

N° d'ordre : 3808

THESE

En vue de l'obtention du : **DOCTORAT**

Centre de Recherche : Eau, Ressources Naturelles, Environnement et Développement Durable

Structure de Recherche : Laboratoire de Géosciences, Eau et Environnement

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Stratigraphie/Paléontologie

Présentée et soutenue le 11/07/2023 par :

Amine TALIH

Géodynamique du bassin paléozoïque de Tisdafine, à la frontière méridionale de la Meseta marocaine : Evolution paléo-environnementale, stratigraphique et structurale.

Jury

| | | |
|---------------------|--|------------------------|
| Ilias KACIMI | PES, Université Mohammed V, Faculté des Sciences - Rabat | Président |
| Lahssen BAIDDER | PES, Université Hassan II, Faculté des Sciences - Casablanca | Rapporteur/Examinateur |
| Larbi BOUDAD | PES, Université Mohammed V, Faculté des Sciences - Rabat | Rapporteur/Examinateur |
| Saïd CHAKIRI | PES, Université Ibn Tofail, Faculté des Sciences - Kénitra | Rapporteur/Examinateur |
| Ahmed EL HASSANI | PES Expert, Académie Hassan II Des Sciences et Techniques | Examinateur |
| Ralph Thomas BECKER | PES, Institut für Geologie und Paläontologie - Münster | Examinateur |
| Hamid SLIMANI | PES, Université Mohammed V, Institut Scientifique - Rabat | Examinateur |
| Abdeslam RAMI | PES, Centre Régional des Métiers de l'Education et de la Formation Fès- Meknès | Examinateur |
| Abdelouahed BENMLIH | PES, Expert, Université Mohammed V, Faculté des Sciences- Rabat | Invité |
| Mohamed SAADI | PH, Université Mohammed V, Faculté des Sciences - Rabat | Directeur de Thèse |

Année Universitaire : 2022/2023

Dédicace

À ma chère famille,

Je dédie ce rapport de thèse à vous, qui avez été ma source inépuisable de soutien, d'amour et d'inspiration tout au long de ce voyage académique. Vos encouragements inconditionnels et votre croyance en moi ont été les piliers sur lesquels j'ai pu bâtir cette recherche. Vous avez partagé avec moi les hauts et les bas de ce parcours, écouté mes idées, et célébré mes succès. Votre amour et votre soutien m'ont donné la force nécessaire pour surmonter les défis.

À ma famille, qui a sacrifié du temps et des moments précieux en ma compagnie, je vous remercie du fond du cœur. Vous êtes la raison pour laquelle je me suis lancé dans cette quête de connaissance, et cette thèse est un reflet de notre engagement collectif pour l'excellence. Vous avez été la lumière dans les moments sombres, et je suis honoré de partager ce accomplissement avec vous.

Que cette dédicace soit un témoignage de mon amour éternel et de ma gratitude envers chacun d'entre vous. Vous êtes ma plus grande richesse, et cette thèse est aussi la vôtre.

Avant-Propos

Un travail n'est jamais été l'œuvre d'une seule personne, mais l'aboutissement d'une contribution collective. La réalisation de ce travail implique des personnes dont l'empreinte restera gravée à jamais à travers les quelques pages de ce mémoire. La seule possibilité qui me soit donnée présentement, est de leur exprimer ma très profonde reconnaissance. Les travaux dont les résultats sont consignés dans ce mémoire ont été effectués au département des Sciences de la terre, Laboratoire Géosciences, Eau et Environnement de la Faculté des sciences de Rabat.

Je tiens à remercier en premier mon encadrant, Monsieur **Mohamed SAADI**, Professeur PH à la Faculté des sciences de l'université Mohammed V de Rabat, pour son soutien inestimable tout au long de mon parcours de recherche. Son expertise remarquable, sa patience énorme ainsi que son dévouement ont été des éléments clés qui m'ont permis la réussite de cette thèse.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance la plus profonde à Monsieur **Abdelouahed BENMLIH**, Ex-Professeur PES Expert à la Faculté des sciences de l'université Mohammed V de Rabat, pour son investissement inestimable dans cette thèse. Cela a été une expérience enrichissante et formatrice, en grande partie grâce à sa présence constante en tant que guide et mentor.

Mes remerciements vont aussi au Monsieur **Ilias KACIMI**, Professeur PES à la Faculté des sciences de l'université Mohammed V de Rabat, de m'avoir honoré par sa présence comme président du jury de soutenance de mon Doctorat. Aussi, je tiens à lui exprimer toute ma gratitude pour sa gentillesse et bienveillance à mon égard.

Mes vifs remerciements s'adressent particulièrement à Monsieur **Lahssen BAIDDER**, Professeur à la Faculté des Sciences Ain Chok de Casablanca. Il m'a également accordé son attention, son aide ainsi que ces critiques pertinentes et ses précieux conseils. Il a mis à ma disposition en partie, les moyens nécessaires pour la réalisation de ce travail. Qu'il trouve ici le témoignage de ma profonde reconnaissance.

Je tiens à remercier Monsieur **Larbi BOUDAD** Professeur PES à la Faculté des sciences de l'université Mohammed V de Rabat, d'avoir bien voulu rapporter et examiner ma thèse de Doctorat. Également, je le remercie chaleureusement pour leur comportement exemplaire, sa qualité humaine et son attitude professionnelle.

C'est un honneur pour mon travail et pour moi que le Monsieur **Saïd CHAKIRI**, professeur PES à Faculté des Sciences de l'université Ibn Tofail de Kénitra, ait accepté de donner ses précieuses recommandations et d'être parmi les membres de jury.

Mes plus vifs remerciements s'adressent à Monsieur **Ahmed EL HASSANI**, Membre Résidant à l'Académie Hassan II des sciences et Techniques de Rabat. J'ai toujours admiré en lui, sa gentillesse, sa modestie et ses qualités aussi bien humaines que scientifiques. La disponibilité dont il a fait toujours preuve à mon égard, sur le terrain et au bureau, m'a soutenu tout long de cette période. Grâce à son concours que les structures ont pu être élucidées, Qu'il trouve ici l'expression de ma sincère gratitude et de ma haute considération.

J'exprime également mes remerciements à Monsieur **Ralph Thomas BECKER**, Professeur PES à Institut de géologie et de paléontologie de l'Université de Münster. J'ai eu le plaisir de le reconnaître sur le terrain, homme d'un grand cœur, où il me fait découvrir les secrets de la dynamique sédimentaires à travers les carbonates. Il n'a cessé de guider judicieusement le travail de recherche que je menais, en m'initiant avec sa touche professionnelle à l'analyse des séquences. Beaucoup d'idées exprimées dans ce texte sont communes. C'est donc tout naturellement à lui revient la charge d'examiner ce travail, je lui adresse ma reconnaissance la plus loyale.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers la Professeure **Zhor Sarah ABOUSSALAM** pour sa contribution exceptionnelle à cette thèse de doctorat. Son expertise, son mentorat et son engagement envers l'excellence académique ont été des éléments fondamentaux de la réussite de ce projet de recherche

J'exprime également mes remerciements à Monsieur **Hamid SLIMANI**, professeur PES à l'institut scientifique de l'université Mohammed V de Rabat, qui m'a bien accueilli dans son bureau au moment de la description des lames minces. De plus, c'est à lui que je dois mon initiation à la palynologie et la détermination des miospores. C'est à ce double titre que je lui dois mes remerciements en lui formulant mon profond respect.

Mes remerciements iront également à Monsieur **Abdeslam RAMI**, professeur PH à l'École Normale Supérieure de l'université Sidi Mohamed Ben Abdellah de Fès, qui a bien voulu examiné mon travail et de faire partie du jury de son évaluation.

Je voudrais remercier aussi Tout le personnel du département de géologie à la Faculté des sciences de Rabat et plus particulièrement, RACHIDA et RADIA.

Enfin, au-delà de l'aide scientifique, je ne saurais oublier le soutien et la sympathie que m'ont témoignés tous ceux que j'ai côtoyé pendant ma recherche : Pr. Christian Klug, Pr. Anne-christine Da Silva, Pr. Mfadel Ahmamou, Pr. Soukaina Jaydawi, Pr. Fatima Zahra Tabyaoui, Pr. El Janati, Pr. Tarik Bouramtane, Dr. Till Söte, Dr. Ismail Mouhsine, Dr. Jarno Huygh, Dr. Salma Aboutofail, Dr. Ayyoub Sbihi, Dr. Imad Tmimne, Dr. Hamza El Ghani, Dr. Mustapha Baillal, Dr. Abdelouahab Haissen pour tous leurs encouragements, leur bon humour de tous les jours.

Merci à toute ma famille pour la confiance qu'elle m'a toujours accordée, pour ses encouragements et son soutien en tous moments.

Enfin, sans citer chacun par son nom, mes remerciements vont individuellement à mes très chers amis, mes collègues de F.S.R, mes professeurs, qui m'ont soutenu tout au long de la préparation de ce travail.

Résumé

Le bassin de Tisdafine, situé entre la Meseta marocaine et l'Anti-Atlas, a fait l'objet d'une étude multidisciplinaire portant sur l'organisation séquentielle des dépôts du bassin et sur la dynamique des dislocations pendant les phases d'ouverture et de fermeture. Les résultats de la recherche ont permis de reconstruire l'évolution du bassin pendant la période paléozoïque. Au Cambrien inférieur, un graben s'est formé. Son comblement continu avec une sédimentation silico-clastique caractérisant la transgression de l'Ordovicien et qui est dominée par des schistes et des quartzites montrant des oscillations eustatiques à haute fréquence. Au Silurien, avec le déplacement du Gondwana vers le Nord, un changement dans le type de sédimentation s'est produit avec le début d'une sédimentation carbonatée de plateforme qui s'est confirmée au Dévonien. Cette plateforme a progressé vers un bassin à l'Eifélien. La transition Dévonien-Carbonifère a été marquée par une instabilité relative du craton, reflétée par l'apparition de niveaux conglomératiques. La période carbonifère est caractérisée par une subsidence et une transgression marine vers le nord, suggérant un environnement distal qui passe d'une plateforme proximale à une plateforme distale dans le bassin central. Cette subsidence est contrôlée par la tectonique synsédimentaire et l'eustatisme, entraînant une faune diversifiée. Les caractéristiques d'ouverture et de dépôt du bassin de Tisdafine sont similaires à celles des bassins de la Meseta centrale et de la bordure septentrionale du Craton ouest-africain. La tectonique hercynienne a été caractérisée par une phase d'ouverture initiale dans un contexte transtensif, un remplissage sédimentaire et une tectonique synsédimentaire. La deuxième phase a comporté des plis associés à un raccourcissement N-S, tandis que la troisième phase a comporté des plis NE-SW associés à un raccourcissement NW-SE. Les failles de cisaillement ont joué un rôle essentiel dans la structuration du terrain carbonifère du bassin, entraînant un gradient de déformation important vers le sud.

Mots clés : Chaîne hercynienne, Paléozoïque, Stratigraphie, tectonique syn-sédimentaire.

Abstract

The Tisdafine Basin, located between the Moroccan Meseta and the Anti-Atlas, has been the subject of a multidisciplinary study focusing on the sequential organization of basin deposits and the dynamics of dislocations during opening and closure phases. The research results have allowed the reconstruction of the basin's evolution during the Paleozoic period. In the Early Cambrian, a graben formed, continuously filled with silico-clastic sedimentation characterizing the Ordovician transgression, dominated by shales and quartzites showing high-frequency eustatic oscillations. In the Silurian, as Gondwana moved northward, a shift in sedimentation type occurred with the onset of platform carbonate sedimentation, confirmed during the Devonian. This platform advanced towards the Eifelian basin. The Devonian-Carboniferous transition marked a relative craton instability, reflected in the appearance of conglomerate levels. The Carboniferous period is characterized by subsidence and marine transgression to the north, suggesting a distal environment transitioning from a proximal to a distal platform in the central basin. This subsidence is controlled by synsedimentary tectonics and eustatism, resulting in a diverse fauna. The opening and deposition characteristics of the Tisdafine Basin are similar to those of the Central Meseta and the northern margin of the West African Craton. Hercynian tectonics were characterized by an initial opening phase in a transtensive context, sedimentary filling and synsedimentary tectonics. The second phase involved N-S shortening-associated folds, while the third phase featured NE-SW folds associated with NW-SE shortening. Shear faults played a crucial role in structuring the Carboniferous terrain of the basin, leading to a significant deformation gradient towards the south.

Keywords : Hercynian chain, Palaeozoic, Stratigraphy, syn-sedimentary tectonics.

Liste des figures

Figure 1 : Principaux domaines de la ceinture varisque du Maroc et de ses pays limitrophes d'Afrique du Nord-Ouest dans leur contexte géologique actuel (d'après Michard et al., 2008). MF. Front maghrébin ; SAF. Faille Sud Atlasique ; 1. Craton ouest-africain (WAC) archéen ; 2. WAC Paléoprotérozoïque ; 3. Ceinture panafricaine ; 4. Ceinture varisque, terrains péri-gondwaniens. 5. Plate-forme saharienne (a. Néoprotérozoïque et Cambrien ; b. Couverture sédimentaire paléozoïque) ; 6. Couverture sédimentaire de mésozoïque à l'actuelle. _____ 2

Figure 2 : Le domaine de Meseta et l'avant-pays Anti-Atlas adjacent ; carte structurale du domaine varisque de Meseta, d'après Michard et al. (2008), modifiée d'après Piqué et Michard (1989), Ouanaimi et Petit (1992), Hoepffner et al. (2005), Baïdder et al. (2008), Soullaimani et Burkhard (2008), Michard et al. (2010), et Tahiri et al. (2010). Blanc : Couverture mésozoïque-cénozoïque. _____ 4

Figure 3 : Modèle numérique de terrain (MNT) du bassin de Tisdafine _____ 5

Figure 4 : Carte géologique du bassin de Tisdafine (d'après Hinderemeyer et al., 1977 ; Destombes et Hollard, 1988 ; Hadri, 1997, 2004 ; Dal Piaz et al., 2007 ; El Boukhari et al., 2007 ; Schiavo et al., 2007 ; Hejja et al., 2020) montrant les ensembles des coupes étudiées. ASG : Jbel Assigane, BTW : Bou Tisdafine-W, BT : Bou Tisdafine, BTT : Ait Saïd, EH : El haret n'Amine, ILW : Issaf Lalleine ouest, IM : Mine d'Imiter, JAD : Jbel Asdaf, JI : Jbel Iourarhane, JT : Jbel Tisdafine, JTD : Jbel Taouarda, KI : Koudiat Inegh, OF : Oued Ferkla, TB : Toubert, Tikdarine, TFT : Taфраout n'Tmarhriouine, TGB : Tiberguent, TK : Tikniouine, TST : Tassourt, TR : Taourirt n'Khilil, _____ 7

Figure 5 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique du Cambrien moyen au Nord de la mine d'Imiter. _____ 12

Figure 6 : Le Cambrien moyen au Nord de la mine d'Imiter. A. Les ensembles sédimentaires du Cambrien moyen. B. Niveau de la Brèche à Micmacca. C. Niveau de siltites et grès fins à moyens. D. Traces verticales de Tigillites dans les niveaux supérieurs de la Formation des grès de Tabanit. ____ 13

Figure 7 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique du Cambrien inférieur et moyen au niveau de Jbel Taouarda. _____ 14

Figure 8 : Photos montrant les formations du Cambrien inférieur et moyen de Jbel Taouarda. A. Les conglomérats de base de la Formation d'Igoudine. B. Niveaux carbonatés à stromatolithes. C. rides asymétriques dans la Formation de Jbel Asrir. D. Section polie d'un échantillon de grès montrant la prédominance de clastes de quartz (Q), grains subordonnés de feldspath (F) et glauconite (G). E. Niveaux de brèche à Micmacca, F. Laminations parallèles dans les grès de la Formation de Jbel Afraou. _____ 15

Figure 9 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique du Cambrien inférieur et moyen au niveau de Bou Tiouit. B.M= Brèche à Micmacca _____ 18

Figure 10 : Les formations cambriennes dans la région de Tarhoucht. A. Les ensembles sédimentaires du groupe de Tata. B. Faciès de rhyolite dans le socle précambrien. C. Rides de courant. D. Stratification entrecroisée. E. Les ensembles sédimentaires du groupe Feijas internes. F. *Acadoparadoxides levisetti*. G. *Kingaspidoïdes brexifrons*. _____ 19

Figure 11 : Variations latérales lithostratigraphique des formations du Cambrien selon la direction E-W. 1. Coupe d'Imiter, 2. Coupe Jbel Taouarda, 3. Coupe de Bou Tiouit. _____ 21

Figure 12 : A. Reconstruction paléogéographique du Gondwana de l'Ordovicien supérieur d'après Cocks et Torsvik (2002). B. Les principaux axes d'émergence et de subsidence du Cambrien moyen à

| | |
|---|----|
| l'Ordovicien de l'Anti-Atlas et la Meseta marocaine, dans le Nord du Maroc (Destombes et al., 1985). | 23 |
| Figure 13 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique de l'Ordovicien inférieur et moyen de Tafraout n'Tmarhriouine. | 25 |
| Figure 14 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique de l'Ordovicien inférieur et moyen de Tassourt | 26 |
| Figure 15 : A. Structure sédimentaire de type hummocky cross stratifications dans les grès de la formation de Fezouata supérieure. B. Exemple d'une colonie de bryzoaire fossile dans la formation de Fezouata supérieure. C. Mince niveaux gréseux dans la partie basale de la Formation de Tachilla. D. Lame microscopique montrant des oncoïdes à noyaux variables et à cortex ferrugineux dans le niveau de fer oolitique. | 27 |
| Figure 17 : A. Les ensembles sédimentaires de l'Ordovicien inférieur et moyen au niveau de Tiberguent. B. Niveau gréseux riches en débris de fossiles dans la formation de Tachilla. C. lame mince dans le niveau de fer oolitique montrant des litharénites ferrugineuses, parfois à fer oolitique. D. des barres de grès/quartzites en alternance avec des minces niveaux de pélites. | 29 |
| Figure 18 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique de l'Ordovicien supérieur de Jbel Iourarhane. (S.Ti = Formation supérieure de Tiouririne). | 31 |
| Figure 20 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique de l'Ordovicien supérieur de Tikniouine. | 33 |
| Figure 21 : Traces de graptolites du genre <i>Dyctyonéma flabelliformis</i> . B. Conglomérat noir, à géométrie lenticulaire. C. dépôt glacio-marin représentés par les tillites. D. Structures correspondent aux traces laissées par les glaciers (cannelures). | 34 |
| Figure 22 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique de l'Ordovicien supérieur d'Issaf Lalleine ouest. | 36 |
| Figure 23 : A. Schistes siluriens altérés, blanchâtres, au Sud de Tinerhir. B. schistes pélitiques de couleur noire, à altération superficielle blanchâtre, alternant avec de minces couches de siltites au niveau de Toubert. C. Pélites à <i>Monoclimacis crenulata</i> . D. Pélites à <i>Spirograptus spiralis</i> . | 40 |
| Figure 24 : A. Vue vers le Nord de l'olistolite dévonien de Tikdarine, composé d'un conglomérat calcaire à blocs de calcaires fossilifères dévoniens (point jaune). Le gros bloc central est d'âge Emsien. Le Dévonien, repose sur des schistes blancs (du Silurien) à l'Est et chevauche des schistes à blocs viséens à l'Ouest. B. conglomérat calcaire à éléments de calcaires fossilifères. C. Lames minces montrant des Grainstone péloïdal intraclastique bioclastique. | 43 |
| Figure 25 : Photo de terrain de l'olistolite de Taourirt n'Rhellil. A. Colonies de coraux du genre <i>Phillipsastrea</i> . B. Faciès récifal du Givétien représenté par des Stromatopores et Thamnopores. C. <i>Manticoceras</i> du du Frasnien, barre d'échelle = 2 cm. D. Conodonte du Famennien. 1. <i>Palmatolepis perlobata maxima</i> , 2. <i>Pa. marginifera marginifera</i> . | 45 |
| Figure 26 : Schéma de l'affleurement, positions des échantillons, détails lithostratigraphiques et registres faunistiques de la coupe Bou Tisdafine-West (Rytina, 2013 ; Talih et al., 2022a). | 47 |
| Figure 27 : Log simplifié de l'Eifélien au Famennien moyen de la coupe de Bou Tisdafine (d'après Talih et al., 2022). | 49 |

Figure 28 : Conodontes du Givétien moyen (1-4) et du Famennien (5-6) de la coupe de Bou Tisdafine. 1. *Icriodus brevis*, 2. *Polygnathus varcus*, 3. *Polygnathus timorensis*, 4. *Linguipolygnathus linguiformis*, 5. *Palmatolepis crepida*, 6. *Polygnathus sp.* _____ 51

Figure 29 : Photo de terrain de la coupe de Bou Tisdafine. A. Calcaire corallien bleuâtre du Givétien (rudstone) avec des intraclastes non triés, des favositides et des thamnoporides, déposé par une tempête majeure ou une coulée de débris. B. Sommet du Banc 67 du Givétien supérieur avec des nodules d'hématite, représentant une surface de discontinuité. C. Brèche à galets plats imprégnés d'hématite avec clastes de micrite allongés, Frasnien inférieur (MN 2 ou zone à *Ancyrodella rotundiloba*). D. Os de Placoderme du Frasnien inférieur. Diamètre de la pièce = 23,5 mm. _____ 52

Figure 30 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique de l'Emsien inférieur au Givétien moyen de la coupe de l'Oued Ferkla (in Talih et al., 2022). _____ 55

Figure 31 : Microfaciès de l'Emsien inférieur et supérieur à Oued Ferkla. A. Silteux, mud- to wackestone avec des débris de coquillages fins et des coupes transversales recristallisées de dacroconarides, Unité OF1. B. mudstone fortement recristallisé (pseudosparitique), concrétion au sein de l'unité OF2. C. Wackestone bioclastique avec débris coquilliers fins et bioturbation nodulaire. La matrice micritique est légèrement recristallisée et remplacée par de la micro- et orthosparite calcitique, base de l'unité OF3. D. Wackestone bioclastique avec d'abondants dacroconarides, ostracodes, crinoïdes et débris de coquillages indéterminés, base de l'unité OF4. E. Wackestone à packstone gris foncé avec d'abondants débris de mollusques et de crinoïdes et une matrice micrite dense et riche en matière organique. La diagenèse a entraîné une recristallisation calcitique des bioclastes, qui sont en partie reconnaissables en tant que fantômes, unité OF5. F. Wackestone à packstone bioclastique bioturbé avec des débris de mollusques fins recristallisés, des dacroconarides et des osselets de crinoïdes, Unité OF5. _____ 57

Figure 32 : Photos de terrain à Oued Ferkla. A. Unité OF1, schistes silteux verdâtres avec quelques concrétions calcaires, équivalents des schistes de Daleje, partie inférieure de l'Emsien supérieur. B. Quelques ammonoïdes de l'unité OF3 : (1) : *Sellanarcestes sp.*, (2) *Latanarcestes noeggerathi* auct. barre d'échelle = 2 cm. C. Traces fossiles importantes (terriers) au sommet du lit basal de l'unité OF3. D. Surface de sol dur dans la partie inférieure de l'unité OF4. E. Vue d'ensemble de la partie orientale de la section de l'Oued Ferkla, avec l'unité OF2 à la base, l'unité nodulaire OF3, les calcaires plus solides de l'unité OF4, et le niveau de l'événement Choteč en tant qu'incision dans la falaise supérieure. F. Détail de F (rectangle jaune), montrant une faille de glissement multiphase dans l'unité OF4, suivie par des calcaires plus nodulaires (unité OF5) sous l'incision du niveau de l'événement Choteč près du sommet. _____ 59

Figure 33 : Photos de terrain du Dévonien moyen à Oued Ferkla. A. Faille normale ondulante dans l'unité eifélienne OF6, côté est de la coupe du cordon. B. Coupe transversale d'un *Subanarcestes marhoumensis* convoluté, Unité OF6. C. *Pinacites eminens*, vue latérale d'un moule légèrement corrodé, Unité OF6. D. Amalgame ondulé à stratifié simple de coulées de débris distales détritiques et de couches à grain fin dans le lit 108, unité OF8, intervalle de l'événement Kačák (zone à *Polygnathus ensensis*). E. Partie supérieure de l'unité OF8, avec des marnes noires et des nodules calcaires du lit 125 près de son sommet, représentant peut-être l'intervalle d'événement Kačák supérieur. F. *Sellagoniatites sp.* corrodées, encastrées dans une surface de sol dur de l'unité OF10. G. Partie supérieure de l'unité OF9 (lits 131-144), recouverte par le niveau de l'événement Pumilio inférieur (lit 145) définissant la base de l'unité OF10 dans la zone *Polygnathus rhenanus-varcus*. _____ 61

Figure 34 : Microfaciès du Dévonien moyen à Oued Ferkla. A. Wackestone bioturbé avec débris de mollusques fins, ostracodes, débris de crinoïdes recristallisés, coupes transversales d'un trilobite et d'un gastéropode à côtes spiralées (en haut à droite), et matrice de micrite dense, Unité OF6, Eifélien. B. Roche coquillière fortement compactée, aplatie et recristallisée avec des bioclastes remplis de sparite (coquilles de mollusques), y compris un orthocône, Unité OF7, Eifélien supérieur. C. Alternance de mudstone microsparitique gris foncé et d'un grainstone dacroconaride-crinoïde recristallisé, non trié et non calibré, interprété comme déposé par une coulée de débris distale, unité OF8, intervalle

événementiel de Kačák. D. Wackestone bioclastique péloïde et bioturbé avec des débris de mollusques non triés, unité OF9, Givetien inférieur. E. Calcaire bioclastique bioturbé avec des dacryoconarides recristallisés mal préservés et des débris de mollusques ; unité OF10, Givetien moyen. F. Wackestone bioclastique recristallisé (micro à pseudosparitique) avec des dacryoconarides, des débris de bivalves et de crinoïdes mal préservés, Unité OF10, Givetien moyen. _____ 63

Figure 35 : Conodontes représentatifs de l'Eifélien et du Givetien de l'Oued Ferkla, 1-3 = Lit 30, Zone de *Polygnathus costatus* (Eifélien inférieur) ; 4-6 = Lit 99, Zone de *Tortodus kockelianus* (Eifélien supérieur) ; 8-11 = Lit 100, zone comme le Lit 99 (Eifélien supérieur) ; 12-14 = Lit 120, Zone *Polygnathus ensensis* (Eifélien supérieur) ; 15-17 = Lit 126, Zone *Polygnathus hemiansatus* (Givetien basal) ; 18-20 = Lit 152e, Lit Pumilio supérieur, Zone *Polygnathus ansatus* basale (Givetien moyen). 1. *Icriodus aff. orri*, 2. *Linguipolygnathus aff. alveolus*, 3. *Polygnathus costatus*, 4. *Polygnathus aff. angustipennatus*, 5. *Polygnathus partitus*, 6. *Tortodus kockelianus*, 7. *Icriodus hollardi*, 8. *Polygnathus angustipennatus*, 9. *Polygnathus eiflius*, 10. *Polygnathus. robusticostatus*, 11. *Tortodus kockelianus* (spécimen brisé), 12. *Linguipolygnathus weddigei*, 13. *Polygnathus amphora*, 14. *Polygnathus parawebbi*, 15. *Icriodus obliquimarginatus*, 16-17. *Polygnathus hemiansatus*, 18. *Latericriodus latericrescens latericrescens*, 19. *Linguipolygnathus linguiformis*, 20. *Polygnathus timorensis*. ____ 65

Figure 36. Vue d'ensemble schématique de la section de Koudiat Inegh au nord de l'Oued Ferkla. _ 69

Figure 37. Photos de terrain de la coupe de Koudiat Inegh. A. Alternance de calcaires densément fracturés/clivés et dolomités et de schistes profondément altérés au nord de la dolomie repère. B. Membre de la dolomite marquant, organisé en séquences à lits épais ou minces. C. Brèche polygénique, constituée principalement de galets calcaires remaniés. D. Photo MEB de rhomboèdres dolomitiques automorphes. E. Olistolite calcaire isolée, de la taille d'un mètre, située dans un schiste, succession au nord de la dolomie repère. F. Ostracode benthonique recristallisé *Polyzygia neodevonica neodevonica*. _____ 70

Figure 38 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique du Carbonifère inférieur de Jbel Tisdafine. _____ 83

Figure 39 : A. Les conglomérats lenticulaires de la formation d'Ait Yalla. B. Ride de courant. C. Trace fossile du genre *Cruziana*. D. Lame mince dans les grès de la formation d'Ait Yalla montrant des grains de quartz très fins, disséminés dans une matrice vaseuse mélangés à des micas et des minéraux lourds. E. Structure sédimentaire de type Convolute bedding dans la formation de Tinerhir. E. Conodontes du Viséen supérieur, 1. *Gnathodus bilineatus* ; 2. *Lochriea commutata* ; 3. *Gnathodus praebilineatus*. 84

Figure 40 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique du Carbonifère inférieur de Jbel Asdaf (Talih et al., 2022b). _____ 87

Figure 41 : Photos de terrain de l'affleurement étudié, des microfaciès et du contenu en macrofossiles (zone Jbel Asdaf). A. Microfaciès de grès du Tournaisien supérieur de la Formation d'Ait Yalla, montrant des faciès fins avec des éléments bien arrondis, dominés par le quartz. B. Quelques fossiles de macrofaune des intervalles inférieurs et supérieurs. 1–2. *Zaphrentoides* sp., 3. *Caninophyllum skourense*, 4. *Gigantoproductus giganteus*. C. Bioturbation et traces fossiles (terriers) dans l'intervalle inférieur. D. Microfaciès du Viséen inférieur (intervalle moyen) avec matière organique. E. Traces fossiles de l'ichnogène Zoophycos (intervalle moyen/supérieur). F. Structures stratifiées et tapis d'algues (intervalle supérieur). (In Talih et al., 2022b). _____ 89

Figure 42 : Palynomorphes continentaux et marins du Carbonifère inférieur des formations d'Ait Yalla et de Tinerhir. Barre d'échelle pour tous : 40 µm. EF : Coordonnées du chercheur d'Angleterre. A. *Raistrickia cf. radiosa*, exemple SP6, diapositive 1, EF C53. B. *Retusotriletes* sp., échantillon SP7, diapositive 2, EF N36. C. *Retusotriletes* sp., échantillon SP8, diapositive 1, EF R34. D. *Rotspora cf. knoxi*, échantillon SP8, diapositive 1, EF U34/2. E. *Verrucosporites* sp., échantillon SP4, diapositive 3, EF T31/1. F. *Vallatisporites aff. ciliaris*, échantillon SP8, diapositive 2, EF R22/2. G. *Lophosphaeridium*

spp., échantillon SP6, diapositive 1, EF C19/1. H. *Lophosphaeridium spp.*, échantillon SP5, diapositive 3, EF Y34/1. I. *Lophosphaeridium spp.*, échantillon SP4, diapositive 2, Y50/1. J. Miospore 1 non reconnaissable, échantillon SP8, diapositive 1, EF W44/2. K. Miospore 2 non reconnaissable, échantillon SP6, diapositive 2, EF Y33. _____ 91

Figure 43 : Coupe lithostratigraphique et photos de terrains des ensembles sédimentaires du Carbonifère inférieur de Jebel Assigane, A. L’affleurement de Jbel Assigane. B. Lamme mince montrant le faciès conglomératique à matrice pélitique qui comporte des éléments flottants remaniés à partir des niveaux sous-jacents. C-D. Structures sédimentaires en lamelles parallèles, courbes, en auge ou sigmoïde. E. fractures et des crochons de failles témoignent d’une activité synsédimentaire sous un régime compressif. F. Trace fossile du genre *Skolithos*. _____ 92

Figure 44 : Corrélation lithostratigraphique et eustatique des ensembles sédimentaires du Carbonifère inférieur du bassin de Tisdafine. _____ 94

Figure 45 : Transgressions au Maroc au début et au milieu du Viséen. A. Viséen précoce sur une carte actuelle du Maroc. B. Reconstruction paléogéographique du Viséen précoce (Les zones noires sont les seules ophiolites connues, et les zones sombres étaient des terres émergées. Abréviations : ALZ - Zone Asturienne-Léonaise, CZ - Zone Cantabrique, SAF - Front Sud de l’Atlas, CZ - Zone de l’Océan Indien. Zone cantabrique, SAF - Front sud de l’Atlas, SIF - Faille sud de l’Ibérie, SMF - Faille sud de la Meseta). C. Viséen moyen sur une carte actuelle du Maroc. D. Reconstitution paléogéographique du Viséen moyen _____ 98

Figure 46 : Composition du palynofaciès, paléoenvironnement et interprétations de la maturité thermique déduites pour la section étudiée. L’estimation de la maturité thermique de la matière organique est compilée d’après plusieurs auteurs (par exemple, les changements de couleur des spores/pollens corrélés avec les valeurs du TAI sont adaptés de Pearson, 1984 ; la corrélation des valeurs du TAI et du SCI avec les stades d’hydrocarbures -immature à surmature- est adaptée de Hartkopf-Fröder et al., 2015). L’interprétation du paléoenvironnement (palynofaciès proximal-distal), selon Jurkowska & Barski (2017). AOM : matière organique amorphe ; Op-Eq : phytoclaste opaque équidimensionnel ; Op-la : phytoclaste opaque en forme de latte ; TP : phytoclaste translucide ; MDOP : diamètre moyen des phytoclastes opaques. Les diamètres moyens des phytoclastes (en μm) ont été obtenus en comptant au moins une centaine de phytoclastes de chaque échantillon ; TAI : indice d’altération thermique ; SCI : indice de couleur des spores. (in Talih et al., 2022). _____ 99

Figure 47 : Exemple des failles d’extension du Cambrien inférieur au NE du village de Taria (GSP : 31°24’50’’N ; 5°00’22’’W). Vue vers le Sud. _____ 104

Figure 48 : Comparaison des corps conglomératiques de l’Ordovicien supérieur (Hirnantien). A-B. Les conglomérats d’Alnif. C-D. Les conglomérats du bassin de Tisdafine. _____ 105

Figure 49 : A. Failles synsédimentaires intra-viséennes visibles dans les barres gréseuses au Sud de Jebel Tisdafine. B, C. figures de glissements métriques (slumps) en contact avec le plan d’une faille synsédimentaire témoignant de l’activité tectonique syn-viséenne. D. biseutage latéral des bancs témoignant la présence d’un bloc basculé. _____ 108

Figure 50 : Schéma structural du bassin de Tisdafine durant la phase transtensive _____ 110

Figure 51 : A. Vue oblique depuis l’Ouest (image Google Earth) montrant les chevauchements varisques de Jbel Afrou. B. Tenseurs de contraintes dans l’épisode sédimentaire syn-orogénique. C. plis d’entraînement dans les niveaux grésopélitique de la Formation de Tinerhir. D. Photo MEB montrant le début de schistosité de fracture. _____ 112

Figure 52 : A. Lambeau de carte géologique montrant la structure synforme d'El Assa N'Tazemmourt. B. Plis-faille. C. Plis d'entraînement. D. Débit en frites dans les termes de base de la Formation d'Aït Yalla. _____ 113

Figure 53 : A. Plis monoclinale de type " thin skin tectonic ". B. Synclinal décamétrique déversé vers le Nord. C. Plis de propagation sur rampe. D. Structure montrant les différentes phases responsables d'ouverture (1) et de fermeture (2) du bassin de Tisdafine. _____ 115

Figure 54 : A. Coupe géologique NNW-SSE montrant la structure de la zone de chevauchement de Jebel Ouaklim. B. le chevauchement varisque E-W de Tinghir dans la localité de Jbel Ouaklim. C. bande viséenne des gorges d'Ikkis chevauchée par l'Ordovicien du 1^{er} Bani, le long d'un contact principal nommé la faille chevauchante de Tilouine. _____ 116

Figure 55 : A. Interprétation de l'image satellitaire (Google Earth) de la zone de faille de Tizi n'Boujou (TZBF) exprimée par une association de faille dans le Socle et plis en échelon de direction axiale N-S à NNE-SSW dans la couverture paléozoïque. B. C. Coupe structural montrant les principales failles du secteur d'Isk n'Izekelli. D. Pli N-S déversé vers le SE, le long de la faille de Tizi n'Boujou. Noter le contact (zone broyée), entre les Grès du 1^{er} Bani, à droite, et les Grès de Tabanit, à gauche. _____ 117

Figure 56 : Schéma structural du bassin de Tisdafine durant la phase transpressif. _____ 118

Sommaire

| | |
|-------------------|------|
| Dédicace | i |
| Avant-Propos | ii |
| Résumé | v |
| Abstract | vi |
| Liste des figures | xiii |
| Sommaire | viii |

Première partie : Généralités

| | |
|---|---|
| 1. Problématique et finalité | 1 |
| 2. Etat des connaissances sur la chaîne hercynienne du Maroc | 2 |
| 2.1. Les domaines hercyniens du Maroc | 2 |
| 2.2. Les zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc | 3 |
| 3. Présentation de la région étudiée | 5 |
| 3.1. Cadre géographique | 5 |
| 3.2. Cadre géologique | 6 |
| 4. Travaux antérieurs | 8 |

Deuxième partie : Contexte stratigraphique et sédimentologique

| | |
|---|------------------------------------|
| Chapitre I : Cambrien | 11 |
| 1. Introduction | 11 |
| 2. Description lithostratigraphique | 11 |
| 2.1. Au niveau de la mine d'Imiter | 11 |
| 2.2. Au niveau de Jbel Taouarda | 14 |
| 2.3. Au niveau d'Ait Saïd | 17 |
| 3. Dynamique sédimentaire | 20 |
| 4. Conclusion | 22 |
| Chapitre II : Ordovicien | 23 |
| 1. Introduction | 23 |
| 2. Description lithostratigraphique | 24 |
| 2.1. L'Ordovicien inférieur et moyen | 24 |
| 2.1.1. La coupe Tafraout n'Tmarhriouine | 24 |
| 2.1.2. La Coupe de Tassourt | 25 |
| 2.1.3. Coupe de Tiberguent | 28 |
| 2.2. Ordovicien supérieur | Erreur ! Signet non défini. |
| 2.2.1. Coupe Jbel Iourarhane | Erreur ! Signet non défini. |
| 2.2.2. Coupe de Tikniouine | 32 |
| 2.2.3. Coupe Issaf Lalleine ouest | 35 |

| | |
|---|------------------------------------|
| 3. Modalités des corps sédimentaires : Processus et mécanismes du dépôt | 37 |
| 4. Conclusion | Erreur ! Signet non défini. |
| Chapitre III : Silurien | 39 |
| 1. Introduction | 39 |
| 2. Les faciès sédimentaires | 39 |
| 2.1. Le secteur El haret n'Amine | 39 |
| 2.2. Le secteur Taourirt n'Khilil | 40 |
| 2.3. Au niveau de Toubert | 41 |
| 3. Mise au point sur l'âge des terrains siluriens | 41 |
| 4. Conclusion | 41 |
| Chapitre IV : Dévonien | 42 |
| 1. Introduction | 42 |
| 2. Description des coupes lithostratigraphiques | 42 |
| 2.1. Coupe de Tikdarine | 42 |
| 2.2. Coupe de Taourirt n'Rhellil | 43 |
| 2.3. Coupe Bou Tisdafine-W | 45 |
| 2.4. Coupe de Bou Tisdafine | 47 |
| 2.5. Coupe Oued Ferkla | 53 |
| 2.5.1. Unité OF1 (top lower Emsian) | 54 |
| 2.5.2. Unité OF2 (Emsien basal supérieur) | 54 |
| 2.5.3. Unité OF3 (Emsien supérieur principal) | 56 |
| 2.5.4. Unité OF4 (Emsien supérieur) | 56 |
| 2.5.5. Unité OF5 (Transition Emsien-Eifélien) | 58 |
| 2.5.6. Unité OF6 (Eifelien inférieur) | 60 |
| 2.5.7. Unité OF7 (Eifelien supérieur) | 62 |
| 2.5.8. Unité OF8 | 64 |
| 2.5.9. Unité OF9 | 66 |
| 2.5.10. Unité OF10 | 67 |
| 2.5.11. Frasnien | 68 |
| 2.6. Coupe Koudiat Inegh | 68 |
| 3. Apport de la minéralogie argileuse | 72 |
| 4. Reconstitution des faciès et paléogéographie | 73 |
| 4.1. Blocs de glissement Bou Tisdafine | 73 |
| 4.2. Bloc Oued Ferkla | 75 |
| 4.3. Bassin autochtone de Tisdafine | 77 |
| 5. Conclusion | 78 |

| | |
|---|-----|
| Chapitre V. Carbonifère | 82 |
| 1. Introduction | 82 |
| 2. Description des coupes étudiées | 82 |
| 2.1. Coupe de Jbel Tisdafine | 82 |
| 2.2. Coupe de Jbel Asdaf | 86 |
| 2.2.1. Le Membre inférieur (45 m d'épaisseur) | 86 |
| 2.2.2. Membre moyen (70 m d'épaisseur) | 88 |
| 2.2.3. Membre supérieur (135 m d'épaisseur) | 88 |
| 2.3. Coupe de Jbel Assigane | 91 |
| 3. Hydrodynamisme et paléogéographie | 93 |
| 4. Évaluation de la maturité thermique | 99 |
| 5. Conclusion | 100 |

Troisième partie : Tectonique

| | |
|---|-----|
| Chapitre I : Tectonique pré-orogénique | 103 |
| 1. Introduction | 103 |
| 2. Le rifting cambrien | 103 |
| 3. Tectonique synsédimentaire à l'Ordovicien | 104 |
| 4. La tectonique en distension du Dévonien : Phase Eovarisque | 105 |
| 5. Les déformations synsédimentaires intra-viséennes | 107 |
| 6. Conclusion | 109 |
| Chapitre II : Le charriage syn-orogénique | 111 |
| 1. Introduction | 111 |
| 2. Le secteur de Jebel Tisdafine | 111 |
| 2.1. Jbel Afrou | 111 |
| 2.2. Structure Synforme d'El Assa n'Tazemmourt | 112 |
| 2.3. Jbel Asdaf | 114 |
| 3. La zone de chevauchement du Jbel Ouaklim | 115 |
| 4. Les Déformations polyphasées au Sud du bassin de Tisdafine | 116 |
| 5. Comparaison avec les autres régions du Maroc | 118 |
| 6. Conclusion | 119 |

Quatrième partie : Conclusion générale

| | |
|-----------------------------|------------------------------------|
| Références bibliographiques | 129 |
| Annexes | Erreur ! Signet non défini. |

Première partie : Généralités

1. Problématique et finalité

La question abordée dans ce travail est comment percevoir la genèse du bassin de Tisdafine par rapport à la structuration du Maroc mésetien et le domaine Anti-Atlasique. Connaissant l'histoire géologique des Atlas, ce bassin situé dans une zone de transition, nous incite à le placer dans son contexte paléogéographique selon une chronologie des événements dans un continuum historique des activités du Maroc hercynien. La méthodologie adoptée impose une approche multidisciplinaire pour cerner de manière précise la géodynamique responsable de la mise en place de ce bassin. Bien qu'elle soit déjà soulevée partiellement, par plusieurs géologues du Paléozoïque marocain ([Michard et al., 1982](#) ; [Soualhine et al., 2003](#) ; [Baïdder, 2007](#) ; [Cerrina Feroni et al., 2010](#) ; [Talih et al., 2022a](#)), une relecture synthétique paraît plus appropriée. De nouvelles datations ainsi qu'une analyse tectono-eustatique impliquant la dynamique sédimentaire qui a prévalu pendant la période paléozoïque et faisant appel au registre fossile, tels étaient les aspects traités dans cette étude. Plusieurs questions ont été éclaircies à travers les différentes missions de terrain, les observations et les analyses effectuées puis les reconstitutions qui ont eu pour but de déterminer la différenciation de ce bassin de Tisdafine dans un cadre de rapprochement entre la Meseta et l'Anti-Atlas oriental en particulier.

Le secteur a la particularité d'être vierge, avec l'avantage de contenir des formations paléozoïques complètes et qui n'ont pas fait l'objet d'étude détaillée jusqu'à présent. Un échantillonnage serré est réalisé et différentes coupes sont levées banc par banc afin de relever le moindre détail susceptible de retracer les conditions du dépôt, les milieux et l'activité tectonique intrinsèque à chaque événement enregistré. Toutes les variations sont prises en compte pour s'assurer d'une nouvelle lecture de ce bassin en le corrélant avec les bassins voisins. Les associations fauniques, marqueurs temporels ou de milieux, ont fait l'objet d'une détermination et grâce à leur répartition, l'âge des séries a été affiné ainsi que l'évolution des paléo-environnements. Par ailleurs, l'analyse lithostratigraphique et sédimentologique, basée sur le lithofaciès, la stratonomie ainsi que les constituants minéralogiques et leur source d'apport, ont pu informer sur le contrôle de l'activité sédimentaire pendant les différentes phases des fluctuations du niveau marin. L'importance des ichnofossiles avec le repérage des « bio-events », ont eu pour rôle de redéfinir les conditions des environnements du dépôt et les épisodes climatiques qui se sont succédés pendant la sédimentation du bassin. L'originalité du travail était également de se pencher sur l'organisation séquentielle des dépôts et la dynamique responsable de la dislocation de cette partie du terrain en question, durant le stade d'ouverture (l'extension pré-orogénique) et fermeture (charriage syn-orogénique). Grâce aux différents

paramètres combinés, cette étude a donné lieu à une discussion au tour du contexte paléogéographique précis du bassin de Tisdafine.

2. Etat des connaissances sur la chaîne hercynienne du Maroc

2.1. Les domaines hercyniens du Maroc

La chaîne hercynienne du Maroc est située au nord du craton ouest africain qui est déformé et métamorphisé au cours des orogènes éburnéenne et panafricaine (Leblanc & Lancelot, 1980). Ce craton est resté stable durant le Paléozoïque. Sur sa marge septentrionale se sont distingués deux grands domaines :

✓ Le domaine Anti-Atlasique, situé en bordure du craton où les déformations panafricaines sont bien enregistrées (Leblanc & Lancelot, 1980). Au Paléozoïque supérieur, les déformations liées à l'activité hercynienne y sont restées relativement modérées (Hassenforder, 1987). Ce domaine constitue l'avant pays de la chaîne hercynienne (Fig.1).

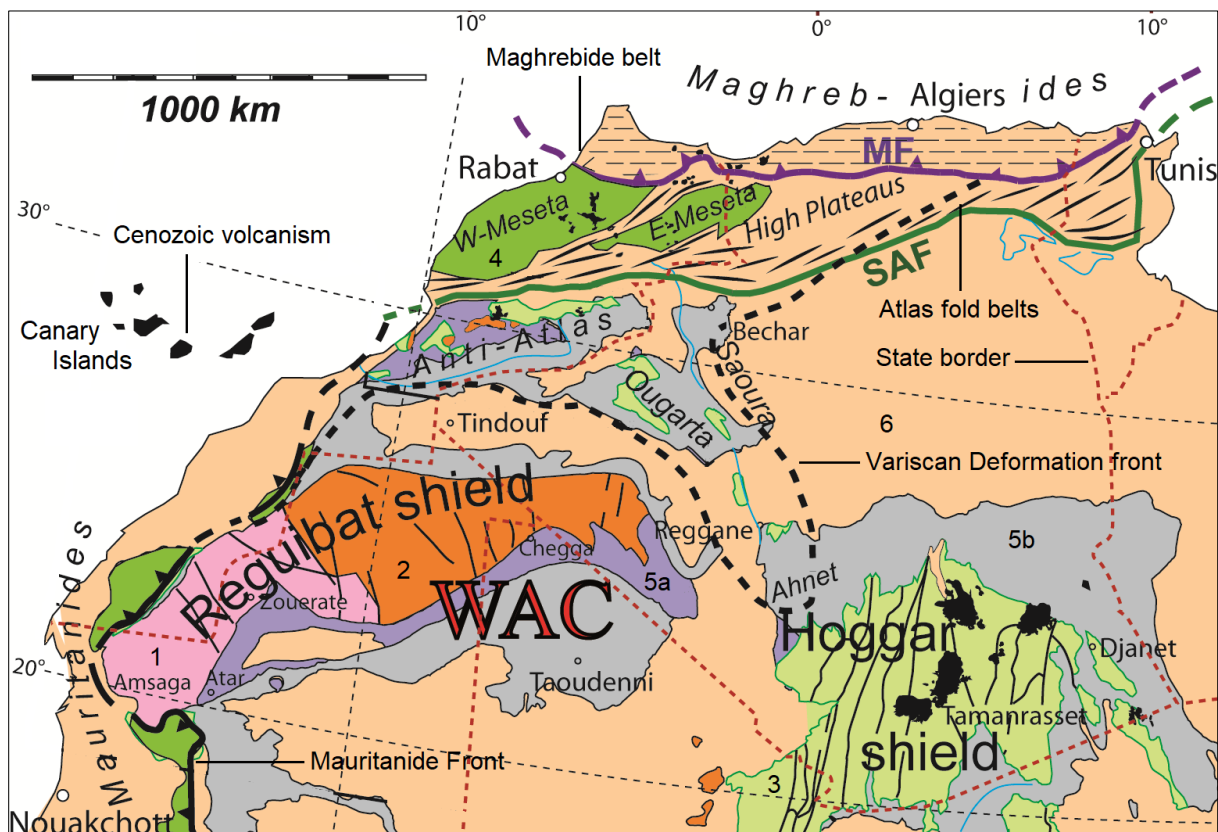


Figure 1 : Principaux domaines de la ceinture varisque du Maroc et de ses pays limitrophes d'Afrique du Nord-Ouest dans leur contexte géologique actuel (d'après Michard et al., 2008). MF. Front maghrébin ; SAF. Faille Sud Atlasique ; 1. Craton ouest-africain (WAC) archéen ; 2. WAC Paléoprotérozoïque ; 3. Ceinture panafricaine ; 4. Ceinture varisque, terrains péri-gondwaniens. 5. Plate-forme saharienne (a. Néoprotérozoïque et Cambrien ; b. Couverture sédimentaire paléozoïque) ; 6. Couverture sédimentaire de mésozoïque à l'actuelle.

✓ Le deuxième domaine regroupe la Meseta et les Atlas. Il est séparé du premier domaine par l'accident sud-atlasique (Fig. 2). Les terrains paléozoïques afférents sont déformés par l'orogénèse hercynienne et répartis dans plusieurs boutonnières. Ces dernières sont surmontées par des dépôts post-hercyniens, tabulaires pour la meseta marocaine ou plissés pour les deux Atlas (Haut et Moyen). Ce domaine est subdivisé en trois zones :

La Meseta Occidentale constituée de plusieurs boutonnières, se situe à l'Ouest du Moyen Atlas. Elle comprend le Mole côtier, le Maroc central, les Jebilet et les Rehamna.

La Meseta Orientale formée elle aussi de plusieurs boutonnières paléozoïques comme celle de Midelt, Debdou-Mekkam, Beni Znassen, Jerada et l'ensemble de la chaîne des horsts.

La chaîne atlasique comprend le bloc ancien du Haut Atlas occidental, les boutonnières d'Ait Tamelil, de Skoura, de Mougger et de Tamelelt ainsi que la boutonnière de Tazekka.

2.2. Les zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc

Les hercynides marocaines ont été subdivisées en cinq zones structurales par différents auteurs. C'est à [Michard et al. \(2010\)](#) ; [Hoepffner et al. \(2017\)](#) ; [Becker & El Hassani \(2020\)](#) et [El Hassani \(2023\)](#) qu'on doit les subdivisions récentes de la chaîne hercynienne du Maroc. Ces zones structurales sont composées de (Fig. 2) :

La zone de la Meseta orientale regroupe les boutonnières de Midelt, de Debdou-Mekkam, des Béni Znassen, du Mougger et la chaîne des horsts. Elle est caractérisée par l'individualisation d'un sillon à flysch au Dévonien, par une phase tectono-métamorphique d'âge Dévonien supérieur (Phase "Bretonne" ou Eovarisque) et par un magmatisme calco-alcalin d'âge Viséen supérieur-Westphalien.

La zone de transition ou zone des nappes, correspond à la partie orientale du Maroc central (région d'Azrou-Khénifra), aux Jebilet orientales et au Nord de la boutonnière d'Ait Tamelil. Cette zone est caractérisée par la présence de nappes synsédimentaires issues des zones orientales, qui se mettent en place dans les bassins turbiditiques du Viséen suite à la phase tectono-métamorphique intra-viséenne (phase "sudète").

La zone de la Meseta Centrale comprend l'essentiel du massif du Maroc central, des Rehamna et des Jebilet centrales. On lui rattache également le massif ancien du Haut Atlas de Marrakech. La série stratigraphique y est continue du Cambrien jusqu'au début du Westphalien. Des bassins ou sillons turbiditiques s'y sont individualisés à partir du Dévonien supérieur, en écho à la phase "bretonne" de la zone orientale. La phase tectono-métamorphique

principale est en général, intra-westphalienne “asturienne“. Son intensité est maximale le long des zones de cisaillement.

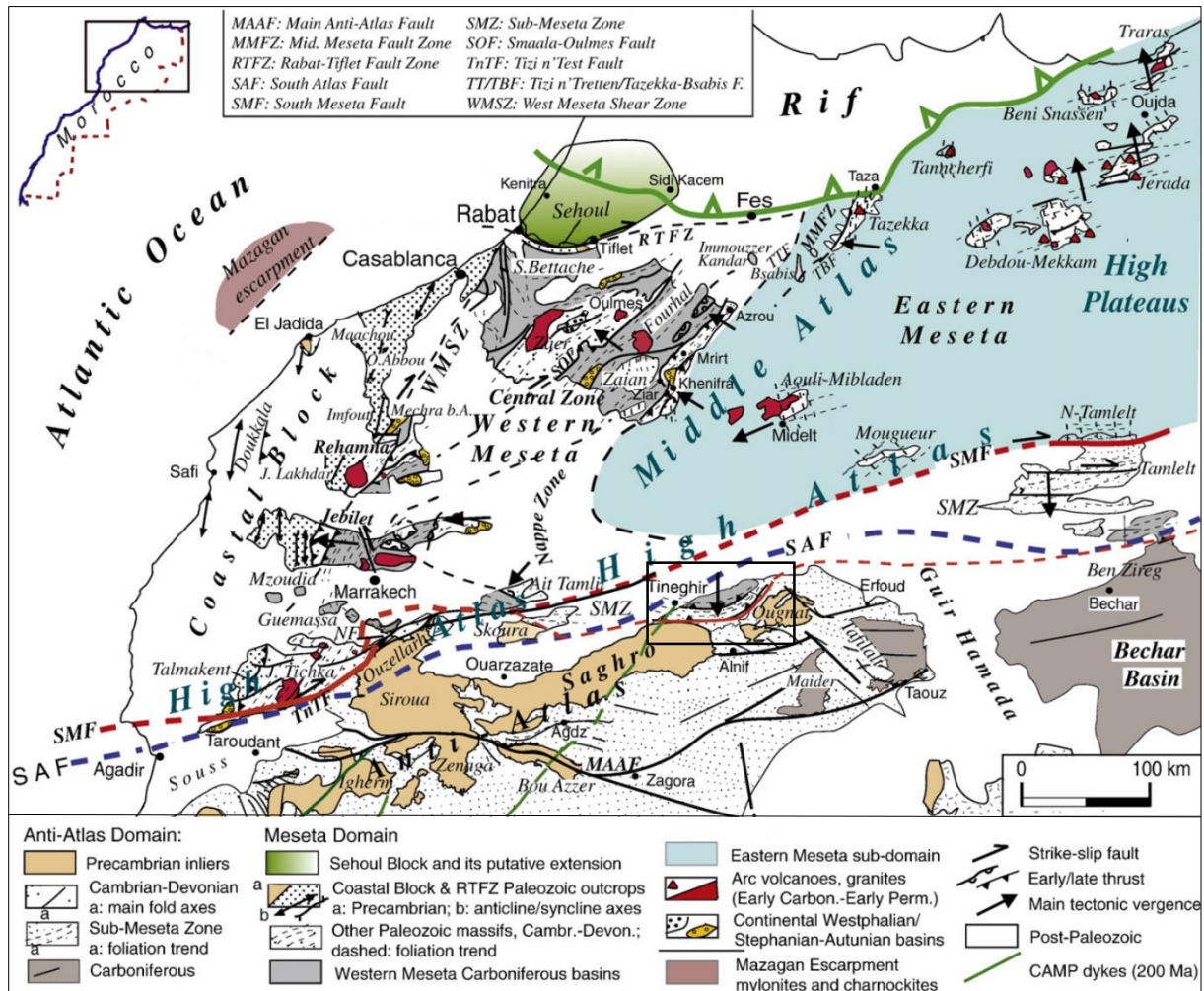


Figure 2 : Le domaine de Meseta et l'avant-pays Anti-Atlas adjacent ; carte structurale du domaine varisque de Meseta, d'après Michard et al. (2008), modifiée d'après Piqué et Michard (1989), Ouanaimi et Petit (1992), Hoepffner et al. (2005), Baïdder et al. (2008), Soulaïmani et Burkhard (2008), Michard et al. (2010), et Tahiri et al. (2010). Blanc : Couverture mésozoïque-cénozoïque.

Les marges de la chaîne sont des zones où la tectonique hercynienne est de faible intensité. À l'Ouest, c'est le mole côtier vers lequel se déversent les structures de la Meseta centrale. Au Sud, c'est la frange nord du domaine de l'Anti-Atlas vers laquelle se déversent les structures des régions de Tinerhir et Ben Zireg (Algérie).

La zone de Rabat-Tiflet et le bloc des Sehoul, comprend un ensemble cambro-ordovicien qui s'est structuré, métamorphisé et granitisé pendant les temps calédoniens (Piqué, 1979 ; El Hassani, 1990). Par cette structuration, la zone devient étrangère à la Meseta à laquelle elle s'est adossée au moins à partir du Dévonien. À partir de cette période, cette zone participe à l'évolution sédimentaire et tectonique de la Meseta centrale.

3. Présentation de la région étudiée

3.1. Cadre géographique

La région de Tisdafine faisant l'objet du présent travail, est située selon le découpage administratif dans la région de Draa Tafilalet au SE du Maroc. Sur le plan administratif, elle est comprise entre la province d'Er-Rachidia et celle de Tinghir. L'accès au terrain se fait à travers la route nationale (N), régionales (R) et provinciales (P) (Fig. 3).

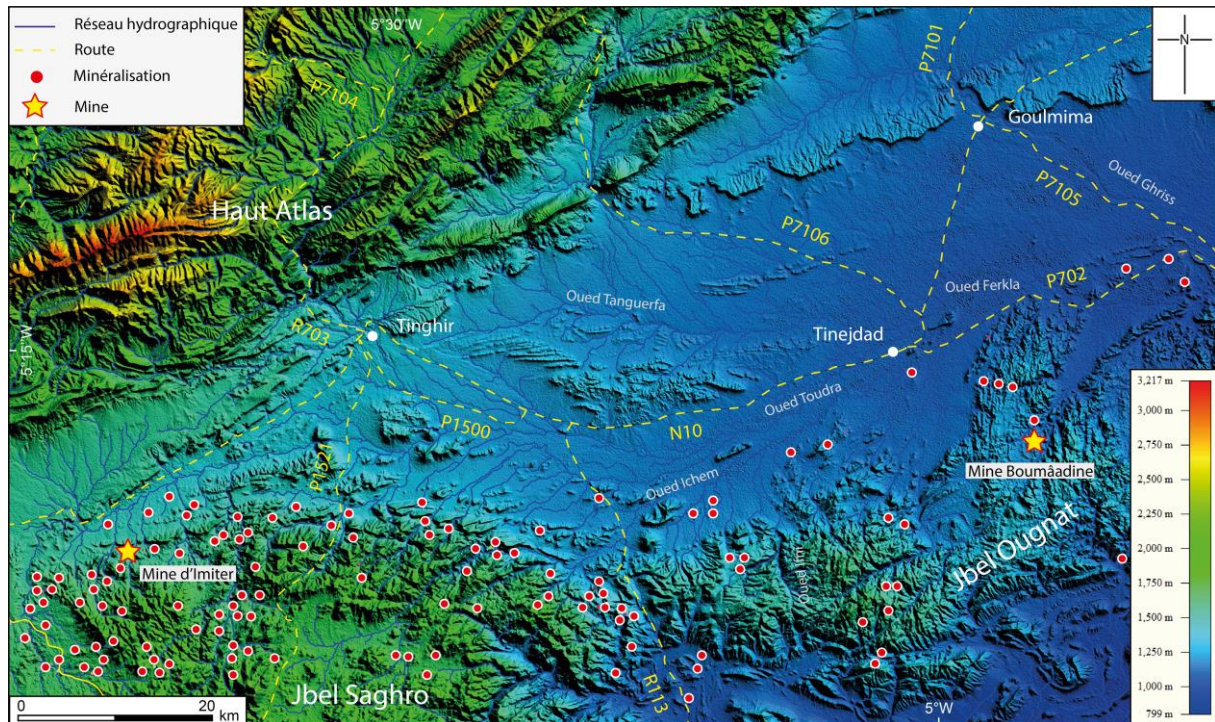


Figure 3 : Modèle numérique de terrain (MNT) du bassin de Tisdafine

La région est marquée par des formes géomorphologiques remarquables (montagnes, ergs, collines et plaines), conditionnée par la variabilité des précipitations en allant du Nord vers le Sud. Les ressources en eaux souterraines sont rares et disproportionnées au sein du secteur en fonction de la structure de terrain et des conditions climatiques. Certaines formations géologiques peuvent contenir des quantités d'eaux assez importantes dans des zones fracturées et très altérées : Aquifères du Précambrien dont l'eau est très douce ; Aquifères du Primaire ; ceux-ci sont alimentés principalement par l'infiltration directe des eaux de pluie lorsqu'ils ne sont pas couverts et par le glaciaire quaternaire qui le couvre par endroit. Le dernier est l'Aquifère du Quaternaire constitué par une nappe alluviale qui s'étend le long des oueds. Sa profondeur varie de 20 m à 40 m. Elle est souvent surexploitée par pour l'irrigation des terres.

Sur le plan minier, les géo-ressources renferment un potentiel métallogénique important. En effet, le secteur offre un ensemble d'indices qui méritent encore plus d'investigation et

d'exploration. Les études antérieures, notamment celles faites sur certains gîtes, ont permis de préciser les principaux métallotectes ainsi que les différents processus de paragenèse existante (Hejja et al., 2022 ; Atif et al., 2022 ; Samaoui et al., 2023). Le gisement le plus important et mondialement connu est celui d'Imiter à Tinghir en cours d'exploitation par le groupe minier MANAGEM, où l'on extrait de l'argent natif. D'autres gisements ont leurs importances aussi, il s'agit du gisement polymétallique de Boumadine (Plomb, Zinc, Or, Argent, Arsenic, Cuivre, Etain, Cadmium, Bismuth) et celui de la mine de pyrophyllite, sous forme de filons associés à des bandes de schistosité. La formation de ce dernier est liée à des apports siliceux d'origine profonde (hydrothermale). Le dernier gisement est celui de la barytine. Tous ces gisements sont exploités de manière artisanale issus des formations de PIII suivant des accidents E-W.

3.2. Cadre géologique

Le bassin de Tisdafine appartient à la couverture paléozoïque de l'Anti-Atlas oriental (Fig. 4), élément structural important de la plate-forme NW africaine. Une plate-forme cratonisée depuis le Néoprotérozoïque, recouverte en dehors des boutonnières, de bassins sédimentaires paléozoïques où les séries sont tabulaires ou légèrement plissées. Une discordance majeure résultat de l'orogénèse pan-africaine sépare le socle de sa couverture sédimentaire. Les terrains paléozoïques sont généralement peu épais et uniformes présentant tous, le caractère des sédiments de plate-forme depuis les termes continentaux terrigènes, jusqu'aux sédiments marins épicontinentaux.

Le bassin de Tisdafine, qui en fait partie entre l'Anti-Atlas central et le Tafilalt occidental, ne diffère pas du reste par sa série paléozoïque globale qui s'étale depuis le Cambrien jusqu'au Carbonifère. La sédimentation globalement détritique et relativement continue jusqu'à l'Ashgill supérieur. Elle est caractérisée par la baisse du niveau marin lors de la glaciation fini ordovicienne (Clerc et al., 2013 ; Colmenar et Alvaro, 2014 ; Ghienne et al., 2014). Une vaste transgression Silurienne succède à cette glaciation, d'abord localement et lentement pendant le Llandovery inférieur, puis se répand à partir du Llandovery supérieur, avec des faciès hypersiliceux, des phanites et des schistes gréseux en plaquettes à Graptolithes (Willefert, in Destombes et al., 1985). Par contre, la période dévonienne est reconnue par un lithofaciès diversifié, des dépôts allo- et autochtones de nature carbonatée sont également représentés par rapport aux périodes précédentes (Rytina et al., 2013 ; Ward et al., 2013 ; Talih et al., 2022a). La sédimentation reprend au Carbonifère inférieur, avec des dépôts remobilisés d'olistostrome d'âge dévono-dinantien (Michard et al., 1982 ; Rytina et al., 2013), qui précèdent le groupe des

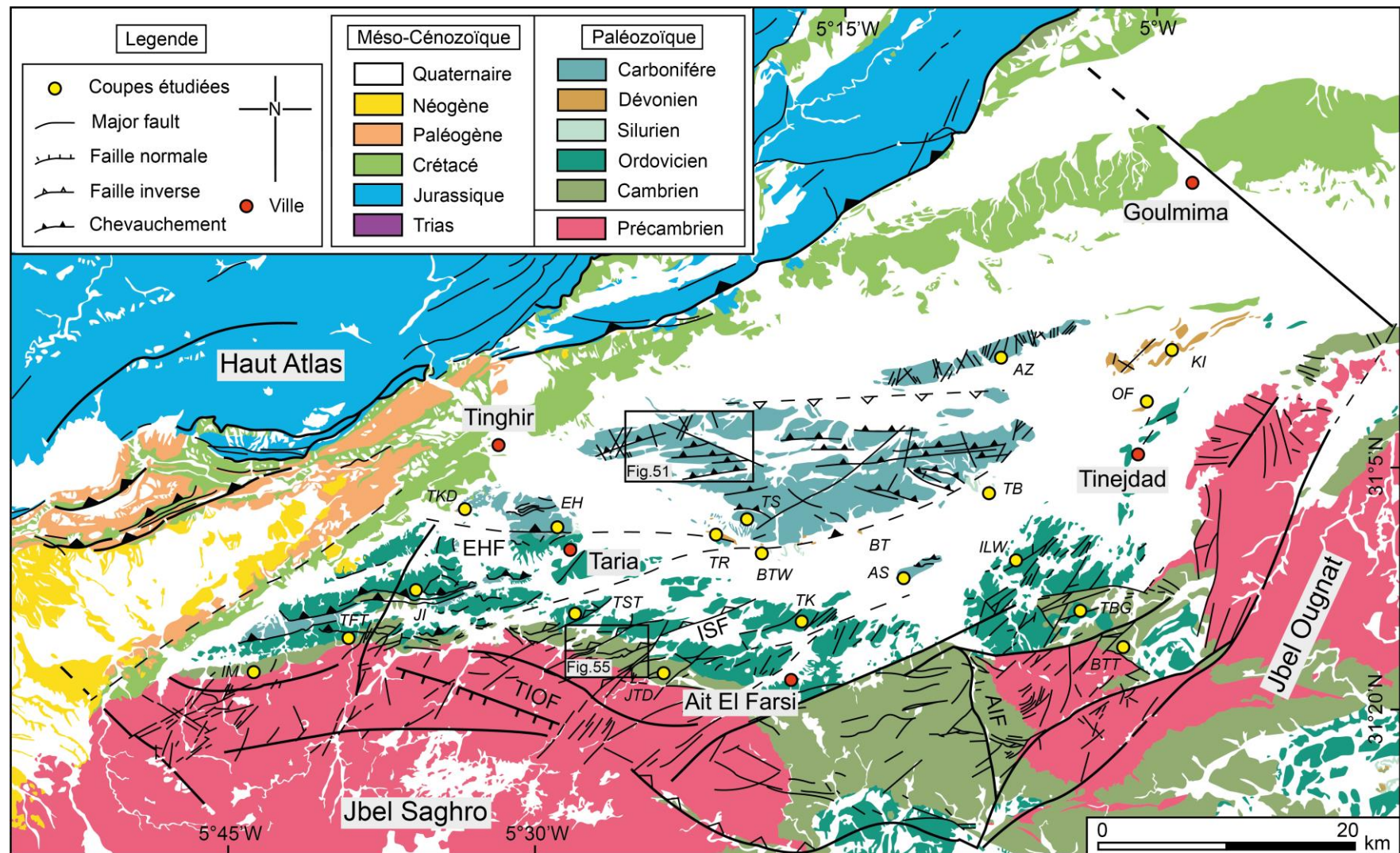


Figure 4 : Carte géologique du bassin de Tisdafine (d'après Hinderemeyer et al., 1977 ; Destombes et Hollard, 1988 ; Hadri, 1997, 2004 ; Dal Piaz et al., 2007 ; El Boukhari et al., 2007 ; Schiavo et al., 2007 ; Hejja et al., 2020) montrant les ensembles des coupes étudiées. ASG : Jbel Assigane, BTW : Bou Tisdafine-W, BT : Bou Tisdafine, BTT : Ait Saïd, EH : El haret n'Amine, ILW : Issaf Lalleine ouest, IM : Mine d'miter, JAD : Jbel Asdaf, JI : Jbel Iourarhane, JT : Jbel Tisdafine, JTD : Jbel Taouarda, KI : Koudiat Inegh, OF : Oued Ferkla, TB : Toubert, Tikdarine, TFT : Tafraout n'Tmarhriouine, TGB : Tiberguent, TK : Tikniouine, TST : Tassourt, TR : Taourirt n'Khlil,

flyschs du Viséen supérieur du Jbel Tisdafne, signalé notamment par [Hindermeyer \(1955\)](#), [Michard et al. \(1982\)](#), [Destombes et al. \(1983\)](#), [Soualhine et al. \(2003\)](#), [Talih et al. \(2022b\)](#).

4. Travaux antérieurs

Après qu'il fut découvert par [Clariond en 1933](#), le bassin de Tisdafine devient l'objet de nombreux travaux, notamment de stratigraphie, de corrélations et de subdivisions biostratigraphiques, avec des expéditions de levés cartographiques détaillés par le service de la carte géologique du Maroc. Les premiers travaux de stratigraphie furent menés essentiellement par le même [Clariond \(1944\)](#), qui a publié la carte géologique provisoire des plateaux et chaînes de Saghro–Tafilalt et Maïder au 1/200 000. En parallèle, il a publié les résultats de ses études consacrées surtout aux séries ordoviciennes, siluriennes, dévoniennes et carbonifères, particulièrement fossilifères dans ces régions.

[Hollard \(1960–1981\)](#), [du Dresnay \(1988\)](#) et en particulier [Destombes \(1962 à 1987\)](#) ont complété les études sur la couverture paléozoïque et mésozoïque de cette région. Ce dernier auteur a fortement contribué à la connaissance du Paléozoïque de la région et à l'étude des gîtes de fer de la région d'Alnif.

[Hindermeyer \(1953–1977\)](#) a procédé au levé bien détaillé du socle du Saghro oriental et de sa couverture paléozoïque. Il a poursuivi son travail sur les terrains paléozoïques du Todrha et des séries cambriennes du flanc sud du Saghro, ainsi que le volcanisme récent de la région. Une stratigraphie complète du Paléozoïque du Nord Saghro a été présentée au congrès international d'Alger en 1952 ([Hindermeyer in Choubert, 1952](#)) bien résumée dans une coupe qui traverse le socle et sa couverture septentrionale au niveau de Tinerhir, parue dans le livret guide de l'excursion C36 préparé à l'occasion de ce congrès. Emberger et Caia, en 1965 et 1966, ont participé aux levés géologiques du socle de l'Ougnat de la feuille de Todrha-Maïder et aux études métallogéniques de la même région.

La publication de la carte au 1/200 000 de Todrha-Maïder ([du Dresnay et al., 1988](#)), vient couronner les travaux de cartographie et les études géologiques qui ont été effectuées par différents auteurs depuis 1944, notamment la synthèse cartographique du Maroc, consignée dans la carte géologique du Maroc au 1/500 000 ([Choubert et al., 1959](#)) et qui constitue une compilation des données des cartes plus détaillées au 1/200 000. Malheureusement, la notice explicative correspondante n'a pas été éditée et l'argumentation des coupures stratigraphiques ne nous a pas été accessible. L'essentiel des informations utilisées pour la reconnaissance des

faciès cambriens, ordoviciens et siluriens a été extraite du chapitre D, rédigé par [Destombes et al. \(1985\)](#).

[Michard et al. \(1982\)](#), apportent des précisions sur l'architecture stratigraphique et structurale de la région de Tinerhir. Ils distinguent un ensemble paléozoïque autochtone méridional, reposant sur le socle du Saghro et un ensemble allochtone septentrional, au Sud de Tinerhir. L'allochtone est caractérisé par une tectonique tangentielle, rapportée par ces auteurs à l'orogénèse hercynienne.

Les cartes géologiques de Tinejdad et Goulmima au 1/100.000ème, tenant compte du cadre structural, publiées par [Hadri \(1997\)](#), reprennent le contexte des affleurements de la bordure nord du bassin de Tisdafine.

L'apport de la sédimentologie et de la tectonique ([Soualhine et al., 2003](#)) aboutissent d'après ces auteurs, à des interprétations d'ordre paléo-environnemental, mettant en exergue un système deltaïque en deux temps, depuis le Viséen supérieur-Namurien jusqu'au Westphalien C-D, dans un modèle en pull-à-part sur décrochement senestre.

Plus tard, les travaux réalisés par [El Boukhari et al. \(2007\)](#) puis [Dal Piaz et al. \(2007\)](#), distinguent les formations d'Aït Yalla et de Tinerhir sur les cartes géologiques 1/50.000ème de Taroucht et celle de Taghazout.

[Graham et Sevastopulo \(2008\)](#), se basant sur la pétrographie et selon des arguments biostratigraphiques, précisent à l'aide de quelques espèces de conodontes et de foraminifères, la période tournaisienne pour Jbel Asdaf et Viséen supérieur pour Jebel Tisdafine sous un environnement typiquement marin.

[Cerrina Feroni et al. \(2010\)](#), expliquent que vers l'Est, dans la région de Tinerhir, une ceinture de charriage varisque, la plus méridionale est constituée de tranches de sédiments allochtones, qui ont été poussées vers le sud sur le Paléozoïque inférieur autochtone du Jebel Saghro. Ces auteurs ont proposé pour ce " front varisque méridional " un modèle de tectonique trans-pressionnelle avec un empilement de nappes.

[Rytina et al. \(2013\)](#) ainsi que [Ward et al. \(2013\)](#) apportent leur vision sur l'origine et le style de mise en place des dépôts dévoniens dans la région de Tinghir et celle de Tinejdad. Les résultats de leurs travaux ont fait l'objet d'un document de l'Institut Scientifique, publié en 2013 au N°26 sous le thème : International Field Symposium « The Devonian and Lower Carboniferous of northern Gondwana ».

Cózar et al. (2020), offrent un aperçu paléobiogéographique sur les carbonates transgressifs du Viséen inférieur et moyen au Maroc. L'étude se rapporte à l'une des coupes au niveau de Jbel Asdaf, basée sur les foraminifères. Elle fait ressortir des données détaillées sur le milieu et l'âge qui s'étend depuis le Tournaisien jusqu'au Viséen inférieur.

Deuxième partie :
Contexte stratigraphique et sédimentologique

Chapitre I : Cambrien

1. Introduction

Des changements géodynamiques importants se sont produits durant le Cambrien aussi bien dans l'Anti-Atlas que dans le domaine Mésetien. Un climat glaciaire fini Précambrien est remplacé par un climat tropical à subéquatorial au Cambrien inférieur (Morel et Ivring, 1978 ; Tucker, 1986) avec un début de la prolifération des premiers organismes métazoaires constructeurs, c'est l'explosion cambrienne. Sur cette plateforme, installée sur la bordure nord du craton ouest africain, se déploie de puissantes séquences terrigènes de type domaine épicontinental (Bernardin et al., 1988). Il s'agit d'une phase extensive, qui a débuté au Néoprotérozoïque supérieur et s'est poursuivie jusqu'au Cambrien. Un rift intracontinental se met en place, remobilisant les failles héritées de l'orogénèse panafricaine, lequel avorte au Cambrien moyen (Baïdder, 2007). L'influence du relief créé en conséquence aboutit à la formation d'un système de horsts et grabens qui, démontrée par les variations d'épaisseurs et la distribution des formations sédimentaires cambriennes. Cette disposition est le résultat de la subsidence différentielle qui s'est manifestée dans l'Anti-Atlas, au cours du Néoprotérozoïque supérieur-Cambrien. Les terrains cambriens, qui affleurent dans le secteur d'étude, sont représentés par des formations lithologiques de natures différentes et d'âges échelonnés, allant depuis le Géorgien jusqu'à l'Acadien (Destombes, 1985). Chaque succession regroupe des ensembles lithostratigraphiques majeurs dont les particularités sédimentologiques reflètent les conditions du milieu de dépôt.

2. Description lithostratigraphique

La couverture d'âge cambrien du bassin de Tisdafine, longe les bordures du Saghro oriental et celle de l'Ougnat occidental (Fig. 4). Les traits sédimentaire et pétrographique permettent de distinguer plusieurs formations dont l'étude structurale met en exergue leur rapport et leur disposition dans la série. Ces différentes formations sont décrites de l'Ouest vers l'Est :

2.1. Au niveau de la mine d'Imiter

Avant la mine d'Imiter, filiale du groupe Managem qui constitue l'un des anciens gisements argentifères du massif de Jbel Saghro, se trouve la coupe étudiée. Elle est de coordonnées GPS : 31°21'18.28"N ; 5°43'10.16"W et comporte une puissance totale de 150 m, avec trois formations lithologiques (Figs. 5, 6A). De bas en haut, on distingue les niveaux

désormais classiques : la Brèche à Micmacca, suivie par les Schistes à *Paradoxides* (Formation du J. Wawrmast). Ces niveaux se terminent par la formation de Grès des Tabanit (Formation du J. Afraou).

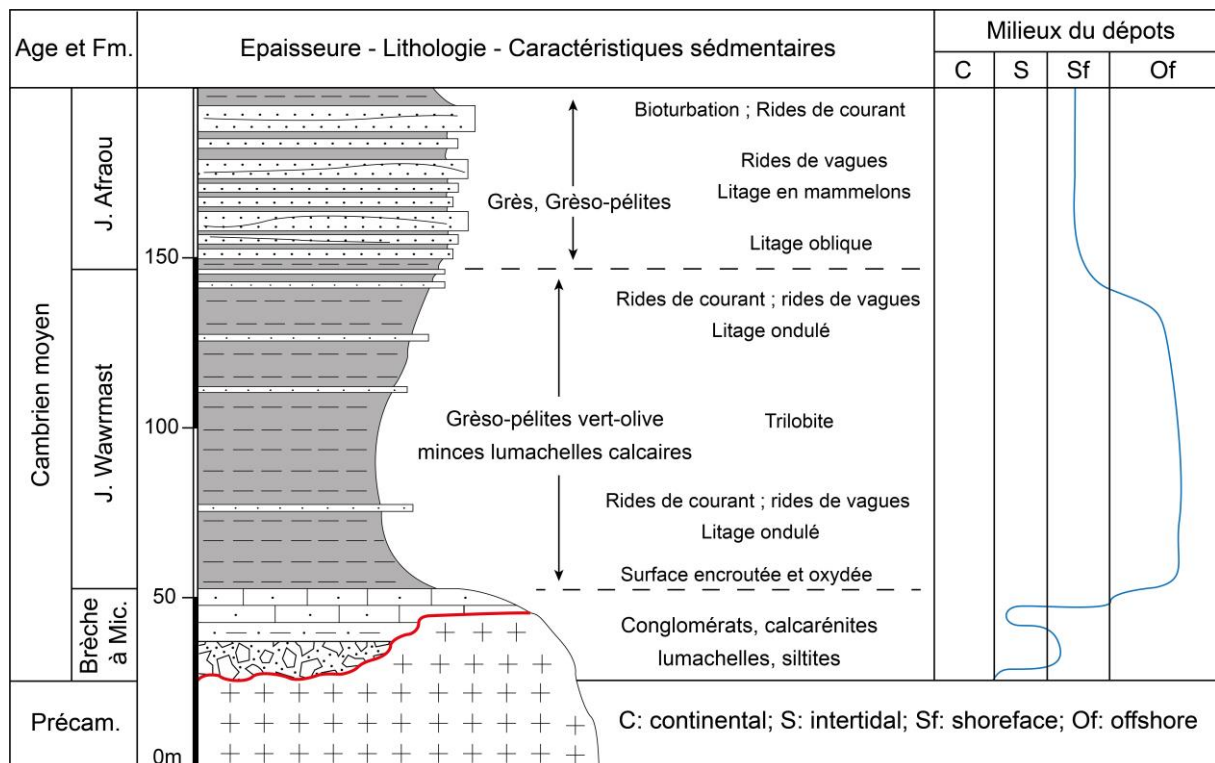


Figure 5 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique du Cambrien moyen au Nord de la mine d'Imiter.

Les termes de base de la Brèche à Micmacca de 20m d'épaisseur, sont composés de conglomérats polygéniques à matrice gréseuse et de galets andésitiques et d'autres éléments du socle protérozoïque, suivi d'un calcaire gréseux bioclastique de couleur rouille (Fig. 6B). Vers le haut apparaissent progressivement, de minces couches ferrugineuses à surfaces fortement oxydées et encroûtées.

La formation sus-jacente des Schistes à *Paradoxides* est constituée d'une succession monotone à dominance pélitique, de couleur verte et verte-azur, d'une épaisseur de 80 à 100 mètres. Elle forme un saut morphologique dans le paysage, avec des pentes douces coiffées par les reliefs des Grès du Tabanit. Dans les faciès pélitiques s'intercalent, à divers niveaux, des couches décimétriques à centimétriques de siltites et grès fins à laminations parallèles et des structures en rides. De minces intercalations noduleuses et bioclastiques contiennent parfois des restes de trilobites, en particulier les *Paradoxides*. La partie sommitale s'enrichit graduellement en siltites et en grès fins à moyens avec des niveaux à laminations parallèles (Fig. 6C). Ces

derniers marquent le passage progressif à la formation sus-jacente des Grès de Tabanit (50 m d'épaisseur).

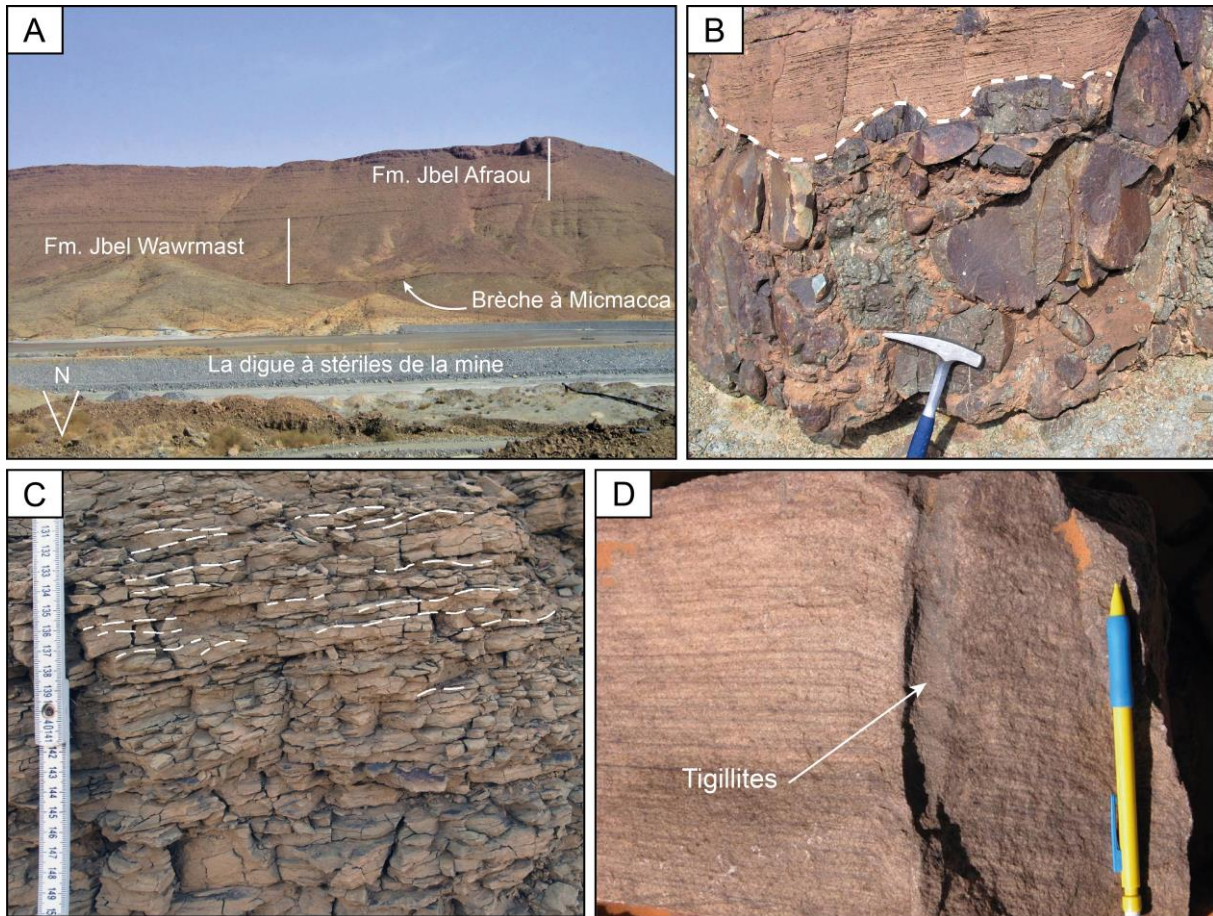


Figure 6 : Le Cambrien moyen au Nord de la mine d'Imiter. A. Les ensembles sédimentaires du Cambrien moyen. B. Niveau de la Brèche à Micmacca. C. Niveau de siltites et grès fins à moyens. D. Traces verticales de Tigillites dans les niveaux supérieurs de la Formation des grès de Tabanit.

Les niveaux supérieurs de la coupe (Fig. 9) sont composés par des couches décimétriques à métriques de grès quartziques, de quartzites et d'arkoses à grain fin, gris et gris-vert à la cassure fraîche et de couleur d'altération brun rougeâtre. A l'intérieur de la série arénacée, on trouve des niveaux discontinus de grès grossiers et de microconglomérats fins, d'une épaisseur décimétrique (30 à 40 centimètres), faisant souvent partie de bases de séquences élémentaires gréseuses. Les couches gréseuses sont géométriquement lenticulaires montrant des litages en mamelons et de fréquentes laminations horizontales ou encore des rides de courant. Les couches supérieures contiennent parfois des tigillites, des terriers de vers annélides (Fig. 6D). L'ensemble de la formation s'organise en gros en trois paraséquences pluri-décamétriques. Le passage à l'Ordovicien correspond localement à un niveau de pélites gris-vert, d'une épaisseur de 30 m environ, d'âge incertain.

2.2. Au niveau de Jbel Taouarda

L'affleurement cambrien de cette localité est d'environ 600m d'épaisseur, situé au Nord-Ouest du village d'Agoudim Nihertane, aux coordonnées GPS : 31°21'37.43"N ; 31°21'37.43"W. On y accède par une piste enclavée d'environ 5 km sur la rive droite de l'Oued Saghro. La série sédimentaire repose en discordance sur un socle précambrien et montre une succession complète depuis le Géorgien jusqu'à l'Acadien (Fig. 7).

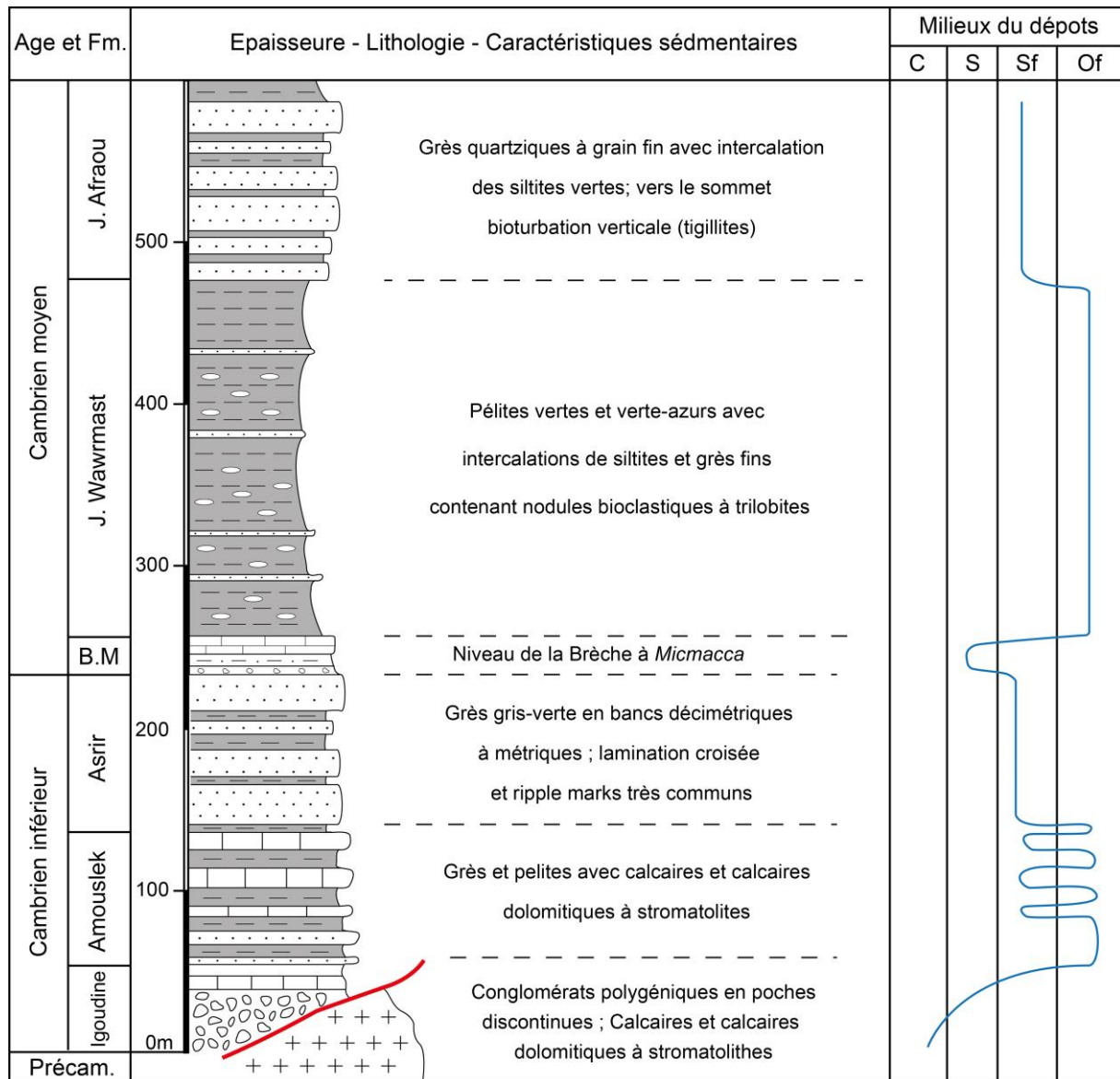


Figure 7 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique du Cambrien inférieur et moyen au niveau de Jbel Taouarda.

A la base, des conglomérats polygéniques, en poches discontinues, qui seraient l'équivalent de la formation d'Igoudine (Fig. 8A). Leur épaisseur est de 50 m et contiennent des éléments du socle protérozoïque arrondis ou émoussés qui peuvent atteindre 40 cm.

Comparable aux dépôts du Cambrien inférieur à l'échelle de l'Anti-Atlas, un âge Tommotien pourrait correspondre à ce faciès (Bourque et al., 2015).

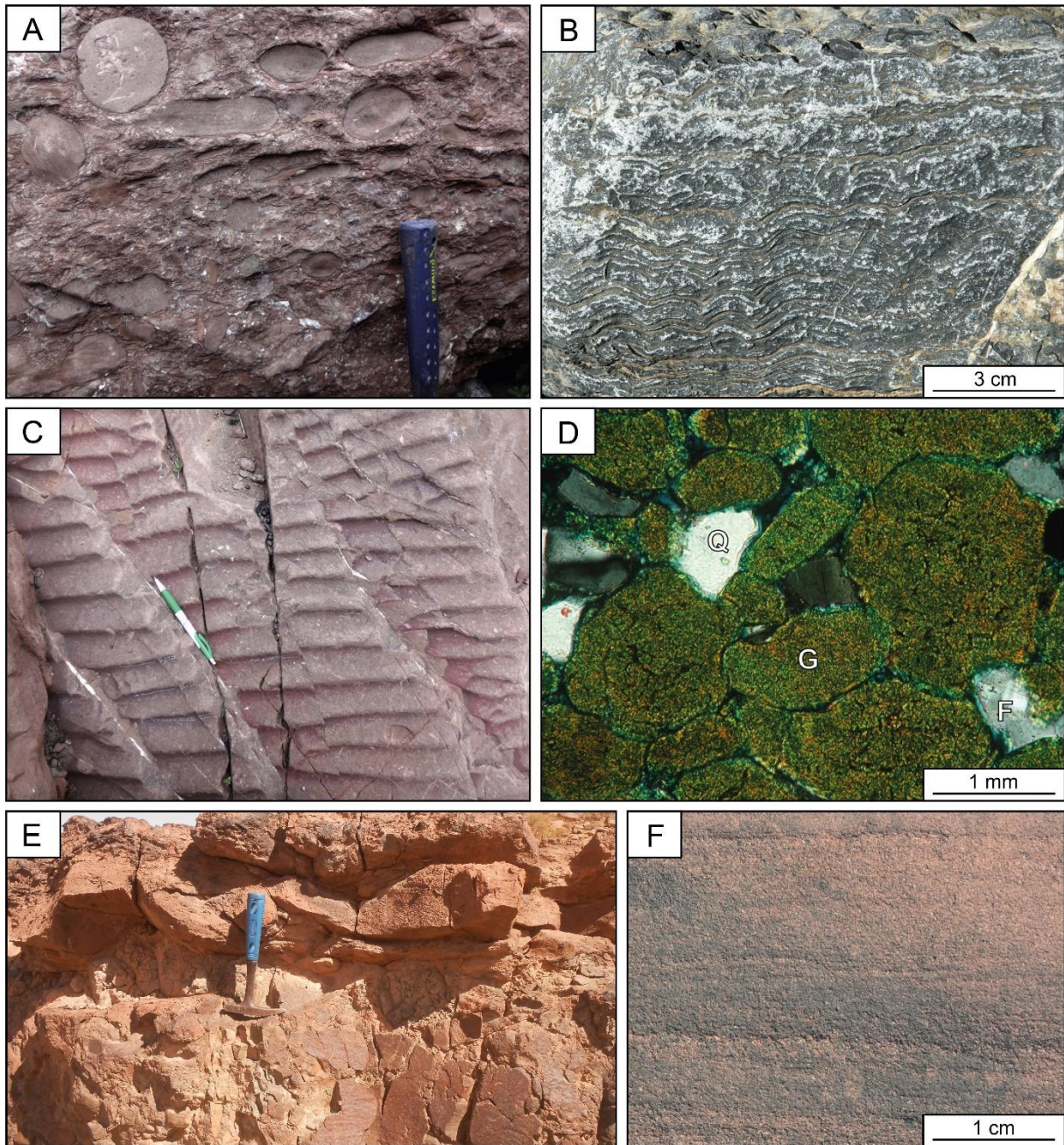


Figure 8 : Photos montrant les formations du Cambrien inférieur et moyen de Jbel Taouarda. A. Les conglomérats de base de la Formation d'Igoudine. B. Niveaux carbonatés à stromatolithes. C. rides asymétriques dans la Formation de Jbel Asrir. D. Section polie d'un échantillon de grès montrant la prédominance de clastes de quartz (Q), grains subordonnés de feldspath (F) et glauconite (G). E. Niveaux de brèche à Micmacca, F. Laminations parallèles dans les grès de la Formation de Jbel Afraou.

Des grès et siltites à patine rousse, avec des bancs d'épaisseur métrique de calcaires dolomitiques à stromatolithes (Fig. 8B), surmontent les niveaux conglomératiques sur une épaisseur de 130 m. C'est l'équivalent des séries différenciées d'Issafène et d'Amouslek

(L'Amouslekien au sens de Boudda et al., 1979) mieux connues dans l'Anti-Atlas central, datées de l'Atdabanien (Cambrien inférieur). A l'échelle stratonomique, les termes de bases de la succession sont constitués de calcaires gréseux de couleur rose, agencés en couches d'épaisseur décimétrique à métrique, intercalés dans des siltites rouges. En remontant progressivement vers le haut, on note une strato-croissance et les interbanes deviennent plus carbonatés, laminés et peu cimentés, avec des marnes silteuses vert clair. L'ensemble est recouvert par des calcaires gréseux fins et des calcilutites de couleur rose, formant des couches d'épaisseur métrique avec des interbanes de calcaires gréseux jaunâtres.

La série du Cambrien inférieur se termine par la formation du Jbel Asrir (Grès terminaux), représentés dans son ensemble par des grès et des grès quartziques et feldspathiques, en bancs d'épaisseur décimétrique à métrique, de couleur rose, brune à l'altération et gris clair/gris vert à la cassure fraîche. Les structures sédimentaires sont très diffuses et correspondent globalement à des stratifications entrecroisées et des rides symétriques et asymétriques (Fig. 8C), surtout à la base des couches de quartzites. Certains bancs montrent des polygones de dessiccation. En lame mince, il s'agit d'un grès bien cimenté, avec une dominance de clastes de quartz, de quartz authigène, de grains subordonnés de feldspath et d'autres espèces ultra stables (Fig. 8D).

Quant à la série du Cambrien moyen, elle débute par le niveau de Brèche à Micmacca (20 m d'épaisseur), représentée par des siltites bioturbées, des grès violacés ferrugineux et des calcaires lumachelliques (Fig. 8E). En revanche, apparaissent des calcaires à laminations stromatolitiques dont la base est formée d'un niveau mince de conglomérat érosif et se termine par un conglomérat centimétrique très ferrugineux. Vers le haut, il y a des siltites vertes surmontées d'une couche noduleuse, recouverte d'une mince couche calcaire centimétrique à surface ferrugineuse.

La Formation du Jbel Wawrmast (Schistes à *Paradoxides*) qui surmonte la précédente, est une succession monotone à dominance pélitique de couleur verte à vert-azur avec des nodules bioclastiques à trilobites. Le lithofaciès montre des intercalations décimétriques de siltites et de grès fins en petites strates à laminations parallèles. Les nodules bioclastiques présents dans les niveaux des siltites contiennent des restes de trilobites, en particulier des *Paradoxides*, de dimensions centimétriques. La partie sommitale de la formation, à proximité du passage à la Formation du Jbel Afraou, est constituée d'une alternance de siltites et grès fins entre lesquels s'intercalent des couches épaisses de grès à grain moyen et à laminations parallèles (Fig. 8F).

La coupe se termine par la Formation du Jbel Afraou (120m d'épaisseur), ou Grès du Tabanit, qui est représentée par des couches décimétriques à métriques de grès quartziques et quartzites à grain moyen-fin, gris et gris-vert à la cassure fraîche et de couleur brun-rougeâtre d'altération. A l'intérieur de la série arénacée, on trouve des niveaux discontinus de grès grossiers et de conglomérats fins, d'une épaisseur de 30 à 40 cm, faisant souvent partie de la base de séquences élémentaires gréseuses. Les couches de grès sont lenticulaires, avec de nombreuses laminations horizontales, laminations entrecroisées, litages de rides et grandes structures ondulées en mamelons (type hummocky). Mais, dans la partie terminale de la formation, une forte bioturbation verticale se développe (tigillites), oblitérant horizontalement les structures sédimentaires.

2.3. Au niveau d'Ait Saïd

Dans le but de compléter nos observations et de reconstituer, de manière synthétique, l'activité sédimentaire cambrienne à l'échelle du bassin de Tisdafine, on a choisi une autre coupe parallèle à la première, située dans la région de Tarhoucht (Fig. 9), sur les coordonnées GPS : 31°21'37.43"N ; 31°21'37.43"W.

Le paysage montre le Groupe de Tata (Fig. 10A), avec une coupe qui débute dans sa partie basale par la formation d'Igoudine ou les grès et les conglomérats de base (Choubert, 1952 ; Geyer, 1989 ; Landing et al., 2006). Cette formation est composée par des grès grossiers en couches centimétriques à métriques, des faciès grésosilteux de couleur rose clair et des conglomérats polygéniques en poches discordantes. L'ensemble est surmonté par la Formation d'Amouslek, appelée encore la série schisto-calcaire (Siegert, 1986). Elle est marquée par des grès et des siltites à patine rousse avec des bancs d'épaisseur métrique de calcaires simples à dolomitiques renfermant des stromatolithes. Vers le haut, la nature devient calcaire avec des marnes et des siltites de couleur lie-de-vin. Cet ensemble est coiffé par la Formation d'Asrir ou la série des grès terminaux (Choubert, 1952 ; Choubert, 1963 ; Hollard, in Destombes et al., 1985). Cette formation se compose de grès quartziques et feldspathiques, en bancs d'épaisseur décimétrique à métrique, de couleur rose, brune à l'altération et gris clair/gris vert à la cassure fraîche. Les structures sédimentaires montrant des stratifications entrecroisées et des rides symétriques et asymétriques, surtout à la base des couches de quartzites (Fig. 10C, D).

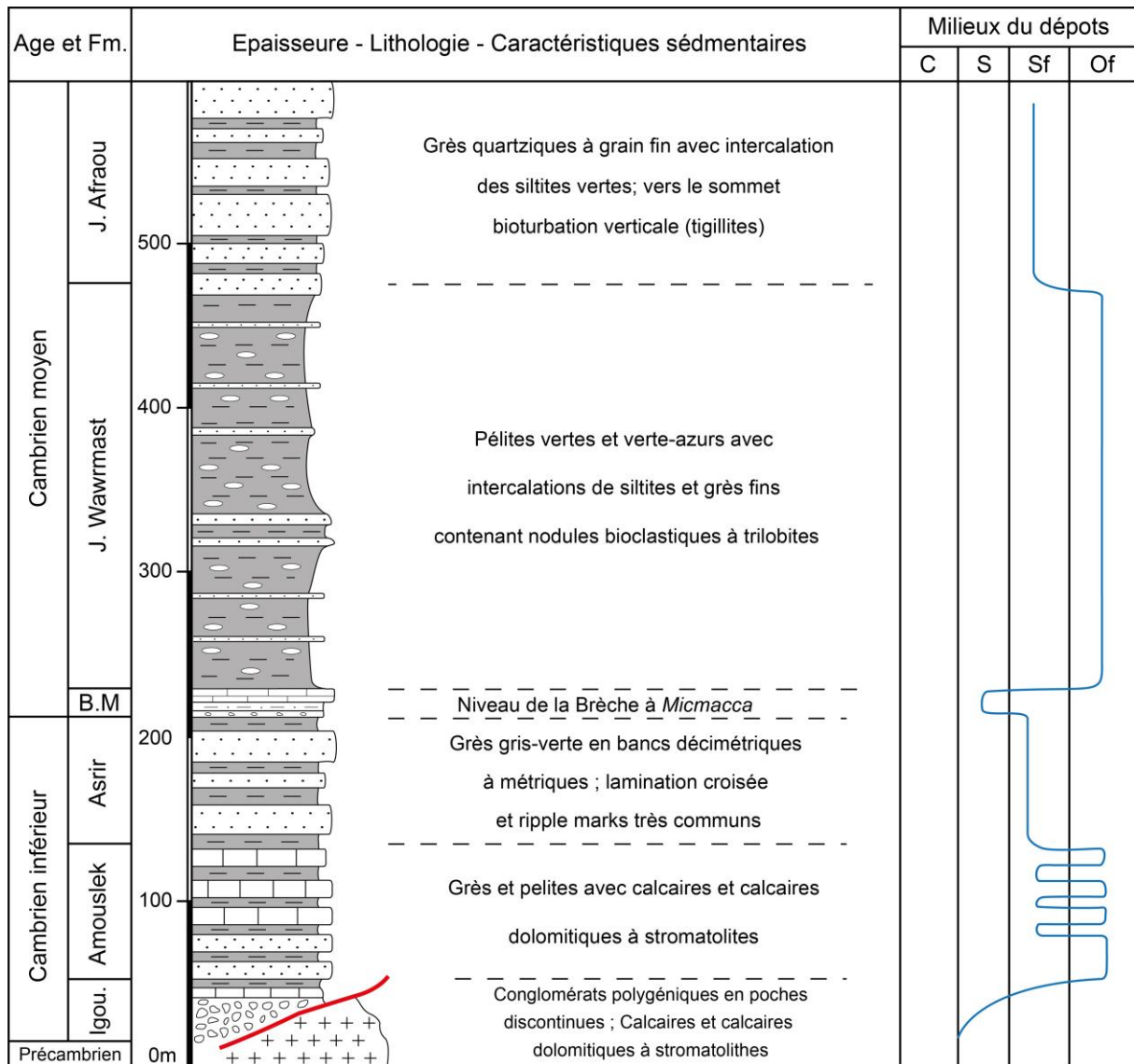


Figure 9 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique du Cambrien inférieur et moyen au niveau de Bou Tiouit. B.M= Brèche à *Micmacca*

Le même paysage laisse apparaître le Groupe des Feijas internes (Fig. 10E) d'âge cambrien moyen qui débute par le niveau de la Brèche à *Micmacca* dont le lithofaciès est similaire à la coupe précédente. La formation de Jbel Wawrmast, ou Schistes à *Paradoxides*, qui la surmonte, est constituée par une succession monotone dominée par des pélites de couleur verte et vert azur, avec des nodules bioclastiques à trilobites du genre *Acadoparadoxides levisetti*, *Kingspidoides brexifrons* (Fig. 10F, G). Au sein du faciès pélitique s'intercalent des couches décimétriques de siltites et de grès fins en lits centimétriques avec des laminations parallèles. Les nodules bioclastiques, présents dans les niveaux des siltites, contiennent des restes de trilobites, en particulier le genre *Paradoxides* de dimensions centimétriques, qui a donné son nom à la formation. La partie terminale de cette unité, à proximité du passage à la

Formation du Jbel Afraou, est marquée par une alternance de siltites et de grès fins entre lesquels s'intercalent des couches épaisses de grès à grains moyens et à laminations parallèles.

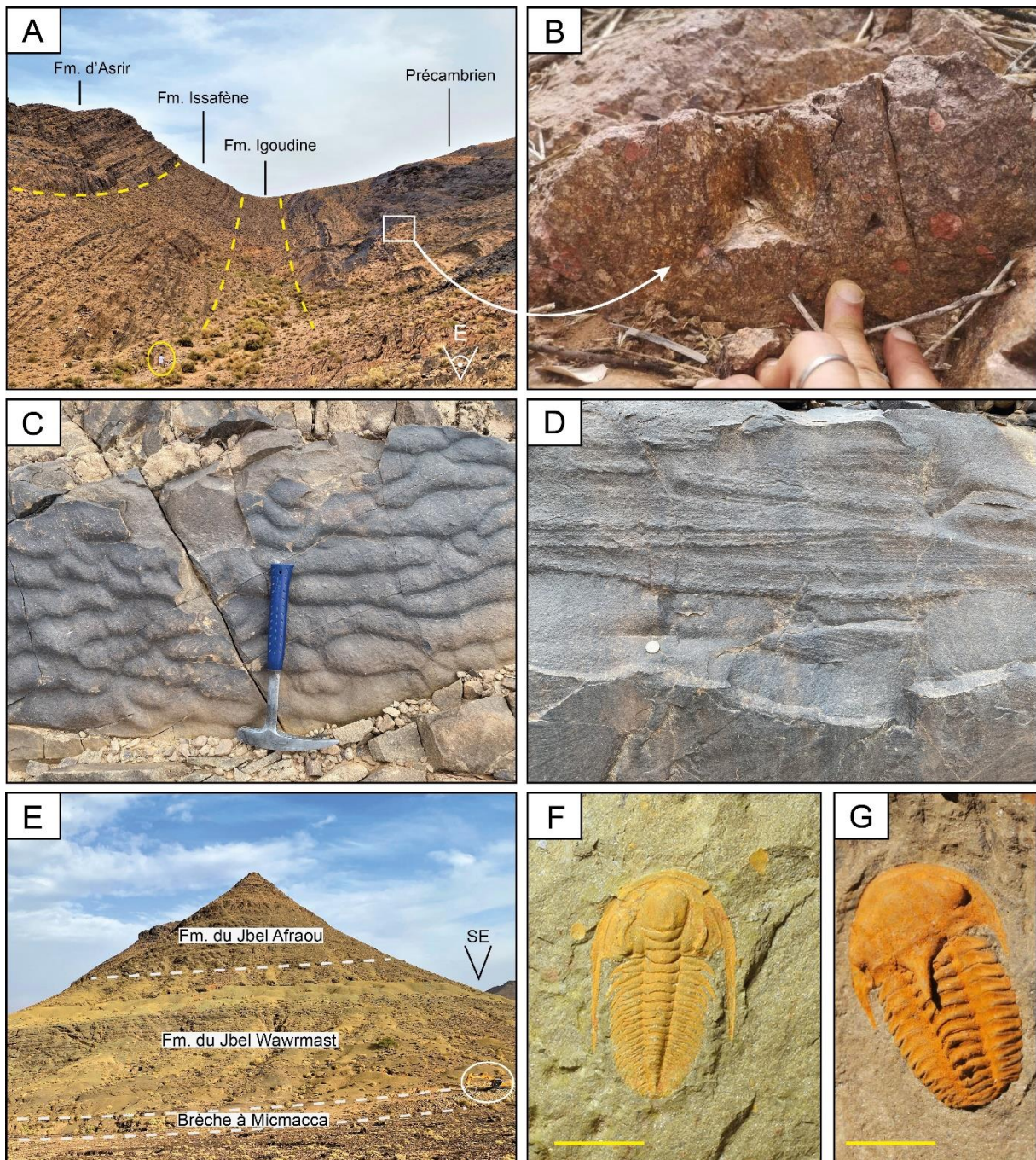


Figure 10 : Les formations cambriennes dans la région de Tarhoucht. A. Les ensembles sédimentaires du groupe de Tata. B. Faciès de rhyolite dans le socle précambrien. C. Rides de courant. D. Stratification entrecroisée. E. Les ensembles sédimentaires du groupe Feijas internes. F. *Acadoparadoxides levisetti*. G. *Kingaspidoides brexifrons*.

Le passage à la formation de J. Afraou ou les Grès de Tabanit est marqué par une série à dominance arénacée, renfermant des couches décimétriques à métriques de grès quartziques et des quartzites à grain fin, gris et gris-vert à la cassure fraîche et de couleur brun rougeâtre en

surface d'altération. A l'intérieur de la série arénacée, sont signalés des niveaux discontinus de grès grossiers et de conglomérats fins, d'épaisseur décimétrique (30 à 40 centimètres), interprétés comme étant la base des séquences élémentaires gréseuses. Les couches de grès sont lenticulaires, avec des structures de type hummocky bedding, des laminations horizontales et des rides. La formation est caractérisée, dans sa partie sommitale, par une bioturbation particulière à tigillites.

3. Dynamique sédimentaire

En l'absence des marqueurs biostratigraphiques conséquents, la corrélation latérale des coupes levées le long de la bordure sud du bassin de Tisdafine est basée principalement, sur le critère lithologique (Fig. 11). L'évolution sédimentaire est décelée à travers l'aspect architectural et l'organisation des corps sédimentaires des différentes formations décrites. Les coupes montrent des empilements en séquences qui traduisent le processus de dépôt qui est largement argumenté par les discontinuités et l'alternance des événements carbonatés ou détritiques en termes grossiers ou fins. Il nous a été possible, à partir de ce type d'agencement, de voir des variations eustatiques exprimées à travers les formations et au passage de chacune. Ce style d'organisation rappelle les modes de dépôts observés dans des séries plus récentes qui renseignent sur la réponse d'un milieu contrôlé par l'espace d'accommodation, elle-même subordonnée à l'apport sédimentaire et la subsidence à l'échelle du bassin de Tisdafine.

Après l'épisode volcanogène du Néoprotérozoïque terminal, les premiers terrains paléozoïques sont franchement sédimentaires et constituent un premier cycle attribué au Cambrien inférieur. Les dépôts de base, ou Formation d'Igoudine, sont constitués de dépôts détritiques grossiers conglomératiques puis gréseux, provenant du démantèlement des reliefs du socle dans un contexte de distension. Ils viennent s'accumuler d'ailleurs, dans les dépressions de ces reliefs et en discordance sur ses divers termes. Le comblement se fait par un matériel assez grossier, gréseux, à matrice carbonatée. La signature des structures sédimentaires (stratifications obliques ou entrecroisées, stromatolithes, rides d'oscillation) témoigne d'un environnement cotier peu profond dans un contexte transgressif. Au terme de ces dépôts, le secteur du Saghro, accueille un deuxième conglomérat plus étendu que le premier. Ce dernier marque le début d'une deuxième transgression schisto-calcaire (Formation d'Amouslek), répandue en milieu peu profond avec un épandage de type replat de marées (tidal flat), passant à subtidal peu profond (à caractère prodeltaïque). Ce processus d'oscillation est la conséquence d'une dynamique de marée bien active. Ces mêmes conditions de dépôt se retrouvent également dans l'Anti-Atlas Central (Chbani et al., 1999) et occidental (Algouti et al., 2000). Le premier

cycle se termine alors, avec la Formation d'Asrir (Grès terminaux), qui représente la phase ultime de l'épisode de comblement par un dépôt terrigène silico-clastique plus mature, à grain moyen à fin, qui marque le passage d'un milieu infratidal à un milieu de prodelta à front deltaïque. Les dépôts du Cambrien inférieur sont disposés donc en biseau de rétrogradation (onlap) puis de progradation (downlap) avec disparition progressive des unités sédimentaires vers le Nord et le Nord-Ouest. L'ensemble va complètement disparaître sur la bordure occidentale du bassin de Tisdafine, où le cycle suivant vient directement recouvrir le socle Néoprotérozoïque.

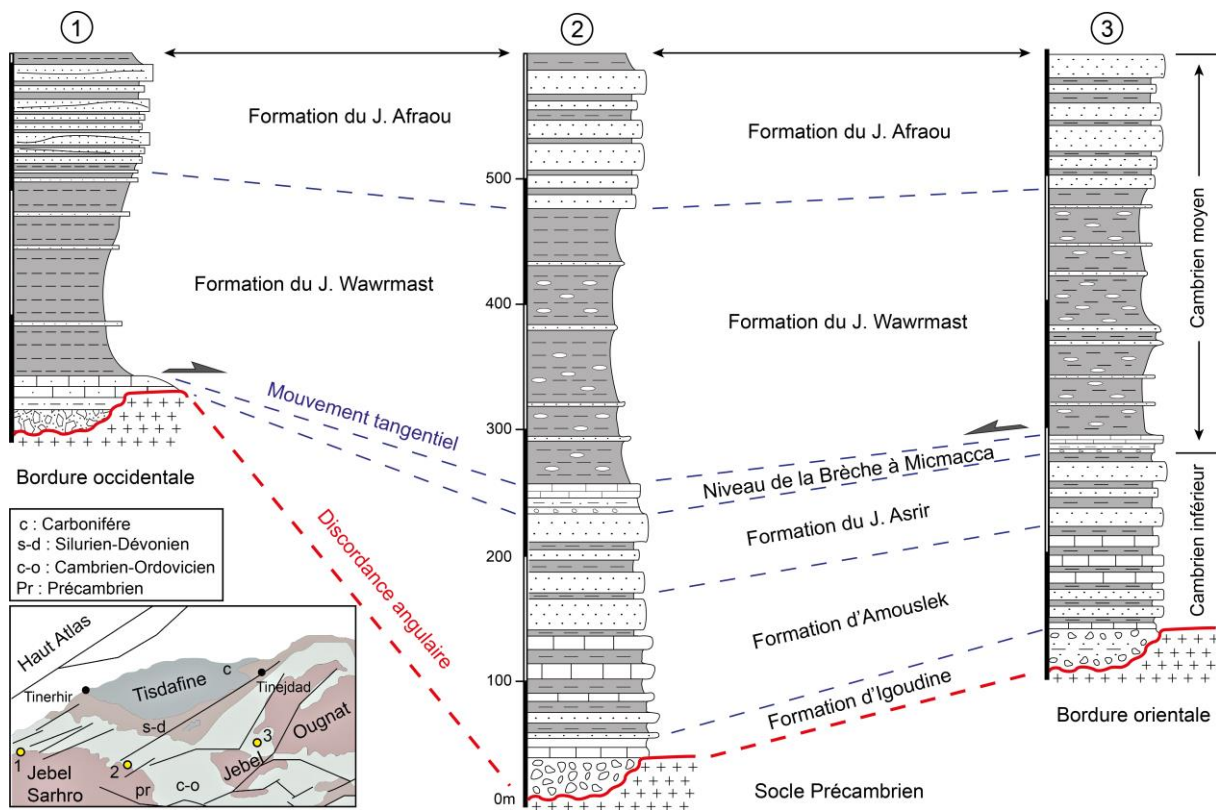


Figure 11 : Variations latérales lithostratigraphiques des formations du Cambrien selon la direction E-W. 1. Coupe d'Imiter, 2. Coupe Jbel Taouarda, 3. Coupe de Bou Tiouit.

Le cycle sédimentaire du Cambrien moyen débute avec le niveau transgressif de la Brèche à Micmacca représentant un niveau sédimentaire assez caractéristique dans la partie centrale de l'Anti-Atlas et qui prend parfois le rôle de niveau fossile pour les corrélations régionales. La présence de niveaux arénacés et de conglomérats, associés aux brèches carbonatées et aux calcaires arénacés à bioclastes avec des laminations stromatolitiques, indique le passage à un milieu marin peu profond de type inter à infratidal. La sédimentation des Schistes à *Paradoxides* marque un approfondissement du bassin avec un milieu marin rétrogradant dans un domaine de plate-forme externe (outer shelf). L'activité sédimentaire devient calme et monotone sous un

taux de subsidence élevé. La série dilatée est composée de siltites et de grès finement laminés. Le bassin atteint son niveau d'équilibre et les conditions s'inversent avec une pogradation marine, ramenant vers un milieu de front deltaïque, dominé par les vagues et la houle, lors des dépôts silicoclastiques de la Formation du Jbel Afraou (Grès du Tabanit). Le cycle se termine par une chute eustatique et une phase de rhexistasie, coïncidant avec la discontinuité majeure du passage Cambrien–Ordovicien, marquée par l'absence du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien basal.

La série du Cambrien moyen se présente ainsi comme une séquence de dépôt sédimentaire (Ouanaimi et Petit, 1992) étalée, sur un intervalle de transgression-régression. Le contexte tectonique est moins évident que dans le Cambrien inférieur. Néanmoins, la tendance est marquée par un amincissement vers le Nord et le Nord-Ouest, notamment pour les formations de comblement (les Schistes à *Paradoxides* et les Grès de Tabanit).

4. Conclusion

L'analyse lithostratigraphique et sédimentologique du Cambrien inférieur et moyen du bassin de Tisdafine, révèle une organisation de faciès en cycles régressifs-transgressifs, bien contrôlée par une tectonique distensive, dans un contexte de remontée eustatique de long terme. La nature des faciès sédimentaires, l'évolution des milieux de dépôts et les variations des épaisseurs ont permis de mettre en évidence un graben E–W au niveau de l'axe Saghro–Ougnat (Fig. 11). La genèse de ce graben, durant le dépôt de la série considérée post-rift, témoigne de l'effet rémanent des mouvements tectoniques distensifs et différentiels mieux connus dans l'Anti-Atlas occidental, au moins jusqu'à la fin du Cambrien inférieur. Ces mouvements sont liés au contexte global du rifting cambrien ou fini-précambrien du Gondwana connus dans la Meseta occidental et dans l'Anti-Atlas.

Chapitre II : Ordovicien

1. Introduction

L'Ordovicien est considéré dans l'histoire du Gondwana, comme une nouvelle incursion marine caractérisée par des dépôts néritiques, dans une plateforme peu profonde, étalée au Nord du domaine gondwanien, en bordure du craton ouest africain et au sud de la zone de Meguma et des océans Iapetus et Prototethys (Hamoumi, 1988). C'est une mer nouvellement installée en conséquence des changements géodynamiques et climatiques (Chauvel, 1978 ; Destombes et al., 1985) évoluant avec des dépôts de milieux peu profonds (Clerc et al., 2013).

La région offre également des indices d'un événement majeur lié la glaciation fini-ordovicienne et la répartition des niveaux de fer oolithiques (Destombes et al., 1985 ; El Hassani, 1990 ; Hamoumi, 1999). Ces niveaux-repères, observés ailleurs, sont indispensables pour l'établissement de corrélation à l'échelle régionale puis globale. La glaciation fini-ordovicienne est désormais, reconnue comme un événement caractéristique du Nord-Ouest de l'Afrique et atteste d'un point de vue paléogéographique, de sa position polaire pendant l'Ordovicien (Fig. 12A). Le fer oolithique, quant à lui, est la signature de modifications importantes et rapides des conditions climatiques et/ou géodynamiques.

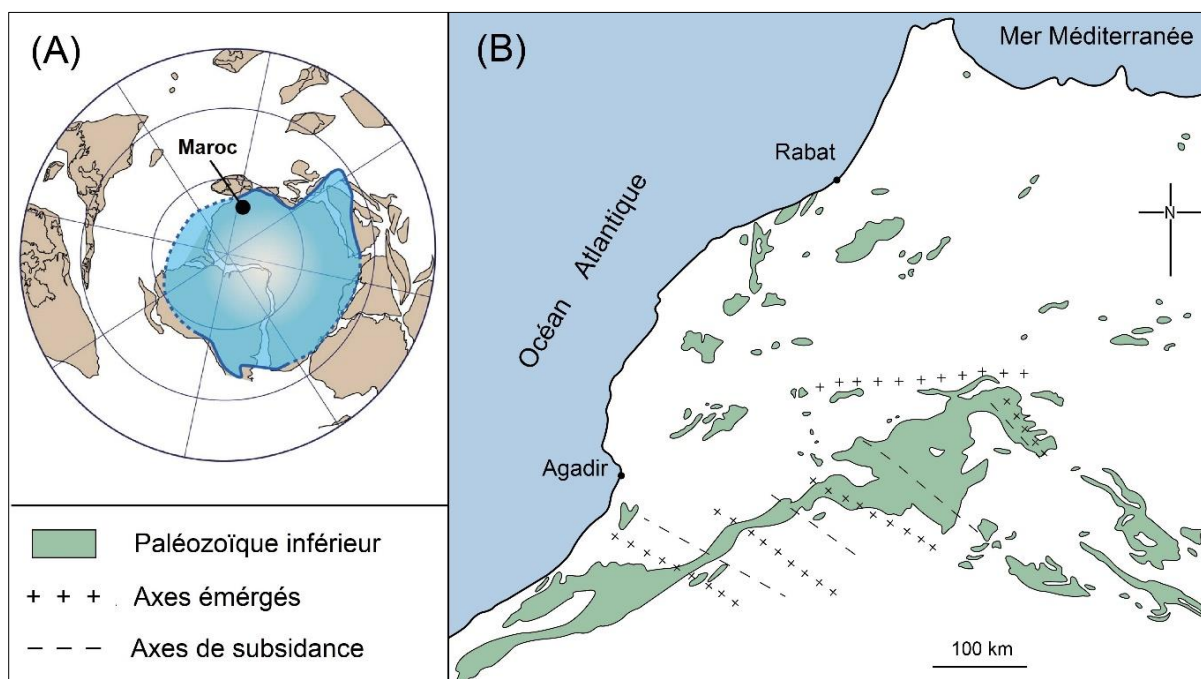


Figure 12 : A. Reconstruction paléogéographique du Gondwana de l'Ordovicien supérieur d'après Cocks et Torsvik (2002). B. Les principaux axes d'émergence et de subsidence du Cambrien moyen à l'Ordovicien de l'Anti-Atlas et la Meseta marocaine, dans le Nord du Maroc (Destombes et al., 1985).

L'Ordovicien de l'Anti-Atlas (Fig. 12B) est marqué par des mouvements épirogéniques qui ont conduit à l'édification de zones surélevées ou rides (Destombes et al., 1985). Cette activité est accompagnée de manifestations volcaniques dont l'exemple éclatant est celui du volcanisme basaltique de l'Ougnat. La structuration de la région donnera naissance à des bassins réceptacles de dépôts détritiques. La direction WSW-ENE observée, correspond globalement à la direction atlasique NE- SW, opposée à la direction mésetienne, NW-SE qui n'est autre que la direction ougartienne.

Les directions s'inversent, durant l'Arenig c'est la direction atlasique qui prédomine. Au Llanvirn, c'est plutôt la mesetienne qui prévaut, tandis qu'au Llandeilo, c'est à nouveau la direction atlasique qui est enregistrée. La direction ougartienne persistera enfin, durant tout l'Ordovicien supérieur (Destombes et al., 1985).

2. Description lithostratigraphique

Dans notre zone d'étude, les terrains ordoviciens affleurent largement dans les bordures sud. Ils constituent souvent, la source d'apports des couches qui les surmontent (siluriens, dévoniens et carbonifères) dont ils constituent le substratum. Notre travail se consacre à six coupes levées à Tisdafine, avec trois de l'Ordovicien inférieur-moyen et trois pour l'Ordovicien supérieur.

2.1. L'Ordovicien inférieur et moyen

Il comporte deux groupes et trois formations, de bas en haut : le « Groupe des Feijas externes », avec la « Formation supérieure de Fezouata » et la « Formation du Tachilla », puis le « Groupe du Premier Bani », qui se résume ici à une seule formation du même nom.

2.1.1. La coupe Tafraout n'Tmarhriouine

L'affleurement de cette localité est d'environ 200 m d'épaisseur (Fig. 13), situé au Nord des gorges d'Ikiss, sur les points coordonnées GPS : N31°22'43,64'' ; 5°38'55,70''W. La coupe débute par la formation supérieure de Fezouata, de 70m d'épaisseur, dont le lithofaciès est composé de microconglomérat, de grès carbonaté, d'argilites et siltites vertes, assez semblables à celles des Schistes à *Paradoxides*, montrant parfois une altération en boules dans leur partie basale. A cette dernière se superpose la formation de Tachilla, dont l'épaisseur atteint 70 m environ. Sa partie basale est marquée par un niveau repère de grès ferrugineux, bien connu dans l'Anti-Atlas central et oriental. Le niveau lui-même est essentiellement gréseux, noir, violacé ou vert, avec des intercalations de pélites. Les grès sont des litharénites ferrugineuses, parfois

à fer oolithique (ferroolites), ou microconglomératiques. Le reste de la Formation du Tachilla est composé essentiellement d'argilites et de siltites micacées. Son sommet est microconglomératique, souligné par une forte oxydation, ou par une surface perforée et bioturbée. La série se termine par la formation du 1^{er} Bani, constituée dans son ensemble par des grès et des quartzites. Le lithofaciès est composé de niveau gréseux et quartzitiques fins, formés essentiellement de grains de quartz arrondis ou émoussés et un ciment généralement silicophylliteux et ferrugineux. Certains échantillons observés en lames minces, sont riches en zircon. L'architecture des bancs, laisse apparaître des couches souvent pluricentimétriques à décimétriques, à patine noire et à enduits ferrugineux. Les litages sont noduleux et onduleux avec de rides rectilignes ou interférentes très mal conservées, notamment à cause de la forte bioturbation.

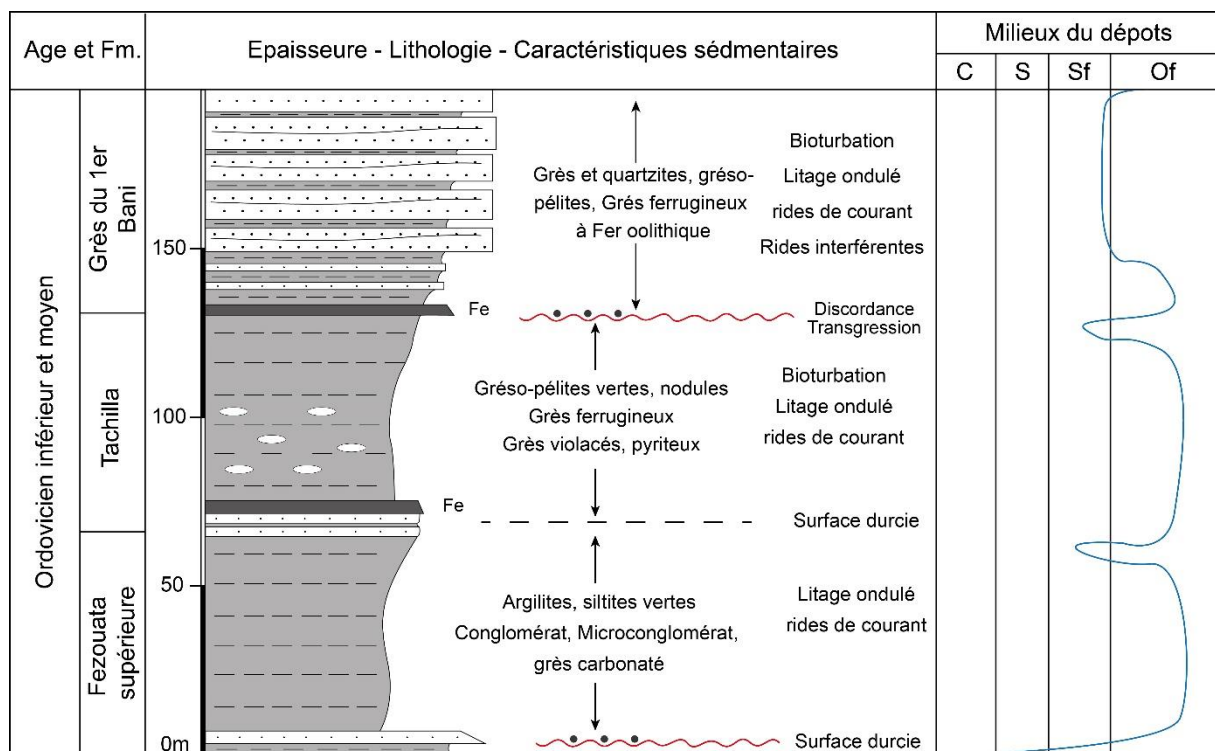


Figure 13 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique de l'Ordovicien inférieur et moyen de Tafrout n'Tmarhriouine.

2.1.2. La Coupe de Tassourt

De coordonnées GPS : N31°23'45'' ; 5°27'47,45''W, cette coupe de 250 m est située à l'Est de la précédente dans la direction de l'approfondissement du bassin (Fig. 14). Elle est doublement intéressante aussi bien sur le plan esthétique que scientifique. Un contexte sédimentaire bien relayé dans un paysage exceptionnel d'où vient le mot berbère Tassourt qui signifie « la bien gardée ».

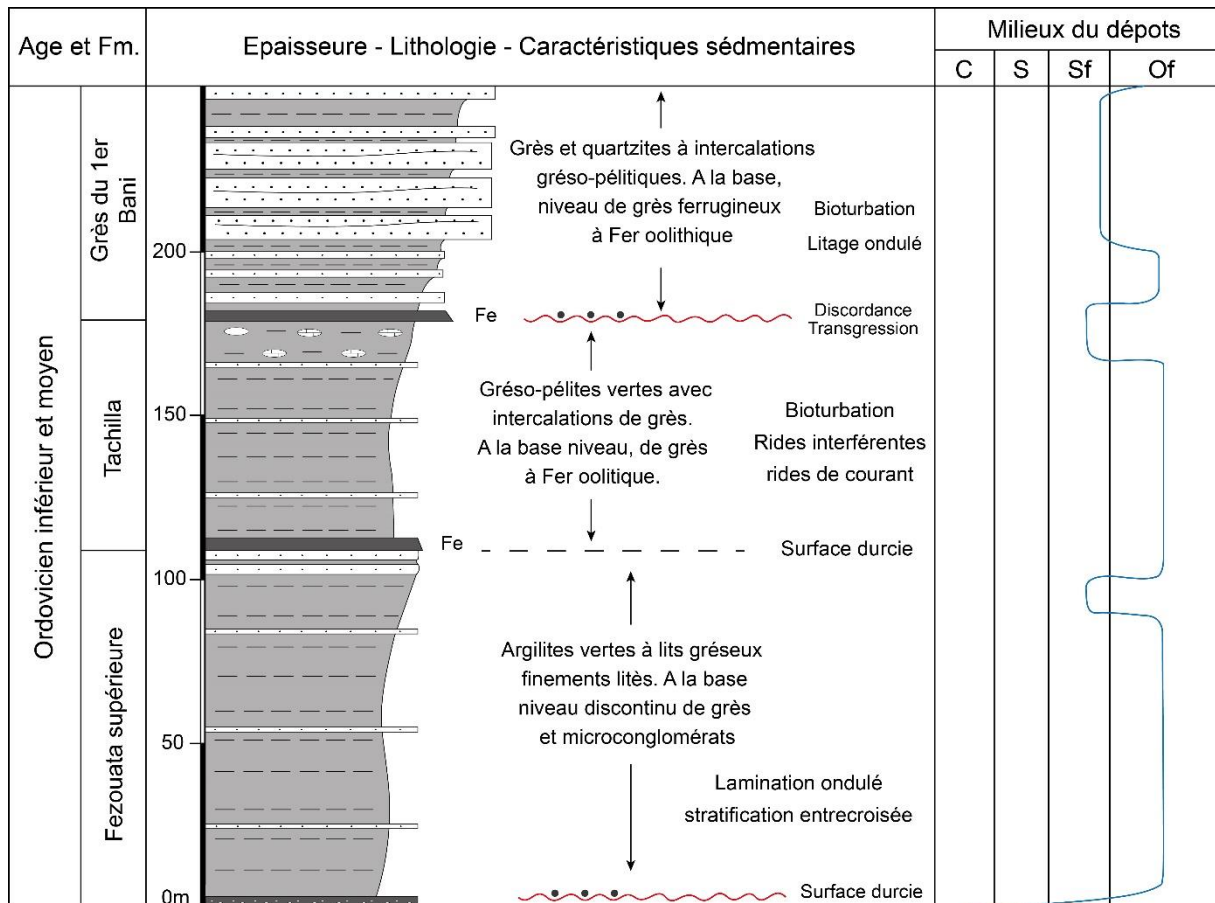


Figure 14 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique de l'Ordovicien inférieur et moyen de Tassourt

Les ensembles lithologiques débutent par la Formation de Fezouata, composée sur son mur par des éléments à grains ferrugineux, des siltites, des grains de quartz arrondis, des feldspaths, des micas et des clastes d'origine probable volcano-clastique. Au-dessus de ce niveau, la formation est assez monotone composée d'argilites et siltites vertes, qui présentent une structure en laminations ondulées et entrecroisées (Fig. 15A), due à l'alternance de lits millimétriques argilo-silteux et grès arénacés. Les dissolutions diagénétiques sont marquées par des concentrations d'oxydes de fer qui traversent la matrice et les clastes. Les niveaux arénacés sont constitués de grès lithiques à matrice dominante, assez mature avec des clastes de quartz, feldspaths et mica sub-anguleux à sub-arrondis et des extra-clastes de nature incertaine (altérites).

A cet ensemble gréseux se superpose la formation de Tachilla. Elle débute par un niveau métrique noirâtre, composé essentiellement de minces couches gréseuses intercalant un lit pluricentimétrique d'un calcaire pyriteux, riche en minuscules petits débris de bryozoaires (Fig. 15B). La base de ce banc ne montre aucune discontinuité sédimentaire avec la formation supérieure de Fezouata, il s'agit plutôt d'un passage progressif, marqué par un enrichissement

en minces niveaux gréseux (Fig.15C). Par contre, le sommet du banc correspond à une mince couche ferrugineuse, à fer oolitique épars, épaisse de quelques centimètres, traduisant un arrêt de la sédimentation à l'échelle régionale. Au-dessus, la formation est composée essentiellement d'argilites et siltites micacées, à passées plus compactes et à intercalations de minces niveaux lités, plus gréseux et fins. Elle se distingue également par une intercalation de nodules carbonatés fossilifères, aplatis, en petites boules ou en billes à nucléus bioclastique ou riches en matière organique.

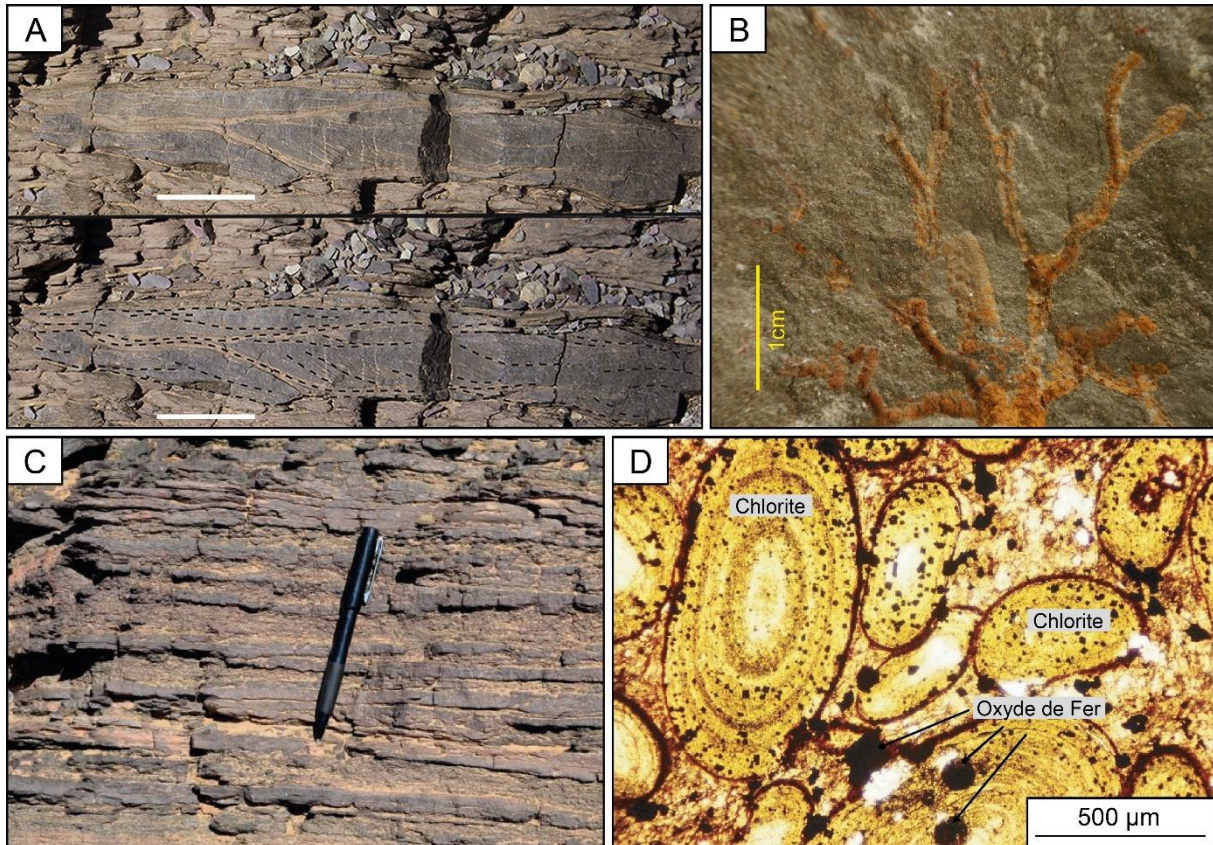


Figure 15 : A. Structure sédimentaire de type hummocky cross stratifications dans les grès de la formation de Fezouata supérieure. B. Exemple d'une colonie de bryozoaire fossile dans la formation de Fezouata supérieure. C. Mince niveaux gréseux dans la partie basale de la Formation de Tachilla. D. lame microscopique montrant des oncoïdes à noyaux variables et à cortex ferrugineux dans le niveau de fer oolitique.

Les niveaux supérieurs de la coupe font partie de la formation des grès du 1^{er} Bani. Ils débutent par un banc à fer oolitique, marqué par une surface érosive, suivie d'une couche décimétrique de microconglomérat ferrugineux à éléments variés, puis de grès grossiers (quartz arénites) en petits lits à patine noire, riches en oolites et pisolites ferrugineuses. Les concrétions ferrugineuses sont millimétriques, liées par une matrice gréseuse et un ciment ferrugineux (Fig. 15D). Ce sont des ooïdes ou des oncoïdes à noyaux variables (pelletoides, bioclastes) et à cortex ferrugineux. La fraction détritique est composée de grains de quartz fins, anguleux à émoussés.

Les termes suivants sont représentés par des argilites plus ou moins gréseuses représentant le passage entre le niveau à fer oolithique et le grès du 1er Bani sus-jacent. Ces derniers sont constitués de siltites gris-verdâtres et de grès en couches centimétriques, alternant avec des pélites. L'ensemble est bien micacées et riches en bioturbations. Le sommet de cette formation est représenté par des grès quartzitiques, séparées par des niveaux silto-gréseux d'épaisseur plurimétrique, parfois par des argilites noires. Les bancs gréseux sont constitués de grès quartzitiques fins à très fins, blancs, gris-bleuâtres sur cassure fraîche, gris-beige et noirs en surface d'altération, en couches centimétriques à décimétriques, sans intercalations pélitiques. Les grès sont de nature quartzitique, mûrs du point de vue textural, macroscopiquement dépourvus de matrice. Ils montrent une forte bioturbation et des traces de trilobites.

2.1.3. Coupe de Tiberguent

L'intérêt de cette coupe est de pouvoir suivre la limite du premier épisode de la coupe (Formation supérieure de Fezouata) et les variations latérales ainsi que l'effet de la tectonique syn-sédimentaire, des différents termes rencontrés dans la région. Cette coupe de 250 m, d'épaisseur a les coordonnées GPS suivantes : N31°23'50'' ; 5°03'42''W. Elle est située sur la rive droite du village de Taria (Figs. 4, 16).

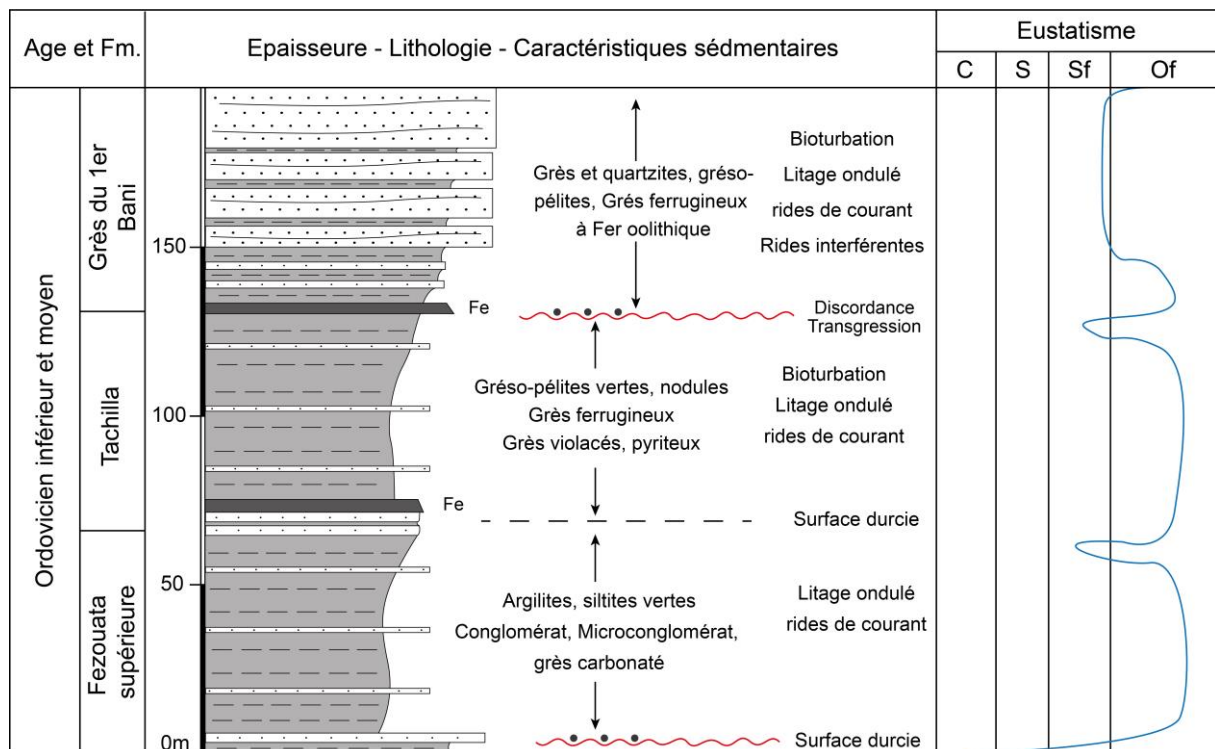


Figure 16 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique de l'Ordovicien inférieur et moyen de Tiberguent.

Les ensembles sédimentaires débutent par la Formation de Fezouata (Fig. 17), dont le lithofaciès est composé de pélites silteuses gris-vert, avec intercalations grésopélitiques en couches centimétriques, à patine d'altération brun-rougeâtre. À cette dernière, se superpose la formation de Tachilla, constituée de pélites silteuses vertes et gris-vert, à intercalations centimétriques plus gréseuses riches en débris de fossiles (Fig. 17B). La patine d'altération peut être brun-rougeâtre et diffuse. La limite inférieure de la formation est un niveau repère de grès ferrugineux, bien connu dans l'Anti-Atlas central et oriental. Le niveau lui-même est essentiellement gréseux, noir, violacé ou vert, avec des intercalations de pélites. Les grès sont des litharénites ferrugineuses, parfois à fer oolithique (Fig. 17C), ou microconglomératiques. La série se termine comme dans l'ensemble des autres coupes, par la formation du 1^{er} Bani. Ses termes de base débutent par un niveau à fer oolithique, composé de microconglomérats et des quartz-arénites (grès) à concrétions ferrugineuses. Les termes suivants sont représentés par des argilites plus au moins gréseux. Les niveaux supérieurs sont marqués par des barres de grès/quartzites en alternance avec des minces niveaux de pélites (Fig. 17D).

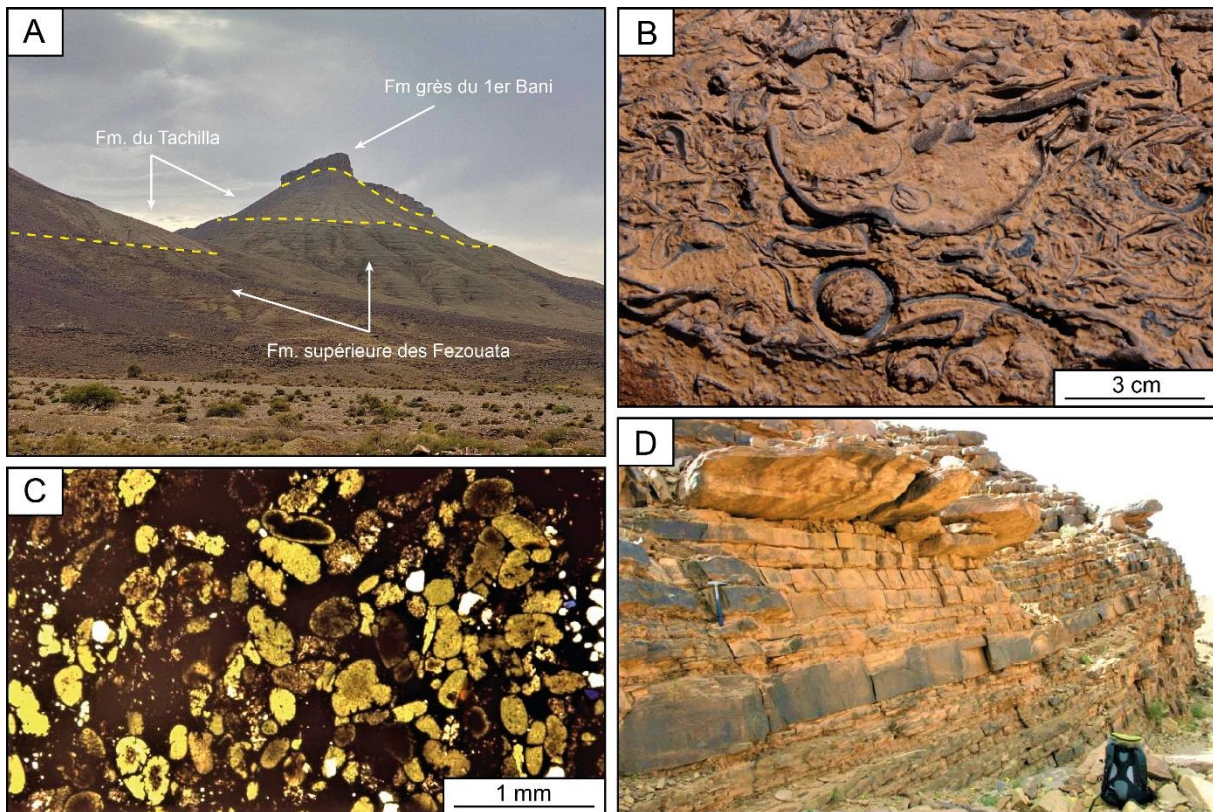


Figure 17 : A. Les ensembles sédimentaires de l'Ordovicien inférieur et moyen au niveau de Tiberguent. B. Niveau gréseux riches en débris de fossiles dans la formation de Tachilla. C. lame mince dans le niveau de fer oolithique montrant des litharénites ferrugineuses, parfois à fer oolithique. D. des barres de grès/quartzites en alternance avec des minces niveaux de pélites.

2.2. Ordovicien supérieur

L'Ordovicien supérieur est représenté par deux groupes qui ont été distingués dans la région de référence de l'Anti-Atlas central (Destombes et al. 1985). Ce sont de bas en haut, le Groupe de Ktaoua et le Groupe du Deuxième Bani. Le groupe du Ktaoua est subdivisé en quatre formations : Ktaoua inférieur ; Rouïd Aïssa ; la Formation supérieure de Tiouririne et la Formation du Ktaoua supérieure. Ces deux dernières correspondent au Katien de la stratigraphie internationale. Le groupe du Deuxième Bani quant à lui, comporte la Formation supérieure du 2^{ème} Bani qui correspond à l'Hirnantien (Alvaro et al., 2007).

2.2.1. Coupe Jbel Iourarhane

C'est une série imposante dans le paysage avec des dépôts bien dégagés. Elle se situe en bordure occidentale du bassin, avec des coordonnées GPS : N31°24'43'' ; 5°37'03''W. L'analyse de la coupe à travers les différentes formations et son agencement vertical, reflète clairement une dynamique sédimentaire responsable de cette organisation de dépôts en fonction des conditions des paléo-milieux (Fig. 18). On distingue ainsi :

Les termes de base débutent par la Formation de Ktaoua inférieur, à dominante argilo-silteuse tendre qui forme des talus sous la première barre gréseuse de la formation sus-jacente de Rouïd Aïssa. Elle contient des intercalations de niveaux gréseux et quartzitiques peu épais (métriques). Ces faciès sont clairs, blanchâtres, disposés en couches centimétriques, très noduleuses (Fig. 19A). Des argilites, les siltites et les grès s'organisent en un empilement de paraséquences, à dominante fine, sur une épaisseur de 80 à 100 mètres environ.

La Formation de Rouïd Aïssa, dont les lithofaciès sont analogues à ceux de Ktaoua inférieur et varient selon leur position dans les paraséquences. Les ensembles sédimentaires sont composés d'argilites, siltites, grès fins et quartzites en petits lits onduleux ou en bancs décimétriques, avec parfois des grès plus tendres et plus ou moins carbonatés. Ces faciès sont pauvres en fossiles (quelques traces de trilobites) et montrent des figures hydrodynamiques peu conservées à cause, notamment, de leur bioturbation importante (Fig. 19B). Cependant, l'existence au sommet de la formation de traces de *Zoophycos*, réparties en surface, est un caractère distinctif à l'échelle régionale. Des nodules carbonatés stériles s'intercalent également dans ces grès sommitaux.

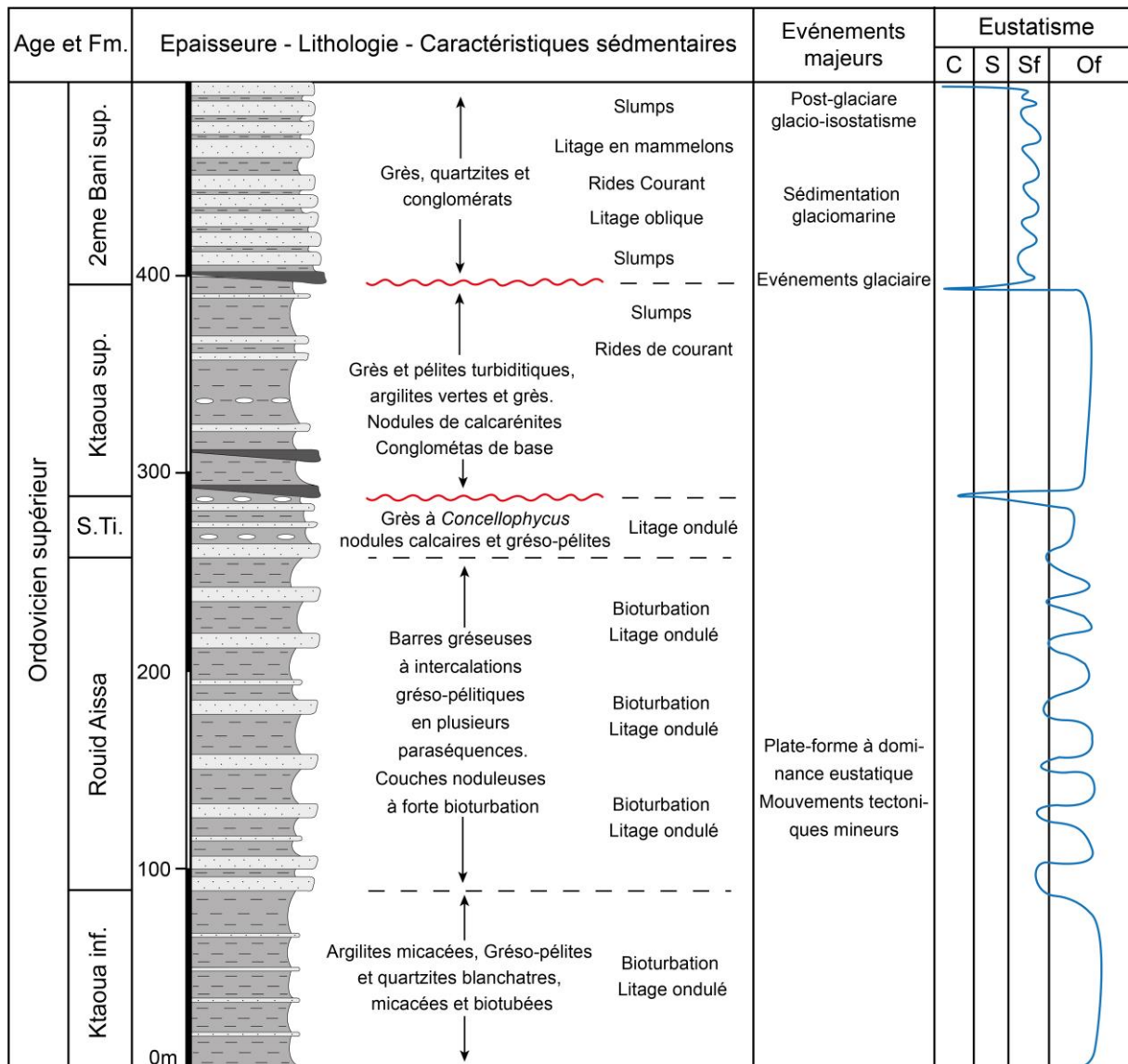


Figure 18 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique de l'Ordovicien supérieur de Jbel Iourarhane. (S.Ti = Formation supérieure de Tiouririne).

La Formation supérieure de Tiouririne. Sa base contient toutefois, des nodules carbonatés roux, parfois fossilifères. L'épaisseur de la formation est plus réduite, 40 mètres au maximum, témoignant sans doute d'un épisode d'émersion suivi d'érosion, avec troncature sommitale, précédant le dépôt du conglomérat noir sus-jacent.

La Formation de Ktaoua supérieure quant à elle, est composée dans sa partie basale par un conglomérat lenticulaire, à éléments essentiellement gréseux, silteux et de calcaires à crinoïdes, recouverts par des argilites versicolores. L'ensemble est surmonté par une série grésopélitique verte, à nodules calcaires. Ces faciès sont affectés de nombreux indices d'instabilité gravitaire (slumps) et de failles synsédimentaires, avec des figures de glissements (Fig. 19D), parfois, tronquées et scellées par de minces conglomérats.

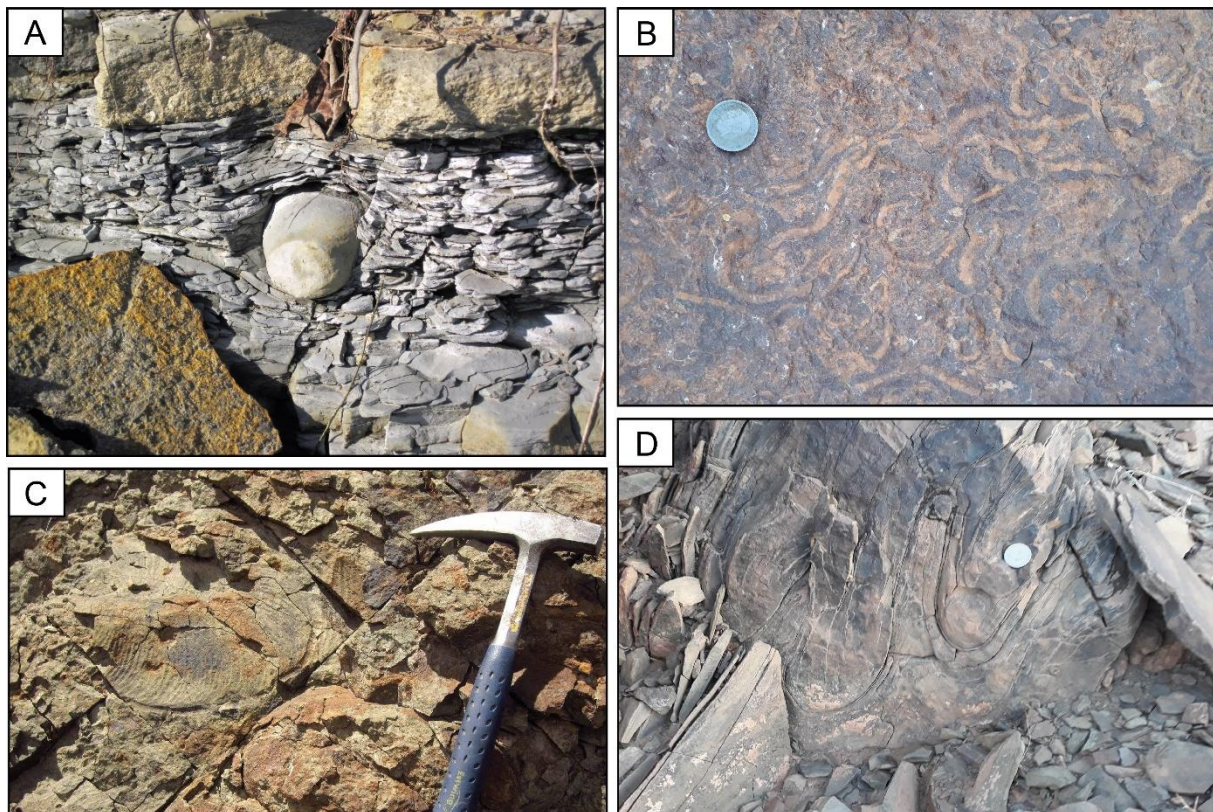


Figure 19 : A. Alternances grés-pélites disposées en couches centimétriques, très noduleuses. B. Figure de bioturbation. C. Trace fossile de *Zoophycos*. D. Figure de glissement.

La Formation supérieure du 2^{ème} Bani, qui débute par un conglomérat polygénique dont les éléments proviennent toujours du substratum immédiat (pélites, grés-pélites et grés), d'aspect en coulées (débris flow). Les grés sus-jacents se distinguent nettement de ceux du reste de l'Ordovicien par leur géométrie en bancs massifs et lenticulaires, à patine noire. L'épaisseur des couches peut atteindre 2 mètres. La granulométrie est souvent grossière, avec des faciès microconglomératiques à grains et sphérules de quartz, mais il y a également des grés fins, des grés feldspathiques, ainsi que des intercalations d'argilites. Entre les ensembles gréseux, des niveaux plus tendres grés-pélitiques s'interposent avec des grés verts en plaquettes. Au-dessus de la première barre gréseuse et par endroits, la série semble s'organiser en plusieurs paraséquences pluri-décamétriques, chacune constituée à sa base de matériaux fins (grés et pélites en petites couches) et des grés stratocroissants au sommet.

2.2.2. Coupe de Tikniouine

Cette coupe, que nous avons levé aux coordonnées GPS : N31°23'22'' ; 5°17'14''W, montre une série complète sur une épaisseur totale de 500m (Fig. 20). La coupe débute par la Formation de Ktaoua inférieure, dont les ensembles sédimentaires sont composés par des conglomérats en bancs lenticulaires et à éléments ferrugineux épars dans un grés quartzeux

microconglomératique, à ciment silico-phylliteux et à quartz et micas. A ces conglomérats se succèdent des pélites noires locales, d'un reflet vert clair, des grés-pélites blanchâtres, souvent d'aspect noduleux, très bioturbés, où s'intercalent parfois un banc lenticulaire de quartzite massif et des grès quartzeux à veines blanchâtres, en petit lits onduleux et noduleux, formant souvent une butte et terminant la paraséquence. Au-dessus de cet ensemble, apparaissent des grès blancs quartzeux moins bioturbés, en petit bancs ou en feuillets, à traces de graptolites du genre *Dyctyonema flabelliformis* (Fig. 21A). C'est dans ces grès, équivalents du membre du talus de Jbel Bou Isidane, que Destombes et al. (1985) avait signalé la présence de *Colpocoryphe grandis*. La partie supérieure de la formation, comprend plusieurs paraséquences décamétriques, à dominance argileuse et silteuse, où les bancs de grès et de quartzites blancs, deviennent moins épais (métriques).

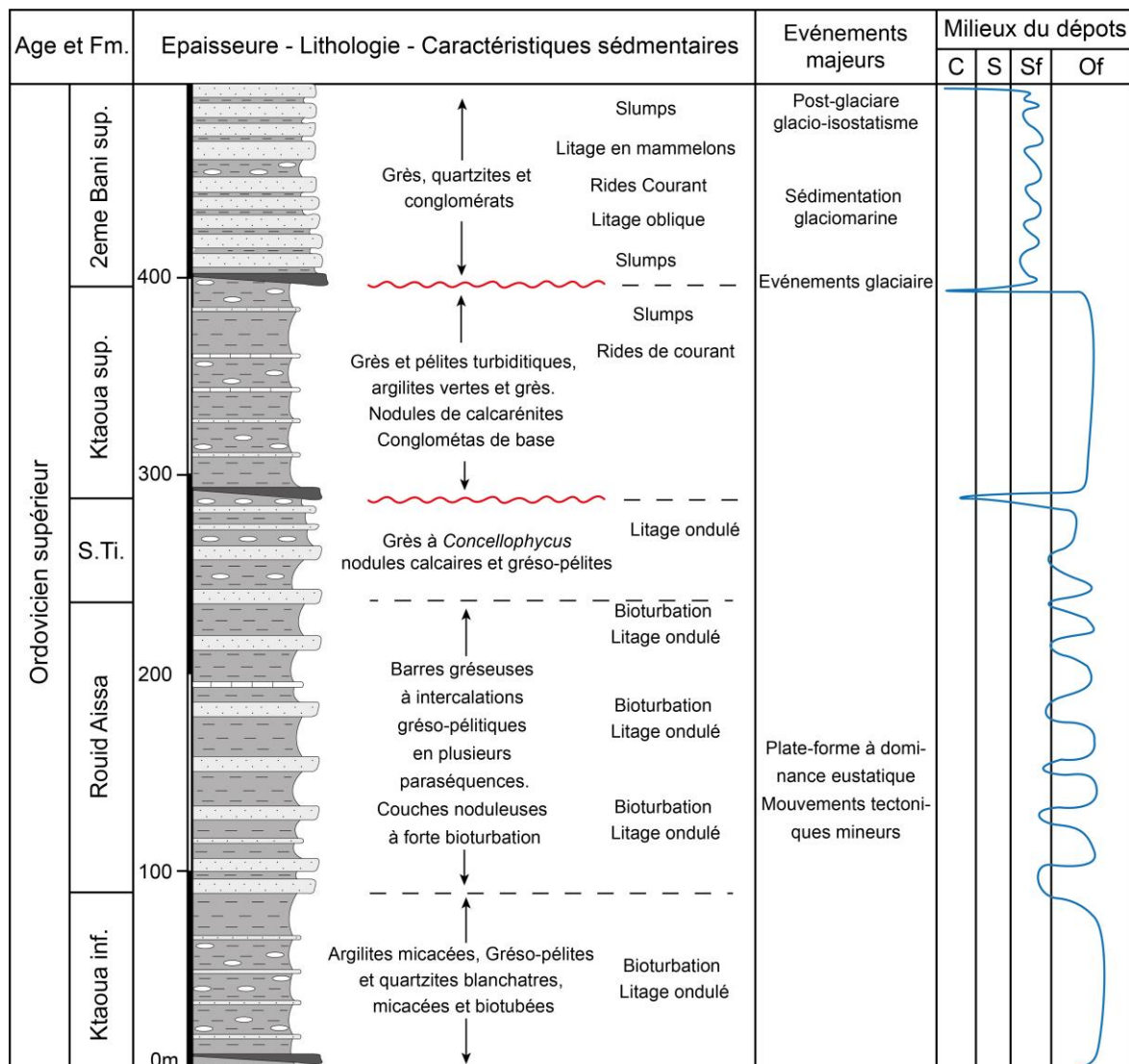


Figure 20 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique de l'Ordovicien supérieur de Tikniouine.

La formation suivante, celle de Rouïd Aïssa est caractérisée par l'alternance de séquences grésopélitiques et pélitico-gréseuses. L'ensemble est organisé en paraséquences grano et strato croissantes, comportant chacune une base argilo-silteuse et une partie haute gréseuse, parfois légèrement carbonatée et à patine noire. La partie supérieure est caractérisée par des bancs à nodules carbonatés et traces de *Cancellophycus*, qui est considéré comme un niveau repère à l'échelle régionale.

A cette dernière, se superpose la Formation de Ktaoua supérieure. Sa base coïncide avec un conglomérat noir (Fig. 21B), à géométrie lenticulaire, d'épaisseur généralement réduite, mais qui peut atteindre jusqu'à 4 mètres. Il matérialise une importante phase d'érosion, qui affecte seulement le sommet de la formation sous-jacente (Formation supérieure de Tiouririne), sans discordance angulaire notable. Ce conglomérat peut être considéré comme l'équivalent latéral du conglomérat d'Alnif (Hamoumi et al, 1994). Les ensembles sédimentaires suivants sont représentés par des niveaux de calcaires gréseux, des bancs de grès fin carbonaté, riches en fossiles et des argilites à petits nodules calcaires.

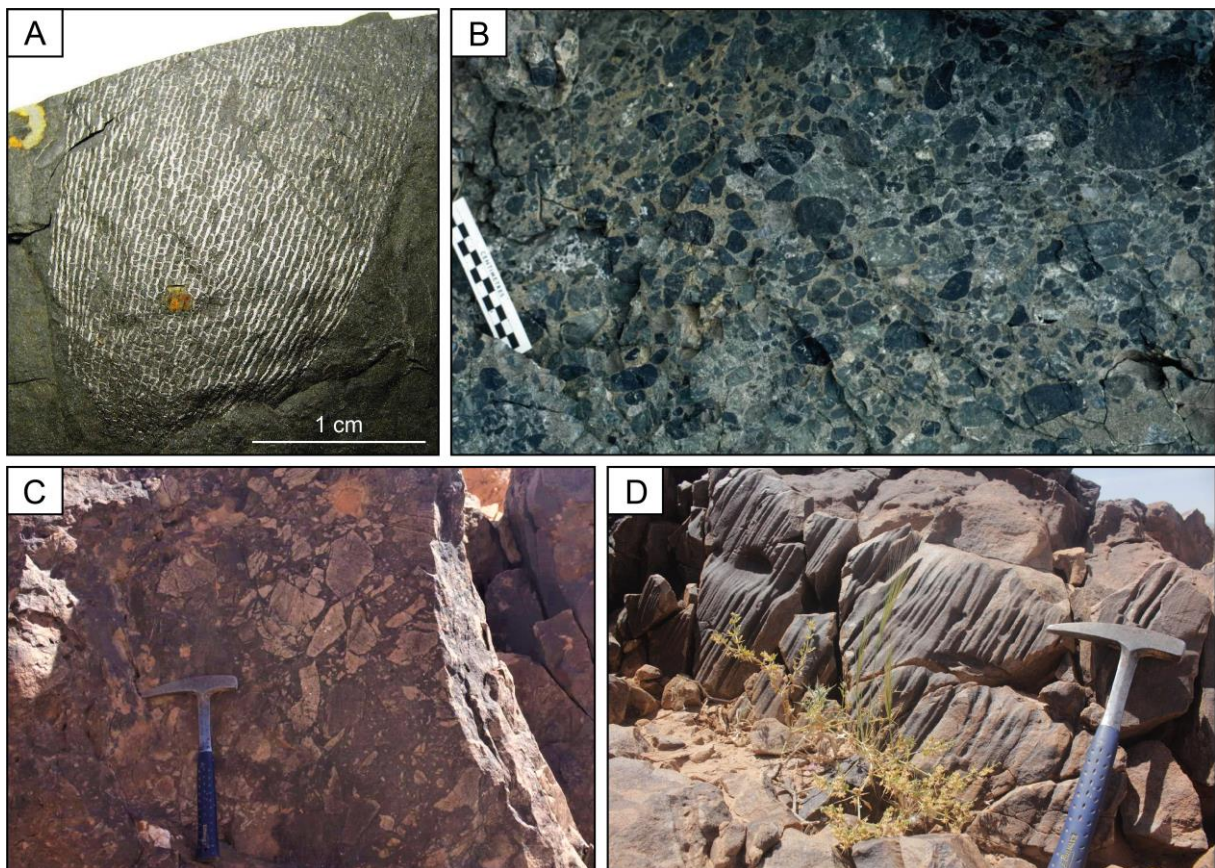


Figure 21 : Traces de graptolites du genre *Dyctyonéma flabelliformis*. B. Conglomérat noir, à géométrie lenticulaire. C. dépôt glacio-marin représentés par les tillites. D. Structures correspondent aux traces laissées par les glaciers (cannelures).

La coupe se termine par la Formation supérieure du 2^{ème} Bani. Son faciès est composé globalement par des grès et des quartzites en bancs épais et massifs, à patine noire. Leur granulométrie est souvent grossière, avec des faciès conglomératiques glacio-marin (Fig. 21C-D) et argileux à grains et sphérules de quartz, des grès fins et des grès feldspathiques, parfois des passées conglomératiques. Entre les ensembles gréseux, s'intercalent souvent des niveaux plus tendres, grésopélitiques, avec des grès verts micacés feuilletés en plaquettes.

2.2.3. Coupe Issaf Lalleine ouest

Cette localité offre une coupe d'environ 500m d'épaisseur (Fig. 22) située au NNW du village d'Ait Saïd, aux coordonnées GPS : N31°25'49'' ; 5°06'16''W. Elle débute par la formation inférieure de Ktaoua, représentée dans sa partie basale par un faciès pélitique gris-vert, de 15 m d'épaisseur environ, avec des intercalations d'ordre centimétrique, en grès très fins et de siltites gris clair. Ces couches, parfois complètement oxydées, se scellent par un banc métrique de quartzites blanchâtres. Le reste de la succession est formé de siltites, en niveaux plurimétriques, dans lesquels s'intercalent des couches pluricentimétriques de grès fins à très fins, de couleur gris foncée.

La formation de Rouïd Aïssa d'âge caradoc moyen, se superpose à la précédente et dont l'épaisseur atteint 140m. Elle est marquée par des séquences grésopélitiques et pélitico-gréseuses, des couches discontinues de grès carbonatés, des figures de bioturbation et des empreintes de *Cancellophycus*. Au-dessus, se dépose la Formation supérieure de Tiouririne d'âge caradoc supérieur (70m), elle est constituée de grès-pélites, où l'on observe des figures de bioturbations, et de niveaux carbonatés lumachelliques d'épaisseur décimétriques.

La formation supérieure de Ktaoua d'âge Hirnantien, débute avec un niveau lenticulaire de conglomérats, d'épaisseur variable entre 0,5 et 1 mètre. La matrice sombre est arénitico-calcaire, avec des clastes centimétriques noirâtres de nature gréseuse. Ce niveau renseigne sur une importante phase d'érosion progressive régionale, qui a affecté le sommet de la formation sous-jacente, sans discordance angulaire notable. Au-dessus des conglomérats, la formation montre une série pélitico-gréseuse, d'environ 50 m d'épaisseur, composée de siltites et de arénites très fines de couleur gris foncé. La série laisse apparaître par ailleurs, trois niveaux de grès calcaires gris-verdâtre, noduleux à orthocères, d'une épaisseur maximale d'un demi-mètre. Le premier niveau se trouve dans la partie basale et les deux autres, séparés par 2 mètres de pélites, directement au passage de la formation sus-jacente.

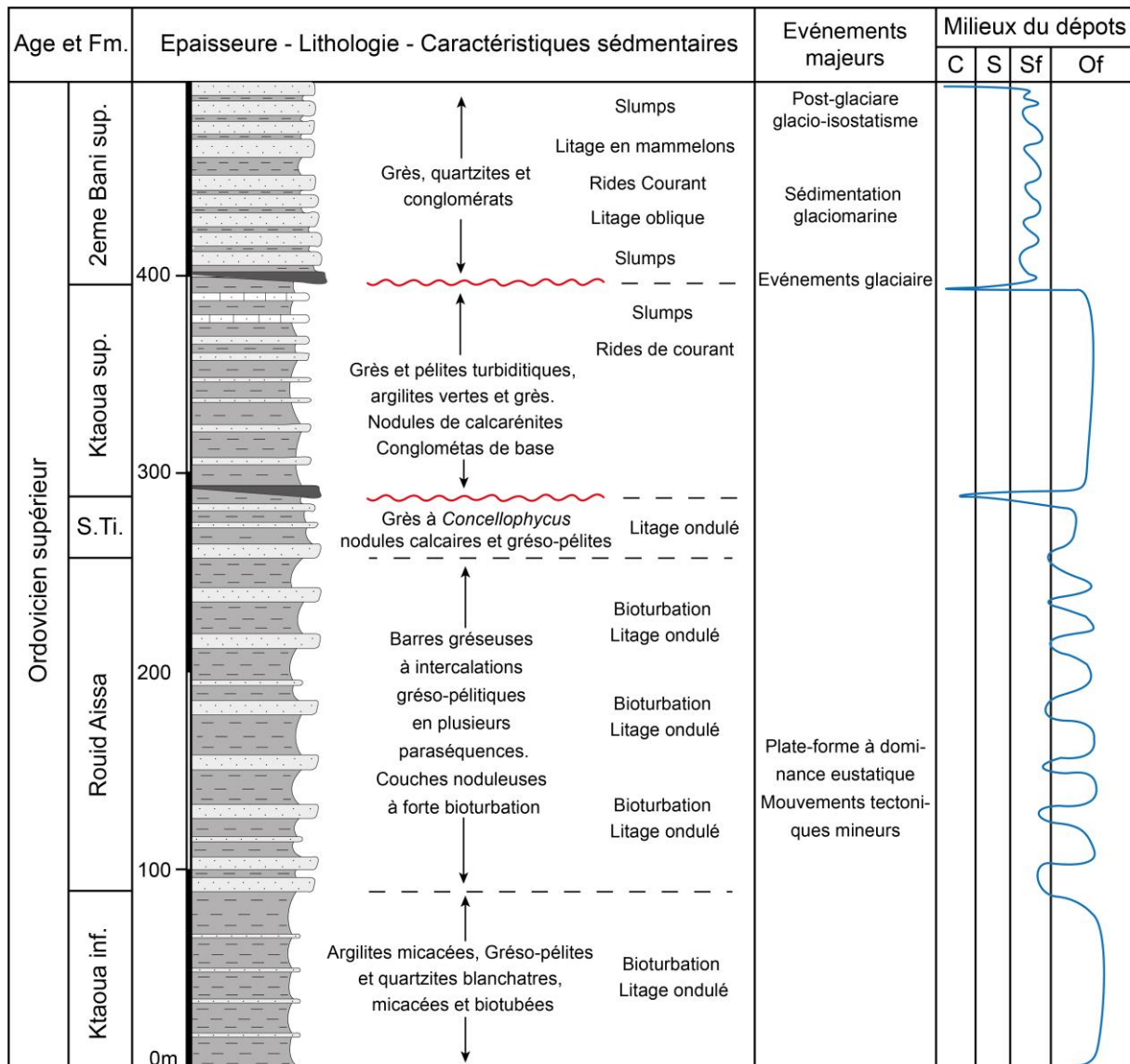


Figure 22 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique de l'Ordovicien supérieur d'Issaf Lalleine ouest.

Les niveaux supérieurs de la coupe font parties de la formation supérieure du 2^{ème} Bani. Ce sont des sédiments détritiques, qui reposent en contact érosif sur la Formation supérieure de Ktaoua. Les bancs épais de 1 mètre de grès quartzeux vert foncé à grain fin sont bien stratifiés. Entre les ensembles gréseux, s'intercalent des niveaux plus tendres, grésopélitiques, avec des grès verts qui se débitent en plaquettes. Cette formation renseigne par son faciès et son organisation, sur des milieux de faible profondeur évoluant dans une plateforme à forte énergie hydrodynamique. Sa répartition à l'échelle régionale lui concède le caractère glacio-marin, déposé en bordure de l'inlandsis saharien à l'ordovicien supérieur (Hirnantien). Le sommet de cette formation coïncide avec la base des argilites à graptolites du Silurien. Ce contact est couvert par les dépôts quaternaires de la plaine du Todrha.

3. Modalités des corps sédimentaires : Processus et mécanismes du dépôt

Notre parcours de la région de Tisdafine montre que celle-ci a une histoire propre en raison de son organisation sédimentaire particulière. En effet, La période ordovicienne à l'échelle du bassin de Tisdafine, correspond à une reprise de la sédimentation détritique d'aspect monotone, entrecoupée par des chutes marines à la limite des principales unités stratigraphiques, produites dans une vaste plateforme clastique. Les formations de Fezouata, du Tachilla et du 1^{er} Bani, correspondent à des séquences de dépôt commençant par une transgression (souvent marquée par des niveaux ferrugineux). Dans les deux premières séquences, les phases de comblement sont discrètes et se font avec un matériel fin, alors que dans la dernière (1^{er} Bani) cette phase est plus développée, avec un apport gréseux relativement élevé, dérivant de l'érosion des reliefs sahariens. L'ensemble des formations de Ktaoua inférieur et de Rouïd Aïssa, ne semble constituer qu'une seule séquence de dépôt, dont les grès de la formation de Rouïd Aïssa constituent la partie terminale du cortège de comblement. Cette activité démontre que le contexte est celui d'une subsidence saccadée intermittente avec des oscillations eustatiques de haute fréquence. Ces conditions sont responsables d'une forte accumulation de paraséquences silto-gréseuses. La Formation supérieure de Tiouririne peut être par ailleurs, assimilée à une séquence de dépôt indépendante, grano- et strato-croissante, mais plus franchement carbonatée et très fossilifère. C'est le cas également pour la Formation supérieure de Ktaoua qui débute par une surface d'érosion généralisée, de milieu peu profond, suivie d'un conglomérat bien caractérisé dans toute la partie nord du Saghro et de l'Ougnat. La phase d'érosion la plus importante demeure cependant, celle qui précède la formation périglaciaire des grès du 2^{ème} Bani, déposée dans un contexte glacio-marin à la suite d'une importante chute glacio- eustatique, reconnue dans tout le NW africain.

4. Conclusion

Dans les différentes coupes étudiées, les dépôts ordoviciens sont essentiellement silico-clastiques caractéristiques d'une plateforme terrigène épicontinentale de type proximale. Cette activité glyptogénique est matérialisée par la trilogie détritique composée d'argilites, siltites et arénites (grès et quartzites). Quelques niveaux de matériel carbonaté se déposent néanmoins, sous forme d'interlits de calcaires limoneux ou de miches carbonatées intercalées dans les barres quartzitiques. Cette phase carbonatée est le témoin d'épisodes de courts intervalles transgressifs intervenant sous des conditions d'un milieu calme de boue oxygène, favorable à la production des carbonates. On note cependant, vers l'Ouest, dans la série du Nord Saghro selon le cadre morphostructural du bassin, des différences entre les ensembles sédimentaires, basées

sur leur critère géométrique, manifestées par une tendance à l'amincissement des formations supérieures de Fezouata et du premier Bani, formation du Ktaoua inférieur et la formation supérieure de Tiouririne. Durant l'Hirnantien, les bordures est et ouest du bassin, sont marquées d'indices de glaciation fini-ordovicienne, désormais bien connue au cours de cette période, à l'échelle de toute l'Afrique de l'Ouest et qui est considérée par plusieurs auteurs comme responsable de la deuxième plus importante extinction massive de la vie sur terre.

Chapitre III : Silurien

1. Introduction

Les dépôts du Silurien, souvent argileux parfois gréseux, peu indurés, sont généralement tendres et par suite, disparaissent sous les dépôts quaternaires. Leur stratigraphie dans le secteur de l'Anti-Atlas oriental a été définie par [Destombes et al. \(1985\)](#) et publiée à nouveau par [Destombes \(2006\)](#). Là où la série est complète, le Silurien est divisé en cinq formations, dont l'âge est donné par les associations de graptolithes. Les travaux récents sur ces terrains sont orientés vers les reconstitutions paléogéographiques, de grand intérêt pour les recherches pétrolières ([Lüning et al., 2000](#)). En effet, la base du Silurien (Rhuddanien) est constituée de pélites noires riches en matière organique. Ces terrains se sont déposés en comblement des vallées sous-glaciaires (Rhuddanien, généralement lacunaire), puis en transgression sur la plateforme entière du fait de la montée post-glaciaire du niveau marin.

Au niveau de notre secteur, cet étage est peu représenté du fait de la nature des dépôts qui le constituent et de la topographie du bassin. La mauvaise qualité des affleurements du Silurien, le plus souvent masqués par les dépôts récents, rend délicat l'établissement de coupes stratigraphiques. Il s'ajoute à ceci la fréquence des accidents tectoniques à la limite de l'Ordovicien/Carbonifère et du Silurien qui a joué en couche-savon durant les mouvements tectoniques. Le lithofaciès est globalement représentés par des argilites feuilletées noires à graptolithes, gris-clair à l'affleurement et de siltites en bancs millimétriques. L'ensemble correspond à ce qui est rapporté dans la littérature pour la formation de Tamghrout au Silurien inférieur. Ces niveaux affleurent au Sud de Tinghir, où ils semblent être en continuité stratigraphique avec les grès microconglomératiques de l'Ordovicien Supérieur, à Taourit n°Rhéllil et dans la partie Est du bassin, au niveau de Toubert.

2. Les faciès sédimentaires

2.1. Le secteur El haret n°Amine

Ce site proche de la localité de Taria (GPS : 31°27'11,83''N ; 5°27'52,46°), montre un Silurien argilo-calcaire sur une épaisseur de 200m environ. La sédimentation est à dominance argileuse fine, à poches gréseuses de couleur rosâtre, des petits bancs calcaires de 15 à 20 cm d'épaisseurs se remarquent dans la série ([Hindermeyer, 1954](#)). Par contre à partir de la moitié de la coupe, les calcaires prédominent avec une très légère strato-croissance. Au Nord de Merouane, le niveau varie avec des argilites gris-sombres d'une épaisseur de 50 m organisées

en plaquettes millimétriques. La présence des graptolites permet d'attribuer à cette série l'âge du Llandovery-Wenlock (Soualhine, 2004).

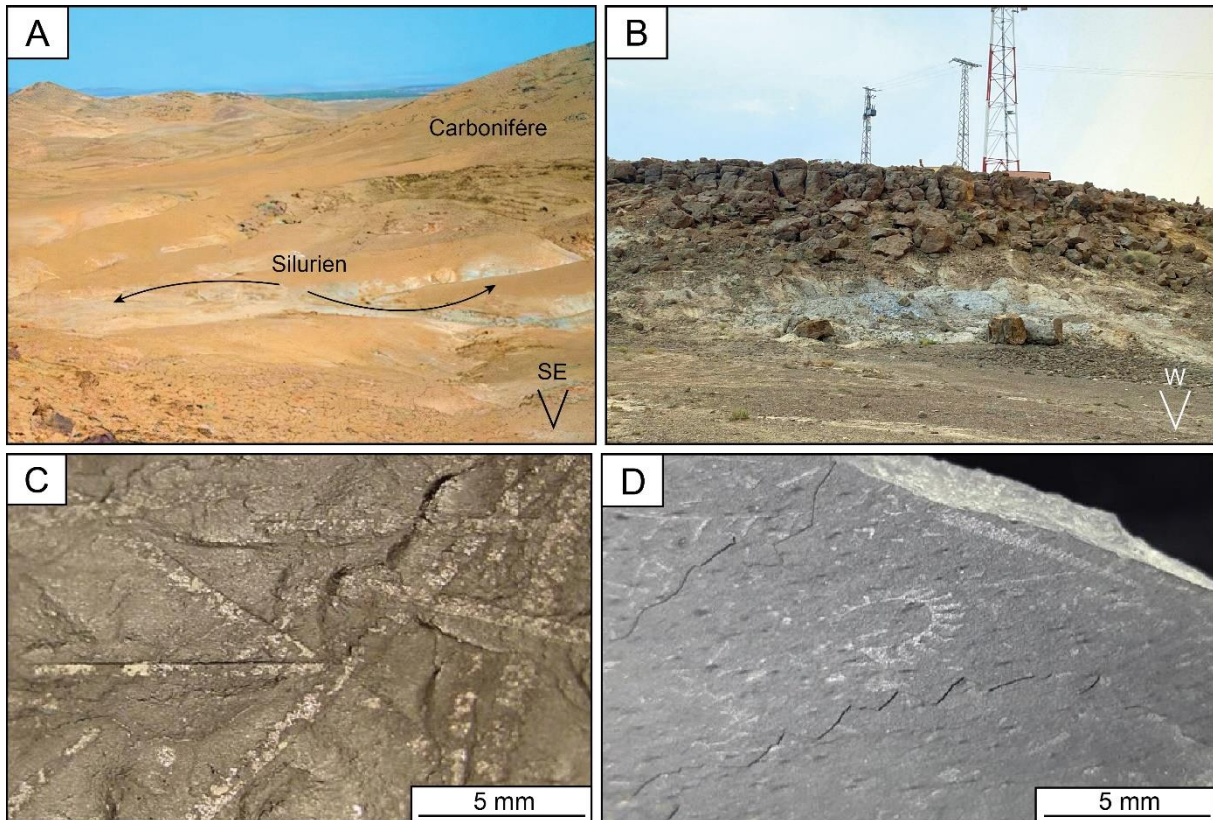


Figure 23 : A. Schistes siluriens altérés, blanchâtres, au Sud de Tinerhir. B. schistes pélitiques de couleur noire, à altération superficielle blanchâtre, alternant avec de minces couches de siltites au niveau de Toubert. C. Pélites à *Monoclimacis crenulata*. D. Pélites à *Spirograptus spiralis*.

2.2. Le secteur Taourirt n'Khilil

Sur la rive gauche de l'Oued Todrha, au niveau d'un ancien barrage envasé, le Silurien apparait avec un faciès de type par formation de Tamghrout (GPS : 31°26'36,26'' ; 5°20'38,76''). Ce sont des argilites feuilletées à graptolites, gris-clair à l'affleurement et des siltites en bancs millimétriques. Les argilites sont intercalées par des bancs centimétriques de grès à stratifications planes, parfois entrecroisées. Il s'agit de phtanites du Silurien. Des niveaux se mélangent par endroits à une vase calcaire, observés à l'échelle des lames minces, montrent une texture de type rudstone avec un ciment de type microsparitique. Ces niveaux sont riches en orthocones, gastropodes, ostracodes, bivalves et fragments de coquilles. Rytina et al. (2013) se sont basés sur la présence du conodonte *Polygnathoides siluricus* (Echantillon E-Tin 10), qui rappelle la zone *siluricus* de Ludfordien inférieur. Cette formation montre, par endroits, une rubéfaction qui pourrait constituer une surface d'altération sub-aérienne, antérieure au dépôt du conglomérat du Carbonifère qui est discordant sur les formations du Silurien. Un peu vers l'Est

de Taourirt n'Khellil, de petits affleurements renseignent sur le principe de continuité des mêmes formations décrites ci-dessus.

2.3. Au niveau de Toubert

Du côté droit de la route principale N10 reliant Tinejda à Tinerhir, un affleurement de coordonnées GPS : 31°29'25,36''N ; 5°09'00,48''W, montre une succession monotone de schistes pélitiques de couleur noire, à altération superficielle blanchâtre, alternant avec de minces couches centimétriques de siltites (Fig. 23B). [Soualhine \(2004\)](#) lui avait attribué un âge Llandovery-Wenlock, daté par les Graptolithes : *Monoclimacis crenulata*, *Spirograptus spiralis* (Fig. 23C-D). Cette série est ravinée par les termes de base de la formation d'Ait Yalla d'âge Carbonifère inférieur.

3. Mise au point sur l'âge des terrains siluriens

D'après une révision récemment effectuée sur les récoltes de [Soualhine \(2004\)](#) ainsi que celle de [Rytina et al. \(2013\)](#), on peut attribuer les ensembles sédimentaires silto-argileux de base de la formation de Tamghrout, au Llandovery-Wenlock. Par contre, les niveaux carbonatés, équivalents de faciès « *Calcaires à orthocères* », sont mieux dans le Ludfordien de l'Ouest de la vallée du Draa, et à l'Est du Tafilalt ([Lubeseder, 2008](#)).

4. Conclusion

Les terrains siluriens du bassin de Tisdafine sont représentés essentiellement par des pélites de couleur noire, à altération superficielle blanchâtre, alternant avec de minces couches centimétriques de siltites et de calcaires à orthocères au sommet. Ce marqueur d'un épisode significatif de régression du Silurien supérieur a été renommé d'après son genre orthoconique caractéristique *Temperoceras Limestone* ([Kröger, 2008](#)). L'absence des clastes siluriens s'explique par son faciès schisteux/marneux prédominant. Le Silurien est recouvert par les dépôts Carbonifère, soulignant l'importance de la transgression mississippienne et de la phase d'érosion qui la précède.

Chapitre IV : Dévonien

1. Introduction

Vers la fin du Silurien se produit, dans une grande partie du Maroc, un changement de mode de dépôt qui se généralise au cours du Dévonien. Les influences sédimentaires sahariennes qui ont caractérisées le Cambrien et l'Ordovicien seront remplacées par une sédimentation silicoclastique et carbonatées, associée à une instabilité tectonique à régime distensif : C'est le début du cycle hercynien (El Hassani, 2023). Les terrains dévoniens qui affleurent dans le secteur d'étude, sont représentés par des formations lithologiques de natures différentes et d'âges Praguien jusqu'au Famennien. Chaque succession regroupe des ensembles lithostratigraphiques majeurs, lesquels se caractérisent par des particularités sédimentologiques dictées par le milieu de dépôt. Quand le Dévonien n'est pas recouvert par le Carbonifère, le modelé topographique laisse apparaître, par endroit, selon l'importance de l'érosion, des affleurements du Dévonien sous forme d'ensembles de roches disloquées pendant l'activité de la période éovarisque (famenno-tournaisienne).

2. Description des coupes lithostratigraphiques

2.1. Coupe de Tikdarine

L'affleurement dévonien de cette coupe (Fig. 24A), se trouve au SSW de la ville Tinerhir, au coordonnées GPS : 31°28'05"N ; 5°33'38"W. Cette coupe est accessible à une centaine de mètres au Sud de la route nationale N°10, qui relie Tinerhir et Boumalne-Dadès. La particularité de cette coupe c'est sa forme en bloc calcaire, emballé dans d'un ensemble sédimentaire chaotique, peu épais de 20m au maximum. Celui-ci est formé d'une matrice schisto-calcaire conglomératique, englobant des blocs calcaires anguleux (Fig. 24B, C). La matrice correspond à un calcaire dolomitique beige, avec des éléments hétérogènes centimétriques, arrondis et émoussés, de grès fins gris ou noirs, mal classés. La microfaune est représentée surtout par des tentaculites (styliolines) et des débris du conodonte (*Polygnathus*), rapportés à un âge Dévonien imprécis. Les blocs sont des éléments arrondis ou anguleux de calcaire gris, vert ou bleuâtre, de taille décimétrique à pluri-métrique, en portions de bancs stratifiés. Parmi les inclusions, il y a de rares galets exotiques de laves. Certains blocs sont à faciès péri-récifal et contiennent parfois une macrofaune composée de polypiers (*Heliophyllum halli* ?), d'orthocères, de bryozoaires, de traces de goniatites et de fragments de coquilles de nature variée. Un des gros blocs se distingue par l'abondance des tentaculites (nowakidés et styliolines) et surtout une association d'ostracodes d'âge Emsien.

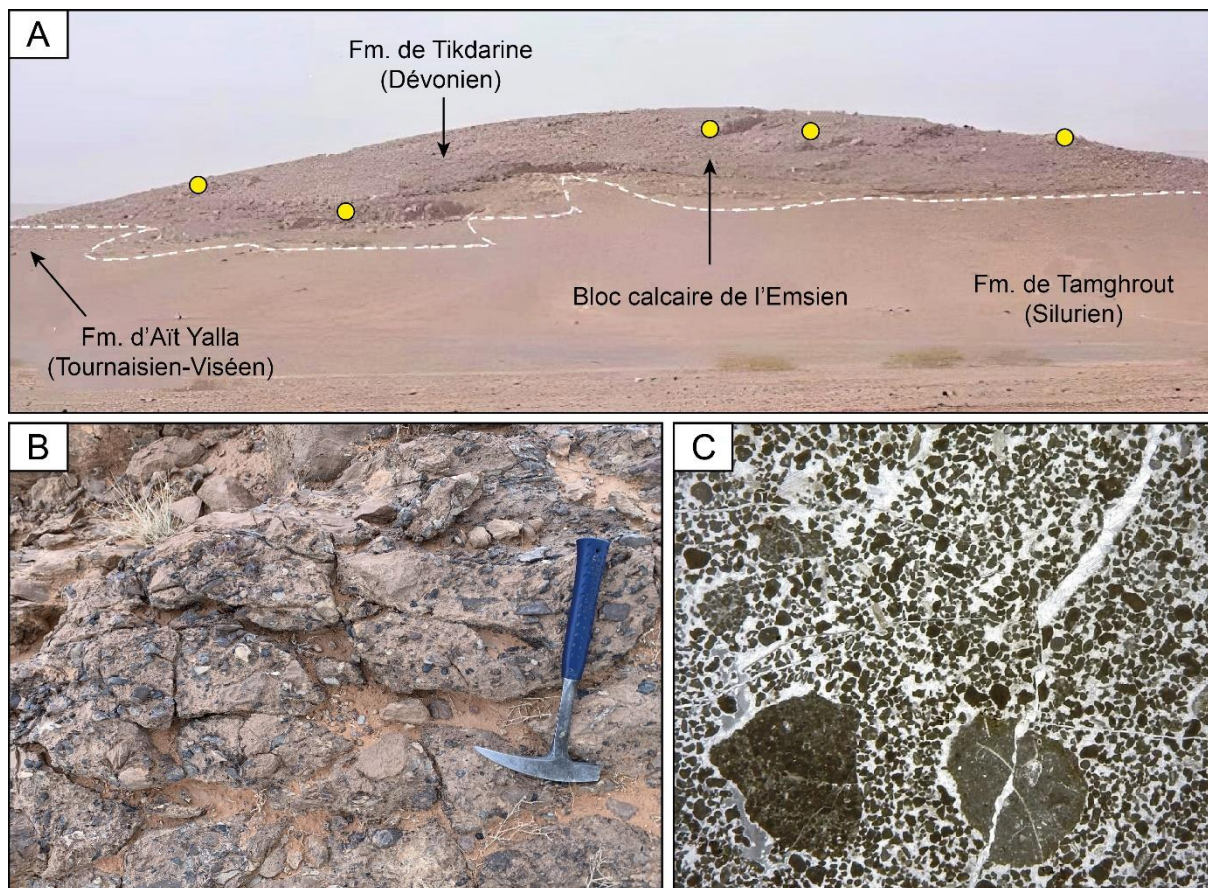


Figure 24 : A. Vue vers le Nord de l'olistolite dévonien de Tikdarine, composé d'un conglomérat calcaire à blocs de calcaires fossilifères dévoniens (point jaune). Le gros bloc central est d'âge Emsien. Le Dévonien, repose sur des schistes blancs (du Silurien) à l'Est et chevauche des schistes à blocs viséens à l'Ouest. B. conglomérat calcaire à éléments de calcaires fossilifères. C. Lames minces montrant des Grainstone péloïdal intraclastique bioclastique.

La Formation correspond à un écroulement de débris monogéniques, d'âge dévonien moyen ou supérieur (Schiavo et al., 2007). Des faciès détritiques similaires, d'âge dévonien supérieur, sont décrits dans l'Anti-Atlas oriental (Wendt et Belka, 1991 ; Baidder et al., 2008). Du côté est de la colline, cette formation est en contact avec les argilites blanches d'âge Silurien, alors que, du côté ouest, elle vient chevaucher des schistes à blocs variés de la formations d'Ait Yalla d'âge Tournaisien-Viséen. Clariond (1933) et Hindermeier (1954) estiment que c'est grâce aux mouvements épirogéniques qui ont affecté les reliefs ordoviciens et siluriens, envahis ultérieurement par la mer dévonienne, que se sont édifiés de tels faciès épicontinentaux et terrigènes.

2.2. Coupe de Taourirt n'Rhellil

La coupe de Taourirt n'Khellil (= Rhellil sur la carte topographique, feuille Alnif, 1/100 000, Feuille NH-30-XIX-2) est située à environ 1,5 km au Nord du village d'Aït Issa Oubrahim aux coordonnées GPS N31° 26' 49,344" W5°, 20' 57,948". En venant de Tinerhir, la localité est

facilement repérable par les hauts pylônes de télécommunication sur la colline du second plan et par l'embranchement de la route d'Alnif. Les successions dévoniennes qui apparaissent dans cette localité, sont représentées par des ensembles lithologiques majeurs, lesquels se caractérisent par des particularités sédimentologiques dictées par le milieu de dépôt.

Les termes de base débutent par un ensemble carbonaté composé de calcaire à orthocères gris à brun, de calcaires laminés à brachiopodes-gastéropodes gris jaunâtre, de calcaire à encrines rougeâtre à gros grains et de brèche calcaire de couleur jaune. L'analyse microscopique révèle une texture globale de type packstone à rudstone. Les bancs calcaires sont richement fossilifères avec une faune variée de brachiopodes, crinoïdes, dacryoconarides, gastéropodes et une association de conodontes d'âges lochkovien (Rytina et al., 2013).

Les termes suivantes sont représentés par un banc épais de calcaire rosâtre imprégné de cube de pyrites, suivi par un autre banc lumachellique à travers une surface d'érosion. La texture globale est de type mudstone/wackestone à packstone. Le contenu fossilifère est assez varié, composé de brachiopodes, d'ostracodes, de fragments de trilobites et des orthocères. Par analogie de faciès, l'âge des calcaires est en corrélation avec la formation de Bou Tiskiouine au Nord du Maïder (Hollard, 1981) et au calcaire à *Anetoceras-Mimagoniatites* de Tafilalt.

Sur une dizaine de mètres, une alternance de marnes et de calcaires surmonte les ensembles sous-jacentes. Les calcaires se présentent sous forme de niches bleues à Goniatites et Nautiloïdes ou de minces bancs à Tentaculites, notamment le genre *Nowakia*. Ces calcaires sont crinoïdiques. Ils ont livré *Scutellum fruciferum*, *Favosites* de l'Eifelien inférieur et *Pinacites jugleri*, *Scutellum (Thysanopeltis)*, *speciosum*, *septalaria subtetragona*, *septalaria microphyncha*, *Uncinulus parallelepipedus* de l'Eifelien supérieur (Hindermeyer, 1955).

Les calcaires sont surmontés par un faciès noir de calcaire corallien d'âge Givétien composé de coraux du genre *Phillipsastrea* (Fig. 25A), des Stromatopores et des Thamnopores (Fig. 25B). Ces derniers sont surmontés par un niveau à gros orthocères et goniatites du genre *Manticoceras* (Fig.25C), puis d'un mince conglomérat carbonaté à éléments noirs. Enfin, l'ensemble se termine par des schistes argileux dont les conodontes *Palmatolepis perlobata maxima* et *Pa. marginifera marginifera* leur confèrent l'âge du Famennien.

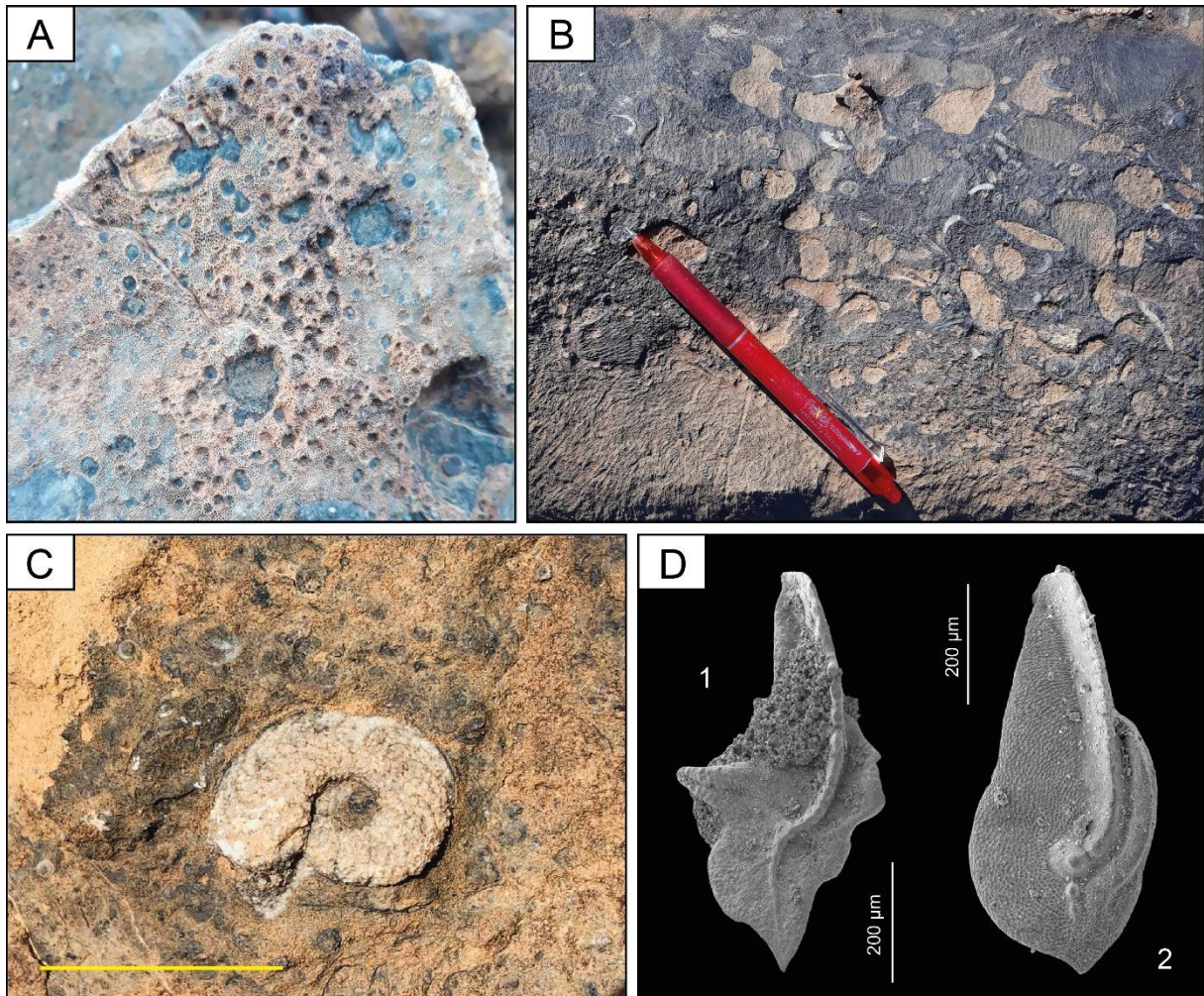


Figure 25 : Photo de terrain de l'olistolite de Taourirt n'Rhellil. A. Colonies de coraux du genre *Phillipsastrea*. B. Faciès récifal du Givétien représenté par des Stromatopores et Thamnopores. C. *Manticoceras* du du Frasnien, barre d'échelle = 2 cm. D. Conodonte du Famennien. 1. *Palmatolepis perlobata maxima*, 2. *Pa. marginifera marginifera*.

2.3. Coupe Bou Tisdafine-W

La coupe Bou Tisdafine-Ouest se trouve à environ 6 km à l'est de Taourirt n'Khellil (Dal Piaz et al., 2007 ; Fig. 26), au GPS : N31° 26' 34.88" ; W5°, 19' 11.42". Elle est accessible à une centaine de mètres au sud de la route nationale N°10, qui relie Tinejdad à Tinghir. Un échantillonnage a été effectué entre 2011 et 2012 par R.T. Becker et M.K. Rytina (Rytina, 2013) en donnant à cette localité, l'appellation OI2 dans la publication de Rytina et al. (2013). L'affleurement est constitué d'une olistolite lenticulaire de forme ovale, d'environ 45 m de large, qui est complètement entouré, sans indices de faille, par des siltstones gris verdâtres à couches minces et de grès fins à altérations brunâtres, de la formation carbonifère d'Ait Yalla (Fig. 26A). Aucune preuve de contact faillé n'a été relevée. Le terrain dévonien forme une colline très basse qui se distingue dans la plaine, montrant des couches ayant un pendage uniforme d'environ 45° vers le Nord. La première succession d'environ 7,5 m d'épaisseur, est composée d'une

alternance de calcaires gris moyen, détritiques, partiellement crinoïdaux et de marnes gris verdâtre peu marquées, souvent avec des lentilles de calcaire à crinoïdes (Fig. 26B). Quelques petits blocs adjacents présentant une lithologie similaire ont été détachés du bloc principal lors du déplacement initial ou de l'érosion ultérieure. La macrofaune est pauvre (quelques sections transversales de gastéropodes) mais dans les échantillons en coupe fine et les microfaciès, les bancs calcaires montrent une faune de brachiopodes, de crinoïdes, de dacryoconarides, d'orthocones et de conodontes. L'observation de la texture permet de distinguer : des mudstones à matrice micritique plus ou moins homogène avec de la pyrite diagénétique précoce, des wacke-packstone à dacryoconaridés fortement bioturbés avec d'abondants débris de crinoïdes et des grainstones à dacryoconaridés à orientation bimodale des courants et à bases érosives. Par ailleurs, une certaine porosité primaire est clairement visible, correspondant à des espaces inter-granulaires remplis de sparite. Le contenu fossilifère et le microfaciès indiquent une plateforme ou une rampe carbonatée pélagique peu profonde sub-photique avec un dépôt calme interrompu par des événements épisodiques de courant de fond.

La base de la série (échantillon AI OL2 à la base du banc N°1) n'a pas révélé de conodontes. L'échantillon AI OI2 P2, prélevé plus haut dans la première séquence de calcaires crinoïdes (Bancs 3-5), a fourni deux espèces dominantes ; *Caudicriocus curvicauda*, *Caudicriocus celtibericus* et *Ctenopolygnathus pireneae*. Ces trois espèces caractérisent la zone praguienne supérieure de *Caudicriocus celtibericus* de la chronostratigraphie classique (Bohème) (Slavík, 2004, Slavík et al., 2007, Aboussalam et al., 2015), qui correspond approximativement à l'Emsien basal défini dans la coupe GSSP de Kitab (Ouzbékistan). Les calcaires crinoïdaux inférieurs de Bou Tisdafine Ouest sont équivalents au "calcaire praguien" de Tafilalt et de la formation Ihandar dans le Nord du Maïder.

Un échantillon de la partie supérieure de la section (AI OL2 P9) contenait *Criteriognathus miae*, *Criteriognathus steinhornensis* et *Latericriodus bilatericrescens bilatericrescens*. Cette faune relève de la zone *Criteriognathus steinhornensis* dans la partie moyenne de l'Emsien inférieur (Aboussalam et al., 2015). Au sommet (banc 17, échantillon AI OI2 terminal), nous avons trouvé une faune de *Criteriognathus steinhornensis* peu abondante et monotypique. Par conséquent, la partie supérieure peut être corrélée avec les calcaires à *Anetoceras* et *Mimagoniaticites* (Unités I/J définies par Becker et al., 2013) de la formation supérieure Seheb El Rhassel du Tafilalt (Aboussalam et al., 2015 ; Hartenfels et al., 2018) et avec le membre supérieur de la formation Bou Tiskaouine du Maïder (Hollard, 1981). Cependant, les

ammonoïdes précoces caractéristiques de ces deux régions ne sont pas présentes à Bou Tisdafine-Ouest.

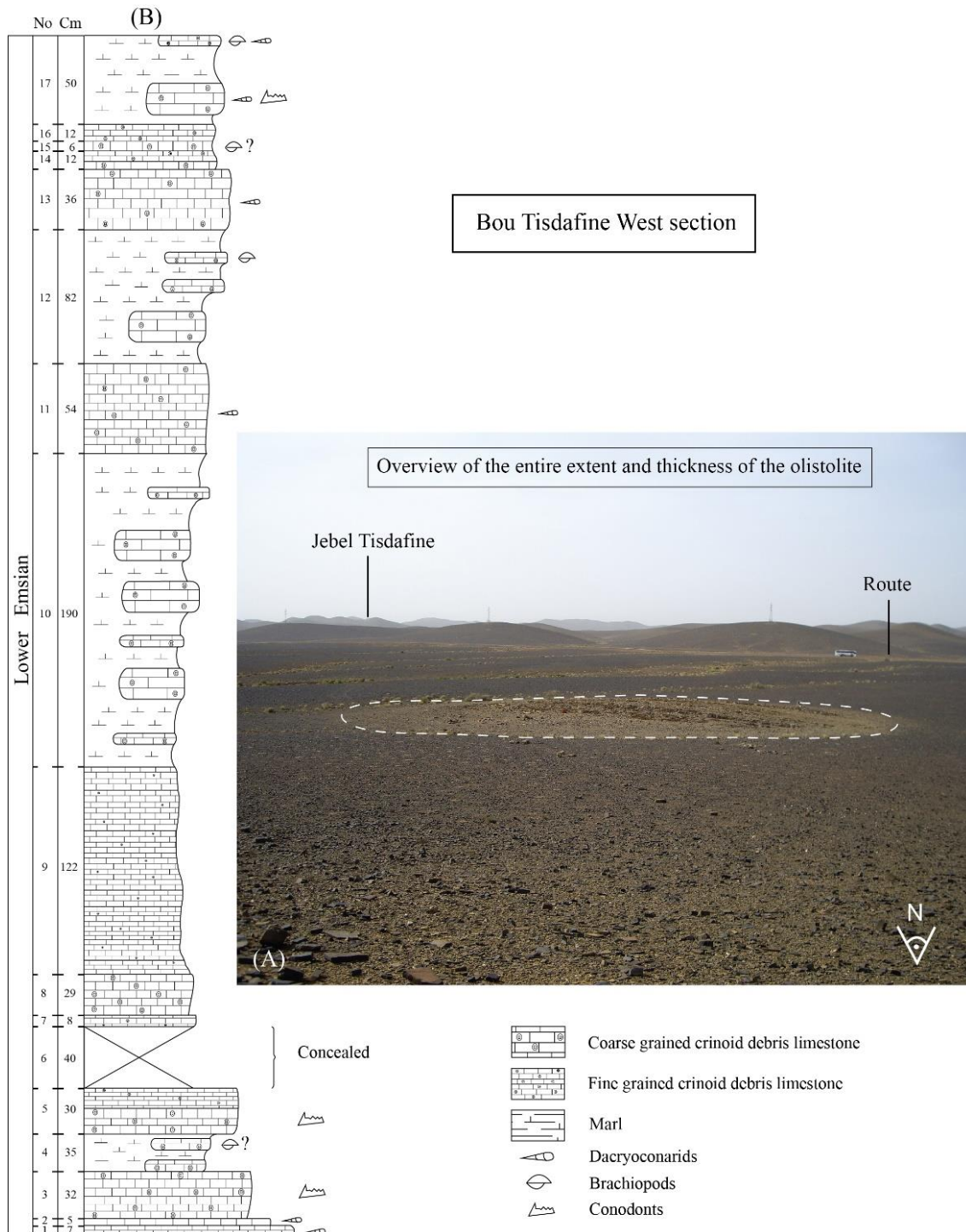


Figure 26 : Schéma de l'affleurement, positions des échantillons, détails lithostratigraphiques et registres faunistiques de la coupe Bou Tisdafine-West (Rytina, 2013 ; Talih et al., 2022a).

2.4. Coupe de Bou Tisdafine

La coupe de Bou Tisdafine est située à 22 km à l'Ouest de Tinejdad et à 10 km de Taourirt n'Khellil (GPS : N31°27'12,53" ; W5°14'13,17"). On y accède par une petite piste au sud de la

route nationale N10 reliant Tinejdad à Tinghir, à une distance de 20 m de la route principale. L'affleurement est très condensé de l'Eifélien au Famennien moyen (Fig. 27), de 60m d'épaisseur. Le Dévonien a été signalé pour la première fois par [Le Maitre \(1947\)](#) et [Hindermeyer \(1955\)](#) ; grâce à la présence de goniatites de l'Emsien supérieur, de l'Eifélien et du Frasnien, puis mentionné beaucoup plus tard par [Dal Piaz et al. \(2007\)](#) et [Becker & El Hassani \(2020\)](#). Le lithofaciès reflète des changements distinctifs dans les environnements sédimentaires et les phases de l'évolution paléogéographique. Sa partie inférieure a été exploitée pour "l'extraction de trilobites", créant deux tranchées dans des niveaux Eiféliens, riches en trilobites. Cette coupe constitue probablement la localité type de la famille des Lichidés avec le genre *Basseiarges mellishae* ([Corbacho & López-Soriano, 2013](#)) mais les informations rapportées sur la localité sont plutôt vagues. Très récemment, des phacopidés et des scutelluidés de l'Eifelien provenant de ces tranchées ont été décrits par [Gottlob \(2020\)](#), mais la diversité faunistique complète est loin d'être entièrement établie.

La coupe montre une succession qui débute par une dizaine de mètres de calcaires nodulaires à grains fins en lits flasques, avec des interlits marneux centimétriques (Fig. 27). En raison du creusement de tranchées, il existe des intervalles couverts de couches de déblais. En lame mince, la texture est variable, constituée de mudstone bioturbé et de wacke-packstones bioclastiques, avec parfois un ciment sparitique. Les wacke-packstones sont riches en fossiles, notamment en trilobites et des fragments de bivalves, brachiopodes, dacryoconarides, foraminifères et gastéropodes ([Gottlob, 2020](#)). La macrofaune est composée de trilobites, d'ossicules de crinoïdes, d'orthocones, de très rares goniatites (*Fidelites sp.*) et de bivalves. Un échantillon de conodontes provenant de la base de la coupe a fourni une association composée de *Polygnathus costatus*, *Polygnathus praetrigonicus*, *Polygnathus robusticostatus*, *Linguipolygnathus linguiformis*, *Icriodus retrodepressus*, et *Belodella resima*. Il s'agit d'un assemblage typique de l'Eifélien inférieur (zone inférieure de *Polygnathus costatus* ; [Belka et al., 1997](#) ; [Becker & Aboussalam, 2013](#)). Les trilobites rencontrés sont également de bons marqueurs de l'âge Eifélien. Outre les lichidés, on trouve des espèces de *Gerastos*, *Struveaspis*, *Drotops*, *Austerops*, *Pedinopariops* et *Thysanopeltis* ([Gottlob, 2020](#)). Les niveaux supérieurs de cette séquence sont marqués par des figures de bioturbation, indiquant un environnement modérément profond et épisodiquement agité. Cependant, il n'y a pas d'organismes dans la zone euphotique. Des similitudes sont constatées en général, avec l'Eifélien du Nord du Maïder caractérisé par la formation d'El Otfal, qui est célèbre pour ses niveaux de trilobites.

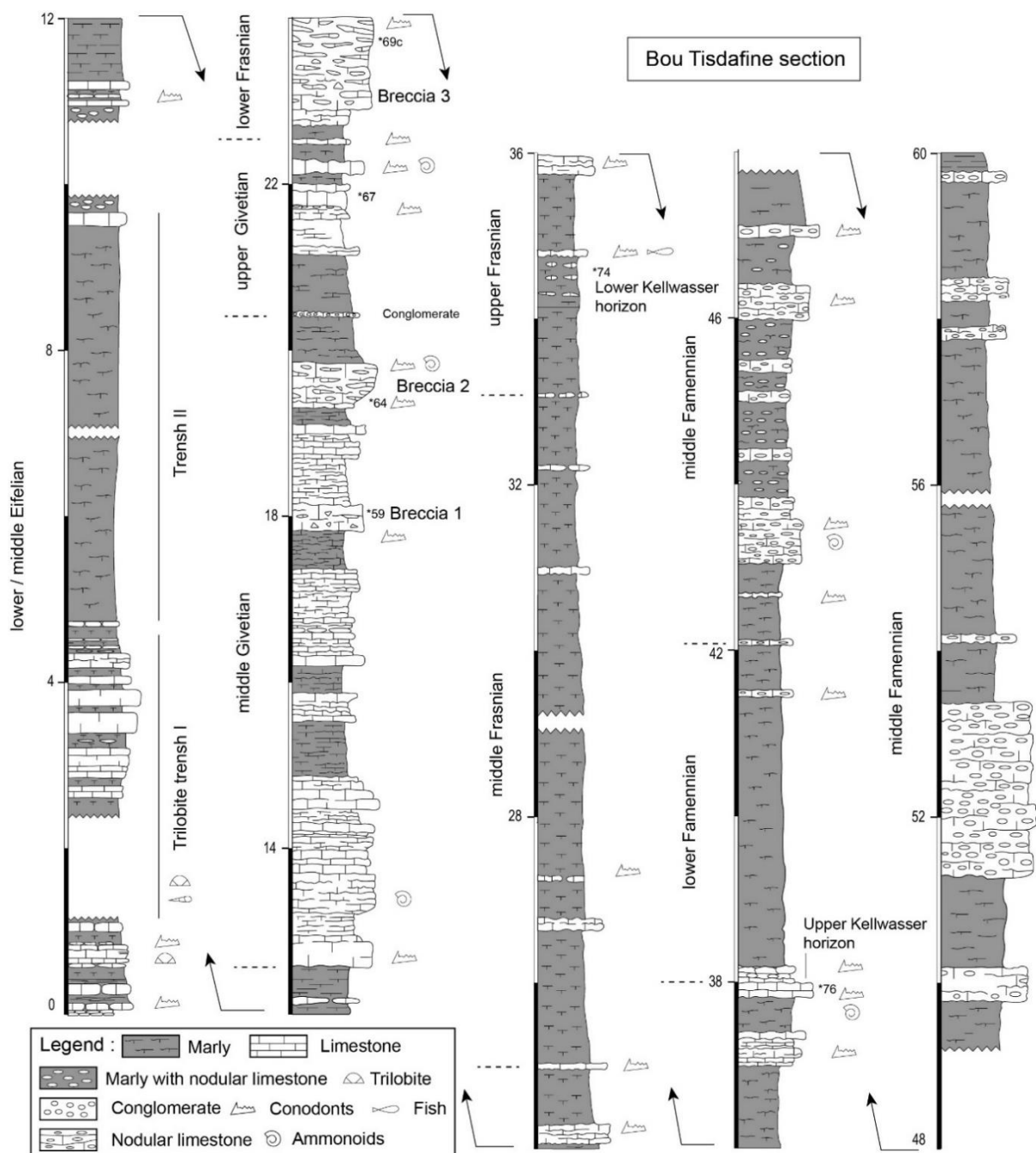


Figure 27 : Log simplifié de l'Eifélien au Famennien moyen de la coupe de Bou Tisdafine (d'après Talih et al., 2022).

Le niveau précis de la limite Eifélien/Givétien n'est pas encore connu dans cet intervalle fortement condensé. Il n'y a pas de schistes ou de calcaires noirs indiquant les événements mondiaux de Kačák (Walliser et Bultynck, 2001 ; Becker et al., 2018a) ; l'intervalle de l'événement peut être manquant en raison d'une interruption de la phase sédimentaire correspondante. Le Givétien moyen est représenté par des marnes et des calcaires gris avec des intercalations de calcaires noirs nodulaires sur environ 4m. L'analyse microscopique du faciès, montre un wackestone qui passe à un packstone. Le contenu micropaléontologique comprend

des foraminifères, des ostracodes, des dacroconarides, des crinoïdes, des coraux et des débris de brachiopodes. Une association de conodontes d'*Icriodus brevis*, *Polygnathus varcus*, *Polygnathus timorensis* et *Linguipolygnathus linguiformis* (Fig. 28.1-4), se trouve dans la zone *Polygnathus rhenanus-varcus* de la moitié inférieure du Givétien moyen. Les calcaires en « flaser-bedding » comprennent des litages intermittents avec des empilements occasionnels de coraux tabulaires (rudstones coralliens intraclastiques, Fig. 29A), des coraux rugueux solitaires et des goniatites (*Sellagoniatites*). Les nautiloïdes sont représentés par des oncocératides. L'organisation lithologique et la faune suggèrent un cadre néritique profond à pélagique peu profond, interrompu par un épisode allochtone de calcaire corallien nodulaire de type récifal. Il représente soit un lit de tempête, soit un dépôt de coulée de débris proximal. Il n'y a localement aucun indice qui enregistre les deux niveaux Pumilio, qui caractérisent le Givétien moyen de Tafilalt (Lottmann, 1993 ; Becker et al., 2018a, b). Par contre on note trois unités de brèches avec des éléments de calcaire micritique resédimentés. Basées sur une faune abondante de conodontes d'une mer ouverte et plus profonde, dont *Polygnathus ansatus* et *Linguipolygnathus mucronatus*, les deux brèches inférieures (bancs 59, 64, Fig. 27) se situent dans la partie inférieure du *Polygnathus Ansatus*, Zone reconnue dans la moitié supérieure du Givétien moyen. Elles sont suivies d'une alternance de marnes et de calcaires en couches minces qui présentent au sommet des galets d'hématite (banc 67, Fig. 29B), indicateur de surfaces de milieu dysoxique de faible taux sédimentaire. A ce niveau, il existe une faune riche en conodontes pélagiques des zones du Givétien supérieur, zone *Polygnathus cristatus ectypus* à *Polygnathus dengleri* (e.g. avec *Schmidtnognathus peracutus*, *Klapperina disparilis*, et *Polygnathus dengleri dengleri*), ressemblant à celles du Tafilalt (Aboussalam et Becker, 2007). Se superpose à cette dernière, la brèche la plus caractéristique (Fig. 27, 29C, banc 69) en éléments grossiers, imprégnée d'hématite (Fig. 29C) avec des clastes calcaires micritiques assez grands, plats et anguleux. Les conodontes observés sont typiques d'un milieu profond, attribués au Frasnien basal MN 2 ou Zone d'*Ancyrodella rotundiloba*. La limite Givétien/Frasnien est marquée par une discordance, comme sur la Plateforme du Tafilalt (Aboussalam et Becker, 2007). Les trois brèches du Givétien moyen/supérieur représentent des coulées de débris provenant (selon l'origine de l'olistolite) d'un escarpement de faille adjacent à activité répétée. Le Givétien de la coupe de Bou Tisdafine ne présente que de légères similitudes avec le Nord du Maïder (Formation de Taboumakhoulouf), où les calcaires coralliens sont beaucoup plus dominants (Hollard, 1974 ; Bultynck, 1985 ; Kazmierczak et Schröder, 1999). Le Givétien de la Plateforme de Tafilalt est autrement différencié avec un faciès d'ammonoïdes pélagiques (Bultynck, 1987 ; Aboussalam et Becker, 2007, 2011).

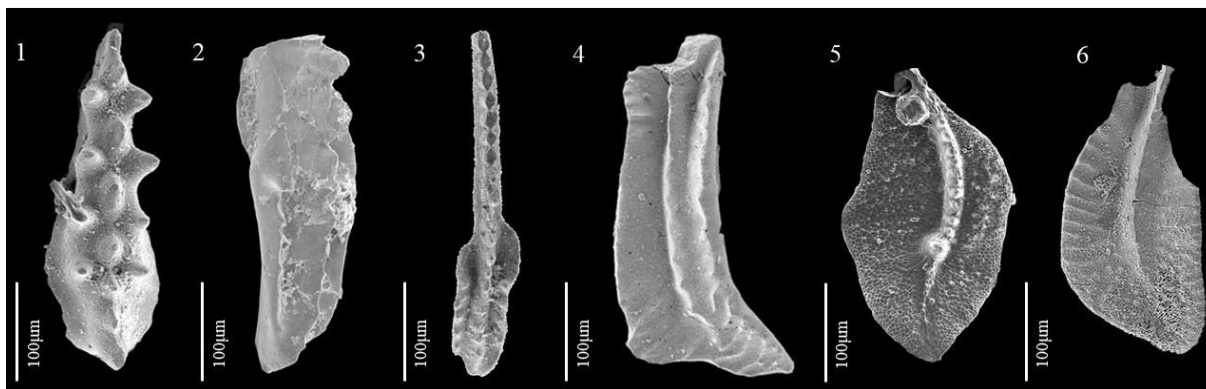


Figure 28 : Conodontes du Givétien moyen (1-4) et du Famennien (5-6) de la coupe de Bou Tisdafine. 1. *Icriodus brevis*, 2. *Polygnathus varcus*, 3. *Polygnathus timorensis*, 4. *Linguipolygnathus linguiformis*, 5. *Palmatolepis crepida*, 6. *Polygnathus sp.*

L'essentiel du Frasnien est constitué d'une succession de bancs de calcaires fins et de calcaires nodulaires avec d'épaisses intercalations de marnes (environ 12 mètres d'épaisseur). A sa base, à l'aplomb de la brèche ferrugineuse, la présence de *Palmatolepis transitans* indique la Zone MN 4 définie par [Klapper \(1989\)](#) ou Zone *Palmatolepis transitans*, l'ultime zone du Frasnien inférieur. Ce dernier est donc localement incomplet. L'analyse microscopique a révélé une texture bioclastique de wackestone à packstone avec des débris de divers organismes. La macrofaune est composée de crinoïdes, d'orthocônes, de goniatites (de rares géphurocératides), de fragments de brachiopodes et de quelques arêtes de poissons (Fig. 29D). Au sommet, on trouve un niveau nodulaire de 50 cm d'épaisseur, de couleur gris clair, qui est essentiellement formé de nodules calcaires mal triés de différentes tailles. Il s'agit d'un conglomérat monogénique (pseudo-brèche) à débris calcaires et ciment ferrugineux. L'intervalle du Frasnien moyen-supérieur est constitué d'alternances de niveaux marneux épais et de calcaires nodulaires fins. A la base, des conodontes sont déterminés, appartenant à *Palmatolepis punctata* et *Ancyrodella lobata*. La position précise de la limite du Frasnien moyen/supérieur n'est pas clairement définie. Au sommet du banc 74, un mince calcaire gris à *Palmatolepis winchelli*, *Ancyrognathus asymmetricus*, *Ancyrognathus amana* et d'autres conodontes avec des restes de placodermes, indiquent le niveau inférieur de Kellwasser ([Schindler, 1990](#) ; [Becker et al., 2018a](#)). La partie terminale de l'intervalle du Frasnien supérieur est marquée par un lit noirâtre secondairement blanchi par altération, riche en fossiles (banc 76, Fig. 27). Il correspond à un niveau condensé qui ressemble au faciès de Kellwasser. Cette interprétation est étayée par l'abondance de mantilocératides, y compris le genre *Crickites* de l'indice supérieur de Kellwasser. Les faunes de conodontes très abondantes comprennent *Ancyrognathus ubiquitus* et *Palmatolepis ultima*, qui sont des espèces index pour le Frasnien terminal (partie supérieure du niveau supérieur de Kellwasser), MN Zone 13c de [Girard et al. \(2005\)](#).

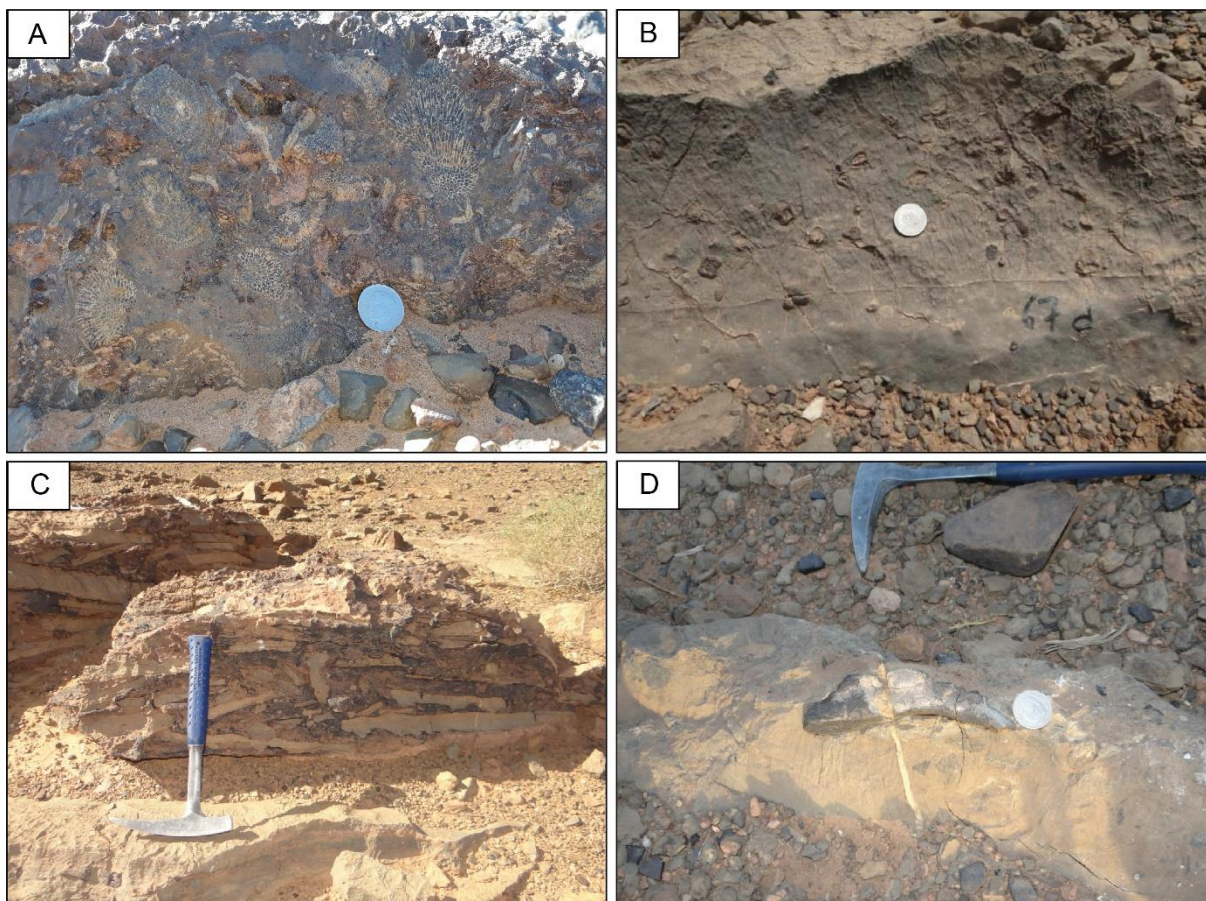


Figure 29 : Photo de terrain de la coupe de Bou Tisdafine. A. Calcaire corallien bleuâtre du Givétien (rudstone) avec des intraclastes non triés, des favositides et des thamnoporides, déposé par une tempête majeure ou une coulée de débris. B. Sommet du Banc 67 du Givétien supérieur avec des nodules d'hématite, représentant une surface de discontinuité. C. Brèche à galets plats imprégnés d'hématite avec clastes de micrite allongés, Frasnien inférieur (MN 2 ou zone à *Ancyrodella rotundiloba*). D. Os de Placoderme du Frasnien inférieur. Diamètre de la pièce = 23,5 mm.

D'un point de vue géodynamique, la présence de conglomérats est un indicateur des mouvements verticaux qui se produisent en bordure des blocs basculés, connus notamment dans la Meseta (Piqué, 1979 ; Fadli, 1990 ; Tahiri, 1991 ; Zahraoui, 1991 ; Chakiri, 1991 ; Becker et al., 2015). Ce type de mouvement ayant débuté à l'Ordovicien inférieur a été signalé dans l'Anti-Atlas oriental par Destombes et al. (1985). Ces mouvements sont en outre caractérisés par des fentes de tension et des plis asymétriques, d'amplitude centimétrique à métrique, avec un axe orienté N110 à N130, plongeant fortement vers le SE et s'amortissant vers le haut. Des mouvements de blocs synsédimentaires du Frasnien supérieur associés au faciès de Kellwasser sont également connus dans le Tafilalt (Wendt et Belka, 1991). Le premier calcaire du Famennien excavé n'appartient pas à la zone la plus basale du Famennien à *Palmatolepis subperlobata* (Spalletta et al., 2017, ancienne zone du Lower triangularis). Basé sur *Palmatolepis praeterita* sensu Schülcke (1995) et *Ancyrognathus sinelaminus*, ce faciès tombe

déjà dans la zone légèrement plus jeune de *Palmatolepis delicatula platys* (ancienne zone moyenne *triangularis*). Cela implique une courte lacune sédimentaire probable à la limite de l'étage, comme dans de nombreuses coupes de la limite Frasnien/Famennien.

A l'échelle régionale, la succession du Dévonien se termine par un faciès de type griotte du Famennien moyen-inférieur. Elle est surmontée par des niveaux d'intercalations de calcaires fortement nodulaires et de marnes foncées, parfois avec des lumachelles intercalées. L'épaisseur est d'environ 15 m, mais il s'agit d'une estimation à cause des nombreux intervalles couverts. Les observations microscopiques révèlent une texture générale de type mud-wackestone, en partie riche en crinoïdes, bivalves et ostracodes. Dans certains échantillons, des restes bien conservés appartiennent à des crinoïdes, des orthocônes, des bivalves et des ammonoïdes (chéilocératides). Les conodontes *Palmatolepis crepida* (Fig. 28.5) et *Polygnathus sp.* (Fig. 28.6) confirment un âge Famennien inférieur. Ceci corrobore la présence du Famennien sur le flanc sud du Jebel Tisdafine notée auparavant par [Hindermeyer \(1955\)](#). Les couches supérieures ont livré des conodontes du Famennien moyen (Zone à *Scaphignathus velifer*). Les strates, éventuellement plus jeunes, sont masquées par les dépôts quaternaires. Dans le massif de nature conglomérat/brèche de Taourirt n'Khellil à l'ouest, les plus jeunes niveaux connus appartiennent à la zone *Palmatolepis gracilis manca* du Famennien supérieur ([Rytina et al., 2013](#) ; [Hartenfels et al., 2013](#)).

Les niveaux Frasnien et Famennien de la coupe de Bou Tisdafine ne ressemblent pas aux successions lithostratigraphiques situées au Sud du Jebel Ougnat. Le Dévonien supérieur du Jebel Gherghiz (= Rheris) du Nord du Maïder est très incomplet, constitué de grès et de faciès à crinoïdes peu profonds ([Wendt et al., 1984](#) ; [Fröhlich, 2004](#)). Vers le SE, dans la région de Bou Dib, s'étend un bassin pélagique profond turbiditique, essentiellement schisteux (flysch de Bou Dib de [Hollard, 1967](#)). La plateforme condensée de milieu pélagique de Tafilalt, est caractérisée par un intervalle épais de calcaires et de schistes noirs riches en matière organique (type Kellwasser étendu, faciès hypoxique) couvrant tout le Frasnien supérieur et le Famennien inférieur ([Buggisch et Clausen, 1972](#) ; [Wendt et al., 1984](#) ; [Wendt et Belka, 1991](#) ; [Becker, 1993](#)).

2.5. Coupe Oued Ferkla

Le coupe de l'Oued Ferkla est situé sur le versant droit (Nord) de l'Oued Ferkla, à proximité du pont, le long de la route reliant Tinejdad à Goulmima (GPS : N31°32'12.18'' ; W5°0'37.61''). Les premières études de cette série ont été menées par [Clariond et Termier](#)

(1933) et [Hindermeyer \(1955\)](#). [Ward et al. \(2013\)](#) ont réalisé la coupe de l'Emsien au Givétien moyen et ont fourni les premières données sur les conodontes, les foraminifères et les microfaciès, et ont précisé la position locale des événements mondiaux. En parallèle, [Hejja \(2013 : Section TI\)](#) a repris cette succession en ayant recours à une plus faible résolution. Notre travail se base sur les données préliminaires de [Ward et al. \(2013\)](#) en cherchant à affiner la stratigraphie et la sédimentologie.

La coupe montre, de bas en haut, une sédimentation variable qui reflète les changements des paléo-milieus. Les séquences sont caractérisées chacune par une organisation différente et une composition propre, qui reflètent grâce aux changements de faciès des épisodes de régressions et de transgressions (onlap et offlap). Selon les microfaciès, la granulométrie, la calcimétrie et la minéralogie (analyse aux rayons X de la roche en vrac et de la phase argileuse), on distingue onze unités lithostratigraphiques, qui se déclinent (Fig. 30) :

2.5.1. Unité OF1 (top lower Emsian)

La base de la série montre une unité de 1 m d'épaisseur de calcaire gris foncé, légèrement laminé et bioturbé. En lame mince, il se compose d'un mudstone foncé riche en matière organique à un wackestone gris moyen (Fig. 31A). La matrice carbonatée contient une fraction limoneuse, majoritairement quartzifère, à grains plus ou moins arrondis ou sub-rhomboïdaux. Quelques éléments de quartz organisés en agrégats compacts de gros grains polycristallins sont nettement rhomboïdaux. L'unité contient une faune variée composée de filaments de mollusques, de fragments de brachiopodes, d'ostracodes, de dacryoconarides recristallisés et de débris de crinoïdes. L'association des conodontes comprend *Eolinguipolygnathus vigieri*, *Linguipolygnathus inversus*, *Eolinguipolygnathus laticostatus* et *Caudicriodus ultimus*. Elle correspond à la Zone à *Eolinguipolygnathus laticostatus* ([Aboussalam et al., 2015](#)) qui permet d'attribuer cette unité à la partie supérieure de l'Emsien inférieur.

2.5.2. Unité OF2 (Emsien basal supérieur)

La seconde unité est constituée de schistes/marnes limoneux verdâtres de 3 m d'épaisseur, constitués de concrétions calcaires sans macrofaune. La matrice est homogène et contient de la pyrite diagenétique précoce. La texture est un mudstone recristallisé (micro- à pseudosparitique) (Fig. 31B) avec quelques bioclastes. Les grains sont constitués de cristaux lamellaires formant des agrégats lâches, qui sont empilés les uns sur les autres. Les concrétions semblent être entièrement d'origine diagenétique, ce qui explique l'absence de macrofaune et de conodontes. Le changement soudain de l'unité OF1 à OF2 enregistre l'événement global

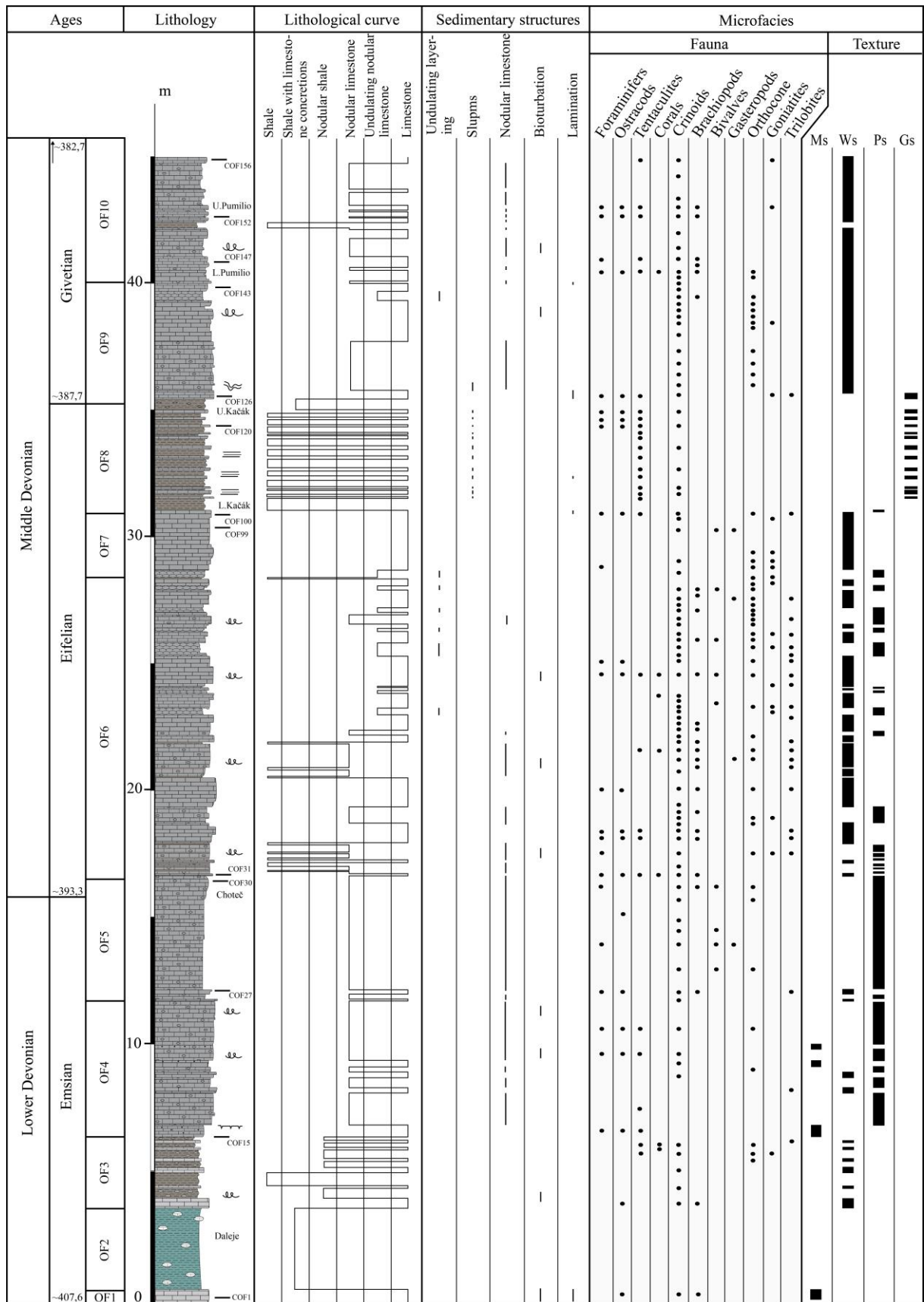


Figure 30 : Coupe lithostratigraphique et analyse sédimentologique de l'Emsien inférieur au Givétien moyen de la coupe de l'Oued Ferkla (in Talih et al., 2022).

transgressif de Daleje (Fig. 32A) à la base de l'Emsien supérieur (House, 1985, Tonarova et al., 2017), assez bien répandu dans l'Anti-Atlas oriental (Aboussalam et al., 2015, Becker et al., 2018a, b). L'unité OF2 est en corrélation avec la formation inférieure Er-Remlia du Maïder (Hollard, 1974) et également avec l'unité inférieure K à la base de la formation (révisée) d'Amerboh dans la région du Tafilalt (Aboussalam et al., 2015, Hartenfels et al., 2018). La formation d'Er-Remlia a été attribuée à la zone *Icriodus fusiformis* (Bultynck, 1985 ; Aboussalam et al., 2015), en corrélation avec une lacune (*laticostatus-bultyncki Interregnum*) dans la zonation des polygnathidés du Sud du Maroc.

2.5.3. Unité OF3 (Emsien supérieur principal)

L'unité OF3 est une succession de calcaire et de marne de 3 m d'épaisseur et correspond à l'unité II-b de Ward et al. (2013). Les bancs contiennent relativement peu de fossiles, tels que des débris de crinoïdes, des dacryoconarides, des bivalves (*Panenka*), de rares restes de brachiopodes et des orthocones. À la base, un banc de calcaire gris-beige dont le sommet est nodulaire avec des concrétions de fer le long de l'affleurement (Banc 3 de Ward et al., 2013). Il s'agit d'un niveau de référence des dépôts du Dévonien inférieur dans la majeure partie de la région. Ce calcaire est un wackestone bioclastique avec des bioturbations et des nodules internes (Fig. 31C) traduisant un milieu favorable au benthos marin. La matrice de micrite est en partie remplacée par de la sparite diagenétique. De grands terriers se trouvent au sommet (Fig. 32C). Cette alternance évolue vers le haut, vers des faciès plus fins avec une surface de ravinement.

Près du sommet de l'unité OF3, quelques trilobites et ammonoïdes lâches (*Latanarcestes noeggerathi auct.*, *Sellanarcestes* sp.) (Fig. 32B) ont été retrouvés. Ils sont typiques de la zone/sous-zone *Linguiopolygnathus bultyncki* de l'Emsien supérieur, qui équivaut à la partie inférieure de la zone globale *Linguiopolygnathus serotinus* (Aboussalam et al., 2015). En se référant à Bultynck (1985), l'Unité OF3 serait l'équivalent de la Formation supérieure d'Er-Remlia du nord du Maïder et de la partie supérieure de l'Unité K du Tafilalt.

2.5.4. Unité OF4 (Emsien supérieur)

L'unité OF4 est une succession de calcaires massifs, lités et nodulaires de plus de 6 m d'épaisseur, devenant exclusivement nodulaires vers le haut. Il équivaut à la partie inférieure massive de l'unité III dans Ward et al. (2013). Le microfaciès montre une matrice micritique assez hétérogène, parfois microsparitique, avec de nombreux agrégats de pyrite. Le limon terrigène contribue substantiellement à la matrice de boue carbonatée. La texture générale est

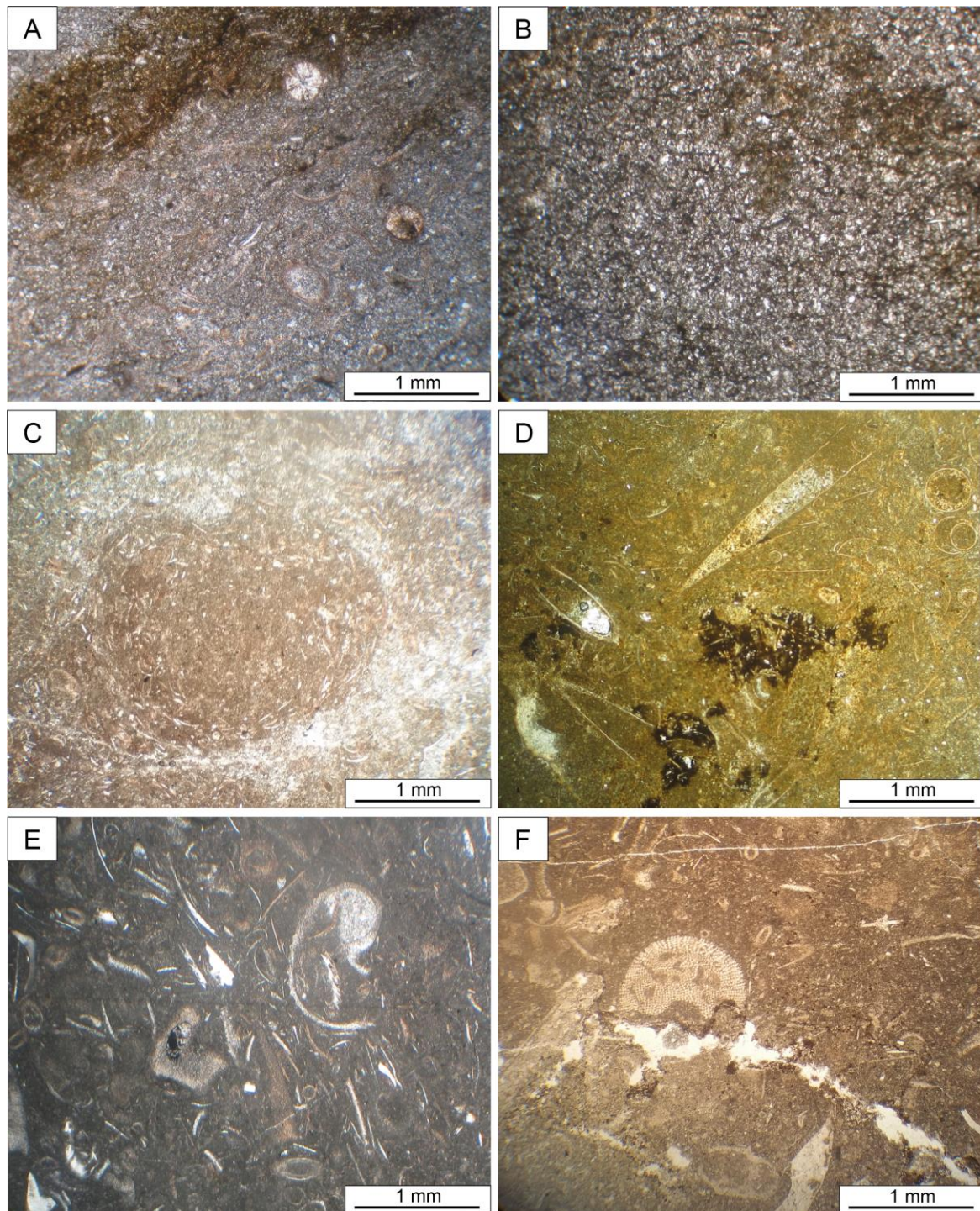


Figure 31 : Microfaciès de l'Emsien inférieur et supérieur à Oued Ferkla. A. Silteux, mud- to wackestone avec des débris de coquillages fins et des coupes transversales recrystallisées de dactyloconarides, Unité OF1. B. mudstone fortement recrystallisé (pseudosparitique), concrétion au sein de l'unité OF2. C. Wackestone bioclastique avec débris coquilliers fins et bioturbation nodulaire. La matrice micritique est légèrement recrystallisée et remplacée par de la micro- et orthosparite calcitique, base de l'unité OF3. D. Wackestone bioclastique avec d'abondants dactyloconarides, ostracodes, crinoïdes et débris de coquillages indéterminés, base de l'unité OF4. E. Wackestone à packstone gris foncé avec d'abondants débris de mollusques et de crinoïdes et une matrice micrite dense et riche en matière organique. La diagenèse a entraîné une recrystallisation calcitique des bioclastes, qui sont en partie reconnaissables en tant que fantômes, unité OF5. F. Wackestone à packstone bioclastique bioturbé avec des débris de mollusques fins recrystallisés, des dactyloconarides et des osselets de crinoïdes, Unité OF5.

de type packstone bioclastique (Fig. 31D) avec quelques alternances mudstone/wackestone à la base. La faune est assez variée. On y trouve des fragments de crinoïdes, des dacryoconarides, des goniatites (*Anarcestes simulans*, *Sellanarcestes applanatus*, *Sellananarcestes wenkenbachi*), des orthocônes, des bivalves, de rares brachiopodes, des trilobites, des foraminifères et des ostracodes, dont les valves sont parfois jointives. Les débris d'orthocônes et de goniatites sont parfois micritisés et pyritisés. Certains bioclastes sont partiellement silicifiés. Le faciès est globalement bioturbé avec des terriers en forme de vortex et des incrustations de pyrite. Il montre par ailleurs, des touffes en ferromanganèse microbiennes, de petites cavités de résidus de sulfate et des plaques de ciment de calcite, rappelant les microfaciès du Dévonien moyen à Jbel Mech Irdane (Casier et al., 2010). L'assemblage fossile est dans un état de conservation très affecté par une activité diagénétique intense, ce qui rend les déterminations difficiles. A la base de l'unité, les surfaces de hardground sont bien marquées, montrant des incrustations ferrugineuses et des traces de bioturbation (Fig. 32D). La faune composée de goniatite, place l'Unité OF4 dans la Zone *Anarcestes* (LD IV-D, Becker & House, 1994) qui correspond à la partie médiane de l'Emsien supérieur (Becker et House, 1994 ; Ebbighausen et al., 2011). Le registre des conodontes est très pauvre. À la base, seule *Belodella resima* de longue portée a été extraite à partir du lit 15. L'unité OF4 est un équivalent de la formation Tazoulait, lithologiquement similaire du Nord de Maïder (Bultynck, 1985) et du calcaire inférieur d'*Anarcestes* (unité inférieure L, formation médiane d'Amerboh) du Tafilalt (Becker et al., 2013 ; Hartenfels et al., 2018).

2.5.5. Unité OF5 (Transition Emsien-Eifélien)

L'unité OF5 (partie supérieure de l'unité III dans Ward et al., 2013) est également caractérisée par une succession de calcaires nodulaires avec des structures en flasers, d'une épaisseur de 4,5 m, mais morphologiquement plus réduite que l'unité sous-jacente OF4 (Figs. 32E-F). Les lits se confondent et grossissent vers le haut. Les ensembles sédimentaires s'organisent à la base en bancs calcaires à patine gris-beige d'une dizaine de cm, avec des niveaux lités crypte algaires en filaments. La texture générale des microfaciès passe du wackestone au packstone. Le contenu fossile est assez varié, montrant des bioclastes de bivalves fragmentaires dominants (Figs. 31E-F), des orthocônes, des dacryoconarides plus ou moins abondants et des foraminifères. La bioturbation est faible dans les échantillons à matrice micritique foncée riche en matière organique (Fig. 31E). Il n'y a ni classement ni tri des bioclastes. Les processus diagénétiques se manifestent par des joints de ciment calcitique, dont les cristaux sont équi-dimensionnels, non ferreux et avec une luminescence claire à foncée.

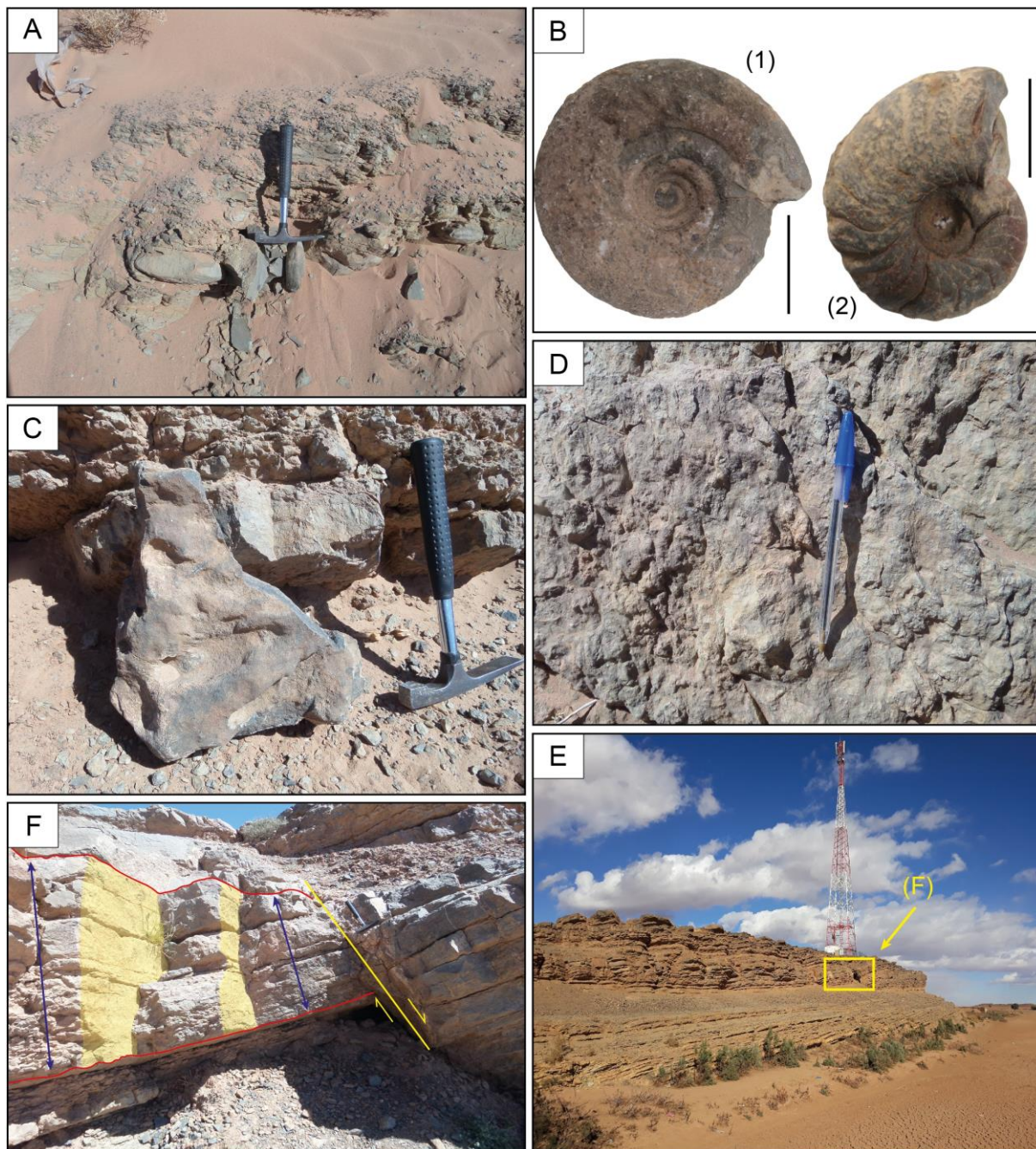


Figure 32 : Photos de terrain à Oued Ferkla. A. Unité OF1, schistes silteux verdâtres avec quelques concrétions calcaires, équivalents des schistes de Daleje, partie inférieure de l'Emsien supérieur. B. Quelques ammonoïdes de l'unité OF3 : (1) : *Sellanarcestes* sp., (2) *Latanarcestes noeggerathi* auct. barre d'échelle = 2 cm. C. Traces fossiles importantes (terriers) au sommet du lit basal de l'unité OF3. D. Surface de sol dur dans la partie inférieure de l'unité OF4. E. Vue d'ensemble de la partie orientale de la section de l'Oued Ferkla, avec l'unité OF2 à la base, l'unité nodulaire OF3, les calcaires plus solides de l'unité OF4, et le niveau de l'événement Choteč en tant qu'incision dans la falaise supérieure. F. Détail de F (rectangle jaune), montrant une faille de glissement multiphase dans l'unité OF4, suivie par des calcaires plus nodulaires (unité OF5) sous l'incision du niveau de l'événement Choteč près du sommet.

Les débris de crinoïdes montrent une recristallisation secondaire. L'épaississement des marnes, l'abondance des goniatites et des grands orthocônes, témoignent d'un changement de

l'environnement vers un bassin hémi-pélagique le long d'une pente externe du plateau. Les conodontes du lit 27 à la base (*Belodella resima*, *Neopanderodus perlineatus*, *Linguipolygnathus bultyncki*) correspondent à la partie supérieure de la zone *Linguipolygnathus bultyncki* de l'Emsien supérieur (= Zone *Linguipolygnathus serotinus*   l'échelle mondiale, [Aboussalam et al., 2015](#)). Au sommet, un calcaire microcristallin mince et sombre suivi de marne, indique le niveau de l'événement mondial Chote  (House, 1985 ; [Kopt kov, 2011](#) ; Fig. 32E), qui se produit assez largement dans le Tafilalt ([Becker et House, 1994](#) ; [Klug, 2002a](#) ; [Becker et Aboussalam, 2013](#) ; [Hartenfels et al., 2018](#)). Dans [Ward et al. \(2013\)](#), sa position a été précisément indiquée dans la coupe (près du sommet de leur unité III), par erreur, elle a été notée à la base de l'unité III dans la légende de la figure 2. L' v nement Chote  se situe dans l'Eifelien inférieur au sommet de la zone *Polygnathus partitus*. Comme dans le nord du Mider (au sein de la Formation El Otfal ; [Bultynck, 1985](#)) et le nord du Tafilalt (dans la partie supérieure du calcaire nodulaire d'Anarcestes, Unité L définie par [Becker et al., 2013](#) ; Formation supérieure d'Amerboh), la limite du Dévonien inférieur/moyen est indiscernable de point de vue lithologique et paléontologique à Oued Ferkla. Les mêmes tendances s'observent entre la partie basale de l'Unité OF5 et la base de la Formation El Otfal du nord de Mider ([Ward et al., 2013](#)).

2.5.6. Unité OF6 (Eifelien inférieur)

Contrairement à l'unité précédente, l'unité OF6 (unité IV de [Ward et al., 2013](#)) d'une épaisseur d'environ 11,5 m, montre des intercalations marneuses très réduites avec des niveaux calcaires nodulaires, à grains fins, d'aspect lenticulaire avec des structures en flaser. L'unité est traversée par un réseau de failles normales orientées N10   N20, avec un léger pendage de 5    10  vers le NW, dont les crevasses sont remplies de calcite (Fig. 33A). Les lits présentent une rythmicité, avec des feuilletts calcaires nodulaires réduits à stratification ondulée et d'autres détritiques plus durs et plus épais. La texture microscopique est du wackestone au packstone (Fig. 34A). Des stylolites sont observés dans toute la formation et soulignent les variations des solutions en fonction de la pression diagénétique. Les fossiles rencontrés sont des éléments squelettiques constitués de petits coraux rugueux solitaires (des formes d'eau profonde), d'orthocônes, de brachiopodes, de débris de crino ides et de fragments de trilobites (phacopides, fig. 34A). La microfaune comprend des ostracodes et des foraminifères. Parmi les ammono ides, on reconnaît *Subanarcestes marhoumensis* (Fig. 33B), *Pinacites eminens* (Fig. 33C) et *Cabrieroceras* sp., qui rattache l'unité à l'Eifelien inférieur (MD I-C/D sensu [Becker & House, 1994](#) ; éventuellement basal, I-E). L'âge est confirmé par une nouvelle association de

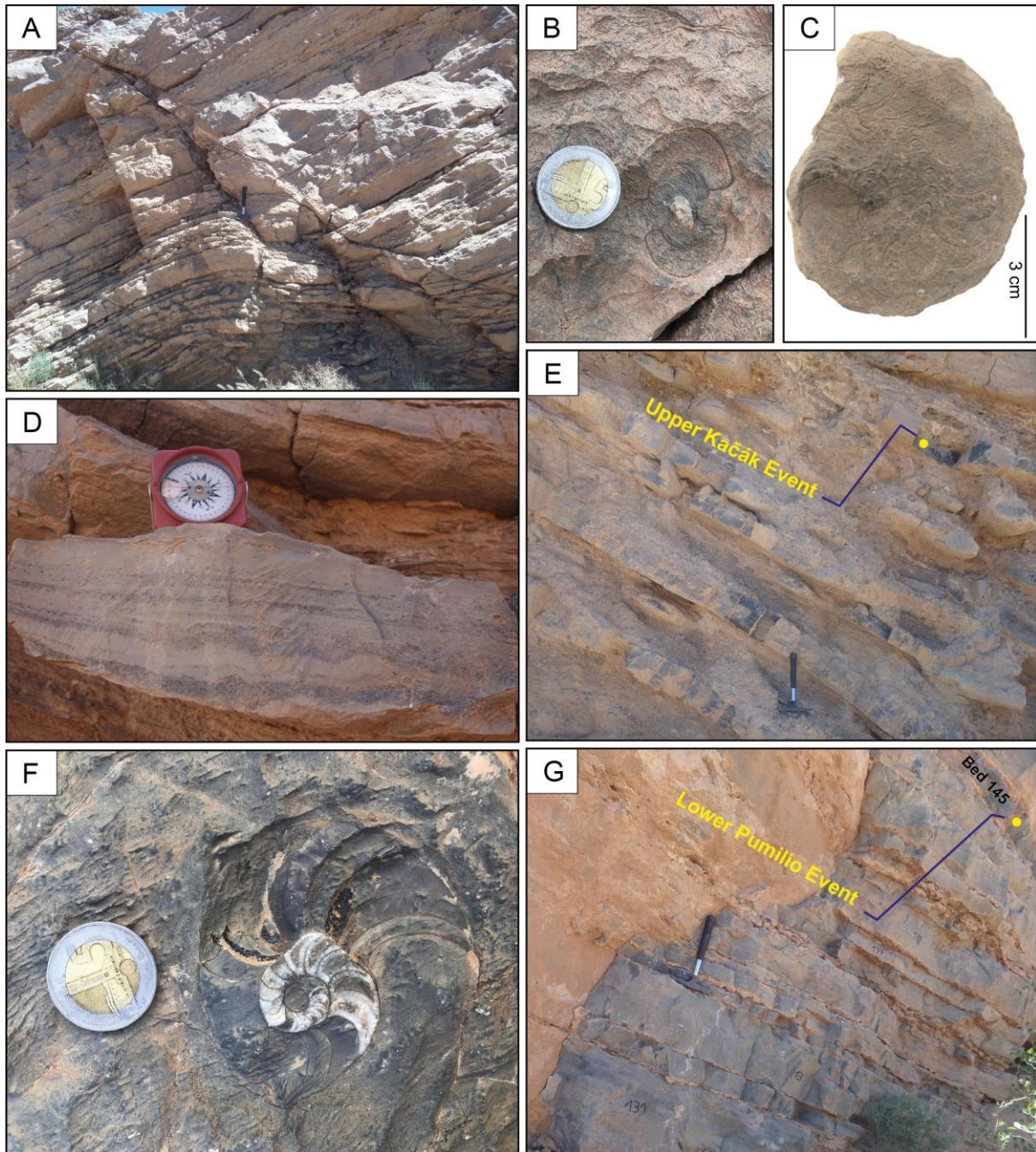


Figure 33 : Photos de terrain du Dévonien moyen à Oued Ferkla. A. Faille normale ondulante dans l'unité eifélienne OF6, côté est de la coupe du cordon. B. Coupe transversale d'un *Subanarcestes marhoumensis* convoluté, Unité OF6. C. *Pinacites eminens*, vue latérale d'un moule légèrement corrodé, Unité OF6. D. Amalgame ondulé à stratifié simple de coulées de débris distales détritiques et de couches à grain fin dans le lit 108, unité OF8, intervalle de l'événement Kačák (zone à *Polygnathus ensensis*). E. Partie supérieure de l'unité OF8, avec des marnes noires et des nodules calcaires du lit 125 près de son sommet, représentant peut-être l'intervalle d'événement Kačák supérieur. F. *Sellagoniatites* sp. corrodées, encastrées dans une surface de sol dur de l'unité OF10. G. Partie supérieure de l'unité OF9 (lits 131-144), recouverte par le niveau de l'événement Pumilio inférieur (lit 145) définissant la base de l'unité OF10 dans la zone *Polygnathus rhenanus-varcus*.

conodontes de la base (sommet du banc 30) : *Belodella resima*, *Icriodus aff. orri* (Fig. 35.1), *Icriodus struvei*, *Icriodus mariae*, *Icriodus anterodepressus*, *Linguipolygnathus linguiformis*,

Linguipolygnathus aff. alveole (Fig. 35.2), *Polygnathus partitus* et *Polygnathus costatus* (Fig. 35.3). L'organisation des carbonates en séquences à tendance régressive ainsi que la richesse de la faune marine, suggèrent un environnement de rampe moyennement profond, avec des fluctuations mineures du niveau de la mer, se calant entre les paramètres pélagiques peu profonds et plus profonds, plus bas que la zone photique et la base des vagues de tempête. Il existe une meilleure corrélation de l'Eifélien inférieur riche en goniatite du Tafilalt (Becker et House, 1994 ; Unit M, dans la tranche inférieure de la Formation Bou Tchrafine, Becker et al., 2013 ; Hartenfels et al., 2018) qu'avec la succession de milieu moins profond et plus néritique, riche en brachiopodes et trilobites du nord du Maïder (Formation Taboumakhloûf, Bultynck, 1985), que les niveaux à trilobites de l'Eifélien inférieur de notre coupe de Bou Tisdafine.

2.5.7. Unité OF7 (Eifélien supérieur)

L'unité OF7 (unité V de Ward et al., 2013) se compose de calcaires massifs gris foncé de 2 m d'épaisseur sans interlits marneux. Le microfaciès révèle une texture de packstone bioturbée à grains fins avec une matrice de micrite et des bioclastes composés d'abondants petits fragments de mollusques allongés, droits ou courbes (Fig. 34B) et de dacryoconarides. Une forte compaction et une recristallisation, ont entraîné un aplatissement des cristaux sparitiques et leur nourrissage en calcite secondaire. Les restes d'ostracodes sont alignés le long des plans de litage dans certaines sections minces. La macrofaune est constituée de débris de crinoïdes, d'orthocônes, de rares trilobites (*Thysanopeltis*, phacopides) et de gastéropodes. Les ammonoïdes sont par contre, abondants et comprennent *Subanarcestes macrocephalus* (de la partie inférieure), *Cabrieroceras* et *Agoniatites*, datant l'unité de l'Eifélien supérieur (MD I-E/F1 sensu Becker & House, 1994). Cet âge est bien confirmé par la riche association de conodontes de la partie supérieure de l'unité (Niveaux 99-100) avec *Belodella resima*, *Neopanderodus perlineatus*, *Linguipolygnathus linguiformis*, *Linguipolgnathus weddigei*, *Polygnathus praetrigonicus*, *Polygnathus angustipennatus* (Fig. 35.8), *Polygnathus aff. angustipennatus* (Fig. 35.4), *Polygnathus partitus* (Fig. 35.5), *Polygnathus robusticostatus* (Fig. 35.10), *Polygnathus angusticostatus*, *Polygnathus eiflius* (Fig. 35.9), *Polygnathus amphora*, *Polygnathus parawebbi*, *Tortodus kockelianus* (Figs. 35.6, 11), *Icriodus hollardi* (Fig. 35.7) et *Icriodus struvei*. La zone originelle de l'Eifélien supérieur à *Tortodus kockelianus* (Weddige, 1977) a été subdivisée en trois niveaux définis par l'émergence de *Tortodus australis*, *Tortodus kockelianus* et *Polygnathus eiflius* (Bultynck, 1987 ; Belka et al., 1997). Les données récentes de Vodrážková et Suttner (2020) qui suggèrent une subdivision de la zone *T. kockelianus* basée sur *Polygnathus eiflius* ou *Polygnathus amphora*, sont discutables. Dans tous

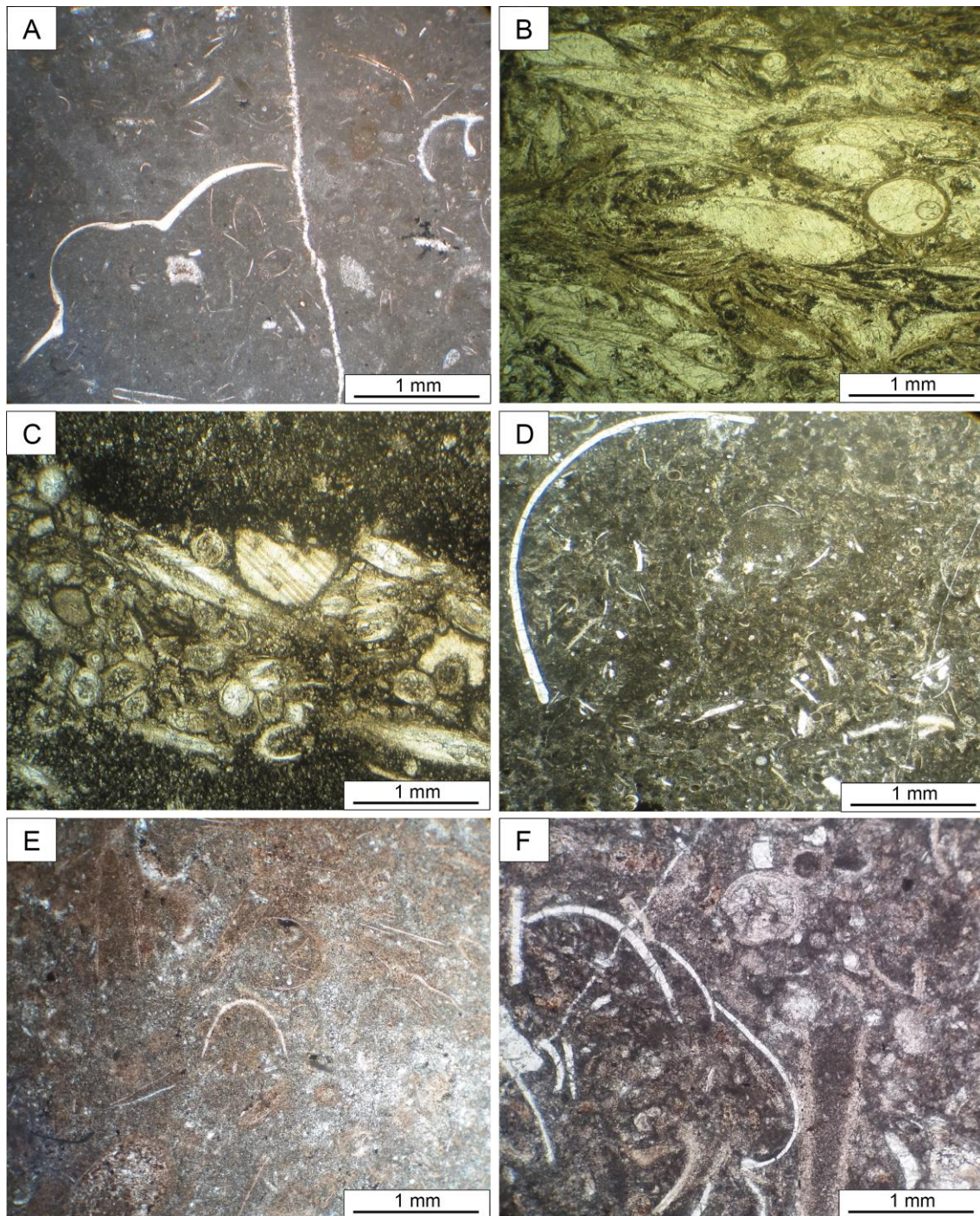


Figure 34 : Microfaciès du Dévonien moyen à Oued Ferkla. A. Wackestone bioturbé avec débris de mollusques fins, ostracodes, débris de crinoïdes recristallisés, coupes transversales d'un trilobite et d'un gastéropode à côtes spiralées (en haut à droite), et matrice de micrite dense, Unité OF6, Eifélien. B. Roche coquillière fortement compactée, aplatie et recristallisée avec des bioclastes remplis de sparite (coquilles de mollusques), y compris un orthocône, Unité OF7, Eifélien supérieur. C. Alternance de mudstone microsparitique gris foncé et d'un grainstone dacroconaride-crinoïde recristallisé, non trié et non calibré, interprété comme déposé par une coulée de débris distale, unité OF8, intervalle événementiel de Kačák. D. Wackestone bioclastique péloïde et bioturbé avec des débris de mollusques non triés, unité OF9, Givetian inférieur. E. Calcaire bioclastique bioturbé avec des dacroconarides recristallisés mal préservés et des débris de mollusques ; unité OF10, Givetien moyen. F. Wackestone bioclastique recristallisé (micro à pseudosparitique) avec des dacroconarides, des débris de bivalves et de crinoïdes mal préservés, Unité OF10, Givetien moyen.

les cas, le sommet de l'unité OF7 représente des calcaires pélagiques bien oxygénés avec une faune riche et diversifiée du plateau ouvert de l'intervalle immédiat de la crise pré-Kačák (Ward et al., 2013). Dans le nord du Maïder, les calcaires nodulaires se font correspondre par les *Agoniatites* dans la Formation de Taboumakhloûf (Bultynck, 1987 avec de nouvelles données de la région de Bou Dib). Sur la plateforme de Tafilalt, l'unité OF7 est en corrélation avec les calcaires similaires, nodulaires à structures en flaser de l'unité N, soit la formation supérieure de Bou Tchrafine (Walliser et Bultynck, 2011 ; Hartenfels et al., 2018).

2.5.8. Unité OF8

La base de l'unité OF8 (unité VI de Ward et al., 2013) est marquée par un changement environnemental rapide et drastique. Les calcaires durs gris clair, micritiques, oligotrophes de l'unité OF7 sont soudainement remplacés par environ 6 m d'alternance de calcaire laminé gris foncé, riche en matière organique, de schiste fissile et de marne. L'aspect général montre des bancs calcaires en alternances amalgamées avec des couches fines de nature détritique (Fig. 33D).

La stratification ondulée ou normale témoigne d'un régime de courant fluctuant. Dans les coupes minces, le matériel est de type mudstone microsparitique et des grainstones avec dacryoconarides assez abondants, des articles de crinoïdes, des ostracodes et des fragments d'orthocônes (Fig. 34C). Une minéralisation diagénétique est observée par des contours micritiques sombres enveloppant les crinoïdes et les dacryoconarides. Étant donné que les minces tests des dacryoconarides-crinoïdes manquent de tri ou d'orientation du courant, Ward et al. (2013, Fig. 7) ont suggéré un dépôt par des coulées de débris distales. L'âge de l'unité est déterminé par l'association de conodontes du Bed 120 (Fig. 30), à savoir *Belodella resima*, *Linguipolygnathus linguiformis*, *Linguipolygnathus weddigei* (Fig. 35.12), *Polygnathus pseudofoliatus*, *Polygnathus ensensis* Gp., *Polygnathus eifelius*, *Polygnathus amphora* (Fig. 35.13), *Polygnathus robusticostatus*, *Polygnathus parawebbi* (Fig. 35.14) et *Polygnathus trigonicus*. Il se situe dans la zone supérieure de l'Eifelien *Polygnathus ensensis* (Walliser et Bultynck, 2011), dont l'importance a été soulignée à nouveau par Vodrůžková et Suttner (2020). La partie inférieure de l'unité est dépourvue également de *Polygnathus ensensis* dans les assemblages qui se trouvent pauvres en spécimens. Certaines surfaces de litière de marne noire sont recouvertes de masses de *Nowakia* (*Nowakia otomari*), le dacryoconaride index de l'otomari ou Kačák Event. Cette crise mondiale en deux phases a été décrite dans le Tafilalt par Walliser et al. (1985), Elwood et al. (1999, 2011), Crick et al. (1997, 2000), Walliser (2000), Klug (2002a, 2002b) et Hartenfels et al. (2018).

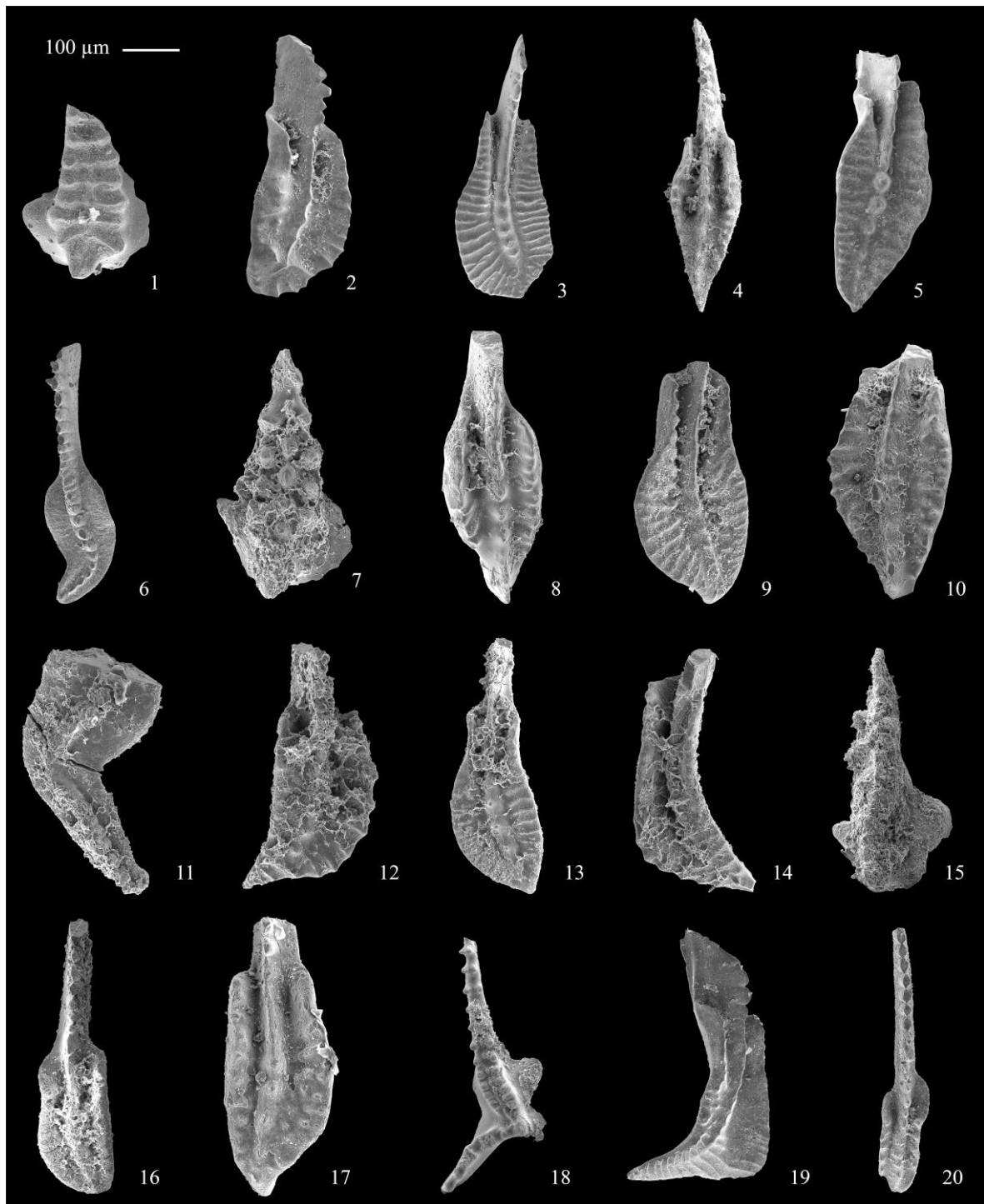


Figure 35 : Conodontes représentatifs de l'Eifélien et du Givétien de l'Oued Ferkla, 1-3 = Lit 30, Zone de *Polygnathus costatus* (Eifélien inférieur) ; 4-6 = Lit 99, Zone de *Tortodus kockelianus* (Eifélien supérieur) ; 8-11 = Lit 100, zone comme le Lit 99 (Eifélien supérieur) ; 12-14 = Lit 120, Zone *Polygnathus ensensis* (Eifélien supérieur) ; 15-17 = Lit 126, Zone *Polygnathus hemiansatus* (Givétien basal) ; 18-20 = Lit 152e, Lit Pumilio supérieur, Zone *Polygnathus ansatus* basale (Givétien moyen). 1. *Icriodus* aff. *orri*, 2. *Linguipolygnathus* aff. *alveolus*, 3. *Polygnathus costatus*, 4. *Polygnathus* aff. *angustipennatus*, 5. *Polygnathus partitus*, 6. *Tortodus kockelianus*, 7. *Icriodus hollardi*, 8. *Polygnathus angustipennatus*, 9. *Polygnathus eiflius*, 10. *Polygnathus. robusticostatus*, 11. *Tortodus kockelianus* (spécimen brisé), 12. *Linguipolygnathus weddigei*, 13. *Polygnathus amphora*, 14. *Polygnathus parawebbi*, 15. *Icriodus obliquimarginatus*, 16-17. *Polygnathus hemiansatus*, 18. *Latericriodus latericrescens latericrescens*, 19. *Linguipolygnathus linguiformis*, 20. *Polygnathus timorensis*.

Au sommet de l'unité OF8, une unité de marnes noires avec concrétions, représente une phase finale de l'intervalle de crise étendue (Fig. 33E) au sein de l'événement supérieur de Kačák défini par Walliser et Bultynck (2011). La particularité de l'unité OF8 réside dans une combinaison entre un enrichissement en Carbonate organique et une grande prolifération des organismes vivants, reflétant des conditions eutrophes très favorables à la vie. L'apparition soudaine de schistes laminés et des marnes, indique une anoxie et un approfondissement donc une transgression, avec des épisodes contrastés d'augmentation de la turbidité. Ce dernier peut refléter une paléopente instable en pente raide et adjacente, avec des sédiments gravitationnels distaux et un transport de fossiles. L'intervalle d'événements de Kačák est développé dans le nord de Maïder au sommet de la formation de Taboumakhloûf sous la forme d'une unité de marne épaisse (Bultynck, 1985, 1987), qui n'a pas encore été étudiée en détail. Comme signalé plus haut, l'événement n'est pas reconnaissable dans la coupe Bou Tisdafine, ce qui suggère que ce bloc allochtone n'a pas la même provenance que le Dévonien de l'Oued Ferkla.

2.5.9. Unité OF9

L'unité OF9 (unité VII de Ward et al., 2013) a une épaisseur de 5 m et est constituée de calcaire massif intercalé de calcaires nodulaires sans interlits marneux visibles. A la base, le lit 126 montre un litage convoluté avec des lamelles déformées ; l'amplitude des plis internes est centimétrique, les charnières des plis donnant l'aspect de boules sédimentaires. Les structures convolutées affichent une direction générale NW-SE. Dans les niveaux supérieurs, ils sont remplacés par un litage horizontal. D'autres niveaux calcaires, présentent des surfaces de bioturbation (Fig. 34D) et d'érosion, qui marquent de courts épisodes de non-dépôt lié à l'activité du courant. La matrice des wackestones bioclastiques non triés est péloïdale (Fig. 34D) ou microsparitique. Le contenu fossile se compose de foraminifères, d'ostracodes, de dacroconarides, de crinoïdes et de débris de mollusques. A la base (Banc 126), l'association de conodontes correspond au Givétien basal de la Zone *Polygnathus hemiansatus*, avec *Belodella resima*, *Linguipolygnathus linguiformis* Morphotypes γ 1-3, *Polygnathus pseudofoliatus*, *Polygnathus ensensis*, *Polygnathus hemiansatus* (Fig. 35.16-17) et *Icriodus obliquimarginatus* (Fig. 35.15). En parfait accord avec les conodontes, le lit 126 montre des coupes transversales d'un maenioceratid précoce, le groupe de goniatites d'indice du Givétien inférieur/moyen. L'espèce marqueur de Givétien, *Polygnathus hemiansatus*, est également présente légèrement plus haut, dans les couches 128 et 130b. Dans la partie médiane de l'Unité OF9, les premiers *Polygnathus varcus* se manifestent et marquent la base de la Zone moyenne du Givétien *Polygnathus rhenanus-varcus*. Au sommet, une association du gisement 143

comprend *Neopanderodus perlineatus*, *Icriodus arkonensis walliserianus*, *Icriodus regularicrescens*, *Icriodus difficilis*, *Linguipolygnathus linguiformis* (Fig. 35.19), *Linguipolygnathus mucronatus*, *Polygnathus timorensis* (Fig. 35.20), *Polygnathus pseudofoliatus* et *Polygnathus varcus*. Cette faune se situe dans la partie supérieure de la Zone à *Polygnathus rhenanus-varcus* (Bultynck, 1987), marquant toujours la partie inférieure du Givétien moyen.

2.5.10. Unité OF10

L'unité OF10 (unité VIII de Ward et al., 2013), d'une épaisseur de 7.5 m, commence par un niveau marqueur particulier et lithologiquement distinctif, le lit inférieur de *Pumilio* (lit 145, Fig. 33G). Le faciès se caractérise par la présence massive de minuscules brachiopodes (*Ense pumilio*) souvent brisés dans du calcaire cristallin noir riche en matière organique (packstone de brachiopodes). Un deuxième marqueur d'événement similaire, le lit Upper *Pumilio*, se trouve au milieu de l'unité (lit 152e, wackestone à brachiopodes ; Ward et al., 2013 ; Fig. 11j). La partie dominante de l'Unité OF10 est une alternance de calcaire nodulaire et de calcaire massif, avec un niveau marneux (banc 151) intercalé. La macrofaune présente dans certains échantillons, est composée de débris de crinoïdes, les dacryoconarides et plus important la goniatite *Sellagoniatites* sp. (Fig. 33F), qui se produit couramment dans le Givétien moyen du Tafilalt (Aboussalam et Becker, 2011 ; Hartenfels et al., 2018). La texture du microfaciès est un wackestone bioclastique et bioturbé avec des modifications mineures de l'association faunique (Fig. 34E-F). La microfaune est représentée par des foraminifères, des ostracodes, des dacryoconarides, des fragments de mollusques, des brachiopodes et des crinoïdes. Les associations de conodontes des tranches inférieures (lits 145, 147) se situent dans les niveaux supérieurs de la zone *varcus-rhenanus* : *Belodella resima*, *Icriodus difficilis*, *Linguipolygnathus linguiformis*, *Linguipolygnathus weddigei*, *Linguipolygnathus mucronatus*, *Polygnathus timorensis*, *Polygnathus varcus* et *Tortodus bultyncki*. La couche supérieure de *Pumilio* a produit *Belodella resima*, *Neopanderodus perlineatus*, *Latericriodus latericrescens latericrescens* (Fig. 35.18), *Linguipolygnathus linguiformis* (Fig. 35.19), *Linguipolygnathus mucronatus*, *Linguipolygnathus weddigei*, *Polygnathus timorensis* (Fig. 35.20), *Polygnathus varcus* et *Polygnathus ansatus*. Cette dernière est l'espèce index de la Zone *Polygnathus ansatus* (ancienne Zone *varcus* moyenne), comprenant la majeure partie des niveaux supérieurs du Givétien moyen. Les événements de *Pumilio* sont considérés comme des horizons-repères dans l'échelle de temps du Dévonien moyen. Ils ont été décrits en détail à Tafilalt par Lottmann (1990) et se produisent également dans l'est de la vallée du Dra (Aboussalam et al., 2004 ;

Garcia-Alcalde et El Hassani, 2020), absents par contre, dans le faciès à caractère moins profond du Maïder et dans notre coupe de Bou Tisdafine (voir ci-dessus). Comme dans l'Eifélien supérieur, il existe une différence significative entre le Givetien de la coupe de Bou Tisdafine et celle de l'Oued Ferkla.

Au sommet de l'unité OF10, le gisement 156 avait fourni une faune restreinte de conodontes avec *Linguipolygnathus linguiformis*, *Linguipolygnathus weddigei* et *Polygnathus timorensis*. Un calcaire à crinoïdes encore plus haut, gris foncé, de près de 40 cm d'épaisseur (lit 165), séparé du lit 156 par une alternance de 3,5 m d'épaisseur de marnes nodulaires, de calcaire nodulaire et de calcaire lenticulaire (au-dessus de la succession illustrée à la Fig. 30), révèle une association composée de *Belodella resima*, *Neopanderodus perlineatus*, *Icriodus difficilis*, *Linguipolygnathus linguiformis*, *Linguipolygnathus mucronatus*, *Polygnathus xylus*, *Polygnathus ansatus* et *Polygnathus timorensis*. Ce qui démontre que la zone *Polygnathus ansatus* s'étend jusqu'au sommet de l'unité OF10.

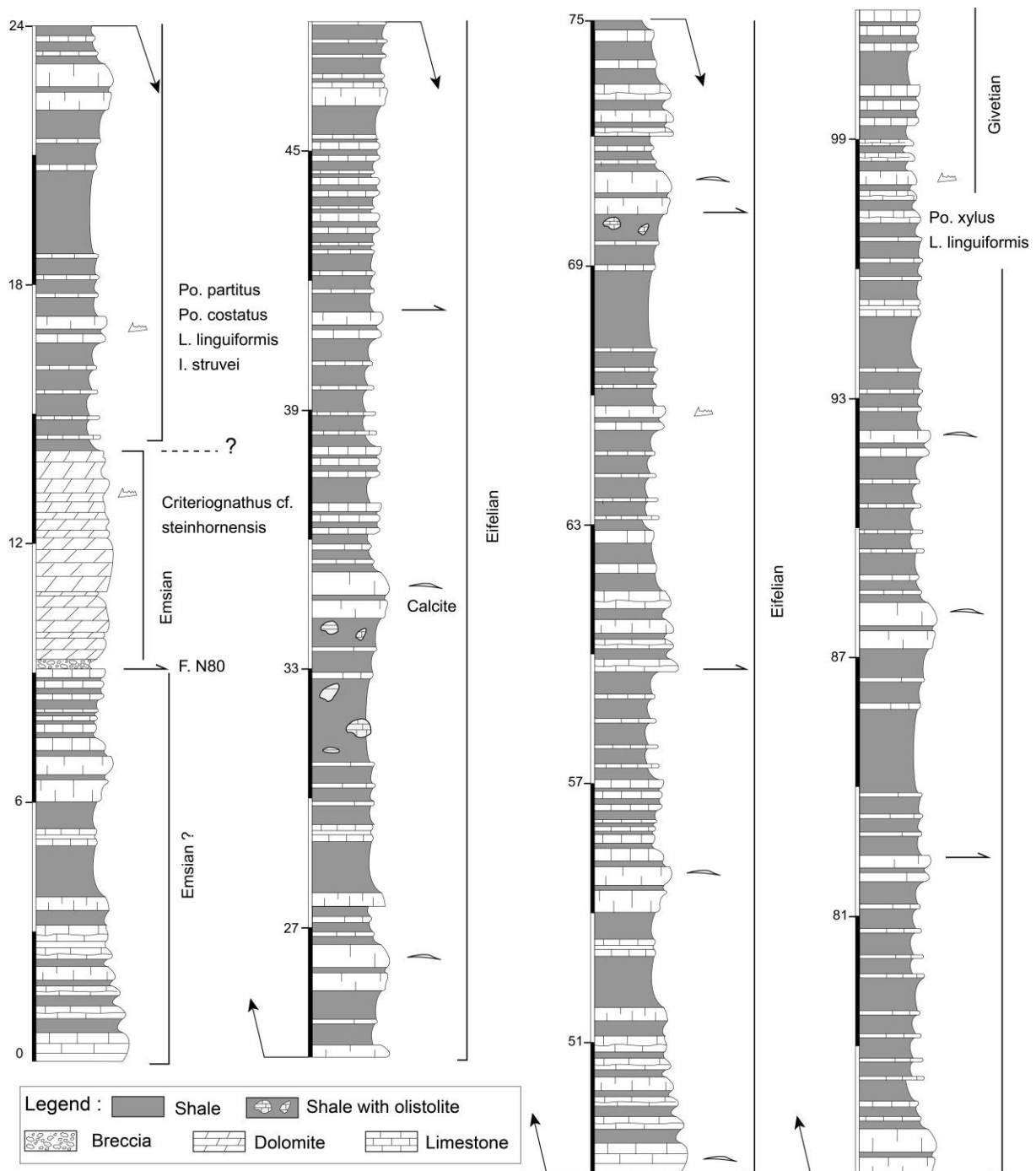
2.5.11. Frasnien

Au-dessus du lit 165, l'affleurement de la tranchée de route devient plutôt pauvre. Cependant, à 50 m environ, au nord, le long du bas versant ouest, séparé par un tronçon recouvert en grande partie de dépôts quaternaires, se trouve un calcaire détritique isolé, mince, gris foncé, à faune d'ancyrodellidés du Frasnien. Nous avons trouvé *Ancyrodella nodosa*, *Ancyrodelle gigas* (s.s = M3) et *Ancyrodella lobata*, associés à divers polygnathidés et à *Icriodus symmetricus*. Cet assemblage se retrouve dans le Frasnien moyen (MN Zones 6-8, voir Klapper, 1997). Ainsi, l'intervalle majoritairement marneux, représente le Givétien supérieur au Frasnien moyen inférieur. Cette succession de la base de la série, diffère totalement de la coupe de Bou Tisdafine et aussi des niveaux contemporains des coupes du nord de Maïder (succession de Bou Dib, Hollard, 1967) ou du nord de Tafilalt (Aboussalam et Becker, 2007 ; Hartenfels et al., 2018). Le changement de faciès s'est produit évidemment autour de l'épisode de la crise Taghanic globale (Aboussalam, 2003 ; Aboussalam et Becker, 2007).

2.6. Coupe Koudiat Inegh

La coupe de Koudiat Inegh (Fig. 36) est située à 8,2 km au nord de Tinejdad (GPS : N31°34'12.52'' ; W5°00'05.25''). Elle est facilement accessible juste à l'ouest de la route N32, reliant Tinejdad à Goulmima (Fig. 4 et 37A). L'affleurement du Dévonien est signalé sur la carte géologique de Wendt et Belka (1991, avec une dolomie peu épaisse, supposée d'âge Frasnien supérieur) et chez Soualhine et al. (2003) ainsi que dans un travail de Master non

publié, réalisé par Hejja (2013, Section TIII). Le paysage forme des escarpements mineurs, résultant du démantèlement des couches par des cônes de déjection mineurs, guidés par des failles d'orientation NW-SE. C'est l'empreinte de la structuration éovarisque, encore mieux connue dans le Tafilalet et le Maïder (Baïdier et al., 2008).



Du sud au nord, une première succession dévonienne est constituée de calcaire et de schiste d'une épaisseur atteignant les 9 mètres. Les bancs calcaires sont fortement recristallisés et les sections minces montrent une texture de wackestone à packstone et quelques grainstone.

Le contenu fossile est modérément varié, avec une microfaune représentée par des foraminifères et des ostracodes, puis des bioclastes d'orthocônes fragmentaires, des dacroconarides et des crinoïdes. Quant aux brachiopodes, [Hadri \(1997\)](#) a reconnu les genres *Uncinulus pila* et *Glossinulus mimicus*, attribués à l'Emsien inférieur.

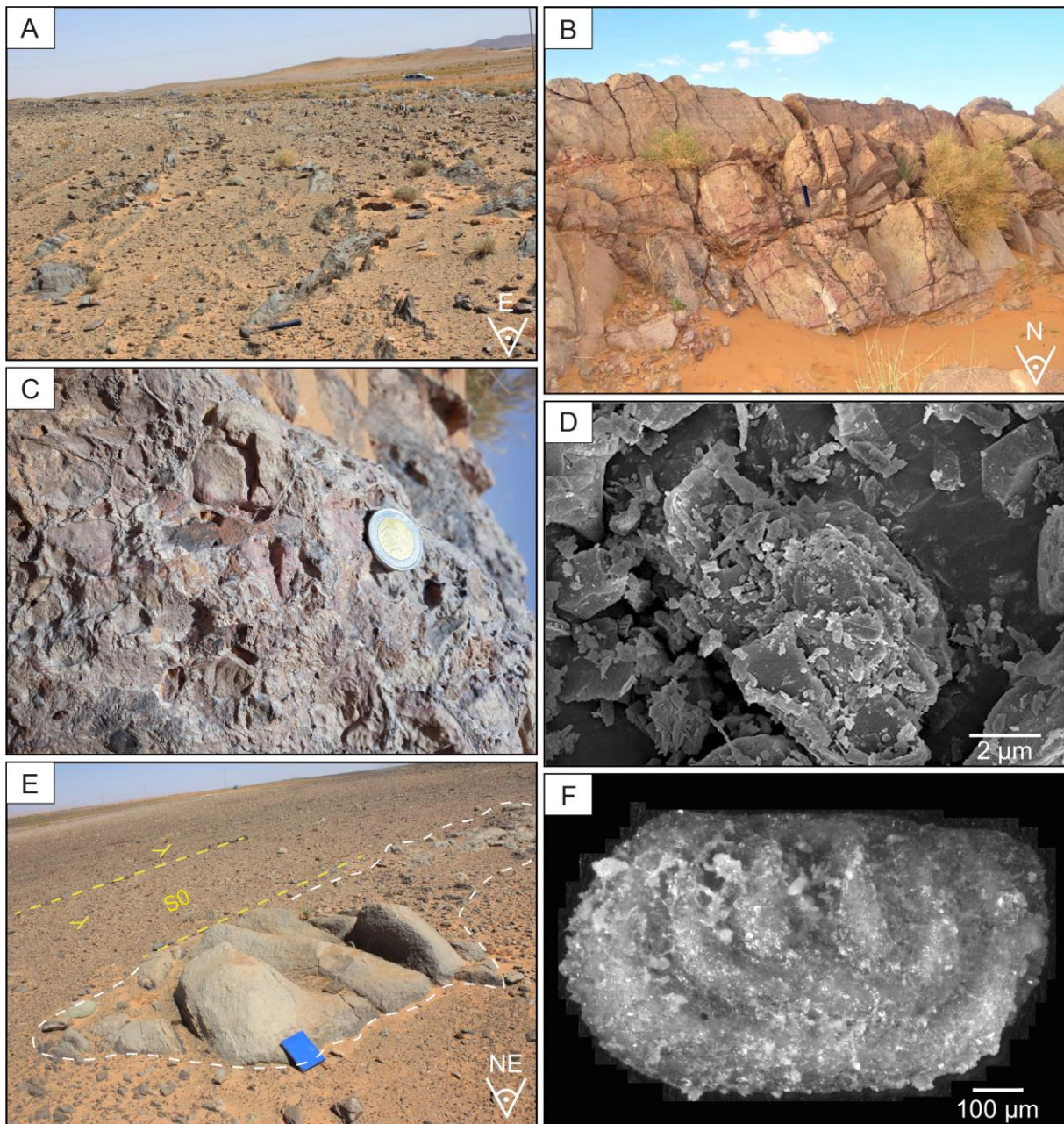


Figure 37. Photos de terrain de la coupe de Koudiat Inegh. A. Alternance de calcaires densément fracturés/clivés et dolomitisés et de schistes profondément altérés au nord de la dolomie repère. B. Membre de la dolomite marquant, organisé en séquences à lits épais ou minces. C. Brèche polygénique, constituée principalement de galets calcaires remaniés. D. Photo MEB de rhomboèdres dolomitiques automorphes. E. Olistolite calcaire isolée, de la taille d'un mètre, située dans un schiste, succession au nord de la dolomie repère. F. Ostracode benthonique recrystallisé *Polyzygia neodevonica neodevonica*.

Le deuxième niveau est constitué de dolomies vacuolaires jaunes, organisées en séquences de couches épaisses et minces (Fig. 37B). Une brèche polygénique, constituée principalement de galets calcaires remaniés, forme le socle de l'unité (Fig. 36 et 37C). Le même type de contact est observé 150 m plus au nord, dans les mêmes litho-horizons de l'affleurement. Les clastes sont subangulaires, de tailles variables, dont le liant est un ciment carbonaté caractérisé par des incrustations communes. Certains niveaux montrent une bréchification avec un revêtement d'oxyde de ferromanganèse. La matrice est micritique, recristallisée, péloïdale, avec des grains de quartz et des fragments de coquille de gastéropodes turriciformes, de valves d'ostracodes et de morceaux de tige de crinoïdes. Les grains de quartz ont un diamètre inférieur à 200 µm (fraction de sable fin). Ils sont mal triés, non gradués et de forme anguleuse. Ce microfaciès indique un état diagénétique assez avancé avec recristallisation de la micrite en sparite, cémentation et dissolution.

Le passage du conglomérat aux dolomies jaunes est assuré par un banc décimétrique à bird-eyes, surmonté par une surface durcie (hard-ground). Les dolomies à structure œillet sont constituées de boue carbonatée recristallisée avec des cristaux de dolomite flottants plus gros. Les dolomies jaunes sont formées de cristaux rhomboédriques automorphes (Fig. 37D) avec des pseudomorphes de restes fossiles. En l'absence de données biostratigraphiques, l'âge des dolomites n'est pas précisé. [Hejja \(2013\)](#) a trouvé un conodonte Emsien (*Criteriognathus cf. steinhornensis*) au sommet de ces dolomites. Le sommet de l'unité dolomitique du versant nord est représenté de bancs fins à lamellaires dont l'échantillon récolté n'a révélé aucune forme de conodontes.

Après un vide d'affleurement d'environ 150 m, nous avons trouvé une alternance d'environ 90 m d'épaisseur de calcaire et de schistes noirs fracturés à clivage intense, sombres, dolomitiques, parfois laminés (turbiditiques), non fossilifères, qui plongent uniformément (d'abord à 45°, puis à 70°) vers le nord. La partie inférieure est représentée sur la figure 36 et comprend des niveaux d'olistolites carbonatées de taille métrique (Fig. 37E). Près de la base, un échantillon de conodontes provenant d'un mudstone sans fossiles apparents, a donné *Polygnathus partitus*, *Polygnathus costatus*, *Linguiopolygnathus linguiformis* et *Icriodus struvei*. Il s'agit clairement d'une faune de conodontes de l'Eifélien inférieur (*Polygnathus costatus* Zone/Subzone) de la colonne d'eau supérieure d'un environnement pélagique hostile à la vie. La couche qui coiffe la succession supérieure, contient une petite faune de conodontes avec *Polygnathus xylus* et *Linguiopolygnathus linguiformis*. Cela renseigne sur un âge Givétien inférieur/moyen, mais les taxons associés sont des styliolinidés planctoniques et des valves

silicifiées (simples et doubles) d'une espèce d'ostracode benthonique, significative d'un point de vue biostratigraphique. Comme son nom l'indique, *Polyzygia neodevonica neodevonica* (Fig. 37F) est caractéristique du Frasnien, mais l'espèce s'étend également au Givétien moyen (Lethiers et Rachebeuf, 1993). Par conséquent, la succession clivée de calcaire et de schiste au nord de la dolomie, représente la majeure partie de l'intervalle de l'Eifélien au Givétien moyen. L'intervalle de l'événement Kačák n'est pas reconnaissable dans ce faciès de type bassin plutôt uniforme. La succession complète est considérée comme un environnement hypoxique et assez défavorable pour la macro et la microfaune. Le Dévonien moyen de Koudiat Inegh contraste très fortement avec les niveaux proches et contemporains de la coupe de l'Oued Ferkla (unités OF6-10), sans évidence de zone de transition (bord ou versant de plateforme). Les turbidites distales ne montrent aucun signe de bio- ou de lithoclastes provenant de la plateforme de l'Oued Ferkla.

L'âge du Frasnien est soutenu par un nouvel échantillonnage effectué dans notre coupe, comme celui de, 2010 réalisé dans des niveaux appartenant au Frasnien, ayant livré une association de Conodontes avec *Ancyrognathus tsiensi*, *Ancyrodella curvata* (forme tardive), *Palmatolepis hassi*, *Avignathus decorosus* s.l. et de rares représentants du Groupe *Icriodus alternatus* (proche d'*Icriodus kielcensis*). Cet assemblage suggère la Zone MN 11 définie par Klapper (1997) qui correspond à la base du Frasnien supérieur. Malheureusement l'échantillon de 2010 ne peut pas être placé dans notre coupe. Par ailleurs, ces dolomies seraient l'équivalent du faciès de Kellwasser (à peine 0,2 m) complètement dolomitisé, du Frasnien supérieur (Wendt et Belka, 1991), décrites particulièrement au nord de l'Oued Ferkla.

3. Apport de la minéralogie argileuse

La minéralogie argileuse du Dévonien de la région de Tinejdad fournit des détails concernant la source clastique et informe sur les conditions de leur dépôt. Il permet la caractérisation des milieux et renseigne sur les changements du niveau de la mer en confirmant les résultats de travaux antérieurs (Ben Bouziane, 1995 ; Han et al., 2000 ; Günal-Türkmenoğlu et al., 2015). La paragenèse des minéraux argileux est également en mesure d'indiquer les conditions paléoclimatiques lors de la sédimentation (Millot, 1964 ; Slansky, 1980 ; Singer, 1984 ; Curtis, 1990 ; Thiry, 2000).

La diffraction des rayons X est réalisée sur 145 échantillons couvrant un intervalle de temps de 48,7 millions d'années (de l'Emsien au Famennien). Les principaux minéraux argileux trouvés sont l'illite, la kaolinite et la chlorite. Les proportions varient très peu entre les différents

échantillons. L'intervalle emsien est marqué par la dominance de l'illite dont les pourcentages se situent entre 71 et 82 %. La kaolinite est présente à de faibles teneurs, entre 10 et 16 % et la chlorite est estimée entre 8 et 13 %. Ces proportions sont globalement maintenues avec de légères variations vers le haut de la série. Au cours de l'Eifélien, les fractions argileuses contiennent une composition en illite de 67 à 80 %, en kaolinite de 13 à 18 % et en chlorite de 7 à 15 %. Au Givetien, la tendance reste la même, toujours avec une dominance d'illite (69 à 77 %) accompagnée de faibles teneurs en kaolinite (13 à 16 %) et en chlorite (10 à 15 %). Les valeurs pour le Frasnien sont de 71 à 82 % d'illite, de 10 à 13 % de kaolinite et de 8 et 16 % de chlorite. Celles du Famennien sont de 68 à 79 % d'illite, de 11 à 13 % de kaolinite et de 10 à, 19 % de chlorite.

L'abondance de l'illite et les faibles proportions de la kaolinite et de la chlorite, suggèrent des conditions climatiques d'un environnement très aride à greenhouse (Slansky, 1980 ; Singer, 1984 ; Curtis, 1990 ; Thiry, 2000 ; Riquier, 2005). La réponse des facteurs qui interviennent dans ce type de bassin, laisse prédire un faible approvisionnement détritique dans cet environnement sec, confirmé davantage par la présence des évaporites dans certains niveaux. Un autre élément vient étayer cet argument, celui du contenu palynologique qui caractérise les bassins dévoniens aussi bien dans l'Anti-Atlas que dans la Meseta Occidentale, signalé dans certains travaux (Michael et Snape, 1993 ; Rahmani-Antari et Lachkar, 2001). L'unité OF2, principal intervalle siliciclastique de l'Oued Ferkla, semble avoir fait exception.

4. Reconstitution des faciès et paléogéographie

La nature et l'âge des sédiments dévoniens dans le bassin de Tisdafine, varient de manière significative du SW au NE. Le paysage offre des olistolites allochtones isolées dans le SW, passant vers un grand bloc de glissement de l'Oued Ferkla, puis montre la succession autochtone de Koudiat Inegh dans le NE. Leur histoire tectono-sédimentaire diffère et doit être interprétée séparément. En raison des différents déplacements difficiles à déterminer et de l'éparpillement des affleurements, il n'est pas possible de fournir des cartes paléogéographiques avec des relations spatiales significatives.

4.1. Blocs de glissement Bou Tisdafine

Dans la coupe Bou Tisdafine-Ouest, le Praguien supérieur et l'Emsien inférieur sont représentés par un grand bloc de glissement isolé (l'équivalent d'une olistolite) intégré avec des éléments détachés de tailles variables, dans les silts et les grès de la Formation d'Aït Yalla du Carbonifère inférieur (Dal Piaz et al., 2007). Ces éléments provenaient d'une plateforme de type

rampe carbonatée pélagique peu profonde, située sur le versant nord de l'axe rectiligne Jebel Sarhro-Jebel Ougnat (Fig. 4). [Wendt \(2021\)](#) a fait correspondre cet ensemble à l'extrémité originale la plus à l'ouest de la plateforme de Tafilalt. La couverture cambro-ordovicienne est en partie encore en place (Fig. 4), seul le Siluro-Dévonien qui a subi un décollement au cours duquel les dépôts seront remaniés et en partie estropiés par le soulèvement des blocs éovarisques. De multiples morceaux de la même plateforme emsienne ont été inclus sous forme d'éléments clastiques dans la brèche massive de Taourirt n'Khellil ([Hindermeyer, 1955](#) ; [Rytina et al., 2013](#)). Au-dessus de la brèche massive, juste au nord de la route Tinerhir-Tinejdad, des olistolites très similaires à celles de Bou Tisdafine-Ouest, sont incrustées dans les siltites fines verdâtres de la formation inférieure d'Aït Yalla ([Rytina, 2013](#) ; [Rytina et al., 2013](#)). L'affleurement de Bou Tisdafine ne montre aucune transgression des niveaux carbonifères sur une plateforme emsienne inférieure érodée ou des couches dévoniennes latéralement plus jeunes, comme suggéré par [Wendt \(2021\)](#). Tous les olistolites du Dévonien sont enchâssés dans l'épaisse ceinture carbonifère (Fig. 4).

La coupe de Bou Tisdafine est également une autre olistolite isolée, emboîtée dans la Formation d'Aït Yalla. Elle se situe entre le détritique Tournaisien-Viséen supérieur du Jebel Asdaf et le Viséen moyen/supérieur du Jebel Tisdafine ([Graham et Sevastopulo, 2008](#) ; [Talih et al., 2022b](#)). Cependant, les deux ne forment pas une même succession et l'ensemble de l'olistolite est inclus dans les dépôts carbonifères. Les formations du Dévonien enregistrent le prolongement Eifélien à Famennien moyen de la plateforme carbonatée allochtone venant du sud. Le Dévonien inférieur se trouve tronqué avant la mise en place de l'olistolite. Les niveaux de trilobites d'âge Eifélien ressemblent au faciès du Maïder septentrional. Dans le même temps, le dépôt Givétien condensé ayant une faible proportion de calcaires coralliens, ressemble moins à celui de cette région, à l'exception des niveaux constitués de brèches. La série condensée du Dévonien supérieur de la coupe de Bou Tisdafine ne ressemble pas à la série incomplète du Jebel Gherghiz (= Rheris chez [Fröhlich, 2004](#)), qui est la seule succession conservée du Dévonien supérieur du Maïder septentrional. Par conséquent, on peut supposer que la faille affectant le bloc Givétien moyen à Frasnien basal, a entraîné le développement de différentes plateformes au sud-est et au nord-ouest du massif émergé de l'Ougnat. L'émergence en paléo-île du Dévonien supérieur est démontrée par le travail réalisé par [Dopieralska \(2009\)](#), se basant sur la reconstruction des courants marins et de la distribution des isotopes du néodymium. De la même manière [Baidder et al. \(2008\)](#) considèrent ce dévonien comme l'élément émergé de l'axe Sarhro-Ougnat.

La période de la dislocation gravitationnelle des olistolites du Dévonien à l'ouest du bassin Tisdafine est définie par les âges des niveaux remaniés les plus jeunes (Famennien supérieur à Taourirt n'Khellil, Famennien moyen à la coupe de Bou Tisdafine) et les âges les plus anciens connus de la couche encaissante de la Formation d'Aït Yalla (Tournaisien supérieur, [Hindermeyer, 1954](#)). L'intervalle de temps de la phase la plus caractéristique de la tectonique synsédimentaire dans le Tafilalt est le Tournaisien moyen ([Kaiser et al., 2011](#) ; [Tahiri et al., 2013](#)). Nous retenons la même hypothèse pour désigner une période similaire pour le bloc basculé Eovarisque, ayant entraîné un remaniement avec reprise de sédimentation, pour le dépôt de Bou Tisdafine. Nous souhaitons à l'avenir disposer d'autres preuves biostratigraphiques pour étayer cette hypothèse.

Dans d'autres régions à événements hercyniens similaires, des mouvements anté-viséens (datés de l'Eovarique) se produisant entre le Dévonien et le Viséen supérieur, ont permis la structuration d'une chaîne anté-Viséenne (au sens large) notamment dans la Meseta occidentale ([Hoepffner, 1987](#) ; [Lahfid et al., 2019](#)). La même activité se trouve à l'origine du basculement en bloc tectonique au Maroc central ([Bouabdelli, 1989](#) ; [Fadli, 1990](#) ; [Chakiri, 1991](#) ; [Tahiri, 1991](#)). Il est possible de faire un parallèle entre notre région d'étude et la Meseta, car au cours du Dévonien terminal -Tournaisien, la compression de direction N70 a induit un jeu en décrochement dextre des accidents régionaux de directions N-S à NE-SW, sur lequel s'ouvrent les bassins carbonifères du massif central du Maroc ([Zahraoui, 1994](#)).

4.2. Bloc Oued Ferkla

Le faciès et la faune ainsi que l'empreinte diagénétique et le style des déformations sont différents dans les niveaux de même âge Eifélien à Frasnien, des coupes voisines Oued Ferkla et Koudiat Inegh. Il n'y a pas de transition de faciès ni de signature diagénétique et tectonique comparables. Le Dévonien du Koudiat Inegh correspond en grande partie au faciès bassin, peu étudié de la région de Touroug à environ 30-40 km à l'est ([Hejja, 2013](#)), qui représente l'extension orientale du bassin de Tisdafine. L'explication la plus probable est que le Dévonien de l'Oued Ferkla représente également une unité allochtone qui s'est glissée dans le bassin. En raison de sa forte ressemblance avec la série de Tafilalt et de son net contraste avec les blocs de glissement de Bou Tisdafine, sa provenance est différente, de la simple extension nord-ouest de la plateforme de Tafilalt qui atteignait vraisemblablement le versant nord du Jebel Ougnat (Fig. 4 ; voir conclusions de [Ward et al., 2013](#), et paléogéographie de [Wendt, 2021](#)). Comme le Dévonien de l'Oued Ferkla a été épargné de l'intensité des clivages observés à Koudiat Inegh, sa mise en place a pu se produire tardivement au cours de l'orogénèse varisque. La distance de

transport n'a peut-être pas été longue, de sorte que la corrélation entre l'Emsien supérieur/Givétien moyen de l'Oued Ferkla et du Tafilalt est si évidente qu'on n'hésiterait pas à en retracer la position d'origine dans un prolongement NW de la ceinture Erfoud-Jorf-Tantana des affleurements dévoniens.

A Oued Ferkla, comme dans le nord du Tafilalt, la succession complète renseigne sur un plateau externe mixte de sédimentation carbonatée et siliciclastique avec une faune composée de conodontes et d'ammonoïdes pélagiques et un benthos typique des eaux profondes (subphotique). Le faciès change avec les fluctuations eustatiques du niveau marin entre plateforme pélagique peu profonde condensée de type rampe supérieure, influencée par les courants de fond (unités OF4, 6, 7 et 9) et une rampe inférieure exprimée par des sédiments nodulaires à marneux plus profonds (unités OF 3, 5, parties de Unités 6, 10) vers un bassin référé à un domaine distal à oxygénation restreinte (Unités OF2 et 8). La présence de nodules est liée à des processus diagénétiques communs, qui caractérisent de nombreux bassins dévoniens, tels que l'Anti-Atlas, la Meseta occidentale et le Massif central français (Wendt, 1985 ; Tahiri, 1991 ; Cattaneo et al., 1993). Suite à un arrêt épisodique de la sédimentation, se sont formées des surfaces de concrétions calcaires avec des enduits ferrugineux, des perforations de lithophages et des croûtes d'endobiontes benthiques.

Au Dévonien inférieur, la plateforme a été soudainement ennoyée par l'événement global transgressif de Daleje, accompagné d'un apport accru de matériel terrigène fin. Ce dernier peut refléter un épisode de changement climatique (intervalle humide) dont la source est située au sud dans le domaine cratonique. Plus tard au cours de l'Emsien supérieur, la plateforme a enregistré une progradation vers le bassin (unité OF4), puis elle s'est retirée (unité OF5). Quant à l'Eifélien, il est marqué par un faciès variable, des failles et des alternances cycliques des dépôts (Unité OF6). Des schistes noirs, spécifiques aux événements biologiques Choteč et Kačák, se sont déposés au début et à la fin, soulignant cette activité sédimentaire.

L'intervalle de Kačák est caractérisé par des épisodes d'eutrophisation, conduisant à une prolifération importante des nowakiides, avec une preuve évidente de l'approfondissement (dépôt à la base de schiste noir stratifié) et de dépôt engendré par le courant marin. Il s'agit d'une activité tectonique intense ayant accentué l'inclinaison de la pente du bassin, devenant ainsi instable et libérant des crues torrentielles. L'instabilité tectonique eifélienne globale peut être à l'origine de l'accélération de la dislocation de l'Anti-Atlas au sud de l'axe Jebel Sarhro-Jebel Ougnat en plates-formes et bassins adjacents (Wendt et al., 1984 ; Wendt, 1989), manifestée par des failles normales synsédimentaires (Baidder et al., 2008).

Au cours du Givétien inférieur et moyen de l'Oued Ferkla, la plateforme carbonatée pélagique s'est rétablie suite à une progradation lors de la baisse du niveau marin. Les deux événements de *Pumilio* représentent des interruptions à court terme avec l'eutrophisation comme cause de la diversification de la faune et la forte accumulation de matière organique. Les recherches récentes ne retiennent pas le scénario de tsunami préconisé par [Lottmann \(1990\)](#), notamment celles réalisées par [Aboussalam et Becker \(2011\)](#), [Hartenfels et al. \(2018\)](#). L'approfondissement progressif enregistré par les sédiments du sommet du Givétien moyen, s'accroissant au cours du Givétien supérieur au Frasnien moyen (passage au faciès des marnes pélagiques), témoigne du passage d'une plateforme pélagique à un domaine de bassin externe ouvert, différent de la plateforme septentrionale de Tafilalt. Étant donné que la courbe eustatique ne reflète aucune élévation générale ou à long terme du niveau de la mer, nous soupçonnons une extension du bassin de Tisdafine au cours du sommet du Givétien en accélérant la subsidence à sa marge sud. Il est peu probable par conséquent, que la synchronisation des événements enregistrés dans la coupe de Bou Tisdafine Ouest et dans le nord du Maïder soit une simple coïncidence.

4.3. Bassin autochtone de Tisdafine

La genèse sédimentaire autochtone du bassin de Tisdafine est consignée dans la coupe de Koudiat Inegh et ses niveaux équivalents à quelques kilomètres à l'ouest et à l'est (Fig. 4) et s'étendant jusqu'à la région de Touroug vers l'Est ([Hejja, 2013](#)). L'âge de la formation dolomitique, appartenant à une plateforme carbonatée fortement altérée, est mal calée, [Hejja \(2013\)](#) a cependant, répertorié un conodonte emsien provenant du sommet de la série. Cet auteur a trouvé par ailleurs, d'autres conodontes emsiens dans des calcaires très recristallisés, correspondants aux dépôts de plateforme dans la région de Touroug. Par conséquent, on peut supposer que la création du bassin de Tisdafine s'est produite au tour de la période de transition entre Emsien-Eifelien. Ceci est d'autant plus soutenu par la présence de notre faune eifélienne inférieure, rencontrée à la base de l'épaisse série de calcaire et schistes noires avec des turbidites, au nord de Koudiat Inegh. L'histoire du bassin de Tisdafine trouve alors son origine dans un contexte de dislocation de l'ensemble de la plateforme et du bassin à l'échelle de tout l'Anti-Atlas oriental ([Wendt et al., 1984](#) ; [Baidder et al., 2008](#)).

Le bassin de Tisdafine est caractérisé par une tectonique synsédimentaire en blocs basculés, un dépôt de turbidites distales et des ruptures de pente épisodiques. Le milieu devient alors un réceptacle d'éboulements et d'accumulation d'olistolites de taille variable. En outre, aucun matériau carbonaté ressemblant à la plateforme d'Oued Ferkla n'est reconnaissable à

Koudiat Inegh. Cela démontre que la nature lithologique des olistolites est étrangère par rapport aux sédiments autochtones.

Le même processus se poursuit au moins jusqu'au Frasnien. Des calcaires rougeâtres du Famennien inférieur à faunes de conodontes d'eau profonde sont connus dans la région de Touroug et jusqu'à sa limite Est (Hejja, 2013). Cependant, rien n'apparaît sous la couverture quaternaire, entre la première phase autochtone du Dévonien moyen/supérieur et la phase principale Tournaisien supérieur à Viséen, au niveau du Bassin de Tisdafine (Formation Aït Yalla = Formations d'Isfoul et Tinerhir, Soualhine et al., 2003 ; El Boukhari et al., 2007 ; Graham et Sevastopulo, 2008).

Les stades préliminaires de l'extension Eovarisque liée à l'orogénèse hercynienne, aboutissent à un schéma de blocs losangiques étroits, mis en place dans le Tafilalt et le Maïder, principalement au cours de l'Eifélien jusqu'au Famennien (Raddi et al., 2007 ; Baidder et al., 2008). L'effet de la subsidence des bassins au cours du Dévonien supérieur et l'importance du matériel détritique fin déposé au sud-est (bassin du Tafilalt) et au centre (bassin du Maïder), ainsi que l'émersion de la plateforme au nord (Margat et al., 1962 ; Wendt, 1989 ; Dopieralska, 2009), attestent en outre d'une instabilité des conditions géodynamiques. Autour de la limite Dévonien-Carbonifère, une forte subsidence s'est produite en migrant brutalement vers les régions du synclinal d'Amessoui et de Jdaïd au sud du Tafilalt (Kaiser et al., 2011) et se poursuivant jusqu'au Tournaisien supérieur (Formation d'Oued Znaïguï). Mais à Tafilalt nord, une transgression a remanié des faciès siliciclastiques pélagiques, en les reposant en discordance sur les calcaires nodulaires du Famennien supérieur, uniquement à la fin du Tournaisien et au début du Viséen (Jebel Erfoud, Delépine, 1941). Cet événement vient fournir un rapport plausible avec la tendance majeure qui marque la série globale du bassin de Tisdafine. Par ailleurs, la transgression du Tournaisien supérieur est susceptible d'expliquer la raison de l'absence du faciès de type bassin du Dévonien dans la partie occidentale de Tisdafine.

5. Conclusion

Le Dévonien du bassin oriental de Tisdafine (région élargie de Tinejdad) a été peu étudié dans le passé, malgré sa grande importance pour établir la transition de l'Anti-Atlas oriental de type cratonique à la Meseta marocaine d'âge varisque. La combinaison des différentes coupes réalisées sur le terrain, l'organisation architecturale des dépôts sédimentaires, l'analyse détaillée des macro- et microfaciès en comparant les séries contemporaines et latérales puis la datation biostratigraphique à haute résolution par les conodontes et les ammonoïdes, la

minéralogie argileuse et l'apport de l'analyse tectono-sédimentaire syn- et post-dépôt, conduit à une nouvelle reconstruction synthétique de la géodynamique du bassin au cours du Dévonien et son évolution sédimentaire ainsi que dans sa bordure sud. Notre analyse du terrain, basée sur le contexte tectono-sédimentaire, s'est focalisée sur les changements du paléoenvironnement dans le temps et dans l'espace, en particulier suivant les cycles de progradation-rétrogradation des plates-formes et des rampes mobiles de nature carbonatée. Cette approche permet de refléter les variations relatives du niveau de la mer et de procéder à leur corrélation avec les fluctuations eustatiques connues et les événements mondiaux bien connus, enregistrés dans le faciès, ainsi que les variations de la subsidence avec les cas de remaniement et de reprise de sédimentation liés à l'activité des failles synsédimentaires, en signalant aussi l'instabilité des pentes. A l'issue de cette démarche, l'histoire du Dévonien du Bassin de Tisdafine et de ses marges méridionales, peut être corrélée de manière précise, avec le Dévonien de l'Anti-Atlas au sud et à l'est de l'axe paléogéographique reliant Jebel Sarhro à Jebel Ougnat. Les principaux résultats sont :

- Dans la partie ouest de la zone d'étude, deux grandes olistolites encaissées dans le Carbonifère inférieur (les coupes Bou Tisdafine-Ouest et Bou Tisdafine) permettent en combinant les deux, une reconstruction de la dynamique sédimentaire de la période du Praguien supérieur au Famennien, d'un milieu de plateforme/rampe carbonatée qui représente la marge originale du bassin au nord du massif d'Ougnat.

- Le Praguien supérieur et l'Emsien inférieur de la coupe Bou Tisdafine-Ouest, correspondent à une plateforme/rampe carbonatée du domaine pélagique peu profond. Les niveaux de l'Eifélien riches en trilobites de la coupe de Bou Tisdafine, ressemblent au faciès néritique du nord du Maïder au sud-est de la ceinture protérozoïque. Au Givétien, les analogies de faciès diminuent en raison de la très faible présence des calcaires récifaux. Le cadre général tend progressivement vers un dépôt condensé de plateforme pélagique peu profonde. Néanmoins, les événements tectoniques du Givétien moyen au Frasnien basal, largement connus, du Maïder et de nombreuses régions de Meseta ; sont bien matérialisés par les formations bréchiques éovariques.

- En raison du soulèvement et de la mise en horst du Jebel Ougnat, le Dévonien supérieur de la région de Bou Tisdafine s'est trouvé isolé. Cependant, le calcaire supérieur de Kellwasser répandu à la limite Frasnien/Famennien a pu être identifié, en se basant sur la prolifération des goniatites et les niveaux repères des conodontes.

- A l'entrée nord de Tinejdad, le Dévonien de l'oued Ferkla, montre un faciès dont l'histoire géodynamique est très différente, l'affectant clairement à une extension septentrionale de la plateforme de Tafilalt. Il représente donc un bloc de glissement isolé, allochtone traduisant les conditions d'une plateforme carbonatée pro- et rétrogradante, à l'origine de la marge SSE du bassin. Le faciès est resté pélagique peu profond tout au long de l'Emsien inférieur et jusqu'au Frasnien.

- Comme dans le Tafilalt, mais contrairement à Bou Tisdafine, les épisodes transgressifs et hypoxiques des événements globaux de Daleje, Choteč et Kačák sont bien exprimés, ainsi que les deux événements Pumilio du Givétien moyen qui reflètent des impulsions d'eutrophisation de courtes durées.

- La progradation de la plateforme carbonatée vers le bassin s'est produite lors des baisses du niveau de la mer dans la partie principale de l'Emsien supérieur (unité OF4), de l'Eifélien (unités OF6-7) et du Givétien inférieur (unité OF9). La base de l'intervalle supérieur de l'événement Daleje de l'Emsien, est caractérisé par un apport accru de siliciclastiques fins d'origine cratonique, probablement lié aux changements de type d'érosion contrôlés par le climat. Par ailleurs, la minéralogie argileuse indique des conditions arides tout le long de la séquence. Les calcaires eiféliens sont cycliques et riches en macrofaune pélagique.

- Les mouvements tectoniques syn-sédimentaires peuvent être reconnus à travers l'Eifélien et corrélés de manière parallèle avec la dislocation des plateformes et des bassins de l'Anti-Atlas oriental, représentant une progression de la tectonique en blocs ([Wendt et al., 1984](#), [Wendt, 1989](#) ; [Raddi et al., 2007](#) ; [Baidder et al., 2008](#) ; [Talih et al., 2022a](#)).

- L'évolution de la plateforme pélagique du Givétien moyen à Oued Ferkla en un bassin pélagique marneux entre le Givétien supérieur et le Frasnien moyen ne suit pas la tendance eustatique générale. Elle suggère par conséquent, une subsidence plus importante, qui renseigne sur une extension du bassin vers le sud, en rapport avec à la phase tectonique givétienne répandue à travers toute la région.

- L'épaisse succession de Koudiat Inegh enregistre l'histoire sédimentaire complète du bassin oriental de Tisdafine. Cette coupe montre une grande différence dans l'importance de l'effet de la diagénèse et la déformation et par rapport à son aspect fortement débité, contrastant totalement avec les unités allochtones. Elle peut être corrélée aisément vers l'est, à plusieurs dizaines de km, avec le Dévonien à proximité de Touroug.

- Le passage d'une plateforme emsienne dolomitisée à un bassin schisteux du domaine externe azoïque de l'Eifélien inférieur avec des intercalations de turbidites distales et des olistostromes, place l'origine du bassin en extension de Tisdafine dans le contexte de la fracturation crustale eifélienne de l'Anti-Atlas oriental. Le faciès de type bassin, sans transition vers la plateforme observée à l'Oued Ferkla, s'est poursuivi pendant le Givétien jusqu'au Dévonien supérieur.

- Le faciès du bassin dévonien au nord de Tinejdad atteste du contrôle tectonique précoce de l'histoire dynamique du bassin oriental de Tisdafine. Il n'y a pas de continuité des affleurements avec la série principale épaisse du bassin du Tournaisien supérieur au Viséen supérieur de la région de Bou Tisdafine. La présence du Dévonien est restreinte aux éléments allochtones de la plateforme au niveau de la marge du bassin. Ceci accorde un rôle important pour la transgression du Tournaisien supérieur qui est également connue dans le nord du Tafilalt.

- Tandis que l'histoire du faciès de l'extrémité de la marge sud du bassin, ressemble profondément à l'organisation lithostratigraphique de la plateforme / rampe du secteur de Tafilalt et Maïder, les dépôts dévoniens autochtones de type eau profonde, nettement différents du bassin de Tisdafine, indiquent une transition vers le faciès de type bassin siliciclastique moins calcaire et encore plus profond de la Meseta orientale au nord et au nord-est. Par sa situation intermédiaire sur le plan géographique et la nature du faciès, ce bassin conduit à l'idée qu'il n'y avait pas de frontière structurelle majeure entre l'Anti-Atlas oriental et la Meseta à l'époque dévonienne.

Chapitre V. Carbonifère

1. Introduction

A partir du Carbonifère, un changement dans la nature des apports s'est produit. On passe des dépôts dévoniens globalement carbonatés à des dépôts détritiques issus de la destruction des reliefs du socle précambrien et du Paléozoïque inférieur et moyen. Ces dépôts vont combler le bassin de Tisdafine. Pour s'assurer de l'agencement vertical et horizontal des différents faciès, plusieurs coupes ont été réalisées. Les observations du terrain permettent de rendre compte des variations du milieu de dépôt au cours de toute la période du Mississippien. L'activité sédimentaire du bassin de Tisdafine est représentée par les deux formations rapportées dans les travaux antérieurs, celle d'Aït Yalla et de Tinerhir (El Boukhari et al., 2007 ; Dal Piaz et al., 2007 ; Schiavo et al., 2007).

2. Description des coupes étudiées

2.1. Coupe de Jbel Tisdafine

La coupe de Jbel Tisdafine est située sur la carte topographique au 1/100 000 d'Alnif, de coordonnées Lambert approximatives : X=508 et Y= 95. A 4 km environ sur la route principale N°10, après Tinejda en direction de Tinghir. La localité est repérée par un puits creusé, un abreuvoir de troupeaux des nomades ainsi que des mâts de haute tension (GPS : N31°26'51,70'' ; W5°18'45,22''). L'observation lithostratigraphique et l'analyse sédimentologique de cette coupe permettent de distinguer deux membres (Fig. 38) :

Les termes de base, sont représentés par une alternance de lits gréseux et de pélites de couleur verte sur une épaisseur totale de près de 45 mètres. Vers le haut, les niveaux gréseux deviennent plus épais (20-30cm), le mode de dépôt change progressivement avec apparition de bancs conglomératiques lenticulaires qui alternent avec les pélites (Fig. 39A). Les dépôts pélitiques comportent également des niveaux lenticulaires de grès fins qui laissent apparaître des rides symétriques. Les bancs gréseux présentent à leur sommet des rides de courant (Fig. 39B), des stratifications entrecroisées ou parallèles et des figures de bioturbation. Les niveaux carbonatés sont traversés lors de leur diagenèse, par des fentes et des crevasses remplies de calcite recristallisée et des oxydes de fer. L'ensemble renferme un contenu fossile assez varié, parmi lesquels des tiges de crinoïdes, des brachiopodes, des débris de lamellibranches et des tests de foraminifères. Certains niveaux de grès montrent à leur surface des traces apparentés à des

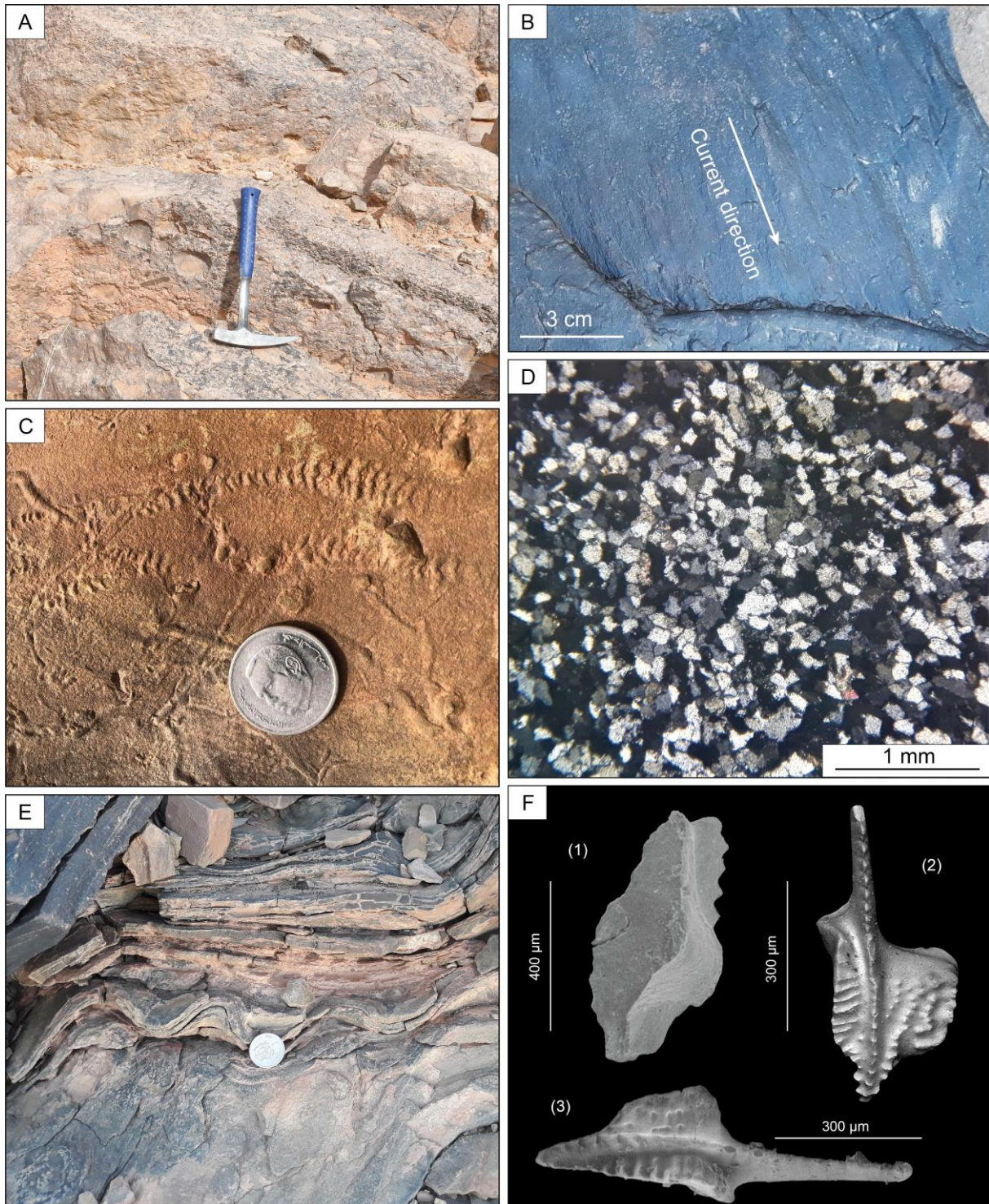


Figure 39 : A. Les conglomérats lenticulaires de la formation d'Ait Yalla. B. Ride de courant. C. Trace fossile du genre *Cruziana*. D. Lamelle mince dans les grès de la formation d'Ait Yalla montrant des grains de quartz très fins, disséminés dans une matrice vaseuse mélangés à des micas et des minéraux lourds. E. Structure sédimentaire de type Convolute bedding dans la formation de Tinerhir. F. Conodontes du Viséen supérieur, 1. *Gnathodus bilineatus* ; 2. *Lochriea commutata* ; 3. *Gnathodus praebilineatus*.

L'observation pétrographique montre des grains de quartz très fins, disséminés dans une matrice vaseuse mélangés à des micas et des minéraux lourds. Le liant est de nature silto-ferrugineuse assez faible et contient des grains de quartz recristallisés (Fig. 39D). Le faciès

s'organise en microséquences avec des apports détritiques successifs grano-classés. D'abord des clastes gossiers représentés par des grains de quartz de taille supérieure à 50µm puis des grains plus fins inférieurs à 50µm et l'ensemble se trouve scellé par un joint silto-argileux. Cette organisation traduit une variation dans l'énergie hydrodynamique lors du processus de dépôt.

Vers le NE, le deuxième membre débute par des bancs gréseux assez épais, alternés parfois par des niveaux lenticulaires de microconglomérats d'apparence prismatique. Ces lentilles montrent un épaissement du côté effondré des faille N40 et au-delà desquelles, ils s'amenuisent pour disparaître du côté Est. Ce sont des témoins d'une activité synsédimentaire constamment présente lors de cette phase de dépôt. La suite de la série est représentée par des barres gréseuses qui s'imposent dans le paysage, séparées par des interlits argileux dont l'épaisseur diminue progressivement vers le haut. L'observation microscopique de ces grès, montre la présence des grains de quartz sub-arrondis de taille allant de 200 à 370 µm, avec des plagioclases (albite) et des minéraux lourds. Le ciment, lorsqu'il existe est argileux.

Les niveaux suivants sont de nature grésopélique, composés d'une alternance de schistes argileux, de pélites convolutées, de grès sculptés de nombreuses figures d'activité dynamique du milieu de dépôt et par endroit des microconglomérats. Les figures de courant et de bioturbations sont assez fréquentes et certains niveaux montrent des seismites (Fig. 39E).

Outre le grano-classement des différents faciès, la série est organisée en séquences strato-croissantes, recoupés épisodiquement par de petits chenaux. Les niveaux les surmontant en contact progressif, sont marqués par des stratifications planes et des stratifications en mamelons (Hommucky cross). Le contenu fossile est assez varié, composé principalement de lamellibranches, de brachiopodes, de crinoïdes et de tests de foraminifères. L'association des conodontes, *Gnathodus bilineatus*, *Lochriea commutata* et *Gnathodus praebilineatus* (Fig.39F) renseigne sur l'âge Viséen supérieur.

Vu l'importance de l'affleurement du Carbonifère sur le plan cartographique et son extension plus à l'Ouest, Il était nécessaire de vérifier les éventuelles variations latérales dans la partie occidentale. D'autres coupes ont été levées, l'une au centre à Assa N'Tazemmourt et l'autre plus à l'Ouest, vers Jbel Afrou (Fig. 4). Procédant de la même manière, l'organisation du dépôt et la nature du faciès des deux coupes, ne révèlent qu'une variation des épaisseurs de l'Est vers l'Ouest.

2.2. Coupe de Jbel Asdaf

La coupe de Jbel Asdaf, située au point repère sur la carte topographique au 1/50.000ème Taroucht, de coordonnées Lambert approximatives : X=508 et Y= 95, constitue le dernier affleurement vers le Sud des terrains carbonifères. On y accède par une petite piste (2 km environ) au Sud de la route principale N10 reliant Tinejda à Tinghir. Elle a été signalée notamment par [Clariond \(1933\)](#), [Hindermeyer \(1955\)](#), [Soualhine \(2004\)](#), [Boukhari et al. \(2007\)](#), [Graham et Sevastopulo \(2008\)](#), puis [Cózar et al. \(2020\)](#). La série s'étend sur une épaisseur de 253 mètres depuis les niveaux de base attribués au Tournaisien jusqu'au derniers d'âge Viséen (Fig. 40). L'organisation sédimentaire laisse apparaître des variations dans les conditions du dépôt et suggère une succession de milieux sédimentaires dans un bassin qui évolue pendant le Carbonifère inférieur.

2.2.1. Le Membre inférieur (45 m d'épaisseur)

Ce membre correspond à la partie basale de la Formation de Aït Yalla et consiste en une alternance de schistes argileux avec des calcaires et des grès. Les bancs calcaires à patine foncée, sont très minéralisés et le lithofaciès montre à l'échelle des lames minces, une texture globale de type packstone. Les schistes argileux sont plutôt lités et passent progressivement à des grès fins d'aspect poreux. L'analyse microscopique de ces derniers, montre qu'il s'agit d'un faciès de granulométrie fine à éléments bien arrondis, dominés par du quartz (Fig. 41A). Les grains sont de tailles homogènes, fissurés et même craquelés. Certains grains de quartz sont nourris par une phase de silice qui a tendance à lier l'ensemble des éléments gréseux et schisteux dégageant des joints remplis par de la silice amorphe. Les éléments figurés sont souvent entourés d'une cuticule en oxyde de fer.

Au lithofaciès, s'associe une macrofaune assez variée avec des crinoïdes, des spongiaires, des spécimens de coraux solitaires du genre *Zaphrentoides* sp. (Fig. 41B.1-2), ainsi que des fragments de mollusques et de brachiopodes indéterminés. Il est fréquent d'observer également des figures de bioturbation avec des terriers (Fig. 41C), des algues et des débris de végétaux. Les bryozoaires rencontrés (genres *Fistulipora.*, *Rhombopora*, *Rhabdomeson*, *Fenestellid*, *Salebrid*, *Moravamminid*, *Pseudotaxis*, *Endothyrid s.l.* *Earlandia* sp.) sont des fossiles caractéristiques du Tournaisien ([Graham et Sevastopulo, 2008](#)). Cet âge est bien confirmé par ailleurs, par l'étude des conodontes, dont l'association de *Gnathodus* sp., *Gnathodus pseudosemiglaber* et *Avignathus decorosus* et d'autres taxons, correspond à la Zone MFZ 6 (Poty et al., 2006), qui marque la base du Tournaisien supérieur.

2.2.2. Membre moyen (70 m d'épaisseur)

Ce membre comprend la partie supérieure de la Formation Aït Yalla et la base de la Formation de Tinerhir. Il est constitué à la base par des schistes argileux de couleur verte qui alternent avec des niveaux calcaires à grésocalcaires. Les carbonates montrent, au microscope, une texture globale de type packstone. Le matériel est organisé en laminations frustes, soulignées par une concentration de 10 à 15% de grains de quartz dans un faciès à boue micritique recristallisée avec des bioclastes oxydés. Ce processus épigénique retrace les cavités des coquilles de brachiopodes. La calcite est conservée à l'état de pseudomorphose et certains niveaux sont riches en matière organique (Fig. 41D). Le contenu micropaléontologique est constitué de foraminifères. La macrofaune quant à elle, est composée de restes de crinoïdes, tests de coraux et de débris de brachiopodes.

Les niveaux supérieurs sont marqués par l'apparition de bancs très fins de grès à nodules calcaires qui alternent avec des grès et des schistes argileux. Des figures de bioturbations et des terriers y sont bien visibles. La macrofaune est représentée par des brachiopodes, particulièrement des spirifères et l'espèce *Caninophyllum skouraensis* (Fig. 41B.3) reconnue comme fossile indicateur du Viséen. D'autres formes sont également rencontrées, comme les crinoïdes et les empreintes caractéristiques de *Zoophycos* (Fig. 41E), qui est considéré comme un bon marqueur bathymétrique. Parfois des concrétions algaires sont également observées. A une échelle plus fine, les bioclastes sont reconnaissables, des fragments de tests appartenant aux lamelibranches et les foraminifères. L'argument de l'âge attribué à cette unité, est réconforté par la présence de l'association des foraminifères caractéristique de la Zone MFZ9 (*Earllandia minima*, *Endothyra* spp., *Pseudotaxis eominima*, *Mediocris breviscula*, *Endothyra similis*, *Tetrataxis* sp., *Omphalotis* sp., *Nanopora* sp.) qui indique le Viséen inférieur (Cózar et al., 2020).

2.2.3. Membre supérieur (135 m d'épaisseur)

Ce membre comprend les $\frac{3}{4}$ supérieurs de l'affleurement de la Formation Tinerhir. Il est constitué par une dominance de grès parfois à nodules carbonatés, en alternance avec des niveaux grésopélitiques ou carbonatés. L'observation microscopique des grès montre un ciment peu abondant et des fragments de lithoclastes, particulièrement des grains de quartz de taille variable (1 à 2 mm). La texture globale des carbonates est de type grainstone avec des fragments divers où l'on reconnaît des brachiopodes, des crinoïdes et des foraminifères. En dépit de la grande variation lithologique du membre en question, certaines caractéristiques

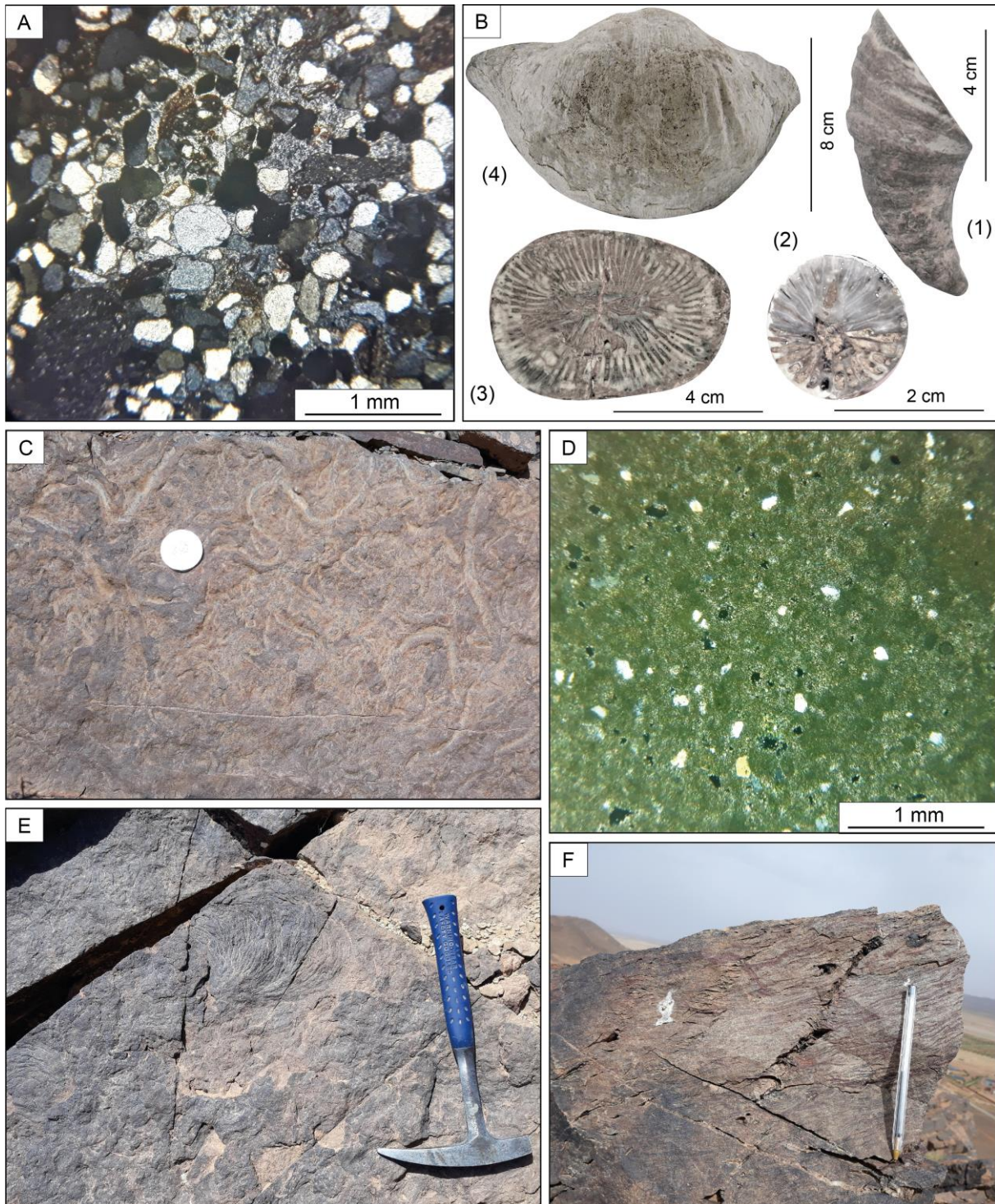


Figure 41 : Photos de terrain de l'affleurement étudié, des microfaciès et du contenu en macrofossiles (zone Jbel Asdaf). A. Microfaciès de grès du Tournaisien supérieur de la Formation d'Aït Yalla, montrant des faciès fins avec des éléments bien arrondis, dominés par le quartz. B. Quelques fossiles de macrofaune des intervalles inférieurs et supérieurs. 1–2. *Zaphrentoides* sp., 3. *Caninophyllum skourense*, 4. *Gigantoproductus giganteus*. C. Bioturbation et traces fossiles (terriers) dans l'intervalle inférieur. D. Microfaciès du Viséen inférieur (intervalle moyen) avec matière organique. E. Traces fossiles de l'ichnogenre *Zoophycos* (intervalle moyen/supérieur). F. Structures stratifiées et tapis d'algues (intervalle supérieur). (In Talih et al., 2022b).

demeurent néanmoins cohérentes. Il s'agit notamment de la fraction gréseuse qui prédomine, de la géométrie tabulaire des bancs, de l'abondance de la bioturbation et des fossiles d'origine marine d'un milieu fluctuant. Les crinoïdes sont particulièrement enveloppés dans un encaissant à taux carbonaté important. Les différents bancs observés depuis la base de ce membre, démontrent une fine organisation en lamines qui rappellent les grès de plage. La stratification est globalement de nature parallèle et dessine par endroit des structures en bosses de type « Hummocky cross stratification ». Les bancs les plus grossiers renferment des terriers de surface où l'on reconnaît la trace de *Zoophycos*. Les niveaux suivants montrent de nombreuses traces d'une lamination subparallèle dans les grès les plus épais, ainsi que de petites stratifications croisées qui évoluent en laminations courbes. Les bancs de grès supérieurs, semblent être dépourvus de structure en raison d'une forte recristallisation secondaire en silice. Par contre la surface de ces bancs est affectée par une bioturbation assez étalée, nettement distinguée selon le contraste des couleurs. L'importance de cette bioturbation signifie que les structures originelles de l'endofaune ayant colonisée ce milieu, n'ont pas été préservées et n'existent qu'à l'état d'ichnofossile. Là où les grès sont fortement carbonatés, le matériel squelettique est relativement mieux conservé, en particulier sur les surfaces supérieures des bancs de grès calcaires. Les ossicules de crinoïdes sont les restes squelettiques les mieux reconnaissables et sont assez répandus dans le sédiment. Ce dépôt à dominance gréseuse est alterné sur l'ensemble de la série par des niveaux carbonatés, parfois laminés avec des tapis algaires (Fig. 41F) étalés comme des enduits calcaires à chaque surface de discontinuité après les phases détritiques. Chaque sommet de banc semble être recouvert d'une nappe calcaire qui couvre les grès sous-jacents. L'ensemble donne un aspect sédimentaire de géométrie tabulaire, depuis le grès basal, légèrement bioturbé avec des traces de stratification parallèle, ensuite croisée et même ondulée, jusqu'au grès calcaire avec une bioturbation plus active et des bioclastes d'une faune à squelette principalement calcaire.

Concernant l'âge du membre supérieur, l'association des miospores (Fig. 42) comprend *Raistrickia cf. radiosa*, *Retusotriletes* sp., *Retusotriletes* sp., *Rotspora cf. knoxi*, *Vallatisporites aff. ciliaris*, *Lophosphaeridium spp.*, *Lophosphaeridium spp.*, *Lophosphaeridium spp.* Cette association correspond à la Zone *T. vetustus* - *R. fracta* (Clayton et al., 1977 ; Owens et al., 2004) qui permet de lui attribuer un âge viséen supérieur.

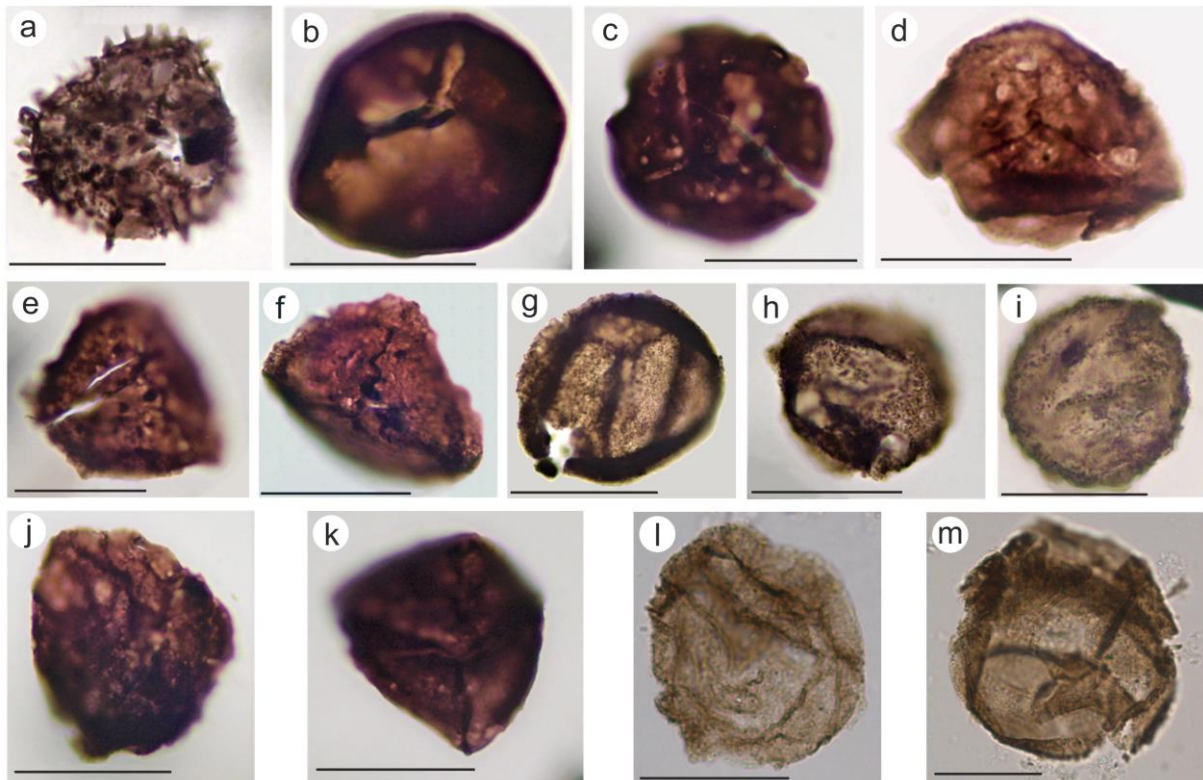


Figure 42 : Palynomorphes continentaux et marins du Carbonifère inférieur des formations d'Aït Yalla et de Tinerhir. Barre d'échelle pour tous : 40 μ m. EF : Coordonnées du chercheur d'Angleterre. A. *Raistrickia cf. radiosa*, exemple SP6, diapositive 1, EF C53. B. *Retusotriletes sp.*, échantillon SP7, diapositive 2, EF N36. C. *Retusotriletes sp.*, échantillon SP8, diapositive 1, EF R34. D. *Rotspora cf. knoxi*, échantillon SP8, diapositive 1, EF U34/2. E. *Verrucosporites sp.*, échantillon SP4, diapositive 3, EF T31/1. F. *Vallatisporites aff. ciliaris*, échantillon SP8, diapositive 2, EF R22/2. G. *Lophosphaeridium spp.*, échantillon SP6, diapositive 1, EF C19/1. H. *Lophosphaeridium spp.*, échantillon SP5, diapositive 3, EF Y34/1. I. *Lophosphaeridium spp.*, échantillon SP4, diapositive 2, Y50/1. J. Miospore 1 non reconnaissable, échantillon SP8, diapositive 1, EF W44/2. K. Miospore 2 non reconnaissable, échantillon SP6, diapositive 2, EF Y33.

2.3. Coupe de Jbel Assigane

La coupe de Jbel Assigane est située à 8,2 km au Nord de la ville de Tinejdad (GPS : N31° 33'19'' ; W5°11'24''). On y accède par une piste d'environ 10 m à partir de la route provinciale N7106 reliant Tinejdad à Goulmima. Le paysage général forme un synclinal allongé ENE-WSW avec des éléments morphologiques remarquables du Carbonifère inférieur, rapportés notamment par [Hadri \(1997\)](#) ; [Soualhine et al. \(2003\)](#) et [Graham et Sevastopulo \(2008\)](#). Le secteur se caractérise par la présence de monticules dont l'altitude ne dépasse pas 1125m. L'architecture lithostratigraphique renvoie vers une activité sédimentaire dont les variations traduisent clairement les différents milieux de dépôt (Fig. 43).

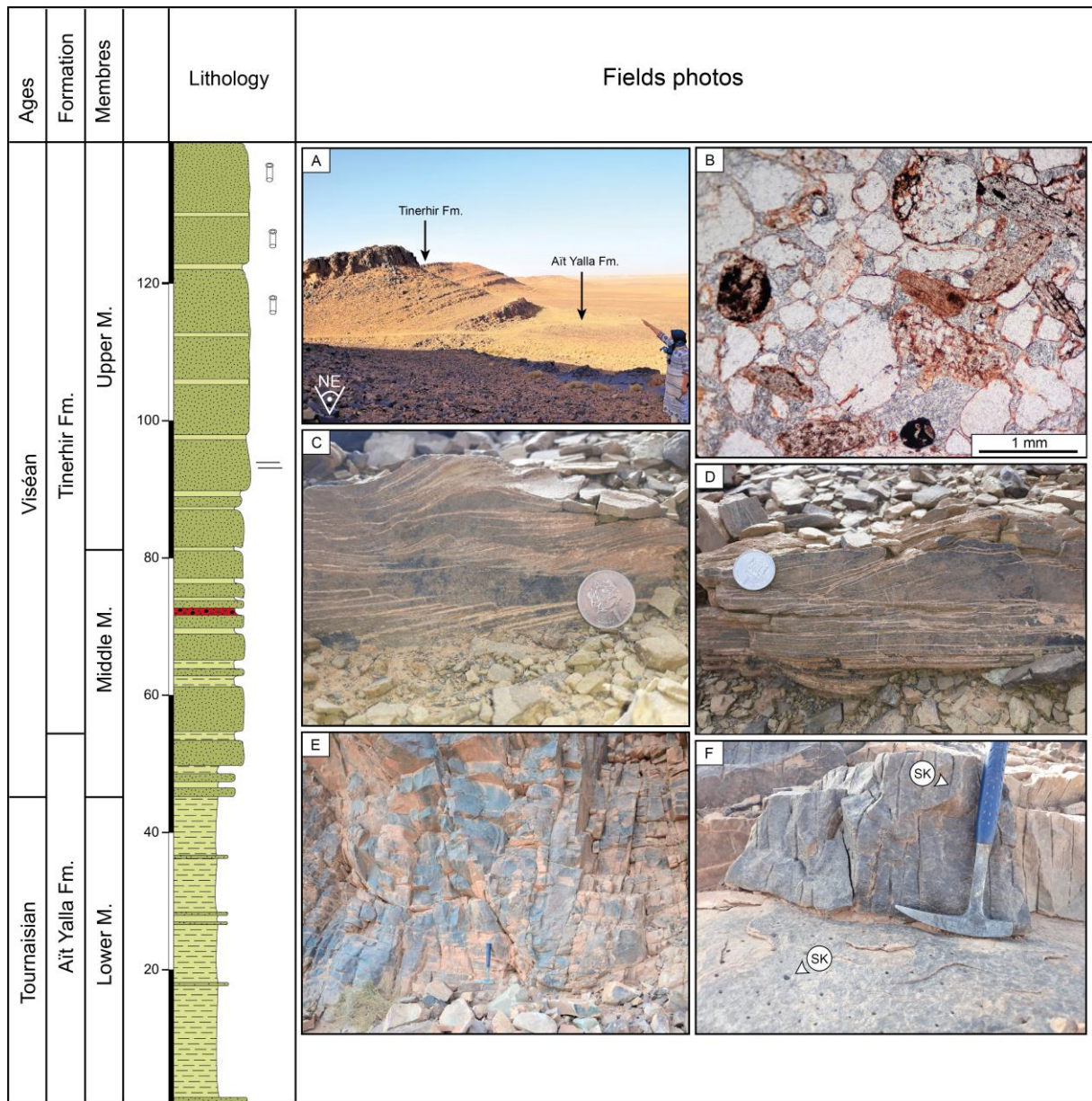


Figure 43 : Coupe lithostratigraphique et photos de terrains des ensembles sédimentaires du Carbonifère inférieur de Jebel Assigane, A. L’affleurement de Jbel Assigane. B. Lame mince montrant le faciès conglomératique à matrice pélitique qui comporte des éléments flottants remaniés à partir des niveaux sous-jacents. C-D. Structures sédimentaires en lamelles parallèles, courbes, en auge ou sigmoïde. E. fractures et des crochons de failles témoignent d’une activité synsédimentaire sous un régime compressif. F. Trace fossile du genre *Skolithos*.

La coupe comporte globalement deux membres. Les termes de base du membre inférieur correspondant à la formation d’Ait Yalla (Fig. 43A), sont constitués d’une alternance d’argile noduleuse de couleur verdâtre où s’intercalent de minces niveaux gréseux avec des figures de bioturbation et des slumps. Par la suite on trouve de grandes étendues des grès fins, dominés dans le paysage par un faciès généralement pélitique à débris de végétaux. La dynamique sédimentaire est matérialisée par des figures multiples, telles que la stratification horizontale,

la stratification entrecroisée et par endroit des niveaux à bioturbation. La série est surmontée en contact érosif, par un faciès conglomératique à matrice pélitique qui comporte des éléments flottants remaniés à partir des niveaux sous-jacents (Fig. 43B). L'ensemble est coiffé par un liseré de sables blanchâtres, pulvérulents à grains de quartz apparents.

Le deuxième membre est marqué par une alternance de pélites et de bancs lenticulaires de grès qui dominant vers le haut. Les pélites comportent des stratifications planes, constitués par endroit par un contenu fossile composé surtout de lamellibranches, de brachiopodes et de foraminifères. La structure des niveaux consolidés notamment gréseux, est finement litée. Ce dépôt est la conséquence de mouvements continus de courant, qui ont donné lieu à une linéation de délit, enregistrés sous forme de structures en lamelles parallèles, courbes, en auge ou sigmoïde (Fig. 43C-D). Des phases d'interruption de sédimentation offrent des surfaces de bioturbation sur le toit de quelques feuilletts gréseux. Certaines strates se distinguent par une épaisse série de grès jaunes ou blanchâtres à base ravinante. La stratification est peu nette et les bancs sont plutôt amalgamés. L'aspect global à l'échelle de l'affleurement, reflète un agencement en séquences strato- et grano-croissantes.

Les niveaux supérieurs sont marqués par une stratification à pendage fort et des diaclases multiples qui masquent l'agencement des strates. Sur le plan tectonique, beaucoup de fractures et des crochons de failles témoignent d'une activité synsédimentaire sous un régime compressif global pendant cette période (Fig. 43E). Par ailleurs, certaines surfaces montrent des figures de bioturbations avec des terriers cylindriques disposés verticalement et des traces d'activité biologique. Leur intérêt a été démontré par des travaux précédents. C'est un assemblage caractéristique d'ichnofossiles du genre *Skolithos* (Fig. 43F), décrits comme étant d'excellents indicateurs du paléoenvironnement. Quant à l'analyse pétrographique, la présence de grains de quartz arrondis, des feldspaths et des minéraux lourds composés d'un cortège de cordiérite, zircon et d'hématite, confirme un long transport du matériel détritique lors d'une phase de remobilisation du socle ancien.

3. Hydrodynamisme et paléogéographie

La morpho-structure des affleurements du bassin carbonifère de Tisdafine (Fig. 4), incite à étudier les modalités du dépôt en se basant sur leur aspect architectural. Les coupes et leur répartition constituent un choix réfléchi pour nous permettre de retracer les conditions de l'évolution du bassin selon l'ensemble des événements qui se sont enregistrés au cours de la période Tournaisien-Viséen. Le lithofaciès, le contenu fossile et la stratonomie sont à même de

nous fournir les renseignements nécessaires pour reconstituer les paléo-milieus ainsi que l'étendue de la mer carbonifère de l'époque dans la région. L'organisation du faciès, l'agencement des corps sédimentaires et la distribution des organismes, reflètent le cadre spatio-temporel de cette activité de dépôt ainsi que le contexte tectono-eustatique. L'importance est donnée ici à la dynamique syn-sédimentaire manifestée par un régime tectonique constamment présent lors du dépôt. La description des coupes consignées dans le paragraphe précédent et l'approche adoptée dans la figure 44, fournies suffisamment d'arguments afin de dresser le cadre géodynamique du bassin et sa place dans le schéma général du domaine anti-atlasique.

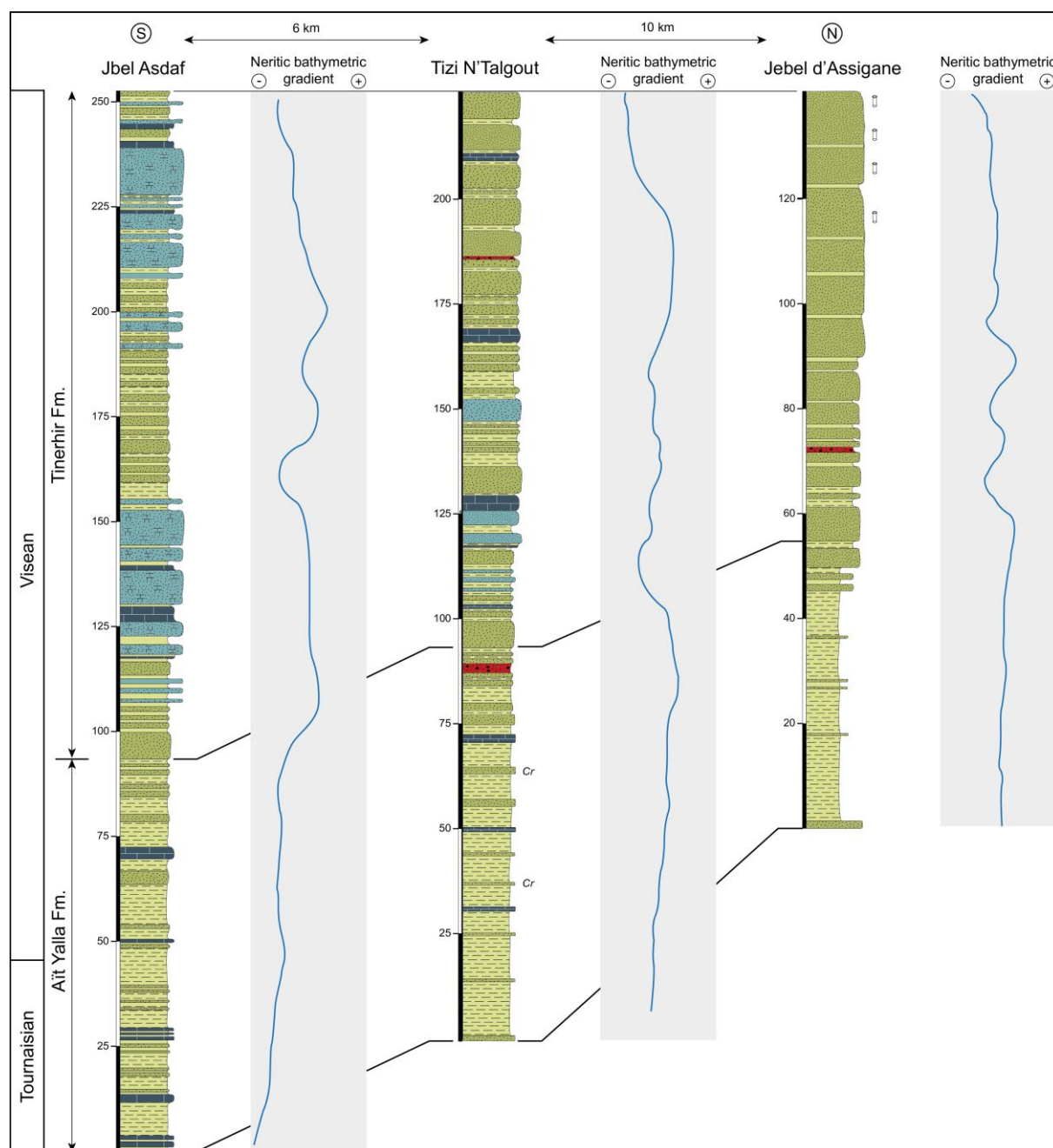


Figure 44 : Corrélation lithostratigraphique et eustatique des ensembles sédimentaires du Carbonifère inférieur du bassin de Tisdafine.

En effet, la corrélation à l'échelle des affleurements a été faite Nord-Sud et Est-Ouest. La première est réalisée de l'W vers l'E, avec comme objets d'étude les deux coupes d'Afrou et d'Inmrane dont la résultante se trouve représentée par celle de Tizi N'Talgout comportant de très légères variations par rapport à celle relevée sur le site. La deuxième corrélation est le produit de la consolidation des coupes obtenues depuis le Sud (Jbel Asdaf) vers le Nord (Jbel Assigane), qui révèle plus de détail et enregistre des changements étroitement liés à l'avancée marine pendant cette transgression depuis le SE vers le NW.

Deux formations se distinguent à travers les empilements du dépôt dans le bassin de Tisdafine. La première est rapportée à la formation d'Ait Yalla à dominance clastique avec des alternances de shales et de grès moyen. Quelques niveaux pelliculaires de carbonates sont présents comme des enduits qui indiquent de légères fluctuations marines au passage Tournaisien-Viséen. La formation est donc attribuée au Tournaisien supérieur et un Viséen inférieur. La formation suivante est celle de Tinerhir dont la composante principale est détritique. A l'inverse de la précédente, cette dernière comporte des intercalations calcaires sous forme noduleuse au sein des séquences gréseuses. Le terme gréseux se distingue mieux et occupe presque la moitié des apports sédimentaires, comparés aux niveaux des shales. Cette formation est datée du Viséen (inférieur et supérieur) d'après nos travaux réalisés dans la région.

Le caractère du lithofaciès et le mode séquentiel des différents niveaux, renseignent sur un bassin carbonifère qui a évolué dans une marge passive après la transgression du Dévonien. Celui-ci se succède aux dépôts du Paléozoïque inférieur qui eux-mêmes moulent le craton nord-ouest africain. Le remplissage sédimentaire observé, est la conséquence d'un enchaînement rythmique en cycle de progradation-rétrogradation. Cette dualité, constitue le fondement du processus dynamique qui régit ces milieux globalement de faibles profondeurs.

Le type d'organisation permet de voir des variations de la ligne littorale, exprimées à travers les différentes discontinuités au passage de chaque membre sédimentaire. Les surfaces à figures dynamiques ainsi que la répartition des organismes fossiles indiquent que le processus sédimentaire se déroule sous un régime eustatique très fluctuant. Le milieu est très riche en faune benthique très variée. Les Foraminifères et les Crinoïdes constituent l'essentiel du benthos marin ce qui témoigne de conditions de profondeurs généralement moyennes. Il s'agit d'entendues marines oxiques relativement calmes, favorables au développement d'un peuplement animal assez diversifié dominé par des organismes fixés souvent en grande densité. Quelques Brachiopodes et des Bryozoaires viennent confirmer cet environnement et à l'opposé

les Bivalves et les Gastéropodes souvent liés à une énergie plus élevée, sont très peu présents. Les ichnofossiles rencontrés dans ces milieux, constituent d'excellents indicateurs quant à leur répartition à travers les 3 coupes étudiées. Au niveau de la coupe de J. Asdaf située au sud, les *Zoophycos*, ces traces de vers polychètes qui forment des réseaux en U, sont répartis exclusivement dans la partie médiane de la formation de Tinghir. Ils sont bien visibles dans les bancs calcaires qui alternent au sommet des shales carbonatés entre les deux ensembles calcaires du Viséen. Ils sont connus pour indiquer un approfondissement du bassin, une colonne d'eau qui rappelle un milieu circa-littoral assez ouvert. Comparés au *Cruziana*, terriers ou pistes apparentés à des Trilobites ou autres Arthropodes, les paramètres du milieu changent. En effet ces derniers qui apparaissent en bas de la coupe de Tizi N'Talgout, sont des ichno-fossiles de plans de litière, associés à un domaine sublittoral avec un certain éloignement de la ligne de côte par rapport aux *Skolithos*. Quant à ces traces de terriers, leur présence est signalée dans les milieux de haute énergie proches de la marge littorale. C'est le cas du sommet de la coupe de J. Assigane, localisée au Nord du bassin. Ces 3 ichnogenres fossiles limités à des niveaux bien précis dans chacune des coupes, permettent de retracer l'évolution bathymétrique ainsi que l'effet de la subsidence à l'échelle du bassin.

Sur le plan paléogéographique, la mer du Carbonifère semble couvrir la zone sud du bassin de Tisdafine en déposant des sédiments de faibles profondeurs au cours du Tournaisien. Ce processus se poursuit ensuite, pour atteindre la bordure nord du bassin au cours de la même période avec un léger diachronisme, tandis que la partie centrale du bassin s'approfondit. Au cours de cette avancée marine, on note une activité de subsidence bien marquée, qui offre des conditions en faveur de l'installation des *Zoophycos*, quelques figures de glissement et une diversité faunique d'organismes benthiques d'un environnement distal à partir du Viséen supérieur. Le niveau marin était au plus haut au centre du bassin, alors que la partie septentrionale selon la structuration de la zone, laisse apparaître des niveaux du proche littoral avec des formes comme *Cruziana* ou franchement intertidales comme les *Skolithos*. L'environnement sédimentaire préfigure un domaine évoluant d'une plateforme proximale à la base, passant à une plateforme distale dans la partie centrale du bassin de Tisdafine pour ensuite retrouver à nouveau les conditions d'un milieu littoral presque marginal à la fin du Viséen supérieur.

Le cadre général se dresse alors, autour d'un environnement globalement néritique évoluant d'un domaine de shore sableuse à sublittoral à la base de la série, à des conditions d'un milieu circa-littoral puis à nouveau marginal vers le sommet. Le style d'agencement du dépôt,

constitue la réponse d'un milieu contrôlé par l'espace d'accommodation qui est-elle-même exprimée suivant les apports sédimentaires et la subsidence à l'échelle de l'ensemble le bassin de Tisdafine. En effet, l'interprétation des empilements en séquences donne une signification sédimentologique à la série et permet de dégager des séquences d'ordre élémentaires. Ces séquences sont donc inhérentes au milieu et renvoient vers les différents environnements en conséquence des actions combinées entre eustatisme et subsidence au cours du Carbonifère inférieur.

Si ces milieux montrent un eustatisme variable, cela est certainement lié à la morphologie du bassin de Tisdafine et l'activité tectonique présente, souvent syn-sédimentaire parfois post-sédimentaire, pendant le paléozoïque supérieur. Les variations du niveau marin demeurent cependant, très faibles à l'échelle du bassin. La séquence de dépôt majeure qui regroupe les formations observées, correspond à une séquence bathy-croissante depuis le Tournaisien jusqu'au Viséen puis bathy-décroissante au cours Viséen supérieur.

A l'échelle régionale, l'extension de la plateforme au Carbonifère du SE du Maroc, permet de voir à travers cette série, une activité sédimentaire dans un milieu subsident sous contrôle tectono-eustatique suivant la nature du dépôt ; des termes détritiques et des niveaux calcaires souvent nodulaires avec des alternances selon des épaisseurs variables. Cet environnement apparenté à un golfe, renferme des fossiles diversifiés d'un milieu peu profond à la base, favorable à la vie avec une faune assez comparable à celle du Dévonien. Un calcaire surtout crinoïdique, des foraminifères, des débris de tests de brachiopodes et de coraux, un écosystème qui se succède au précédent avec quelques particularités concernant la présence des Ichnofossiles. Ce type de bassin suggère une période de reconquête de la nouvelle faune Carbonifère après un Siluro-Dévonien. C'est un bassin qui s'ouvre avec une activité sédimentaire de type comblement allant de la plateforme mobile qui évolue vers un milieu ouvert, due à la dynamique eustatique largement représentée à travers le matériel déposé. Le Carbonifère débute par un épisode régressif se traduisant par un Tournaisien gréseux ou parfois lagunaire, une étape qui entraîne des incursions marines progressives. Au cours du Viséen supérieur, on assiste à une nouvelle pulsation transgressive à l'origine d'une sédimentation alternée de shales gréseuses et de carbonates.

Par ailleurs et de point de vue géodynamique, la transition Dévonien-Carbonifère est caractérisée par une instabilité relative du craton, traduisant sans doute les premiers frémissements de l'orogénèse hercynienne (Phase éo-varisque). Des événements varisques qui se déroulent plus au Nord et qui concourent à l'édification de la chaîne hercynienne de l'Afrique

du Nord. Ces mouvements sont responsables de l'ouverture de bassins sur décrochement senestre à la suite de la remobilisation des accidents hérités pour la plupart du socle précambrien. Ces bassins vont être submergés par une transgression à provenance du NE pour la Meseta et Sud pour la bordure Nord du Craton Ouest-Africain (Fig. 45).

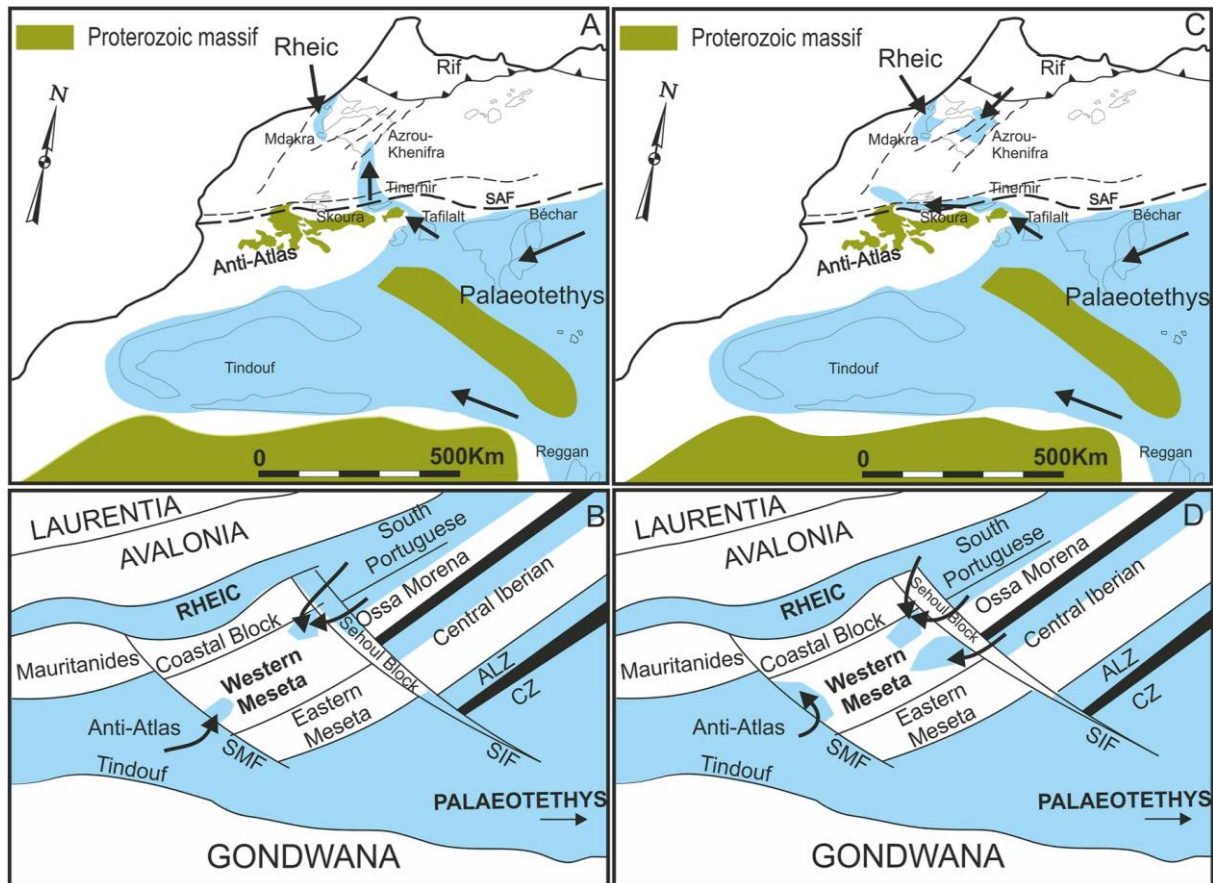


Figure 45 : Transgressions au Maroc au début et au milieu du Viséen. A. Viséen précoce sur une carte actuelle du Maroc. B. Reconstruction paléogéographique du Viséen précoce (Les zones noires sont les seules ophiolites connues, et les zones sombres étaient des terres émergées. Abréviations : ALZ - Zone Asturienne-Léonaise, CZ - Zone Cantabrique, SAF - Front Sud de l'Atlas, CZ - Zone de l'Océan Indien. Zone cantabrique, SAF - Front sud de l'Atlas, SIF - Faille sud de l'Ibérie, SMF - Faille sud de la Meseta). C. Viséen moyen sur une carte actuelle du Maroc. D. Reconstitution paléogéographique du Viséen moyen

Dans notre cas le bassin de Tisdafine a des affinités avec ceux de la Meseta centrale, concernant le mode d'ouverture et avec les bassins de la bordure nord du Craton Ouest africain par le sens de la transgression viséenne et la nature des dépôts. Cette mer du Viséen supérieur va s'étendre une dernière fois sur le domaine saharien. Elle dépose un manteau d'argiles, de grès fins et surtout, de calcaires à Brachiopodes et polypiers. Elle se maintiendra plus ou moins longtemps selon les régions. Tisdafine constitue donc la limite Ouest de cette transgression qui arrivait du Sud, et qui envahissait les bassins carbonifères d'Algérie et de Tindouf.

4. Évaluation de la maturité thermique

Le travail mené dans le bassin de Tisdafine, incite à chercher des indicateurs pour mieux retracer le contexte sédimentaire du Carbonifère inférieur. L'application du concept de la maturation thermique constitue un outil important pour apprécier l'évolution de la subsidence et le degré d'enfouissement de la série en relation avec les processus dynamiques à l'échelle de ce bassin varisque. Les valeurs SCI ont été obtenues principalement sur les miospores récupérées à partir de l'intervalle d'échantillonnage SP4–SP8, la plupart des palynomorphes évalués étant attribués à la formation de Tinerhir (échantillons SP7 et SP8). Ils vont de 7 à 8,5 (fréquents 7,5 à 8,5 ; Figs. 42 , 46), suggérant une maturité thermique allant du stade de maturité tardive (la fin de la fenêtre pétrolière) au stade post-maturité précoce.

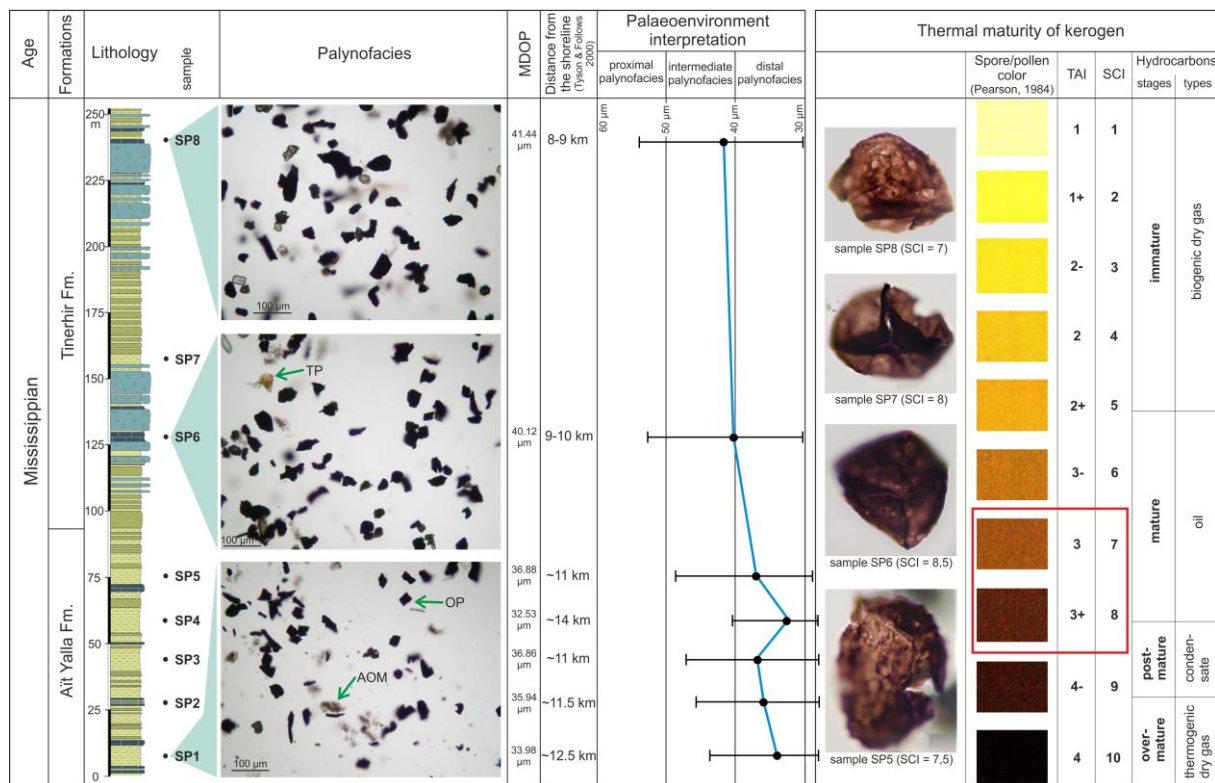


Figure 46 : Composition du palynofaciès, paléoenvironnement et interprétations de la maturité thermique déduites pour la section étudiée. L'estimation de la maturité thermique de la matière organique est compilée d'après plusieurs auteurs (par exemple, les changements de couleur des spores/pollens corrélés avec les valeurs du TAI sont adaptés de Pearson, 1984 ; la corrélation des valeurs du TAI et du SCI avec les stades d'hydrocarbures -immature à surmature- est adaptée de Hartkopf-Fröder et al., 2015). L'interprétation du paléoenvironnement (palynofaciès proximal-distal), selon Jurkowska & Barski (2017). AOM : matière organique amorphe ; Op-Eq : phytoclaste opaque équidimensionnel ; Op-la : phytoclaste opaque en forme de latte ; TP : phytoclaste translucide ; MDOP : diamètre moyen des phytoclastes opaques. Les diamètres moyens des phytoclastes (en μm) ont été obtenus en comptant au moins une centaine de phytoclastes de chaque échantillon ; TAI : indice d'altération thermique ; SCI : indice de couleur des spores. (in Talih et al., 2022).

Une maturité thermique similaire, allant du stade de maturité tardive jusqu'au stade de post-maturité (indice d'altération thermique compris entre 3,25 et 3,7), a également été estimée pour la matière organique récupérée des dépôts du Dévonien supérieur au Tournaisien du bassin de Doukkala, à l'ouest du Maroc (Rahmani-Antari, 1990). Une corrélation approximative entre TAI, SCI et l'histoire d'enfouissement des roches a été publiée par Hartkopf-Fröder et al. (2015), et ces informations ont été appliquées à nos données de maturité thermique. D'après nos enregistrements de couleurs de miospores, ainsi que les valeurs de TAI estimées par Rahmani-Antari (1990) dans le bassin de Doukkala (forage DOT1), on peut estimer que les dépôts Dévonien-Mississippien du centre-ouest du Maroc ont atteint respectivement une profondeur d'enfouissement et une température d'au moins 3300 m et 90 °C respectivement. L'indice d'altération de la couleur (CAI) des conodontes des sédiments viséens du bassin d'Azrou-Khénifra (Meseta marocaine), compris entre 2,5 et 4,5, a permis une estimation de la paléotempérature (90–250 °C). Cette maturité thermique est liée à l'enfouissement sédimentaire et aux déformations tectoniques au cours du stade Viséen de l'orogénèse varisque (Neqqazi et al., 2014). Une variation similaire du CAI a déjà été signalée dans les sédiments dévoniens de la même région (Raji et Benfrika, 2009). Dans la section étudiée du Bassin de Tisdafine, la maturité thermique du kérogène pourrait également être due à des enfouissements sédimentaires et à des déformations tectoniques, très probablement liées au raccourcissement général est-ouest de l'orogénèse varisque qui a affecté l'ensemble des domaines marocains au Carbonifère (Michard et al., 2010 ; Talih et al., 2022b).

5. Conclusion

L'étude litho-biostratigraphique et sédimentologique du Carbonifère inférieur (Mississipien) du bassin de Tisdafine, a permis de tirer les conclusions suivantes :

1. La description détaillée et l'analyse de l'affleurement montre combien l'histoire sédimentaire de cette portion du bassin de Tisdafine est-elle liée au contexte tectonique et à l'eustatisme qui affectent les taux d'apport et les modes d'empilement des sédiments.
2. Le contenu en POM est composé principalement de phytoclastes opaques/translucides et de miospores d'origine continentale, tandis que la fraction marine (matière organique amorphe granulaire et phytoplancton) représente une composante mineure.
3. Les événements liés aux miospores, y compris la première occurrence de *Rotaspora cf. knoxi* et la dernière occurrence de *Vallatisporites aff. ciliaris*, confirment l'âge viséen précédemment attribué à la formation de Tinerhir sur la base de fossiles inorganiques.

4. Les analyses quantitatives et qualitatives des phytoclastes, qui dominent généralement les constituants du palynofaciès le long de la section, montrent que la Formation d'Aït Yalla s'est déposée dans un environnement marin distal et la Formation de Tinerhir dans un environnement intermédiaire, ce qui suggère une baisse du niveau de la mer. Ces changements paléoenvironnementaux se reflètent également dans les lithofaciès et le contenu paléontologique. L'installation d'herbiers de crinoïdes du milieu au sommet de l'affleurement est un autre argument en faveur d'une chute du niveau marin.

5. Les analyses optiques de la couleur des spécimens de spores identifiés dans l'affleurement indiquent que les sédiments ont été enfouis à une profondeur d'au moins 3300 m et ont connu des températures d'enfouissement d'environ 90 °C, qui sont très probablement en relation avec l'orogénèse varisque.

Troisième partie : Tectonique

Dans la partie précédente, nous avons étudié les différentes formations qui constituent le bassin de Tisdafine sur le plan sédimentologique. Ces formations ont été soumises à l'influence de différents épisodes de déformations.

Les études des déformations du bassin de Tisdafine effectuées jusqu'à présent sont toujours demeurées au stade des études sommaires. Elles ont néanmoins le mérite d'avoir mis l'accent sur le caractère écaillé de la série de flyschs de Tinerhir et de Tisdafine (Michard et al., 1982). Il est admis que l'âge de ces écaillages est post-Viséen supérieur.

Dans cette partie, nous allons essayer de contribuer à améliorer la connaissance de ces déformations en donnant une certaine chronologie à leurs différents épisodes, en analysant les multiples marqueurs structuraux. La description des structures résultant de ces déformations tectoniques est établie de l'échelle microscopique à l'échelle cartographique.

L'enchaînement des déformations depuis les mouvements épirogéniques jusqu'à la structuration définitive du bâti paléozoïque va être traité dans des chapitres distincts. Les résultats obtenus sur le terrain ont été complétés par un traitement stéréographique qui a consisté en des projections sur canevas de Wulff (hémisphère supérieur). Une corrélation avec les données de la photographie aérienne sera faite.

Les plis sont décrits selon la classification de Ramsey (1967). Pour la description de la schistosité, lorsqu'elle est présente, la classification de Powell (1979) est utilisée. Quelques termes utilisés en tectoniques de chevauchement selon ceux définis par les auteurs qui ont surtout étudiés les Appalaches et Rocheuses Canadiennes connus par leurs célèbres écaillages notamment (Mercier, 1992).

En effet les déformations par écaillage-chevauchement offrent une géométrie en paliers et rampes qui se constituent en profondeur jusqu'à une zone de décollement. Une surface de chevauchement peut être parallèle au litage, c'est le palier ou oblique, c'est la rampe qui fait souvent un angle de 30° avec litage (Graham et al., 1987).

Un autre type de ces déformations est le duplex qui représente un ensemble d'écailles limitées au sommet par un chevauchement sommital et à la base par un chevauchement basal (Mitra, 1990). Le mode de plissement dans les zones externes des orogènes peut être décrit selon trois cas de figures : on rencontre les plis passifs sur rampe, les plis de propagation de rampe et les plis disharmoniques.

Chapitre I : Tectonique pré-orogénique

1. Introduction

Le bassin de Tisdafine, zone de transition entre le domaine de la Meseta occidentale et l'Anti-Atlas oriental, a été considéré auparavant, comme la continuité de la plateforme saharienne stable au cours du cycle calédonien (Bernardin, 1987 ; Roussel & Bernardin, 1991 ; Baidder, 2007 ; Raddi, 2014). Le volet tectonique de cette région peu travaillé. C'est pourquoi notre objectif dans ce chapitre est de proposer une chronologie des épisodes pré-orogéniques qui est responsables des premières phases du développement des différentes structures cassantes que nous avons mesurée et cartographiée (Tectonique cambrienne, distension du bassin à l'Ordovicien, au Dévonien et au Tournaisien-Viséen).

2. Le rifting cambrien

Les travaux de terrain que nous avons entrepris nous ont permis de constater des variations d'épaisseurs et de faciès des séries cambriennes dans deux directions W-E et NW-SE. Ces variations résultent de plusieurs facteurs, tel que le canevas de failles du substratum (Azizi-Samir et al., 1990). Celui-ci est formé par un réseau de failles héritées du Précambrien. L'allure des isopaches du Cambrien inférieur et moyen, orientées NW-SE (Destombes et al., 1985), nous permet la suggestion d'un fossé subsident vers l'Ouest (Boudda et al., 1979 ; Benssaou & Hamoumi, 2003). En effet, les interprétations faites par un certain nombre de travaux antérieurs (Cerrina Feroni et al., 2010 ; Hejja et al., 2020) sur la géométrie de la série cambrienne montrent que les épaisseurs des principales unités lithostratigraphiques diminuent du SE vers le NW, aussi bien dans l'Ougnat que dans le Saghro. Au nord de ce dernier massif, le Cambrien moyen repose directement sur le socle précambrien, soit en transgression (Michard et al., 1982), soit détaché et allochtone ou parautochtone (Cerrina Feroni et al., 2010). Certains affleurements montrent clairement que ces variations d'épaisseur sont contrôlées par des failles normales multiples (Fig. 47). Un autre élément vient conforter cet argument du rifting cambrien, c'est celui des orgues basaltiques de Mellab à signature géochimique de type alcalin qui s'observent dans la séquence des schistes à *parodoxides* et des grès de Tabanit, dans la bordure orientale du bassin de Tisdafine.



Figure 47 : Exemple des failles d'extension du Cambrien inférieur au NE du village de Taria (GSP : 31°24'50''N ; 5°00'22''W). Vue vers le Sud.

3. Tectonique synsédimentaire à l'Ordovicien

Dans cette étude, on s'est intéressé tout particulièrement à la tectonique durant la période du Caradoc du fait qu'elle est bien exprimée aussi bien dans le Tafilalet nord oriental que sur l'axe Ougnat-Ouzina (Baïdder, 2007). Il nous a paru opportun d'appréhender comme ébauche, les changements de faciès et d'épaisseur qui interviennent dans les ensembles sédimentaires, évidemment bien marqués dans la formation supérieure de Tiouririne. Ces changements sont enregistrés de l'Ouest vers l'Est où on note un passage franc de la sédimentation de plateforme interne (calcaire à bryozoaires), à des dépôts de pente (les deux niveaux conglomératiques). Ce qui a motivé d'avantage notre choix de cette tectonique extensive, est le fait que les corps conglomératiques de la Formation supérieure du Ktaoua, montre une ressemblance remarquable à celles définie par Clerc et al. (2013) dans la région d'Alnif, située immédiatement au Sud de la zone d'étude (Fig. 48). En effet, leurs études montrent qu'ils sont formés d'un ensemble chaotique de blocs et de fragments de bancs emballés dans des schistes. Les blocs issus des formations anciennes ou contemporaines plus ou moins lithifiées sont véhiculés en association avec une matrice marno-silteuse peu abondante. Cette dernière correspond aux interbancs originels, plus argileux, entre les bancs gréseux dont la lithification était précoce. Les accumulations correspondent soit à des chutes de blocs « rocks-falls », soit à une mise en place de type « debris-flow » qui entraîne parfois l'érosion des schistes de la Formation inférieure de Ktaoua

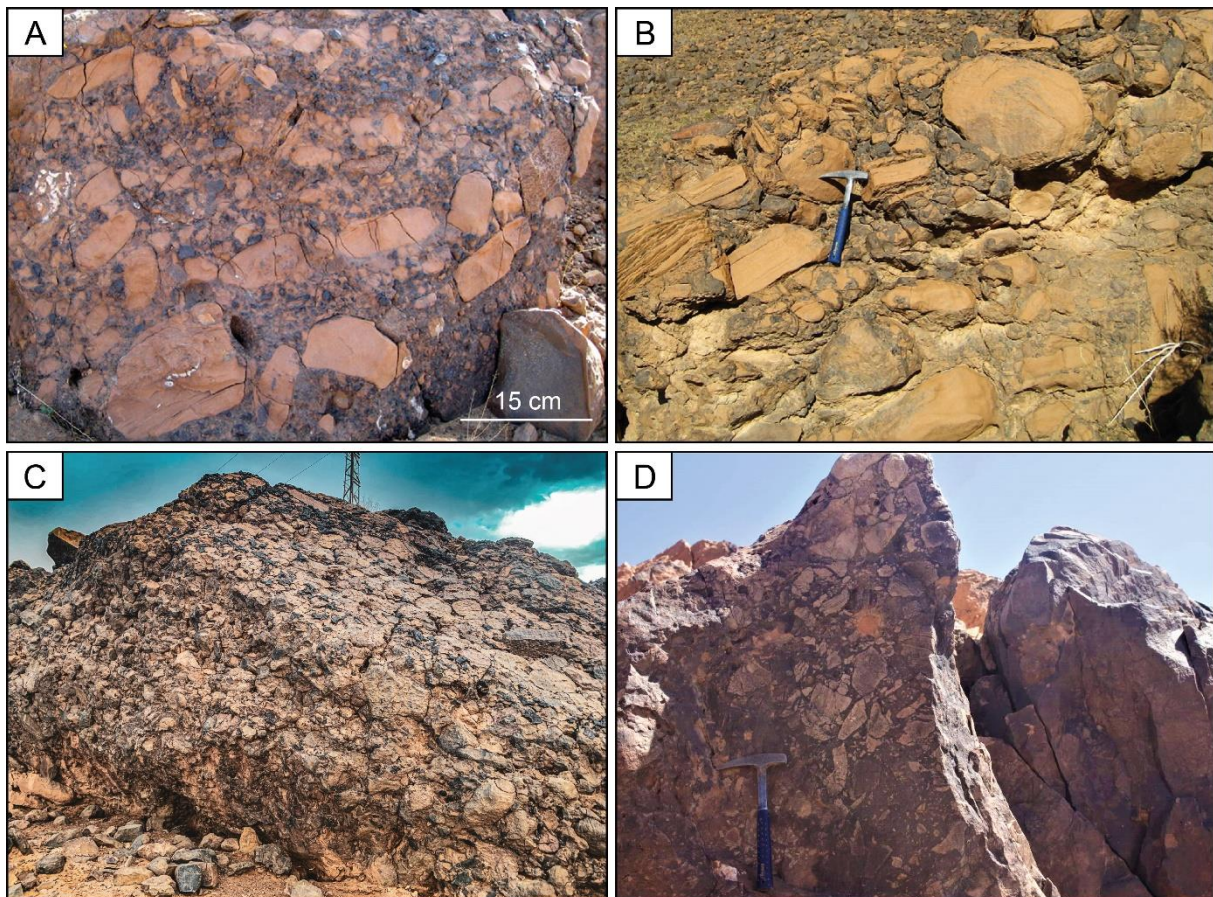


Figure 48 : Comparaison des corps conglomératiques de l'Ordovicien supérieur (Hirnantien). A-B. Les conglomérats d'Alnif. C-D. Les conglomérats du bassin de Tisdafine.

4. La tectonique en distension du Dévonien : Phase Eovarisque

Le Dévonien et le Tournaisien de la Meseta occidentale et de l'Anti-Atlas, sont marqués par une intense tectonique de blocs basculés éovariques, qui a précédé la phase principale de la compression hercynienne. La phase éovarisque, attribuée au Famennien-Tournaisien, est de nature polyphasée et relativement étalée sur environ 10 Ma (Piqué et Michard, 1989). Dans la Meseta occidentale, cela correspond à des blocs basculés mis en place sous un régime en extension, suivi d'un soulèvement et d'un remaniement sédimentaire (Piqué, 1975 ; El Hassani, 1990 ; Baidder et al., 2008). Au même moment, la Meseta orientale enregistre des plissements, du charriage et du métamorphisme (Hoepffner, 1987 ; Piqué et Michard, 1989 ; Michard et al., 2010). Cependant, la réalité du plissement syn-métamorphique du Famennien a été récemment remise en question par Ouanaimi et al. (2019). En effet, l'étude du bassin de Tisdafine, montre des mouvements crustaux syn-sédimentaires compatibles avec un régime en extension de l'âge dévonien.

A Taourirt n'Rhéllil, la brèche synsédimentaire est de nature calcaire, d'âge Lochkovien (Rytina et al., 2013) et se trouve à proximité d'une faille E-W. C'est une brèche synsédimentaire

qui ne se trouve nulle part ailleurs. Elle est due au fonctionnement de la faille E-W qui affecte les calcaires dévoniens dans cette localité.

À Bou Tisdafine, la présence des trois unités de brèches givétiennes, représentent des événements de remobilisation sédimentaire déclenchés très probablement par des séismes. La bréchification in situ, la formation de plaques et de clastes plats de micrite ont été suivies d'un transport gravitaire facilité par la pente d'un escarpement de faille active. Les changements rapides de l'épaisseur latérale sont typiques de coulée de débris des talus (Talih et al., 2022a). Par ailleurs, on note une forte imprégnation de fer de la troisième brèche (Fig. 29C) qui n'est pas liée à l'activité tectonique, mais reflète cependant, de longues périodes de condensation extrême due aux variations du niveau de la mer et au climat avant et après l'événement de remaniement. Les lacunes sédimentaires à la base et au sommet de la série, témoignent de l'instabilité tectonique qu'a connu cette zone. Dans ce cas, une solution de fer de provenance terrestre s'est accumulée dans le milieu marin lors d'une absence extrême de sédimentations. Des incrustations de fer moins étendues sont rencontrées dans d'autres niveaux discontinus dans le même bassin (Fig. 29B).

Les brèches et les conglomérats liés à l'éovarisque, lors d'une phase qualifiée de "révolution famenienne" par Piqué (1979), indiquent la fragmentation de la croûte en blocs basculés, largement rapportés dans d'autres travaux à l'échelle de la Meseta occidentale (Piqué, 1979 ; El Hassani, 1990 ; Fadli, 1990 ; Tahiri, 1991 ; Zahraoui, 1991 ; Chakiri, 1991). Plus précisément, ils représentent l'épisode majeur du jeu synsédimentaire en blocs basculés qui caractérise la période Givétien - Frasnien basal de la Meseta (Becker et al., 2015 ; Becker et El Hassani, 2020) et au Sud, la partie nord du Maïder (Talih et al., 2022a). Dans cette dernière région, cet épisode a déclenché en partie par des éboulements massifs, des coulées de masses ou débris-flow et des plis d'affaissement, suivis d'un soulèvement qui a mis fin à l'activité sédimentaire dans la ceinture Ouhlane-Tarherat (à l'Ouest de Mecissi), représentant le dévotion le plus proche du Jebel Ougnat au SE (Hollard, 1974 ; Wendt et al., 1984 ; Schröder et Kazmierczak, 1999 ; Fröhlich, 2004 ; Stichling, 2013).

Au niveau de l'Oued Ferkla, l'activité sismique s'exprime par un affaissement et un banc convoluté autour de l'intervalle de l'événement Kačák. Cette activité est responsable également des coulées de débris distaux indiquant une paléopente instable. La tectonique synsédimentaire précédant cette phase, se manifeste par des failles normales à rejets variables (centimétriques à décimétriques), largement identifiables par d'importantes variations latérales d'épaisseur et de faciès (Fig. 32F). De telles structures, à caractère distensif, sont très abondantes

dans la partie inférieure de la coupe (unités OF4-6) puis diminue de fréquence vers le sommet. Les déformations enregistrées, suggèrent une compression dans les directions NE-SW à ENE-WSW, à laquelle serait conjuguée une extension NNW-SSE. Il s'agit d'un épisode transtensif responsable du mouvement de failles normales NE-SW qui seraient à l'origine de l'ouverture du bassin de Tisdafine. Des mouvements tectoniques du même style ont été initiés au Dévonien moyen dans le Tafilalt et le Maïder (Wendt, 1985 ; Baidder et al., 2008 ; Baidder et al., 2016).

Au niveau de Koudiat Inegh existe une brèche d'âge incertain à la base de l'unité dolomitique. En effet, des olistolites isolées, de taille métrique, témoignent d'un affaissement de l'Eifélien dans la partie inférieure, au Nord de la série dolomitique. La tectonique synsédimentaire y est bien marquée, en particulier dans les faciès turbiditiques et des affaissements à l'échelle décimétrique sont observés dans les niveaux à structure en convolute-bedding. Ces derniers sont souvent affectés d'étirements et de fentes de distension.

5. Les déformations synsédimentaires intra-viséennes

Comme pour la période anté-viséenne, la période du Viséen est aussi marquée par des mouvements synsédimentaires qui ont imprégné la sédimentation Carbonifère. Le type de structures observées est fonction de la nature lithologique et de la position dans le bassin. Il s'agit surtout de failles normales, de variations latérales d'épaisseurs au niveau des blocs basculés (Fig. 49).

Les accidents qui ont contribué à l'ouverture du bassin de Tisdafine vont continuer à jouer aussi au cours du Carbonifère. Le jeu synsédimentaire est attesté par les discordances progressives enregistrées dans les niveaux gréso-pélitiques d'âge Tournaisien-Viséen.

D'autres failles de direction N40 à N70, scellées par les dépôts des barres gréseuses ont été observées dans plusieurs endroits comme celles du sud de Jbel Tisdafine et de jbel afrou, ces failles sont d'ordres hm à cm.

Plusieurs exemples de ces failles normales peuvent être cités, elles sont d'ordre centimétrique à kilométriques. Le meilleur exemple de ces failles cartographique est celui de la faille N50 qui part du Nord de Taourirt n'Ghéllil et traverse le jbel Tisdafine au centre et pourrait même se continuer à jbel Azguine. Le jeu de cette faille est attesté par :

La variation latérale d'épaisseur et de la granulométrie en allant de cette faille vers l'Ouest. En effet, les épaisseurs des barres gréseuses et la taille des grains plus importantes à

l'approche de cette faille et va en diminuant vers le NW, dans le sens de l'approfondissement du bassin.

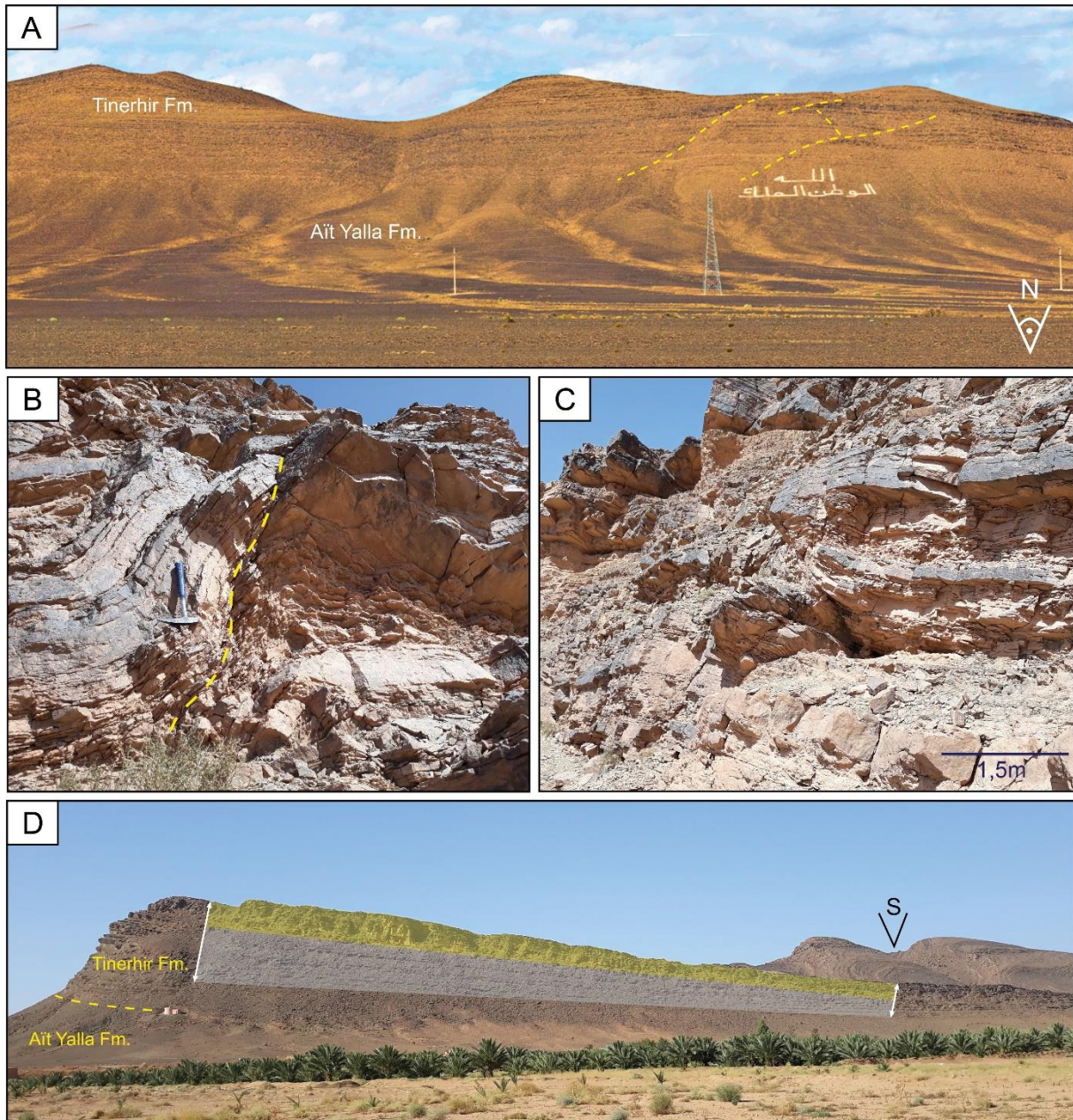


Figure 49 : A. Failles synsédimentaires intra-viséennes visibles dans les barres gréseuses au Sud de Jebel Tisdafine. B, C. figures de glissements métriques (slumps) en contact avec le plan d'une faille synsédimentaire témoignant de l'activité tectonique syn-viséenne. D. biseautage latéral des bancs témoignant la présence d'un bloc basculé.

La présence de niveaux convolutés dans les différents termes gréso-pélitiques carbonifères de Jbel Tisdafine, prouvent qu'il y avait une pente lors de la sédimentation de ces dépôts.

D'autres indices de la tectonique synsédimentaire à axes N100 sont à signaler, à Jbel Asdaf et dans d'autres localités.

A Taourirt n'Rhéllil, la brèche synsédimentaire de nature calcaire, d'âge Tournaisien supérieur, se trouve à proximité d'une faille N90. Cette brèche inclue des éléments de nature calcaire appartenant à la barre calcaire datant du Tournaisien supérieur. C'est une brèche synsédimentaire qui ne se trouve nulle part ailleurs. Elle est due au fonctionnement de la faille E-W qui affecte les calcaires viséens. Cette faille est scellée par les dépôts du Viséen supérieur qui sont toujours de nature carbonatée. Cela provoque que l'activité synsédimentaire est présente même durant le Viséen supérieur.

D'autres indices de la tectonique synsédimentaire, sont reflétés par l'existence de conglomérats surtout à proximité de la faille E-W qui passe au milieu du Tisdafine et dont la mise en mouvement a engendré ces conglomérats surtout au niveau de Jbel Tanguarfa. L'existence de blocs ou fragments de roches remaniés dans les dépôts en place est un autre argument en faveur de l'hypothèse de la tectonique synsédimentaire. Par ailleurs, l'étude stratigraphique des formations Tournaisien-Viséen de Tisdafine a permis de mettre en évidence des variations latérales de faciès et d'épaisseur.

Ainsi, à Migadern (GPS : 31°29'07''N ; 5°21'11W) les dépôts du Viséen, du côté ouest, sont plus épais que ceux du côté est par rapport à une faille N60 qui se trouve au milieu de Migadern, indiquant un approfondissement de sa partie occidentale par rapport à celle orientale. Les dépôts de la même période se trouvant à Asdaf montrent aussi une épaisseur importante du côté Ouest.

6. Conclusion

L'existence de mouvements tectoniques anté-viséens a été mise en évidence au niveau de la plate-forme qui bord le bassin de Tisdafine (Hindermeyer, 1954 ; 1955). Ainsi que dans les régions du Tafilalet et du Maïder (Wendt, 1984 ; 1988 ; 1990 ; 1991). Pendant que se développe une déformation synschisteuse d'âge dévonien supérieur dans la Meseta orientale, la bordure NW de la plateforme carbonatée saharienne (au moins la partie Nord de l'Anti-Atlas Oriental et la Meseta occidentale) est soumise à une extension responsable entre autres, de l'ouverture du bassin de Tisdafine. La désorganisation de cette plateforme a donnée aussi naissance aux bassins de Tafilalet et du Maïder à la même époque (Wendt, 1984 ; 1985a,b).

Les déformations enregistrées dans ces différents endroits sont dues à la compression WNW-ESE. En effet, cette compression a engendré un jeu senestre au sein des deux accidents majeurs, la faille d'Oued Ghriss et la faille de Jbel Habab, agencés en relais gauche. Ce qui va favoriser l'ouverture du bassin de Tisdafine selon un régime transtensif (Fig. 50) responsable de la structuration de la plateforme en blocs basculés E-W à WNW-ESE. Ces mouvements tectoniques étaient déjà amorcés au Dévonien moyen dans le Tafilalet et Maïder (Wendt, 1984).

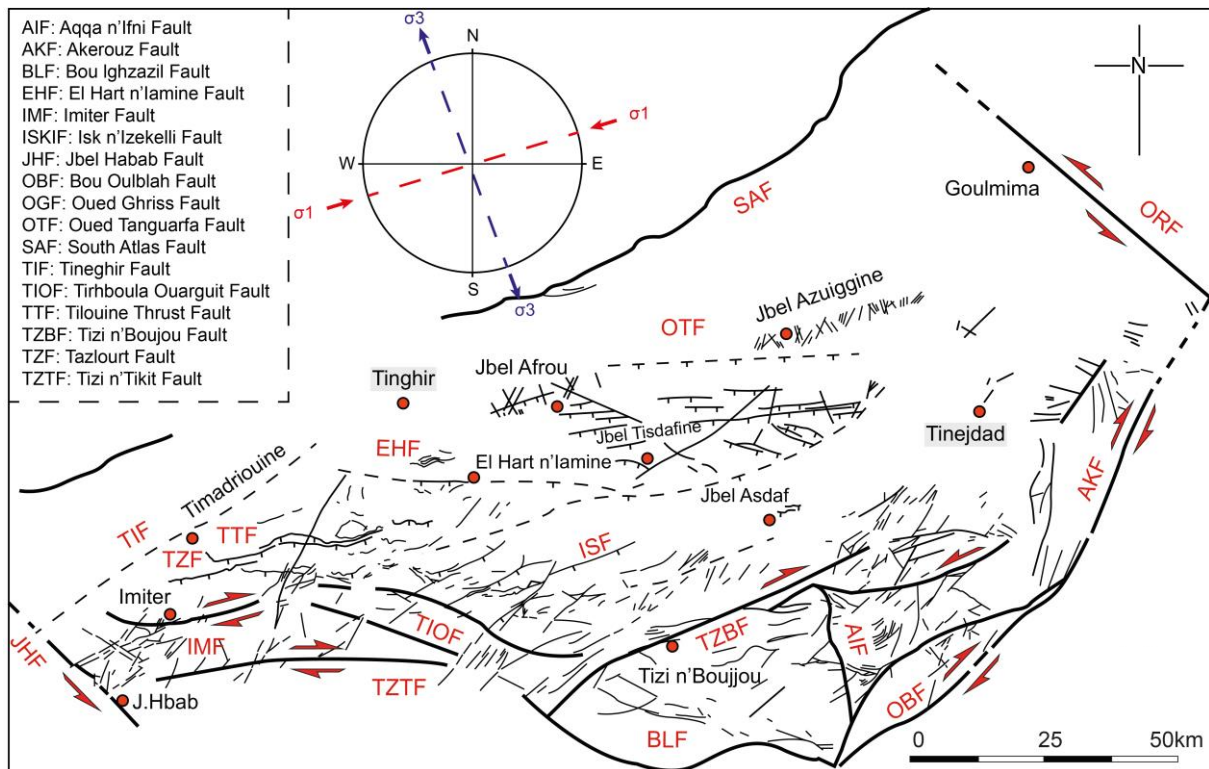


Figure 50 : Schéma structural du bassin de Tisdafine durant la phase transtensive

Dans les autres régions du Maroc hercynien, les mouvements anté-viséens entre le Dévonien et le Viséen supérieur ont permis l'édification d'une chaîne anté-viséenne en Meseta orientale (Hoepffner, 1987) et sont responsables de la tectonique en blocs basculés dans le Maroc central (Piqué, 1979 ; Bouabdelli, 1989 ; Fadli, 1990 ; Tahiri, 1991). C'est au Dévonien terminal-Tournaisien, qu'une compression N70 induit le jeu en décrochement dextre des accidents régionaux de direction N-S à NE-SW sur lesquels s'ouvrent les bassins carbonifères du massif central du Maroc (Zahraoui, 1994).

Chapitre II : Le charriage syn-orogénique

1. Introduction

Cette partie du mémoire a pour objectif l'analyse de l'évolution structurale majeure hercynienne dans le bassin de Tisdafine. La phase paroxysmale de cette orogénèse hercynienne déforme l'ensemble des terrains datés du Cambrien jusqu'au Viséen terminal, voire Westphalien C/D. Elle est de ce fait attribuée par [El Hassani \(2023\)](#), pour l'ensemble de la Meseta occidentale et l'Anti-Atlas, au Namuro-Westphalien. En effet, les études des déformations du bassin de Tisdafine effectuées jusqu'à présent sont toujours demeurées au stade des études préliminaires. Elles ont néanmoins le mérite d'avoir mis l'accent sur le caractère écaillé de la série de flyschs de Tinerhir et de Tisdafine ([Michard et al., 1982](#)). Il est admis que l'âge de ces écaillages est post-Viséen supérieur. Les résultats obtenus sur le terrain ont été complétés par un traitement stéréographique qui a consisté en des projections sur canevas de Wulff (hémisphère supérieur).

2. Le secteur de Jebel Tisdafine

2.1. Jbel Afrou

Situé à l'Ouest de jebel Tisdafine, il se présente comme une structure à pendage généralement vers le Nord (Fig. 51A). Les pendages sont forts allant de 50° à 80° vers le Nord. Les plis sont hectométriques à métriques, à axes pratiquement E-W (N70 à N90) à plongeant axial de 25° à 30° vers l'Est ou vers l'Ouest.

Ces plis sont cisailés par des accidents équatoriaux ayant les mêmes pendages que la stratification. Les plans des accidents sont porteurs par endroits de miroirs de failles comportant deux familles de stries : une famille de stries verticales à pitch de 80° à 90°, et une seconde famille de stries à pitch de 27° à 35° indiquant un rejeu ultérieur dextre (Fig. 51B). Les directions des plis varient à l'approche des cisaillements équatoriaux. Elles passent de N90 à N160. Cette perturbation est due au jeu de ces accidents.

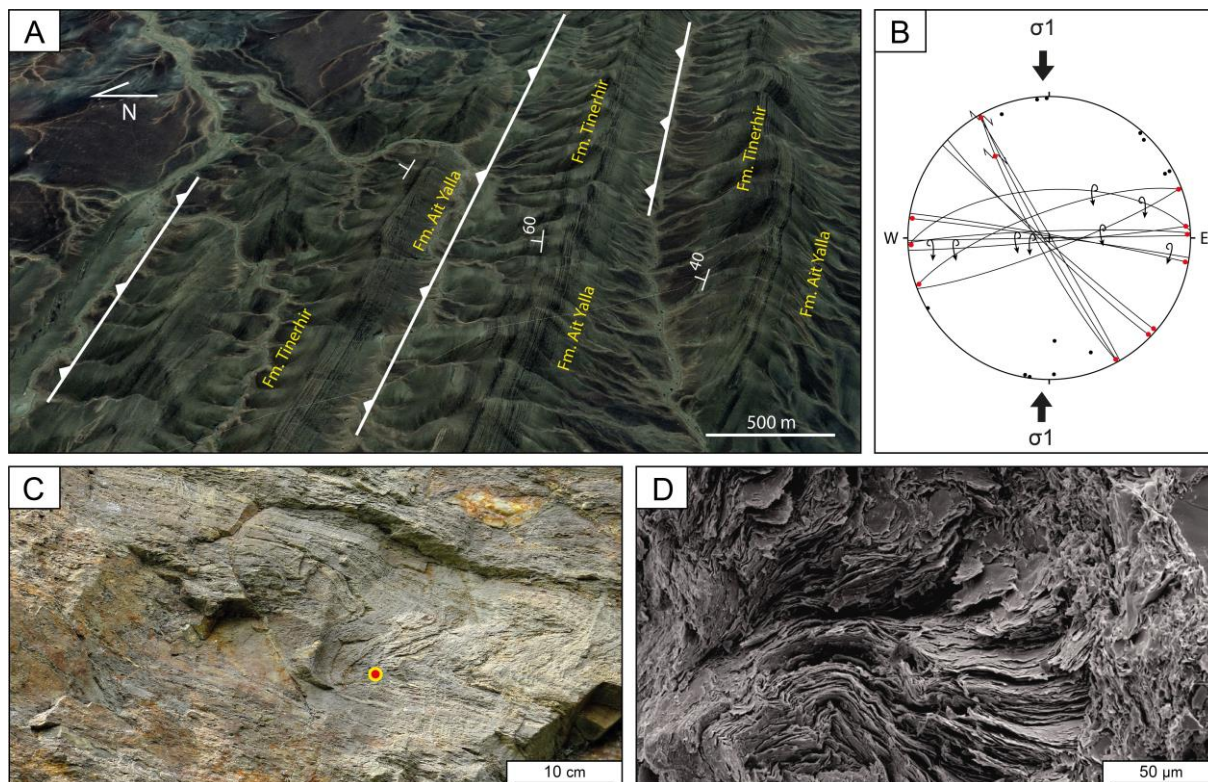


Figure 51 : A. Vue oblique depuis l'Ouest (image Google Earth) montrant les chevauchements varisques de Jbel Afrou. B. Tenseurs de contraintes dans l'épisode sédimentaire syn-orogénique. C. plis d'entraînement dans les niveaux grésopélique de la Formation de Tinerhir. D. Photo MEB montrant le début de schistosité de fracture.

Des microplis sont abondants et coaxiaux au plis, ils sont perceptibles dans les niveaux gréseux. Ils sont métriques à centimétriques ayant un flanc long et un flanc court. Ces replis correspondent à des plis d'entraînement liés aux cisaillements tangentiels (Fig. 51C). Dans les niveaux pélitiques une schistosité subhorizontale, plus ou moins développée, est observée. Le plan axial des microplis atteint parfois une schistosité de fracture type espacée disjointe au contact de ces cisaillements (Fig. 51D). Au microscope, des plages allongées de couleur verte correspondent à des micas délimitant des plats de schistosité dans lesquels s'orientent les autres éléments détritiques. Cette disposition des microplis, accompagnés de schistosité, résulte de la continuité et de l'accentuation du serrage N-S responsable de la genèse plis. Il s'agit peut-être de plis passif sur rampe.

2.2. Structure Synforme d'El Assa n'Tazemmourt

Cette structure dessine cartographiquement un arc de cercle ouvert vers le NE, à axe NE-SW (Fig. 52A). Il est limité dans son flanc NW, qui est assez raide, par l'accident N50 qui a joué en tant que faille normale lors de la phase d'ouverture du bassin. Le flanc long, SE,

présente des pendages faibles et de plan axial plongé vers le NW, cette forme définit un pli déjeté vers le SE, du au jeu ultérieur l'accident N50 lors de la compression NW-SE.

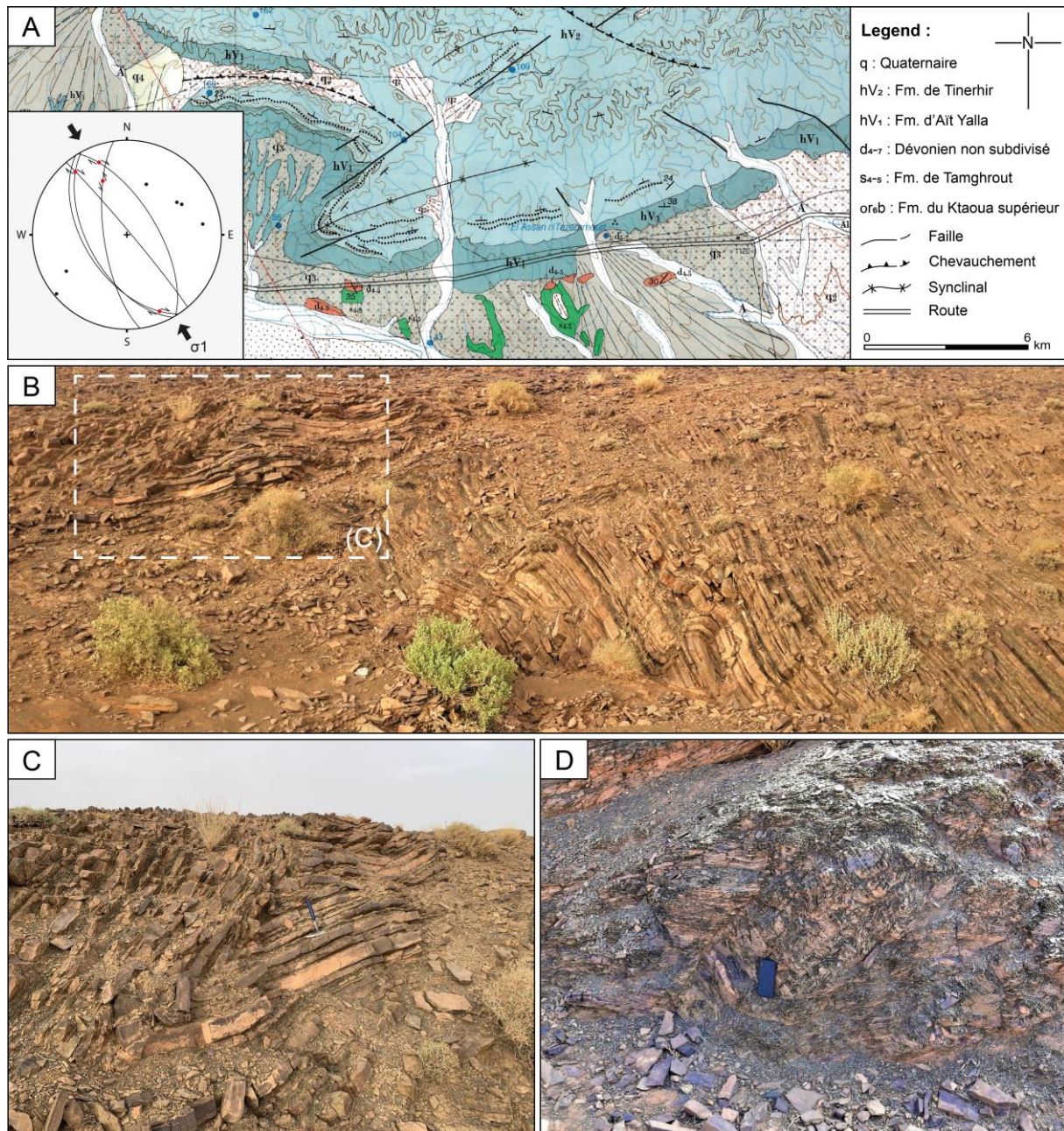


Figure 52 : A. Lambeau de carte géologique montrant la structure synforme d'El Assa N'Tazemmourt. B. Plis-faille. C. Plis d'entraînement. D. Débit en frites dans les termes de base de la Formation d'Aït Yalla.

À l'intérieur de ce méga-pli, d'autres plis d'ordre décimétrique sont présents. Ils ont une direction générale E-W. Ces plis sont pour la plupart faillés dans leur axe d'entraînement (Fig. 52B, C).

Les miroirs de failles, lorsqu'ils apparaissent montrent des pendages faibles vers le Nord, parfois vers le Sud, et des stries subhorizontales définissant des plans d'écaillages.

Dans les ravins, surtout à côté des accidents E-W, les stries fines de base de la coupe montrent une schistosité grossière donnant un débit en frites (Fig. 52D).

L'examen microscopique montre que la S_0 est le débit prédominant avec des microcisaillements obliques à la S_0 .

Des plis droits métriques à décimétriques sont également repérés dans cette région. Leur axe N80 à N90 plonge de 25° à 30° vers l'Est. Ils comportent une schistosité de fracture en éventail qui s'observe surtout au niveau des charnières.

Une schistosité de type fracture a une direction N80, matérialisée par des plans de discontinuité très espacés, évoluant en de plans de cisaillement du second ordre affecte les niveaux larges gréseux du sommet. Ces plans de cisaillement leur conférant un aspect en amygdales.

D'autres structures sont présentes dans cette localité. Il s'agit de fentes remplies de quartz de direction subméridienne qui sont observées surtout dans les niveaux compétents.

2.3. Jbel Asdaf

Cette partie constitue l'ultime affleurement vers le Sud des terrains Carbonifères. Il s'agit d'une mégastructure synclinale déversée vers le Sud constituée par des plis écaillés (Fig.53A). Cette coupe orientée nord-sud, met en évidence les traits importants de la déformation plicative et cassante dans cette entité. Les structures correspondent à des plis décamétriques à hectométriques, à axes N70 à N100, déversés vers le Sud ou parfois vers le Nord. Ils sont cisailés par des accidents de direction E-W à N110 qui définissent des plis de rampe (Fig.53B).

Une autre coupe montre de nombreux replis métriques déversés vers le Sud et écaillés par des accidents E-W à N100 (Fig. 53C). Les plis s'accompagnent généralement, d'une schistosité S_1 de fracture qui demeure toutefois discrètes dans les niveaux gréseux et donne un feuilletage planaire dans les niveaux pélitiques. Cette schistosité devient plus intense en s'approchant dans les zones de cisaillements. Elle affecte particulièrement les niveaux pélitiques et reste discrète dans les bancs gréseux. Au microscope, la schistosité se traduit par des bandes le long desquelles sont réorientés les différents minéraux détritiques (micas, feldspaths, quartz). La fabrique correspond à une schistosité espacée, lisse et matérialisée par des films ferrugineux. La position en bordure sud du bassin de Tisdafine proche du craton ouest africain est en partie responsable de cette structuration intense (Fig. 53D).

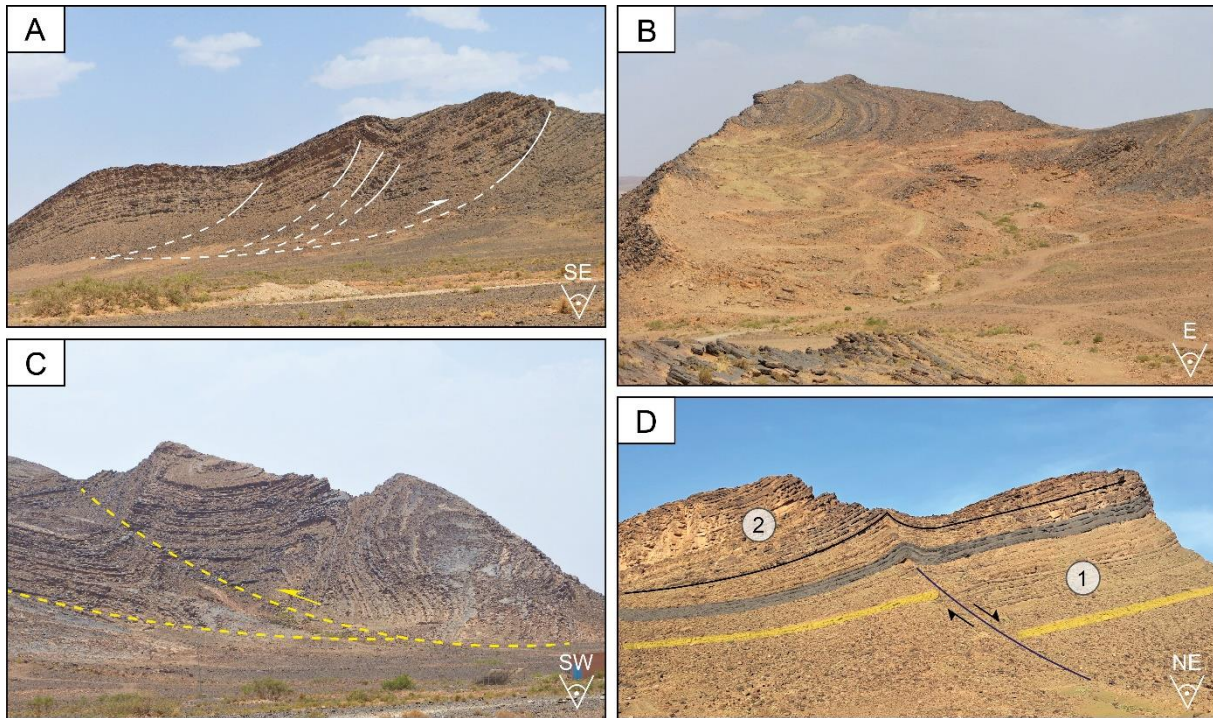


Figure 53 : A. Plis monoclinale de type " thin skin tectonic ". B. Synclinal décamétrique déversé vers le Nord. C. Plis de propagation sur rampe. D. Structure montrant les différentes phases responsables d'ouverture (1) et de fermeture (2) du bassin de Tisdafine.

3. La zone de chevauchement du Jbel Ouaklim

C'est une zone clé dans l'histoire tectonique de cette région. Elle est composée de plusieurs failles chevauchantes ou inverses, à vergence sud, disposées en tresse. Elle est bien visible, depuis Tiliouine à l'Est jusqu'au Sud de Timadriouine à l'Ouest. A Tiliouine, le Groupe du Ktaoua chevauche nettement le Viséen (Hejja et al., 2020). Au niveau du Jbel Ouaklim, apparaissent trois autres chevauchements parallèles, dédoublant la bande viséenne (Figs. 54A, B). Les plans des chevauchements sont à faible pendage vers le Nord, avec de nombreux miroirs, à stries N160 à N-S. Ils sont soulignés par des plis très déversés vers le Sud, localement, même couchés, avec une schistosité de plan axial. Plus haut, la base des grès du 2ème Bani semble être décollée. A l'Ouest de ce jbel, les chevauchements se prolongent mais dans des niveaux stratigraphiques plus profonds, d'âge cambro-ordovicien, présentant une nette répétition sérielle. Ils sont également jalonnés de plis déversés ou couchés dans les grès du 1er Bani et dans ceux du Groupe du Ktaoua. Vers l'Ouest, les systèmes de failles se rejoignent au niveau d'Assif Ikkis en une seule et grande zone de chevauchement, superposant l'Ordovicien sur le Viséen et se prolongeant jusqu'au Sud de Timadriouine (Fig. 54C). Au voisinage, les faciès fins du Viséen et même ceux de l'Ordovicien sont affectés d'une déformation intense et d'une schistosité N70 à E-W, à pendage nord, parfois très pénétrative.

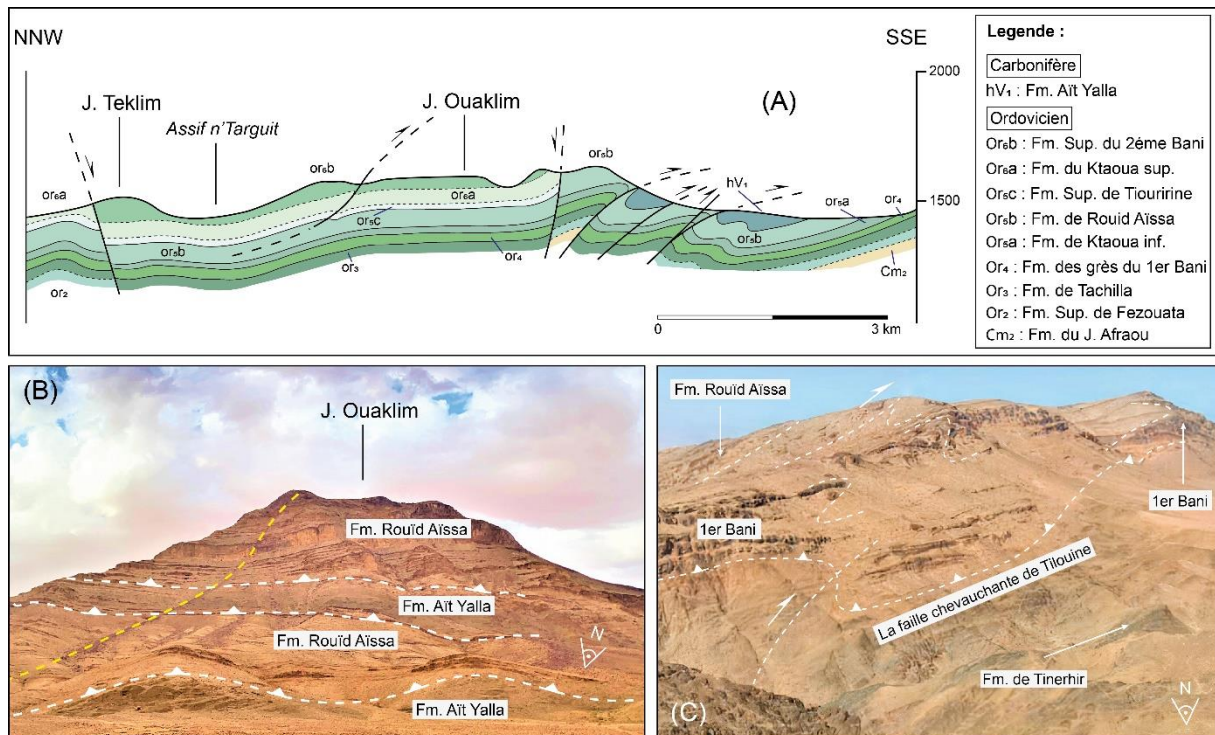


Figure 54 : A. Coupe géologique NNW-SSE montrant la structure de la zone de chevauchement de Jebel Ouaklim. B. le chevauchement varisque E-W de Tinghir dans la localité de Jbel Ouaklim. C. bande viséenne des gorges d'Ikkis chevauchée par l'Ordovicien du 1^{er} Bani, le long d'un contact principal nommé la faille chevauchante de Tilouine.

4. Les Déformations polyphasées au Sud du bassin de Tisdafine

On trouvera ici une brève section dédiée aux structures varisques présentes entre les massifs de l'Ougnat et du Saghro, du côté oriental de l'ensellement. Celles-ci ont été étudiées par Malusa et al. (2007) ; Baidder (2007) ; Raddi (2014) ; Hejja et al. (2020) dont le style structural défini dans l'Ougnat s'y retrouve largement. À l'échelle régionale, au Sud des axes des chevauchements varisques décrits par Michard et al. (1982), la zone d'étude est déformée par un anticlinal de direction E-W d'âge varisque, découpé par trois grandes failles : Bou Larhzazil-Tinifift, Tizi n'Boujou, et Isk n'Izekelli (Fig.55A).

La faille d'Isk N'Izekelli (ISF) est une zone de déformation kilométrique développée dans la transition Édiacarienne-Cambrienne dans la partie nord du massif du Saghro entre les localités d'Imi n'Arremane et d'Agouddim n'Ikherdane, caractérisée par un système de plis et de failles ENE-WSW, qui divise et duplique la série cambrienne (Fig. 55B-C). Cette faille présente une projection transpressionnelle latérale droite entraînant le soulèvement du bloc nord (Malusa et al., 2007).

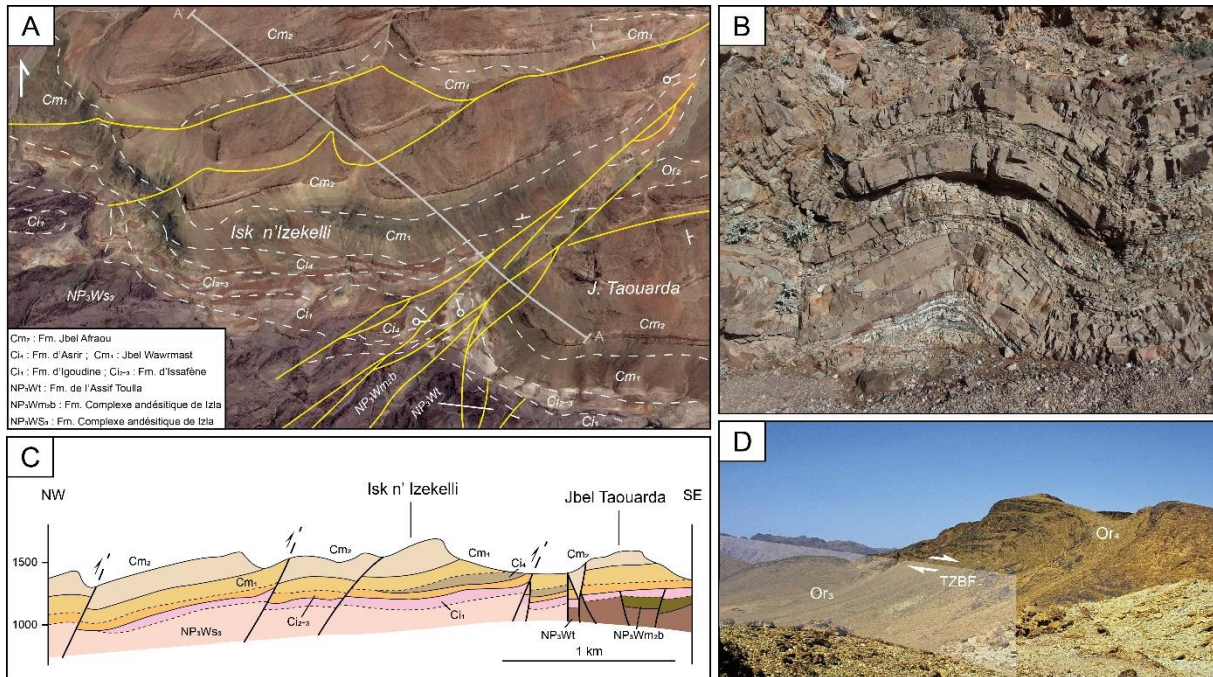


Figure 55 : A. Interprétation de l'image satellitaire (Google Earth) de la zone de faille de Tizi n'Boujou (TZBF) exprimée par une association de faille dans le Socle et plis en échelon de direction axiale N-S à NNE-SSW dans la couverture paléozoïque. B. C. Coupe structural montrant les principales failles du secteur d'Isk n'Izekelli. D. Pli N-S déversé vers le SE, le long de la faille de Tizi n'Boujou. Noter le contact (zone broyée), entre les Grès du 1^{er} Bani, à droite, et les Grès de Tabanit, à gauche.

La faille de Tizi n'Boujou (TZBF) constitue un exemple des zones de cisaillement d'orientation NE-SW, avec une épaisseur kilométrique qui s'étend du Nord-Est du Saghro jusqu'à la bordure nord du massif de l'Ougnat. Cette faille illustre l'interaction socle-couverture lors de la tectonique varisque dans le massif du Saghro. Cette interaction s'exprime par un ensemble de plis en échelon dans la couverture paléozoïque avec une faille majeure du socle en profondeur. La dislocation des limites stratigraphiques de cette méga zone de cisaillement montre un mouvement normal dominant avec soulèvement du bloc sud. Le long de cette faille majeure, les axes de plis sont orientés principalement NNE-SSW à N-S dans le bloc nord (Fig. 55D), tandis que dans le bloc sud, elles montrent une direction dominante NW-SE. Ceci suggère un détachement du bloc nord, marqué par un rejet transversal avec un mouvement dextre dans les formations ordoviciennes.

La faille de Bou Lghzazil (BLF) constitue un autre exemple de failles orientées E-W, plongeant vers le nord ; La faille s'étend du socle précambrien dans la localité de Bou lghzazil à la couverture paléozoïque dans la localité d'Imi n'Tourza. Cette faille montre des signes de réactivation post-précambrienne ; sa cinématique est révélée entre les localités de Sidi Mahmed Ifroutene et Imi n'Tourza par de nombreuses failles inversées E-W, probablement liées à la phase de déformation D1 du raccourcissement varisque.

La réorientation du champ de contraintes (σ_1 , σ_3), auparavant transtensif (durant l'extension pré-orogénique) avec une compression N70 va prendre une direction de compression NNW-SSE à N-S durant la phase syn-orogénique ce qui va impliquer un jeu dextre au niveau des deux accidents majeurs orientés NW-SE. Une transpression va se localiser donc, à l'intérieur de la zone de relais, et qui sera responsable de la genèse des failles inverses E-W et des plis subéquatoriaux (Fig. 56).

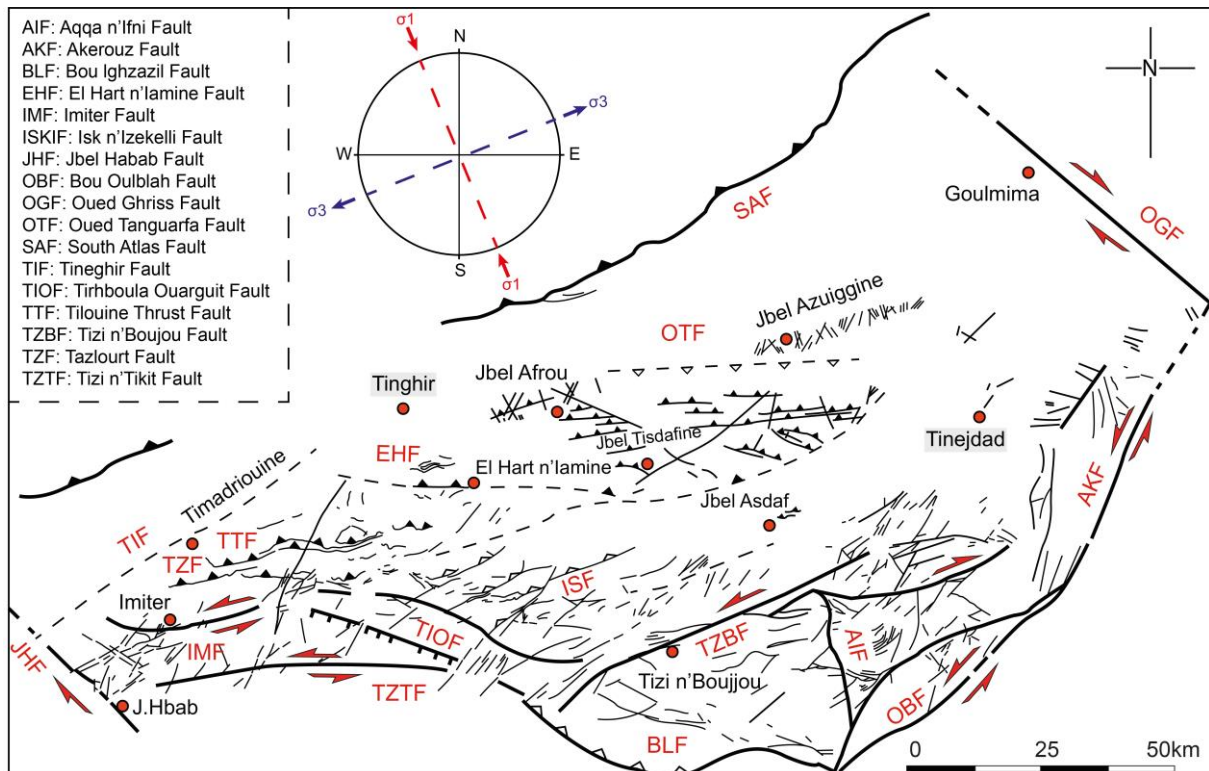


Figure 56 : Schéma structural du bassin de Tisdafine durant la phase transpressif.

5. Comparaison avec les autres régions du Maroc

Dans le Maroc central occidental, la phase majeure hercynienne a enregistré deux épisodes de plissement synchisteux accompagnés de cisaillement ductiles (Chakiri, 1991 ; Tahiri, 1991). Les structures principales ont des directions moyennes NE-SW à convergence vers le SE. Au niveau des couloirs de cisaillement, comme celui d'Oulmès, la déformation est plus intense. Ces couloirs cisailant limitent les bassins paléozoïques supérieurs (Bassin de Tiliouine et de Forhal).

Le Maroc central oriental est constitué de deux domaines structuraux séparés par la faille chevauchante des Smaala (Cailleux, 1974). Ce domaine, oriental allochtone, est caractérisé par des plis isoclinaux et des glissement synchisteux. Le domaine occidental autochtone est caractérisée par un épisode de plis synchisteux déversé vers le SE et un épisode de fracturation.

Dans la région de Rabat-Tiflet, la déformation s'observe dans les terrains métamorphiques du bloc de Sehoul et dans ceux paléozoïques de Rabat-Tiflet (Piqué, 1979 ; El Hassani, 1990) elle est marquée par des plis synschisteux E-W à N120 déversées au Sud. Ces plis sont repris par des chevauchements à convergence sud accompagnés de décrochements N70 à N120 dextre (El Hassani, 1990). Une tectonique cassante se manifeste par décrochement senestres de direction subméridienne N160.

La zone comprise entre Benslimane-Cherrat est constituée de couloirs de cisaillements (Comme celui de Bouznika) où les plis synschisteux ont des directions N30 pour les reprises tectoniques, il s'agit de décrochements NE-SW. Dans bande de Benslimane les plis sont orientés NW-SE, les repris sont des plis P2 de direction NE-SW.

La phase majeure est marquée par des plis synschisteux de direction N45 à N65, déversées vers le SE dans la zone de Zaër. L'intensité de la déformation est importante au niveau de la bordure sud du bassin de Sidi-Bettache qui correspond à une mégazone de cisaillement dans laquelle prend naissance le granite de Zaër (Diot et Bouchez, 1991 ; Zahraoui, 1991). Le deuxième épisode est représenté par des plis accompagnés de schistosité crénelée.

Au Viséen supérieur, une rotation de la direction de raccourcissement régional en N120 est à l'origine du blocage du système au niveau de l'accident bordier du côté Est du bassin d'azrou-Khénifra (accident Tazekka-Bsabis-Bekrit) qui va jouer en faille inverse (Bouabdelli, 1989 ; Zahraoui, 1994). Le bassin d'Azrou-Khénifra évoluera en bassin d'avant pays (Ben Abbou et al., 2001).

6. Conclusion

Les déformations de l'épisode syn-orogénique du bassin de Tisdafine sont caractérisées par des plissements de différentes dimensions (Kilométriques à centimétriques), une schistosité généralement de fracture, chevauchements, failles inverses et décrochements.

L'étude structurale des plissements de terrains d'âge paléozoïque a permis de définir l'état de contrainte qui a régné dans le bassin de Tisdafine. Les axes de ces plis sont E-W indiquant une phase compressive N-S. Ils sont accompagnés par endroits d'une schistosité de plan axial. Cette schistosité n'est pas pénétrative, ce qui permet de considérer que les terrains d'âge, Carbonifère ne sont pas métamorphiques.

La continuité de la déformation dans le temps va engendrer le cisaillement de ces plis dans leurs plans axiaux. Ces plans de cisaillement ont facilité l'écaillage et la répétition de la

série dans le secteur. Ils sont tangentiels et se présentent sous forme de système en écaillages imbriqués qui ont des direction E-W.

Quatrième partie : Conclusion générale

Dans les différents chapitres qui constituent l'ossature de cette étude, nous avons essayé de reconstituer l'évolution du bassin de Tisdafine durant la période paléozoïque. Pour cela une étude sédimentologique et structurale s'est avérée nécessaire. Cette contribution permet de placer cette portion de terrain située dans la zone de transition entre l'Anti-Atlas oriental et la Meseta occidentale dans son contexte régional tout en la comparant avec les régions avoisinantes.

Au début du Paléozoïque, la mer du Cambrien dépose des séries calcaires, schisto-calcaires, puis schisto-gréseuses, avec la célèbre faune à *Archaeocyathus* et à trilobites dans l'Anti-Atlas. Le secteur de Tisdafine est caractérisé par des faciès sédimentaires dont les conditions des milieux de dépôts et les variations des épaisseurs, ont permis de mettre en évidence un graben E–W au niveau de l'axe Saghro–Ougnat. La genèse de ce graben, durant le dépôt de la série considérée post-rift, témoigne de l'effet rémanent des mouvements tectoniques distensifs et différentiels mieux connus dans l'Anti-Atlas occidental, au moins jusqu'à la fin du Cambrien inférieur. Ces mouvements sont liés au contexte global du rifting cambrien ou fini-précambrien du Gondwana et de l'Anti-Atlas en particulier. Cette structuration en blocs basculés est également connue et décrite dans la zone mésetienne (notamment le bloc côtier occidental).

C'est à l'Ordovicien que commence la véritable transgression. Elle se fait sentir dès le Trémadoc dans l'Anti-Atlas. Au niveau de la Meseta après la lacune (très probable) du Cambrien supérieur, on notera la lacune du Trémadoc et l'Ordovicien commencera par un niveau rouge surmonté par les couches de l'Arénig. A Tisdafine elle correspond à une reprise de la sédimentation détritique d'aspect monotone, entrecoupée par des chutes marines à la limite des principales unités stratigraphiques, produites dans une vaste plateforme clastique. Les formations supérieures de Fezouata, du Tachilla et du 1^{er} Bani, classiquement connues, correspondent à des séquences de dépôt annonçant une transgression souvent marquée par des niveaux ferrugineux. Dans les deux premières séquences, les phases de comblement sont discrètes et sont exprimées par un matériel fin, alors que dans la dernière (1^{er} Bani) cette phase est plus développée, avec un apport gréseux relativement important, dérivant de l'érosion des reliefs sahariens. L'ensemble des formations du Ktaoua inférieur et de Rouïd Aïssa, ne semble constituer qu'une seule séquence de dépôt, dont les grès de la Formation de Rouïd Aïssa constituent la partie terminale du cortège de comblement. Cette activité démontre que le contexte est celui d'une subsidence saccadée intermittente avec des oscillations eustatiques de haute fréquence. Les conditions sont responsables d'une forte accumulation de paraséquences

silto-gréseuses. La Formation supérieure de Tiouririne peut être par ailleurs, assimilée à une séquence de dépôt indépendante, grano et strato croissante, mais plus franchement carbonatée et très fossilifère. C'est le cas également pour la Formation du Ktaoua supérieur, qui débute par une surface d'érosion généralisée, de milieu peu profond, suivie d'un conglomérat bien caractérisé dans toute la partie nord du Saghro et de l'Ougnat. La phase d'érosion la plus importante demeure cependant, celle qui précède la formation périglaciaire des grès du 2^{ème} Bani, déposée dans un contexte glacio-marin à la suite d'une importante chute glacio-eustatique, reconnue dans tout le NW africain.

L'Ordovicien de Tisdafine se rapproche beaucoup plus des séries bien connues dans l'Anti-Atlas (Destombes, 1985) et qu'on ne retrouve pas dans la Meseta occidentale, les deux Bani sont absents et sont remplacés par une sédimentation gréseuse à micas détritiques comme c'est le cas dans la coupe de l'Oued nfifikh (Destombes...) cependant les niveaux conglomératiques de la fin de l'Ordovicien (Hirnantien) sont présentes dans la Meseta. Du point de vue paléogéographique il est très probable que le bassin ordovicien est plus approfondie au N et NW et que les apports sont ceux de la plateforme Saharienne, notons enfin que l'Ordovicien inférieur de la région de Rabat-Tiflet connaît un épisode volcanique qui n'est connu nulle part ailleurs (El Hassani, 1990).

La sédimentation schisteuse à Graptolites d'âge silurien reprend partout. Elle est riche en matière organique avec des intercalations calcaires ou grésocalcaires. Des silts et des sables réapparaissent à la transition Silurien-Dévonien. Ces dépôts de nature schisteuse à Graptolites, de la période silurienne dans le cas de Tisdafine, sont érodés et ne persistent que dans quelques endroits sur la bordure sud du bassin.

Après l'importante sédimentation silicoclastique qu'a connu le Paléozoïque inférieur dans les aires subsidentes, une sédimentation de nature carbonatée s'instaure durant le Dévonien dans l'Anti-Atlas et dans la Meseta occidentale.

Dans l'Anti-Atlas oriental, dans les régions de Maïder-Tafilalt, le Dévonien inférieur est marqué par le développement de schistes et de calcaires noirs à *Sellanarcestes* avec parfois des constructions récifales telles que celles de Hamar Laghdad (Hollard, 1967). Au Dévonien moyen, une transgression d'ampleur (qui commence souvent à l'Emsien) s'étend sur tout le Sahara et continue jusqu'au début du Dévonien supérieur. On assiste aussi au développement de faciès de calcaires noduleux riches en Goniatites et en Brachiopodes. Ces faciès indiquent un milieu de dépôts qui correspond à un talus ou une pente instable. Le Dévonien moyen du

Maïder-Tafilalet est caractérisé par des faciès variés. On rencontre des formations récifales ou péri-récifales d'âge éifélien supérieur- givétien, et des marno-calcaires riches en tentaculites. La diversité des faciès au cours de cette période, est expliquée par un cadre morpho-structural fluctuant. Au Dévonien supérieur s'opère un grand changement de point de vue paléogéographique. Des bassins et des plateformes s'édifient à Maïder et à Tafilalet.

A Tisdafine, dans la partie occidentale de Bou Tisdafine, un premier olistolite de l'Emsien inférieur est emballé dans la Formation Aït Yalla, du Tournaisien supérieur-Viséen. Il constitue le témoin d'une plateforme carbonatée pélagique peu profonde développée à la marge sud du bassin. Un seconde olistolite plus à l'Est, montre des indices d'une plateforme carbonatée de type condensé, comme en témoigne la transformation des calcaires à trilobites néritiques de l'Eifélien. Cette plateforme ressemble à celle située au Nord du Maïder, essentiellement pélagique, d'âge givétien à famennien moyen. Des niveaux bréchiques représentent les témoins d'une tectonique synsédimentaire généralisée à l'échelle de la Meseta occidentale et de l'Anti-Atlas oriental au passage Givétien-Frasnien inférieur. L'intervalle de l'Événement Kellwasser supérieur est signalé à la limite Frasnien/Famennien, manifesté sous la forme typique d'un calcaire à *Goniatites* sombres, suivi par un faciès à griotte du Famennien. Le Dévonien supérieur de Bou Tisdafine est séparé des parties méridionales de l'Anti-Atlas oriental par le Haut Ougnat émergent. Dans la partie orientale du bassin, le Dévonien de l'Oued Ferkla constitue une unité en bloc de glissement isolée, dérivé d'un continuum occidental de la plateforme du Tafilalet. Son faciès pélagique, évoluant de l'Emsien supérieur au Givétien moyen, enregistre les phases de pro- et de rétrogradation de la plateforme, contrôlées par les variations du niveau de la mer, connues dans le Tafilalet et révélant ainsi de manière fine les Événements globaux de Daleje, Choteč, Kačák et Pumlilio. La tectonique synsédimentaire de l'Eifélien serait à l'origine de la dislocation de la croûte à l'échelle de toute la région. Les variations des épaisseurs des marnes au passage Givétien supérieur-Frasnien moyen, suggèrent une extension du bassin méridional en relation avec les mouvements tectoniques que connaît cet intervalle. La série adjacente de Koudiat Inegh représente le véritable faciès oriental du bassin de Tisdafine. Elle est caractérisée par des schistes noirs et des calcaires turbiditiques distaux, avec une très forte empreinte diagénétique (dolomitisation tardive) et un style de déformation (avec clivage) qui se distingue nettement des bancs issus des blocs basculés. La transition d'un milieu de plateforme vers le bassin s'est produite à la base de l'Eifélien, dans le cadre d'une différenciation structurale globale avec une expression de faciès qui se maintient globalement jusqu'au Dévonien supérieur. Une lacune au niveau des affleurements, sépare le

bassin de sa marge sud, entre la phase précoce hercynienne (Emsien-Famennien moyen) et la phase majeure (Tournaisien supérieur-Viséen).

Ainsi, nous pouvons d'ores et déjà affirmer que le secteur étudié (Tisdafine) constitue une zone de transition entre l'Anti-Atlas au sud et la Meseta occidentale au Nord. Cette paléogéographie était déjà perceptible dès le début de l'Ordovicien où on assiste à une variation paléogéographique et sédimentaire, du probablement à l'approfondissement du bassin vers le Nord. Les mouvements éo-varisques, connus notamment dans la partie orientale du Maroc central (Becker et al., 2020) engendrent un rapprochement (ou raccourcissement) entre la Meseta occidentale et l'Anti-Atlas oriental, ainsi naissent les premiers contacts chevauchant qui sont par la suite évoluer et repris durant la phase majeure hercynienne. Nous pouvons donc confirmer la présence de cette zone sub-mésétienne qui est pour nous une véritable zone de transition entre les deux grandes domaines (Meseta et Anti-Atlas).

A partir du Carbonifère, un changement dans la nature des apports s'est produit. On passe des dépôts dévoniens globalement carbonatés à des dépôts détritiques issus du démantèlement des reliefs du socle précambrien et du Paléozoïque inférieur et moyen. Ces dépôts vont combler le bassin de Tisdafine. Le même processus est connu dans la Meseta occidentale (exemple le bassin de Sidi Bettache, défini par piqué (1979)). L'étude entreprise a pour but de démontrer les affinités du bassin de Tisdafine avec ceux de la Meseta centrale, concernant le mode d'ouverture et avec le reste des bassins de la bordure nord du Craton Ouest africain en s'intéressant au sens de la transgression viséenne et la nature des dépôts. La mer du Viséen supérieur connaît ensuite une grande extension, une dernière fois sur le domaine saharien. Elle dépose un manteau d'argiles, de grès fins et surtout, de calcaires à Brachiopodes et polypiers. Elle se maintiendra plus ou moins longtemps selon les régions. Le bassin de Tisdafine objet de notre travail, constitue donc la limite ouest de cette transgression d'obédience sud et qui continue avec une homogénéisation à l'échelle des bassins carbonifères du SW algérien et de Tindouf.

A Tisdafine, le caractère du lithofaciès et le mode séquentiel des différents niveaux, renseignent sur un bassin carbonifère qui a évolué dans une marge passive après la transgression du Dévonien. Le Carbonifère se succède alors aux dépôts du Paléozoïque inférieur qui eux-mêmes moulent le craton nord-ouest africain. Le remplissage sédimentaire observé est la conséquence d'un enchaînement rythmique en cycle de progradation-rétrogradation. Cette dualité, constitue le fondement du processus dynamique qui régit ces milieux globalement de faibles profondeurs.

Le type d'organisation permet de voir des variations de la ligne littorale, exprimées à travers les différentes discontinuités au passage de chaque membre sédimentaire. Les surfaces à figures dynamiques ainsi que la répartition des organismes fossiles indiquent que le processus sédimentaire se déroule sous un régime eustatique très fluctuant. Le milieu est dominé par une faune benthique très variée, résultant globalement d'une faible bathymétrie. Les Foraminifères et les Crinoïdes constituent l'essentiel du benthos marin, ce qui atteste de conditions favorables à la prolifération de la vie dans un domaine néritique. Il s'agit d'entendues marines oxiques relativement calmes, avec un peuplement animal assez diversifié dominé par des organismes fixés souvent en grande densité. Quelques Brachiopodes et Bryozoaires viennent confirmer cet environnement et à l'opposé les Bivalves et les Gastéropodes souvent associés à une énergie plus élevée, sont très peu présents. Les ichnofossiles rencontrés, constituent d'excellents indicateurs du même milieu, quant à leur répartition à travers les 3 coupes étudiées. Au niveau de la coupe de J. Asdaf située au Sud, les *Zoophycos*, ces traces de vers polychètes qui forment des réseaux en U, sont répartis exclusivement dans la partie médiane de la formation de Tinghir. Ils sont bien visibles dans les bancs calcaires qui alternent au sommet des shales carbonatés entre les deux ensembles calcaires du Viséen. Ils sont connus pour désigner un approfondissement du bassin, une colonne d'eau qui rappelle un milieu circa-littoral assez ouvert. Comparés au *Cruziana*, terriers ou pistes apparentés à des Trilobites ou autres Arthropodes, leur présence indique d'autres paramètres du milieu. En effet ces derniers qui apparaissent en bas de la coupe de Tizi N'Talgout, sont des ichno-fossiles de plans de litière, associés à un domaine sublittoral avec un certain éloignement de la ligne de côte par rapport aux *Skolithos*. Quant à ces derniers, ce sont des traces de terriers dont la présence est signalée dans les milieux de haute énergie proches de la marge littorale. C'est le cas du sommet de la coupe de J. Assigane, localisée au Nord du bassin. Ces 3 ichnogenres fossiles, limités à des niveaux bien précis dans chacune des coupes, permettent de retracer l'évolution bathymétrique ainsi que l'effet et la direction de la subsidence à l'échelle du bassin.

Sur le plan paléogéographique, la mer du Carbonifère semble couvrir la zone sud du bassin de Tisdafine en déposant des sédiments de faibles profondeurs au cours du Tournaisien. Ce processus se poursuit ensuite, pour atteindre la bordure nord du bassin au cours de la même période avec un léger diachronisme, tandis que la partie centrale du bassin s'approfondie. Au cours de cette avancée marine, on note une activité de subsidence bien marquée, qui offre des conditions en faveur de l'installation des *Zoophycos*, quelques figures de glissement et une diversité faunique d'organismes benthiques d'un environnement distal à partir du Viséen

supérieur. Le niveau marin était au plus haut au centre du bassin, alors que la partie septentrionale selon la structuration de la zone, laisse apparaître des niveaux du proche littoral avec des formes comme *Cruziana* ou franchement intertidales comme les *Skolithos*. L'environnement sédimentaire préfigure un domaine évoluant d'une plateforme proximale à la base, passant à une plateforme distale dans la partie centrale du bassin de Tisdafine pour ensuite retrouver à nouveau les conditions d'un milieu littoral presque marginal à la fin du Viséen supérieur.

Le cadre général se dresse alors, autour d'un environnement globalement néritique évoluant d'un domaine de shore sableux à sublittoral à la base de la série, à des conditions d'un milieu circa-littoral puis à nouveau marginal vers le sommet. Le style d'agencement des dépôts, constitue la réponse d'un milieu contrôlé par l'espace d'accommodation selon les apports sédimentaires et la subsidence à l'échelle de l'ensemble du bassin de Tisdafine. En effet, l'interprétation des empilements en séquences donne une signification sédimentologique à la série et permet de dégager des séquences d'ordre élémentaires. Cette architecture est donc inhérente aux conditions des différents milieux et renvoie vers des environnements ordonnés résultant des actions combinées entre eustatisme et subsidence au cours du Carbonifère inférieur (Mississippien).

Si ces milieux montrent un eustatisme variable, c'est parce que l'espace est contrôlé par le cadre morpho-structural du bassin de Tisdafine ainsi que par l'activité tectonique récurrente, souvent syn-sédimentaire parfois post-sédimentaire, pendant le Paléozoïque supérieur. Les variations du niveau marin demeurent cependant, très faibles à l'échelle du bassin. La séquence de dépôt majeure qui regroupe les formations observées, correspond à une séquence bathy-croissante depuis le Tournaisien jusqu'au Viséen puis bathy-décroissante au cours Viséen supérieur.

A l'échelle régionale, l'extension de la plateforme carbonifère du SE du Maroc, permet de voir à travers cette série, une activité sédimentaire dans un milieu subsident sous contrôle tectono-eustatique. La nature du dépôt en termes détritiques et des niveaux calcaires souvent nodulaires avec des alternances selon des épaisseurs variables, constituent les preuves en faveur de cette dynamique. Cet environnement apparenté à un golfe, renferme des fossiles diversifiés d'un milieu peu profond à la base, propice à la vie avec une faune assez comparable à celle du Dévonien : Un calcaire surtout crinoïdique, des foraminifères, des débris de tests de brachiopodes et de coraux. Il s'agit alors d'un écosystème qui se succède au précédent avec quelques particularités concernant la présence des Ichnofossiles. Ce type de bassin suggère une

période de reconquête de la nouvelle faune carbonifère après la période Siluro-Dévonienne. C'est un bassin qui s'ouvre avec une activité sédimentaire de type comblement, allant de la plateforme mobile qui évolue vers un milieu ouvert, due à la dynamique eustatique largement représentée à travers le matériel déposé.

Par ailleurs et de point de vue géodynamique, la transition Dévonien-Carbonifère est caractérisée par une instabilité relative du craton, traduisant assurément les premiers frémissements de l'orogénèse hercynienne. A partir de cette période, les événements varisques se déroulent plus au Nord (dans la Meseta) et concourent à l'édification de la chaîne hercynienne de l'Afrique du Nord. Ces premiers mouvements sont responsables de l'ouverture de bassins sur décrochement senestre à la suite de la remobilisation des accidents majeurs, hérités pour la plupart du socle précambrien. Ces bassins vont être submergés par une transgression à provenance du NE pour la Meseta et Sud pour la bordure nord du craton ouest-Africain.

L'analyse structurale menée dans le secteur montre que l'évolution hercynienne se déroule en trois étapes successives :

La première étape est celle qui a engendré l'ouverture du bassin de Tisdafine. Elle s'est déroulée dans un contexte transtensif résultant de la compression ENE-WSW. La contrainte ENE-WW est connue dans la Meseta orientale et date du Dévonien-supérieur. Ces mouvements ont donné lieu à un jeu décrochant senestre de l'accident Sud-Atlasique. Les jeux conjugués à la distension NW-SE, ont provoqué un effondrement de la plate-forme carbonatée dévonienne. L'effondrement en question, était déjà amorcé dès le Dévonien moyen, manifesté par une tectonique en blocs basculés de la plateforme carbonatée dévonienne du Nord du craton Ouest africain (observé aussi bien dans la Meseta occidentale que dans notre secteur). Après ouverture du bassin de Tisdafine, l'activité du remplissage sédimentaire s'est accompagnée d'une tectonique synsédimentaire, générée par la remobilisation de failles et ayant engendré des glissements synsédimentaires (slumps), des variations d'épaisseur de la série déposée, ainsi que des discordances progressives.

La seconde phase, qui représente la phase majeure hercynienne, correspond au plissement lié au raccourcissement N-S qui a produit des plis E-W, caractéristiques de la partie Sud du bassin. L'accentuation du raccourcissement va causer des cisaillements qui affectent ces plis dans leur axe. L'analyse des indices micro et macro-tectoniques, a permis de mettre l'accent sur le rôle des accidents cisailants dans la structuration des terrains carbonifères du bassin de

Tisdafine. Ce type de contrainte aboutira à un déversement des structures vers le sud. Le gradient de déformation devient important vers le sud du bassin, expliqué principalement par la proximité du socle de Saghrou, qui aurait joué un rôle de bouclier, ou frein, contre lequel viennent se déverser les structures écaillées du bassin de Tisdafine, marquant ainsi parfaitement la limite de la SMZ.

Enfin, la troisième phase, post Viséen supérieur, est caractérisée par des plis NE-SW d'ordre métrique à décamétrique, visibles surtout dans la partie nord du bassin de Tisdafine. Ces plissements sont liés au raccourcissement NW-SE, qui a autorisé un rejeu en décrochements des principaux accidents de tout le bassin de Tisdafine.

Références bibliographiques

- Aboussalam, Z.S., 2003. Das «Taghanic-Event» im höheren Mittel-Devon von West-Europa und Marokko. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie* 97, 1–332.
- Aboussalam, Z.S., Becker, R.T., Bockwinkel, J., Ebbighausen, V., 2004. Givetian biostratigraphy and facies development at Oufrane (Tata region, eastern Dra Valley, Morocco). *Documents de l'Institut Scientifique, Rabat* 19, 53–59.
- Aboussalam, Z.S., Becker, R.T., 2007. New upper Givetian to basal Frasnian conodont faunas from the Tafilalt (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Geological Quarterly* 51, 345–374.
- Aboussalam, Z.S., Becker, R.T., 2011. The global Taghanic Biocrisis (Givetian) in the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 304, 136–164.
- Aboussalam, Z.S., Becker, R.T., Bultynck, P., 2015. Emsian (Lower Devonian) conodont stratigraphy and correlation of the Anti-Atlas (Southern Morocco). *Bulletin of Geosciences* 90 (4), 893–980.
- Algouti, Ab., Algouti, Ah., Beauchamps, J., Chbani, B., Taj-Eddine, K., 2002. Paléogéographie d'une plateforme infracambrienne en dislocation : série de base adoudounienne de la région de Waoufengha-Igherm, Anti-Atlas occidental, Maroc. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 330, 155–160.
- Atif, Y., Soulaïmani, A., Ait Lahna, A., Yaagoub, D., Youbi, N., Pour, A. B., Hashim, M., 2022. Structural analysis and paleostress evolution in the Imiter silver mining region, Eastern Anti Atlas, Morocco: implications for mineral exploration. *Minerals* 12(12), 1563.
- Azizi-Samir, M.R., Ferrandini, J., Tane, J.-L., 1990. Tectonique et volcanisme tardi-Pan Africains (580-560 Ma) dans l'Anti-Atlas Central (Maroc) : interprétation géodynamique à l'échelle du NW de l'Afrique. *Journal of African Earth Sciences* 10(3), 549-563.
- Álvaro, J.J., Vennin, E., Villas, E., Destombes, J., Vizcaïno, D., 2007. Pre-Hirnantian (latest Ordovician) benthic community assemblages: controls and replacements in a siliciclastic dominated platform of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245, 20–36

-
- Baidder, L., 2007. Structuration de la bordure septentrionale du craton ouest-africain du Cambrien à l'Actuel : cas de l'Anti-Atlas oriental. Unpublished Thesis (Doctorat d'Etat) Hassan II University Casablanca, Faculty of Sciences Aïn Chok, Casablanca, Morocco, 218 pp.
- Baidder, L., Raddi, Y., Tahiri, M., Michard, A., 2008. Devonian extension of the Pan-African crust north of the West African Craton and its bearing on the Variscan foreland deformation: evidence from eastern Anti-Atlas (Morocco). Geological Society, London, Special Publications 297, 453–465.
- Baidder, L., Michard, A., Soulaïmani, A., Fekkak, A., Eddebbi, A., Rjimati, E.C., Raddi, Y., 2016. Fold interference pattern in thick-skinned tectonics; a case study from the external Variscan belt of Eastern Anti-Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 119, 204–225.
- Becker, R.T., 1993. Stratigraphische Gliederung und Ammonoïden-Faunen im Nehdenium (Oberdevon II) von Europa und Nord-Afrika. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 155, 1-405.
- Becker, R.T., House, M.R., 1994. International Devonian goniatite zonation, Emsian to Givetian, with new records from Morocco. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 169, 79–135.
- Becker, R. T., House M.R., 2000a. Emsian and Eifelian ammonoid succession at Bou Tchrafine (Tafilalt platform, Anti-Atlas, Morocco). *Notes et Mémoires du Service géologiques* 399, 21–36.
- Becker, R. T., House, M.R., 2000b. Late Givetian and Frasnian ammonoid succession at Bou Tchrafine (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Notes et Mémoires du Service géologiques* 399, 27–36.
- Becker, R.T., Aboussalam, Z.S., 2011. Emsian chronostratigraphy – preliminary new data and a review of the Tafilalt (SE Morocco). *Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter* 26, 33–43.
- Becker, R.T., Aboussalam, Z.S., 2013. The global Chotec Event at Jebel Amelane (western Tafilalt Platform) – preliminary data. In: Becker, R.T., El Hassani, A. & Tahiri, A. (Eds.). *International Field Symposium “The Devonian and Lower Carboniferous of northern Gondwana”*, Field Guidebook. Documents de l'Institut Scientifique, Rabat 27, 129–134.
-

-
- Becker, R.T., El Hassani, A., Tahiri, A., (2013, Eds.). International Field Symposium “The Devonian and Lower Carboniferous of northern Gondwana”, Field Guidebook. Documents de l’Institut Scientifique, Rabat 27, 1-150.
- Becker, R.T., Aboussalam, Z.S., El Hassani, A., Hartenfels, S., Baidder, L., 2015. The timing of Eovariscan block faulting, reworking and re-deposition in the Moroccan Meseta. *Strata*, Series 1 16, 14–15.
- Becker, R.T., Königshof, P., Brett, C.E., 2016. Devonian climate, sea level and evolutionary events: an introduction. Geological Society, London, Special Publications 423 (1), 1–10.
- Becker, R.T., Aboussalam, Z.S., Hartenfel, S., El Hassani, A., Baidder, L., 2018a. Bou Tchrafine – central Tafilalt reference section for Devonian stratigraphy and cephalopod succession. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie* 110, 158-187.
- Becker, R.T., Aboussalam, Z.S., Helling, S., Afhüppe, L., Baidder, L., El Hassani, A., 2018b. The world-famous Devonian mudmounds at Hamar Laghdad and overlying cephalopod-rich strata. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie* 110, 188–213.
- Becker, R.T., El Hassani, A., 2020. Devonian to lower Carboniferous stratigraphy and facies of the Moroccan Meseta: implications for palaeogeography and structural Interpretation - a project outline. *Hassan II Accademy of Science and Technology. Frontiers in Science and Engineering* 10, 9–25.
- Belka, Z., Kaufmann, B., Bultynck, P., 1997. Conodont-based quantitative biostratigraphy for the Eifelian of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Geological Society of America, Bulletin* 109 (6), 643–651.
- Ben Abbou, M., Soula, J.-C., Brusset, S., Roddaz, M., N’Tarmouchant, A., Driouch, Y., Christophoul, F., Bouadbelli, M., Majesté-Menjoulas, C., Béziat, D., Debat, P., Déramond, J., 2001. Contrôle tectonique de la sédimentation dans le système de bassins d’avant-pays de la Meseta marocaine. *Comptes Rendus de l’Académie des sciences, Série IIA - Earth and Planetary Science* 332, 703–709.
- Benbouziane, A., 1995. Evolutions sédimentologique et diagenétique des carbonates du Dévonien des régions Oulad Abbou, Mechra Ben Abbou et Doukkala (Meseta marocaine occidentale). Unpublished Thesis (Thèse d’Etat) Hassan II University Casablanca, Faculty of Sciences Aïn Chok, Casablanca, Morocco, 245 pp.
-

-
- Benssaou, M., Hamoumi, N., 2001. L'Anti-Atlas occidental du Maroc : étude sédimentologique et reconstitutions paléogéographiques au Cambrien inférieur. *Journal of African Earth Sciences* 3(32), 351-372.
- Benssaou, M., Hamoumi, N., 2003. Le graben de l'Anti-Atlas occidental (Maroc): contrôle tectonique de la paléogéographie et des séquences au Cambrien inférieur. *Comptes Rendus Geoscience* 335(3), 297-305.
- Bernardin, C., Cornée, J. J., Corsini, M., Mayol, S., Muller, J., Tayebi, M., 1988. Variations d'épaisseur du Cambrien moyen en Meseta marocaine occidentale : signification géodynamique des données de surface et de subsurface. *Canadian Journal of Earth Sciences* 25(12), 2104-2117.
- Bouabdelli, M., 1989. Tectonique et sédimentation dans un bassin orogénique : le sillon viséen d'Azrou-Khénifra (Est du Massif hercynien central du Maroc). Unpublished Thesis (Thèse d'Etat) Université Louis Pasteur, Strasbourg, 262 pp.
- Boudda, A., Choubert, G., Faure-Muret, A., 1979. Essai de stratigraphie de la couverture sédimentaire de l'Anti-Atlas : Adoudounien, Cambrien inférieur. *Notes et Mémoires du Service géologiques du Maroc* 271, 1–96.
- Bourque, H., Barbanson, L., Sizaret, S., Branquet, Y., Ramboz, C., Ennaciri, A., El Ghorif, M., Badra, L., 2015. Contribution to the synsedimentary versus epigenetic origin of the Cu mineralizations hosted by terminal neoproterozoic to Cambrian formations of the Bou azzer-el graara inlier: new insights from the Jbel Laassel deposit (Anti Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 107, 108–118.
- Brachert, T.C., Buggisch, W., Flügel, E., Hüssner, H.M., Joachimski, M.M., Tourneur, E., Walliser, O.H., 1992. Controls of mud mound formation: the early Devonian Kess-Kess carbonates of the Hamar Laghdad, AntiAtlas, Morocco. *Geologische Rundschau* 81 (1), 15–44.
- Buggisch, W., Clausen, C.-D., 1972. Conodonten- und Goniatiten-Faunen aus dem oberen Frasnium und unteren Famennium Marokkos (Tafilalt, AntiAtlas). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 141, 137–167.
- Bultynck, P., 1985. Lower Devonian (Emsian) – Middle Devonian (Eifelian and lowermost Givetian) conodont successions from the Ma'ader and the Tafilalt, southern Morocco. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 75, 261–286.
-

-
- Bultynck, P., 1987. Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre-Sahara Morocco and the Ardennes. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre* 57, 149–181.
- Casier, J. G., El Hassani, A., Pr at, A., 2010. Ostracodes du D evonien moyen et sup erieur du Tafilalt (Maroc). *Revue de micropal eontologie*, 53, 29–51.
- Cattaneo, G., Tahiri, A., Zahraoui, M., Vachard, D., 1993. La sédimentation récifale du Givétien dans la Meseta marocaine nord-occidentale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Serie II* 1993, 73–80.
- Cailleux, Y., 1974. Géologie de la région des Sma la (Massif central marocain). Thèse de 3 me cycle, Strasbourg, 97p.
- Cerrina Feroni, A., Ellero, A., Malusà, M.G., Musumeci, G., Ottria, G., Polino, R., Leoni, L., 2010. Transpressional tectonics and nappe stacking along the Southern Variscan Front of Morocco. *International Journal of Earth Sciences* 99, 1111–1122.
- Chakiri, S., 1991. Le Pal ozo ique de la région de Tsili-Tiddas (Maroc central occidental), Stratigraphie, sédimentologie et évolution structurale hercynienne. Unpublished Ph.D. Thesis (Thèse 3 me cycle), Mohamed V University, Rabat, Morocco, 227p.
- Chauvel, J., 1978. Compléments sur les échinodermes du Pal ozo ique marocain (Diploporites, Eocrino ides, Edrioast ro id s). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 272, 27–78.
- Chbani, B., Beauchamp, J., Algouti, A., Zouhair, A., 1999. Un enregistrement sédimentaire  ocambrien dans un bassin intracontinental en distension : le cycle « conglomérats de base–unité calcaire–gr s de Tikirtde Bou-Azzer El Graara (Anti-Atlas central, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 329(5), 317-323.
- Choubert, G., 1952. Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas. In : Choubert, G., Marçais, J. (Eds.), *Géologie du Maroc. 19th Int. Geol. Congr., Alger 1952. Monogr. R g. S r. 3 (Maroc)* 6, pp. 77–194.
- Choubert, G., 1959. Carte géologique du Maroc au 1/500 000, feuille Ouarzazate. *Service Géologique du Maroc*, 70.
-

-
- Choubert, G., 1963. Histoire géologique de l'Anti Atlas de l'Archéen à l'aurore des temps primaires. Notes et Mémoires du Service géologiques du Maroc 62, 352.
- Clariond, L., Termier, H., 1933. Sur le Djebel Saghro (Maroc saharien). Comptes Rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences Paris 196, 1911–1913.
- Clariond, L., 1944. Carte géologique provisoire des plateaux et chaînes du Sarhro-Tafilalt et Maïder. Service géologique du Maroc, N°62.
- Clerc, S., Buoncristiani, J. F., Guiraud, M., Vennin, E., Desaubliaux, G., Portier, E., 2013. Subglacial to proglacial depositional environments in an Ordovician glacial tunnel valley, Alnif, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 370, 127-144.
- Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H., 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. *Journal of Geological Society* 159 (6), 631–644.
- Colmenar, J., Alvaro, J. J., 2014. Integrated brachiopod-based bioevents and sequence-stratigraphic framework for a Late Ordovician subpolar platform, eastern Anti-Atlas, Morocco. *Geological Magazine* 152 (4), 603-620.
- Corbacho, J., López-Soriano, F.J., 2013. Two new species of Trochurinae trilobites from the Middle Devonian (Eifelian) of Southern Morocco. *Batalleria* 18, 15–24.
- Curtis, C.D., 1990. Aspects of climatic influence on the clay mineralogy and geochemistry of soils, paleosols and clastic sedimentary rocks. *Journal of the Geological Society* 147 (2), 351–357.
- Crick, R.E., Ellwood, B.B., El Hassani, A., Feist R., Hladil J., 1997. Magnetostratigraphy (MSEC) of the Eifelian-Givetian GSSP and associated boundary sequences in north Africa and Europe. *Episodes* 20 (3), 167–175.
- Crick, R.E., Ellwood, B.B., El Hassani, A., 2000. High-Resolution MSEC Chronocorrelation among Tafilalet Eifelian-Givetian boundary sequences. *Notes et Mémoires du Service Géologique* 399, 63–70.
- Cózar, P., Vachard, D., Izart, A., Said, I., Somerville, I., Rodríguez, S., Coronado, I., El Houicha, M., Ouarhache, D., 2020. Lower-middle Viséan transgressive carbonates in Morocco: Palaeobiogeographic insights. *Journal of African Earth Sciences*, 168, 103850.
-

-
- Dal Piaz, G.V., Malusà, M., Eddebbi, A., El Boukhari, A., Ellero, A., Laftouhi, N., Massironi, M., Ouanaimi, H., Pertusati, P.C., Polino, R., Schiavo, A., Taj-Eddine, K., Visonà, D., 2007. Carte géologique du Maroc au 1/50 000, feuille Taghazout–Notice explicative. Notes et Mémoires Service Géologique Maroc 519, 1-69.
- Delepine, G., 1941. Les goniatites du Carbonifère du Maroc et des confins Algéro-Marocaines du Sud (Dinantien-Westphalien). Notes et Mémoires, Service Géologique Maroc 56, 1–110.
- Destombes, J., 1962. Stratigraphie et paléogéographie de l'Ordovicien de l'Anti-Atlas (Maroc) : un essai de synthèse. Bulletin de la Société géologique de France, 7(3), 453-460.
- Destombes, J., 1963. Données stratigraphiques sur l'Ordovicien de l'Anti-Atlas (Maroc). Revue de l'Institut français du pétrole 18(10), 1464-1471.
- Destombes, J., 1968. Sur la présence d'une discordance générale de ravinement d'âge Ashgill supérieur dans l'Ordovicien terminal de l'Anti-Atlas (Maroc). Comptes Rendus de l'Académie de Sciences, Paris, 267, 565-567.
- Destombes, J., 1971. L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. Mémoires de la BRGM, Paris, 73, 237-263.
- Destombes, J., Jenny, J., Yazidi, A., 1983. L'avant-pays présaharien (Anti-Atlas central) et la partie méridionale de la chaîne hercynienne de Maroc (Haut Atlas central et Jebilet). In: Le Maroc et l'orogénèse paléozoïque, Symposium de Rabat, pp. 22–112.
- Destombes, J., Hollard, H., Willefert, S., 1985. Lower Paleozoic rocks of Morocco. In: Holland C.H. (Ed.), Lower Paleozoic Rocks of North-Western and West-Central Africa. John Wiley, Chichester, pp. 91–336.
- Destombes, J., Feist, R., 1987. Découverte du Cambrien supérieur en Afrique (Anti-Atlas central, Maroc). Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 304(13), 719-724.
- Destombes, J., & Feist, R., 1987. Découverte du Cambrien supérieur en Afrique (Anti-Atlas central, Maroc). Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 304(13), 719-724.
- Destombes, J., Hollard, H., 1988. Carte géologique du Maroc au 1/200 000, feuille Todrha-Ma'der. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 243.
-

-
- Destombes, J., 2006. Carte géologique au 1/200000 de l'Anti-Atlas marocain. Paléozoïque inférieur : Cambrien moyen et supérieur – Ordovicien – base du Silurien. Sommaire général sur les mémoires explicatifs. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 515, 149p.
- Diot, H., Bouchez, J.-L., 1991. Structure des massifs granitiques de la Meseta marocaine, marqueurs géodynamiques : Aouli-Bou-Mia (Haute Moulouya), Zaër (Massif Central) et Sebte de Brikiine (Rehamna). *Géologie Méditerranéenne* 18, 81–97.
- Dopieralska, J., 2009. Reconstructing seawater circulation on the Moroccan shelf of Gondwana during the Late Devonian: Evidence from Nd isotope composition of conodonts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10 (3), 1–13.
- Ebbighausen, V., Becker, R.T., Bockwinkel, J., 2011. Emsian and Eifelian ammonoids from Oufrane, eastern Dra Valley (Anti-Atlas, Morocco) – taxonomy, stratigraphy and correlation. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 259, 313–379.
- El Boukhari, A., Ottria, G., Algouti, A.b., Cerrina Feroni, A., Dal Piaz, G. V., Ellero, A., Ghiselli F., Malusà, M., Massironi, M., Musumeci, G., Ouanami, H., Pertusati, P., Schiavo, A., Taj-Eddine, K. (2007). Carte Géologique du Maroc au 1/50.000, feuille Taroucht. Notice explicative. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, N°520, ISSN 0369–1748.
- El Hassani A. 1990. La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc, chaîne «calédonienne» des Sehoule et plate-forme nord mésétienne. Doctorat d'Etat, U.L.P., Strasbourg, 208p.
- El Hassani, A., 2023. A Geologist's Paradise, Tracing Morocco's Geological History from early Explorers to the Modern Era. Hassan II Academy Press, 382p.
- Ellwood, B.B., Crick, R.E., El Hassani A., 1999. The Magneto-Susceptibility Event and Cyclostratigraphy (MSEC) Method Used in Geological Correlation of Devonian Rocks from Anti-Atlas, Morocco. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 83 (7), 1119–1134.
- Ellwood, B.B., Algeo, T.J., El Hassani, A., Tomkin, J. H., Rowe, H.D., 2011. Defining the timing and duration of the Kačák Interval within the Eifelian/Givetian boundary GSSP,
-

-
- Mech Irdane, Morocco, using geochemical and magnetic susceptibility patterns. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 304 (1-2), 74–84.
- Fadli, D., 1990. Evolution sédimentaire et structural des massifs de Mdakra et du Khatouat ; deux segments hercyniens de la Meseta marocaine nord-occidentale. Unpublished Ph. D. Thesis, Mohammed V University, Faculty of Sciences Rabat, Morocco, 272 pp.
- Feroni, A.C., Ellero, A., Malusà, M.G., Musumeci, G., Ottria, G., Leoni, L., 2010. Transpressional tectonics and nappe stacking along the Southern Variscan Front of Morocco. *International Journal of Earth Sciences* 99, 1111–1122.
- Fröhlich, S., 2004. Evolution of a Devonian carbonate shelf at the northern margin of Gondwana (Jebel Rheris, eastern Anti-Atlas, Morocco). Ph.D. Thesis, Eberhard-Karls-Universität Tübingen, 71 pp.
- Garcia-Alcalde J.L., El Hassani, A., 2020. Les faunes «secrètes» du Givétien de l’Anti-Atlas occidental (Jbel Ou Driss et Oued Mzerreb), Maroc. *Bulletin de l’Institut Scientifique, Section Sciences de la Terre* 42, 13–47.
- Geyer, G., 1989. Late Precambrian to early Middle Cambrian lithostratigraphy of southern Morocco. *Beringeria* 1, 115–143.
- Ghienne, J. F., Desrochers, A., Vandenbroucke, T. R., Achab, A., Asselin, E., Dabard, M. P., Farley, C., Loi, A., Paris, F., Wickson, S., Veizer, J., 2014. A Cenozoic-style scenario for the end-Ordovician glaciation. *Nature Communications* 5 (1), 1-9.
- Girard, C., Klapper, G., Feist, R., 2005. Subdivision of the terminal Frasnian linguiformis conodont Zone, revision of the correlative interval of Montagne Noire Zone 13, and discussion of stratigraphically significant associated trilobites. – In: Over, D.J., Morrow, J.R. & Wignall, P.B. (Eds.), *Understanding Late Devonian and Permian-Triassic Biotic and Climatic Events: Towards an Integrated Approach. Developments in Palaeontology and Stratigraphy* 20, 181–198.
- Gottlob, M.-C., 2020. Trilobiten aus dem unteren Mitteldevon eines Olistolithes westlich von Tinejdad (Süd-Marokko) – Taxonomie und Paläobiogeographie. Unpublished B.Sc. Thesis, WWU Münster, 96 pp.
- Graham, R., Hossack, J., Déramond, J., Soula, J.C., 1987. Géométrie des surfaces de chevauchement. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8 (III), 169–181.
-

-
- Graham, J.R., Sevastopulo, G.D., 2008. Mississippian Platform and Basin Successions from the Todrha Valley (northeastern Anti-Atlas), southern Morocco. *Geological Journal* 43, 1–22.
- Günel-Türkmenoglu, A., Bozkaya, Ö., Goncioglu, M.C., Ünlüce Yücel, Ö., Yilmaz, L.O., Okuyucu, C., 2015. Clay mineralogy, chemistry, and diagenesis of Late Devonian K-bentonite occurrences in northwestern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 24, 209–229.
- Hadri, M., 1997. Carte géologique du Maroc, Feuille de Tinejdad, 1/100 000. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 385.
- Hamoumi, N., 1988. La plateforme ordovicienne du Maroc : dynamique des ensembles sédimentaires. Unpublished Thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 239p.
- Hamoumi, N., 1999. Upper Ordovician glaciation spreading and its sedimentary record in Moroccan North Gondwanan margin. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica* 43, 111–114.
- Hamoumi, N., Rabano I., Gutierrez-Marco, J.C., El Maazouz, B., Bendouida, M., Chakrone, Ch., Bensaou, M., Laouar, R., De Sanjose, M.A., Aramburu, C., El Archi, A., Ezzouhairi, H., Lakhroufi, A., 1994. Early Paleozoic evolution in NW Gondwana. In: Second International Meeting of IGCP 351. guidebook. Faculty of Science, University of Rabat, Morocco, pp. 118.
- Han, G., Preat, A., Chamley, H., Deconinck, J.F. and Mansy, J.L., 2000. Palaeozoic clay mineral sedimentation and diagenesis in the Dinant and Avesnes Basins (Belgium, France): relationships with Variscan tectonism. *Sedimentary Geology* 136 (3-4), 217–238.
- Hartenfels, S., Rytina, M.-K., Becker, R.T., 2013. Microfacies and conodont faunas of the allochthonous Famennian at the “Southern Variscan Front” (Tinerhir region, SE Morocco). – In: Hanafi, N.A., Hunter, A.W., Königshof, P., Major, R.P. & Chee, O.P. (Eds.), *The 3rd International Conference on the Palaeontology of South East Asia (ICPSEA3); Program and Abstracts*, pp. 29–31.
-

-
- Hartenfels, S., Becker, R.T., El Hassani, A., Lüddecke, F., (Eds., 2018). 10th International Symposium “Cephalopods – Present and Past”, Field Guidebook. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie 110, 109–306.
- Hartkopf-Fröder, C., Königshof, P., Littke, R., Schwarzbauer, J., 2015. Optical thermal maturity parameters and organic geochemical alteration at low grade diagenesis to anchimetamorphism: A review. *International Journal of Coal Geology* 150, 74-119.
- Hassenforder, B., 1987. La tectonique panafricaine et varisque de l’Anti-Atlas dans le massif du Kerdous, Maroc. Unpublished Thesis (Doctorat d’Etat), Université Louis Pasteur, Strasbourg, p. 249.
- Hejja, Y., 2013. Etude biostratigraphique a base de conodontes des terrains dévoniens des deux régions de Tinejdad et Touroug (Anti-Atlas Oriental, Maroc). Unpublished M.Sc. Thesis, Université Hassan II, Casablanca, 75 pp.
- Hejja, Y., Baidder, L., Ibouh, H., Bba, A. N., Soulaïmani, A., Gaouzi, A., Maacha, L., 2020. Fractures distribution and basement-cover interaction in a polytectonic domain: A case study from the Saghro Massif (Eastern Anti-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 162, 103694.
- Hindermeyer, J., 1953a. Le précambrien-I et le précambrien-II du Sarhrou. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l’académie des sciences* 237(16), 921-923.
- Hindermeyer, J., 1953b. Le précambrien-III du Sarhrou. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l’académie des sciences* 237(17), 1024-1026.
- Hindermeyer, J., 1954. Découverte du Tournaisien et tectonique prémonitoire hercynienne dans la région de Tinerhir (flanc Nord du Sarhro-Ougnat). *Comptes Rendus hebdomadaires des Séances de l’Académie des Sciences* 239, 1824–1826.
- Hindermeyer, J., 1955. Sur le Dévonien et l’existence de mouvements calédoniens dans la région de Tinerhir. *Comptes Rendus hebdomadaires des Séances de l’Académie des Sciences* 239, 1824-1826.
- Hindermeyer, J., Gauthier, H., Destombes, J., Choubert, G., Faure-Muret, A., 1977. Carte géologique du Maroc, Jbel Saghro-Dadès (Haut Atlas central, sillon sud-atlasique et Anti-Atlas oriental) Echelle 1/200000. *Notes et Mémoire du Service Géologique du Maroc* 161(2).
-

-
- Hoepffner, C., 1987. La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. State Thesis, University of Strasbourg, France, 280 pp.
- Hoepffner, C., Soulimani, A., Piqué, A., 2005. The Moroccan hercynides. *Journal of African Earth Sciences* 43 (1-3), 144–165.
- Hoepffner, C., Ouanaimi, H., Michard, A., 2017. La Meseta, un terrain vagabond ou la marge fragmentée de l'Anti-Atlas ? *Bulletin de la Société géologique de France* 194, 19–24.
- Hollard, H., 1960. Une phase tectonique intra-famennienne dans le Tafilalet et le Maïder (Maroc présaharien). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 250, 1303–1305.
- Hollard, H., 1967. Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-Occidental. In: Oswald, D.H. (Ed.), *International Symposium on the Devonian System*. Alberta Society of Petroleum Geologists, Calgary, UK, pp. 203–244.
- Hollard, H., 1970. Sur la transgression dinantienne au Maroc présaharien. 6eme Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère Sheffield, *Compte Rendu* 3, 923-936.
- Hollard, H., 1974. Recherches sur la Stratigraphie des Formations du Dévonien Moyen, de l'Emsien Supérieur au Frasnien, dans le Sud du Tafilalt et dans de Ma'ider (Anti-Atlas Oriental). *Notes du Service Géologique du Maroc* 36 (264), 7–68.
- Hollard, H., 1981. Principaux caractères des formations dévoniennes de l'Anti-Atlas. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 42 (308), 15–22.
- House, M.R., 1985. Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. *Nature* 313, 17-22.
- Kaiser, S.I., Becker, R.T., Steuber, T., Aboussalam, Z.S., 2011. Climate-controlled mass extinctions, facies, and sea-level changes around the Devonian-Carboniferous boundary in the eastern Anti-Atlas (SE Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 310 (3/4), 340–364.
- Klapper, G., 1989. The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. - In: McMillan, N.J., Embry, A.G. & Glass, D.J. (Eds.), *Devonian of the World, Proceedings of the Second International Symposium on the Devonian System*, Calgary, Canada. Volume III: Paleontology, Paleoecology and Biostratigraphy. Canadian Society of Petroleum Geologists, *Memoir* 14 (III), 449–468.
-

-
- Klapper, G., 1997. Graphic correlation of Frasnian (Upper Devonian) sequences in Montagne Noire, France, and western Canada. Geological Society of America, Special Paper 321, 113–129.
- Klug, C., 2002a. Conch parameters and habitats of Emsian and Eifelian ammonoids from the Tafilalt (Morocco) and their relation to global events. In: Summersberger, H., et al. (Eds.), Cephalopods—Present and Past. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 57, 523–538.
- Klug, C., 2002b. Quantitative stratigraphy and taxonomy of late Emsian and Eifelian ammonoids of the eastern Anti-Atlas (Morocco). Courier Forschungsinstitut Senckenberg 238, 1–109.
- Klug, C., Pohle, A., 2018. The eastern Amessoui Syncline—a hotspot for Silurian to Carboniferous cephalopod research. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, 110, 244–260.
- Koptíková, L., 2011. Precise position of the Basal Choteč event and evolution of sedimentary environments near the Lower–Middle Devonian boundary: The magnetic susceptibility, gamma-ray spectrometric, lithological, and geochemical record of the Prague Synform (Czech Republic). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 304, 96–112.
- Kröger, B., 2008. Nautiloids before and during the origin of ammonoids in a Siluro-Devonian section in the Tafilalt, Anti-Atlas, Morocco. Special Papers in Palaeontology 79, 110 pp.
- Lahfid, A., Baidder, L., Ouanaimi, H., Soulaïmani, A., Hoepffner, C., Farah, A., Saddiqi, O., Michard, A., 2019. From extension to compression: high geothermal gradient during the earliest Variscan phase of the Moroccan Meseta; a first structural and RSCM thermometric study. European Journal of Mineralogy 31 (4), 695–713.
- Landing, E., Geyer, G., Heldmaier, W., 2006. Distinguishing eustatic and epeirogenic controls on Lower- Middle Cambrian boundary successions in West Gondwana (Morocco and Iberia). Sedimentology 53, 899–911.
-

-
- Leblanc, M., Lancelot, J.R., 1980. Interprétation géodynamique du domaine pan-africain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Canadian Journal of Earth Sciences* 17(1), 142-155.
- Lethiers, F., Rachebeuf, P.R., 1993. Les ostracodes de la formation de Kersadiou (Givétien du Massif Armoricain) : biostratigraphie et paleoecologie. *Geobios* 28 (5), 595–607.
- Lottmann, J., 1990. Die pumilio-Events (Mittel-Devon). *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie* 44, 1–98.
- Lubeseder, S., 2008. Palaeozoic low-oxygen, high-latitude carbonates: Silurian and Lower Devonian nautiloid and scyphocrinitid limestones of the Anti-Atlas (Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 264, 195-209.
- Lüning, S., Craig, J., Loydell, D. K., Štorch, P., Fitches, B., 2000. Lower Silurian hot shales' in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth-Science Reviews* 49(1-4), 121-200.
- Margat, J., 1962. Mémoire explicatif de la Carte hydrogéologique au 1/50 000 de la plaine du Tafilalet. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 150 bis, 276 pp.
- Malusa, M. G., Polino, R., Feroni, A. C., Ellero, A., Ottria, G., Baidder, L., Musumeci, G., 2007. Post-Variscan tectonics in eastern anti-atlas (Morocco). *Terra Nova* 19(6), 481-489.
- Massa, D., Combaz, A., Manderscheid, G., 1965. Observations sur le Siluro-Devonien des confins algero-marocains. *Compagnie Française des Pétroles, Notes et Mémoires* 8, 1–187.
- Mercier, E., 1992. Une Evolution possible des chevauchements associés aux plis de propagation ; le transport sur le plat (modélisation et exemple). *Bulletin de la Société géologique de France* 163(6), 713-720.
- Michard, A., Yazidi, A., Benziane, F., Hollard, H., Willefert, S., 1982. Foreland thrust and olistostromes on the pre-Sahara margin of the Variscan orogeny, Morocco. *Geology* 10, 253–256.
- Michard, A., Hoepffner, C., Soulaïmani, A., Baidder, L., 2008. The Variscan Belt. In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D. (Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Lecture Notes in Earth Sciences* 116, 65–132.
-

-
- Michard, A., Soulaïmani, A., Hoepffner, C. et al., 2010. The South-Western Branch of the Variscan Belt: evidence from Morocco. *Tectonophysics* 492, 1–24.
- Michael, G., Snape, M.Sc., 1993. A Palynological Study of the Ordovician to Devonian Sediments of the Anti-Atlas, Morocco. PhD Thesis, University of Sheffield, England, 337 pp.
- Millot, G., 1964. *Geologies des Argiles*. Masson and Cie, Paris, 498 pp.
- Mitra, S., 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *AAPG bulletin*, 74(6), 921-945.
- Morel, P., Irving, E., 1978. Tentative paleocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic. *The Journal of Geology* 86(5), 535-561.
- Neqqazi, A., Raji, M., Benfrika, E., 2014. Colour Alteration Index (CAI) of Visean conodonts from the Azrou-Khénifra Basin (Moroccan Meseta). *Bulletin de L'institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la Terre* 36, 13-18.
- Ouanaimi, H., Petit, J. P., 1992. La Limite sud de la chaîne hercynienne dans le Haut Atlas marocain ; reconstitution d'un saillant non déformé. *Bulletin de la Société géologique de France*, 163(1), 63-72.
- Ouanaimi, H., Soulaïmani, A., Hoepffner, C., Michard, A., 2019. The “Eovariscan Synmetamorphic Phase” of the Moroccan Meseta Domain Revisited: A Hint for Late Devonian Extensional Geodynamic Prior to the Bariscan Orogenic Evolution. In: Rosetti, F. et al. (Eds.), *The Structural Geology Contribution to the Africa-Eurasia Geology: Basement and Reservoir Structure, Ore Mineralisation and Tectonic Modelling*, pp. 259-261; Springer Nature.
- Piqué, A., 1975. Différenciation des aires de sédimentation au Nord-Ouest de la Meseta marocaine : la distension dévono-dinantienne. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 281, 767-770.
- Piqué, A., 1979. Évolution structural d'un segment de la chaîne hercynienne : La Meseta marocaine nord-occidentale. *Sciences Géologiques, Mémoire* 56, 243.
- Piqué, A., Michard, A., 1989. Moroccan Hercynides : a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *American Journal of Science* 289, 286-330.
-

-
- Powell, C. M., 1979). A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58(1-2), 21-34.
- Raddi, Y., Baïdder, L., Tahiri, M., Michard, A., 2007. Variscan deformation at the northern border of the West African Craton, eastern Anti-Atlas, Morocco: compression of a mosaic of tilted blocks. *Bulletin de la Société géologique de France* 178 (5), 343–352.
- Raddi, Y., 2014. Evolution tectonique polycyclique à la marge du Craton ouest-africain : Le Massif de l'Ougnat (Anti-Atlas oriental, Maroc). Unpublished Ph.D. Thesis (Doctorat d'Etat) Mohamed V University, Rabat, Morocco, 218 pp.
- Rahmani-Antari, K., 1990. Etude palynologique et évaluation de l'indice d'altération thermique du Paléozoïque du forage DOT 1 (bassin des Doukkala centre-ouest marocain). *Review of palaeobotany and palynology*, 66(3-4), 211-227.
- Rahmani-Antari, K., Lachkar, G., 2001. Contribution à l'étude biostratigraphique du Dévonien et du Carbonifère de la plate-forme marocaine. Datation et corrélations. *Revue de Micropaléontologie* 44 (2), 159–183.
- Raji, M., Benfrika, E. M., 2009. L'indice de l'altération de la couleur des conodontes : Indicateur d'activité hydrothermale. L'exemple du Dévonien de Mrirt (Maroc central oriental). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 530.
- Ramsey, J. G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill Book Company, 568.
- Riquier, L., 2005. Perturbation des environnements marins à la limite Frasnien-Famennien (Dévonien terminal) : apport de la géochimie inorganique et du magnétisme des roches. Unpublished Ph.D. Thesis, Université des Sciences et Technologie de Lille-Lille I, France, 433 pp.
- Rytina, M.-K., 2013. Faziesentwicklung des mittleren Palaeozoikums am Südrand der Varisziden (Tinerhir-Region, SE Marokko.). Unpublished M.Sc. Thesis, WWU Münster, 91 pp.
- Rytina, M.-K., Becker, R.T., Aboussalam, Z.S., Hartenfels, S., Helling, S., Stichling, S., Ward, D., 2013. The allochthonous Silurian-Devonian in olistostromes at “the Southern Variscan Front” (Tinerhir region, SE Morocco) – preliminary data. In: Becker, R.T., El Hassani, A. & Tahiri, A. (Eds.), *International Field Symposium “The Devonian and*
-

-
- Lower Carboniferous of northern Gondwana”, Field Guidebook. Documents de l'Institut Scientifique, Rabat 27, 11–21.
- Samaoui, S., Aabi, A., Nguidi, M. A., Boushaba, A., Belkasmi, M., Baïdder, L., Nait Bba, A., Lamrani, O., Taadid, M., Zehni, A., 2023. Fault-controlled barite veins of the eastern Anti-Atlas (Ougnat, Morocco), a far-field effect of the Central Atlantic opening? Structural analysis and metallogenic implications. *Journal of African Earth Sciences*, 204, 104970.
- Schiavo, A., Taj Eddine, K., Algouti, A., Benvenuti, M., Dal Piaz, G.V., Eddebi, A., El Boukhari, A., Laftouhi, N., Massironi, M., Ounaimi, H., Pasquarè, G., Visonà, D., 2007. Carte géologique du Maroc au 1/50000, feuille Imtir. Notes Mém. Ser. Géol. Maroc 518.
- Schindler, E., 1990. Die Kellwasser-Krise (hohe Frasn-Stufe, Ober-Devon). *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie* 46, 1-115.
- Schröder, S., Kazmierczak, M., 1999. The Middle Devonian “coral reef” of Ouhlane (Morocco) – New data on the geology and rugose coral fauna. *Geologica et Palaeontologica* 33, 93–115.
- Schülcke, I., 1995. Evolutive Prozesse bei *Palmatolepis* in der frühen Famenne-Stufe (Conodonta, Ober-Devon). *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie* 67, 1–108.
- Siegert, R., 1986. Die klastischen Serien an der Wende vom Unter zum Mittelkambrium im Anti-Atlas (Marokko). PhD thesis, Erlangen Universität, Erlangen, 179 p.
- Singer, A., 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments –a review. *Earth-Science Reviews* 21, 251–293.
- Slansky, M., 1980. Geologie des phosphates sédimentaires. Mémoire du Bureau de recherches géologiques Minières 114, 92 pp.
- Slavík, L., 2004. A new conodont zonation of the Pragian Stage (Lower Devonian) in the stratotype area (Barrandian, central Bohemia). *Newsletters on Stratigraphy* 40(1/2), 39–71.
- Slavík, L., Valenzuela-Ríos, J.I., Hladil, J., Carls, P., 2007. Early Pragian conodont-based correlations between the Barrandian area and the Spanish Central Pyrenees. *Geological Journal* 42, 499-512.
-

-
- Soualhine, S., de Leon, J.T., Hoepffner, C., 2003. Les faciès sédimentaires carbonifères de Tisdafine (Anti-Atlas oriental) : remplissage deltaïque d'un bassin en « pull-apart » sur la bordure méridionale de l'Accident sud-atlasique. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat* 25, 31–41.
- Soualhine, S., 2004. Etude sédimentologique et structurale du Carbonifère du bassin de Tisdafine (Anti-Atlas oriental, Maroc). Unpublished Ph.D. Thesis at Mohamed V University of Rabat, Morocco, 178 pp.
- Spalletta, C., Perri, M.C., Over, D.J., Corradini, C., 2017. Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. *Bulletin of Geosciences* 92 (1), 31–57.
- Stichling, S., 2013. Biostrom-Abfolgen am Nordrand des Maïder (S-Marokko): Mikrofazies, Paläoökologie und Stratigraphie. Unpublished M.Sc. Thesis, WWU Münster, 87 pp.
- Tahiri A., 1991. Le Maroc central septentrional : stratigraphie, sédimentologie et tectonique du Paléozoïque ; un exemple de passage des zones internes aux zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc. Unpublished Ph. D. Thesis, University of the Bretagne Occidental, Brest, 311 pp.
- Tahiri, A., Belfoul, A., Baidder, L. (2013). Chaotic deposits in the Lower Carboniferous formations of the Merzouga area (Tafilalet, Eastern Anti Atlas, Morocco: Geodynamic importance. *Documents de l'Institut Scientifique, Rabat* 27, 103–108.
- Talih, A., Aboussalam, Z.S., Becker, R.T., Saadi, M., Benmlih, A., 2022a. Stratigraphy and tectono-sedimentary processes of allochthonous and autochthonous Devonian deposits of the Tisdafine Basin, Eastern Anti-Atlas, Morocco. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Section Sciences de la Terre* 44, 43–69.
- Talih, A., Țabără, D., Slimani, H., Saadi, M., Benmlih, A., Aboutofail, S. 2022b. Integrated palynology and sedimentology of the Mississippian of the Tisdafine Basin (Eastern Anti-Atlas, Morocco). *Swiss Journal of Palaeontology* 141(1), 1-15.
- Thiry M., 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews* 49, 201–221.
- Tonarova, P., Vodrázková, S., Ferrová, L., de la Puente, G.S., Hints, O., Frýda, J., Kubajko, M., 2017. Palynology, microfacies and biostratigraphy across the Daleje Event (Lower
-

-
- Devonian, lower to upper Emsian): new insights from the offshore facies of the Prague Basin, Czech Republic. *Palaeodiversity and Palaeoenvironments* 97(3), 419-438.
- Tucker, M. E., 1986. Carbon isotope excursions in Precambrian/Cambrian boundary beds, Morocco. *Nature* 319, 48-50.
- Walliser, O.H., 2000. The Jebel Mech Irdane section. *Notes et Mémoires du Service Géologique* 399, 57–62.
- Walliser, O., Bultynck P., 2011. Extinctions, survival and innovations of conodont species during the Kačák Episode (Eifelian–Givetian) in southeastern Morocco. *Bulletin de l’Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre* 81, 5–25.
- Walliser, O.H., Bultynck, P., Weddige, K., Becker, R.T., House, M. R., 1985. Definition of the Eifelian-Givetian stage boundary. *Episodes* 18, 107–115.
- Ward, D., Becker, R.T., Aboussalam, Z.S., Rytina, M., Stichling, S., 2013. The Devonian at Oued Ferkla (Tinejdad region, SE Morocco). In: Becker, R.T., El Hassani, A. & Tahiri, A. (Eds.), *International Field Symposium “The Devonian and Lower Carboniferous of northern Gondwana”*, Field Guidebook. Document de l’Institut Scientifique, Rabat 27, 23–29.
- Weddige, K., 1977. Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. *Senckenbergiana lethaea* 58 (4/5), 271–419.
- Wendt, J., 1985a. Facies patterns and depositional environments of Palaeozoic cephalopod limestones. *Sedimentary Geology* 44, 263–300.
- Wendt, J., 1985b. Disintegration of the continental margin of north-western Gondwana: Late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco). *Geology* 13, 815–818.
- Wendt, J., 2021. Middle and Late Devonian sea-level changes and synsedimentary tectonics in the eastern Anti-Atlas (Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 182, 104247.
- Wendt, J., Aigner, T., Neugebauer, J., 1984. Cephalopod limestone deposition on a shallow pelagic ridge: The Tafilalt Platform (Upper Devonian, eastern Anti-Atlas, Morocco). *Sedimentology* 31, 601–625.
- Wendt, J., 1989. Facies patterns and paleogeography of the Middle and Late Devonian in the eastern Anti-Atlas (Morocco). In: McMillan, N.J., Embry, A.G. & Glass, D.J. (Eds.),
-

-
- Devonian of the World, Proceedings of the Second International Symposium on the Devonian System, Calgary, Canada. Volume I: Regional Synthesis. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 14 (I), 467–497.
- Wendt, J., Belka Z., 1991. Age and depositional environment of upper Devonian (Early Frasnian to early Famennian) black shales and limestones (Kellwasser facies) in the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Facies* 25, 51–90.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., 2001. An exhumed Palaeozoic underwater scenery: The Viséan mud mounds of the eastern Anti-Atlas (Morocco). *Sedimentary Geology* 145, 215–233.
- Wendt, J., 2021. Middle and Late Devonian paleogeography of the eastern Anti-Atlas (Morocco). *International Journal of Earth Sciences*, 110, 1531-1544.
- Zahraoui, M., 1991. La plate-forme carbonatée dévonienne du Maroc occidental et sa dislocation hercynienne. Unpublished Ph. D. Thesis, University of the Bretagne Occidental, Brest, 261 pp.
- Zahraoui M. 1994. Le Dévonien inférieur et moyen. In : El Hassani A., Piqué A. & Tahiri, A. (Eds.) : Géologie du Paléozoïque du Maroc central et de la Meseta orientale. Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat 18, 43–56.