequences and a standard for Silurian eustasy. *in: Witzke, B.J., Ludvigson, G.A., and Day, J. (Eds.), Paleozoic Sequence Stratigraphy; views from the North American craton. Geological Society of America, Special Papers*, v. 306, p. 203-211.
- Jones, B., and Manning, D.A.C., 1994**, Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, v. 111, p. 111-129.

K

- Kaced, M., 2003**, Diagenesis of Ordovician Sandstones from the Ahnet Basin, Algeria. *AAPG Hedberg Conference, "Paleozoic and Triassic Petroleum Systems in North Africa"* February 18-20, 2003, Algiers, Algeria, p. 2.
- Kagi, H., Tsuchida, I., Wakatsuki, M., Takahashi, K., Kamimura, N., Iuchi, K., and Wada, H., 1994**, Proper understanding of down shifted Raman spectra of natural graphite; direct estimation of laser induced rise in sample temperature. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 3527-3530.
- Kalvoda, J., Bábek, O., Devuyst, F.-X., and Sevastopulo, G., 2011**, Biostratigraphy, sequence stratigraphy and gamma-ray spectrometry of the Tournaisian–Visean boundary interval in the Dublin Basin. *Bulletin of Geosciences*, v. 86, p. 683-706.
- Kazi-Tani, N., 1986**, Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine: le domaine intraplaque nord-algérien. *Approche mégaséquentielle [Ph.D. thesis]: Université de Pau*, pp 871.
- Keeley, M.L., 1989**, The Palaeozoic history of the Western Desert of Egypt. *Basin Research*, v. 2, p. 35-48.
- Kichou-Braïk, F., Samar, L., Fekirine, B. and Legrand, P., 2006**, Découverte de graptolites d'âge Caradocien dans quelques sondages du Tinrhert (Sahara algérien). *Comptes Rendus Palevol*, v. 5, p. 675-683.
- Kilian, C., 1922**, Aperçu général de la structure des Tassilis, des Ajjers. *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, v. 175, p. 825-827.
- King, J.W., and Channell, J.E.T., 1991**, Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy. *Reviews of Geophysics, Supplement*, p. 358-370.

- Kisch, H.J., 1987**, Correlation between indicators of very low grade metamorphism. *in*: Frey, M. (Ed.), *Low Temperature Metamorphism*, Blackie & Sons, Glasgow, p. 227-300.
- Kisch, H.J., Árkai, P., and Brime, C., 2004**, On the calibration of the illite Kübler-Index (illite “crystallinity”). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, v. 84, p. 323-331.
- Klemme, H.D., and Ulmishek, G.F., 1991**, Effective petroleum source rocks of the world: stratigraphic distribution and controlling depositional factors. *Bulletin – The American Association of Petroleum Geologists*, v. 75, p. 1809-1851.
- Klitzsch, E., 1971**, The structural development of parts of North Africa since Cambrian time. *in*: Gray, C. (Ed.), *Symposium on the Geology of Libya, Tripoli, 14-18 Apr 1969*, Faculty of Science, Univ. Libya, p. 254-262.
- Klitzsch, E., 1981**, Lower Palaeozoic rocks of Libya, Egypt, and Sudan. *in*: Holland, C.H. (Ed.), *Lower Palaeozoic of the Middle East, Eastern and Southern Africa, and Antarctica*. Wiley, New York, p 131-163.
- Knaust, D., and Bromley, R.G., 2012**, Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. *Developments in Sedimentology*, v. 64, pp 924.
- Kouketsu, Y., Mizukami, T., Mori, H., Endo, S., Aoya, M., Hara, H., Nakamura, D., and Wallis, S., 2014**, A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width. *Island Arc*, v. 23, p. 33-50.
- Kracha, N., 2011**, Relations entre sédimentologie, fracturation naturelle et diagenèse d’un réservoir à faible perméabilité: application aux réservoirs de l’Ordovicien Bassin de l’Ahnet, Sahara Central, Algérie [Ph.D. thesis]: Université des Sciences et Technologies de Lille 1.
- Krassay, A.A., 1994**, Storm features of siliciclastic shelf sedimentation in the mid-Cretaceous epeiric seaway of northern Australia. *Sedim. Geol.*, v. 89, p. 241-264.
- Kübler, B., 1967**, La cristallinité de l’illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme: Etages tectoniques, Colloque de Neuchâtel, 18-21 avril 1967, University of Neuchatel, a la Baconniere, Suisse, p. 105-121.
- Kübler, B., 1968**, Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l’illite. *Bulletin Centre Recherche Pau, S.N.P.A.*, v. 2, p. 385-397.
- Kübler, B., and Jaboyedoff, M., 2000**, Illite Cristallinity. *Comptes rendus de l’Académie des Sciences Paris Série II*, v. 331, p. 75-89.
- Kuuskraa, V., Stevens, S., Van Leeuwen, T., and Moodhe, K., 2011**, World shale gas resources: an initial assessment of 14 regions outside the United States. *Advanced Resources International for US Department of Energy*, pp 365.

L

- Lafargue, E., Marquis, F., and Pillot, D., 1998**, Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. *Oil Gas Sci. Technol.*, v. 53, p. 421-437.
- Lajoux, J.D., 1962**, *Merveilles du Tassili n’Ajjer*. Editions du Chêne, Paris, pp 205.
- Lanson, B., Velde, B., and Meunier, A., 1998**, Late-stage diagenesis of illitic clay minerals as seen by decomposition of X-ray diffraction patterns: Contrasted behaviors of sedimentary basins with different burial histories. *Clays Clay Minerals*, v. 46, p. 69-78.
- Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Bauer, A., Cassagnabère, A., and Meunier, A., 2002**, Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. *Clay Minerals*, v. 37, p. 1-22.
- Lanzoni, E., and Magloire, L., 1969**, Associations palynologiques et leurs applications stratigraphiques dans le Dévonien Supérieur et Carbonifère Inférieur du Grand Erg occidental (Sahara algérien). *Revue de l’Institut Français du Pétrole*, v. 24, p. 441-469.

- Lambeck, K., 1980**, The Earth's Variable Rotation: its Origin, History and Physical Constitution, 6th edn. Cambridge University Press, pp 449.
- Latouche, L., and Vidal, P., 1974**, Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar, Algérie). Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique. Bull Soc Géol Fr, v. 16, p. 195-203.
- Latrèche, S., 1982**, Evolution structurale du Bassin d'Illizi (Sahara Oriental Algérien) au Paléozoïque supérieur [DES thesis]: Université des Sciences et Techniques d'Aix Marseilles.
- Latrèche, S., and Coquel, R., 1996**, Stratigraphie, sédimentologie et palynologie de la Formation d'Illerène (Dévonien-Carbonifère) du Bassin d'Illizi (Sahara algérien). Bulletin du Service Géologique de l'Algérie, v. 7, p. 87-107.
- Laughrey, C.D., 2014**, Introductory geochemistry for shale gas, condensate-rich shales and tight oil reservoirs. URTEC Annual Meeting Short Course, Colorado Convention Center, Denver, Colorado, pp 325.
- Laverret, E., 2002**, Evolutions temporelles et spatiales des alterations argileuses des gisements d'uranium sous discordance, secteur de Shea Creek (Bassin de l'Athabasca, Canada). Université de Poitiers, France [Ph.D. thesis], pp 192.
- Le Heron, D.P., 2004**, The development of the Murzuq Basin, SW Libya, during the late Ordovician [Ph.D. thesis]: University of Wales, Aberystwyth.
- Le Heron, D.P., and Craig, J., 2008**, First order reconstructions of a Late Ordovician Saharan ice sheet. Journal of the Geological Society, London, v. 165, p. 19-29.
- Le Heron, D.P., Khoukhi, Y., Paris, F., Ghienne, J.-F., and Le Herissé, A., 2008**, Black shale, grey shale, fossils and glaciers: Anatomy of the Upper Ordovician–Silurian succession in the Tazzeqa Massif of eastern Morocco. Gondwana Research, v. 14, p. 483-496.
- Le Heron, D.P., Craig, J., and Etienne, J.L., 2009**, Ancient glaciations and hydrocarbon accumulations in North Africa and the Middle East. Earth Science Reviews, v. 93, p. 47-76.
- Lee, J.Y., Marti, K., Severinghaus, J.P., Kawamura, K., Yoo, H.S., Lee, J.B., and Kim, J.S., 2006**, A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 70, p. 4507-4512.
- Legrand, P., 1964**, Découverte de nouveaux gisements fossilifères dans les grès inférieurs du Tassili N'Ajjers. Société Géologique de France, Compte Rendu, v. 5, p. 100-101.
- Legrand, P., 1977**, Contribution à l'étude des graptolites du Llandoveryen inférieur de l'Oued In Djerane (Tassili N'ajjer oriental, Sahara algérien). Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord, v. 67, p. 141-196.
- Legrand, P., 1983a**, Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie paléozoïque: Le Paléozoïque inférieur et le Dévonien. *in*: Fabre, J. (Ed.), Lexique stratigraphique international, Nouvelle série, l'Afrique de l'Ouest, I.U.G.S. Stratigraphie commission, Pergamon Press, Oxford, p. 96-108.
- Legrand, P., 1983b**, Réflexions sur la paléoclimatologie au Paléozoïque inférieur. Un exemple: l'Ordovicien. Actes Coll. AGSO Bordeaux. – Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, v. 34, p. 87-113.
- Legrand, P., 1985**, Lower Palaeozoic rocks of Algeria. *in*: Holland, C.H. (Ed.), Lower Palaeozoic of North-Western and West-Central Africa. John Wiley and Sons, New York, p 6-84.
- Legrand, P., 1995**, A propos d'un niveau à *Neodiplograptus* dans le Silurien inférieur à l'est de Ouallene, Asejrad (Sahara algérien). Implications stratigraphiques et paléogéographiques. *in*: 118e Congrès national des Sociétés historiques et scientifiques, 4e colloque sur la Géologie africaine 1993, Pau, p. 409-424.
- Legrand, P., 1998**, On the causes of extinction: the case of the genus *Petalolithus* (auctorum) from the Algerian Sahara. *in*: Gutiérrez-Marco, J.C., and Rábano, I. (Eds.), Proceedings of the Sixth International Graptolite Conference of the GWG (IPA) and the SW Iberia Field Meeting of the ISS (ICS-IUGS). Temas Geologico-Mineros ITGE 23, Madrid, p. 208-211.

- Legrand, P., 1999**, Approche stratigraphique de l'Ordovicien terminal et du Silurien inférieur du Sahara algérien par l'étude des Diplograptides (Graptolites) [Ph.D. thesis]: Université Michel-de-Montaigne–Bordeaux-3, pp 892.
- Legrand, P., 2002**, Bâtir une stratigraphie: les leçons de l'étude du Paléozoïque au Sahara algérien. *Comptes Rendus, Palevol*, v. 1, p. 383-397.
- Legrand, P., 2003**, Paléogéographie du Sahara algérien à l'Ordovicien terminal et au Silurien inférieur. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 174, p. 19-32.
- Legrand, P., 2009**, Faunal specificity, endemism and paleobiogeography: the post-glacial (Hirnantian-early Rhuddanian) graptolite fauna of the North-African border of Gondwana: a case study. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 180, p. 353-367.
- Lesquer, A., Bourmatte, A., and Dautria, J.M., 1988**, Deep structure of the Hoggar domal uplift (Central Sahara, South Algeria) from gravity, thermal and petrological data. *Tectonophysics*, v. 152, p. 71-87.
- Li, Y., Zhang, T., Ellis, G.S., and Shao, D., 2017**, Depositional environment and organic matter accumulation of Upper Ordovician-Lower Silurian marine shale in the Upper Yangtze Platform, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 466, p. 252-264.
- Liégeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., and Guiraud, M., 2003**, The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny, *J. Afr. Earth Sci.*, v. 37, p. 161-190.
- Liégeois, J.P., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R., and Bonin, B., 2005**, The Hoggar swell and volcanism: reactivation of the Precambrian Tuareg Shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. *in: Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., and Anderson, D.L. (Eds.), Plates, Plumes and Paradigms. Geological Society of America Special Paper*, v. 388, p. 379-400.
- Liégeois, J.P., Abdelsalam, M.G., Ennih, N., and Ouabadi, A., 2013**, Metacraton: Nature, genesis and behavior: *Gondwana Research*, v. 23, p. 220-237.
- Link, C.M., Bustin, R.M., and Goodarzi, F., 1990**, Petrology of graptolites and their utility as indices of thermal maturity in lower Paleozoic strata in northern Yukon, Canada. *International Journal of Coal Geology*, v. 15, p. 113-135.
- Logan, P., and Duddy, I., 1998**, An investigation of the thermal history of the Ahnet and Reggane basins, central Algeria, and the consequences for hydrocarbon generation and accumulation. *in: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., and Clark-Lowes, D.D. (Eds.), Petroleum Geology of North Africa. Geological Society, London, Special Publications*, v. 132, p. 131-155.
- Loydell, D.K., 1998**, Early Silurian sea-level changes. *Geological Magazine*, v. 135, p. 447-471.
- Loydell, D.K., and Maletz, J., 2009**, Isolated graptolites from the *Lituigraptus Convolutus* Biozone (Silurian, Llandovery) of Dalarna, Sweden. *Palaeontology*, v. 52, p. 273-296.
- Loydell, D.K., 2012**, Graptolite biozone correlation charts. *Geological Magazine*, v. 149, p. 124-132.
- Lubeseder, S., and Redfern, J., 2005**, Silurian and Devonian chronostratigraphy and sedimentology of North Africa. 2nd North African/Mediterranean Petroleum and Geosciences Conference and Exhibition Algiers, v.14, p. 1-4.
- Luo, Q., Zhong, N.N., Zhang, Y., Dai, Na., and Zhang, W., 2016**, Graptolite-derived organic matter in the Wufeng-Longmaxi formations (Upper Ordovician-Lower Silurian) of southeastern Chongqing, China: Implications for gas shale evaluation. *International Journal of Coal Geology*, v. 153, p. 87-98.
- Luo, Q., Goodarzi, F., Zhong, N., Wang, Y., Qiu, N., Skovsted, C.B., Suchý, V., Schovsbo, N.H., Morga, R., Xu, Y., Hao, J., Liu, A., Wu, J., Cao, W., Min, X., and Wu, J., 2020**, Graptolites as fossil geo-thermometers and source material of hydrocarbons: An overview of four decades of progress. *Earth-Science Reviews*, v. 200, p. 103000.

- Lüning, S., Craig, J., Loydell, D.K., Štorch, P., and Fitches, W.R., 2000**, Lowermost Silurian ‘hot shales’ in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth Science Reviews*, v. 49, p. 121-200.
- Lüning, S., and Kolonic, S., 2003**, Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: Applicability and limitations. *Journal of Petroleum Geology*, v. 26, p. 153-174.
- Lüning, S., Archer, R., Craig, J., and Loydell, D.K., 2003**, The lower Silurian ‘Hot Shales’ and ‘Double Hot Shales’ in North Africa and Arabia. *in: Salem, M.J., Oun, K.M., and Seddiq, H.M. (Eds.), The Geology of Northwest Libya (Ghadamis, Jifarah, Tarabulus and Sabratah Basins)*. Earth Science Society of Libya, v. 3, p. 91-105.
- Lüning, S., Wendt, J., Belka, Z., and Kaufmann, B., 2004**, Temporal-spatial reconstruction of the early Frasnian (Late Devonian) anoxia in NW Africa: new Weld data from the Ahnet Basin (Algeria). *Sediment Geol*, v. 163, p. 237-264.
- Lüning, S., Shahin, Y.M., Loydell, D., Al-Rabi, H.T., Masri, A., Tarawneh, B., and Kolonic, S., 2005**, Anatomy of a world-class source rock: Distribution and depositional model of Silurian organic-rich shales in Jordan and implications for hydrocarbon potential. *Bulletin – The American Association of Petroleum Geologists*, v. 89, p. 1397-1427.
- Lüning, S., Loydell, D.K., Štorch, P., Shahin, Y., and Craig, J., 2006**, Origin, sequence stratigraphy and depositional environment of an Upper Ordovician (Hirnantian) deglacial black shale, Jordan-Discussion. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 230, p. 352-355.
- Lüning, S., and Fello, N., 2008**, Silurian ‘hot shales’ in the Murzuq and Al Kufrah Basins (S Libya): Improved predictability of source rock distribution based on gamma-ray spectrometry in surface exposures. *in: Salem, M.J., Oun, K.M., and Essed, A.S., (Eds.), The Geology of East Libya. Sedimentary Basins of Libya - Third Symposium*, Gutenberg Press Ltd, Malta, v. 4, p. 3-12.
- Lüning, S., Kolonic, S., Geiger, M., Thusu, B., Bell, J.S., and Craig, J., 2009**, Infracambrian hydrocarbon source rock potential petroleum prospectivity of North Africa. *in: Craig, J., Thusu, B., Thurow, J., Whitham, A., and Abutarruma, Y. (Eds.), Global Neoproterozoic Petroleum Systems and the Emerging Potential in North Africa*. Geological Society, London, Special Publication, v. 326, p. 157-180.
- Lünsdorf, N.K., Dunkl, I., Schmidt, B.C., Rantitsch, G., and von Eynatten, H., 2014**, Towards a higher comparability of geothermometric data obtained by Raman spectroscopy of carbonaceous material. Part 1: evaluation of biasing factors. *Geostand. Geoanal. Res.*, v.38, p. 73-94.

M

- Ma, P.J., Lin, C.Y., Zhang, S.Q., Dong, C.M., and Wei, M.J., 2017**, An overview on study of chlorite films in clastic reservoirs. *JOPC*, v. 19, p. 147-159.
- Mabille, C., 2008**, Dynamique sédimentaire de l’Eifelien et de la base du Givétien en Belgique et dans les régions limitrophes [Ph.D. thesis]: Université de Liège.
- MacEachern, J.A., Bechtel, D.J., and Pemberton, S. G., 1992**, Ichnology and sedimentology of transgressive deposits, transgressively-related deposits and transgressive systems tracts in the Viking Formation of Alberta. *in: Pemberton, S.G., (Ed.), Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop 17, p. 251-290.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Bhattacharya, J.P., and Howell, C.D.JR., 2005**, Ichnology of deltas: organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms, and tides. *in: Giosan, L., and Bhattacharya, J.P. (Eds.), River Deltas: Concepts, Models, and Examples*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, v. 83, p. 49-85.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., and Pemberton, S.G., 2007**, The ichnofacies paradigm: high-resolution paleoenvironmental interpretation of the rock record. *in:*

- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., and Pemberton, S.G. (Eds.), Applied Ichnology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes 52, p. 27-64.
- MacEachern, J.A., and Bann, K.L., 2008**, The role of ichnology in refining shallow marine facies models. *in*: Hampson, G.J., Steel, R.J., Burgess, P.B., and Dalrymple, R.W. (Eds.), Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy. SEPM Special Publication, v. 90, p. 73-116.
- MacGregor, D.S., 1998**, Giant fields, petroleum systems and exploration maturity of Algeria. *in*: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., and Clark-Lowes, D.D. (Eds.), Petroleum Geology of North Africa. Geological Society, London, Special Publications, v. 132, p. 79-96.
- Maher, B.A., and Thompson, R., 1999**, Quaternary climates, environments and magnetism. Cambridge University Press, New York, pp 402.
- Makhous, M., and Galushkin, Yu.I., 2003**, Burial history and thermal evolution of the southern and western Saharan basins: synthesis and comparison with the eastern and northern Saharan basins. AAPG Bulletin, v. 87, p. 1799-1822.
- Maletz, J., 2014**, Graptolite reconstructions and interpretations. Paläontologische Zeitschrift, v. 89, p. 271-286.
- Maletz, J., 2017**, Graptolite Paleobiology. Wiley Blackwell, pp 320.
- Mángano, M.G., and Buatois, L., 2004, Reconstructing Early Phanerozoic intertidal ecosystems: ichnology of the Cambrian Campanario Formation in northwest Argentina. Fossils and Strata, 51, p. 17-38.
- Mángano, M.G., Buatois, L., and MacNaughton, R.B., 2012**, Ichnostratigraphy. *in*: Knaust, D., and Bromley, R.G. (Eds.), Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. Developments in Sedimentology, v. 64, p. 195-212.
- Marante, A., 2008**, Architecture et dynamique des systèmes sédimentaires silico-clastiques sur la "plate-forme géante" nord-gondwanienne – L'Ordovicien moyen de l'Anti-Atlas marocain [Ph.D. thesis]: Université Michel Montaigne Bordeaux 3, France.
- Martin, K.D., 2004**, A re-evaluation of the relationship between trace fossils and dysoxia. *in*: McIlroy, D. (Ed.), The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis, Geological Society Special Publication, v. 228, p. 141-156.
- Massa, D., 1988**, Paléozoïque de Libye occidentale. Stratigraphie et paléogéographie [Ph.D. thesis]: Université de Nice, pp 518.
- McBride, E.F., Picard, M.D., and Milliken, K.L., 2003**, Calcite-cemented concretions in Cretaceous Sandstone, Wyoming and Utah, U.S.A. Journal of Sedimentary Research, v. 73, p. 462-483.
- McIlroy, D., 2004**, Some Ichnological concepts, methodologies, applications and frontiers. *in*: McIlroy, D. (Ed.), The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis. Geological Society, Special Publication, v. 228, p. 3-27.
- Meinhold, G., Le Heron, D.P., Elgadry, M., and Abutarruma, Y., 2016**, The search for 'hot shales' in the western Kufra Basin, Libya: geochemical and mineralogical characterisation of outcrops, and insights into latest Ordovician climate. Arabian Journal of Geosciences, v. 9, p. 62-77.
- Merriman, R.J., and Kemp, S.J., 1996**, Clay minerals and sedimentary basin maturity. Mineralogical Society Bulletin, v. 111, p. 7-8.
- Merriman, R., and Frey, M., 1999**, Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. *in*: Frey, M., and Robinson, D. (Eds.), Low Grade Metamorphism. Blackwell Science, Cambridge, p. 61-107.
- Merriman, R.J., and Peacor, D.R., 1999**, Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress, *in*: Frey, M., and Robinson, D. (Eds.), Low-Grade Metamorphism. Blackwell Science, Oxford, p. 10-60.

- Merriman, R.J., 2006**, Clay mineral assemblages in British Lower Palaeozoic mudrocks. *Clay Minerals*, v. 41, p. 473-512.
- Meunier, A., and Velde, B., 2004**, Illite: Origins, Evolution and Metamorphism. Springer, Berlin, pp 286.
- Meunier, A., Velde, B., and Zalba, P., 2004**, Illite K-Ar dating and crystal growth processes in diagenetic environments: A critical review: *Terra Nova*, v. 16, p. 296-304.
- Meunier, A., 2005**, *Clays*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp 457.
- Mezlah, H., 2006**, Les mud-mounds du dévonien moyen du bassin de l'Ahnet et ses régions limitrophes (sud-ouest algérien): *Sédimentologie – diagenèse* [Ph.D. thesis]: Ecole des Mines de Paris, pp 267.
- Miall, A.D., 2010**, *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer, Berlin, pp 522.
- Michel, J., 2012**, Lithostratigraphie, sédimentologie et analyse séquentielle du Quartzite du Berlé (Emsien supérieur, Grand Duché de Luxembourg) [Ph.D. thesis]: Université de Liège, pp 270.
- Mitchell, C.E., 1986**, Morphometric studies of *Climacograptus* (Hall) and the phylogenic significance of astogeny. *in*: Hughes, C.P., and Rickards, R.B. (Eds.), *Palaeoecology and Biostratigraphy of Graptolites*, Geol. Soc. sp. Pubi, v. 20, p. 119-129.
- Mitchell, C.E., 1987**, Evolution and phylogenetic classification of the Diplograptacea. *Palaeontology*, v. 30, p. 353-405.
- Mitchum Jr., R.M., Vail, P.R., and Thompson III, S., 1977**, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *in*: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration* (Memoir 26). American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, p. 53-62.
- Moore, D.M., and Reynolds Jr, R.C., 1997**, X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, 2nd edition, pp 378.
- Moore, G.T., Hayashida, D.N., and Ross, C.A., 1993**, Late early Silurian (Wenlockian) general circulation model-generated upwelling, graptolitic black shales, and organic-rich source rocks – an accident of plate tectonics. *Geology*, v. 21, p. 17-20.
- Morad, S., Ketzer, J.M., and De Ros, L.F., 2000**, Spatial and temporal distribution of diagenetic alteration in siliciclastic rocks: Implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, v. 47, p. 95-120.
- Moreau, J., 2011**, The Late Ordovician deglaciation sequence of the SW Murzuq Basin (Libya). *Basin Research*, v. 23, p. 449-477.
- Morga, R., 2020**, Chemical properties of the graptolite periderm from the Holy Cross Mountains (Central Poland). *Bulletin of Geosciences*, v. 95, p. 205-213.
- Mukhopadhyay, P.K., 1994**, Organic petrography and kinetics of limestone and shale source rocks in wells adjacent to Sable Island, Nova Scotia and the interpretation on oil-oil or oil-source rock correlation and basin modeling. Geological Survey of Canada, Open File Report, n° 3167.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.C., and Savoye, B., 2003**, Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 861-882.
- Mullis, J., Stern, W.B., and de Capitani, C., 1993**, Correlation of fluid inclusion temperatures with illite, smectite and chlorite “crystallinity” data and smear slide chemistry in sedimentary rocks from the external parts of the Central Alps (Switzerland). *in*: IGCP project 294, Very low-grade metamorphism symposium, Santiago de Chile.
- Munnecke, A., Calner, M., Harper, D.A.T., and Servais, T., 2010**, Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: a synopsis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 296, p. 389- 413.
- Myrow, P.M., 1992a**, Pot and gutter casts from the Chapel Island Formation, southeast Newfoundland. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, p. 992-1007.

Myrow, P.M., 1992b, Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, p. 99-115.

N

Nemanich, R.J., and Solin, S.A., 1979, First- and second- order Raman scattering from finite-size crystals of graphite. *Physical Review B*, v. 20, p. 392-401.

O

Odin, G.S., and 35 collaborators, 1982, Interlaboratory standards for dating purposes. *in*: Odin, G.S. (Ed.), *Numerical Dating in Stratigraphy. Part 1*. John Wiley and Sons, Chichester, p. 123-148.

Oldfield, F., 1999, The rock magnetic identification of magnetic minerals and grain-size assemblage. *in*: Walden, J., Oldfield, F., and Smith, J.P. (Eds.), *Environmental Magnetism: a practical guide*. Technical Guide 6, Quaternary Research Association, London, p. 98-112.

Oulebsir, L., and Paris, F., 1993, Nouvelles espèces de Chitinozoaires dans l'Ordovicien Inférieur et Moyen du Nord-Est du Sahara. *Revue de Micropaleontologie*, v. 36, p. 257-280.

Oubebsir, L., and Paris, F., 1995, Chitinozoaires ordoviciens du Sahara Algérien: Biostratigraphie et affinités paleogeographiques. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 86, p. 49-68.

P

Paris, F., Elaouad-Debbaj, Z., Jaglin, J.C., Massa, D., and Oulebsir, L., 1995, Chitinozoans and Late Ordovician glacial events on Gondwana. *in*: Cooper, J.D., Droser, M.L., and Finney, S.C. (Eds.), *Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*. The Pacific Section Society for Sedimentary Geology (SEPM), Fullerton, California, p. 171-177.

Paris, F., Bourahrouh, A., and Hérissé, A.L., 2000, The effects of the final stages of the Late Ordovician glaciation on marine palynomorphs (chitinozoans, acritarchs, leiospheres) in well NI-2 (NE Algerian Sahara), *Rev. Palaeobot. Palyno.*, v. 113, p. 87-104.

Pasteris, J.D., and Wopenka, B., 1991, Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. *Canadian Mineralogist*, v. 29, p. 1-9.

Payton, C.E., 1977, *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir/Amer. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, v. 26, pp 516.

Pemberton, S.G., and MacEachern, J.A., 1997, The ichnological signature of storm deposits: The use of trace fossils in event stratigraphy. *in*: Brett, C.E., and Baird, G.C. (Eds.), *Paleontological Events. Stratigraphic, Ecological and Evolutionary Implications* New York: Columbia University Press, p. 73-109.

Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D., and Sinclair, I.K., 2001, Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems, Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin. Geological Association of Canada, Short Course Notes, v. 15, pp 343.

Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., and Saunders, T., 2004, Stratigraphic applications of substrate-specific ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. *in*: McIlroy, D. (Ed.), *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*. Geological Society, London, Special Publication, v. 228, p. 29-62.

Perron, P., 2019, Architecture and tectonic of Paleozoic intracratonic Basins: Impact on the sedimentary record and associated geometries. Example of peri-Hoggar Basins (North Gondwana marge. Université de Bourgogne Franche-Comté, France [Ph.D. thesis], pp 396.

Peters, K.E., and Cassa, M.R., 1994, Applied source rock geochemistry. *in*: Magoon, L.B., and Dow, W.G. (Eds.), *The Petroleum System from Source to Trap*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. v. 60, p. 93-120.

- Petersen, H.I., Schovsbo, N.H., and Nielsen, A.T., 2013**, Reflectance measurements of zooclasts and solid bitumen in Lower Paleozoic shales, southern Scandinavia: correlation to vitrinite reflectance. *International Journal of Coal Geology*, v. 114, p. 1-18.
- Pevear, D.R., 1999**, Illite and hydrocarbon exploration. *Proceedings of the National Academy of Science, U.S.A.*, v. 96, p. 3440-3446.
- Plauchut, B., and Faure, H., 1959**, Notice explicative sur les feuilles Djado et Toummo. B.R.G.M. Dakar, v. 1, 2 cartes h.t.
- Plint, A.G., and Nummedal, D., 2000**, The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. *in: Gawthorpe, R.L.G., and Hunt, D. (Eds.), Sedimentary Responses to Forced Regression. Geological Society of London, Special Publication*, v. 172, p. 1-17.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., and Vail, P.R., 1988**, Eustatic Controls on Clastic Deposition, II-Sequence and Systems Tract Models. *in: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Wagoner, J.V., Ross, C.A., and Kendall, C.G.St.C. (Eds), Sea Level Changes: An Integrated Approach, S.E.P.M. Spec. Publ.*, v. 42, p. 125-154.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., and Tesson, M., 1992**, Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 76, p. 1687-1709.
- Posamentier, H.W., and Allen, G.P., 1999**, Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Concepts and Applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, v.7, pp 210.
- Postma, G., and Ten Veen, J.H., 1999**, Astronomically and tectonically linked variations in gamma-ray intensity in Late Miocene hemipelagic successions of the Eastern Mediterranean Basin. *Sedimentary Geology*, v. 128, p. 1-12.
- Pratt, B.R., 2001**, Septarian concretions: internal cracking caused by synsedimentary earthquakes. *Sedimentology*, v. 48, p. 189-213.
- R**
-
- Raiswell, R., and Fisher, Q.J., 2000**, Mudrock-hosted carbonate concretions: a review of growth mechanisms and their influence on chemical and isotopic composition. *Geological Society, Special Publication*, v. 157, p. 239-251.
- Reineck, H.E., and Wunderlich, F., 1968**, Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, v. 11, p. 99-104.
- Reineck, H.E., and Singh, I.B., 1980**, *Depositional Sedimentary Environments: with Reference to Terrigenous Clastics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York, pp 551.
- Reynaud, J.Y., and Dalrymple, R.W., 2012**, Shallow-Marine Tidal Deposits. *in: Davis, Jr, R.A., and Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Science and Business Media B.V, p. 335-369.
- Rider, M.H., 1999**, *The Geological Interpretation of Well Logs*. Whittles Publishing Services, pp 288.
- Riquier, L., Tribovillard, N., Averbuch, O., Devleeschouwer, X., and Riboulleau, A., 2005**, The Late Frasnian Kellwasser horizons of the Harz Mountains (Germany): two oxygen-deficient periods resulting from different mechanisms. *Chem. Geol.*, v. 233, p. 137-155.
- Riquier, L., Averbuch, O., Tribovillard, N., Albani, A.E., Lazreq, N., and Chakiri, S., 2007**, Environmental changes at the Frasnian–Famennian boundary in Central Morocco (Northern Gondwana): integrated rock-magnetic and geochemical studies. *in: Becker, R.T., and Kirschgasser, W.T. (Eds.), Devonian Events and Correlation: Geological Society, London, Special Publications*, v. 278, p. 197-217.
- Riquier, L., Averbuch, O., Devleeschouwer, X., and Tribovillard, N., 2010**, Diagenetic versus detrital origin of the magnetic susceptibility variations in some carbonate Frasnian-Famennian boundary sections from Northern Africa and Western Europe: implications for paleoenvironmental reconstructions. *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, p. 57-73.

- Robinson, S.G., 1993**, Lithostratigraphic applications for magnetic susceptibility logging of deep sea sediment cores: examples from ODP Leg 115. *in*: Hailwood, E.A., and Kidd, R.B. (Eds.), High Resolution Stratigraphy: Geological Society London, Special Publication, v. 70, p. 65-98.
- Rochette, P., 1987**, Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps: toward the use of “magnetic isogrades”. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 84, p. 446-456.
- Rogers, J.J.W., Unrug, R., and Sultan, M., 1995**, Tectonic assembly of Gondwana. *Journal of Geodynamics*, v. 19, p. 1-34.
- Ross, C.A., and Ross, J.R.P., 1988**, Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. *in*: Wilgus, C.K., Ross, C.A., and Posamentier, H. (Eds.), Sea-Level Changes: An Integrated Approach. SEPM Special Publication, v. 42, p. 227-247.
- Ross, D.J.K., and Bustin, R.M., 2009**, Investigating the use of sedimentary geochemical proxies for paleoenvironment interpretation of thermally mature organic-rich strata: examples from the Devonian-Mississippian shales, Western Canadian Sedimentary Basin. *Chem. Geol.*, v. 260, p. 1-19.
- Rougier, S., 2012**, Interactions lithosphère-asthénosphère et mouvements verticaux: le cas du massif du Hoggar [Ph.D. thesis]: Université Paris Sud - Paris XI, pp 277.
- Rougier, S., Missenard, Y., Gautheron, C., Barbarand, J., Zeyen, H., Pinna, R., Liégeois, J.P., Bonin, B., Ouabadi, A., Derder, M.E.M., and Frizon De Lamotte, D., 2013**, Eocene exhumation of the Tuareg Shield (Sahara Desert, Africa). *Geology*, v. 41, p. 615-618.

S

- Schandelmeier, H., 1988**, Pre-Cretaceous intraplate basins of NE Africa. *Episodes*, v. 11, p. 270-274.
- Schandelmeier, H., Reynolds, P.O., and Semtner, A.K., 1997**, Paleogeographic-Paleotectonic Atlas, North-Eastern Africa, Arabia and Adjacent Area. Brookfield, Rotterdam, pp 160.
- Schlirf, M., and Uchman, A., 2005**, Revision of the ichnogenus *Sabellarifex* Richter, 1921 and its relationship to *Skolithos* Haldeman, 1840 and *Polykladichnus* Fürsich, 1981. *Journal of Systematic Palaeontology*, v. 3, p. 115-131.
- Schmidt Mumm, A., and İnan, S., 2016**, Microscale organic maturity determination of graptolites using Raman spectroscopy. *International Journal of Coal Geology*, v. 162, p. 96-107.
- Scotese, C.R., Bambach, R.K., Barton, C., Van der Voo, R., and Ziegler, A.M., 1979**, Paleozoic base maps. *Journal of Geology*, v. 87, p. 217-277.
- Scotese, C.R., and Barrett, S.F., 1990**, Gondwanaland’s movement over the South Pole during the Paleozoic: Evidence from lithological indicators of climate. *in*: McKerrow, W.S., and Scotese, C.R. (Eds.), Paleozoic Palaeogeography and Biogeography. Geological Society, Special Publication, v. 12, p. 65-85.
- Scotese, C.R., and McKerrow, W.S., 1990**, Revised world maps and introduction. *in*: McKerrow, W.S., and Scotese, C.R. (Eds.), Paleozoic Palaeogeography and Biogeography. Geological Society, Special Publication, v. 12, p. 1-21.
- Scotese, C.R., Boucot, A.J., and McKerrow, W.S., 1999**, Gondwanan palaeogeography and paleoclimatology. *J. Afr. Earth Sci.*, v. 28, p. 99-114.
- Seilacher, A., 1996**, Evolution of burrowing behaviour in Silurian trilobites: Ichnosubspecies of *Cruziana acacensis*. *in*: Salem, M.J., Mouzoughi, A.J., and Hammuda, O.S. (Eds.), The Geology of Sirt Basin. Elsevier, Amsterdam, v. 1-3, p. 523-530.
- Seilacher, A., 2000**, Ordovician and Silurian Arthropycid Ichnostratigraphy. *in*: Sola, M.A., and Worsley, D. (Eds.), Geological Exploration in Murzuk Basin. Elsevier, Amsterdam, p. 237-258.

- Seilacher, A., Lüning, S., Martin, M.A., Klitzsch, E., Khoja, A., and Craig, J., 2002**, Ichnostratigraphic correlation of Lower Palaeozoic clastics in the Kufra Basin (SE Libya). *Lethaia*, v. 35, p. 257-262.
- Seilacher, A., 2007**, Trace Fossil Analysis, Springer, Berlin Heidelberg New York, USA, pp 226.
- Semtner, A.K., Reynolds, P.O., Schan-delmeier, H., and Klitsch, E., 1997**, The late Ordovician (Ashgill, ca. 440 Ma). *in*: Reynolds, P.O., and Schandelmeier, H. (Eds.), Paleogeographic-paleotectonic Atlas of the North-Eastern Africa, Arabia and Adjacent Areas: Late Neoproterozoic to Holocene, Brook-field, Rotterdam, pp 398.
- Sforna, M.C., van Zuilen, M.A., and Philippot, P., 2014**, Structural characterization by Raman hyperspectral mapping of organic carbon in the 3.46 billion-year-old Apex chert, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 124, p. 18-33.
- Simoneit, B.R.T., 1992**, Organic matter alteration and fluid migration in hydrothermal systems. *in*: Parnell, J. (Ed.), *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins*. Geological Society Special Publication, v. 78, p.261-274.
- Simoneit, B.R.T., Aboul-Kassim, T.A., and Tiercelin, J.J., 2000**, Hydrothermal petroleum from lacustrine sedimentary organic matter in the East African Rift. *Appl. Geochem.*, v.15, p.355-68.
- Simoneit, B.R.T., 2020**, Hydrothermal Petroleum. *in*: Wilkes, H. (Ed.), *Hydrocarbons, Oils and Lipids: Diversity, Origin, Chemistry and Fate*, Handbook of Hydrocarbon and Lipid Microbiology. Springer Nature Switzerland, p. 557-592.
- Soua, M., 2014**, Paleozoic oil/gas shale reservoirs in southern Tunisia: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, v. 100, p. 450-492.
- Spötl, C., Houseknecht, D.W., and Longstaffe, F.J., 1994**, Authigenic chlorites in sandstones as indicators of high-temperature diagenesis, Arkoma Foreland Basin, USA. *Journal of Sedimentary Research*, v. 64, p. 553-566.
- Środoń, J., 1984**, X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals*, v. 32, p. 337-349.
- Środoń, J., Clauer, N., and Eberl, D.D., 2002**, Interpretation of K–Ar dates of illitic clays from sedimentary rocks aided by modeling. *Am. Miner.*, v. 87, p. 1528-1535.
- Środoń, J., 2013**, Identification and quantitative analysis of clay minerals. *in*: Bergaya, F., Theng, B.K.G., and Lagaly, G. (Eds.), *Handbook of Clay Science, Developments in Clay Science*, v. 5, p. 25-49.
- Stampfli, G., Mosar, J., Favre, P., Pillecuit, A., and Vannay, J.C., 2001**, Permo–Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neo-Tethys East Mediterranean Basin connection. *in*: Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. *Mémoires du Muséum National d’Histoire Naturelle Paris*, v. 186, p. 51-108.
- Steiger, R.H., and Jäger, E., 1977**, Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.
- Stocks, A.E., and Lawrence, S.R., 1990**, Identification of source rocks from wireline logs. *in*: Hurst, A., Lovell, M.A., and Morton, A.C. (Eds.), *Geological Applications of Wireline Logs*. Geological Society, London, Special Publications, v. 48, p. 241-252.
- Štorch, P., and Massa, D., 2007**, Middle Telychian (upper Llandovery, Silurian) graptolites from boreholes of north- western Libya: their biostratigraphic significance and palaeogeographical implication. *Geobios*, v. 40, p. 535-540.
- Štorch, P., 2015**, Graptolites from the Rhuddanian-Aeronian boundary interval (Silurian), Prague Synform, Czech Republic. *Bulletin of Geosciences*, v. 90, p. 841-891.
- Suchý, V., Sandler, A., Slobodník, M., Sýkorová, I., Filip, J., Melka, K., and Zeman, A., 2015**, Diagenesis to very low-grade metamorphism in lower Palaeozoic sediments: A case study from deep borehole Tobolka 1, the Barrandian Basin, Czech Republic. *International Journal of Coal Geology*, v. 140, p. 41-62.

Sullivan, N.B., McLaughlin, P.I., Brett, C.E., Cramer, B.D., Kleffner, M.A., Thomka, J.R., and Emsbo, P., 2016, Sequence boundaries and chronostratigraphic gaps in the Llandovery of Ohio and Kentucky: The record of early Silurian paleoceanographic events in east-central North America. *Geosphere*, v. 12, p. 1-20.

Sutcliffe, O.E., Dowdeswell, J.A., Whittington, R.J., Theron, J.N., and Craig, J., 2000, Calibrating the Late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity cycles of Earth's orbit. *Geology*, v. 28, p. 967-970.

T

Takherist, J., 1990, Structure crustale, subsidence mésozoïque et flux de chaleur dans les bassins nord-sahariens (Algérie): apport de la gravimétrie et des données de puits [Ph.D. thesis]: Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, pp 239.

Takherist, D., Arezki, A., and Mouaïci, R., 1995, Characterization and evolution of Paleozoic rock organic matter in Algerian Central Sahara. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 79, 1251 (abstract).

Taylor, A.M., and Goldring, R., 1993, Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *J. Geol. Soc. Lond.*, v. 150, p. 141-148.

Taylor, A.M., Goldring, R., and Gowland, S., 2003, Analysis and application of ichnofabrics. *Earth-Sci. Rev.*, v. 60, p. 227-259.

Taylor, G.H., Teichmüller, M., Davies, A., Diessel, C.F.K., Littke, R., and Robert, P., 1998, *Organic Petrology*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, pp 704.

Teichmüller, M., 1958, Métamorphisme du charbon et prospection du pétrole. *Revue de l'Industrie Minérale, Special Publication*, p. 99-113.

Teichmüller, M., 1986, Organic petrology of source rocks, history and state of the art. *Organic Geochemistry*, v. 10, p. 581-599.

Teichmüller, M., 1987, Organic material and very low-grade metamorphism. *in: Frey, M. (Ed.), Low Temperature Metamorphism*. Blackie, Glasgow and London, p. 114-161.

Tissot, B., Espitale, J., Deroo, G., Tempere, C., and Jonathan, D., 1973, Origin and migration of hydrocarbons in the Eastern Sahara (Algeria). *in: Proceedings of the 6th International Meeting of Organic Geochemistry*, Rueil-Malmaison, p. 315-334.

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

Torsvik, T.H., Carlos, D., Mosar, J., Cocks, L.R.M., and Malme, T., 2002, Global reconstructions and North Atlantic palaeogeography 400 Ma to recent. *in: Eide, E.A. (Ed.), BATLAS-Mid Norway plate reconstructions atlas with global and Atlantic perspectives*. Geological Survey of Norway, p. 18-39.

Tournier, F., Pagel, M., Portier, E., Wazir, I., and Fiet, N., 2010, Relationship between deep diagenetic quartz cementation and sedimentary facies in a Late Ordovician glacial environment (Sbaa Basin, Algeria). *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, p. 1068-1084.

Tribovillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., and Riboulleau, A., 2006, Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chem. Geol.*, v. 232, p. 12-32.

Turner, P., Pilling, D., Walker, D., Exton, J., Binnie, J., and Sabaou, N., 2001, Sequence stratigraphy and sedimentology of the late Triassic TAG-I (Blocks 401/402, Berkine Basin, Algeria). *Mar. Petrol. Geol.*, v. 18, p. 959-981.

U

Uchman, A., 2007, Deep-sea ichnology: Development of major concepts. *in: Miller, W. (Ed.), Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*. Elsevier, Amsterdam, p. 248-267.

- Uysal, I.T., Glikson, M., Golding, S.D., and Audsley, F., 2000**, The thermal history of the Bowen Basin, Queensland, Australia: vitrinite reflectance and clay mineralogy of Late Permian coal measures. *Tectonophysics*, v. 323, p. 105-129.
- Uysal, I.T., Golding, S.D., and Thiede, D.S., 2001**, K-Ar and Rb-Sr dating of authigenic illite-smectite in Late Permian coal measures, Queensland, Australia: implication for thermal history. *Chem. Geol.*, v. 171, p. 195-211.
- Uysal, I.T., Glikson, M., Golding, S.D., and Southgate, P.N., 2004**, Hydrothermal control on organic matter alteration and illite precipitation, Mt Isa Basin, Australia. *Geofluids*, v. 4, p. 131-142.
- Uysal, I.T., Mutlu, H., Altunel, E., Karabacak, V., and Golding, S.D., 2006**, Clay mineralogical and isotopic (K-Ar, $\delta^{18}\text{O}$, δD) constraints on the evolution of the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 243, p. 181-194.

V

- Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M., and Thompson III, S., 1977**, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part. 4: global cycles of relative changes in sea level. *in*: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir/Amer. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, v. 26, p. 83-92.
- Valsardieu, C., 1971**, Etude géologique et paléogéographique du bassin de Tim Mersoï [Ph.D. thesis]: Université de Nice, pp 518.
- Van Houten, F.B., and Purucker, M.E., 1984**, Glauconitic peloids and chamositic ooids. Favorable factors, constraints, and problems. *Earth-Sci. Rev.*, v. 20, p. 211-243.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., and Rahmanian, V.D., 1990**, Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops, Special Volume: ME7. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- Vandenbroucke, T.R.A., Armstrong, H.A., Williams, M., Paris, F., Sabbe, K., Zalasiewicz, J., Nölvak, J., and Verniers, J., 2010**, Epipelagic chitinozoan biotopes map a steep latitudinal temperature gradient for earliest Late Ordovician seas: Implications for a cooling Late Ordovician climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 294, p. 202-219.
- Varajao, A., and Meunier, A., 1995**, Particle morphological evolution during the conversion of I/S to illite in lower Cretaceous shales from Sergipe-Alagoas basin, Brazil. *Clays Clay Minerals*, v. 43, p. 35-59.
- Vecoli, M., Videt, B., and 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*, v. 149, p. 57-62.
- Vecoli, M., Riboulleau, A., and Versteegh, G.J.M., 2009**, Palynology, organic geochemistry and carbon isotope analysis of a latest Ordovician through Silurian clastic succession from borehole Tt1, Ghadamis Basin, southern Tunisia, North Africa: Palaeoenvironmental interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 273, p. 378-394.
- Velde, B., and Vasseur, G., 1992**, Estimation of the diagenetic smectite-to-illite transformation in time-temperature space. *Am Mineral.*, v. 77, p. 967-976.

W

- Walden, J., Oldfield, F., and Smith, J., 1999**, *Environmental Magnetism: a Practical Guide*. Quaternary Research Association, London, Technical Guides, v. 6, pp 243.
- Wang, Z., Wang, J., Kouketsu, Y., Bodnar, R.J., Gill, B.C., and Xiao, S., 2017**, Raman geothermometry of carbonaceous material in the basal Ediacaran Doushantuo cap dolostone: The thermal history of extremely negative $\delta^{13}\text{C}$ signatures in the aftermath of the terminal Cryogenian snowball Earth glaciation. *Precambrian Research*, v. 298, p. 174-186.
- Warr, L.N., and Rice, A.H.N., 1994**, Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *J. Metamorph. Geol.*, v. 12, p. 141-152.

- Warr, L.N., and Ferreiro Mählmann, R., 2015**, Recommendations for Kübler Index standardization. *Clay Minerals*, v. 50, p. 283-286.
- Wendt, J., 1991**, Depositional and structural evolution of the Middle and Late Devonian on the northwestern margin of the Sahara Craton (Morocco, Algeria, Libya). *in*: Salem, M.J., Sbeta, A.M., and Bakbak, M.R. (Eds.), *The Geology of Libya*, Elsevier, Amsterdam, v. 6, p. 2195-2210.
- Wendt, J., Belka, Z., Kaufmann, B., Kostrewa, R., and Hayer, J., 1997**, The world's most spectacular carbonate mud mounds (Middle Devonian, Algerian Sahara). *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, p. 424-436.
- Wentworth, C.K., 1922**, A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, v. 30, p. 377-392.
- Wetzel, A., and Uchman, A., 1998**, Biogenic sedimentary structures in mudrocks – an overview. *in*: Schieber, J., Zimmerle, W., and Sethi, P. (Eds.), *Shales and Mudrocks I*. Schweizerbart, Stuttgart, p. 351-369.
- Whitaker, J.H.McD., 1973**, 'Gutter easts', a new name for scour-and-fill structures: with examples from the Llandoveryan of Ringerike and Malmöya, southern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 53, p. 403-417.
- Wignall, P.B., and Myers, K.J., 1988**, Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach. *Geology*, v. 16, p. 452-455.
- Wignall, P.B., 1991**, Model for transgressive black shales?. *Geology*, v. 19, p. 167-170.
- Worden, R., and Morad, S., 2003**, *Clay Mineral Cements in Sandstones*. Special publication number 34 of the international association of sedimentologists, Blackwell, Oxford, pp 509.

X

- Xu, C., Jiayu, R., Mitchell, C., Harper, D., Junxuan, F., Renbin, Z., Yuandong, Z., Rongyu, L., and Yi, W., 2000**, Late Ordovician to earliest Silurian graptolite and brachiopod biozonation from the Yangtze region, South China, with a global correlation. *Geological Magazine*, v. 137, p. 623-650.

Y

- Yahi, N., Schaefer, R.G., and Littke, R. 2001**, Petroleum generation and accumulation in the Berkine Basin, eastern Algeria. *AAPG Bulletin*, v. 85, p. 1439-1467.
- Yang, C., and Hesse, R., 1991**, Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt, External Domain of southern Canadian Appalachians. *Clay Minerals*, v. 26, p. 211-231.

Z

- Zazoun, R.S., 2001**, La tectogénèse hercynienne dans la partie occidentale du bassin de l'Ahnet et la région de Bled El-Mass, Sahara Algérien: un continuum de déformation. *Journal of African Earth Sciences*, v. 32, 4, p. 869-887.
- Zazoun, R.S., 2008**, The Fadnoun area, Tassili-n-Azdjer, Algeria: Fracture network geometry analysis. *Journal of African Earth Sciences*, v. 50, p. 273-285.
- 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), *J. Afr. Earth Sci.*, v. 60, p. 63-78.
- Zelt, F.B., 1985**, Natural gamma-ray spectrometry, lithofacies, and depositional environments of selected Upper Cretaceous marine mudrocks, western United States, including Tropic Shale and Tununk Member of Mancos Shale [Ph.D. thesis]: Princeton University, pp 284.

- Zieliński, M., 2012**, Conodont thermal alteration patterns in Devonian and Carboniferous rocks of the Ahnet and Mouydir basins (southern Algeria). *Marine and Petroleum Geology*, v. 38, p. 166-176.
- Zwingmann, H., Clauer, N., and Gaupp, R., 1998**, Timing of fluid flow in a sandstone reservoir of the north German Rotliegend (Permian) by K–Ar dating of related hydrothermal illite. *in*: Parnell, J. (Ed.), *Dating and Duration of Fluid Flow and Fluid–Rock Interaction*, Geological Society, Special Publication, London, v. 144, p. 91-106.
- Zwingmann, H., Mancktelow, N., Antognini, M., and Lucchini, R., 2010**, Dating of shallow faults—new constraints from the AlpTransit tunnel site (Switzerland), *Geology*, v. 38, p. 487-490.
- Zwingmann, H., Han, R., and Ree, J-H., 2011**, Cretaceous reactivation of the Deokpori Thrust, Taebaeksan Basin, South Korea, constrained by K-Ar dating of clayey fault gouge. *Tectonics*, v. 30, p. 1-13.

ANNEXES

Annexe 1a: Résultats de la susceptibilité magnétique, IMH – section 1.

| Eastern Tassili n'Ajjer - Oued Imihrou (section 1) | | | | | | | | | |
|---|----------------------|------------|----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|-----------------------------|---------------|
| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Magnetic Susceptibility MS | | | | | | |
| | | | Weight (gr) | Measur 1 (E-06) | Measur 2 (E-06) | Measur 3 (E-06) | Mean MS (E-06) | Lab MS (m ³ /kg) | Field MS (SI) |
| | 0 | 11 | | | | | | | 5.50E-05 |
| | 1 | 11 | | | | | | 5.07E-08 | 3.60E-05 |
| ALT 1 | 2 | 11 | 14.66 | 34.59 | 34.67 | 34.71 | 34.66 | 2.36E-08 | 4.00E-05 |
| | 3 | 13 | | | | | | | 5.00E-05 |
| | 4 | 13 | | | | | | | 5.40E-05 |
| | 5 | 13 | | | | | | | 5.40E-05 |
| | 6 | 13 | | | | | | | 5.00E-05 |
| | 7 | 13 | | | | | | | 5.50E-05 |
| | 8 | 13 | | | | | | | 6.00E-05 |
| | 9 | 13 | | | | | | | 6.50E-05 |
| ALT 1a | 10 | 13 | | | | | | | 6.20E-05 |
| ALT 1b | 11 | 13 | 20.10 | 93.19 | 93.27 | 92.93 | 93.13 | 4.63E-08 | 6.50E-05 |
| ALT 1c | 12 | 13 | 19.80 | 81.02 | 80.68 | 80.96 | 80.89 | 4.09E-08 | 1.00E-04 |
| ALT 1d | 12.5 | 13 | 17.92 | 72.78 | 72.87 | 73.01 | 72.89 | 4.07E-08 | 1.44E-04 |
| ALT 1e | 13 | 13 | 14.45 | 16.18 | 16.28 | 17.00 | 16.49 | 1.14E-08 | 4.70E-05 |
| ALT 1f | 14 | 13 | 18.44 | 74.16 | 74.60 | 74.70 | 74.49 | 4.04E-08 | 7.40E-05 |
| ALT 1g | 15 | 13 | 14.10 | 33.06 | 32.90 | 33.10 | 33.02 | 2.34E-08 | 6.30E-05 |
| | 16 | 13 | | | | | | | 5.00E-05 |
| | 16.5 | 11 | | | | | | | 6.50E-05 |
| | 17 | 11 | | | | | | | 1.77E-04 |
| | 18 | 10 | | | | | | | 1.44E-04 |
| | 18.5 | 10 | | | | | | | 4.80E-05 |
| NCH* | 19 | 10 | | | | | | | 5.80E-05 |
| ALT 1h | 22 | 11 | 16.10 | 81.70 | 81.46 | 81.49 | 81.55 | 5.07E-08 | 1.26E-04 |
| ALT 2 | 25 | 11 | 28.00 | 64.02 | 63.76 | 63.50 | 63.76 | 2.28E-08 | 4.20E-05 |
| | 27 | 11 | | | | | | | 7.80E-05 |
| ALT 2a | 29 | 12 | 14.07 | 41.50 | 41.37 | 41.52 | 41.46 | 2.95E-08 | 1.41E-04 |
| | 31 | 12 | | | | | | | 6.00E-05 |
| ALT 2b | 35 | 12 | 24.81 | 126.00 | 126.10 | 126.20 | 126.10 | 5.08E-08 | 8.00E-05 |
| | 39.5 | 12 | 34.77 | 152.20 | 152.80 | 152.60 | 152.53 | 4.39E-08 | 5.70E-05 |
| ALT 3-14 | 40 | 12 | 16.47 | 101.90 | 101.70 | 102.00 | 101.87 | 6.18E-08 | 1.50E-04 |
| | 40.5 | 12 | | | | | | | 8.30E-05 |
| | 41 | 12 | | | | | | | 1.75E-04 |
| ALT 3 | 42 | 12 | 27.43 | 139.30 | 139.20 | 139.20 | 139.23 | 5.08E-08 | 3.00E-05 |
| | 42.5 | 12 | | | | | | | 3.00E-05 |
| | 43 | 11 | | | | | | | 6.30E-05 |
| | 43.5 | 11 | 28.59 | 91.78 | 91.34 | 92.00 | 91.71 | 3.21E-08 | 3.50E-05 |
| ALT 4 | 44 | 11 | 17.74 | 62.15 | 61.45 | 62.09 | 61.90 | 3.49E-08 | 2.00E-04 |
| ALT 5 | 44.5 | 11 | 23.87 | 51.48 | 51.61 | 51.47 | 51.52 | 2.16E-08 | 1.20E-04 |
| ALT 6a | 45 | 11 | 14.99 | 53.62 | 53.00 | 53.50 | 53.37 | 3.56E-08 | 1.22E-04 |
| ALT 6b | 45.5 | 11 | 26.14 | 83.70 | 83.65 | 84.00 | 83.78 | 3.21E-08 | 1.50E-04 |
| ALT 7 | 46 | 11 | 21.16 | 172.60 | 172.20 | 172.60 | 172.47 | 8.15E-08 | 5.23E-04 |
| IMH 0c | 46.5 | 10 | 26.69 | 68.81 | 68.89 | 68.92 | 68.87 | 2.58E-08 | 1.10E-04 |
| IMH 1a | 47 | 10 | 38.52 | 116.70 | 116.90 | 117.00 | 116.87 | 3.03E-08 | 4.50E-04 |

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Magnetic Susceptibility MS | | | | | | |
|------------|----------------------|------------|----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|-----------------------------|---------------|
| | | | Weight (gr) | Measur 1 (E-06) | Measur 2 (E-06) | Measur 3 (E-06) | Mean MS (E-06) | Lab MS (m ³ /kg) | Field MS (SI) |
| IMH 2 | 47.5 | 10 | 27.52 | 78.92 | 79.16 | 79.00 | 79.03 | 2.87E-08 | 3.04E-04 |
| IMH 2a | 48 | 10 | 19.87 | 160.10 | 160.00 | 159.70 | 159.93 | 8.05E-08 | 1.22E-04 |
| | 49 | 10 | | | | | | | 5.23E-04 |
| | 50 | 11 | | | | | | | 6.08E-04 |
| | 51 | 12 | | | | | | | 4.33E-04 |
| IMH 3 | 52 | 12 | 19.96 | 135.20 | 135.00 | 135.00 | 135.07 | 6.77E-08 | 2.84E-04 |
| | 53 | 11 | | | | | | | 3.44E-04 |
| | 53.5 | 11 | 27.30 | 99.45 | 102.90 | 99.48 | 100.61 | 3.69E-08 | 1.67E-04 |
| IMH 4 | 54 | 11 | 29.17 | 157.70 | 156.80 | 156.90 | 157.13 | 5.39E-08 | 3.40E-04 |
| | 54.2 | 11 | | | | | | | 5.79E-04 |
| | 54.6 | 12 | | | | | | | 1.67E-04 |
| IMH 6 | 55 | 12 | 29.48 | 391.10 | 391.20 | 391.00 | 391.10 | 1.33E-07 | 5.10E-04 |
| IMH 7 | 57 | 11 | 21.13 | 114.80 | 115.80 | 115.10 | 115.23 | 5.45E-08 | 2.06E-04 |
| | 58 | 11 | | | | | | | 3.89E-04 |
| | 59 | 11 | | | | | | | 4.65E-04 |
| IMH 8 | 59.5 | 12 | | | | | | | 1.50E-04 |
| IMH 9 | 60 | 12 | | | | | | | 5.51E-04 |
| | 61 | 12 | 32.13 | 264.40 | 266.40 | 265.50 | 265.43 | 8.26E-08 | 4.95E-04 |
| IMH 9b | 61.5 | 11 | 31.15 | 98.32 | 98.51 | 98.74 | 98.52 | 3.16E-08 | 7.00E-04 |
| | 61.6 | 11 | | | | | | | 2.26E-04 |
| | 61.8 | 12 | | | | | | | 3.02E-04 |
| | 62 | 10 | | | | | | | 1.70E-04 |
| | 62.5 | 10 | 18.19 | 152.50 | 152.20 | 152.20 | 152.30 | 8.37E-08 | 3.02E-04 |
| | 63 | 7 | 16.26 | 24.31 | 24.16 | 24.08 | 24.18 | 1.49E-08 | 1.83E-04 |
| IMH 10a2 | 63.5 | 8 | 35.09 | 23.29 | 23.38 | 23.69 | 23.45 | 6.68E-09 | 6.20E-05 |
| | 64 | 7 | 12.93 | 7.41 | 7.89 | 8.15 | 7.82 | 6.05E-09 | 1.43E-04 |
| | 66 | 7 | | | | | | | 6.00E-05 |
| | 69 | 7 | | | | | | | 8.00E-05 |
| | 69.5 | 10 | | | | | | | 9.40E-05 |
| | 70 | 10 | | | | | | | 2.65E-04 |
| | 71 | 11 | 10.93 | 29.45 | 29.27 | 29.51 | 29.41 | 2.69E-08 | 5.30E-05 |
| | 71.5 | 11 | 21.80 | 32.47 | 32.44 | 32.63 | 32.51 | 1.49E-08 | 9.80E-05 |
| | 72 | 7 | 32.84 | 77.44 | 77.60 | 77.45 | 77.50 | 2.36E-08 | 1.26E-04 |
| | 72.5 | 7 | | | | | | | 1.53E-04 |
| IMH 13a | 73 | 8 | 27.77 | 187.20 | 186.40 | 186.70 | 186.77 | 6.73E-08 | 1.85E-04 |
| | 73.5 | 6 | | | | | | | 4.52E-04 |
| | 74 | 6 | | | | | | | 1.70E-04 |
| | 74.5 | 7 | | | | | | | 1.47E-04 |
| | 74.75 | 6 | 12.94 | 57.51 | 57.81 | 57.51 | 57.61 | 4.45E-08 | 4.85E-04 |
| IMH 14a | 75 | 8 | 18.46 | 38.82 | 38.88 | 38.56 | 38.75 | 2.10E-08 | 1.28E-04 |
| | 75.5 | 7 | | | | | | | 5.70E-05 |
| | 76 | 10 | | | | | | | 1.82E-04 |
| IMH 14b | 76.5 | 10 | 14.94 | 18.41 | 18.71 | 18.67 | 18.60 | 1.24E-08 | 4.23E-04 |
| | 77 | 8 | | | | | | | 3.00E-04 |
| | 78 | 9 | | | | | | | 3.81E-04 |
| | 79 | 9 | | | | | | | 8.90E-05 |
| | 80 | 9 | | | | | | | 1.90E-04 |
| | 81 | 9 | | | | | | | 1.49E-04 |

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Magnetic Susceptibility MS | | | | | | |
|------------|----------------------|------------|----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|-----------------------------|---------------|
| | | | Weight (gr) | Measur 1 (E-06) | Measur 2 (E-06) | Measur 3 (E-06) | Mean MS (E-06) | Lab MS (m ³ /kg) | Field MS (SI) |
| | 82 | 7 | | | | | | | 4.69E-04 |
| IMH 14c | 82.5 | 8 | 22.34 | 111.80 | 111.50 | 111.80 | 111.70 | 5.00E-08 | 4.86E-04 |
| IMH 14d | 83 | 7 | | | | | | | 4.69E-04 |
| IMH 15 | 84 | 7 | 45.83 | 267.70 | 267.30 | 266.90 | 267.30 | 5.83E-08 | 1.90E-04 |
| | 85 | 7 | | | | | | | 1.24E-04 |
| | 85.5 | 7 | | | | | | | 1.61E-04 |
| IMH 15a | 86 | 9 | 12.16 | 94.60 | 94.28 | 94.66 | 94.51 | 7.77E-08 | 6.62E-04 |
| | 87 | 9 | | | | | | | 2.12E-04 |
| | 89 | 7 | | | | | | | 1.58E-04 |
| IMH 15b | 89.5 | 9 | | | | | | | 4.92E-04 |
| | 90 | 9 | | | | | | | 1.62E-04 |
| | 91 | 9 | | | | | | | 3.80E-04 |
| IMH 15c | 93 | 9 | 31.95 | 231.00 | 231.70 | 231.00 | 231.23 | 7.24E-08 | 5.20E-04 |
| | 93.5 | 11 | | | | | | | 3.45E-04 |
| | 94 | 11 | | | | | | | 5.64E-04 |
| | 95 | 12 | | | | | | | 5.55E-04 |
| IMH 15d | 95.5 | 11 | 27.91 | 319.00 | 318.90 | 318.70 | 318.87 | 1.14E-07 | 6.00E-05 |
| IMH 15e | 96 | 9 | 14.27 | 15.75 | 15.69 | 15.84 | 15.76 | 1.10E-08 | 6.80E-05 |
| | 96.5 | 9 | | | | | | | 7.20E-05 |
| | 97 | 9 | 21.03 | 129.20 | 129.10 | 129.20 | 129.17 | 6.14E-08 | 6.80E-05 |
| IMH 15g | 98.5 | 10 | 34.73 | 433.00 | 433.70 | 432.60 | 433.10 | 1.25E-07 | 4.55E-04 |
| | 99 | 8 | | | | | | | 1.53E-04 |
| IMH 16 | 100.5 | 8 | 20.41 | 202.90 | 203.40 | 202.10 | 202.80 | 9.94E-08 | 4.36E-04 |
| | 101 | 9 | | | | | | | 1.30E-04 |
| IMH 17 | 101.5 | 9 | | | | | | | 8.90E-05 |
| IMH 18 | 102 | 8 | 28.52 | 141.60 | 141.40 | 141.70 | 141.57 | 4.96E-08 | 1.39E-04 |
| | 103 | 9 | | | | | | | 1.51E-04 |
| | 104 | 9 | | | | | | | 8.10E-05 |
| | 105 | 7 | | | | | | | 3.00E-05 |
| | 106 | 7 | | | | | | | 1.67E-04 |
| | 107.5 | 7 | | | | | | | 6.80E-05 |
| | 109 | 7 | | | | | | | 7.50E-05 |
| IMH 19a | 111 | 9 | 25.02 | 66.18 | 66.25 | 66.10 | 66.18 | 2.64E-08 | 1.41E-04 |
| | 111.5 | 9 | | | | | | | 1.00E-04 |
| | 112 | 9 | | | | | | | 4.27E-04 |
| | 113 | 7 | | | | | | | 1.11E-04 |
| | 114 | 8 | | | | | | | 1.54E-04 |
| | 115 | 7 | 29.26 | 110.90 | 110.70 | 110.30 | 110.63 | 3.78E-08 | 1.46E-04 |
| | 115.5 | 7 | | | | | | | 1.63E-04 |
| | 116 | 6 | | | | | | | 5.60E-04 |
| IMH 20T | 116.5 | 8 | 24.37 | 282.20 | 283.20 | 283.10 | 282.83 | 1.16E-07 | 1.33E-04 |
| | 117 | 8 | 32.02 | 171.20 | 170.80 | 170.60 | 170.87 | 5.34E-08 | 1.50E-04 |
| | 118 | 7 | | | | | | | 1.02E-04 |
| | 119 | 7 | | | | | | | 1.34E-04 |
| | 120 | 7 | 24.19 | 117.90 | 119.60 | 119.00 | 118.83 | 4.91E-08 | 1.20E-04 |
| IMH 21a | 121 | 6 | 14.97 | 35.28 | 35.48 | 35.63 | 35.46 | 2.37E-08 | 1.20E-04 |
| | 122 | 6 | 21.02 | 67.11 | 66.83 | 66.99 | 66.98 | 3.19E-08 | 1.53E-04 |
| | 123.5 | 7 | | | | | | | 4.27E-04 |
| | 124.5 | 9 | | | | | | | 3.66E-04 |

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Magnetic Susceptibility MS | | | | | | |
|------------|----------------------|------------|----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|-----------------------------|---------------|
| | | | Weight (gr) | Measur 1 (E-06) | Measur 2 (E-06) | Measur 3 (E-06) | Mean MS (E-06) | Lab MS (m ³ /kg) | Field MS (SI) |
| | 125 | 7 | | | | | | | 6.60E-05 |
| IMH 23 | 126 | 7 | 29.26 | 73.05 | 73.27 | 73.28 | 73.20 | 2.50E-08 | 1.10E-04 |
| IMH 24 | 127 | 9 | 19.91 | 88.76 | 88.39 | 90.30 | 89.15 | 4.48E-08 | 1.81E-04 |
| | 128.5 | 7 | 18.99 | 155.30 | 155.30 | 154.90 | 155.17 | 8.17E-08 | 1.66E-04 |
| IMH 25 | 129 | 7 | 23.84 | 91.48 | 91.46 | 90.90 | 91.28 | 3.83E-08 | 1.13E-04 |
| | 130 | 7 | 31.68 | 330.00 | 329.60 | 330.50 | 330.03 | 1.04E-07 | 4.49E-04 |
| IMH 26 | 131 | 9 | 22.67 | 367.70 | 368.30 | 367.70 | 367.90 | 1.62E-07 | 4.28E-04 |
| | 132.5 | 10 | | | | | | | 1.84E-04 |
| | 133 | 11 | | | | | | | 1.27E-04 |
| | 135 | 11 | | | | | | | 1.75E-04 |
| | 136 | 10 | 7.39 | 27.47 | 27.63 | 27.63 | 27.58 | 3.73E-08 | 3.77E-04 |
| IMH 28 | 136.5 | 10 | 27.91 | 161.30 | 161.50 | 161.50 | 161.43 | 5.78E-08 | 2.05E-04 |
| IMH 28a | 137.5 | 9 | 14.39 | 55.68 | 55.64 | 55.32 | 55.55 | 3.86E-08 | 3.41E-04 |
| IMH 29b | 138.5 | 9 | 29.62 | 151.10 | 151.20 | 150.90 | 151.07 | 5.10E-08 | 1.64E-04 |
| | 141.5 | 9 | | | | | | | 1.82E-04 |
| | 143 | 7 | | | | | | | 8.00E-05 |
| | 144 | 6 | | | | | | | 8.00E-05 |
| | 146 | 6 | 23.00 | 27.97 | 27.93 | 28.01 | 27.97 | 1.22E-08 | 7.00E-05 |
| | 149 | 6 | | | | | | | 1.60E-04 |
| | 151 | 9 | | | | | | | 1.60E-04 |
| | 152 | 9 | | | | | | | 1.82E-04 |
| IMH 30a | 153 | 7 | | | | | | | 1.25E-04 |
| IMH 30 | 156 | 9 | | | | | | | 4.11E-04 |
| IMH 30b | 160 | 6 | 27.77 | 50.70 | 50.46 | 50.43 | 50.53 | 1.82E-08 | 1.25E-04 |
| | 162 | 7 | | | | | | | 1.30E-04 |
| | 163.5 | 7 | | | | | | | 1.15E-04 |
| IMH 32c | 168.5 | 9 | | | | | | | 4.25E-04 |
| | 169 | 10 | | | | | | | 4.25E-04 |
| | 171 | 12 | 33.36 | 248.50 | 248.60 | 247.90 | 248.33 | 7.44E-08 | 6.53E-04 |
| | 174 | 13 | | | | | | | 4.48E-04 |
| IMH 33 | 174.5 | 12 | 27.04 | 217.70 | 217.00 | 217.90 | 217.53 | 8.04E-08 | 5.58E-04 |
| | 175 | 10 | | | | | | | 7.54E-04 |
| | 175.5 | 9 | 24.15 | 305.20 | 305.60 | 304.40 | 305.07 | 1.26E-07 | 8.31E-04 |
| | 176 | 7 | | | | | | | 1.30E-04 |
| IMH 35 | 177 | 6 | 23.47 | 174.70 | 174.50 | 174.00 | 174.40 | 7.43E-08 | 4.05E-04 |
| | 178 | 6 | 16.71 | 96.47 | 96.40 | 96.19 | 96.35 | 5.77E-08 | 1.80E-04 |
| | 179.5 | 5 | | | | | | | 6.70E-05 |
| | 181 | 5 | 30.65 | 95.91 | 95.88 | 95.92 | 95.90 | 3.13E-08 | 4.00E-05 |
| IMH 36 | 182 | 6 | 25.35 | 12.61 | 12.88 | 12.51 | 12.67 | 5.00E-09 | 6.60E-05 |
| | 185 | 5 | | | | | | | 5.50E-05 |
| IMH 37 | 185.5 | 5 | 18.24 | 56.98 | 56.26 | 56.61 | 56.62 | 3.10E-08 | 5.00E-05 |
| | 186.5 | 5 | | | | | | | 5.00E-05 |
| | 188 | 7 | 16.50 | 40.15 | 40.15 | 40.29 | 40.20 | 2.44E-08 | 3.97E-04 |
| | 189.5 | 10 | | | | | | | 4.15E-04 |
| IMH 38 | 191 | 10 | 35.21 | 237.10 | 237.90 | 237.50 | 237.50 | 6.75E-08 | 3.67E-04 |
| | 192 | 9 | | | | | | | 2.00E-05 |
| | 193 | 5 | | | | | | | 3.50E-05 |
| | 194 | 5 | | | | | | | 3.80E-05 |
| | 195 | 5 | | | | | | | 4.00E-05 |
| | 196 | 5 | | | | | | | 4.30E-05 |

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Magnetic Susceptibility MS | | | | | | |
|------------|----------------------|------------|----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|-----------------------------|---------------|
| | | | Weight (gr) | Measur 1 (E-06) | Measur 2 (E-06) | Measur 3 (E-06) | Mean MS (E-06) | Lab MS (m ³ /kg) | Field MS (SI) |
| IMH 40 | 197 | 5 | 31.03 | 40.61 | 40.85 | 41.00 | 40.82 | 1.32E-08 | 6.30E-05 |
| | 199 | 5 | | | | | | | 4.30E-05 |
| | 201 | 5 | | | | | | 2.44E-08 | 3.10E-05 |
| | 203 | 2 | | | | | | | 3.00E-05 |
| | 205 | 5 | | | | | | | 3.00E-05 |
| IMH 41 | 207 | 4 | 18.34 | 15.77 | 15.50 | 16.04 | 15.77 | 8.60E-09 | 3.50E-05 |
| IMH 41a | 209 | 4 | | | | | | | 1.39E-04 |
| | 211 | 6 | | | | | | | 5.20E-04 |
| | 214 | 9 | | | | | | | 4.40E-04 |
| IMH 43 | 215 | 10 | | | | | | | 5.18E-04 |
| | 216.5 | 10 | | | | | | | 5.29E-04 |
| | 217.5 | 11 | | | | | | | 3.91E-04 |
| | 219.5 | 11 | 15.48 | 126.10 | 126.80 | 126.10 | 126.33 | 8.16E-08 | 5.45E-04 |
| IMH 44a | 220 | 11 | 22.02 | 271.50 | 271.80 | 272.20 | 271.83 | 1.23E-07 | 3.00E-05 |
| IMH 44b | 220.5 | 9 | 16.58 | 20.85 | 20.67 | 20.67 | 20.73 | 1.25E-08 | 7.40E-05 |
| | 221 | 7 | | | | | | | 5.92E-04 |
| | 223 | 6 | | | | | | | 1.62E-04 |
| | 223.5 | 6 | 16.84 | 69.39 | 69.31 | 69.66 | 69.45 | 4.12E-08 | 7.00E-05 |
| IMH 45 | 224 | 4 | 22.86 | 117.70 | 117.80 | 117.70 | 117.73 | 5.15E-08 | 1.09E-04 |
| | 225 | 4 | 30.46 | 224.80 | 224.00 | 224.20 | 224.33 | 7.36E-08 | 6.40E-05 |
| | 227 | 6 | 16.05 | 6.71 | 6.69 | 6.46 | 6.62 | 4.12E-09 | 7.00E-05 |
| | 229 | 6 | | | | | | | 5.70E-05 |
| | 233 | 7 | | | | | | | 5.00E-05 |
| | 236 | 7 | | | | | | | 4.00E-04 |
| | 237.5 | 9 | | | | | | | 4.95E-04 |
| IMH 46 | 238.5 | 10 | 16.24 | 251.40 | 251.50 | 251.90 | 251.60 | 1.55E-07 | 3.70E-05 |
| | 239 | 10 | | | | | | | 7.00E-05 |
| | 240 | 9 | | | | | | | 5.00E-05 |
| | 240.5 | 7 | | | | | | | 3.80E-05 |
| IMH 47 | 241 | 5 | | | | | | | 5.40E-05 |
| | 242 | 4 | | | | | | | 7.00E-05 |
| IMH 50 | 243 | 5 | | | | | | | 5.30E-05 |
| | 244 | 5 | | | | | | | 4.80E-05 |
| | 245 | 4 | | | | | | | 5.30E-05 |
| IMH 51 | 245.5 | 5 | 17.40 | 55.11 | 55.49 | 54.91 | 55.17 | 3.17E-08 | 4.70E-05 |
| | 246 | 5 | 30.15 | 24.47 | 24.34 | 23.93 | 24.25 | 8.04E-09 | 4.50E-05 |
| | 246.5 | 2 | | | | | | | 3.70E-05 |
| | 247 | 5 | | | | | | | 3.23E-04 |
| | 247.5 | 7 | 13.51 | 10.06 | 10.16 | 10.04 | 10.09 | 7.47E-09 | 7.40E-05 |
| | 248 | 9 | | | | | | | 8.70E-05 |
| | 249 | 7 | | | | | | | 3.40E-05 |
| | 249.5 | 5 | | | | | | | 9.10E-05 |
| | 250 | 5 | | | | | | | 3.70E-05 |
| | 250.5 | 2 | 22.20 | 19.36 | 19.21 | 19.45 | 19.34 | 8.71E-09 | 1.07E-04 |
| IMH 55 | 251 | 5 | 21.58 | 14.24 | 13.80 | 13.85 | 13.96 | 6.47E-09 | 9.90E-05 |
| | 252 | 6 | | | | | | | 1.00E-04 |
| | 253 | 6 | | | | | | | 7.00E-05 |
| | 254.5 | 9 | 22.26 | 60.30 | 60.50 | 60.27 | 60.36 | 2.71E-08 | 8.00E-05 |
| | 254.8 | 9 | | | | | | | 5.00E-05 |
| | 255 | 6 | | | | | | | 8.20E-05 |

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Magnetic Susceptibility MS | | | | | | |
|------------|----------------------|------------|----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|---------------|
| | | | Weight (gr) | Measur 1 (E-06) | Measur 2 (E-06) | Measur 3 (E-06) | Mean MS (E-06) | Lab MS (m³/kg) | Field MS (SI) |
| IMH 58 | 255.3 | 6 | 34.96 | 18.77 | 18.70 | 17.90 | 18.46 | 5.28E-09 | 6.40E-05 |
| IMH 59 | 255.5 | 4 | 24.16 | 86.77 | 86.79 | 86.97 | 86.84 | 3.59E-08 | 4.93E-04 |
| | 256 | 4 | 27.48 | 334.60 | 335.10 | 334.80 | 334.83 | 1.22E-07 | 1.51E-04 |
| | 256.5 | 3 | 33.43 | 145.40 | 145.90 | 145.40 | 145.57 | 4.35E-08 | 5.30E-05 |
| | 257 | 3 | 15.93 | 65.75 | 65.24 | 65.89 | 65.63 | 4.12E-08 | 5.50E-05 |
| | 257.5 | 3 | 22.99 | 91.04 | 91.07 | 91.06 | 91.06 | 3.96E-08 | 5.50E-05 |
| IMH 60b | 258 | 3 | | | | | | | 1.31E-04 |
| IMH 61 | 259 | 4 | | | | | | | 3.90E-05 |
| | 260 | 3 | | | | | | | 3.68E-04 |
| | 261 | 3 | | | | | | | 5.00E-05 |
| | 262 | 3 | 31.21 | 11.24 | 11.31 | 11.29 | 11.28 | 3.61E-09 | 3.60E-05 |
| | 263 | 3 | | | | | | | 5.40E-05 |
| | 264 | 6 | | | | | | | 2.50E-05 |
| | 265 | 3 | | | | | | | 3.40E-05 |
| | 266 | 3 | | | | | | | 7.50E-05 |
| | 267 | 5 | | | | | | | 5.50E-05 |
| IMH 64 | 267.5 | 6 | | | | | | | 3.70E-05 |
| IMH 66 | 268 | 2 | 28.37 | 11.89 | 11.84 | 11.83 | 11.85 | 4.18E-09 | 4.80E-05 |
| | 269.5 | 5 | | | | | | | 5.80E-05 |
| | 270 | 5 | | | | | | | 7.80E-05 |
| | 271.5 | 6 | | | | | | | 4.50E-05 |
| | 272.5 | 5 | 22.09 | 11.31 | 11.33 | 11.35 | 11.33 | 5.13E-09 | 8.40E-05 |
| | 273.5 | 5 | | | | | | | 4.70E-05 |
| IMH 68 | 274 | 6 | 14.85 | 4.16 | 4.22 | 4.33 | 4.24 | 2.85E-09 | 3.30E-05 |
| IMH 68a | 275 | 7 | 18.45 | 7.09 | 7.09 | 6.93 | 7.04 | 3.81E-09 | 6.00E-05 |
| | 276 | 7 | | | | | | | 6.60E-05 |
| IMH 68b | 277 | 8 | 23.18 | 36.36 | 36.42 | 36.37 | 36.38 | 1.57E-08 | 7.80E-05 |
| | 278 | 9 | 22.90 | 53.69 | 53.72 | 53.66 | 53.69 | 2.34E-08 | 1.37E-04 |
| IMH 68c | 278.5 | 9 | | | | | | | 7.30E-05 |
| | 279.5 | 7 | | | | | | | 6.74E-04 |
| | 280 | 6 | | | | | | | 6.00E-05 |
| IMH 69 | 281 | 3 | | | | | | 2.44E-08 | 3.10E-05 |
| | 282 | 3 | | | | | | | 3.40E-05 |
| | 283 | 9 | | | | | | | 3.00E-05 |
| IMH 69a | 283.5 | 9 | 16.72 | 30.22 | 30.42 | 30.19 | 30.28 | 1.81E-08 | 1.00E-04 |
| IMH 70 | 284 | 6 | 15.63 | 131.70 | 131.60 | 130.90 | 131.40 | 8.41E-08 | 6.00E-04 |
| | 289 | 5 | | | | | | 2.30E-08 | 3.30E-05 |
| | 290 | 5 | | | | | | | 3.00E-05 |
| | 291 | 4 | | | | | | | 5.00E-05 |
| | 292 | 4 | | | | | | | 5.00E-05 |
| | 294 | 3 | | | | | | | 4.40E-05 |
| | 296 | 3 | | | | | | 2.50E-08 | 4.00E-05 |
| | 297 | 3 | | | | | | | 4.50E-05 |
| IMH 71 | 298 | 4 | 22.61 | 15.52 | 15.04 | 15.08 | 15.21 | 6.73E-09 | 4.60E-05 |
| | 299 | 3 | | | | | | | 4.00E-05 |
| | 300 | 3 | | | | | | | 3.50E-05 |
| | 300.5 | 5 | | | | | | | 2.80E-05 |
| IMH 72a | 302 | 5 | 27.96 | 39.59 | 39.29 | 39.62 | 39.50 | 1.41E-08 | 3.60E-05 |
| | 309 | 6 | | | | | | | 3.00E-05 |
| IMH 72b | 311 | 5 | | | | | | | 4.50E-05 |

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Magnetic Susceptibility MS | | | | | | |
|------------|----------------------|------------|----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|-----------------------------|---------------|
| | | | Weight (gr) | Measur 1 (E-06) | Measur 2 (E-06) | Measur 3 (E-06) | Mean MS (E-06) | Lab MS (m ³ /kg) | Field MS (SI) |
| | 313.5 | 5 | | | | | | 2.40E-08 | 4.60E-05 |
| | 315 | 6 | | | | | | | 3.50E-05 |
| | 317 | 6 | | | | | | | 3.00E-05 |
| IMH 73 | 317.5 | 7 | | | | | | 3.00E-08 | 3.10E-05 |
| | 318.5 | 6 | 24.91 | 15.52 | 15.90 | 15.93 | 15.78 | 6.34E-09 | 1.36E-04 |
| | 319 | 4 | | | | | | | 5.20E-05 |
| | 321 | 4 | | | | | | | 5.10E-05 |
| IMH 73a | 327 | 6 | 24.57 | 29.83 | 29.64 | 29.45 | 29.64 | 1.21E-08 | 4.20E-05 |
| IMH 74a | 331 | 6 | 21.05 | 37.54 | 37.87 | 37.79 | 37.73 | 1.79E-08 | 6.00E-05 |
| | 332.5 | 6 | | | | | | | 2.00E-05 |
| IMH 75 | 335 | 7 | 19.34 | 64.36 | 64.55 | 64.77 | 64.56 | 3.34E-08 | 2.50E-05 |
| IMH 76 | 336 | 9 | | | | | | | 3.60E-05 |
| IMH 77 | 338 | 7 | 28.63 | 215.60 | 215.60 | 215.30 | 215.50 | 7.53E-08 | 1.75E-04 |
| | 339 | 7 | 23.96 | 158.00 | 158.10 | 157.70 | 157.93 | 6.59E-08 | 4.07E-04 |
| | 339.5 | 6 | | | | | | 2.40E-08 | 5.00E-05 |
| IMH 78 | 340.5 | 6 | | | | | | | 7.70E-05 |
| | 341.5 | 7 | | | | | | | 3.40E-05 |
| | 342.5 | 6 | | | | | | | 4.80E-05 |
| | 343 | 6 | | | | | | | 4.40E-05 |
| | 344 | 6 | | | | | | | 3.30E-05 |
| | 345 | 7 | | | | | | | 4.50E-05 |
| | 346.5 | 7 | | | | | | | 6.60E-05 |
| | 347 | 7 | | | | | | | 4.80E-05 |
| | 348.5 | 5 | | | | | | | 2.70E-05 |
| | 351 | 5 | | | | | | | 3.10E-05 |
| | 353 | 6 | | | | | | | 5.50E-05 |
| | 354 | 5 | 17.54 | 35.67 | 35.58 | 35.70 | 35.65 | 2.03E-08 | 2.40E-05 |
| IMH 78b | 355 | 5 | | | | | | | 2.60E-05 |
| | 356 | 5 | | | | | | | 4.00E-05 |
| | 359 | 5 | | | | | | | 4.40E-05 |
| | 360 | 6 | | | | | | | 5.30E-05 |
| IMH 79 | 362 | 6 | 15.63 | 11.14 | 11.08 | 11.12 | 11.11 | 7.11E-09 | 4.30E-05 |
| | 363 | 5 | | | | | | | 3.60E-05 |
| | 365 | 5 | | | | | | | 3.00E-05 |
| | 366 | 4 | | | | | | 2.50E-08 | 4.00E-05 |
| | 367 | 5 | | | | | | | 6.70E-05 |
| | 368 | 5 | | | | | | | 6.40E-05 |
| | 369 | 2 | | | | | | | 6.00E-05 |
| IMH 80b | 370 | 2 | 13.54 | 27.72 | 27.12 | 27.00 | 27.28 | 2.01E-08 | 3.00E-05 |
| | 371 | 2 | | | | | | | 1.60E-05 |
| IMH 80 | 372 | 2 | | | | | | | 2.00E-05 |
| | 373.5 | 2 | | | | | | | 5.00E-05 |
| | 374 | 2 | | | | | | 1.80E-08 | 1.20E-04 |
| | 375 | 2 | | | | | | | 9.00E-05 |
| | 376 | 2 | | | | | | | 5.00E-05 |
| | 376.5 | 2 | | | | | | | 5.00E-05 |
| IMH 81 | 378 | 2 | 28.17 | 21.22 | 21.73 | 21.95 | 21.63 | 7.68E-09 | 2.00E-05 |
| | 378.5 | 2 | | | | | | | 2.00E-05 |
| | 379 | 2 | | | | | | | 1.90E-05 |

Annexe 1b: Résultats de la susceptibilité magnétique, TAJ – section 2.

| Western Tassili n'Ajjer - Oued Tadjeradjeri (section 2) | | | | | | | | |
|--|----------------------|------------|----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|-----------------------------|
| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Magnetic Susceptibility MS | | | | | |
| | | | Weight (gr) | Measur 1 (E-06) | Measur 2 (E-06) | Measur 3 (E-06) | Mean MS (E-06) | Lab MS (m ³ /kg) |
| InTaf 1 | 0.5 | 1 | 15.99 | 8.466 | 8.561 | 8.536 | 8.52 | 5.33E-09 |
| InTaf 2 | 1 | 13 | 17.82 | 43.19 | 42.8 | 42.89 | 42.96 | 2.41E-08 |
| TAJ 0 | 3 | 13 | 22.15 | 82.49 | 82.82 | 82.24 | 82.52 | 3.73E-08 |
| TAJ1 | 5 | 13 | 19.84 | 108 | 108.3 | 107.9 | 108.07 | 5.45E-08 |
| TAJ1' | 5.5 | 13 | 23.1 | 144.7 | 144.5 | 144.5 | 144.57 | 6.26E-08 |
| TAJ2 | 9 | 13 | 22.95 | 69.48 | 69.45 | 69.47 | 69.47 | 3.03E-08 |
| TAJ3 | 13 | 13 | 22.3 | 76.48 | 76.5 | 76.45 | 76.48 | 3.43E-08 |
| NCH* | 19 | 10 | | | | | | |
| TAJ4 | 21 | 11 | 16.69 | 45.97 | 45.62 | 45.86 | 45.82 | 2.75E-08 |

Annexe 1c: Résultats de la susceptibilité magnétique, TAG – section 3.

| Western Tassili n'Ajjer - Oued Taghagh (section 3) | | | | | | | | | |
|---|----------------------|------------|----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|-----------------------------|---------------|
| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Magnetic Susceptibility MS | | | | | | |
| | | | Weight (gr) | Measur 1 (E-06) | Measur 2 (E-06) | Measur 3 (E-06) | Mean MS (E-06) | Lab MS (m ³ /kg) | Field MS (SI) |
| | 0 | 13 | | | | | | | 1.50E-04 |
| | 0.3 | 13 | | | | | | | 1.80E-04 |
| TAG 1 | 0.7 | 13 | 19.48 | 203.5 | 203 | 202.9 | 203.13 | 1.04E-07 | 2.00E-04 |
| TAG 1a | 1 | 13 | 30.64 | 309.9 | 310 | 309.9 | 309.93 | 1.01E-07 | 2.70E-04 |
| TAG 1a' | 1.5 | 13 | 27.71 | 245.6 | 245.1 | 245.6 | 245.43 | 8.86E-08 | 2.98E-04 |
| TAG 1b | 2 | 13 | 14.4 | 103.4 | 103.8 | 103.1 | 103.43 | 7.18E-08 | 2.42E-04 |
| TAG 1c | 3 | 13 | 18.93 | 173.8 | 174.1 | 174.5 | 174.13 | 9.20E-08 | 2.30E-04 |
| TAG 1d | 4 | 13 | 14.21 | 136 | 136.6 | 135.9 | 136.17 | 9.58E-08 | 2.98E-04 |
| TAG 1e | 5 | 13 | 26.32 | 261.8 | 262.1 | 262.5 | 262.13 | 9.96E-08 | 2.49E-04 |
| TAG 2-16 | 6 | 13 | 21.11 | 239.3 | 239.1 | 239.5 | 239.30 | 1.13E-07 | 2.52E-04 |
| TAG 2a | 7 | 13 | | | | | | | 2.01E-04 |
| TAG 2b | 8 | 13 | 20.21 | 199.6 | 200.1 | 199.9 | 199.87 | 9.89E-08 | 2.60E-04 |
| TAG 2c | 9 | 13 | 27.2 | 288.4 | 288.4 | 287.9 | 288.23 | 1.06E-07 | 1.98E-04 |
| TAG 2c' | 9.5 | 13 | 23.72 | 87 | 87.5 | 87 | 87.17 | 3.67E-08 | 2.51E-04 |
| TAG 3e | 10 | 13 | | | | | | | 1.99E-04 |
| TAG 3-15 | 11 | 13 | 27.84 | 93.83 | 93.76 | 94 | 93.86 | 3.37E-08 | 2.21E-04 |
| TAG 3-16 | 15 | 13 | 27.56 | 264.9 | 264.5 | 264 | 264.47 | 9.60E-08 | 2.50E-04 |
| TAG 3a | 16.5 | 13 | 14.8 | 128.7 | 128.6 | 128.8 | 128.70 | 8.70E-08 | 1.94E-04 |
| TAG 3b | 17.5 | 13 | 17.63 | 51.56 | 51.55 | 51.85 | 51.65 | 2.93E-08 | 1.50E-04 |
| | 18 | 11 | | | | | | | 1.44E-04 |

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Magnetic Susceptibility MS | | | | | | |
|------------|----------------------|------------|----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|-----------------------------|---------------|
| | | | Weight (gr) | Measur 1 (E-06) | Measur 2 (E-06) | Measur 3 (E-06) | Mean MS (E-06) | Lab MS (m ³ /kg) | Field MS (SI) |
| | 19 | 11 | | | | | | | 7.70E-05 |
| NCH* | 20 | 10 | | | | | | | 5.00E-05 |
| TAG 3c | 21 | 10 | | | | | | | 1.45E-04 |
| | 22 | 10 | | | | | | | 1.77E-04 |
| | 23 | 13 | 23.27 | 159.1 | 159.8 | 159.5 | 159.47 | 6.85E-08 | 2.40E-04 |
| TAG 3d | 24 | 13 | 18.81 | 169.4 | 168.9 | 169.5 | 169.27 | 9.00E-08 | 2.40E-04 |
| | 26 | 13 | | | | | | | 1.40E-04 |
| | 27 | 11 | | | | | | | 2.00E-04 |
| TAG 3d-15 | 28 | 11 | | | | | | | 1.42E-04 |
| | 29 | 13 | | | | | | | 3.02E-04 |
| TAG 3e | 30 | 13 | | | | | | | 3.63E-04 |
| TAG 4 | 34 | 13 | 14.67 | 136.7 | 136.7 | 136.7 | 136.70 | 9.32E-08 | 3.37E-04 |
| | 36 | 13 | | | | | | | 2.50E-04 |
| TAG 4a | 37 | 11 | 15.25 | 217.8 | 218 | 218.1 | 217.97 | 1.43E-07 | 2.38E-04 |
| | 39 | 11 | | | | | | | 1.70E-04 |
| TAG 4b | 40 | 11 | | | | | | | 1.98E-04 |
| TAG 4c | 42 | 11 | 19.74 | 89.26 | 89.39 | 90.03 | 89.56 | 4.54E-08 | 2.32E-04 |
| NCH* | 43 | 10 | | | | | | | 2.40E-04 |

Annexe 2a: Résultats de spectrométrie gamma-ray, IMH – section 1.

| Eastern Tassili n'Ajjer - Oued Imihrou (section 1) | | | | | | | | | | |
|--|----------------------|------------|----------------------------|-------|--------|---------|-------|----------|-----------|---------------------------------|
| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Gamma-Ray Spectroscopy GRS | | | | | | | |
| | | | ROI-K | ROI-U | ROI-Th | ROI-Tot | K (%) | eU (ppm) | eTh (ppm) | DoseRate (nGy h ⁻¹) |
| | 0 | 11 | 10.03 | 2.05 | 2.71 | 865.62 | 2.56 | 5.24 | 19.54 | 111.92 |
| | 1 | 11 | 9.18 | 1.90 | 2.58 | 867.13 | 2.32 | 4.76 | 18.57 | 103.67 |
| ALT 1 | 2 | 11 | 16.21 | 3.71 | 4.45 | 924.99 | 4.09 | 10.17 | 32.30 | 191.81 |
| | 3 | 13 | 13.25 | 3.48 | 3.99 | 902.44 | 3.18 | 9.76 | 28.86 | 168.98 |
| | 4 | 13 | 15.48 | 3.97 | 5.01 | 942.11 | 3.74 | 10.58 | 36.46 | 199.95 |
| | 5 | 13 | 17.05 | 3.97 | 5.00 | 942.33 | 4.27 | 10.60 | 36.41 | 206.86 |
| | 6 | 13 | 14.83 | 4.69 | 4.06 | 936.96 | 3.39 | 14.80 | 28.96 | 200.53 |
| | 7 | 13 | 17.16 | 6.49 | 4.52 | 968.94 | 3.66 | 21.86 | 31.85 | 251.43 |
| | 8 | 13 | 14.75 | 4.38 | 3.83 | 930.55 | 3.46 | 13.76 | 27.36 | 191.56 |
| | 9 | 13 | 14.88 | 3.63 | 3.89 | 913.41 | 3.70 | 10.52 | 28.06 | 178.10 |
| ALT 1a | 10 | 13 | 10.69 | 3.03 | 3.45 | 893.06 | 2.47 | 8.50 | 24.86 | 142.59 |
| ALT 1b | 11 | 13 | 15.03 | 3.35 | 4.26 | 919.71 | 3.80 | 8.88 | 30.95 | 177.36 |
| ALT 1c | 12 | 13 | 10.89 | 2.13 | 3.22 | 875.17 | 2.80 | 4.98 | 23.40 | 123.18 |

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Gamma-Ray Spectroscopy GRS | | | | | | | |
|------------|----------------------|------------|----------------------------|-------|--------|---------|-------|----------|-----------|---------------------------------|
| | | | ROI-K | ROI-U | ROI-Th | ROI-Tot | K (%) | eU (ppm) | eTh (ppm) | DoseRate (nGy h ⁻¹) |
| ALT 1d | 12.5 | 13 | 14.29 | 2.81 | 4.53 | 907.34 | 3.68 | 6.27 | 33.16 | 166.43 |
| ALT 1e | 13 | 13 | 15.03 | 3.32 | 4.81 | 927.53 | 3.78 | 8.08 | 35.15 | 182.88 |
| ALT 1f | 14 | 13 | 14.25 | 2.78 | 4.33 | 902.55 | 3.69 | 6.36 | 31.72 | 163.42 |
| ALT 1g | 15 | 13 | 12.42 | 2.38 | 3.70 | 894.58 | 3.21 | 5.46 | 27.01 | 140.37 |
| | 16 | 13 | 12.48 | 2.34 | 3.90 | 901.51 | 3.24 | 5.04 | 28.55 | 142.11 |
| | 16.5 | 11 | 10.78 | 2.80 | 3.97 | 892.14 | 2.54 | 6.89 | 28.87 | 144.26 |
| | 17 | 11 | 14.29 | 3.13 | 4.31 | 909.61 | 3.61 | 7.87 | 31.40 | 170.19 |
| | 18 | 10 | 11.83 | 2.73 | 3.94 | 895.63 | 2.91 | 6.64 | 28.72 | 147.37 |
| | 18.5 | 10 | 12.35 | 2.58 | 3.88 | 894.83 | 3.13 | 6.05 | 28.34 | 145.91 |
| NCH* | 19 | 10 | 6.18 | 1.62 | 1.99 | 839.95 | 1.42 | 4.25 | 14.19 | 78.10 |
| ALT 1h | 22 | 11 | 13.39 | 3.70 | 3.73 | 921.63 | 3.19 | 11.00 | 26.75 | 170.85 |
| ALT 2 | 25 | 11 | 8.25 | 2.15 | 2.83 | 866.95 | 1.92 | 5.50 | 20.44 | 107.36 |
| | 27 | 11 | 13.73 | 2.88 | 4.17 | 904.08 | 3.50 | 6.98 | 30.41 | 161.15 |
| ALT 2a | 29 | 12 | 12.68 | 2.63 | 3.90 | 896.27 | 3.22 | 6.24 | 28.45 | 148.53 |
| | 31 | 12 | 13.00 | 2.56 | 4.03 | 897.50 | 3.34 | 5.80 | 29.49 | 150.18 |
| ALT 2b | 35 | 12 | 13.70 | 2.60 | 3.64 | 900.13 | 3.59 | 6.45 | 26.50 | 149.70 |
| | 39.5 | 12 | 14.26 | 2.71 | 4.07 | 906.85 | 3.73 | 6.40 | 29.71 | 159.13 |
| ALT 3-14 | 40 | 12 | 13.72 | 2.97 | 3.92 | 905.78 | 3.48 | 7.67 | 28.47 | 160.08 |
| | 40.5 | 12 | 13.26 | 2.84 | 3.77 | 904.76 | 3.37 | 7.32 | 27.37 | 153.88 |
| | 41 | 12 | 12.48 | 2.72 | 3.94 | 896.24 | 3.13 | 6.58 | 28.73 | 149.91 |
| ALT 3 | 42 | 12 | 13.98 | 3.01 | 4.16 | 901.48 | 3.55 | 7.55 | 30.30 | 164.82 |
| | 42.5 | 12 | 12.86 | 3.13 | 4.17 | 907.48 | 3.13 | 8.07 | 30.30 | 162.34 |
| | 43 | 11 | 15.64 | 3.05 | 4.40 | 923.13 | 4.08 | 7.45 | 32.14 | 175.79 |
| | 43.5 | 11 | 14.85 | 3.13 | 4.53 | 913.96 | 3.79 | 7.61 | 33.06 | 175.14 |
| ALT 4 | 44 | 11 | 13.97 | 3.26 | 3.93 | 909.65 | 3.49 | 8.88 | 28.50 | 167.11 |
| ALT 5 | 44.5 | 11 | 12.75 | 2.63 | 4.02 | 895.53 | 3.24 | 6.13 | 29.34 | 150.35 |
| ALT 6a | 45 | 11 | 12.74 | 2.96 | 3.89 | 898.85 | 3.16 | 7.66 | 28.27 | 155.28 |
| ALT 6b | 45.5 | 11 | 12.08 | 2.54 | 3.60 | 889.33 | 3.07 | 6.25 | 26.19 | 140.86 |
| ALT 7 | 46 | 11 | 16.02 | 3.14 | 4.45 | 919.19 | 4.18 | 7.78 | 32.50 | 179.83 |
| IMH 0c | 46.5 | 10 | 11.43 | 2.35 | 3.65 | 891.25 | 2.89 | 5.37 | 26.63 | 134.72 |
| IMH 1a | 47 | 10 | 11.76 | 2.39 | 3.64 | 894.58 | 2.99 | 5.56 | 26.55 | 136.93 |
| IMH 2 | 47.5 | 10 | 11.27 | 2.48 | 3.91 | 883.90 | 2.79 | 5.62 | 28.54 | 139.55 |
| IMH 2a | 48 | 10 | 10.53 | 2.57 | 3.63 | 888.04 | 2.53 | 6.31 | 26.35 | 134.70 |
| | 49 | 10 | 10.91 | 2.38 | 3.51 | 880.42 | 2.72 | 5.68 | 25.53 | 131.46 |
| | 50 | 11 | 8.05 | 2.50 | 2.68 | 865.23 | 1.77 | 7.17 | 19.11 | 111.54 |
| | 51 | 12 | 9.13 | 2.43 | 3.41 | 871.52 | 2.11 | 5.97 | 24.73 | 123.17 |
| IMH 3 | 52 | 12 | 11.28 | 2.67 | 3.29 | 893.46 | 2.78 | 7.15 | 23.79 | 136.21 |
| IMH 4 | 54 | 11 | 12.36 | 3.28 | 4.69 | 914.02 | 2.89 | 8.06 | 34.24 | 168.99 |
| | 54.6 | 12 | 4.14 | 1.89 | 2.56 | 843.61 | 0.63 | 4.72 | 18.38 | 80.81 |
| IMH 6 | 55 | 12 | 12.07 | 3.42 | 4.28 | 903.90 | 2.78 | 9.12 | 31.08 | 165.68 |
| IMH 7 | 57 | 11 | 8.95 | 3.27 | 4.47 | 890.44 | 1.76 | 8.24 | 32.49 | 150.88 |
| | 58 | 11 | 10.99 | 3.40 | 4.26 | 909.13 | 2.43 | 9.07 | 30.89 | 160.27 |
| | 59 | 11 | 9.86 | 2.16 | 3.28 | 879.90 | 2.44 | 5.01 | 23.82 | 119.71 |

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Gamma-Ray Spectroscopy GRS | | | | | | | |
|------------|----------------------|------------|----------------------------|-------|-------------------|---------|-------|----------|-----------|---------------------------------|
| | | | ROI-K | ROI-U | ROI-Th | ROI-Tot | K (%) | eU (ppm) | eTh (ppm) | DoseRate (nGy h ⁻¹) |
| IMH 8 | 59.5 | 12 | 10.20 | 2.96 | 3.90 | 896.55 | 2.30 | 7.63 | 28.30 | 144.01 |
| IMH 9 | 60 | 12 | 9.47 | 2.79 | 3.50 | 881.00 | 2.12 | 7.41 | 25.31 | 132.93 |
| | 61 | 12 | 11.62 | 2.88 | 3.34 | 886.93 | 2.83 | 8.00 | 24.10 | 142.55 |
| IMH 9b | 61.5 | 11 | 10.62 | 2.78 | 3.13 | 879.02 | 2.53 | 7.83 | 22.53 | 133.76 |
| | 61.8 | 12 | 11.77 | 2.73 | 3.15 | 885.18 | 2.94 | 7.57 | 22.69 | 137.95 |
| | 62 | 10 | 10.33 | 2.47 | 3.33 | 884.57 | 2.51 | 6.25 | 24.10 | 128.45 |
| | 62.5 | 10 | 5.87 | 2.13 | 2.91 | 857.31 | 1.12 | 5.29 | 20.99 | 97.06 |
| IMH 10a2 | 63.5 | 8 | 8.32 | 2.33 | 3.64 | 880.38 | 1.85 | 5.26 | 26.53 | 120.24 |
| | 64 | 7 | 8.77 | 2.02 | 2.80 | 863.73 | 2.14 | 4.98 | 20.24 | 106.68 |
| | 66 | 7 | 11.06 | 2.37 | 3.38 | 878.32 | 2.78 | 5.78 | 24.52 | 130.29 |
| | 69 | 7 | 10.24 | 2.64 | 3.33 | 881.21 | 2.43 | 6.98 | 24.10 | 131.57 |
| | 69.5 | 10 | 9.23 | 2.52 | 3.43 | 878.70 | 2.12 | 6.34 | 24.83 | 125.65 |
| | 70 | 10 | 10.39 | 2.83 | 4.40 | 900.41 | 2.37 | 6.47 | 32.16 | 147.90 |
| | 71 | 11 | 7.28 | 2.36 | 3.42 | 865.48 | 1.51 | 5.67 | 24.80 | 113.69 |
| | 72 | 7 | 6.65 | 2.38 | 3.13 | 864.54 | 1.31 | 6.08 | 22.63 | 108.02 |
| IMH 13a | 73 | 8 | 5.64 | 1.53 | 2.21 | 844.10 | 1.25 | 3.64 | 15.86 | 76.53 |
| IMH 14a | 75 | 8 | 6.86 | 3.53 | 4.63 | 893.88 | 0.98 | 9.13 | 33.59 | 148.39 |
| IMH 14b | 76.5 | 10 | 9.13 | 4.53 | 5.68 | 931.68 | 1.41 | 12.12 | 41.32 | 190.28 |
| | 79 | 9 | 12.12 | 3.39 | 4.57 | 911.73 | 2.79 | 8.67 | 33.25 | 168.62 |
| IMH 14c | 82.5 | 8 | 12.32 | 8.72 | 13.5 ₁ | 1062.53 | 0.89 | 20.33 | 99.48 | 375.16 |
| IMH 14d | 83 | 7 | 15.01 | 6.20 | 9.70 | 1003.29 | 2.70 | 14.33 | 71.39 | 294.73 |
| IMH 15 | 84 | 7 | 12.65 | 9.94 | 15.2 ₅ | 1078.93 | 0.57 | 23.40 | 112.32 | 420.39 |
| | 85 | 7 | 12.38 | 9.83 | 15.3 ₁ | 1086.02 | 0.51 | 22.83 | 112.80 | 417.57 |
| IMH 15a | 86 | 9 | 11.28 | 2.56 | 3.15 | 890.08 | 2.82 | 6.86 | 22.74 | 132.48 |
| | 89 | 7 | 7.42 | 2.22 | 2.85 | 869.77 | 1.63 | 5.76 | 20.53 | 105.13 |
| IMH 15b | 89.5 | 9 | 9.70 | 1.97 | 2.39 | 871.41 | 2.49 | 5.27 | 17.16 | 105.25 |
| IMH 15c | 93 | 9 | 5.41 | 2.00 | 2.63 | 853.18 | 1.02 | 5.10 | 18.87 | 89.36 |
| IMH 15d | 95.5 | 11 | 9.36 | 2.29 | 3.45 | 875.78 | 2.22 | 5.36 | 25.10 | 122.07 |
| IMH 15e | 96 | 9 | 4.27 | 1.73 | 2.53 | 846.67 | 0.71 | 4.04 | 18.25 | 77.82 |
| IMH 15g | 98.5 | 10 | 3.94 | 1.51 | 1.97 | 830.55 | 0.70 | 3.81 | 14.01 | 65.70 |
| IMH 16 | 100.5 | 8 | 2.51 | 1.03 | 1.53 | 820.66 | 0.37 | 2.30 | 10.80 | 44.81 |
| | 101 | 9 | 2.69 | 1.13 | 1.46 | 823.50 | 0.41 | 2.84 | 10.26 | 47.01 |
| IMH 17 | 101.5 | 9 | | | | | | | | 55.60 |
| | 103 | 9 | 4.06 | 1.31 | 1.80 | 832.89 | 0.80 | 3.17 | 12.81 | 60.42 |
| | 106 | 7 | 4.28 | 1.54 | 1.66 | 836.63 | 0.82 | 4.33 | 11.66 | 64.40 |
| | 107.5 | 7 | 2.54 | 1.20 | 1.26 | 820.12 | 0.35 | 3.36 | 8.71 | 45.38 |
| IMH 19a | 111 | 9 | 6.46 | 2.46 | 3.50 | 877.83 | 1.20 | 5.98 | 25.39 | 112.94 |
| | 114 | 8 | 13.53 | 3.13 | 4.19 | 911.66 | 3.36 | 8.00 | 30.51 | 165.48 |
| | 115 | 7 | 4.59 | 1.63 | 1.95 | 836.84 | 0.89 | 4.33 | 13.85 | 70.71 |
| IMH 20T | 116.5 | 8 | 4.78 | 1.49 | 1.75 | 836.36 | 1.00 | 4.01 | 12.38 | 66.65 |
| | 117 | 8 | 4.85 | 1.78 | 2.61 | 849.20 | 0.89 | 4.20 | 18.81 | 82.42 |

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Gamma-Ray Spectroscopy GRS | | | | | | | |
|------------|----------------------|------------|----------------------------|-------|--------|---------|-------|----------|-----------|---------------------------------|
| | | | ROI-K | ROI-U | ROI-Th | ROI-Tot | K (%) | eU (ppm) | eTh (ppm) | DoseRate (nGy h ⁻¹) |
| | 118 | 7 | 9.43 | 3.69 | 4.93 | 910.41 | 1.78 | 9.49 | 35.84 | 166.57 |
| IMH 21a | 121 | 6 | 6.45 | 3.64 | 5.83 | 906.63 | 0.74 | 8.15 | 42.74 | 162.52 |
| | 123.5 | 7 | 4.36 | 2.17 | 3.25 | 854.65 | 0.58 | 5.04 | 23.56 | 95.00 |
| IMH 23 | 126 | 7 | 5.58 | 2.33 | 3.25 | 865.22 | 0.95 | 5.72 | 23.52 | 103.59 |
| IMH 24 | 127 | 9 | 8.29 | 2.63 | 3.10 | 870.21 | 1.79 | 7.22 | 22.30 | 120.05 |
| | 128.5 | 7 | 2.68 | 1.14 | 1.68 | 826.53 | 0.39 | 2.60 | 11.97 | 49.64 |
| IMH 25 | 129 | 7 | 11.44 | 3.30 | 4.90 | 916.53 | 2.57 | 7.87 | 35.81 | 167.58 |
| | 130 | 7 | 10.18 | 2.69 | 3.82 | 884.62 | 2.37 | 6.61 | 27.76 | 137.76 |
| IMH 26 | 131 | 9 | 7.40 | 3.49 | 4.02 | 893.38 | 1.21 | 9.73 | 28.97 | 143.28 |
| | 132.5 | 10 | 9.95 | 2.36 | 3.32 | 879.87 | 2.41 | 5.80 | 24.07 | 124.52 |
| | 133 | 11 | 9.48 | 2.44 | 3.08 | 875.83 | 2.25 | 6.45 | 22.19 | 121.30 |
| | 135 | 11 | 9.46 | 2.10 | 3.13 | 864.61 | 2.33 | 4.94 | 22.69 | 115.08 |
| | 136 | 10 | 10.62 | 2.29 | 3.20 | 875.18 | 2.66 | 5.67 | 23.21 | 124.87 |
| IMH 28 | 136.5 | 10 | 10.62 | 2.47 | 3.50 | 884.23 | 2.60 | 6.04 | 25.43 | 131.70 |
| IMH 28a | 137.5 | 9 | 10.43 | 2.46 | 3.50 | 885.16 | 2.54 | 6.01 | 25.43 | 130.71 |
| IMH 29b | 138.5 | 9 | 6.22 | 2.79 | 3.38 | 868.96 | 1.04 | 7.54 | 24.32 | 116.99 |
| | 141.5 | 9 | 10.46 | 2.60 | 3.63 | 882.98 | 2.50 | 6.44 | 26.40 | 135.11 |
| IMH 30a | 153 | 7 | 6.07 | 1.95 | 2.56 | 847.63 | 1.26 | 4.98 | 18.39 | 90.56 |
| IMH 30 | 156 | 9 | 2.58 | 1.01 | 1.04 | 813.60 | 0.43 | 2.81 | 7.13 | 39.36 |
| IMH 30b | 160 | 6 | 1.70 | 1.19 | 1.33 | 813.93 | 0.06 | 3.23 | 9.27 | 42.30 |
| IMH 32c | 168.5 | 9 | 6.93 | 2.30 | 2.48 | 859.43 | 1.46 | 6.55 | 17.71 | 100.42 |
| | 169 | 10 | 7.13 | 2.18 | 2.66 | 859.13 | 1.55 | 5.81 | 19.08 | 100.88 |
| | 174 | 13 | 8.96 | 2.43 | 2.73 | 873.78 | 2.10 | 6.80 | 19.53 | 114.70 |
| IMH 33 | 174.5 | 12 | 7.52 | 2.11 | 2.53 | 854.48 | 1.71 | 5.69 | 18.10 | 99.78 |
| | 175 | 10 | 9.08 | 2.22 | 3.15 | 863.10 | 2.17 | 5.40 | 22.84 | 115.94 |
| IMH 35 | 177 | 6 | 6.22 | 2.25 | 2.26 | 846.01 | 1.25 | 6.61 | 16.00 | 93.73 |
| | 178 | 6 | 2.29 | 1.27 | 1.16 | 813.47 | 0.25 | 3.76 | 7.92 | 44.44 |
| | 179.5 | 5 | 2.68 | 1.11 | 1.08 | 816.81 | 0.43 | 3.20 | 7.35 | 42.11 |
| IMH 36 | 182 | 6 | 6.17 | 2.05 | 2.33 | 853.23 | 1.28 | 5.67 | 16.64 | 90.43 |
| | 185 | 5 | 0.67 | 0.58 | 0.57 | 798.83 | 0.00 | 1.58 | 3.63 | 18.05 |
| IMH 37 | 185.5 | 5 | 0.79 | 0.51 | 0.59 | 797.58 | 0.00 | 1.24 | 3.85 | 16.62 |
| | 189.5 | 10 | 0.98 | 0.69 | 1.01 | 802.92 | 0.00 | 1.51 | 6.96 | 25.92 |
| IMH 38 | 191 | 10 | 1.67 | 1.20 | 1.74 | 818.26 | 0.03 | 2.77 | 12.38 | 46.94 |
| IMH 40 | 197 | 5 | 0.87 | 0.58 | 0.94 | 804.38 | 0.00 | 1.13 | 6.49 | 22.60 |
| IMH 41 | 207 | 4 | 1.19 | 0.96 | 1.73 | 810.66 | 0.00 | 1.77 | 12.33 | 40.77 |
| IMH 41a | 209 | 4 | 0.88 | 0.62 | 0.91 | 798.25 | 0.00 | 1.31 | 6.23 | 22.97 |
| | 211 | 6 | 2.19 | 0.73 | 1.41 | 812.01 | 0.35 | 1.21 | 10.01 | 36.36 |
| | 214 | 9 | 4.04 | 1.28 | 1.79 | 830.03 | 0.80 | 3.08 | 12.76 | 59.76 |
| IMH 43 | 215 | 10 | 4.77 | 1.83 | 1.48 | 840.26 | 0.92 | 5.79 | 10.16 | 70.21 |
| IMH 44b | 220.5 | 9 | 6.23 | 1.93 | 2.30 | 846.66 | 1.34 | 5.22 | 16.43 | 88.06 |
| | 221 | 7 | 7.57 | 2.18 | 2.53 | 863.37 | 1.70 | 6.00 | 18.14 | 101.57 |
| | 223 | 6 | 2.51 | 1.15 | 1.09 | 813.24 | 0.36 | 3.35 | 7.46 | 42.37 |
| IMH 45 | 224 | 4 | 5.13 | 1.74 | 2.16 | 842.94 | 1.02 | 4.57 | 15.40 | 77.74 |

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Gamma-Ray Spectroscopy GRS | | | | | | | |
|------------|----------------------|------------|----------------------------|-------|--------|---------|-------|----------|-----------|---------------------------------|
| | | | ROI-K | ROI-U | ROI-Th | ROI-Tot | K (%) | eU (ppm) | eTh (ppm) | DoseRate (nGy h ⁻¹) |
| IMH 46 | 238.5 | 10 | 3.33 | 1.46 | 1.47 | 820.12 | 0.54 | 4.21 | 10.21 | 56.35 |
| | 240 | 9 | 2.98 | 1.23 | 1.53 | 823.08 | 0.47 | 3.15 | 10.74 | 50.83 |
| | 240.5 | 7 | 0.58 | 0.49 | 0.49 | 799.07 | 0.00 | 1.29 | 3.09 | 15.01 |
| IMH 47 | 241 | 5 | 1.98 | 1.23 | 1.59 | 827.39 | 0.13 | 3.06 | 11.23 | 47.11 |
| | 242 | 4 | 1.43 | 0.54 | 0.72 | 803.49 | 0.19 | 1.23 | 4.80 | 21.38 |
| IMH 50 | 243 | 5 | 0.84 | 0.47 | 0.68 | 797.02 | 0.01 | 0.95 | 4.56 | 16.89 |
| IMH 51 | 245.5 | 5 | 1.30 | 0.74 | 1.08 | 802.68 | 0.07 | 1.63 | 7.52 | 28.86 |
| | 249 | 7 | 2.37 | 0.93 | 1.48 | 830.73 | 0.35 | 1.93 | 10.51 | 41.75 |
| | 249.5 | 5 | 1.58 | 0.88 | 1.32 | 814.98 | 0.11 | 1.91 | 9.25 | 35.34 |
| | 250 | 5 | 0.81 | 0.53 | 0.58 | 801.47 | 0.00 | 1.33 | 3.72 | 16.81 |
| | 250.5 | 2 | 1.21 | 0.79 | 0.93 | 809.93 | 0.03 | 2.02 | 6.36 | 27.73 |
| IMH 55 | 251 | 5 | 1.51 | 0.77 | 0.86 | 810.23 | 0.14 | 2.01 | 5.80 | 27.73 |
| IMH 58 | 255.3 | 6 | 3.09 | 1.18 | 1.72 | 806.66 | 0.51 | 2.70 | 12.21 | 52.53 |
| IMH 59 | 255.5 | 4 | 4.75 | 2.71 | 3.81 | 877.97 | 0.54 | 6.66 | 27.63 | 113.70 |
| IMH 61 | 259 | 4 | 1.24 | 0.63 | 0.88 | 803.80 | 0.09 | 1.41 | 6.03 | 24.21 |
| | 262 | 3 | 0.66 | 0.53 | 0.55 | 802.14 | 0.00 | 1.39 | 3.52 | 16.69 |
| | 263 | 3 | 1.29 | 0.93 | 1.43 | 818.68 | 0.00 | 2.01 | 10.12 | 36.67 |
| | 267 | 5 | 1.56 | 1.36 | 1.88 | 824.68 | 0.00 | 3.27 | 13.40 | 51.96 |
| IMH 64 | 267.5 | 6 | 0.99 | 0.59 | 0.68 | 802.06 | 0.03 | 1.48 | 4.52 | 20.01 |
| IMH 66 | 268 | 2 | 1.81 | 1.22 | 1.73 | 819.49 | 0.07 | 2.86 | 12.25 | 47.71 |
| | 273.5 | 5 | 1.23 | 0.89 | 1.43 | 818.67 | 0.00 | 1.84 | 10.13 | 35.70 |
| IMH 68 | 274 | 6 | 4.59 | 2.38 | 3.07 | 857.33 | 0.62 | 6.18 | 22.09 | 98.22 |
| IMH 68a | 275 | 7 | 1.88 | 1.57 | 1.35 | 822.37 | 0.03 | 4.80 | 9.27 | 50.67 |
| IMH 68b | 277 | 8 | 1.18 | 0.98 | 0.98 | 812.46 | 0.00 | 2.78 | 6.61 | 32.27 |
| IMH 68c | 278.5 | 9 | 1.28 | 0.62 | 1.05 | 805.78 | 0.09 | 1.14 | 7.31 | 25.91 |
| IMH 69a | 283.5 | 9 | 7.01 | 2.97 | 3.46 | 887.50 | 1.25 | 8.19 | 24.90 | 124.91 |
| IMH 70 | 284 | 6 | 7.13 | 2.93 | 4.17 | 887.63 | 1.26 | 7.15 | 30.31 | 132.66 |
| | 291 | 4 | 1.25 | 0.86 | 1.00 | 804.79 | 0.02 | 2.22 | 6.84 | 29.98 |
| IMH 71 | 298 | 4 | 1.09 | 0.88 | 1.42 | 815.89 | 0.00 | 1.79 | 10.01 | 35.11 |
| | 300.5 | 5 | 1.49 | 0.98 | 1.52 | 817.98 | 0.04 | 2.09 | 10.74 | 39.19 |
| IMH 72a | 302 | 5 | 0.78 | 0.45 | 0.68 | 801.85 | 0.00 | 0.88 | 4.57 | 16.38 |
| | 309 | 6 | 1.12 | 0.59 | 0.78 | 805.22 | 0.06 | 1.36 | 5.29 | 21.70 |
| IMH 72b | 311 | 5 | 0.70 | 0.54 | 0.64 | 801.15 | 0.00 | 1.32 | 4.22 | 17.99 |
| | 313.5 | 5 | 0.98 | 0.77 | 1.29 | 811.78 | 0.00 | 1.48 | 9.09 | 31.08 |
| | 315 | 6 | 0.88 | 0.64 | 0.77 | 796.87 | 0.00 | 1.59 | 5.14 | 21.83 |
| | 317 | 6 | 0.89 | 0.63 | 0.83 | 803.71 | 0.00 | 1.45 | 5.59 | 22.15 |
| IMH 73 | 317.5 | 7 | 2.07 | 1.14 | 1.24 | 818.83 | 0.21 | 3.13 | 8.60 | 41.93 |
| | 318.5 | 6 | 1.86 | 1.43 | 1.72 | 827.45 | 0.03 | 3.79 | 12.11 | 52.09 |
| | 319 | 4 | 1.20 | 0.72 | 0.80 | 809.88 | 0.06 | 1.87 | 5.37 | 24.71 |
| | 321 | 4 | 0.56 | 0.50 | 0.59 | 797.89 | 0.00 | 1.20 | 3.85 | 16.42 |
| IMH 73a | 327 | 6 | 0.83 | 0.46 | 0.65 | 803.85 | 0.01 | 0.95 | 4.31 | 16.31 |
| IMH 74a | 331 | 6 | 0.84 | 0.52 | 0.80 | 802.97 | 0.00 | 1.02 | 5.44 | 19.34 |
| | 332.5 | 6 | 0.58 | 0.32 | 0.37 | 796.66 | 0.00 | 0.70 | 2.20 | 9.46 |

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Gamma-Ray Spectroscopy GRS | | | | | | | |
|------------|----------------------|------------|----------------------------|-------|--------|---------|-------|----------|-----------|---------------------------------|
| | | | ROI-K | ROI-U | ROI-Th | ROI-Tot | K (%) | eU (ppm) | eTh (ppm) | DoseRate (nGy h ⁻¹) |
| IMH 75 | 335 | 7 | 1.33 | 1.01 | 1.38 | 812.69 | 0.00 | 2.39 | 9.71 | 37.80 |
| IMH 76 | 336 | 9 | 2.16 | 1.37 | 1.95 | 821.87 | 0.14 | 3.22 | 13.91 | 54.76 |
| IMH 77 | 338 | 7 | 4.61 | 2.30 | 3.15 | 862.41 | 0.64 | 5.73 | 22.75 | 97.61 |
| IMH 78 | 340.5 | 6 | 0.91 | 0.87 | 1.08 | 808.49 | 0.00 | 2.17 | 7.41 | 30.77 |
| | 348.5 | 5 | 0.83 | 0.44 | 0.92 | 803.15 | 0.00 | 0.56 | 6.35 | 19.02 |
| IMH 78b | 355 | 5 | 0.91 | 0.53 | 0.84 | 806.27 | 0.00 | 1.04 | 5.75 | 20.28 |
| | 365 | 5 | 1.40 | 1.22 | 1.68 | 821.61 | 0.00 | 2.92 | 11.86 | 46.15 |
| | 369 | 2 | 0.88 | 0.62 | 1.05 | 805.08 | 0.00 | 1.14 | 7.30 | 24.68 |
| IMH 80b | 370 | 2 | 1.19 | 0.65 | 0.73 | 802.68 | 0.08 | 1.68 | 4.82 | 22.52 |
| | 371 | 2 | 0.60 | 0.36 | 0.37 | 799.13 | 0.00 | 0.87 | 2.19 | 10.42 |
| IMH 80 | 372 | 2 | 0.66 | 0.43 | 0.56 | 801.63 | 0.00 | 0.96 | 3.62 | 14.48 |
| | 373.5 | 2 | 1.70 | 1.65 | 2.13 | 833.87 | 0.00 | 4.20 | 15.20 | 61.74 |
| | 374 | 2 | 1.25 | 1.02 | 1.43 | 812.54 | 0.00 | 2.38 | 10.03 | 38.49 |
| | 375 | 2 | 1.49 | 1.01 | 1.38 | 814.44 | 0.04 | 2.39 | 9.71 | 38.34 |
| | 376 | 2 | 0.87 | 0.70 | 0.54 | 806.42 | 0.00 | 2.11 | 3.41 | 20.45 |
| | 376.5 | 2 | 0.78 | 0.67 | 0.87 | 805.13 | 0.00 | 1.57 | 5.89 | 23.61 |
| IMH 81 | 378 | 2 | 0.53 | 0.49 | 0.39 | 799.98 | 0.00 | 1.41 | 2.33 | 13.80 |
| | 378.5 | 2 | 0.48 | 0.35 | 0.45 | 797.71 | 0.00 | 0.74 | 2.82 | 11.23 |
| | 379 | 2 | 0.39 | 0.33 | 0.30 | 797.08 | 0.00 | 0.81 | 1.69 | 8.83 |

Annexe 2b: Résultats de spectrométrie gamma-ray, TAJ – section 2.

| Western Tassili n'Ajjer - Oued Tadjerdjeri (section 2) | | | | | | | | | | |
|---|----------------------|------------|----------------------------|-------|--------|---------|-------|----------|-----------|---------------------------------|
| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Gamma-Ray Spectroscopy GRS | | | | | | | |
| | | | ROI-K | ROI-U | ROI-Th | ROI-Tot | K (%) | eU (ppm) | eTh (ppm) | DoseRate (nGy h ⁻¹) |
| | 0 | 1 | 1.38 | 0.59 | 0.84 | 799.21 | 0.15 | 1.29 | 5.73 | 23.55 |
| InTaf 1 | 0.5 | 1 | 3.25 | 0.93 | 1.02 | 815.05 | 0.68 | 2.5 | 6.97 | 40.42 |
| InTaf 2 | 1 | 13 | 17.23 | 3.36 | 4.55 | 932.41 | 4.52 | 8.58 | 33.2 | 190.65 |
| TAJ 0 | 3 | 13 | 15.58 | 3.09 | 3.74 | 917.24 | 4.09 | 8.42 | 27.12 | 168.86 |
| TAJ1 | 5 | 13 | 10.73 | 2.56 | 4.35 | 891.74 | 2.56 | 5.4 | 31.87 | 143.59 |
| TAJ1' | 5.5 | 13 | 13.21 | 3.72 | 4.98 | 925.63 | 3.05 | 9.54 | 36.32 | 184.59 |
| TAJ2 | 9 | 13 | 12.86 | 3.98 | 4.73 | 925.51 | 2.87 | 10.97 | 34.32 | 185.43 |
| | 11 | 13 | 14.6 | 3.7 | 5.08 | 929.19 | 3.51 | 9.37 | 37.04 | 191.52 |
| TAJ3 | 13 | 13 | 16.14 | 3.39 | 4.84 | 927.78 | 4.13 | 8.36 | 35.39 | 189.73 |
| | 15 | 13 | 13.2 | 3.29 | 4.8 | 909.14 | 3.17 | 7.97 | 35.08 | 174.14 |
| | 17 | 11 | 12.11 | 2.79 | 3.89 | 901.99 | 2.99 | 6.95 | 28.32 | 149.17 |
| NCH* | 19 | 10 | 11.47 | 2.75 | 3.39 | 897.73 | 2.81 | 7.38 | 24.52 | 139.83 |
| | 20 | 10 | 11.3 | 2.93 | 3.68 | 890.79 | 2.69 | 7.8 | 26.68 | 145.98 |
| TAJ4 | 21 | 11 | 12.43 | 2.71 | 3.64 | 897.14 | 3.13 | 6.9 | 26.45 | 146.13 |

Annexe 2c: Résultats de spectrométrie gamma-ray, TAG – section 3.

| | | | Western Tassili n'Ajjer - Oued Taghagh (section 3) | | | | | | | |
|------------|----------------------|------------|---|-------|--------|---------|-------|----------|-----------|---------------------------------|
| Sample N°. | Outcrop position (m) | Facies Nb. | Gamma-Ray Spectroscopy GRS | | | | | | | |
| | | | ROI-K | ROI-U | ROI-Th | ROI-Tot | K (%) | eU (ppm) | eTh (ppm) | DoseRate (nGy h ⁻¹) |
| | 0 | 13 | 12.3 | 2.26 | 3.41 | 902.35 | 3.23 | 5.28 | 24.83 | 134.1 |
| | 0.3 | 13 | 15.82 | 2.92 | 4.03 | 921.03 | 4.2 | 7.34 | 29.34 | 169.71 |
| TAG 1 | 0.7 | 13 | 16.15 | 3.36 | 4.61 | 930.83 | 4.16 | 8.5 | 33.63 | 186.47 |
| TAG 1a | 1 | 13 | 16.27 | 3.29 | 4.77 | 927.81 | 4.2 | 8.03 | 34.86 | 187.47 |
| TAG 1a' | 1.5 | 13 | 17.6 | 3.03 | 4.53 | 927.11 | 4.74 | 7.24 | 33.13 | 185.63 |
| TAG 1b | 2 | 13 | 15.55 | 3.18 | 4.39 | 921.45 | 4.02 | 7.99 | 32.04 | 177.74 |
| TAG 1c | 3 | 13 | 15.07 | 2.92 | 4.2 | 920.18 | 3.93 | 7.12 | 30.66 | 168.34 |
| TAG 1d | 4 | 13 | 16.37 | 3.24 | 5.01 | 932.67 | 4.24 | 7.52 | 36.72 | 189.67 |
| TAG 1e | 5 | 13 | 16.32 | 3.08 | 4.78 | 919.62 | 4.28 | 7.14 | 35 | 183.7 |
| TAG 2-16 | 6 | 13 | 15.37 | 3.12 | 3.98 | 914.92 | 3.99 | 8.23 | 28.95 | 171.16 |
| TAG 2a | 7 | 13 | 15.4 | 3.08 | 4.45 | 926.73 | 3.99 | 7.53 | 32.51 | 175.93 |
| TAG 2b | 8 | 13 | 17.2 | 3.2 | 5.41 | 918.82 | 4.5 | 6.87 | 39.79 | 197.11 |
| TAG 2c | 9 | 13 | 15.36 | 2.98 | 4.13 | 908.45 | 4.02 | 7.46 | 30.07 | 169.94 |
| TAG 2c' | 9.5 | 13 | 16 | 3.18 | 4.39 | 923.93 | 4.17 | 7.99 | 32.04 | 179.75 |
| TAG 3e | 10 | 13 | 14.88 | 2.75 | 4.24 | 913.11 | 3.91 | 6.37 | 31.03 | 164.68 |
| TAG 3-15 | 11 | 13 | 16.54 | 3.53 | 4.43 | 918.8 | 4.25 | 9.42 | 32.24 | 189.51 |
| TAG 3-16 | 15 | 13 | 16.58 | 3.23 | 4.82 | 925.25 | 4.32 | 7.72 | 35.26 | 188.31 |
| TAG 3a | 16.5 | 13 | 16.43 | 3 | 3.92 | 915.33 | 4.39 | 7.83 | 28.49 | 172.84 |
| TAG 3b | 17.5 | 13 | 12.35 | 2.33 | 3.08 | 890.93 | 3.24 | 5.96 | 22.33 | 131.95 |
| | 18 | 11 | 11.78 | 2.1 | 3.22 | 883.31 | 3.11 | 4.84 | 23.42 | 126.51 |
| | 19 | 11 | 11.27 | 2.07 | 3.27 | 870.73 | 2.94 | 4.64 | 23.8 | 124.11 |
| NCH* | 20 | 10 | 9.6 | 1.87 | 2.94 | 869.18 | 2.45 | 4.18 | 21.38 | 109.06 |
| TAG 3c | 21 | 10 | 13.81 | 2.85 | 3.83 | 902.98 | 3.55 | 7.28 | 27.88 | 157.26 |
| | 22 | 10 | 15.57 | 2.83 | 4.32 | 916.64 | 4.12 | 6.6 | 31.59 | 170.1 |
| | 23 | 13 | 15.48 | 3.13 | 4.18 | 913.6 | 4.02 | 8.07 | 30.4 | 174.17 |
| TAG 3d | 24 | 13 | 13.49 | 2.83 | 3.56 | 902.89 | 3.46 | 7.54 | 25.79 | 152.41 |
| | 26 | 13 | 13.94 | 3.05 | 4.23 | 907.55 | 3.52 | 7.65 | 30.79 | 166.21 |
| | 27 | 11 | 14.01 | 2.85 | 3.96 | 910.76 | 3.61 | 7.13 | 28.83 | 159.57 |
| TAG 3d-15 | 28 | 11 | 13.32 | 2.83 | 4.36 | 897.6 | 3.36 | 6.53 | 31.88 | 160.51 |
| | 29 | 13 | 15.52 | 3.11 | 4.48 | 923.33 | 4.02 | 7.59 | 32.76 | 177.32 |
| TAG 3e | 30 | 13 | 14.53 | 2.87 | 4.36 | 913.84 | 3.76 | 6.72 | 31.88 | 166.73 |
| TAG 4 | 34 | 13 | 16.34 | 3.03 | 4.74 | 934.58 | 4.3 | 6.97 | 34.76 | 182.46 |
| | 36 | 13 | 15.17 | 3.08 | 4.39 | 917.98 | 3.91 | 7.56 | 32.07 | 174.06 |
| TAG 4a | 37 | 11 | 15.59 | 3.13 | 4.69 | 925.79 | 4.03 | 7.41 | 34.34 | 180.34 |
| | 39 | 11 | 12.71 | 2.61 | 4.17 | 900.63 | 3.22 | 5.85 | 30.49 | 151.37 |
| TAG 4b | 40 | 11 | 13.71 | 2.45 | 3.95 | 899.02 | 3.62 | 5.45 | 28.9 | 150.28 |
| TAG 4c | 42 | 11 | 12.93 | 2.68 | 3.61 | 900.75 | 3.31 | 6.84 | 26.21 | 147.53 |
| NCH* | 43 | 10 | 13.03 | 2.52 | 4.08 | 902.24 | 3.36 | 5.57 | 29.82 | 149.95 |

Annexe 3a: Résultats de l'analyse géochimique des éléments majeurs, IMH – section 1.

| | | Eastern Tassili n'Ajjer - Oued Imihrou IMH (section 1) | | | | | | | | | | | |
|------------|----------------------|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|-------|
| Sample N°. | Outcrop position (m) | Whole-rock analysis of major elements (oxide wt.%) with the integration of LOI | | | | | | | | | | | |
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | LOI | Total |
| ALT 1 | 2 | 54.33 | 1.22 | 25.55 | 1.71 | 0.00 | 0.58 | 0.00 | 0.43 | 3.16 | 0.10 | 12.16 | 99.3 |
| ALT 1b | 11 | 48.56 | 1.12 | 24.26 | 5.66 | 0.01 | 0.79 | 0.18 | 0.00 | 2.81 | 0.13 | 15.76 | 99.3 |
| ALT 1c | 12 | 60.88 | 1.43 | 20.68 | 2.26 | 0.00 | 0.66 | 0.18 | 0.07 | 2.86 | 0.05 | 10.63 | 99.7 |
| ALT 1d | 12.5 | 50.10 | 1.26 | 25.61 | 3.76 | 0.01 | 0.87 | 0.11 | 0.06 | 2.66 | 0.09 | 14.63 | 99.2 |
| ALT 1e | 13 | 71.76 | 1.10 | 16.67 | 0.77 | 0.00 | 0.29 | 0.20 | 0.53 | 1.81 | 0.03 | 6.79 | 100.0 |
| ALT 1f | 14 | 51.67 | 1.18 | 25.13 | 3.75 | 0.01 | 0.86 | 0.16 | 0.09 | 2.62 | 0.08 | 13.63 | 99.2 |
| ALT 1g | 15 | 54.88 | 1.25 | 25.49 | 1.40 | 0.00 | 0.76 | 0.01 | 0.37 | 3.14 | 0.11 | 12.09 | 99.5 |
| NCH* | 19 | | | | | | | | | | | | |
| ALT 1h | 22 | 44.47 | 1.10 | 25.92 | 3.95 | 0.01 | 0.92 | 0.03 | 0.00 | 2.70 | 0.06 | 19.81 | 99.0 |
| ALT 2 | 25 | 95.60 | 0.19 | 1.18 | 2.24 | 0.01 | 0.00 | 0.23 | 0.00 | 0.05 | 0.01 | 1.43 | 100.9 |
| ALT 2a | 29 | 51.92 | 1.15 | 28.08 | 2.02 | 0.01 | 0.72 | 0.06 | 0.00 | 2.97 | 0.06 | 11.04 | 98.0 |
| ALT 2b | 35 | 44.69 | 1.10 | 22.99 | 4.93 | 0.01 | 0.77 | 0.11 | 0.00 | 2.41 | 0.07 | 22.28 | 99.4 |
| ALT3-14 | 40 | 55.62 | 1.28 | 23.20 | 3.71 | 0.01 | 0.76 | 0.09 | 0.20 | 2.48 | 0.10 | 12.03 | 99.5 |
| ALT3-15 | 41 | 49.36 | 1.24 | 27.19 | 3.12 | 0.01 | 0.84 | 0.04 | 0.05 | 2.75 | 0.14 | 14.59 | 99.3 |
| ALT 3 | 42 | 49.24 | 1.10 | 23.18 | 5.57 | 0.01 | 0.92 | 0.12 | 0.10 | 2.52 | 0.06 | 15.85 | 98.7 |
| ALT 4 | 44 | 58.33 | 1.18 | 21.13 | 3.58 | 0.01 | 0.73 | 0.06 | 0.14 | 2.62 | 0.07 | 11.34 | 99.2 |
| ALT 6a | 45 | 57.96 | 1.34 | 22.39 | 2.87 | 0.00 | 0.45 | 0.03 | 0.12 | 2.50 | 0.07 | 11.85 | 99.6 |
| ALT 6b | 45.5 | 56.68 | 1.16 | 21.93 | 2.06 | 0.02 | 0.81 | 0.23 | 0.09 | 2.70 | 0.13 | 13.53 | 99.3 |
| ALT 7 | 46 | 51.67 | 1.10 | 21.35 | 9.17 | 0.11 | 1.41 | 0.28 | 0.08 | 2.52 | 0.19 | 11.66 | 99.5 |
| IMH 0c | 46.5 | 53.91 | 1.17 | 28.35 | 1.52 | 0.00 | 0.71 | 0.02 | 0.04 | 3.40 | 0.08 | 10.13 | 99.4 |
| IMH 1a | 47 | 52.54 | 1.19 | 29.78 | 1.68 | 0.01 | 0.70 | 0.01 | 0.02 | 2.77 | 0.11 | 10.91 | 99.7 |
| IMH 2 | 47.5 | 58.09 | 1.41 | 26.44 | 1.78 | 0.00 | 0.75 | 0.00 | 0.04 | 2.73 | 0.06 | 7.81 | 99.1 |
| IMH 2a | 48 | 51.46 | 1.31 | 25.47 | 6.73 | 0.02 | 1.10 | 0.07 | 0.11 | 2.67 | 0.08 | 10.69 | 99.7 |
| IMH 3 | 52 | 60.59 | 1.37 | 18.61 | 7.33 | 0.03 | 0.97 | 0.23 | 0.08 | 2.18 | 0.05 | 8.54 | 100.0 |
| IMH 4 | 54 | 89.36 | 0.36 | 5.08 | 3.00 | 0.01 | 0.08 | 0.06 | 0.00 | 0.65 | 0.01 | 1.43 | 100.0 |
| IMH 6 | 55 | 54.22 | 0.42 | 4.53 | 25.92 | 0.83 | 0.67 | 10.71 | 0.02 | 0.62 | 6.77 | 1.43 | 104.7 |
| IMH 9 | 60 | 80.63 | 1.02 | 5.97 | 6.85 | 0.01 | 0.73 | 1.22 | 0.00 | 0.65 | 0.02 | 3.10 | 100.2 |
| IMH 9b | 61.5 | 88.53 | 0.26 | 3.25 | 2.83 | 0.01 | 0.08 | 0.07 | 0.00 | 0.43 | 0.01 | 1.30 | 96.8 |
| IMH 10a | 63.5 | 96.18 | 0.12 | 1.17 | 1.52 | 0.00 | 0.07 | 0.07 | 0.00 | 0.04 | 0.02 | 0.97 | 100.2 |
| IMH 13a | 73 | 83.42 | 0.52 | 2.92 | 10.02 | 0.03 | 0.05 | 0.43 | 0.00 | 0.16 | 0.06 | 3.17 | 100.8 |
| IMH 14b | 76.5 | 96.47 | 0.22 | 1.26 | 1.17 | 0.02 | 0.08 | 0.21 | 0.00 | 0.14 | 0.02 | 0.75 | 100.3 |
| IMH 14c | 82.5 | 72.08 | 2.19 | 14.13 | 3.96 | 0.00 | 0.46 | 0.16 | 0.00 | 2.13 | 0.06 | 5.18 | 100.4 |
| IMH 15 | 84 | 81.91 | 4.42 | 3.82 | 5.41 | 0.01 | 0.62 | 0.21 | 0.00 | 0.29 | 0.14 | 2.57 | 99.4 |
| IMH 15a | 86 | 79.56 | 0.47 | 7.70 | 7.11 | 0.00 | 0.56 | 0.24 | 0.00 | 1.35 | 0.02 | 3.65 | 100.6 |
| IMH 15c | 93 | 73.60 | 0.94 | 12.24 | 5.89 | 0.00 | 0.68 | 0.16 | 0.00 | 2.29 | 0.03 | 4.56 | 100.4 |
| IMH 15d | 95.5 | 38.03 | 0.65 | 8.90 | 11.58 | 0.16 | 0.88 | 31.24 | 0.00 | 1.11 | 22.30 | 2.95 | 117.8 |
| IMH 15g | 98.5 | 80.69 | 0.98 | 6.59 | 7.24 | 0.05 | 0.43 | 0.28 | 0.03 | 1.27 | 0.03 | 2.84 | 100.4 |
| IMH 16 | 100.5 | 75.15 | 1.02 | 5.60 | 11.28 | 0.23 | 0.52 | 1.12 | 0.00 | 0.99 | 0.68 | 3.30 | 99.9 |
| IMH 18 | 102 | 94.12 | 0.36 | 1.27 | 2.76 | 0.12 | 0.03 | 0.28 | 0.00 | 0.09 | 0.01 | 1.66 | 100.7 |
| IMH 19a | 111 | 93.68 | 0.26 | 2.32 | 2.52 | 0.00 | 0.12 | 0.22 | 0.00 | 0.29 | 0.02 | 1.37 | 100.8 |
| IMH 20T | 116.5 | 52.43 | 0.78 | 3.43 | 22.61 | 0.13 | 0.33 | 13.71 | 0.00 | 0.58 | 9.04 | 2.61 | 105.7 |
| IMH 21a | 121 | 97.41 | 0.59 | 2.96 | 4.93 | 0.04 | 0.21 | 0.74 | 0.00 | 0.51 | 0.10 | 1.30 | 108.8 |
| IMH 23 | 126 | 91.60 | 1.11 | 2.35 | 2.24 | 0.00 | 0.00 | 0.44 | 0.00 | 0.36 | 0.03 | 2.04 | 100.2 |
| IMH 24 | 127 | 84.03 | 0.74 | 4.28 | 7.18 | 0.03 | 0.19 | 0.31 | 0.00 | 0.73 | 0.08 | 2.39 | 100.0 |
| IMH 25 | 129 | 56.33 | 0.72 | 8.84 | 6.69 | 0.08 | 0.26 | 14.80 | 0.09 | 1.26 | 10.65 | 5.55 | 105.3 |

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Whole-rock analysis of major elements (oxide wt.%) with the integration of LOI | | | | | | | | | | | |
|------------|----------------------|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|-------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | LOI | Total |
| IMH 26 | 131 | 40.83 | 0.67 | 7.09 | 28.17 | 0.06 | 0.25 | 6.52 | 0.00 | 0.51 | 10.39 | 9.16 | 103.7 |
| IMH 28 | 136.5 | 57.72 | 1.57 | 24.63 | 2.23 | 0.00 | 0.50 | 0.23 | 0.00 | 2.90 | 0.09 | 9.44 | 99.3 |
| IMH 29b | 138.5 | 81.72 | 1.00 | 6.33 | 4.30 | 0.00 | 0.27 | 0.77 | 0.00 | 1.28 | 0.10 | 4.21 | 100.0 |
| IMH 30 | 156 | 93.39 | 0.08 | 0.77 | 0.59 | 0.00 | 0.00 | 0.11 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.67 | 95.6 |
| IMH 30b | 160 | 96.62 | 1.00 | 0.28 | 2.15 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.65 | 100.7 |
| IMH 32c | 168.5 | 84.94 | 0.80 | 4.10 | 7.04 | 0.02 | 0.19 | 0.14 | 0.00 | 0.59 | 0.02 | 2.60 | 100.4 |
| IMH 33 | 174.5 | 72.44 | 1.55 | 11.17 | 7.82 | 0.01 | 0.33 | 0.15 | 0.00 | 1.46 | 0.04 | 5.06 | 100.0 |
| IMH 35 | 177 | 87.88 | 0.09 | 2.95 | 5.94 | 0.03 | 0.06 | 0.19 | 0.00 | 0.34 | 0.12 | 2.79 | 100.4 |
| IMH 36 | 182 | 96.58 | 0.15 | 1.60 | 0.60 | 0.00 | 0.00 | 0.17 | 0.00 | 0.01 | 0.06 | 1.04 | 100.2 |
| IMH 37 | 185.5 | 96.52 | 0.07 | 0.97 | 0.50 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.04 | 0.02 | 0.67 | 98.8 |
| IMH 38 | 191 | 96.51 | 0.09 | 2.38 | 0.25 | 0.01 | 0.00 | 0.11 | 0.00 | 0.03 | 0.06 | 1.15 | 100.6 |
| IMH 38' | 193 | 97.85 | 0.09 | 0.93 | 0.90 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.04 | 0.02 | 0.76 | 100.6 |
| IMH 40 | 197 | 97.62 | 0.62 | 0.60 | 0.32 | 0.01 | 0.00 | 0.54 | 0.00 | 0.01 | 0.14 | 0.75 | 100.6 |
| IMH 41 | 207 | 99.15 | 0.34 | 0.43 | 0.25 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.47 | 100.7 |
| IMH 44a | 220 | 80.45 | 0.27 | 3.83 | 9.07 | 0.27 | 0.43 | 0.37 | 0.00 | 0.41 | 0.09 | 3.22 | 98.4 |
| IMH 44b | 220.5 | 96.50 | 0.25 | 1.62 | 1.32 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.12 | 0.02 | 0.96 | 100.8 |
| IMH 45 | 224 | 87.50 | 0.71 | 4.29 | 4.47 | 0.00 | 0.07 | 0.33 | 0.00 | 0.44 | 0.06 | 2.56 | 100.4 |
| IMH 46 | 238.5 | 98.18 | 0.29 | 0.45 | 0.66 | 0.00 | 0.00 | 0.43 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.72 | 100.8 |
| IMH 47 | 241 | 59.14 | 0.36 | 1.68 | 36.12 | 0.04 | 0.13 | 0.42 | 0.00 | 0.02 | 0.03 | 2.92 | 100.9 |
| IMH 51 | 245.5 | 93.38 | 0.07 | 0.82 | 2.32 | 0.01 | 0.00 | 1.81 | 0.00 | 0.01 | 0.07 | 2.16 | 100.7 |
| IMH 55 | 251 | 95.09 | 0.21 | 1.37 | 1.84 | 0.00 | 0.00 | 0.32 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 1.18 | 100.0 |
| IMH 58 | 255.3 | 93.54 | 0.35 | 2.22 | 1.23 | 0.00 | 0.00 | 0.63 | 0.00 | 0.08 | 0.02 | 2.05 | 100.1 |
| IMH 59 | 255.5 | 84.21 | 1.03 | 5.61 | 5.67 | 0.00 | 0.00 | 0.43 | 0.00 | 0.12 | 0.04 | 3.03 | 100.1 |
| IMH 60b | 258 | 90.93 | 0.04 | 0.51 | 6.65 | 0.01 | 0.00 | 0.10 | 0.00 | 0.01 | 0.07 | 1.45 | 99.7 |
| IMH 61 | 259 | 99.17 | 0.12 | 0.37 | 0.30 | 0.00 | 0.00 | 0.33 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.92 | 101.2 |
| IMH 64 | 267.5 | 98.65 | 0.14 | 0.43 | 0.53 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 1.09 | 100.9 |
| IMH 66 | 268 | 97.47 | 0.16 | 1.07 | 0.74 | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.75 | 100.3 |
| IMH 68 | 274 | 87.45 | 0.54 | 7.14 | 0.21 | 0.00 | 0.00 | 0.22 | 0.00 | 0.10 | 0.02 | 3.87 | 99.6 |
| IMH 68a | 275 | 95.20 | 0.32 | 1.68 | 1.89 | 0.00 | 0.00 | 0.32 | 0.00 | 0.03 | 0.02 | 1.36 | 100.8 |
| IMH 69a | 283.5 | 67.62 | 1.52 | 19.88 | 0.74 | 0.00 | 0.18 | 0.28 | 0.04 | 1.26 | 0.05 | 8.34 | 99.9 |
| IMH 70 | 284 | 49.92 | 1.30 | 16.22 | 23.99 | 0.01 | 0.26 | 0.12 | 0.00 | 1.14 | 0.05 | 6.91 | 99.9 |
| IMH 72a | 302 | 97.18 | 0.06 | 0.64 | 0.43 | 0.01 | 0.00 | 0.29 | 0.00 | 0.01 | 0.14 | 0.75 | 99.5 |
| IMH 73 | 317.5 | 94.11 | 0.63 | 3.04 | 0.14 | 0.00 | 0.00 | 0.56 | 0.00 | 0.17 | 0.02 | 2.02 | 100.7 |
| IMH 74a | 331 | 97.41 | 0.89 | 0.78 | 0.41 | 0.00 | 0.00 | 0.61 | 0.00 | 0.05 | 0.02 | 1.03 | 101.2 |
| IMH 75 | 335 | 96.51 | 0.08 | 0.95 | 1.42 | 0.01 | 0.00 | 0.11 | 0.00 | 0.05 | 0.04 | 1.05 | 100.2 |
| IMH 77 | 338 | 80.35 | 1.10 | 7.35 | 6.22 | 0.01 | 0.09 | 0.22 | 0.00 | 0.62 | 0.03 | 4.20 | 100.2 |
| IMH 78b | 355 | 97.22 | 0.09 | 1.03 | 0.65 | 0.00 | 0.00 | 0.12 | 0.00 | 0.03 | 0.02 | 0.90 | 100.1 |
| IMH 79 | 362 | 96.29 | 0.48 | 1.53 | 1.09 | 0.00 | 0.00 | 0.39 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 1.53 | 101.3 |
| IMH 80b | 370 | 98.09 | 0.09 | 0.90 | 0.56 | 0.00 | 0.00 | 0.56 | 0.00 | 0.03 | 0.01 | 1.19 | 101.4 |
| IMH 81 | 378 | 99.14 | 0.07 | 0.40 | 0.89 | 0.00 | 0.00 | 0.19 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.63 | 101.4 |

Annexe 3b: Résultats de l'analyse géochimique des éléments majeurs, TAJ – section 2.

| | | Western Tassili n'Ajjer - Oued Tadjeradjeri (section 2) | | | | | | | | | | | |
|------------|----------------------|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|-------|
| Sample N°. | Outcrop position (m) | Whole-rock analysis of major elements (oxide wt.%) with the integration of LOI | | | | | | | | | | | |
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | LOI | Total |
| InTaf 1 | 0.5 | 99.99 | 0.15 | 0.20 | 0.37 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.31 | 101.0 |
| InTaf 2 | 1 | 51.08 | 1.19 | 29.69 | 1.52 | 0.00 | 0.48 | 0.00 | 0.00 | 3.47 | 0.09 | 11.80 | 99.3 |
| TAJ 0 | 3 | 48.76 | 1.11 | 28.04 | 1.98 | 0.01 | 0.98 | 0.02 | 0.00 | 3.40 | 0.06 | 14.41 | 98.8 |
| TAJ1 | 5 | 47.24 | 1.10 | 25.13 | 6.79 | 0.03 | 1.10 | 0.15 | 0.01 | 2.49 | 0.10 | 15.72 | 99.9 |
| TAJ1' | 5.5 | 20.03 | 0.33 | 6.77 | 5.49 | 0.27 | 1.74 | 27.35 | 0.00 | 0.79 | 0.08 | 26.96 | 89.8 |
| TAJ2 | 9 | 47.61 | 1.11 | 27.44 | 2.11 | 0.01 | 0.56 | 0.06 | 0.00 | 2.73 | 0.08 | 17.19 | 98.9 |
| TAJ3 | 13 | 53.47 | 1.21 | 25.62 | 2.53 | 0.00 | 0.51 | 0.05 | 0.11 | 2.76 | 0.11 | 12.92 | 99.3 |
| NCH* | 19 | | | | | | | | | | | | |
| TAJ4 | 21 | 53.58 | 1.27 | 27.76 | 1.63 | 0.00 | 0.69 | 0.02 | 0.13 | 2.65 | 0.05 | 11.47 | 99.2 |

Annexe 3c: Résultats de l'analyse géochimique des éléments majeurs, TAG – section 3.

| | | Western Tassili n'Ajjer - Oued Taghagh (section 3) | | | | | | | | | | | |
|------------|----------------------|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|-------|
| Sample N°. | Outcrop position (m) | Whole-rock analysis of major elements (oxide wt.%) with the integration of LOI | | | | | | | | | | | |
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | LOI | Total |
| TAG 1 | 0.7 | 46.65 | 1.14 | 26.80 | 7.59 | 0.07 | 1.95 | 0.20 | 0.06 | 3.40 | 0.16 | 11.44 | 99.46 |
| TAG 1a' | 1.5 | 9.50 | 0.15 | 3.38 | 3.54 | 0.87 | 1.01 | 35.99 | 0.00 | 0.44 | 0.04 | 35.45 | 90.35 |
| TAG 1b | 2 | 47.23 | 1.05 | 25.23 | 6.66 | 0.02 | 1.53 | 0.03 | 0.10 | 2.84 | 0.10 | 14.33 | 99.12 |
| TAG 1c | 3 | 46.38 | 1.10 | 26.28 | 7.49 | 0.04 | 1.85 | 0.11 | 0.03 | 3.21 | 0.11 | 12.31 | 98.93 |
| TAG 1d | 4 | 40.75 | 1.12 | 23.62 | 7.97 | 0.03 | 1.64 | 0.10 | 0.01 | 2.91 | 0.13 | 13.98 | 92.28 |
| TAG 1e | 5 | 45.86 | 1.17 | 26.50 | 7.32 | 0.04 | 1.92 | 0.08 | 0.08 | 3.23 | 0.12 | 13.18 | 99.50 |
| TAG 2-16 | 6 | 44.21 | 1.10 | 26.88 | 8.46 | 0.07 | 1.74 | 0.87 | 0.05 | 2.89 | 0.23 | 11.87 | 98.38 |
| TAG 2a | 7 | 49.09 | 1.01 | 24.54 | 6.64 | 0.03 | 1.55 | 0.05 | 0.36 | 2.94 | 0.10 | 12.81 | 99.12 |
| TAG 2b | 8 | 45.54 | 1.01 | 25.43 | 7.10 | 0.03 | 1.72 | 0.11 | 0.15 | 3.13 | 0.10 | 15.20 | 99.53 |
| TAG 2c | 9 | 46.13 | 1.09 | 26.94 | 7.42 | 0.04 | 1.72 | 0.18 | 0.10 | 3.00 | 0.15 | 13.07 | 99.83 |
| TAG 2c' | 9.5 | 43.92 | 1.13 | 26.71 | 8.36 | 0.05 | 1.76 | 0.28 | 0.12 | 2.98 | 0.19 | 14.03 | 99.54 |
| TAG 3e | 10 | 48.22 | 1.16 | 26.94 | 6.39 | 0.05 | 1.72 | 0.35 | 0.14 | 3.19 | 0.24 | 10.84 | 99.25 |
| TAG 3-16 | 15 | 45.11 | 0.98 | 24.59 | 6.89 | 0.02 | 1.50 | 0.12 | 0.17 | 2.82 | 0.12 | 16.73 | 99.05 |
| TAG 3a | 16.5 | 43.39 | 0.94 | 24.65 | 7.07 | 0.03 | 1.57 | 0.15 | 0.12 | 2.89 | 0.10 | 17.89 | 98.79 |
| TAG 3b | 17.5 | 52.90 | 1.15 | 26.71 | 2.37 | 0.01 | 0.78 | 0.00 | 0.24 | 3.21 | 0.04 | 11.75 | 99.17 |
| NCH* | 20 | | | | | | | | | | | | |
| TAG 3c | 21 | 17.60 | 0.34 | 7.60 | 4.54 | 0.35 | 1.19 | 31.73 | 0.00 | 0.96 | 0.04 | 30.20 | 94.54 |
| TAG 3d | 24 | 48.95 | 1.13 | 26.57 | 7.83 | 0.02 | 1.58 | 0.21 | 0.27 | 3.04 | 0.10 | 9.80 | 99.50 |
| TAG 3e | 30 | 47.34 | 1.09 | 25.94 | 7.36 | 0.02 | 1.57 | 0.16 | 0.26 | 3.00 | 0.09 | 12.20 | 99.03 |
| TAG 4 | 34 | 46.80 | 1.05 | 28.23 | 6.88 | 0.02 | 1.60 | 0.15 | 0.15 | 2.86 | 0.15 | 11.49 | 99.39 |
| TAG 4a | 37 | 45.00 | 1.06 | 25.93 | 9.21 | 0.08 | 1.92 | 0.44 | 0.16 | 2.89 | 0.12 | 12.25 | 99.07 |
| TAG 4b | 40 | 44.97 | 0.97 | 25.85 | 7.77 | 0.03 | 1.76 | 0.12 | 0.09 | 2.91 | 0.11 | 14.54 | 99.11 |
| TAG 4c | 42 | 54.04 | 1.05 | 21.11 | 10.06 | 0.22 | 1.40 | 0.41 | 0.38 | 2.39 | 0.14 | 9.10 | 100.3 |
| NCH* | 43 | | | | | | | | | | | | |

Annexe 4a: Résultats de l'analyse géochimique des éléments traces, IMH – section 1.

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Eastern Tassili n'Ajjer - Oued Imihrou IMH (section 1) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------|----------------------|--|-----|----|----|----|----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|----|--------|-----|
| | | Analysis of trace elements (ppm) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | Co | Cu | Ga | Nb | Ni | Pb | Rb | Sr | Th | U | Y | Zn | Zr | Ba | Ce | Cl | Cr | S | V |
| ALT 1 | 2 | 6 | 24 | 34 | 29 | 17 | 41 | 142 | 94 | 26 | 8 | 31 | 24 | 169 | 717 | 158 | 301 | 59 | 25226 | 140 |
| ALT 1b | 11 | 10 | 86 | 34 | 27 | 37 | 36 | 148 | 79 | 15 | 12 | 38 | 46 | 152 | 375 | 164 | 76 | 70 | 24517 | 241 |
| ALT 1c | 12 | 7 | 25 | 30 | 32 | 15 | 23 | 137 | 82 | 16 | 9 | 36 | 24 | 190 | 486 | 164 | 55 | 60 | 8351 | 146 |
| ALT 1d | 12.5 | 13 | 45 | 33 | 29 | 31 | 41 | 137 | 77 | 18 | 9 | 35 | 59 | 168 | 430 | 167 | 87 | 71 | 19587 | 157 |
| ALT 1e | 13 | 5 | 8 | 18 | 28 | 8 | 16 | 78 | 50 | 13 | 6 | 37 | 14 | 342 | 347 | 92 | 420 | 30 | 13937 | 94 |
| ALT 1f | 14 | 15 | 37 | 32 | 28 | 37 | 37 | 130 | 73 | 19 | 7 | 34 | 106 | 174 | 451 | 152 | 102 | 69 | 18899 | 143 |
| ALT 1g | 15 | 7 | 22 | 34 | 30 | 19 | 51 | 144 | 108 | 29 | 8 | 32 | 28 | 180 | 620 | 174 | 933 | 66 | 17174 | 142 |
| NCH* | 19 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| ALT 1h | 22 | 21 | 64 | 33 | 26 | 56 | 34 | 138 | 71 | 14 | 9 | 32 | 85 | 127 | 457 | 141 | 57 | 60 | 37343 | 155 |
| ALT 2 | 25 | 7 | 4 | 3 | 11 | 9 | 12 | 10 | 24 | 2 | 4 | 7 | 30 | 138 | 34 | 27 | 62 | 5 | 12403 | 13 |
| ALT 2a | 29 | 7 | 19 | 34 | 27 | 23 | 22 | 154 | 83 | 23 | 8 | 33 | 41 | 130 | 424 | 161 | 95 | 68 | 1875 | 153 |
| ALT 2b | 35 | 16 | 39 | 30 | 27 | 46 | 31 | 120 | 72 | 15 | 11 | 36 | 73 | 133 | 412 | 147 | 66 | 52 | 53958 | 157 |
| ALT 3-14 | 40 | 11 | 33 | 30 | 30 | 31 | 33 | 121 | 69 | 19 | 6 | 33 | 64 | 242 | 616 | 146 | 83 | 61 | 18290 | 133 |
| ALT 3-15 | 41 | 10 | 96 | 37 | 29 | 36 | 40 | 154 | 97 | 22 | 35 | 39 | 95 | 141 | 499 | 183 | 79 | 78 | 4962 | 238 |
| ALT 3 | 42 | 20 | 105 | 29 | 26 | 59 | 36 | 128 | 59 | 15 | 5 | 85 | 131 | 190 | 387 | 134 | 49 | 56 | 33143 | 144 |
| ALT 4 | 44 | 15 | 36 | 28 | 28 | 44 | 33 | 120 | 60 | 14 | 8 | 37 | 89 | 273 | 563 | 125 | 34 | 52 | 16084 | 131 |
| ALT 6a | 45 | 7 | 32 | 31 | 30 | 17 | 36 | 114 | 71 | 17 | 9 | 35 | 28 | 263 | 448 | 144 | 51 | 60 | 19120 | 140 |
| ALT 6b | 45.5 | 17 | 18 | 29 | 28 | 46 | 35 | 127 | 68 | 11 | 7 | 38 | 84 | 252 | 422 | 143 | 29 | 55 | 21209 | 132 |
| ALT 7 | 46 | 24 | 36 | 25 | 25 | 49 | 25 | 121 | 61 | 14 | 4 | 45 | 99 | 217 | 350 | 131 | 61 | 77 | 9967 | 156 |
| IMH 0c | 46.5 | 7 | 33 | 35 | 27 | 29 | 25 | 163 | 127 | 26 | 7 | 30 | 32 | 141 | 485 | 166 | 54 | 70 | 137 | 147 |
| IMH 1a | 47 | 7 | 27 | 38 | 30 | 69 | 35 | 144 | 96 | 21 | 7 | 36 | 38 | 195 | 453 | 177 | 185 | 75 | 573 | 143 |
| IMH 2 | 47.5 | 6 | 25 | 35 | 34 | 31 | 35 | 136 | 79 | 20 | 7 | 35 | 24 | 290 | 417 | 166 | 512 | 66 | 4545 | 142 |
| IMH 2a | 48 | 18 | 38 | 34 | 32 | 52 | 20 | 139 | 79 | 17 | 5 | 37 | 115 | 265 | 387 | 143 | 854 | 75 | 82 | 171 |
| IMH 3 | 52 | 14 | 27 | 24 | 32 | 38 | 25 | 106 | 67 | 17 | 5 | 36 | 146 | 422 | 348 | 92 | 645 | 58 | 216 | 138 |
| IMH 4 | 54 | 7 | 10 | 7 | 14 | 14 | 20 | 29 | 21 | 3 | 3 | 11 | 94 | 122 | 177 | 30 | 204 | 8 | 557 | 37 |
| IMH 6 | 55 | 18 | 21 | -5 | 11 | 33 | 10 | 31 | 287 | -5 | -10 | 233 | 17 | 177 | 263 | 1106 | 291 | 46 | -74309 | -13 |
| IMH 9 | 60 | 9 | 11 | 9 | 24 | 27 | 17 | 30 | 80 | 16 | 4 | 34 | 37 | 840 | 142 | 55 | 579 | 11 | 31149 | 70 |
| IMH 9b | 61.5 | 7 | 8 | 5 | 12 | 9 | 15 | 21 | 26 | 3 | 4 | 10 | 68 | 164 | 111 | 24 | 87 | 8 | 99 | 24 |

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Analysis of trace elements (ppm) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------|----------------------|----------------------------------|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|----|-----|-----|------|-----|------|-----|----|---------|------|
| | | Co | Cu | Ga | Nb | Ni | Pb | Rb | Sr | Th | U | Y | Zn | Zr | Ba | Ce | Cl | Cr | S | V |
| IMH 10a2 | 63.5 | 5 | 11 | 3 | 10 | 7 | 12 | 10 | 37 | 1 | 3 | 6 | 31 | 72 | 51 | 37 | 78 | 5 | -247 | 13 |
| IMH 13a | 73 | 25 | 13 | 2 | 15 | 28 | 77 | 16 | 35 | 4 | 0 | 19 | 302 | 337 | 95 | 33 | 203 | 10 | 6466 | 47 |
| IMH 14b | 76.5 | 6 | 2 | 3 | 11 | 5 | 11 | 12 | 23 | 2 | 5 | 7 | 15 | 170 | 63 | 22 | 63 | 7 | 279 | 13 |
| IMH 14c | 82.5 | 11 | 22 | 16 | 40 | 31 | 26 | 78 | 67 | 48 | 13 | 101 | 46 | 2405 | 357 | 172 | 93 | 40 | 543 | 111 |
| IMH 15 | 84 | 11 | 12 | 5 | 70 | 22 | 21 | 18 | 85 | 161 | 30 | 197 | 43 | 7473 | 192 | 439 | 207 | 30 | -216 | 41 |
| IMH 15a | 86 | 10 | 21 | 9 | 15 | 20 | 38 | 45 | 58 | 4 | 0 | 15 | 48 | 219 | 201 | 46 | 215 | 11 | 566 | 70 |
| IMH 15c | 93 | 11 | 24 | 14 | 22 | 26 | 24 | 76 | 56 | 10 | 4 | 31 | 46 | 422 | 312 | 74 | 73 | 19 | 176 | 81 |
| IMH 15d | 95.5 | 14 | 13 | 5 | 15 | 35 | 14 | 52 | 431 | -2 | -3 | 456 | 27 | 223 | 413 | 2070 | 387 | 54 | -4372 | -174 |
| IMH 15g | 98.5 | 11 | 14 | 9 | 22 | 18 | 20 | 40 | 66 | 13 | 3 | 31 | 38 | 737 | 171 | 62 | 67 | 14 | -291 | 81 |
| IMH 16 | 100.5 | 13 | 13 | 4 | 21 | 22 | 21 | 37 | 70 | 23 | 4 | 66 | 49 | 1210 | 206 | 161 | 394 | 22 | 439 | 60 |
| IMH 18 | 102 | 8 | 5 | 3 | 13 | 13 | 18 | 12 | 40 | 2 | 3 | 10 | 32 | 241 | 183 | 36 | 125 | 12 | 319 | 37 |
| IMH 19a | 111 | 6 | 4 | 5 | 12 | 12 | 11 | 17 | 40 | 4 | 4 | 10 | 23 | 188 | 106 | 31 | 187 | 8 | 1337 | 20 |
| IMH 20T | 116.5 | 37 | 21 | -7 | 15 | 41 | 31 | 27 | 292 | 1 | -4 | 172 | 111 | 641 | 274 | 1128 | 162 | 25 | -11720 | -45 |
| IMH 21a | 121 | 9 | 12 | 4 | 16 | 12 | 17 | 22 | 38 | 11 | 3 | 19 | 29 | 354 | 97 | 68 | 150 | 10 | -232 | 71 |
| IMH 23 | 126 | 7 | 7 | 4 | 24 | 15 | 14 | 19 | 55 | 32 | 8 | 47 | 44 | 1516 | 123 | 108 | 65 | 11 | 13643 | 47 |
| IMH 24 | 127 | 12 | 17 | 6 | 19 | 34 | 29 | 32 | 39 | 6 | 2 | 26 | 105 | 408 | 144 | 41 | 85 | 11 | -133 | 54 |
| IMH 25 | 129 | 12 | 32 | 9 | 20 | 49 | 16 | 58 | 374 | 6 | 0 | 612 | 103 | 427 | 387 | 3269 | 284 | 38 | -134140 | -83 |
| IMH 26 | 131 | 65 | 79 | -8 | 15 | 70 | 62 | 38 | 237 | 3 | -3 | 542 | 174 | 703 | 244 | 1882 | 328 | 22 | -75142 | -86 |
| IMH 28 | 136.5 | 7 | 11 | 33 | 34 | 25 | 22 | 138 | 119 | 19 | 8 | 45 | 44 | 385 | 389 | 168 | 648 | 78 | -237 | 147 |
| IMH 29b | 138.5 | 6 | 20 | 12 | 24 | 9 | 15 | 51 | 118 | 12 | 3 | 37 | 17 | 590 | 225 | 101 | 100 | 19 | 9957 | 66 |
| IMH 30 | 156 | 5 | 3 | 3 | 10 | 5 | 15 | 10 | 17 | 2 | 4 | 7 | 35 | 66 | 49 | 25 | 116 | 6 | 103 | 4 |
| IMH 30b | 160 | 5 | 3 | 2 | 18 | 5 | 41 | 9 | 39 | 11 | 6 | 20 | 20 | 683 | 56 | 61 | 55 | 5 | -235 | 33 |
| IMH 32c | 168.5 | 13 | 26 | 5 | 16 | 17 | 11 | 18 | 76 | 5 | 2 | 20 | 25 | 543 | 119 | 55 | 135 | 6 | -30 | 59 |
| IMH 33 | 174.5 | 15 | 22 | 14 | 27 | 30 | 24 | 49 | 123 | 13 | 4 | 36 | 52 | 695 | 201 | 105 | 63 | 25 | -165 | 115 |
| IMH 35 | 177 | 18 | 14 | 5 | 9 | 17 | 20 | 11 | 76 | 0 | 2 | 10 | 367 | 51 | 58 | 48 | 499 | 7 | 1193 | 82 |
| IMH 36 | 182 | 4 | 3 | 4 | 10 | 9 | 9 | 9 | 30 | 3 | 3 | 6 | 22 | 114 | 29 | 29 | 97 | 5 | -79 | 10 |
| IMH 37 | 185.5 | 8 | 16 | 4 | 10 | 7 | 14 | 11 | 19 | 1 | 3 | 8 | 27 | 50 | 24 | 38 | 96 | 6 | -194 | 8 |
| IMH 38 | 191 | 7 | 3 | 5 | 10 | 8 | 10 | 11 | 20 | 3 | 4 | 5 | 23 | 76 | 55 | 28 | 61 | 9 | -282 | 8 |
| IMH 38' | 193 | 5 | 2 | 3 | 10 | 9 | 21 | 12 | 17 | 3 | 5 | 6 | 17 | 52 | 49 | 26 | 71 | 8 | -104 | 12 |

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Analysis of trace elements (ppm) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------|----------------------|----------------------------------|----|----|----|----|-----|----|-----|-----|-----|----|-----|------|-----|-----|-----|----|-------|-----|
| | | Co | Cu | Ga | Nb | Ni | Pb | Rb | Sr | Th | U | Y | Zn | Zr | Ba | Ce | Cl | Cr | S | V |
| IMH 40 | 197 | 7 | 10 | 3 | 17 | 10 | 17 | 10 | 31 | 13 | 5 | 9 | 16 | 802 | 50 | 45 | 77 | 8 | -178 | 30 |
| IMH 41 | 207 | 5 | 1 | 3 | 13 | 11 | 11 | 10 | 26 | 5 | 4 | 9 | 6 | 482 | 36 | 30 | 43 | 17 | -533 | 15 |
| IMH 44a | 220 | 22 | 20 | 5 | 11 | 29 | 414 | 15 | 160 | 4 | 1 | 34 | 586 | 119 | 126 | 85 | 124 | 28 | 12 | 202 |
| IMH 44b | 220.5 | 5 | 5 | 4 | 11 | 6 | 10 | 11 | 27 | 0 | 4 | 8 | 37 | 99 | 41 | 24 | 72 | 5 | -581 | 13 |
| IMH 45 | 224 | 9 | 5 | 8 | 18 | 12 | 15 | 24 | 112 | 7 | 4 | 26 | 51 | 323 | 240 | 82 | 103 | 18 | 3 | 126 |
| IMH 46 | 238.5 | 5 | 5 | 2 | 12 | 6 | 24 | 9 | 49 | 3 | 4 | 7 | 8 | 211 | 48 | 26 | 46 | 6 | -119 | 14 |
| IMH 47 | 241 | 15 | 19 | -8 | 9 | 16 | 32 | 8 | 42 | -10 | -12 | 12 | 55 | 266 | 43 | 10 | 165 | 10 | 1995 | 134 |
| IMH 51 | 245.5 | 8 | 12 | 3 | 9 | 10 | 15 | 10 | 20 | 2 | 3 | 7 | 90 | 82 | 80 | 25 | 77 | 7 | -76 | 16 |
| IMH 55 | 251 | 5 | 7 | 4 | 12 | 7 | 33 | 9 | 30 | 3 | 3 | 23 | 22 | 294 | 65 | 37 | 39 | 7 | -364 | 23 |
| IMH 58 | 255.3 | 6 | 2 | 5 | 14 | 9 | 16 | 12 | 42 | 5 | 4 | 9 | 27 | 459 | 58 | 28 | 137 | 8 | 11576 | 25 |
| IMH 59 | 255.5 | 5 | 4 | 9 | 22 | 13 | 81 | 13 | 47 | 11 | 3 | 20 | 36 | 1033 | 79 | 56 | 87 | 18 | 113 | 75 |
| IMH 60b | 258 | 8 | 12 | 1 | 9 | 9 | 43 | 10 | 24 | 0 | 1 | 6 | 150 | 39 | 111 | 18 | 81 | 6 | 78 | 4 |
| IMH 61 | 259 | 5 | 6 | 4 | 11 | 5 | 11 | 9 | 21 | 2 | 4 | 8 | 15 | 138 | 128 | 16 | 66 | 6 | 9393 | 4 |
| IMH 64 | 267.5 | 5 | 3 | 3 | 11 | 3 | 15 | 9 | 12 | 4 | 4 | 8 | 15 | 155 | 37 | 25 | 158 | 5 | -527 | 7 |
| IMH 66 | 268 | 5 | 21 | 3 | 11 | 8 | 10 | 9 | 18 | 3 | 3 | 6 | 23 | 130 | 47 | 23 | 102 | 8 | -300 | 13 |
| IMH 68 | 274 | 5 | 0 | 11 | 16 | 11 | 12 | 12 | 47 | 7 | 5 | 11 | 26 | 457 | 89 | 48 | 570 | 12 | 6440 | 52 |
| IMH 68a | 275 | 6 | 5 | 4 | 13 | 6 | 12 | 10 | 26 | 6 | 3 | 7 | 27 | 341 | 62 | 26 | 111 | 7 | 3573 | 20 |
| IMH 69a | 283.5 | 6 | 7 | 28 | 33 | 15 | 56 | 53 | 113 | 23 | 8 | 44 | 32 | 575 | 294 | 129 | 978 | 58 | -179 | 111 |
| IMH 70 | 284 | 9 | 76 | 17 | 26 | 25 | 154 | 48 | 90 | 12 | -4 | 36 | 54 | 530 | 301 | 70 | 334 | 32 | 520 | 983 |
| IMH 72a | 302 | 5 | 4 | 3 | 10 | 6 | 11 | 10 | 27 | 1 | 3 | 5 | 13 | 51 | 164 | 33 | 50 | 9 | -67 | 7 |
| IMH 73 | 317.5 | 5 | 3 | 6 | 17 | 3 | 18 | 15 | 30 | 6 | 4 | 19 | 10 | 454 | 140 | 55 | 66 | 11 | 627 | 42 |
| IMH 74a | 331 | 7 | 11 | 4 | 20 | 11 | 21 | 11 | 31 | 9 | 4 | 7 | 9 | 725 | 94 | 51 | 158 | 8 | 421 | 39 |
| IMH 75 | 335 | 7 | 8 | 3 | 10 | 11 | 9 | 12 | 21 | 3 | 3 | 6 | 51 | 43 | 60 | 37 | 126 | 9 | 3 | 10 |
| IMH 77 | 338 | 9 | 10 | 11 | 24 | 24 | 18 | 34 | 84 | 9 | 3 | 23 | 67 | 473 | 177 | 112 | 127 | 16 | 1186 | 93 |
| IMH 78b | 355 | 7 | 8 | 4 | 10 | 8 | 11 | 11 | 32 | 4 | 4 | 6 | 9 | 54 | 61 | 55 | 89 | 6 | 15 | 11 |
| IMH 79 | 362 | 5 | 1 | 3 | 14 | 7 | 10 | 10 | 36 | 8 | 5 | 9 | 7 | 477 | 46 | 53 | 249 | 6 | 12300 | 27 |
| IMH 80b | 370 | 5 | 1 | 4 | 10 | 5 | 11 | 11 | 9 | 4 | 4 | 8 | 14 | 90 | 42 | 20 | 64 | 8 | -186 | 9 |
| IMH 81 | 378 | 5 | 1 | 3 | 10 | 5 | 7 | 9 | 7 | 2 | 4 | 6 | 12 | 61 | 34 | 18 | 58 | 6 | -300 | 1 |

Annexe 4b: Résultats de l'analyse géochimique des éléments traces, TAJ – section 2.

| Sample N°. | Outcrop position (m) | Western Tassili n'Ajjer - Oued Tadjeradjeri (section 2) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------|----------------------|---|----|----|----|----|----|-----|-----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-------|-----|
| | | Analysis of trace elements (ppm) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | Co | Cu | Ga | Nb | Ni | Pb | Rb | Sr | Th | U | Y | Zn | Zr | Ba | Ce | Cl | Cr | S | V |
| InTaf 1 | 0.5 | 4 | 2 | 3 | 11 | 1 | 13 | 9 | 43 | 2 | 5 | 6 | 4 | 132 | 873 | 14 | 9 | 3 | 677 | 6 |
| InTaf 2 | 1 | 6 | 25 | 39 | 28 | 14 | 71 | 148 | 135 | 22 | 11 | 35 | 21 | 130 | 516 | 191 | 46 | 79 | 8775 | 167 |
| TAJ 0 | 3 | 17 | 43 | 35 | 27 | 51 | 23 | 164 | 83 | 19 | 8 | 33 | 100 | 122 | 492 | 163 | 37 | 70 | 15702 | 151 |
| TAJ1 | 5 | 31 | 35 | 31 | 26 | 70 | 35 | 134 | 65 | 17 | 4 | 47 | 159 | 146 | 373 | 135 | 36 | 71 | 32930 | 143 |
| TAJ1' | 5.5 | 30 | 15 | 4 | 12 | 50 | 18 | 44 | 103 | -1 | -3 | 91 | 153 | 45 | 190 | 57 | 110 | 58 | 37986 | 65 |
| TAJ2 | 9 | 13 | 27 | 35 | 25 | 41 | 29 | 141 | 82 | 18 | 10 | 32 | 55 | 120 | 486 | 157 | 23 | 65 | 26622 | 156 |
| TAJ3 | 13 | 6 | 26 | 34 | 28 | 25 | 39 | 133 | 77 | 21 | 7 | 31 | 24 | 201 | 487 | 154 | 41 | 66 | 20228 | 144 |
| NCH* | 19 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| TAJ4 | 21 | 6 | 21 | 35 | 31 | 21 | 24 | 124 | 93 | 18 | 8 | 30 | 24 | 207 | 424 | 165 | 819 | 66 | 4706 | 145 |

Annexe 4c: Résultats de l'analyse géochimique des éléments traces, TAG – section 3.

| Western Tassili n'Ajjer - Oued Taghagh (section 3) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|----------------------|----------------------------------|----|----|----|----|----|-----|-----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-------|-----|
| Sample N°. | Outcrop position (m) | Analysis of trace elements (ppm) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | Co | Cu | Ga | Nb | Ni | Pb | Rb | Sr | Th | U | Y | Zn | Zr | Ba | Ce | Cl | Cr | S | V |
| TAG 1 | 0.7 | 30 | 40 | 33 | 26 | 83 | 21 | 169 | 82 | 20 | 4 | 54 | 119 | 130 | 593 | 161 | 55 | 87 | 8231 | 159 |
| TAG 1a' | 1.5 | 12 | 15 | -1 | 10 | 19 | 11 | 31 | 228 | -8 | -5 | 43 | 48 | 21 | 114 | 37 | 100 | 59 | 871 | 42 |
| TAG 1b | 2 | 25 | 45 | 31 | 26 | 63 | 41 | 144 | 83 | 17 | 5 | 38 | 135 | 134 | 438 | 139 | 35 | 64 | 26957 | 144 |
| TAG 1c | 3 | 27 | 44 | 33 | 26 | 67 | 24 | 164 | 77 | 19 | 4 | 39 | 92 | 135 | 447 | 140 | 49 | 80 | 9336 | 163 |
| TAG 1d | 4 | 31 | 42 | 33 | 27 | 84 | 47 | 152 | 80 | 19 | 6 | 45 | 119 | 131 | 398 | 160 | 51 | 71 | 24374 | 158 |
| TAG 1e | 5 | 28 | 38 | 35 | 27 | 73 | 29 | 164 | 77 | 19 | 5 | 48 | 89 | 141 | 465 | 155 | 45 | 80 | 16262 | 165 |
| TAG 2-16 | 6 | 25 | 33 | 34 | 26 | 61 | 29 | 150 | 98 | 18 | 3 | 53 | 76 | 119 | 407 | 174 | 65 | 89 | 9303 | 160 |
| TAG 2a | 7 | 22 | 46 | 30 | 25 | 59 | 24 | 142 | 69 | 14 | 3 | 35 | 123 | 135 | 483 | 123 | 47 | 63 | 18757 | 145 |
| TAG 2b | 8 | 22 | 43 | 33 | 24 | 61 | 33 | 160 | 68 | 17 | 6 | 35 | 141 | 126 | 449 | 131 | 38 | 66 | 24405 | 158 |
| TAG 2c | 9 | 24 | 42 | 34 | 26 | 63 | 31 | 149 | 80 | 18 | 3 | 38 | 74 | 123 | 453 | 154 | 41 | 75 | 14884 | 156 |
| TAG 2c' | 9.5 | 23 | 39 | 33 | 26 | 61 | 29 | 149 | 85 | 17 | 3 | 42 | 72 | 121 | 438 | 167 | 39 | 80 | 17091 | 158 |
| TAG 3e | 10 | 18 | 30 | 34 | 27 | 48 | 22 | 154 | 80 | 17 | 6 | 43 | 67 | 136 | 486 | 167 | 52 | 86 | 5163 | 164 |
| TAG 3-16 | 15 | 25 | 53 | 31 | 24 | 74 | 45 | 142 | 71 | 14 | 7 | 38 | 88 | 126 | 417 | 133 | 43 | 59 | 31531 | 164 |
| TAG 3a | 16.5 | 27 | 56 | 31 | 23 | 72 | 35 | 146 | 96 | 18 | 6 | 36 | 94 | 113 | 552 | 128 | 39 | 59 | 33187 | 163 |
| TAG 3b | 17.5 | 8 | 25 | 34 | 28 | 29 | 28 | 158 | 71 | 17 | 9 | 34 | 45 | 150 | 522 | 150 | 30 | 66 | 6178 | 155 |
| NCH* | 20 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| TAG 3c | 21 | 10 | 18 | 5 | 12 | 20 | 16 | 50 | 215 | -2 | -4 | 19 | 54 | 44 | 181 | 32 | 64 | 77 | 10962 | 78 |
| TAG 3d | 24 | 23 | 44 | 33 | 26 | 65 | 37 | 153 | 95 | 17 | 5 | 33 | 82 | 142 | 458 | 125 | 47 | 72 | 18666 | 175 |
| TAG 3e | 30 | 26 | 46 | 34 | 26 | 70 | 36 | 154 | 75 | 16 | 5 | 31 | 80 | 140 | 443 | 115 | 48 | 72 | 17268 | 171 |
| TAG 4 | 34 | 20 | 39 | 35 | 25 | 59 | 29 | 153 | 76 | 18 | 5 | 37 | 81 | 112 | 423 | 138 | 48 | 77 | 9236 | 167 |
| TAG 4a | 37 | 21 | 35 | 32 | 25 | 55 | 27 | 154 | 68 | 15 | 3 | 34 | 367 | 118 | 400 | 122 | 50 | 96 | 4495 | 177 |
| TAG 4b | 40 | 27 | 33 | 32 | 24 | 65 | 34 | 158 | 66 | 16 | 3 | 41 | 104 | 109 | 418 | 130 | 75 | 74 | 20989 | 153 |
| TAG 4c | 42 | 16 | 28 | 24 | 25 | 38 | 19 | 115 | 65 | 12 | 2 | 41 | 135 | 235 | 369 | 98 | 62 | 88 | 4479 | 147 |
| NCH* | 43 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Annexe 5a: Résultats des analyses par DRX sur la fraction argileuse, IMH – section 1. Minéraux identifiés, cristallinité et ratio de l'illite.

| Eastern Tassili n'Ajjer - Oued Imihrou (section 1) | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|----------------------|---------------------------|--------------------------|------------------------------|----------------------|------------------|----------------------|----------------------|------------------|----------------------|----------------------|------------------|--|------|-------|------|
| Sample N°. | Outcrop position (m) | Clay fraction < 2µm | CIS-calibrated /C (Δ°2θ) | Illite Air-Dry (001) 2-Theta | Illite (001) D-Space | Illite Intensity | Illite (003) 2-Theta | Illite (003) D-Space | Illite Intensity | Illite (003) 2-Theta | Illite (003) D-Space | Illite Intensity | Illite ratio Ir [(001)/(003)AD]/ [(001)/(003)EG] | | | |
| ALT 1 | 2 | Kaolinite Illite | 1.30 | 10.12 | 10.14 | 2682 | 31.11 | 3.34 | 3587 | 10.14 | 10.12 | 2850 | 31.11 | 3.34 | 3799 | 1.00 |
| ALT 1b | 11 | Kaolinite Illite | 1.30 | 10.12 | 10.14 | 3241 | 31.27 | 3.32 | 3441 | 10.14 | 10.12 | 2923 | 31.27 | 3.32 | 3482 | 1.12 |
| ALT 1d | 12.5 | Kaolinite Illite | 1.30 | 10.19 | 10.07 | 3195 | 31.20 | 3.33 | 3016 | 10.23 | 10.03 | 3234 | 31.16 | 3.33 | 2995 | 0.98 |
| ALT 1e | 13 | Kaolinite Illite | 1.28 | 10.19 | 10.07 | 3165 | 31.16 | 3.33 | 3227 | 10.14 | 10.12 | 3091 | 31.18 | 3.33 | 3248 | 1.03 |
| ALT 1f | 14 | Kaolinite Illite | 1.50 | 10.10 | 10.16 | 4058 | 31.22 | 3.32 | 4332 | 10.21 | 10.05 | 4443 | 31.18 | 3.33 | 4449 | 0.94 |
| ALT 1g | 15 | Kaolinite Illite | 1.57 | 10.08 | 10.18 | 5016 | 31.11 | 3.34 | 7285 | 10.10 | 10.16 | 4657 | 31.09 | 3.34 | 6984 | 1.03 |
| NGH* | 19 | | | | | | | | | | | | | | | |
| ALT 1h | 22 | Kaolinite Illite | 1.47 | 10.12 | 10.14 | 3831 | 31.18 | 3.33 | 3774 | 10.19 | 10.07 | 4001 | 31.20 | 3.33 | 3899 | 0.99 |
| ALT 2a | 29 | Kaolinite Illite | 1.03 | 10.19 | 10.07 | 6277 | 31.16 | 3.33 | 5894 | 10.19 | 10.07 | 6100 | 31.11 | 3.34 | 6187 | 1.08 |
| ALT 2b | 35 | Kaolinite Illite Chlorite | 1.17 | 10.21 | 10.05 | 2921 | 31.13 | 3.33 | 2994 | 10.23 | 10.03 | 3171 | 31.18 | 3.33 | 3092 | 0.95 |
| ALT 3-14 | 40 | Kaolinite Illite Chlorite | 1.30 | 10.28 | 9.99 | 3609 | 31.13 | 3.33 | 4011 | 10.21 | 10.05 | 4156 | 31.18 | 3.33 | 4238 | 0.92 |
| ALT 3 | 42 | Kaolinite Illite | 1.04 | 10.17 | 10.10 | 3106 | 31.16 | 3.33 | 3709 | 10.17 | 10.10 | 3035 | 31.16 | 3.33 | 3737 | 1.03 |
| ALT 4 | 44 | Kaolinite Illite | | 10.26 | 10.01 | 4487 | 31.20 | 3.33 | 7882 | 10.21 | 10.05 | 3747 | 31.13 | 3.33 | 7098 | 1.08 |
| ALT 6a | 45 | Kaolinite Illite | 1.16 | 10.21 | 10.05 | 2000 | 31.20 | 3.33 | 2308 | 10.26 | 10.01 | 1955 | 31.25 | 3.32 | 2349 | 1.04 |
| ALT 6b | 45.5 | Kaolinite Illite | 1.58 | 10.12 | 10.14 | 4350 | 31.20 | 3.33 | 4610 | 10.14 | 10.12 | 4220 | 31.16 | 3.33 | 4559 | 1.02 |
| ALT 7 | 46 | Kaolinite Illite Chlorite | 1.08 | 10.19 | 10.07 | 4736 | 31.16 | 3.33 | 3870 | 10.23 | 10.03 | 4601 | 31.25 | 3.32 | 3878 | 1.03 |
| IMH 0 | 46.5 | Kaolinite Illite | 0.62 | 10.21 | 10.06 | 72901 | 31.05 | 3.34 | 68944 | 10.23 | 10.04 | 65440 | 31.03 | 3.34 | 67032 | 1.08 |
| IMH 1a | 47 | Kaolinite Illite | 1.21 | 10.23 | 10.03 | 9720 | 31.29 | 3.32 | 12909 | 10.34 | 9.92 | 7740 | 31.22 | 3.32 | 15480 | 1.51 |
| IMH 2 | 47.5 | Kaolinite Illite | 1.53 | 10.14 | 10.12 | 3640 | 31.27 | 3.32 | 4456 | 10.28 | 9.99 | 2884 | 31.20 | 3.33 | 5267 | 1.49 |
| IMH 2a | 48 | Kaolinite Illite Chlorite | 1.18 | 9.92 | 10.34 | 4420 | 30.98 | 3.35 | 6121 | 10.26 | 10.01 | 5431 | 31.18 | 3.33 | 7257 | 0.96 |
| IMH 3 | 52 | Kaolinite Illite Chlorite | 0.90 | 10.14 | 10.12 | 5750 | 31.11 | 3.34 | 7064 | 10.26 | 10.01 | 5356 | 31.16 | 3.33 | 7292 | 1.11 |
| IMH 9 | 62 | Kaolinite Illite Chlorite | 0.40 | 10.29 | 9.97 | 26066 | 31.25 | 3.32 | 33337 | 10.23 | 10.04 | 23666 | 31.18 | 3.33 | 32932 | 1.09 |
| IMH 14c | 82.5 | Kaolinite Illite Chlorite | 0.82 | 10.12 | 10.14 | 7575 | 31.18 | 3.33 | 6425 | 10.19 | 10.07 | 7301 | 31.22 | 3.32 | 6450 | 1.04 |
| IMH 15 | 84 | Kaolinite Illite Chlorite | 0.58 | 10.25 | 10.01 | 14525 | 31.18 | 3.33 | 23244 | 10.23 | 10.04 | 14300 | 31.14 | 3.33 | 22919 | 1.00 |
| IMH 15c | 93 | Kaolinite Illite Chlorite | 0.84 | 10.03 | 10.23 | 6896 | 31.11 | 3.34 | 6010 | 10.21 | 10.05 | 7620 | 31.25 | 3.32 | 5630 | 0.85 |
| IMH 15d | 95 | Kaolinite Illite Chlorite | 0.84 | 10.10 | 10.16 | 3950 | 31.16 | 3.33 | 3615 | 10.17 | 10.10 | 3830 | 31.20 | 3.33 | 3440 | 0.98 |
| IMH 16 | 100.5 | Kaolinite Illite Chlorite | 0.88 | 10.12 | 10.14 | 3140 | 31.25 | 3.32 | 3050 | 10.00 | 10.27 | 1320 | 31.18 | 3.33 | 2120 | 1.65 |
| IMH 21a | 121 | Kaolinite Illite Chlorite | 0.51 | 10.27 | 10.00 | 10750 | 31.20 | 3.32 | 17580 | 10.27 | 10.00 | 10300 | 31.16 | 3.33 | 17820 | 1.06 |
| IMH 25 | 129 | Kaolinite Illite | 1.03 | 10.06 | 10.21 | 5240 | 31.22 | 3.32 | 3910 | 10.12 | 10.14 | 4420 | 31.31 | 3.32 | 3580 | 1.09 |
| IMH 28 | 136 | Kaolinite Illite | 1.35 | 9.97 | 10.30 | 10688 | 31.22 | 3.32 | 9040 | 9.95 | 10.32 | 9870 | 31.22 | 3.32 | 8860 | 1.06 |
| IMH 29b | 138.5 | Kaolinite Illite | 1.10 | 9.79 | 10.48 | 4990 | 31.33 | 3.31 | 2940 | 9.70 | 10.58 | 4970 | 31.31 | 3.32 | 3030 | 1.03 |
| IMH 37 | 185.5 | Kaolinite Illite | 0.63 | 10.21 | 10.06 | 18870 | 31.18 | 3.33 | 25620 | 10.25 | 10.01 | 18740 | 31.25 | 3.32 | 24730 | 0.97 |
| IMH 44a | 220 | Kaolinite Illite Chlorite | | 10.27 | 9.99 | 20470 | 31.24 | 3.32 | 28485 | 10.27 | 9.99 | 19201 | 31.20 | 3.32 | 28754 | 1.08 |
| IMH 45 | 224 | Kaolinite Illite Chlorite | | 10.25 | 10.01 | 29194 | 31.20 | 3.32 | 44064 | 10.25 | 10.01 | 21106 | 31.20 | 3.32 | 32872 | 1.03 |
| IMH 59 | 255.5 | Kaolinite Illite | 0.69 | 10.27 | 9.99 | 21554 | 31.27 | 3.32 | 31556 | 10.25 | 10.01 | 14803 | 31.24 | 3.32 | 22780 | 1.05 |
| IMH 73 | 317.5 | Kaolinite Illite | | 10.20 | 10.06 | 30046 | 31.18 | 3.32 | 37946 | 10.25 | 10.01 | 21680 | 31.20 | 3.32 | 28805 | 1.05 |
| IMH 77 | 338 | Kaolinite Illite | | 10.16 | 10.10 | 25308 | 31.18 | 3.32 | 32482 | 10.20 | 10.06 | 18414 | 31.16 | 3.33 | 24635 | 1.04 |

Annexe 5b: Résultats des analyses par DRX sur la fraction argileuse, TAJ – section 2. Minéraux identifiés, cristallinité et ratio de l'illite.

| Western Tassili n'Ajjer - Oued Tadjerdjéri (section 2) | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|----------------------|---------------------|-----------------|--------------------------|------------------------------|----------------------|------------------|----------------------|----------------------|------------------|----------------------|------------------------|----------------------|----------------------|------------------|---|------|
| Sample N°. | Outcrop position (m) | Clay fraction < 2µm | | CIS-calibrated /C (Δ°2θ) | Illite Air-Dry (001) 2-Theta | Illite (001) D-Space | Illite Intensity | Illite (003) 2-Theta | Illite (003) D-Space | Illite Intensity | Illite (001) D-Space | Illite (001) Intensity | Illite (003) 2-Theta | Illite (003) D-Space | Illite Intensity | //illite ratio Ir [(001)/(003)AD]/[(001)/(003)EG] | |
| | | Illite | Illite | | | | | | | | | | | | | | |
| InTaf 2 | 1.0 | Kaolinite | Illite | 0.77 | 10.21 | 10.07 | 5000 | 31.18 | 3.33 | 5320 | 10.21 | 10.05 | 4960 | 31.16 | 3.33 | 5520 | 1.05 |
| TAJ 0 | 3.0 | Kaolinite | Illite | 1.31 | 10.10 | 10.16 | 5740 | 31.22 | 3.32 | 6250 | 10.14 | 10.12 | 5370 | 31.22 | 3.32 | 6390 | 1.09 |
| TAJ 1 | 5.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.91 | 10.23 | 10.03 | 3790 | 31.24 | 3.32 | 4020 | 10.29 | 9.96 | 3630 | 31.22 | 3.32 | 4010 | 1.04 |
| TAJ 1' | 5.5 | Kaolinite | Illite | | | | | | | | | | | | | | |
| TAJ 2 | 9.0 | Kaolinite | Illite | 1.40 | 10.19 | 10.07 | 3920 | 31.15 | 3.32 | 5140 | 10.23 | 10.03 | 3790 | 31.22 | 3.32 | 5450 | 1.10 |
| TAJ 3 | 13.0 | Kaolinite | Illite | 1.48 | 10.14 | 10.12 | 3240 | 31.20 | 3.32 | 3660 | 10.16 | 10.09 | 3090 | 31.18 | 3.32 | 3560 | 1.02 |
| NCH* | 19.0 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| TAJ 4 | 21.0 | Kaolinite | Illite | 1.15 | 10.19 | 10.07 | 8970 | 31.22 | 3.32 | 8040 | 10.12 | 10.14 | 8140 | 31.20 | 3.32 | 7830 | 1.07 |

Annexe 5c: Résultats des analyses par DRX sur la fraction argileuse, TAG – section 3. Minéraux identifiés, cristallinité et ratio de l'illite.

| Western Tassili n'Ajjer - Oued Taghagh (section 3) | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|----------------------|---------------------|-----------------|--------------------------|------------------------------|----------------------|------------------|----------------------|----------------------|------------------|----------------------|------------------------|----------------------|----------------------|------------------|---|------|
| Sample N°. | Outcrop position (m) | Clay fraction < 2µm | | CIS-calibrated /C (Δ°2θ) | Illite Air-Dry (001) 2-Theta | Illite (001) D-Space | Illite Intensity | Illite (003) 2-Theta | Illite (003) D-Space | Illite Intensity | Illite (001) D-Space | Illite (001) Intensity | Illite (003) 2-Theta | Illite (003) D-Space | Illite Intensity | //illite ratio Ir [(001)/(003)AD]/[(001)/(003)EG] | |
| | | Illite | Illite | | | | | | | | | | | | | | |
| TAG 1 | 0.7 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.52 | 10.30 | 9.96 | 1960 | 31.25 | 3.32 | 1665 | 10.28 | 9.99 | 5591 | 31.20 | 3.33 | 5100 | 1.07 |
| TAG 1a | 1.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.63 | | | | | | | | | | | | | |
| TAG 1b | 2.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.76 | 10.28 | 9.99 | 791 | 31.18 | 3.33 | 880 | 10.26 | 10.01 | 2538 | 31.20 | 3.33 | 2710 | 0.96 |
| TAG 1c | 3.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.64 | 10.26 | 10.01 | 1633 | 31.27 | 3.32 | 1336 | 10.28 | 9.99 | 5282 | 31.25 | 3.32 | 4052 | 0.94 |
| TAG 1d | 4.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.71 | 10.28 | 9.99 | 1007 | 31.20 | 3.33 | 977 | 10.26 | 10.01 | 3162 | 31.27 | 3.32 | 3025 | 0.99 |
| TAG 1e | 5.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.69 | 10.26 | 10.01 | 1158 | 31.22 | 3.32 | 1061 | 10.26 | 10.01 | 3563 | 31.25 | 3.32 | 3233 | 0.99 |
| TAG 2-16 | 6.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.38 | 10.23 | 10.03 | 1221 | 31.18 | 3.33 | 1307 | 10.28 | 9.99 | 3591 | 31.22 | 3.32 | 3815 | 0.99 |
| TAG 2a | 7.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.46 | 10.28 | 9.99 | 1118 | 31.22 | 3.32 | 1101 | 10.23 | 10.03 | 3119 | 31.20 | 3.33 | 3136 | 1.02 |
| TAG 2b | 8.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.61 | 10.28 | 9.99 | 3595 | 31.25 | 3.32 | 3242 | 10.34 | 9.92 | 3417 | 31.29 | 3.32 | 3224 | 1.05 |
| TAG 2c | 9.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.38 | 10.28 | 9.99 | 1000 | 31.22 | 3.32 | 968 | 10.26 | 10.01 | 3197 | 31.18 | 3.33 | 3157 | 1.02 |
| TAG 2d | 10.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.70 | 10.26 | 10.01 | 1514 | 31.25 | 3.32 | 1420 | 10.23 | 10.03 | 4623 | 31.13 | 3.33 | 4262 | 0.98 |
| TAG 3-15 | 11.0 | Kaolinite | Illite | 1.21 | 10.23 | 10.03 | 4920 | 31.20 | 3.33 | 5033 | 10.26 | 10.01 | 4972 | 31.22 | 3.32 | 5470 | 1.08 |
| TAG 3-16 | 15.0 | Kaolinite | Illite | 1.13 | 10.21 | 10.05 | 4554 | 31.18 | 3.33 | 3954 | 10.23 | 10.03 | 4696 | 31.18 | 3.33 | 3841 | 0.94 |
| TAG 3a | 16.5 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.39 | 10.21 | 10.05 | 805 | 31.18 | 3.33 | 890 | 10.26 | 10.01 | 2934 | 31.20 | 3.33 | 2702 | 0.83 |
| TAG 3b | 17.5 | Kaolinite | Illite | 0.95 | 10.26 | 10.01 | 1826 | 31.20 | 3.33 | 1715 | 10.14 | 10.12 | 5058 | 31.16 | 3.33 | 5258 | 1.11 |
| NCH* | 20.0 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| TAG 3c | 21.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.23 | 10.26 | 10.01 | 357 | 31.20 | 3.33 | 547 | 10.26 | 10.01 | 1186 | 31.18 | 3.33 | 1533 | 0.84 |
| TAG 3d | 24.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.71 | 10.21 | 10.05 | 3890 | 31.18 | 3.33 | 4390 | 10.21 | 10.05 | 3704 | 31.13 | 3.33 | 4372 | 1.05 |
| TAG 3e | 30.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.64 | 10.26 | 10.01 | 4358 | 31.22 | 3.32 | 4361 | 10.21 | 10.05 | 4216 | 31.18 | 3.33 | 4334 | 1.03 |
| TAG 4 | 34.0 | Kaolinite | Illite | 0.99 | 10.21 | 10.05 | 2906 | 31.18 | 3.33 | 3081 | 10.21 | 10.05 | 3034 | 31.20 | 3.33 | 3060 | 0.95 |
| TAG 4a | 37.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.65 | 10.19 | 10.07 | 4045 | 31.18 | 3.33 | 4473 | 10.19 | 10.07 | 4041 | 31.16 | 3.33 | 4441 | 0.99 |
| TAG 4b | 40.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.88 | 10.26 | 10.01 | 2729 | 31.29 | 3.32 | 2868 | 10.30 | 9.97 | 2231 | 31.29 | 3.32 | 2730 | 1.16 |
| TAG 4c | 42.0 | Kaolinite | Illite Chlorite | 0.49 | 10.26 | 10.01 | 3270 | 31.20 | 3.33 | 3527 | 10.21 | 10.05 | 3206 | 31.20 | 3.33 | 3648 | 1.05 |
| NCH* | 43 | | | | | | | | | | | | | | | | |

LISTE DES ILLUSTRATIONS

CHAPITRE I. CONTEXTE DE L'ÉTUDE

| | |
|--|----|
| Figure. I.1: Carte géologique de l'Algérie et coupe schématique de la couverture sédimentaire | 8 |
| Figure. I.2: Carte géologique du plateau du Tassili n'Ajjer et image satellite | 9 |
| Figure. I.3: Image panoramique et merveilles du plateau du Tassili n'Ajjer | 10 |
| Figure. I.4: Coupe stratigraphique de la succession du Paléozoïque Inférieur dans le Tassili n'Ajjer | 11 |
| Figure. I.5: Reconstitution paléogéographique du Gondwana au cours du cycle Pan-africain | 13 |
| Figure. I.6: Frise temporelle synthétique des événements sédimentaires, magmatiques et tectoniques | 14 |
| Figure. I.7: Localisation de la suture panafricaine en Afrique du Nord | 15 |
| Figure. I.8: Paléogéographie du Gondwana au Paléozoïque Inférieur | 19 |
| Figure. I.9: Coupe synthétique entre les bassins de Berkine-Ghadamès au nord et d'Illizi au sud | 19 |
| Figure. I.10: Localisation de la province magmatique de l'Atlantique central | 21 |
| Figure. I.11: Intensité de la déformation hercynienne en Afrique du Nord | 22 |
| Figure. I.12: Cadre structural régional de l'Afrique du Nord | 23 |
| Figure. I.13: Intensité de la déformation alpine en Afrique du Nord | 27 |
| Figure. I.14: Reconstitution paléogéographique globale au Paléozoïque Inférieur | 29 |
| Figure. I.15: Variations du niveau marin et changements climatiques globaux au cours du Paléozoïque | 31 |
| Figure. I.16: Reconstitutions paléo-glaciologiques de la calotte glaciaire fini-ordovicienne | 32 |
| Figure. I.17: Répartition généralisée actuelle des dépôts de shales du Silurien inférieur | 33 |
| Figure. I.18: Modèle de dépôt des sédiments de l'Ordovicien terminal au Dévonien en Afrique du Nord | 35 |
| Figure. I.19: Aspect du mud-mound isolé de la région d'Akabli, Bassin de l'Ahnet | 36 |
| Figure. I.20: Colonne stratigraphique de la succession du Paléozoïque dans le Bassin de Berkine | 40 |
| Figure. I.21: La succession des dépôts sédimentaires du Silurien | 42 |
| Figure. I.22: Stratigraphie et corrélations stratigraphiques de la succession silurienne | 42 |
| Figure. I.23: Vues panoramiques de la partie basale et somitale du Silurien | 45 |
| Figure. I.24: Faciès fluviatiles du Dévonien Inférieur | 47 |
| Figure. I.25: Formation de <i>Tin-Méras</i> d'âge Dévonien Supérieur | 48 |
| Figure. I.26: Le Paléozoïque du Sahara occidental et oriental | 56 |

CHAPITRE II. MÉTHODOLOGIE

| | |
|---|----|
| Figure. II.1: Carte géologique synthétique des affleurements du plateau du Tassili n'Ajjer | 58 |
| Figure. II.2: Images satellite des régions d'étude au sein du plateau du Tassili n'Ajjer oriental et occidental | 60 |
| Figure. II.3: Représentation schématique de l'indice de bioturbation | 62 |
| Figure. II.4: Les susceptomètres utilisés pour les mesures de susceptibilité magnétique | 63 |
| Figure. II.5: Susceptomètre gamma-ray portatif utilisé | 64 |
| Figure. II.6: Instrument XRF et appareils utilisés pour les analyses géochimiques | 65 |
| Figure. II.7: Instrument HAWK utilisé pour la pyrolyse Rock-Eval | 69 |
| Figure. II.8: Spectromètre Raman HORIBA utilisé sur les graptolites | 71 |
| Figure. II.9: Datation radiométrique par la technique potassium-argon | 72 |

CHAPITRE III. INTERPRÉTATION SÉDIMENTOLOGIQUE, ICHNOLOGIQUE ET SÉQUENTIELLE DU SILURIEN DU TASSILI N'AJJER

| | |
|---|----|
| Figure. III.1: Barres fluviatiles de grès massifs de la Formation de l' <i>Oued Tifernine</i> | 79 |
| Figure. III.2: Vue générale de la Formation de l' <i>Oued Tifernine</i> ou "Barre inférieure" | 79 |
| Figure III.3: Grès fluviatile très riche en granules de quartz et traces fossiles verticales | 80 |
| Figure. III.4: Dépôts fluvio-estuariens à litages en flaser | 81 |
| Figure. III.5: La "Barre saumon" de la Formation de l' <i>Atafaitafa</i> | 82 |
| Figure. III.6: Structures kinneyia-like wrinkles | 82 |
| Figure. III.7: Déformation hydroplastique du sédiment gréseux grossier au sein du Faciès E | 83 |

| | |
|--|-----|
| Figure. III.8: Litage oblique tabulaire formé par la migration des dunes hydrauliques géantes | 84 |
| Figure. III.9: Structures en hummocky au sein de la partie sommitale de la Formation de l'Oued Imihrou | 85 |
| Figure. III.10: Remplissage de sillons à la base d'une séquence d'une tempestite et figures d'échappements..... | 85 |
| Figure. III.11: <i>Transgressive-lag</i> du Faciès H | 86 |
| Figure. III.12: Rebroussement des feuillets suite à un slumping..... | 87 |
| Figure. III.13: Figures sédimentaires de type <i>gutter casts</i> superposées au sein des shales micacés du Faciès L.. | 88 |
| Figure. III.14: Dépôts de shales gris clair-verdâtre dans la région de l'Oued Imihrou | 90 |
| Figure. III.15: Dépôts massifs de black 'hot' shales dans la région de l'Oued Taghagh | 90 |
| Figure. III.16: La classification éthologique des traces fossiles..... | 91 |
| Figure. III.17: Distribution des ichnotaxon et ichnofacies communs suivant une tendance proximale à distale .. | 93 |
| Figure. III.18: Illustration graphique des différentes catégories d'indice de bioturbation | 94 |
| Figure. III.19: Traces fossiles de <i>Cruziana tenella</i> du Silurien supérieur | 94 |
| Figure. III.20: Terriers verticaux d'habitations | 95 |
| Figure. III.21: L'ichnotaxon de <i>Cruziana acacensis</i> Seilacher du Silurien inférieur | 96 |
| Figure. III.22: Tempestites riches en traces fossiles de type <i>Monocraterion</i> Torell | 97 |
| Figure. III.23: Caractéristiques morphologiques et structurales d'un graptolite | 101 |
| Figure. III.24: L'espèce <i>Normalograptus ajjeri</i> Legrand du Llandovérien inférieur | 103 |
| Figure. III.25: Le rhabdosome <i>Normalograptus sp.</i> | 103 |
| Figure. III.26: L'espèce <i>Neodiplograptus ? africanus</i> Legrand du Rhuddanien moyen | 105 |
| Figure. III.27: Spécimen de <i>Metaclimacograptus sp.</i> | 106 |
| Figure. III.28: Les différents comportements de trilobite | 107 |
| Figure. III.29: Distribution stratigraphique et paléogéographique de <i>Cruziana</i> | 107 |
| Figure. III.30: Trace fossile et <i>exopodal brushings</i> de <i>Rusophycus</i> d'âge Silurien inférieur | 109 |
| Figure. III.31: Arbre généalogique de la stratigraphie séquentielle | 110 |
| Figure. III.32: Les différents modèles de la stratigraphie séquentielle..... | 111 |
| Figure. III.33: Représentation schématique des ordres et limites des séquences | 112 |
| Figure. III.34: Transition entre la Formation de l'Atafaitafa et la Formation de l'Oued Tifernine | 113 |
| Figure. III.35: Surface durcie ferrugineuse au sein de la Formation de l'Oued Imihrou | 114 |
| Figure. III.36: Le passage discordant de l'Ordovicien au Silurien..... | 115 |
| Figure. III.37: Modèle schématique de variation du niveau marin relatif | 116 |

CHAPITRE IV. SILURIAN DELTAIC PROGRADATION, TASSILI N'AJJER PLATEAU, SOUTH-EASTERN ALGERIA : Sedimentology, ichnology and sequence stratigraphy

| | |
|--|-----|
| Figure. IV.1: Subcrop map of the Algerian Saharan Platform and location of the study area | 122 |
| Figure. IV.2: Stratigraphic correlation chart for the late Ordovician – Silurian strata of Algeria | 124 |
| Figure. IV.3: Sedimentological and ichnological characteristics of the glaciogenic, fluvial and coastal facies . | 131 |
| Figure. IV.4: Characteristic features of the intertidal-shoreface transition | 136 |
| Figure. IV.5: Photographs illustrating typically the storm-dominated facies association FA4 | 140 |
| Figure. IV.6: Field photographs illustrating typically the facies association FA5 | 144 |
| Figure. IV.7: Facies association FA6 | 147 |
| Figure. IV.8: Stratigraphic section of the Silurian succession and sequence stratigraphic interpretation | 151 |
| Figure. IV.9: Photographs of <i>Rusophycus</i> isp., <i>Cruziana acacensis</i> isp. and photomicrographs of pyrite | 152 |
| Figure. IV.10: The upper unconformity of the depositional sequence Si-2 | 156 |
| Figure. IV.11: General view of the uppermost part of the Silurian strata | 160 |

CHAPITRE V. ANALYSE PLURIDISCIPLINAIRE DE LA SUCCESSION SILURIENNE DU TASSILI N'AJJER : Étude couplée du magnétisme, géochimie et radioactivité naturelle des roches

| | |
|--|-----|
| Figure. V.1: Diagramme montrant les trois grands types de comportements magnétiques | 168 |
| Figure. V.2: Évolution des valeurs de susceptibilité magnétique SM par rapport aux faciès sédimentaires..... | 170 |
| Figure. V.3: Section stratigraphique de l'ensemble de la succession silurienne, coupe IMH | 172 |
| Figure. V.4: Section stratigraphique de la partie basale de la succession silurienne, coupe TAG | 173 |
| Figure. V.5: Section stratigraphique de la partie basale de la succession silurienne, coupe TAJ | 173 |
| Figure. V.6: Classification chimique des grès et mudstones du Silurien | 175 |

Figure. V.7: Diagrammes illustrant l'évolution des valeurs de la SM et du contenu élémentaire176
 Figure. V.8: Rapports géochimiques K_2O/Al_2O_3 et K_2O/Rb pour les coupes de IMH et TAG.....177
 Figure. V.9: Morphologie des pyrite frambôïdale au sein des black shales du Silurien inférieur179
 Figure. V.10: Diagramme U/rapport Th/K des échantillons de la coupe IMH183
 Figure. V.11: Diagrammes de corrélations gamma-ray avec les concentrations des éléments radioactifs, IMH183
 Figure. V.12: Diagrammes de corrélations gamma-ray avec les concentrations du thorium, TAG et TAJ184
 Figure. V.13: Évolution des valeurs de gamma-ray par rapport aux faciès sédimentaires.....186
 Figure. V.14: Spectres de rayons gamma total GRS et concentration des radioéléments naturels, coupe IMH .187
 Figure. V.15: Spectres GRS, coupe TAG189
 Figure. V.16: Spectres GRS, coupe TAJ.....190
 Figure. V.17: Synthèse sur l'évolution des microfaciès, et courbes d'évolution de la SM et GRS197
 Figure. V.18: Architecture stratigraphique de la succession silurienne à travers le Tassili n'Ajjer201
 Figure. V.19: Modèles sédimentologiques de la succession silurienne.....203

CHAPITRE VI. DIAGENESIS- AND THERMAL MATURITY-EVOLUTION OF THE SILURIAN UNCONVENTIONAL HYDROCARBON DEPOSITS (TASSILI N'AJJER PLATEAU, ALGERIA) : Clay mineralogy, graptolite reflectance, and K–Ar dating

Figure. VI.1: Subcrop map of the Algerian Saharan Platform and location of the Tassili n'Ajjer studied area .209
 Figure. VI.2: Lithology, depositional environments, and location of the studied samples212
 Figure. VI.3: Representative XRD patterns for oriented preparations, IMH section221
 Figure. VI.4: Representative XRD patterns for oriented preparations, TAJ and TAG sections.....223
 Figure. VI.5: SEM microphotographs of representative samples.....226
 Figure. VI.6: Reflectance histograms.....229
 Figure. VI.7: Photomicrographs of graptolite and respective reflectances230
 Figure. VI.8: Hydrogen Index versus $T_{max(Rock-Eval)}$ plot of the black shales samples231

CHAPITRE VII. SILURIAN SUCCESSION FROM THE TASSILI N'AJJER PLATEAU (SE ALGERIA) : Diagenetic evolution and paleotemperature estimates on graptolites as determined by Raman spectroscopy

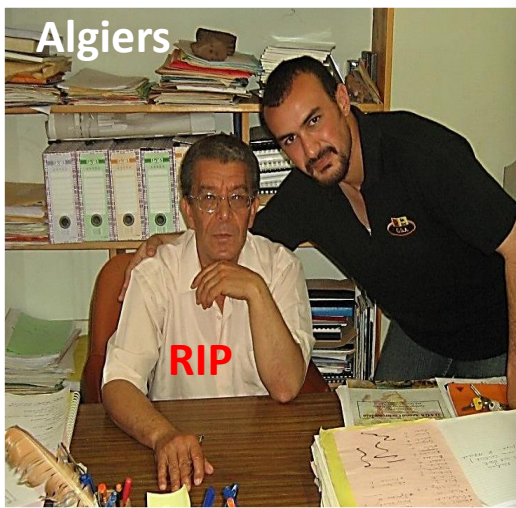
Figure. VII.1: Subcrop map of the Algerian Saharan Platform and location of the studied sections242
 Figure. VII.2: Stratigraphic correlation chart for the late Ordovician – Silurian strata of Algeria.....243
 Figure. VII.3: SEM microphotographs of representative shale samples250
 Figure. VII.4: SEM and optical microphotographs of representative sandstone samples251
 Figure. VII.5: SEM microphotographs of representative samples from the Silurian black shales252
 Figure. VII.6: Morphology of well-preserved graptolite fragments.....253
 Figure. VII.7: Typical first-order Raman spectra of graptolite from IMH, TAJ and TAG sections254
 Figure. VII.8: Generalized paragenetic sequence for the main diagenetic processes.....256

LISTE DES TABLEAUX

Tableau. III.1: Tableau de classification de faciès et d'associations de faciès77
 Table. IV.1: Facies associations FA1 through FA6 and facies A through facies M127
 Tableau. V.1: Les principaux minéraux et leur comportement magnétique ainsi que leur valeur de SM169
 Tableau. V.2: Tableau récapitulatif des coupes étudiées par l'approche de susceptibilité magnétique SM.....170
 Tableau. V.3: Les données de spectrométrie gamma-ray obtenues *in situ* pour les trois coupes du Silurien181
 Table. VI.1: Clay fraction mineralogy, measured illite crystallinity, and intensity ratio of the studied samples 215
 Table. VI.2: Vitrinite reflectance equivalent data of representative samples from the Tassili n'Ajjer plateau ...217
 Table. VI.3: Rock-Eval pyrolysis, derived parameters and their respective IC , VR_{eqv} and temperatures217
 Table. VI.4: Illite K–Ar geochronology results220
 Table. VII.1: Results of Raman spectral analysis on graptolites248

The desert is beautiful, does not lie, it is clean
Théodore Monod "French naturalist, explorer" 1902-2000









Abstract

The economic potential for unconventional shale oil and gas production in the Silurian of the Berkine – Ghadames and Illizi basins (BGI) was recently confirmed through exploration drilling in south-eastern Algeria. The research of this thesis focusses on the southern margin of the prolific BGI basins, i.e. the Tassili n’Ajjer plateau, and aims to understand and characterize in great detail the depositional environments and sequences of the entire Silurian deposits, as well as to reconstruct the diagenetic and thermal history of the region.

Over the Tassili n’Ajjer plateau, Silurian succession is composed of three Formations, namely from bottom to top: the *Oued Imihrou* Formation, overlain by the *Atafaitafa* and the *Oued Tifernine* Fm. The 400 m-thick clastic strata of this succession, laterally traceable over kilometers, are showing progressively a general trend of thickening- and coarsening-upward (shallowing-upward) with exceptional variability of depositional environments, as evidenced by their numerous associated sedimentological and ichnological features. Indeed, the wealth of outcrop data within the Silurian succession enables us to distinguish thirteen facies (facies A-M), ranging from shallow-to marginal-marine facies. Furthermore, the sequential analysis of this succession was carried out following the identified characteristics of each facies and ichnofacies, as well as the integration of magnetic susceptibility, gamma-ray spectrometry, and geochemical results. Using this multidisciplinary approach, six 3rd-order sequences have been identified (in ascending order, Si-1 to Si-6). Most, if not all, of the levels with abnormally high values of magnetic susceptibility and gamma-ray, correspond to key surfaces of the aforementioned depositional sequences, i.e. the maximum flooding surfaces, therefore, highlighting the global sea-level rises within the Silurian Period.

Investigation of the diagenesis- and thermal maturity-evolution of the Silurian succession during the present study led to significant conclusions. Our results and interpretations, both on graptolite-derived organic matter maturity and evolution of clay minerals, reveal an important relationship between kerogen maturation with episodic illite crystallization and the structural evolution in SE Algeria. Indeed, the repeatedly reactivated N-S lineaments and mega-shear zones, during the Phanerozoic orogeneses and rifting phases, constituted migration pathways for hot potassium-rich fluids. These migration pathways, notably at the westernmost part of the Tassili n’Ajjer plateau, induced thermal anomaly or brief ‘heat spike’ as revealed by higher organic maturation level and subsequent precipitation of authigenic clay minerals.

Lastly, from the standpoint of Silurian oil and shale gas future exploration in the eastern Sahara, it is important to highlight that the promising areas ‘Plays’ offering the highest potential for future unconventional hydrocarbon resource exploration could be most likely those bordering major Precambrian lineaments, i.e. Amguid-El Biod-Messaoud axis, coupled with subsequent igneous activity, where unrestricted hydrothermal fluids are frequently reported, as well as the maturation, being much more advanced.

Keywords: Tassili n’Ajjer plateau, Silurian, black shales, sedimentary structures, trace fossils, graptolite, diagenesis, illite, thermal history.

Dr. Hocine Djouder is a Sedimentologist – Clay Scientist. He completed an *International Master in Advanced Clay Science degree* fully taught in English at the University of Poitiers, France (2013), and a *M.Sc. in Sedimentology* jointly between the Paris-Saclay University and the BeicipFranlab IFP Company, France (2011). He also obtained a *Graduate Engineer Diploma in Geology* from the University of Science and Technology Houari Boumediene, Algeria in 2010.
