

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran

Faculté des Sciences de la Terre de Géographie et de l'Aménagement du Territoire  
Département des Sciences de la Terre

Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique et Paléoenvironnement

*Thèse*

Présentée pour l'Obtention du grade  
de  
Doctorat en Sciences de la Terre

Option : Stratigraphie et paléoenvironnement

**CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DE LA SERIE  
CARBONIFERE DANS LE BASSIN DE BECHAR  
(SAHARA, ALGERIE SUD-OUEST)**

Par

ATIF Khireddine Faïyçal Tewfik

Soutenu le : 16 / 04 / 2012, devant la commission d'examen :

B. MANSOUR, Professeur, Université d'Oran.....Président  
A. OUALI MEHADJI, Professeur, Université d'Oran.....Rapporteur  
M. LEGRAND-BLAIN, Maître de conférences, Université Bordeaux 3...Examineur  
M. BENYAHYA, Professeur, Université de Sidi Bel Abbès.....Examineur  
M. R. HAMDIDOUCHE, Maître de conférences, USTHB, Alger.....Examineur

## *A v a n t - p r o p o s*

Il m'est très agréable de pouvoir remercier tous ceux qui, par leurs aides et leurs encouragements, ont contribué à la réalisation de ce travail. Mes vives remerciements s'adressent à :

- Monsieur B. MANSOUR, Professeur à l'Université d'Oran, pour m'avoir tant soutenu et encouragé. Ses suggestions et remarques scientifiques ont souvent orienté mon travail. Je le remercie aussi d'avoir accepté de présider ce jury.

- Monsieur A. OUALI MEHADJI, Professeur à l'Université d'Oran, pour avoir accepté d'assurer le relais du feu Professeur L. MEKAHLI et de prendre en charge la direction de ce travail de thèse. Je ne le remercierai jamais assez pour sa précieuse collaboration. Ses critiques et ses orientations très constructives ont tant contribué à l'amélioration de ce travail.

- Madame M. LEGRAND-BLAIN, Maître de conférences à l'Université de Bordeaux 3, pour m'avoir accueilli à son domicile, pour avoir mis à ma disposition toute sa précieuse documentation ainsi que sa collection de brachiopodes et qui a été toujours disponible pendant mes déplacements en France (Bordeaux, Lyon). Qu'elle trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

- Monsieur M. BENYAHYA, Professeur à l'Université de Sidi Bel Abbés, pour m'avoir honoré par sa présence dans ce jury et d'avoir accepté d'examiner ma thèse.

- Monsieur R. HAMDIDOUCHE, Maître de conférences à l'USTHB d'Alger, d'avoir accepté d'examiner ce travail. Par sa connaissance des terrains paléozoïques, sa participation à ce jury sera d'un apport scientifique considérable.

Je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont accueilli dans leur laboratoire et d'avoir mis à ma disposition tous les moyens nécessaires.

- Monsieur P. RACHEBOEUF de l'Université de Brest, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire et m'avoir orienté lors de mes premières investigations dans le domaine de la géologie du Paléozoïque

- Monsieur, feu S. ELMI, Professeur à l'Université Claude Bernard -Lyon I ainsi que Monsieur N. Podevine pour la réalisation de photos de brachiopodes.

- Monsieur J-P SAINT MARTIN, Professeur au Muséum National d'Histoire Naturelle, pour avoir mis à ma disposition les brachiopodes de la collection saharienne et aussi pour m'avoir permis de réaliser les photos d'autres spécimens. Je le remercie d'avoir été toujours disponible et de ne m'avoir jamais refusé son aide.

- Monsieur, M. ARETZ, Maître de conférence à l'Université de Toulouse, secrétaire général de la Commission Internationale de Stratigraphie du Carbonifère, pour m'avoir réalisé la confection des lames minces de roches des diverses coupes étudiées et illustrées dans le présent travail.

- Je ne pourrai oublier l'amabilité, la générosité et la modestie de M. Ph. LEGRAND. Je tiens à le remercier pour l'accueil chaleureux qu'il m'a toujours réservé et aussi pour les nombreuses discussions constructives, vu son long parcours, particulièrement dans le domaine de la recherche. Son dévouement et sa passion pour la géologie Saharienne ainsi que sa persévérance restent pour moi exemplaires.

Je ne remercierai jamais assez ceux qui m'ont accueilli et encouragé lors de mes séjours en France. Je citerai Miloud (Paris), Noureddine et Mohammed (Bordeaux) et S. BOUKLI HACENE (Marseille).

Il m'est aussi important de remercier les personnes qui m'ont accueilli et accompagné sur le terrain, particulièrement MM. A.H. FELLAH, A. ABBACHE, A. DJEFLI, Y. OULD HADDAR ainsi que MM. Merine, Zakaria et tout les gens si généreux et hospitaliers du Sud algérien (Béni Abbès- Tahgit - Bechar)

Je tiens aussi à remercier tous mes collègues du laboratoire « Paléontologie Stratigraphique et Paléoenvironnements » en particulier, L.BELKEBIR, M. MAHBOUBI, B.BOUTERFA, M.E.H. MANSOURI, F. MEBROUK, H. HEBIB, L. SATOUR, A. BELHADJI, et aussi mes amis, M. TABELIOUNA, T. BORSALI, A. BAÏCHE, K. LAGRAA, pour leurs encouragements

Au terme de ce travail, je dois un grand merci à ma femme et à mes filles Ikram & Wissam pour leur soutien et leur patience....Je leur demande pardon, pour mes longues absences lors de mes nombreuses missions de terrain, et surtout pour mes « états d'humeurs » pendant les moments les plus difficiles.

A tous merci

# S O M M A I R E

Avant propos  
Résumé  
Abstract

## Chapitre I - GENERALITES

Introduction	10
<b>I- Historique et chronostratigraphie</b>	11
<b>I.1.</b> Évolution de la subdivision classique européenne et russe	11
<b>I.2.</b> Évolution de la subdivision traditionnelle Nord Américaine	12
<b>I.3.</b> Statut de l'échelle internationale	12
<b>I.4.</b> Carbonifère inférieur : Sous-système Mississippien (partie sommitale)	13
<b>I.5.</b> Carbonifère supérieur : Sous-système Pennsylvanien (partie basale)	13
<b>II.</b> La limite médio-carbonifère	15
<b>II.1.</b> Le GSSP de base du Pennsylvanien	15
<b>II.2.</b> Serpukhovien	15
<b>II.3.</b> Bashkirien et passage médio-carbonifère	16
<b>III.</b> Biostratigraphie du Carbonifère	16
<b>III.1.</b> Zonations biostratigraphiques d'ammonoïdes, foraminifères et conodontes	16
<b>III.2.</b> Autre micro et macro faune	19
<b>III.3.</b> Biostratigraphie globale adoptée autour de la limite médio-carbonifère	19
<b>IV.</b> Aperçu sur la paléogéographie globale pendant le Mississippien-Pennsylvanien	19
<b>IV.1.</b> Au Carbonifère inférieur (Mississippien)	19
<b>IV .1.1.</b> Serpukhovien	20
<b>IV.2</b> Au Carbonifère supérieur (Pennsylvanien)	20
<b>IV.2.1.</b> Limite Mississippien-Pennsylvanien (Serpukhovien-Bashkirien)	20
<b>V.</b> Contexte géographique général du bassin de Bechar	22
<b>VI.</b> Contexte géologique générale du bassin de Bechar	23
<b>VI.1.</b> Le groupe inférieur (Strunien- Serpukhovien)	25
<b>VI.1.1.</b> Au Tournaisien – Viséen inférieur	25
<b>VI.1.2.</b> Au Viséen supérieur – Serpukhovien supérieur	27
<b>VI.2.</b> Le groupe moyen (Serpukhovien terminal – Bashkirien)	28
<b>VI.3.</b> Le groupe supérieur (Moscovien- Permien inférieur)	29

<b>VII.</b>	<b>La limite médio-carbonifère dans le bassin de Bechar</b>	<b>29</b>
<b>Chapitre II – LITHOSTRATIGRAPHIE &amp; BIOSTRATIGRAPHIE</b>		
<b>I.</b>	<b>Introduction</b>	<b>33</b>
<b>II.</b>	<b>Définition des formations types</b>	<b>33</b>
	<b>II.1.</b> Formation de Djenien	<b>33</b>
	<b>II.2.</b> Formation de Tagnana	<b>33</b>
<b>III.</b>	<b>Description des coupes</b>	<b>35</b>
<b>III.1.</b>	<b>Secteur Arhlal</b>	<b>35</b>
	<b>III.1.1.</b> Djebel Arhlal	<b>35</b>
	<b>III.1.1.1.</b> Coupe Djebel Arhlal Sud	<b>35</b>
	<b>a.</b> Formation de Djenien	<b>35</b>
	<b>b.</b> Formation de Tagnana	<b>40</b>
	<b>III.1.1.2.</b> Coupe Djebel Arhlal Nord	<b>40</b>
	<b>a.</b> Formation de Djenien	<b>40</b>
	<b>III.1.1.3.</b> Conclusion	<b>45</b>
	<b>III.1.2.</b> Hassi Arhlal	<b>47</b>
	<b>III.1.2.1.</b> Coupe Hassi Arhlal 1	<b>47</b>
	<b>a.</b> Formation de Djenien	<b>47</b>
	<b>b.</b> Formation de Tagnana	<b>50</b>
	<b>III.1.2.2.</b> Coupe Hassi Arhlal 2	<b>53</b>
	<b>a.</b> Formation de Djenien	<b>53</b>
	<b>b.</b> Formation de Tagnana	<b>53</b>
	<b>III.1.2.3.</b> Conclusion	<b>57</b>
<b>III.2.</b>	<b>Secteur Menouarar – Moungar</b>	<b>60</b>
	<b>III.2.1.</b> Foug es Sba	<b>60</b>
	<b>III.2.1.1.</b> Coupe Foug es Sba	<b>60</b>
	<b>a.</b> Formation de Djenien	<b>60</b>
	<b>b.</b> Formation de Tagnana	<b>63</b>
	<b>III.2.2.</b> Menouarar	<b>66</b>
	<b>III.2.2.1.</b> Coupe de Menouarar	<b>66</b>
	<b>a.</b> Formation de Djenien	<b>66</b>
	<b>b.</b> Formation de Tagnana	<b>66</b>
	<b>III.2.3.</b> Conclusion	<b>68</b>
<b>III.3.</b>	<b>Secteur Chebket Mennouna</b>	<b>70</b>
	<b>III.3.1.</b> Guelab el Guemah	<b>70</b>
	<b>III.3.1.1.</b> Coupe Guelab el Guemah	<b>70</b>
	<b>a.</b> La formation de Djenien	<b>70</b>
	<b>b.</b> La formation de Tagnana	<b>72</b>
	<b>III.3.2.</b> Aïn Mennouna	<b>75</b>
	<b>III.3.2.1.</b> Coupe Aïn Mennouna Rouiana	<b>75</b>
	<b>a.</b> La formation de Djenien	<b>75</b>
	<b>b.</b> formation de Tagnana	<b>75</b>

III.3.3. Conclusion	77
---------------------	----

IV- Biostratigraphie	
IV.1. Les principaux aspects biostratigraphiques de la limite médio-carbonifère dans le bassin de Bechar	80
IV.2. La limite médio-carbonifère dans les secteurs étudiés	81
IV.3. Répartition des brachiopodes autour de la limite médio-carbonifère	81
IV.4. Biozonations à brachiopodes dans le Bassin de Bechar	83
IV.4.1. Zone à <i>Anthracothyryna bressoni</i> et à <i>Beleutella ( ?)modesta</i>	83
IV.4.2. Zone à <i>Titanaria</i>	83
IV.4.3. Zone à « <i>Choristites</i> »	83
IV.5. Corrélation des unités lithostratigraphiques et mise en évidence des principaux niveaux repères	84

### Chapitre III- ENVIRNEMENTS SEDIMENTAIRES & PALEOECOLOGIE

I. Dynamique des environnements sédimentaires	90
I.1. L'alimentation en sédiments et mécanismes de transport	90
II. Sédimentation mixte carbonatée-détritique	91
III. Cyclicité du système de dépôt côtier-plateforme peu profonde	94
III.1. Haute fréquence	94
III.2. Moyenne et Basse fréquences	94
IV. Faciès et environnements de dépôts	96
IV.1. Les faciès sédimentaires	96
IV.1.1 - Faciès carbonaté	97
IV.1.2. Faciès siliciclastique	102
IV.2. Les associations de faciès et environnements de dépôts	110
IV.2.1. Coupe Djebel Arhlal	111
IV.2.2. Coupe Hassi Arhlal 1	114
IV.2.3. Coupe Hassi Arhlal 2	116
IV.2.4. Coupe Foum es Sba	118
IV.2.5. Coupe Menouarar	121
IV.2.6. Coupe Aïn Mennouna Rouiana	123
IV.2.7. Coupe Guelab el Guemah	125
IV.3. Conclusion	128
V. Stratigraphie séquentielle	129
V.1. Cortèges de dépôt pour les formations du passage Serpukhovien-Bashkirien	131
V.1.1. Introduction	131
V.1.2. Interprétation séquentielle (Séquences T-R) des dépôts Serpukhovien Bashkirien des secteurs méridionaux du bassin de Bechar	133

<b>VI. Définition des associations de la faune benthique</b>	136
<b>VI.1. Association Heterozoan</b>	136
<b>VI.2. Association Photozoan</b>	136
<b>VI.3. Association à Brachiopodes</b>	136
<b>VI.4. Association à Polypiers coloniaux</b>	136
<b>VII. Répartition des associations dans les secteurs étudiées</b>	136
<b>VII.1. Secteur Arhlal</b>	136
<b>VII.1.2. Coupe Hassi Arhlal 1</b>	137
<b>VII.1.3. Coupe Hassi Arhalal 2</b>	137
<b>VII.2. Secteur Menouarar – Moungar</b>	138
<b>VII.2.1. Coupe Foum es Seba</b>	138
<b>VII.2.2. Coupe Menouarar</b>	139
<b>VII.3. Secteur Chebket Mennouna</b>	139
<b>VII.3.1. Coupe de Guelb el Guemah</b>	139
<b>VII.3.2. Coupe Aïn Mennouna Rouiana</b>	139
<b>VIII. Implications paléoécologiques</b>	140
<b>VIII.1. Niveaux à brachiopodes</b>	141
<b>VIII.2. Les niveaux lumachelliques</b>	142
<b>VIII.2.1. Niveaux d'âge Serpukhovien supérieur</b>	142
<b>VIII.2.2. Niveaux d'âge Serpukhovien terminal</b>	142
<b>VIII.2.3. Niveaux d'âge Bashkirien inférieur</b>	143
<b>IX. Conclusion</b>	143

## **Chapitre IV – SYNTHÈSE**

<b>I. La limite médio-carbonifère dans les autres bassins de la plate-forme saharienne</b>	146
<b>II. Contexte régional</b>	146
<b>II.1. Pendant le Serpukhovien supérieur</b>	146
<b>II.2. Au Bashkirien inférieur</b>	147
<b>III. Place du bassin de Béchar dans le contexte du sahara</b>	148

<b>CONCLUSION GENERALE</b>	151
----------------------------	-----

Référence bibliographique
Liste des figures
Liste des tableaux
Liste des planches
Liste des brachiopodes
Planches photos (Annexe)

## Résumé :

L'étude de la série carbonifère menée dans divers secteurs du le bassin de Bechar concerne essentiellement la limite médio-carbonifère. Elle est basée sur des levés de huit coupes de terrain, situées dans les zones méridionale (Arhlal), centrale (El Moungar) et nord occidentale (Chebket Mennouna).

Les résultats obtenus à partir de l'analyse des formations de Djenien (Serpukhovien supérieur) et de Tagnana (Serpukhovien terminal-Bashkirien inférieur) sont d'abord d'ordre biostratigraphique où l'étude des brachiopodes a permis de situer l'apparition des Spiriferides bashkiriens *Alphachoristites (Prochoristites) africanus meouararensis* dès le niveau Tag.1G.

Par ailleurs, la formation de Djenien, de nature carbonatée, caractérise une transgression correspondant à une séquence TST de 3<sup>o</sup>Ordre. La faune benthique y est abondante et souvent dominée par une association « heterozoan ». Le membre inférieur de la formation de Tagnana montre une succession mixte siliciclastique /carbonatée. Ces dépôts sont contrôlés par une dynamique, cyclique de progradation/rétrogradation. Les influences de vagues, de tempêtes et tidales sont souvent enregistrées. Un système fluvio-littoral est mis en évidence au sommet où l'on enregistre une importante érosion, dont le creusement atteint plusieurs dizaines de mètres. Tous ces caractères permettent d'identifier, pour l'ensemble du membre de Tagnana inférieur, d'abord une régression forcée suivie d'un *low system tract* correspondant aux grès fluvio-littoraux sommitaux.

Le contenu faunistique, sensible à cette dynamique sédimentaire, enregistre une quasi-disparition des différents représentants et particulièrement, des Gigantoproductides (brachiopodes) ne subsistent que les *Titanaria* qui disparaissent à leur tour à la limite médio-carbonifère.

Au Bashkirien, la faune se réinstalle progressivement avec le redéveloppement des associations de type « hétérozoan » et aussi celle de type « photozoan » (algues). Les brachiopodes montrent la réapparition de formes ubiquistes telles que les Productides et les Orthides. Les Spiriferides *Antracothyrina* semblent subsister à la crise médio-carbonifère alors que les *Alphachoristites* font leur première apparition.

Mots clés : Bassin de Bechar, limite médio-carbonifère, Serpukhovien-Bashkirien, brachiopodes, Paléo-karst, séquence T-R, régression forcée.



## Abstract

The study of the Carboniferous series in various sectors of the Bechar basin is mainly focalised on the Mid-Carboniferous boundary. It is based on eight sections localized in the southern parts (Arhlal), central area (El-Moungar) and northwestern parts (Chebket Mennouna).

The results obtained by the analysis of the Djenien formation (Upper Serpukhovian) and the Tagnana formation (late Serpukhovian-Bashkirian) are biostratigraphic: where brachiopods studied enabled us to situate the first apparition of the bashkirian Spiriferids *Alphachoristites* (*Prochoristites*) *africanus menouararensis* since the level Tag.1G.

Furthermore, the Djenien formation, carbonate dominated, characterizes a transgression which corresponds to TST sequence 3<sup>o</sup> order. The benthic fauna is abundant and dominated by the "Heterozoan" association. The lower member of the Tagnana formation shows mixed siliciclastic/carbonate succession. These deposits are controlled by cyclic progradation/retrogradation dynamic. The influence of the storm waves and tides are often enregistered. Fluvio-littoral system is observed at the top according to important erosion where the scour can reach several tens of meters. All these characters allow to identify, for the whole of the lower member of Tagnana, at first a forced regression followed by low system tract corresponding to fluvial-littoral topset sandstone.

The faunistic sensible to this sedimentary dynamic, enregister disappearance of the different representatives mainly Gigantoproductids (brachiopods): the latest survivor *Titanaria* disappears at the Mid-carboniferous boundary.

At Bashkirian time, the fauna appears progressively with development of the "heterozoan" and "photozoan" associations. The brachiopods show the reappearance of ubiquitous forms such as the Productids and Orthids. Among Spiriferids *Anthracothyria* seems to subsist to the mid-carboniferous crisis and *Alphachoristites* makes their first apparition.

**Key-words:** Bechar Basin, medio-carboniferous boundary, Serpukhovian-Bashkirian, brachiopods, T-R sequence, forced regression.

**CHAPITRE I**  
**GENERALITES**

## **Introduction**

Durant le Carbonifère, plusieurs événements géologiques ont été enregistrés à l'échelle globale. Ils se rapportent le plus souvent à des crises majeures correspondant à des coupures chronostratigraphiques. La limite médio-carbonifère en est un exemple, dont les causes sont essentiellement tectono-eustatiques. Les effets sont de diverses natures (sédimentaire, biologique, climatique...).

A l'échelle globale, l'intérêt que suscite cette limite, a fait l'objet de plusieurs travaux, aux USA, en Russie, en Europe, dans le but de définir et de caractériser la limite médio-carbonifère (Nemirovskaya & Nigmadganov, 1994 ; Walliser, 1996 ; Lane *et al.*, 1999 ; Titus *et al.*, 1997, Brand & Brenckle, 2001 ; Brand & Bruckschen, 2002 ; Sanz-Lopez *et al.*, 2006 ; Legrand-Blain, 2007 ; Bishop *et al.*, 2010).

Le bassin de Bechar représente le modèle au niveau de l'Afrique du Nord où la limite Serpukhovien-Bashkirien est la mieux représentée. Les travaux menés par Pareyn (1961), Pareyn *et al.* (1971), Lemosquet & Pareyn (1975, 1982, 1985), Weyant (1982) ainsi que Manger *et al.* (1985), Legrand-Blain (1967, 1985), Sebbar, (2006), permettent des corrélations plus cohérentes avec les régions européennes et russes et à un degré moindre avec les régions nord-américaines.

Le présent travail est mené afin de déterminer la dynamique sédimentaire et son impact sur l'aspect quantitatif et qualitatif des associations benthiques. Il est basé sur des levés de coupes de terrain, à partir desquelles l'étude sédimentologique permettra de définir les diverses séquences (T-R) liées aux effets de progradations et rétrogradations.

Le décryptage de la faune est basé sur les brachiopodes et leur répartition à travers la limite Serpukhovien-Bashkirien : ils ont montré la potentialité de définir une biozonation à caractère régional plus précise. L'aspect paléocéologique sera traité à partir des diverses associations faunistiques à définir dans le bassin de Bechar.

Les résultats seront intégrés d'abord dans un contexte régional, à l'échelle de la plate forme saharienne algérienne, ensuite par rapport aux bassins avoisinants (Maroc-Libye) et enfin, dans un contexte global.

## **I. Historique et chronostratigraphie :**

### **I.1. Évolution de la subdivision classique européenne et russe :**

La première subdivision du Carbonifère a été réalisée entre 1841 et 1845 par Murchison en collaboration avec les géologues russes. En se basant sur des coupes de terrain, ils définissent les étages inférieur, moyen et supérieur du Carbonifère.

Munier-Chalmas et Lapparent (1893) ont baptisé ces trois subdivisions du Carbonifère en « Dinantien » (Calcaire de Montagne), « Moscovien » et « Ouralien ». Le Westphalien et le Stéphaniens ont été également établis par ces géologues dans les séries continentales de l'Europe occidentale comme équivalents du Moscovien et Ouralien dans les faciès marins. C'était la première tentative d'élaboration d'une classification marine-continentale du Carbonifère et qui reste défendue par quelques géologues mais qui n'est pas admise aujourd'hui par la Commission Internationale de Stratigraphie.

Au Dix-neuvième siècle, la majorité des géologues russes acceptait deux subdivisions du Carbonifère avec des étages établis dans le bassin de Moscou. Nikitin (1890) proposa le Serpukhovien (localité type près de Serpukhov) et le mit dans la partie supérieure du Carbonifère inférieur. Il subdivisa le Carbonifère supérieur en étage Moscovien et Gzhelien avec comme localités types les environs de Moscou (Moscovien) et des affleurements près des villages de Gzhel (Davydov et *al.* 2004).

Le Moscovien englobait originellement le Kasimovien et le Gzhelien et l'étage Assélien (actuellement Permien inférieur, de l'échelle moderne). L'étage Kasimovien, séparé du Moscovien, amena les géologues russes à subdiviser le Carbonifère en 3 parties : inférieur, moyen, et supérieur (post-Moscovien). A la base du Carbonifère « moyen », parfois encore cité par les auteurs russes, se situe le Bashkirien (Semikhatova, 1934) : couches intermédiaires entre Serpukhovien et Moscovien, inconnues dans le bassin de Moscou, décrites dans les Monts de Bashkirie, en Oural.

En Europe occidentale, le développement de la stratigraphie du Carbonifère s'est résumé dans les Congrès de Heerlen en 1927 et 1935. Deux subdivisions du Carbonifère y ont été adoptées - Carbonifère inférieur nommé Dinantien, subdivisé en deux étages marins, Tournaisien et Viséen, décrits en Belgique – Carbonifère supérieur (autrefois nommé Silésien), subdivisé en trois étages : Namurien (équivalent en Belgique des grès marins « Millstone Grit » d'Angleterre), Westphalien et Stéphaniens, couches productives de houille, en Allemagne et en France.

Plus tard, les résultats des études biostratigraphiques, sur des successions marines et continentales de l'Europe occidentale, ont permis de raffiner l'échelle stratigraphique régional depuis le Tournaisien jusqu'au Wesphalien (George et *al.*, 1976 ; Ramsbottom et *al.* 1978).

### **I.2. Évolution de la subdivision traditionnelle Nord Américaine:**

Aux USA, le Carbonifère a été subdivisé en Mississippien (Carbonifère inférieur) et Pennsylvanien (Carbonifère supérieur). D'une manière générale, les sédiments marins du Carbonifère basal ont été attribués au Mississippien avec les localités type dans la Vallée supérieure du Mississippi. Les couches productives de charbon dans l'état de Pennsylvanie ont été attribuées au Pennsylvanien et considérées comme l'équivalent stratigraphique de « Coal Measures » de l'Europe de l'Ouest. Le Pennsylvanien englobe le conglomérat de Pottsville, les niveaux inférieurs productifs de charbons (*Lower Productive Coal Measure*) et les niveaux stériles supérieurs (non productifs de charbon). Les localités types pour les étages du Pennsylvanien se trouvent en séquences marines cycliques dans les bassins semi-continentaux d'Amérique du Nord : dans l'Arkansas (Morrowien), l'Oklahoma (Atokan), l'Iowa central (Des moinesian), le long de la rivière Missouri, dans l'Iowa et au Missouri (Missourian) et dans l'Est-central du Kansas (Virgilian).

### **I.3. Statut de l'échelle internationale : (Tab.1)**

La première tentative pour l'établissement d'une échelle globale du Carbonifère, en intégrant plusieurs classifications chronostratigraphiques, a été réalisée pendant le Huitième Congrès International sur la Stratigraphie du Carbonifère à Moscou en 1975 (Bouroz et *al.* 1978). Deux sous-systèmes du Carbonifère, le Mississippien et le Pennsylvanien, ont été comparés et corrélés avec les trois subdivisions établies en ex. URSS. Tournaisien, Viséen, Serpukhovien, Bashkirien, Moscovien, Kasimovien et Gzhelien ont été proposés comme étages du Carbonifère. En quelques années, plusieurs groupes de travail ont été fondés et deux limites majeures à la Serre, France ; la limite Mississippien- Pennsylvanien), « Mid-Carboniferous boundary », GSSP à Arrow Canyon, Nevada, USA.

### **I.4. Carbonifère inférieur : Sous-système Mississippien (partie sommitale) Serpukhovien**

Le Serpukhovien a été proposé par Nikitin (1890) comme étage terminal du Carbonifère inférieur et a été nommé d'après la ville de Serpukhov, où l'étage affleure dans une série de carrières et de localités le long de la rivière Oka. Le Serpukhovien est probablement l'unité chronostratigraphique la plus courte dans le Mississippien.

Le Serpukhovien sur la plate forme de Russie et des régions environnantes, est subdivisé en sous étages inférieur et supérieur et en cinq horizons (étages régionaux) : Tarusien (Tarusky), Steshevien (Steshevsky), Protvinien (Protvinsky), Zapaltubinien (Zapaltubinsky), et Voskresenien (Voskresensky), les deux derniers sont presque complètement absents dans la région type.

La base du Serpukhovien coïncide étroitement avec la base du Namurien : « Pendleian » de Grande Bretagne. C'est une importante limite chronostratigraphique reconnue en Europe de l'Ouest comme une surface très étendue de la transgression marine (marine flooding surface) (Ramsbottom, 1977).

### **I.5. Carbonifère supérieur : Sous-système Pennsylvanien (partie basale) :**

#### **Bashkirien**

L'étage Bashkirien a été établi dans les montagnes de Bashkirie au Sud de l'Oural, Russie (Semikhatova, 1934). La base du Bashkirien récemment modifiée dans la succession chronostratigraphique est définitivement plus haut par rapport à sa position moderne (Davydov et *al.* 2004) se trouve en conformité avec la « Mid-Carboniferous boundary » (Proust et *al.*, 1996 ; Kulagina & Pazukhin, 2002 *in* Legrand-Blain & Vachard, 2005)

## **II. La limite médio-carbonifère**

### **II.1. Le GSSP de base du Pennsylvanien :**

Le GSSP du début du Pennsylvanien est fixé dans l'Arrow Canyon, Great Basin, Nevada, USA (Lane et *al.*, 1999). La coupe type est localisée approximativement à 75 km au Nord-Ouest de Las Vegas, sur la rive Est de strike valley directement au Nord des gorges d'Arrow Canyon. Elle englobe le sommet de la formation « Battleship », la formation « Indian Springs » sus-jacente et la partie inférieure de la formation « Bird Spring » où le GSSP de l'horizon de limite est localisé.

Le GSSP de limite médio carbonifère coïncide avec la base de la zone à conodonte à *Declinognathodus noduliferus sensu lato* (Lane et *al.*, 1999 ; Richards et *al.*, 2002). Dans la zonation à ammonoïdes, la limite medio carbonifère est identifiée à la base de la zone à *Homoceras* ou la zone à *Isohomoceras subglobosum* de Grande Bretagne, Nevada, Asie centrale (Ramsbottom, 1977). Cependant, il est plus probable que la première *Isohomoceras subglobosum* au Nevada et en Asie centrale soit présente légèrement dès le Mississippien terminal (Nemirovskaya and Nigmatganov, 1994 ; Titus et *al.*, 1997).

PERMIEN		CISULIEN	EUROPE	RUSSIE	# Ma	
CARBONIFÈRE	PENNSYLVANIEN	SILESIEN	AUTUNIEN	ASSELIEN	296	
				GS SP Limite CARB/PERM		
				GZHELIEN	306	
			STÉPHANIEN	KASIMOVIEEN		
			WESTPHALIEN	MOSCOVIEEN		
		NAMURIEEN	BASHKIRIEEN	311		
		-----	Limite Médio-Carbonifère		320	
		MISSISSIPPIEN	DINANTIEN		SERPUKHOVIEEN	325
				VISÉEN	VISÉEN	
				TOURNAISIEEN	TOURNAISIEEN	
			GS SP La Serre, France	Limite Dévonien-Carbonifère	354	
DÉVONIEN			FAMENNIEN			

Tab 1: Subdivision du Carbonifère et âges radiométriques  
 Menning et al.(2000) in Legrand-Blain & Vachard, 2005

D'autre part, il est important de signaler les multiples phases d'érosions aériennes que comporte l'intervalle du passage médio-carbonifère au sein même du GSSP de limite, défini dans la formation de « Birdspring », dans l'Arrow Canyon (Nevada – USA). Ces surfaces paléokarstiques et paléosols ont suscités plusieurs contestations, étant donné qu'un GSSP doit être choisi dans une succession sédimentaire continue. A cet effet, une comparaison cyclostratigraphique de haute résolution, des strates médio-carbonifères dans l'Arrow Canyon (USA) et dans le Yorkshire (GB), a révélé qu'un grand nombre d'oscillations glacio-eustatiques n'est pas enregistré dans le GSSP de limite. Ceci correspond à une lacune dont la durée est supérieure ou égale à 1 Ma (Barnett & Wright, 2008).

## **II.2. Serpukhovien :**

La succession de référence du Serpukhovien inférieur est définie dans la synclise de Moscou. Elle est représentée par des calcaires depuis un milieu marin ouvert jusqu'à un environnement marin restreint et des dépôts mixtes silico-clastiques. Dans le bassin de Moscou, cette limite est repérée à la base de la biozone à foraminifères *Pseudoendothyra globosa-Neoarchaediscus parvus*. Cette dernière correspond à la zone à foraminifères Cf 7 de Conil et *al.* (1990) du bassin franco-belge. Cette limite qui coïnciderait avec une surface d'inondation eustatique maximale, s'observe également dans la région de Timan-Petchora (Kossovaya et *al.*, 2001 in Davydov et *al.* 2004).

## **II.3. Bashkirien et passage médio-carbonifère**

Le Serpukhovien supérieur et le passage vers le Bashkirien sont absents dans le bassin de Moscou et présents dans le bassin du Donetz, dans la partie nord du Timan-Petchora, et dans l'Oural avec des dépôts terrigènes et calcaires (Ainzeng et *al.*, 1983 ; Legrand-Blain & Vachard, 2005).

Plusieurs coupes ont été proposées comme stratotype pour le Bashkirien, la coupe d'Askyn (Oural, Russie) a été retenue comme stratotype pour l'étage (Semikhatova et *al.*, 1979 ; Nemirovskaya and Alekseev, 1995).

Par ailleurs, Dans le Donetz (Russie), la limite Serpukhovien – Bashkirien, en Oural et Donetz, située précédemment au sommet de la zone à *Homoceras* a été abaissée pour coïncider avec la « Mid-Carboniferous boundary ». Le Bashkirien inférieur, ainsi en conformité avec la limite globale, correspond à des calcaires néritiques ; il est aussi daté à partir de la zone à conodontes à *Declinognathodus noduliferus*, zone à ammonoïdes à *Homoceras* (Namurien supérieur en Europe occidentale) et zone à foraminifères à *Plectostaffella bogdanovkensis*, *Plectostaffella varvariensis* et *Eostaffella pseudostruvei*.



Quant aux brachiopodes, le Serpukhovien terminal marque la disparition des grand Productides, Gigantoproductides et Striatiférides, alors qu'au Bashkirien inférieur, c'est l'apparition des Choristitides qui reste le principal événement. (Poletaev & Lazarev, 1995 ; Legrand-Blain & Vachard, 2005).

### **III. Biotratigraphie du Carbonifère : (Tab.2)**

#### **III.1. Zonations biostratigraphiques d'ammonoïdes, foraminifères et conodontes :**

Les brachiopodes ont été les premiers fossiles utilisés pour dater la succession stratigraphique du Carbonifère : au Dinantien en Europe de l'Ouest (Delépine, 1911) et tout le Carbonifère en Europe de l'Est (Nitikin, 1890). Bien que les brachiopodes soient encore utilisés dans certaines régions (Carter, 1990 ; Legrand-Blain, 1985, 1987 ; Poletaev and Lazarev, 1994) leur répartition est considérée comme locale.

Depuis le début du vingtième siècle, la succession à ammonoïdes : Dinantien - Namurien en Europe de l'Ouest (Bisat, 1924,1928) et dans tout le Carbonifère en Europe de l'Est, a servi comme un standard chronostratigraphique dans des corrélations inter-régionales et globales. Au Maghreb, les travaux de Pareyn (1961), Manger et *al.* (1985), Korn et *al.* (2007) font référence.

Les zones à foraminifères établies dans le Carbonifère (Mamet and Skipp, 1970 ; Conil et *al.*,1977) et le Pennsylvanien (Rauser-Chernousova, 1941, 1949 ; Rosovskaya, 1950 ; Solovieva, 1977 ; Ross and Ross, 1988 ; Sebbar, 2006 au Sahara algérien) sont le standard biostratigraphique inter-régional le plus utilisé. Cependant, à cause des implications du provincialisme dans divers groupes fossiles particulièrement pendant l'assemblage de la Pangée et au début de la glaciation du Gadowana au Carbonifère, les zonations standard diffèrent entre l'hémisphère Ouest et Est (i.e. Eurasie et zones avoisinantes dans l'Est, Amérique à l'Ouest).

La succession à conodontes, bien que la dernière à être étudiée et également avec quelques degrés de provincialisme pendant les trois dernières décennies, est devenue l'outil le plus utilisé pour le calibrage et la définition géochronologique de limites dans le Carbonifère. Les zonations établies dans le Mississippien et le Pennsylvanien, en Amérique du Nord et Europe (Higgins, 1975 ; Dunn, 1970; Barskov and Alekseev, 1975 ; Barskov et *al.*, 1980) sont employées dans le monde entier et activement affinées (Nemirovskaya et Alekseev, 1995 ; Lambert et *al.*, 2001 ; Chernykh, 2002, Sans Lopez et *al.* 2006). Au Maghreb, suite aux travaux de Weyant (1982, 1985), il serait nécessaire de promouvoir de nouvelles recherches.

PERIOD	SUBPERIOD	AGE	Ammonoid zones	CARBONIFEROUS										
				MISSISSIPPIAN					PENNSYLVANIAN					
		ARNSBURGIAN		CHOKIERIAN										
		AL.	KIN.											
Arrow Canyon	Brenkle et al. 1997 Lane et al. 1999	90 <i>N. symmetricus</i> <i>R. minutus</i> 89 <i>Idiogonathoides</i>	H2	83 <i>japonicus</i> 77 ext. <i>Gnathodus</i>	Alaska Krumhardt et al. 1996 Harris et al. 1997	Japan Mizuno (1997)	Tien Shan Nigmatganov & Nemirovs kaya (1992)	South Urals Kulagina et al. (1992, 2001)	North Caspian Synecchise Gibshman & Akhneshina 1990	Donets Basin Nemyrovska 1999	North Africa Manger et al. 1985 Weyant 1985 Massa 1985	England & Ireland Austin 1972 Higgins 1975 Riley et al. 1987	Belgium Higgins & Bouckaert 1968	North Spain
E2	Eumorphoceras	Isohomoceras	Homoceras	H1a	lateralis ext. <i>Gnathodus</i> <i>R. minutus</i>	N. hisaharai Zone <i>japonicus</i> ext. <i>Lochriea</i>	N. symmetricus Zone ext. <i>Gnathodus</i> <i>Lochriea</i> + <i>Id. sinuatus</i> lateralis + <i>noduliferus</i> <i>l. sulcatus</i> + <i>Id. asiaticus</i>	N. hisaharai + A. lautus + N. symmetricus + <i>Id. sinuatus</i> <i>japonicus</i> lateralis <i>R. minutus</i> ext. <i>Gnathodus</i> <i>noduliferus</i> + <i>Inaequalis</i>	lateralis + <i>noduliferus</i> Late <i>D. noduliferus</i>	A. lautus <i>R. muricatus</i> <i>R. minutus</i> + <i>Inaequalis</i> <i>D. praenoduliferus</i> Zone <i>G. postbilineatus</i> Z.	D. noduliferus ext. <i>Gnathodus</i> lateralis + <i>noduliferus</i> A. lautus A. lautus + <i>R. minutus</i> + <i>Inaequalis</i> <i>D. inaequalis</i> Subz. <i>D. noduliferus</i> Zone	<i>Id. sinuatus</i> <i>Id. s. sulcatus</i> <i>japonicus</i> ext. <i>Gnathodus</i> lateralis + <i>noduliferus</i>	Belgium Higgins & Bouckaert 1968	North Spain
E2	Eumorphoceras	Isohomoceras	Homoceras	H1a	lateralis ext. <i>Gnathodus</i> <i>R. minutus</i>	N. hisaharai Zone <i>japonicus</i> ext. <i>Lochriea</i>	N. symmetricus Zone ext. <i>Gnathodus</i> <i>Lochriea</i> + <i>Id. sinuatus</i> lateralis + <i>noduliferus</i> <i>l. sulcatus</i> + <i>Id. asiaticus</i>	N. hisaharai + A. lautus + N. symmetricus + <i>Id. sinuatus</i> <i>japonicus</i> lateralis <i>R. minutus</i> ext. <i>Gnathodus</i> <i>noduliferus</i> + <i>Inaequalis</i>	lateralis + <i>noduliferus</i> Late <i>D. noduliferus</i>	A. lautus <i>R. muricatus</i> <i>R. minutus</i> + <i>Inaequalis</i> <i>D. praenoduliferus</i> Zone <i>G. postbilineatus</i> Z.	D. noduliferus ext. <i>Gnathodus</i> lateralis + <i>noduliferus</i> A. lautus A. lautus + <i>R. minutus</i> + <i>Inaequalis</i> <i>D. inaequalis</i> Subz. <i>D. noduliferus</i> Zone	<i>Id. sinuatus</i> <i>Id. s. sulcatus</i> <i>japonicus</i> ext. <i>Gnathodus</i> lateralis + <i>noduliferus</i>	Belgium Higgins & Bouckaert 1968	North Spain

Tab 2: Corrélations globales des biozonations établies à partir des conodontes et des ammonoïdes (in Sanz-Lopez et al. 2006)

### **III.2. Autre micro et macro faune (Coraux, Radiolaire, Ostracodes) :**

La plupart des autres événements biostratigraphiques sont datés par rapport aux échelles des Ammonoïdes, Conodontes et Foraminifères. Bien qu'une zonation globale à Coraux ait été proposée, les coraux mississippiens ont seulement une signification biostratigraphique régionale (Bamber and Fedorowski, 1998), mais d'un grand intérêt biogéographique et paléoenvironnemental. Au Maghreb, suite aux travaux de Semenoff (1974, 1985) les coraux sont étudiés par Aretz (Aretz & Herbig, 2010).

Les Radiolaires, microfossiles pélagiques, ont un grand potentiel biostratigraphique (Braun and Schmidt-Effing, 1993; Won, 1998). Cependant, leur zonation dans le Carbonifère reste peu développée et utilisée seulement à un niveau régional.

Les Ostracodes, largement répandus et dans plusieurs régions, sont utilisés dans la biostratigraphie régionale de détail (Crasquin, 1985 ; Abushik et *al.* 1990). Cependant, la valeur chronostratigraphique des ostracodes est limitée par les facteurs paléocéologiques, faciologiques et paléoclimatiques.

### **III.3. Biostratigraphie globale adoptée autour de la limite médio-carbonifère :**

Il est actuellement admis que le passage médio-carbonifère soit repéré à la limite basale du Pennsylvanien ou du Bashkirien. En se rapportant au GSSP défini dans l'Arrow Canyon (Nevada, USA), cette limite est repérée avec l'apparition du conodonte de la zone à *Declinognathodus noduliferus*. Aussi, elle est contemporaine des goniatites de la zone H1a à *Isohomoceras*.

## **IV. Aperçu sur la paléogéographie globale pendant le Mississippien – Pennsylvanien (Fig.1)**

### **IV.1. Au Carbonifère inférieur (Mississippien)**

Après plusieurs événements de glaciations, durant la fin du Dévonien (Famennien) correspondant à des périodes d'extinctions dans les biotopes marins et continentaux (e.g. les événements Kellwasser et Hangenberg) (Joachimski and Buggisch, 1993), le début du Carbonifère (début et mi-Tournaisien) était probablement dépourvu de plaques de glaces. Cependant, à l'exception du fini Viséen-début Serpukhovien, le reste du Carbonifère était une période de large glaciation (Mii et *al.*, 1999, 2001) accompagnée par des fluctuations de hautes fréquences du niveau de la mer et des séquences de transgression -régression globales (Ramsbottom, 1973, 1981 ; Veevers and Powell, 1987).

Durant le Mississippien, il existait généralement une libre communication entre Paléo-Tethys et Panthalassa. Par conséquent, la répartition de la faune marine mississippienne est généralement d'ordre global ; les différences entre les zones latitudinales sont plus

importantes et plus développées que celles enregistrées entre les zones longitudinales (Ross and Ross, 1988).

#### **IV .1.1. Serpukhovien :**

La transition Viséen-Serpukhovien coïncide avec la glaciation Gondwaniennne majeure (Mii et *al*, 2001) et les changements climatiques vont de pair avec un endémisme important de la faune marine. Dans la région type du bassin de Moscou, les dépôts de transition Viséen-Serpukhovien sont restreints et la connection avec les bassins ouverts vers l'Est (Oural), vers le Sud (Precaspian), et au Nord (Timan-Petchora) a été brève et/ou limitée.

La faune benthique sur la plateforme de Russie est diachrone dans sa répartition fortement contrôlée plutôt par les facteurs écologiques que par les facteurs d'évolution.

#### **IV.2. Au Carbonifère supérieur (Pennsylvanien)**

##### **IV.2.1. Limite Mississippien-Pennsylvanien (Serpukhovien-Bashkirien)**

Au début du Pennsylvanien (Bashkirien), le Gondwana entre en collision avec la Laurasie, et la ceinture Varisque d'Europe devient une partie d'une grande ceinture de 8000 km de montagne, qui s'étend depuis le Caucase jusqu'au chaînes appalachiennes. Les communications deviennent dès lors plus restreintes d'une part. D'autre part, cet événement coïncide avec une glaciation médio-carbonifère significative, la chute du niveau marin accompagnant une limite de séquence dans plusieurs coupes.

Cette limite coïncide avec l'un des événements eustatiques majeurs du Paléozoïque supérieur (Ramsbottom, 1977). Elle marquerait le début de la glaciation Gondwaniennne majeure et celui du refroidissement du climat (Veevers et Powell, 1987).

Cependant, la glaciation a démarré vraisemblablement au Serpukhovien (moyen ?) , et atteint son maximum près de la limite médio-carbonifère (Popp et *al*, 1986 ; Mii et *al*, 2001). Les effets des variations glacio-eustatiques sur l'évolution dynamique, s'enregistrent depuis la fin du Mississippien jusqu'à la fin du Pennsylvanien (Bishop et *al*, 2010).

Ainsi, la limite médio-carbonifère est marquée par des discordances signalées sur la plate forme de l'Europe de l'Est, sur la plate-forme Nord américaine et d'autres régions. Cet impact se traduit par de nombreux hiatus issus des changements de sédimentation, marno-calcaire vers une sédimentation siliciclastique (détritique) parfois continentale (Nemirovskaya & Nigmadgonov, 1994 ; Barnett & Wright, 2008 ; Bishop et *al*. 2010).

Ces hiatus se traduisent également par des surfaces karstiques et des paléosols. En se basant sur les oscillations glacio-eustatiques, l'étude cyclostratigraphique, comparative, de haute résolution, appliquée à la succession médio-carbonifère dans le Nevada, a révélé l'existence d'une lacune dont la durée est estimée au tour de 1 Ma (Barnett & Wright, 2008).

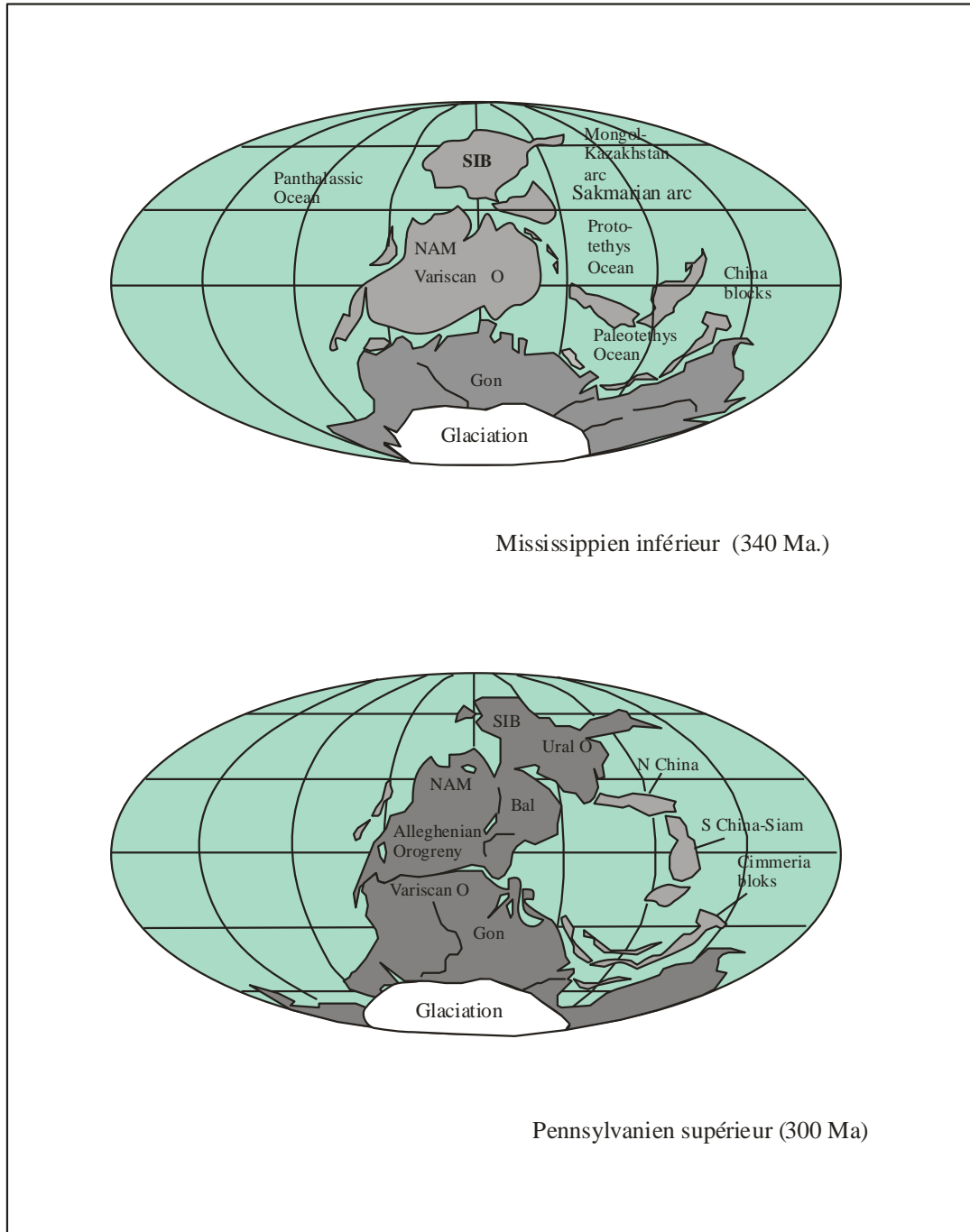


Fig.1: Position paléogéographique du Gondwana entre le Mississippien inférieur et le Pennsylvanien supérieur (Scotese, 1997; simplifiée)

Ce passage est également synonyme d'une importante crise biologique soulignée par des extinctions de faunes diverses, environ 89% de conodontes, 80% d'ammonoïdes, 83% de coraux, 65% de crinoïdes, 40 à 50% de foraminifères, 15% de brachiopodes (Nemirovskaya & Nigmatdonov, 1994). Ces derniers s'expriment par un endémisme dans les régions nord américaines par rapport à ceux de la Tethys, alors qu'ailleurs, on note la disparition des Gigantopoductides et les Striatiferides à la fin du Serpukhovien et la nouvelle apparition des Choristides au début du Bashkirien (Poletaev & Lazarev, 1995 ; Legrand-Blain & Atif, 2007 ; Atif & Legrand-Blain, 2011;).

#### **V. Contexte géographique général du bassin de Bechar : (Fig.2a-2b)**

La région de Bechar est située dans la partie nord occidentale du Sahara algérien, à environ 800 km au Sud Ouest d'Oran. Elle est bordée au Nord par les chaînes de l'Atlas saharien et s'étend jusqu'aux environs de Béni Abbès, où les Monts d'Ougarta constituent sa limite méridionale. L'Erg de Taghit ainsi que le grand Erg occidental constituent sa limite orientale alors que la Hamada du Guir représente une partie de sa limite occidentale.

Au sein de la région de Béchar, l'orographie est diverse et assez complexe. Elle est composée d'une série de Monts qui peuvent être rassemblés en un « alignement » de trois grands ensembles et qui sont d'Ouest en Est :

- Une partie occidentale : Elle représente toute la région de Kenadza, Chebket Mennouna, Chebket Djihani et les environs d'Abadla au Sud.
- Une partie centrale : Etant la plus importante et la plus imposante, elle est composée du Nord au Sud par :
  - Djebel Horreit, Djebel Antar et Ben Zireg,
  - Dj. Bechar, Dj. Oum El Graf, El Mounzar, Dj. Arhlal, Taghit
  - et plus au Sud, Taouerta, Igli, Harrez et Mazzer.
- Une partie orientale : composée du Nord au Sud par Chebket Fendi, Dj. Mezarif, Nekheila, les Goumriats, les Taoudraras et enfin, le Dj. Akhal.

Le présent travail porte essentiellement sur la partie centrale et occidentale dont les zones étudiées sont rassemblées selon les secteurs suivant :

- 1- Secteur Arhlal (Djebel Arhlal et Hassi Arhlal)
- 2- Secteur Fom es Sba (Menouarar – Fom es Sba)
- 3- Secteur Chebket Mennouna (Guelab el Guemah – Aïn Mennouna Rouiana).

## VI. Contexte géologique général du bassin de Bechar : (Fig.3)

Le bassin de Bechar est situé sur la marge septentrionale du craton africain, et constitue un sillon qui se prolonge jusqu'à la flexure saharienne (Pareyn, 1961). Il s'agit d'un bassin d'avant fosse à forte subsidence qui se distingue par les grandes épaisseurs et la « continuité » des dépôts (Kazi-Tani, 1991 ; Pareyn, 1961 ; Fabre, 2005).

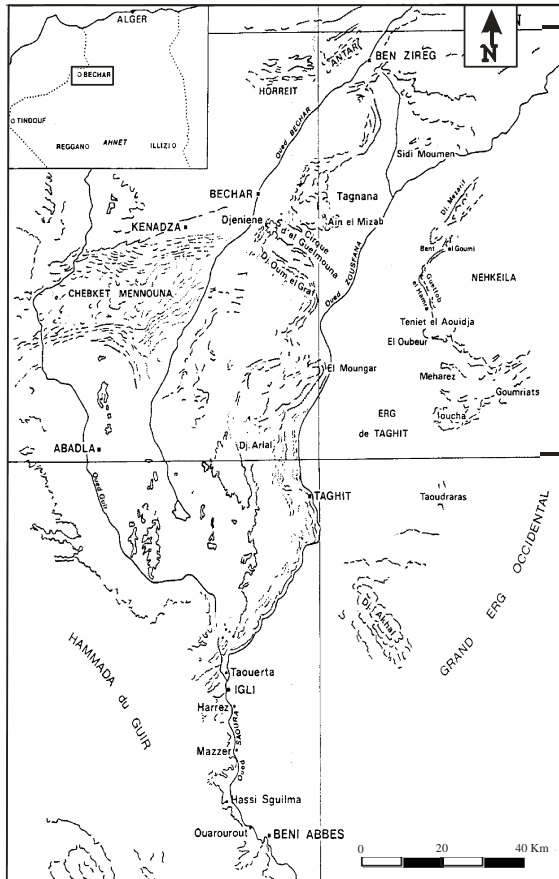


Fig.2a: Situation géographique générale de la région de Bechar

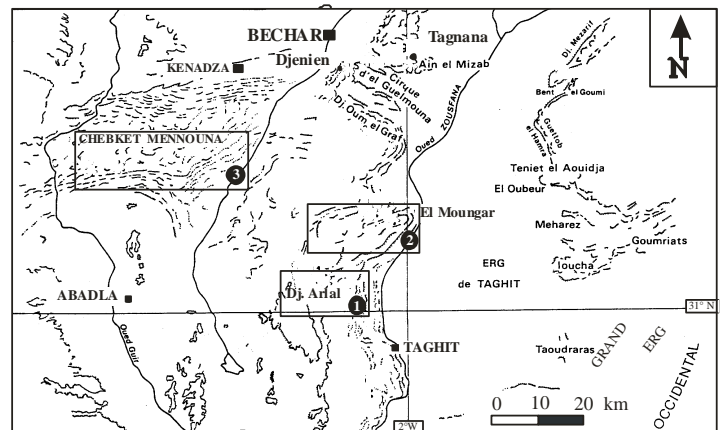


Fig.2b: Situation géographique des secteurs étudiés  
1- Secteur Arhhal ; 2- Menouarar - El Mouggar ; 3- Secteur Chebket Menouna

En effet, les affleurements d'âge Carbonifère s'étendent depuis la région de Béni Abbès au Sud, suivant les deux rives Ouest et Est de la Saoura, (Hassi Sguilma), jusqu'à Djebel Grouz, aux limites des chaînes atlasiques au Nord. Les études menées par les prédécesseurs, entre autres, Deleau, (1951 ; 1952), Pareyn, (1961), Legrand-Blain, (1967) ; Lemosquet & Pareyn, (1971 ; 1982 ; 1985), ont permis la description et la subdivision des dépôts carbonifères en trois grands groupes.

### **VI.1. Le groupe inférieur (Strunien- Serpukhovien)**

Ce groupe correspond aux calcaires détritiques et péri-récifaux de la Zousfana. Les affleurements correspondants sont largement exposés sur les deux côtés de l'axe Zousfana-Saoura, depuis Beni Abbès au Sud à Ben Zireg au Nord.

Sur la rive ouest de la vallée Saoura-Zousfana, au dessus de la formation strunienne d'Ouarourout, les terrains carbonifères montrent une succession continue d'environ 4000 mètres d'épaisseur, depuis le début du Tournaisien (Zone à conodontes à *Siphonodella sulcata*) jusqu'au début du Serpukhovien (formation de Djenien, zone à conodontes à *Adetognathodus unicornis*).

#### **VI.1.1. Au Tournaisien – Viséen inférieur :**

Le Tournaisien est représenté par des argiles rouges d'Olad bou Hadid et une alternance argilo-gréseuse associée à de fins niveaux bioclastiques à brachiopodes d'Hassi Sguilma. Pendant le Viséen inférieur, la sédimentation argileuse est interrompue par des passées calcaires correspondant à la formation d'El Hariga.

Sur la partie Est de la vallée de la Saoura, la succession, attribuée au Tournaisien-Viséen inférieur, est condensée est incomplète et soumise à une série de phases de dépôts et d'érosion étalées durant le Tournaisien - Viséen inférieur. Il s'agit d'une zone élevée où les grès du Dévonien supérieur sont érodés suite à la transgression tournaisienne. Aussi, l'émersion au début du Viséen a conduit parfois à une érosion des dépôts tournaisiens. Dans la zone du Djebel Antar et Djebel Horreit, les calcaires micritiques du Tournaisien sont surmontés en légère discordance par des calcaires massifs à *Siphonophyllia* du Viséen inférieur. Ces calcaires sont discordants depuis les terrains de l'Emsien jusqu'à ceux du Tournaisien supérieur.

Dans le secteur de Ben Zireg, les faciès flyschoides font la particularité de cette zone. Les olistolithes à éléments cambro-ordoviciens contiennent également des blocs de calcaires à entroques du Tournaisien. Dans ces régions, au Nord du bassin de Bechar, la discordance existant entre le Viséen inférieur et le Tournaisien (au Nord de Djebel Antar) et la plupart des dépôts flysch synchrones indiquent une phase orogénique locale active à la fin du Tournaisien et au début du Viséen.



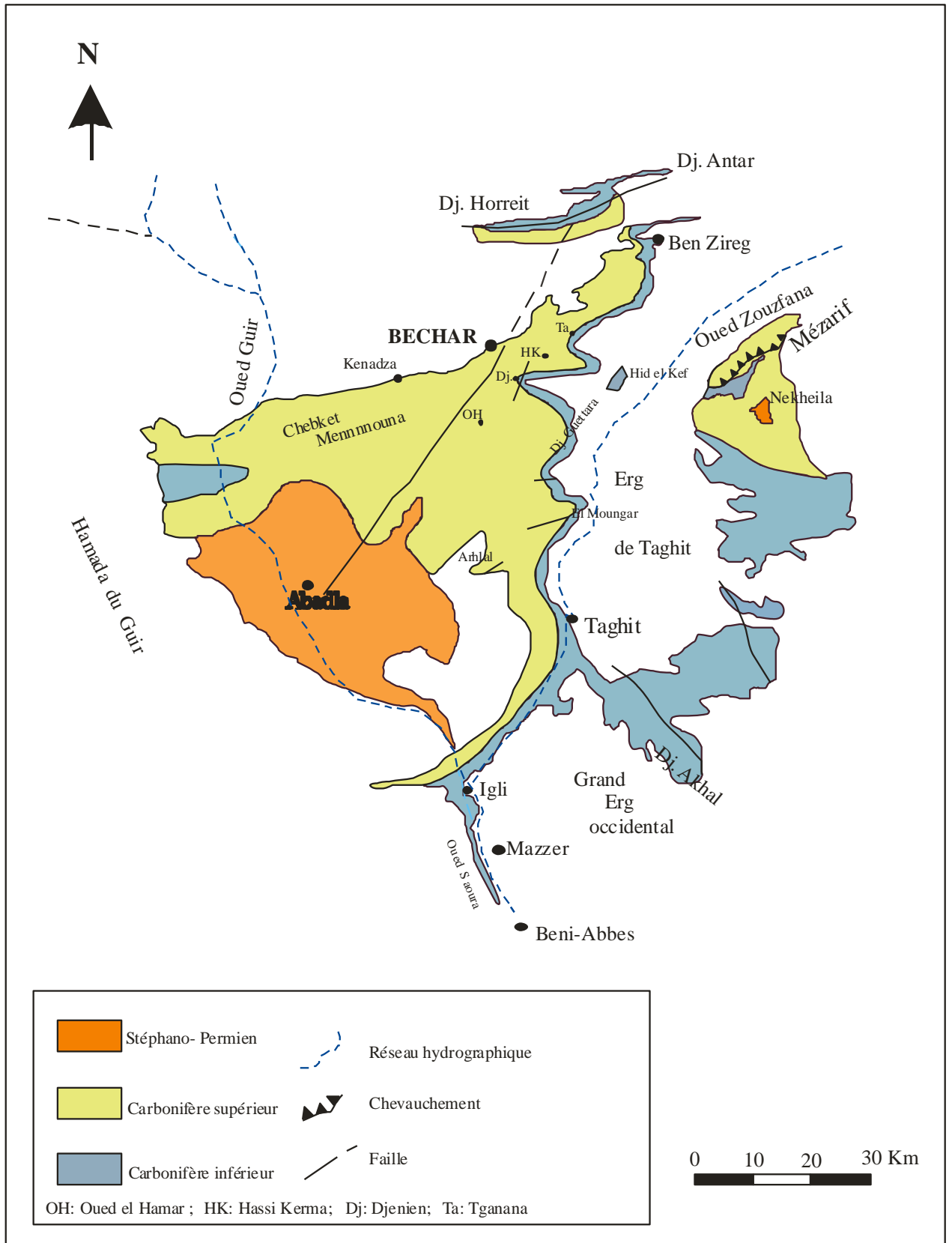


Fig 3: Répartition des principaux affleurements des terrains carbonifères dans le bassin de Bechar (d'après Fabre & Kazi-Tani, 2005, in Fabre, 2005; modifiée).

### VI.1.2. Au Viséen supérieur – Serpukhovien supérieur :

Dans la vallée de la Saoura-Zousfana, le Viséen supérieur est caractérisé par la dominance du faciès carbonaté. Le banc de Mazzer constitue un niveau important, repère de l'importante transgression du Viséen supérieur. Ce banc livre des goniatites (*Merocanites ogivalis*) associée à une faune de coraux (*Siphonodendron*) et brachiopodes (*Frechella fascicostata*).

Dans la partie supérieure de la formation Akacha-Mazzer affleure une construction récifale édifiée par des Lithostrotionides sur plusieurs mètres ainsi que des coraux solitaires. Au dessus, dans les formations de Boulmane, Harrez, Igli et Taouerta les calcaires alternent avec des argiles et des grès. Le contenu fossilifère y est peu abondant, composé de conodontes, foraminifères, coraux et brachiopodes. Ces derniers montrent la première apparition des Gigantoproductides.

Les formations de Zousfana (Viséen terminal), d'El Guelmouna, d'Aïn el Mizab (Serpukhovien) et celle de Djenien (Serpukhovien supérieur) sont les mieux développées dans la région du Cirque d'El Guelmouna. Il s'agit d'importantes masses calcaires, appartenant à la partie supérieure de la formation d'El Guelmouna jusqu'à la partie inférieure de la formation de Djenien, dans lesquelles la faune à goniatites est dominée par *Dombarites* associés aux *Platygoniatites* et *Cravenoceras*. Les foraminifères caractéristiques du Serpukhovien (Zone Cfa 6) sont retrouvés dans la formation d'El Guelmouna, notamment les *Eosigmoilina explicata*, *Eolasiodiscus priscus*, *Eostaffella pseudostruvei*. Quant à la formation d'Aïn El Mizab, elle se distingue par sa richesse en coraux et en Gigantoproductides.

Dans la partie Est de la vallée de la Saoura, la transgression du Viséen supérieur permet l'installation de constructions récifales (Lemosquet & Pareyn, 1982) qui s'étalent jusqu'au Viséen terminal. Ces massifs sont localisés entre l'Erg de Taghit et la limite occidentale du grand Erg occidental (Taoudrara, Ioucha, Goumriats, Meharez, Sameh, El Oubeur). Ce régime récifal atteint également les régions septentrionales où les récifs se développent simultanément au Djebel Horreit et dans la partie sud du Djebel Antar. Ces régions sont restées stables pendant tout le début du Serpukhovien.

Dans le secteur de Ben Zireg, le Viséen supérieur surmonte les unités inférieures par des dépôts détritiques (Formation de Ben Zireg) et d'argiles vertes de la fin du Viséen et du début du Serpukhovien. La sédimentation carbonatée se résume dans la formation des « Calcaires de la Gare » surmontée par la formation d'Aïn el Mizab. Par ailleurs, le récif de la Gare, considéré par Pareyn (1961) comme équivalent de la formation de Djenien est

actuellement attribué au Viséen terminal : le contact étant de nature anormale (tectonique) avec l'unité de Ben Zireg.

La formation de Djenien représente l'unité terminale de ce premier groupe. Les dépôts carbonifères sont composés de calcaires péri-récifaux à entroques et à silex, localement dolomitisés. Les goniatites sont présentes avec l'association à *Delepinoceras* – *Cravenoceras* – *Anthracoceras* : Serpukhovien supérieur, les Gigantproductides abondent dans la partie inférieure de la formation et sont remplacés dans les niveaux supérieurs par quelques représentants (*Beleutella*). Par ailleurs, de riches niveaux à coraux ont été décrits par Semenoff Tian-Chansky (1974) comme biostromes locaux à Lithostrotionidae. Cette formation est limitée à sa partie supérieure par un paléokarst constituant ainsi la limite entre la formation de Djenien et la formation sus-jacente de Tagnana. Ce paléokarst est identifié à Djebel Oum el Graf (Pareyn et al. 1971) et également à Djebel Horreit, Bent el Goumi, Palmeraie de Djenien (Lemosquet & Pareyn, 1975).

## **VI.2. Le groupe moyen (Serpukhovien terminal – Bashkirien)**

Dans ce groupe, la nature des dépôts est nettement différente. La coupure lithostratigraphique entre ces deux formations (Djenien – Tagnana) correspond à des événements sédimentologiques et biologiques importants. Elles se distinguent, tant par leur composition lithologique que par leur contenu paléontologique (Pareyn 1961, Pareyn et al., 1971, Lemosquet et al., 1975). Il s'agit de dépôts argilo-gréso-calcaires interrompue par une succession des phases d'érosions. Six niveaux d'érosion sont répertoriés dans le membre inférieur de la formation de Tagnana (Tagnana inférieur – Tag.1). Le premier correspond soit au remplissage gréseux des cavités karstiques, cylindriques et d'ordre métrique, soit à des grès et conglomérats ravinant des calcaires de Djenien (Pareyn et al. 1971, « Grès et Conglomérats d'Aïn Mennouna Rouiana »). L'ultime phase d'érosion (la sixième) tend à éroder l'ensemble des dépôts et peut atteindre 150 m (Pareyn & Lemosquet, 1971). Plusieurs « termes » ont été définis : Tag.1A à Tag.1I. Le passage médio-carbonifère s'effectue au niveau de Tag.1E à goniatites *Homoceras* et *Isohomoceras* et à conodontes marqueurs de la zone à *Declinognathodus noduliferus*.

La formation de Tagnana s'étend sur tout le Bashkirien inférieur avec un membre médian calcaire Tag.2 renfermant vers les niveaux supérieurs des polypiers coloniaux branchus (Legrand-Blain, 1967) très différents de ceux de Djenien (Semenoff, 1985), puis un membre supérieur argilo-gréso-calcaire. Ces derniers sont fossilifères à crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires et goniatites. Toutefois, les phénomènes d'érosion, moins fréquents, persistent toujours jusqu'à la base de la formation d'Hassi Kerma.

Dès la base du membre inférieur, des olistolithes sont rencontrés provenant des formations sous-jacentes, mis en place dans des dépôts gréseux et surmontés par des marnes et des calcaires très fossilifères à faunes diverses. Les niveaux inférieurs sont de la zone à foraminifères Cfa 10, *Pseudostafella* de grandes tailles. Les niveaux supérieurs révèlent la présence de conodontes de la zone à *Idiognathodus delicatus* du Bashkirien supérieur.

Enfin, la formation de l'Oued el Hamar du Bashkirien terminal (Lemosquet & Lys, 1971) de la zone à foraminifères Cfa 11 à *Profusulinella*, essentiellement calcaires parfois crinoïdiques à polypiers et parfois aussi oolithiques, comporte des intercalations d'argiles et de grès jaunes pour s'achever avec un niveau repère de « calcaire bleu de Djeniene » (Deleau, 1951) appelé également le banc de Djeniene Deleau.

### **VI.3. Le groupe supérieur (Moscovien - Permien inférieur)**

Ce groupe comprend trois parties :

- 1- La formation grésocarbonatée de Kenadza
- 2- Le Houiller
- 3- Les argiles rouges (formations rouges d'Abadla) : Stéphanien à Permien inf.

## **VII. La limite médio-carbonifère dans le bassin de Bechar (Fig.4 – Fig.5)**

La limite Serpukhovien-Bashkirien s'articule autour de deux formations lithologiques. Une formation inférieure de Djenien, essentiellement carbonatée (calcaires et dolomies) et fossilifère, notamment des bryozoaires, des crinoïdes, des bivalves, des gastéropodes, des brachiopodes et des coraux. Ces derniers avec leurs représentants surtout coloniaux (*Lithostrotion*) constituent une importante construction récifale en biostromes et en biohermes.

Cette formation s'achève par une importante surface d'érosion, qui s'exprime particulièrement dans les secteurs septentrionaux, en un paléokarst dont les cavités ont été remplies de grès correspondant aux premiers niveaux de la formation sus-jacente. Cette surface, sans aucune signification chronostratigraphique, représente un important repère à partir duquel un changement très significatif est enregistré aussi bien au niveau de la nature du régime sédimentaire qu'au niveau de la faune benthique associée (coraux, brachiopodes ..etc..).

Au-dessus de cette surface, la région est soumise à une instabilité sédimentaire de grande ampleur. Celle-ci se traduit au niveau de la formation de Tagnana (dans son membre inférieur, Tag.1) par une succession répétitive argilo-grésocalcaire, fréquemment interrompue par plusieurs phases d'érosions de chenaux (Grès I – Grès V, Lemosquet et Pareyn, 1975,

1985). Ce régime se révèle fatal pour une grande partie de la faune benthique causant la disparition temporaire de toute bioconstruction corallienne et aussi la quasi-disparition des Gigantoproductides à l'exception des *Titanaria*. Ces ultimes représentants disparaissent à leur tour au niveau de Tag.1D, à quelques mètres de la limite Serpukhovien-Bashkirien.

L'horizon correspondant au passage médio-carbonifère est repéré dans le niveau Tag.1E. Il correspond à un calcaire grumeleux, parfois oolithique et très bioclastique, appelé par Lemosquet & Pareyn (1975) « calcaire vidange ». Ce niveau révèle la première occurrence de la biozone à conodontes à *Declinognathodus noduliferus* et celle d'ammonoïdes à *Homoceras* (zone H1) (Manger et al, 1985). Les foraminifères et les algues du Bashkirien inférieur, biozone régionale Cfa 9 à *Eostaffella chomatifera*, *Pseudostaffella antiqua* (Sebbar, 2006) sont présents dans Tagnana 1 et 2. La faune tend progressivement à reconquérir les divers biotopes ; quant aux brachiopodes, on note la réinstallation des formes ubiquistes (Orthides, Productides) et l'apparition de nouvelles formes telles que les Choristitides (Spiriferides)

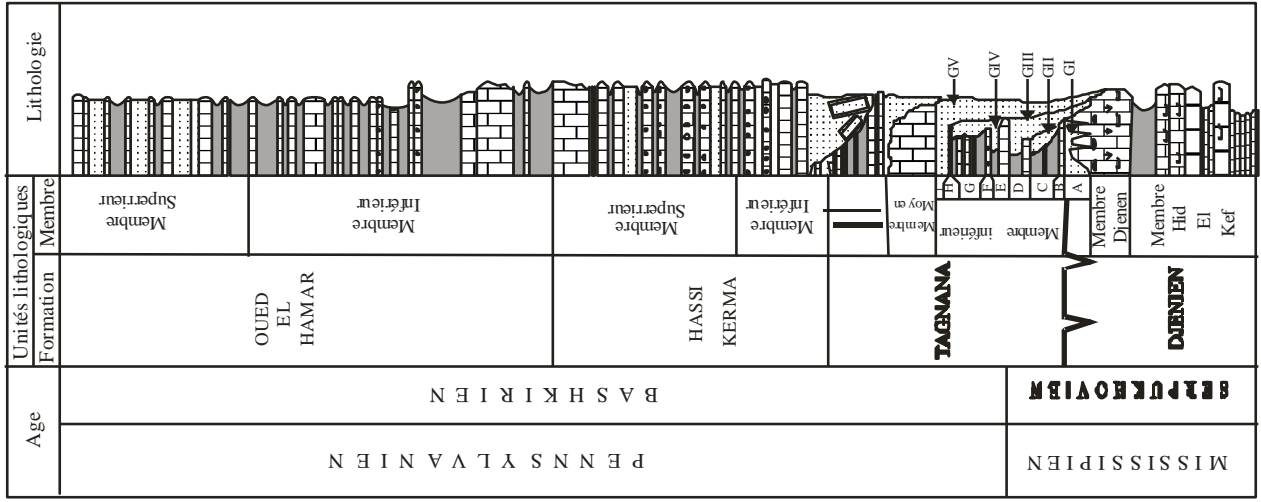


Fig. 4: Succession lithologique synthétique du Namurien (Serpukhovien-Bashkirien) du bassin de Béchar, Lemosquet et al., 1975.

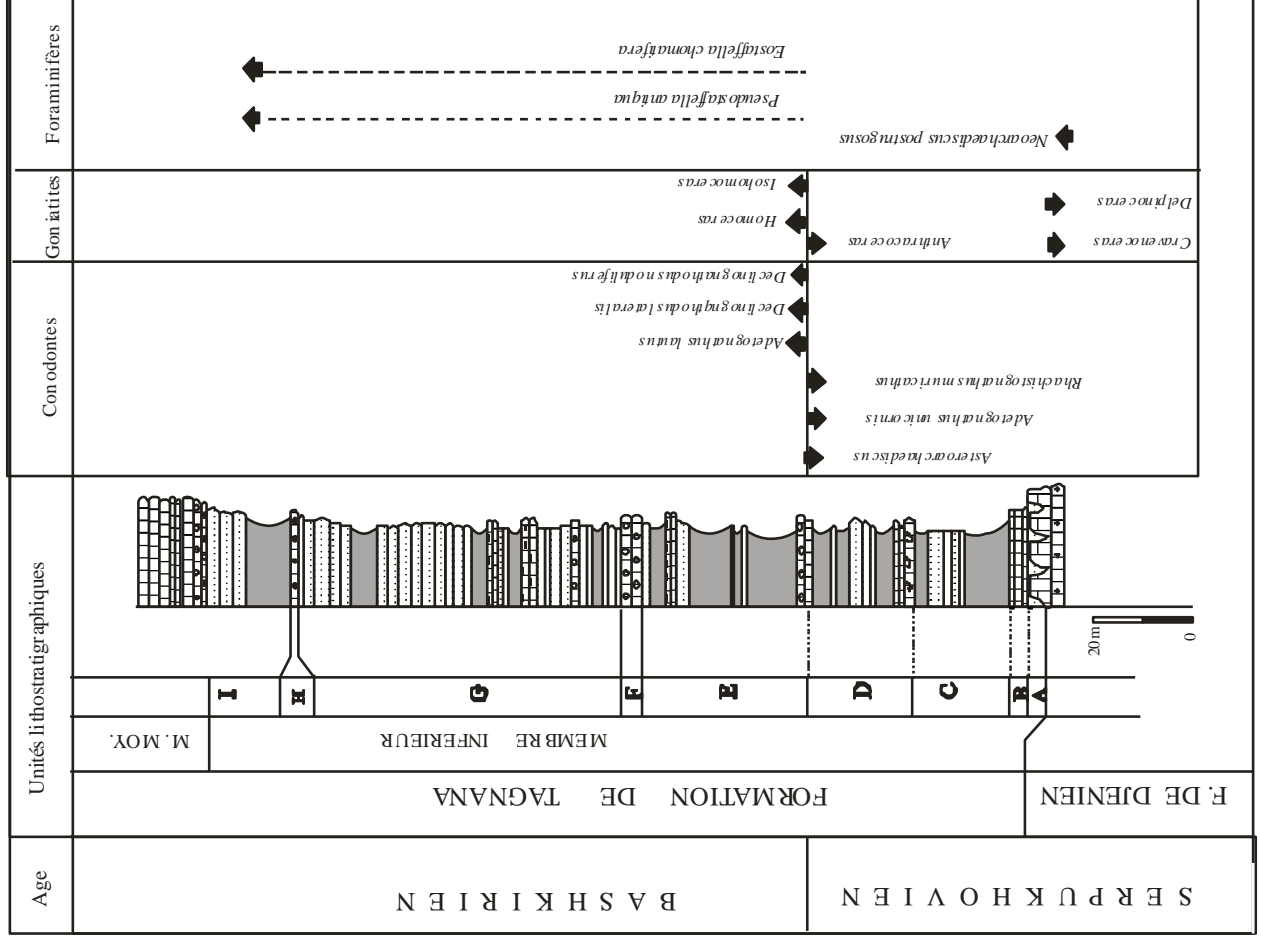


Fig. 5: Attribution biostratigraphique à la limite médio-carbonifère goniatites et conodontes d'après Manger et al. (1985), Weyant (1982) et foraminifères d'après Sebbar (2006)

**CHAPITRE II**  
**LITHOSTRATIGRAPHIE**  
**&**  
**BIOSTRATIGRAPHIE**

# LITHOSTRATIGRAPHIE

## IV. Introduction

Le repérage de la limite médio-carbonifère (Serpukhovien – Bashkirien), dans le bassin de Bechar, s'articule autour de deux unités lithologiques qui sont la formation de Djenien et celle de Tagnana. Ces formations ont été définies dans leurs localités respectives (Fig.2 : région Nord du Djebel Bechar : Djenien – Hassi Kerma – Tagnana) avec des variations latérales d'épaisseurs et de faciès. Les diverses subdivisions lithostratigraphiques établies (Pareyn, 1961 ; Pareyn et al, 1971 ; Lemosquet et al., 1975, 1985) sont ici adoptées jusqu'au niveau du membre. Cependant, « les termes » (en tant qu'unité lithostratigraphique) ne seront pas utilisés suite à la proposition de la *Commission Internationale de Stratigraphie*. De ce fait, dans le présent travail, l'appellation de « terme » sera remplacée par « niveau ».

## V. Définition des formations types :

### II.1. Formation de Djenien : (175 m)

Cette formation comporte deux membres.

#### Membre de Hid El Kef : (50 m)

Ce membre montre, à sa base, des argiles vertes à passées de calcaires crinoïdiques, graveleux, à Productides et débris de goniatites. Au dessus, affleure une corniche à Gigantoproductides. Celle-ci est composée de calcaires organo-détritique noir, de calcaires graveleux à débris d'algues et de calcaires organo-détritiques pseudo-brèchiques (Pareyn, 1961).

#### Membre de Djenien : (125m)

Ce membre essentiellement carbonaté est représenté par des calcaires crinoïdiques dolomités à brachiopodes, qui passent parfois latéralement à quelques intercalations marneuses. Les niveaux supérieurs montrent des calcaires récifaux (*Lithostrotion*) puis des calcaires parfois dolomités à silex. L'ensemble s'achève par une karstification particulièrement enregistrée dans les secteurs septentrionaux et qui constitue la limite supérieure de la formation de Djenien.

### II.2. Formation de Tagnana : (150m)

Elle se distingue par l'apparition du faciès détritique (Grès/ argiles). Cette formation est composée de trois membres définis par Legrand-Blain (1967). Un membre basal (Tagnana1), de nature argilo-gréso-calcaire, un membre moyen (Tagnana2) essentiellement calcaires à brachiopodes et à polypiers coloniaux et un membre supérieur (Tagnana3)



calcaréo-gréseux. C'est dans le membre inférieur où s'effectue le passage Serpukhovien-Bashkirien, a été étudié en détail d'où sa subdivision en « termes » établis par Pareyn et al, (1971), puis révisée par Lemosquet & Pareyn (1975, 1985). Elle a été subdivisée en « termes » ou niveaux suivants :

**1-Tagnana 1A :** Ce niveau est représenté par les sédiments gréseux qui viennent combler les diverses cavités karstiques (dans les secteurs septentrionaux du bassin de Bechar), ou par les grès et conglomérats remaniant le sommet des calcaires de Djenien (faciès localisé à Aïn Mennouna Rouiana).

**2-Tagnana 1B :** Il s'agit de calcaires bleus parfois noduleux et qui se distinguent des calcaires de Djenien par une stratification plus nette et plus régulière. Quant le niveau A est absent, le contact entre les deux ensembles calcaire s'effectue par un encroûtement d'oxyde de fer.

**3- Tagnana 1C :** Il est composé d'une succession de bancs de grès fins dans laquelle s'intercale un niveau oolithique jaunâtre (O<sub>1</sub>, ou oolithe inférieure). Cet ensemble passe parfois dans d'autres secteurs à des grès et argiles vertes.

**4- Tagnana 1D :** Sa base constitue un des meilleurs niveaux repères. La succession la plus représentative montre une base lumachellique à *Titanaria africana* LEGRAND-BLAIN, sur laquelle se superposent des calcaires, des calcaires argileux, des calcaires grumeleux et enfin des argilites.

**5- Tagnana 1E :** Ce niveau est composé d'une alternance argilo-gréso-calcaire montrant une base calcaire appelé « calcaire vidange » (Lemosquet & Pareyn, 1975). Il s'agit d'un faciès très bioclastique à nombreux fragments de bivalves, de brachiopodes, de gastéropodes, de crinoïdes, d'algues...etc. C'est à ce niveau qu'est proposée la limite médio-carbonifère (Manger et al.1985).

**6- Tagnana 1F :** Il est représenté par des calcaires à oolithes verdâtres (O<sub>2</sub>, ou oolithe moyenne) qui constitue également un niveau repère continu.

**7- Tagnana 1G :** Il s'agit d'une succession d'argilites et de grès fins intercalés par plusieurs niveaux oolithiques, généralement au nombre de trois (O3, ou oolithes supérieures).

**8- Tagnana 1H :** Il correspond à une petite barre de calcaire dolomitique, initialement oolithique.

**9- Tagnana 1I :** Ce niveau est composé d'une succession argilo-gréseuse dont les grès très dominants sont à stratifications obliques renfermant de nombreux végétaux terrestres.

## **VI. Description des coupes étudiées**

### **III.1. Secteur Arhlal (Fig.6)**

La région d'Arhlal représente le secteur le plus méridional dans le présent travail. Ce secteur, proche de la ville de Taghit, s'étend depuis Djebel Arhlal au Sud-Ouest jusqu'à Hassi Arhlal au Nord Est. Les affleurements carbonifères ont été examinés dès les années 1960 par la SN REPAL, puis par Pareyn et *al.* (1971) ; Legrand-Blain (1985) et Sebbar & Lys (1989).

#### **III.1.1. Djebel Arhlal**

Djebel Arhlal est situé à environ 30 Km Nord Nord Ouest de la ville de Taghit, c'est un anticlinal dont l'axe est orienté grossièrement Est- Ouest, au niveau duquel. Les flancs nord et sud ont fait l'objet d'un lever de coupe lithologique.

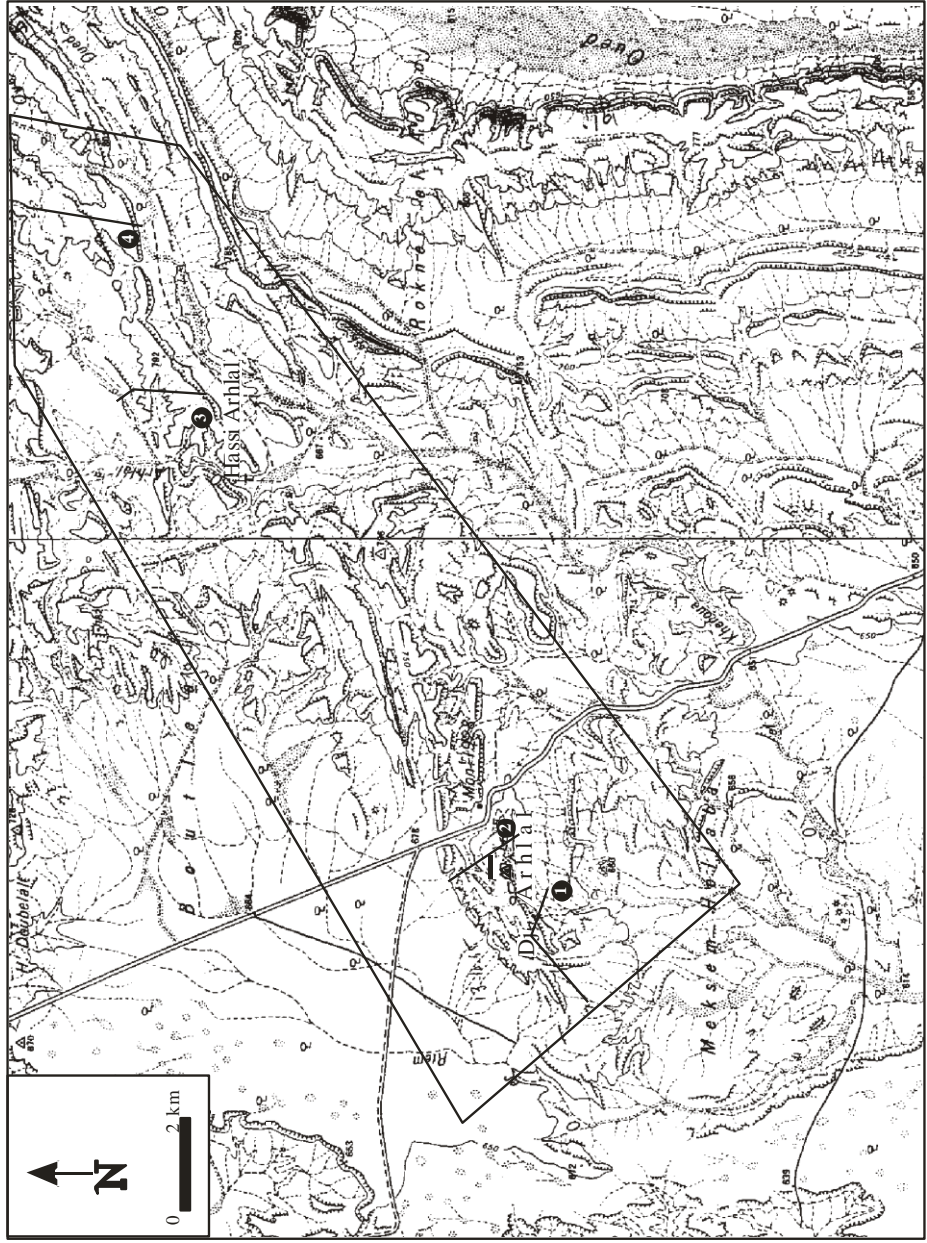
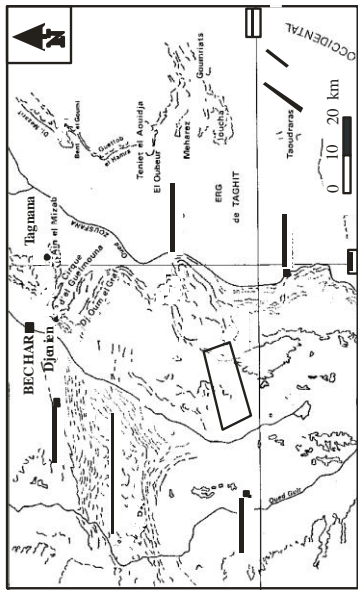
##### **III.1.1.1. Coupe Djebel Arhlal Sud : (Fig.7)**

La succession lithologique comprend une partie carbonatée et une autre argilo-gréso-calcaire. Cette variation lithologique montre clairement le passage de la formation de Djenien à celle de Tagnana.

#### **c. Formation de Djenien :**

##### **a.1. Membre de Djenien :** (membre supérieur - partie sommitale : 45.00 m)

La partie étudiée est d'une épaisseur globale d'environ 45,00m. Il s'agit d'une succession carbonatée dont l'expression est très variée à partir de laquelle on distingue :



- ① Coupe Djebel Arhhal (flanc Sud)
- ② Coupe Djebel Arhhal (flanc Nord)
- ③ Coupe Hassi Arhhal 1
- ④ Coupe Hassi Arhhal 2

Fig. 6: Situation géographique du secteur Arhhal (Djebel Arhhal - Hassi Arhhal) extrait de la carte topographique Menouarar 1/100.000

Partie inférieure (A): Elle est d'une épaisseur d'environ 30 mètres disposée en une superposition irrégulière de bancs décimétriques, de calcaires dolomitiques ou de calcaires à patine jaunâtre, grisâtre à la cassure, soit sparitique ou encore à entroques à quelque nodules de silex ou parfois même brèchiques. L'aspect stratonomique y est assez variable, indépendamment de la nature lithologique. Les bancs sont soit réguliers soit massifs, chenalisés ou pseudo noduleux.

Partie médiane (B) : Dans cette partie apparaît environ 3m de calcaires à polypiers coloniaux interrompus localement par un calcaire brèchique. Cette activité corallienne s'exprime soit par d'importantes masses qui peuvent atteindre les deux mètres soit elle se résume à quelques petites gerbes souvent isolées.

Partie supérieure (C) : Les niveaux calcaires sus-jacents sont sparitiques ou parfois à entroques, avec de rares lentilles marneuses. La concentration de silex est plus importante, notamment par la présence de gros nodules ou par des passées interstratifiés.

Aussi, le contenu faunistique, dans ces niveaux, paraît également plus important. Il s'agit essentiellement de polypiers solitaires, de gastéropodes, de bivalves et de brachiopodes. Ces derniers se répartissent en plusieurs niveaux qui ont fait l'objet d'une récolte, mais leur mauvaise conservation (degrés d'usure ou silicification) n'a pas permis une détermination précise. Toutefois la succession des niveaux fossilifères a révélé le contenu suivant :

**Ar 8'**: Fragments de Productidae indéterminables, des Rhynchonelles, *Composita sp.*

**Ar 8**: *Semicostella sp.*, *Composita sp.*, *Spiriferellina sp.*

**Ar 9**: *Productus sp.*, *Semicostella sp.*, *Composita sp.*, *Martinia sp.*

**Ar 9'**: *Anthracothyrina bressoni* , *Brachythyris ovalis*

Le contenu des niveaux **Ar 10**, **Ar10'** et **Ar 11**, inclus dans des calcaires à entroques, montre la présence de quelques traces d'ammonoïdes associés à de nombreux brachiopodes dont le genre *Composita* constitue l'unique représentant. Ces brachiopodes, constituent une accumulation localement dense, sans aucune orientation préférentielle, mais avec une silicification très accentuée des coquilles.

Cette association faunistique y est aussi présente dans les niveaux terminaux de cette formation qui s'achève par un niveau brèchique à surfaces ferrugineuse (fig.8).

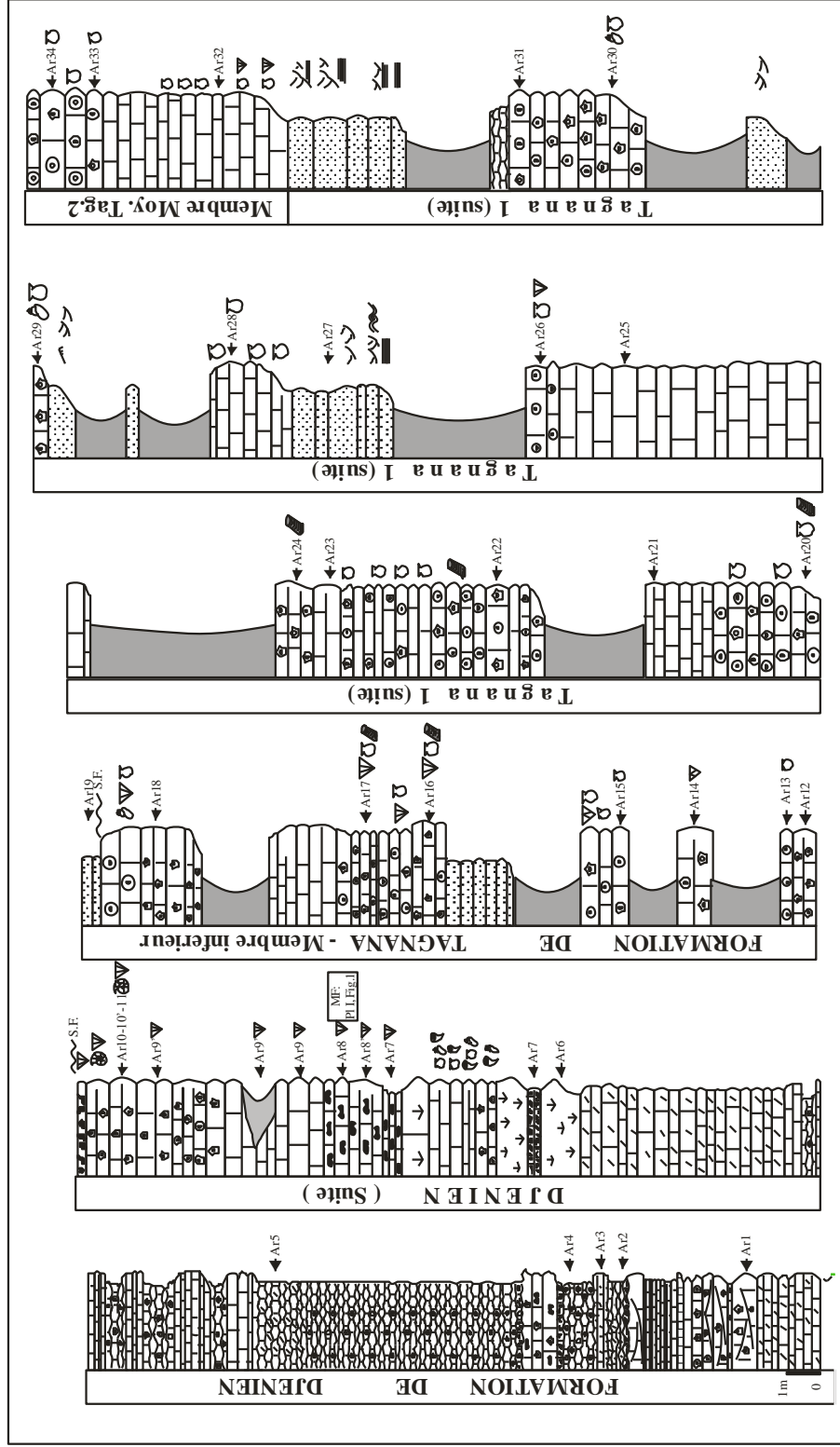
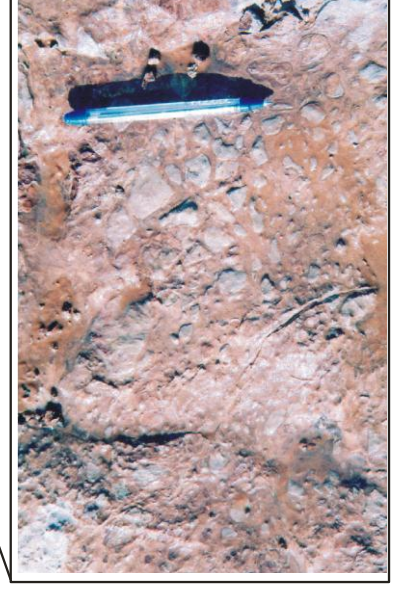
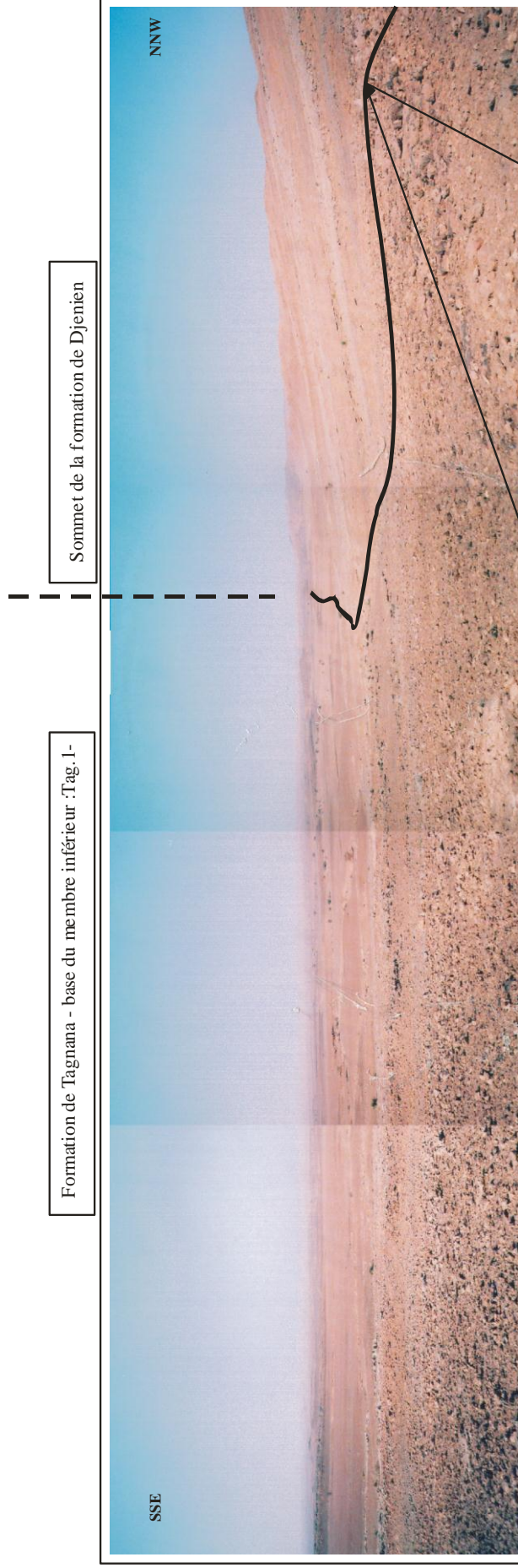


Fig. 7: Coupe lithologique - Djebel Arthlal (flanc sud)



Calcaire bréché à la surface du dernier banc de la formation de Djenien

Fig. 8: Limite entre la formation de Djenien et la formation de Tagnana (Coupe Djebel Arhlal- flanc sud)

## **b. Formation de Tagnana :**

### **b.1. Membre inférieur – Tagnana 1 : (86.20 m)**

Cette formation débute avec l'apparition du premier niveau oolithique. C'est une unité lithologique composée essentiellement de faciès détritiques et carbonatés. Son membre inférieur montre une succession répétitive mais irrégulière argilo-gréso-calcaire.

Les calcaires apparaissent comme le faciès dominant. Ils se présentent en bancs décimétriques ou centimétrique en plaquettes et sont le plus souvent oolithiques, à entroques et /ou bioclastiques. La faune y est représentée principalement par des tiges de crinoïdes, des sections ou des moules externes de gastéropodes, des bivalves et des brachiopodes, en majorité indéterminables, à l'exception du niveau Ar 16 où quelques valves de *Titanaria sp.* ont été identifiées.

Les grès, en bancs décimétriques, sont parfois débités en plaquettes. Ils correspondent à des grès fins à moyens, jaunâtres et parfois rougeâtres, montrant quelques figures sédimentaires d'origine hydrodynamique : rides de courant, stratifications entrecroisées, laminations horizontales et par endroit des HCS (*Hummockey Cross Stratification*).

Enfin, les argiles, quasiment absentes dans la formation sous-jacente, sont ici fréquemment présentes, grisâtres à jaunâtres, d'ordre métrique (1.00 à 6.00 m), intercalées entre les ensembles gréso-carbonatés.

La coupe s'achève avec l'apparition des calcaires à entroques de Tagnana 2 (Tag.2 - Tagnana Moyen).

### **III.1.1.2. Coupe Djebel Arhlal Nord (Fig.9)**

Sur ce flanc, seule la formation de Djenien apparaît en affleurement. Elle est d'une épaisseur globale d'environ 128 m et semble plus complète. La succession des faciès permet de reconnaître ses deux membres : le membre de Hid El Kef (membre inférieur) et le membre de Djenien (membre supérieur).

#### **a. Formation de Djenien : (128.00m)**

##### **a.1. Membre de Hid El Kef : (membre inférieur : 62.00m)**

Ce membre correspond dans sa majeure partie à des calcaires à entroques parfois dolomités, jaunâtre à grisâtre, en bancs décimétriques à métrique (0.10 à 1.20m), réguliers ou chenalisés. Par endroits, ce faciès s'associe à d'autres bioclastes tels que des fragments de bivalves, quelques tiges de crinoïdes de grandes tailles, des bryozoaires, des polypiers solitaires et des brachiopodes tels que : **Al 2** : *Antiquatonia* et d'autres formes indéterminables.

Au dessus d'une grande combe marneuses (lacune de visibilité) apparaissent deux grandes barres séparées par 12m de marnes. Elles se distinguent par leur grande extension latérale et par leur aspect stratonomique pseudo noduleux dominant.

La première barre débute par un calcaire oolithique (1.20m), à litage entre croisé montrant à sa base quelques éléments repris, sub-arrondis, de calcaire bioclastiques. La faune y est représentée par quelques polypiers solitaires et goniatites recristallisées alors que vers le sommet apparaît un plaquage très condensé de gros brachiopodes (Gigantoproductides **AI4**). Les niveaux sus jacents deviennent surtout à entroques tout en gardant la même association faunistique à Gigantoproductides.

La deuxième barre correspond à une superposition de bancs pseudo noduleux de 0.40 à 0.80m de calcaires à entroques, toutefois, le contenu faunistique apparaît moins diversifié avec des Gigantoproductides moins fréquents.

#### **a.2. Membre de Djenien :** (membre supérieur : 66.00m)

Ce membre peut être subdivisé en trois parties :

Partie inférieure (A): la base montre environ 2m de marnes surmontée par une série de bancs décimétriques, réguliers ou chenalisés, de calcaires sparitiques grisâtres, parfois à bivalves et à goniatites silicifiées. Les brachiopodes sont diversifiés; le niveau **AI 6** a livré les taxons suivants : *Latiproductus edelburgensis* (gr. *daguini*), *Latiproductus aff. volgensis*, *Striatifera sp.*, *Beleutella sp.*, *Echinoconchella gr. elegans*, *Productus sp.*, *Buxtonia sp.*, *Semicostella sp.*, *Sinuatella sp.*, *Actinoconchus planosulcatus*, *Phricodothyris sp.*, *Kitakamithyris sp.*, *Composita sp.*, *Fluctuaria sp.*, *Spiriferellina sp.*, *Martinothyris sp.*, Terebratulidae, Rhynchonellidae.

Ces calcaires évoluent vers des niveaux à entroques, disposés en bancs décimétriques à métrique (0.40m à 1m). Ils sont d'abord chenalisés à quelques bivalves, tiges de crinoïdes et des polypiers solitaires, devenant pseudo noduleux où la faune est moins fréquente.

Partie médiane (B): Cette partie est marquée par le développement des calcaires récifaux sur une dizaine de mètres, interrompus de temps à autres, par quelques bancs décimétrique de calcaires à entroques.

Partie supérieure (C): Elle surmonte les calcaires récifaux par une combe marneuse, puis une succession carbonatée à stratonomie régulière puis chenalisée. Le faciès à entroques y est toujours prédominant avec quelques niveaux de calcaires dolomités notamment à la base. Ces calcaires sont affectés par une intense silicification d'où le développement particulier de silex, en gros nodules et en niveaux interstratifiés centimétriques.



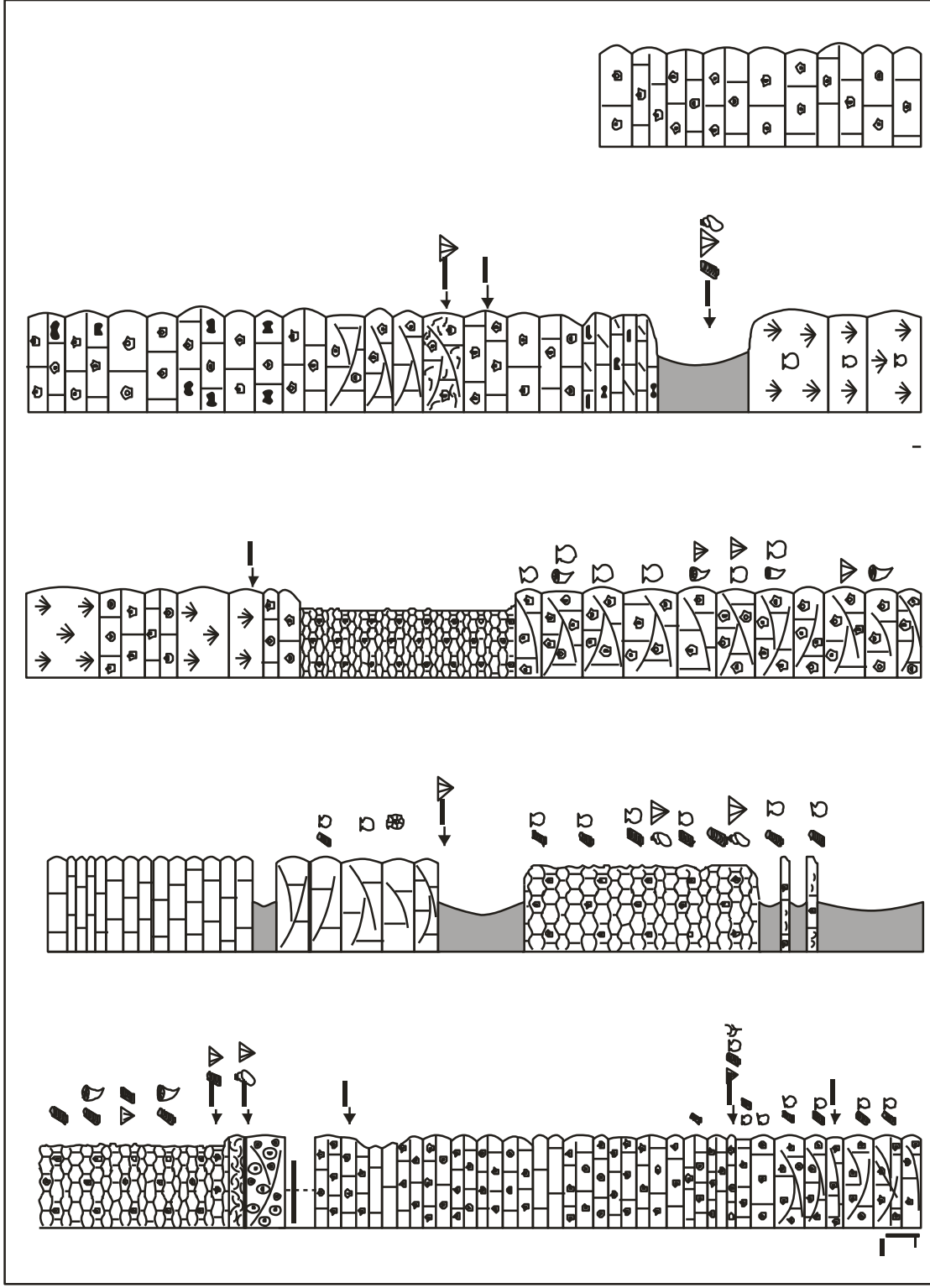
Le contenu faunistique se résume en quelques tiges de crinoïdes et de gastéropodes. Aussi, deux niveaux à brachiopodes ont fait l'objet d'une récolte et ont livrés les formes suivantes :

**AI 8 :** *Anthracothyris bressoni*, *Brachythyris ovalis*, *Martinia sp*, *Composita sp*, *Martinothyris sp.*, *Reticularia sp.*, *Buxtonia sp.*, *Rhipidomella sp.*, *Productus gr. carbonarius* et autres formes très mal conservées et indéterminables.

**AI 10 :** Ce niveau présente une accumulation de coquille de *Composita* (Athyrides), dans un niveau chenalisé de calcaire à entroques. On observe une forte concentration désordonnée et également une silicification très accentuée des coquilles.

Latéralement à environ 700 m vers l'Est, cette succession continue avec un affleurement localisé représentant une partie du membre inférieur de la formation de Tagnana (Tagnana 1).

Il s'agit d'une superposition de bancs décimétriques de calcaires bioclastiques où le dernier niveau montre une concentration de brachiopodes dont les valves rappellent le genre *Titanaria*. A ces niveaux succèdent des grès grossiers jaunâtres (4.50m à 5.00m), en bancs chenalisés de 0.50 à 0.80m, à litages obliques et parfois à litages contournés.



- Calcaire dolomitique
- Calcaire
- Calcaire oolithique
- Calcaire pseudonodulaire
- Calcaire récifal
- Mame/ Argile
- Plaque déchinoderme
- Tige de crinoïdes
- Polypiers coloniaux
- Polypiers solitaires
- Brachiopodes
- Brachiopodes
- Gasteropodes
- Bryozoaires
- Lumachelle
- Nodule de silice
- Chenalisation
- Bivalves
- Goniattites

Fig.9 : Coupe lithologique de DjebelArlhal - flanc Nord -Formation de Dienien -

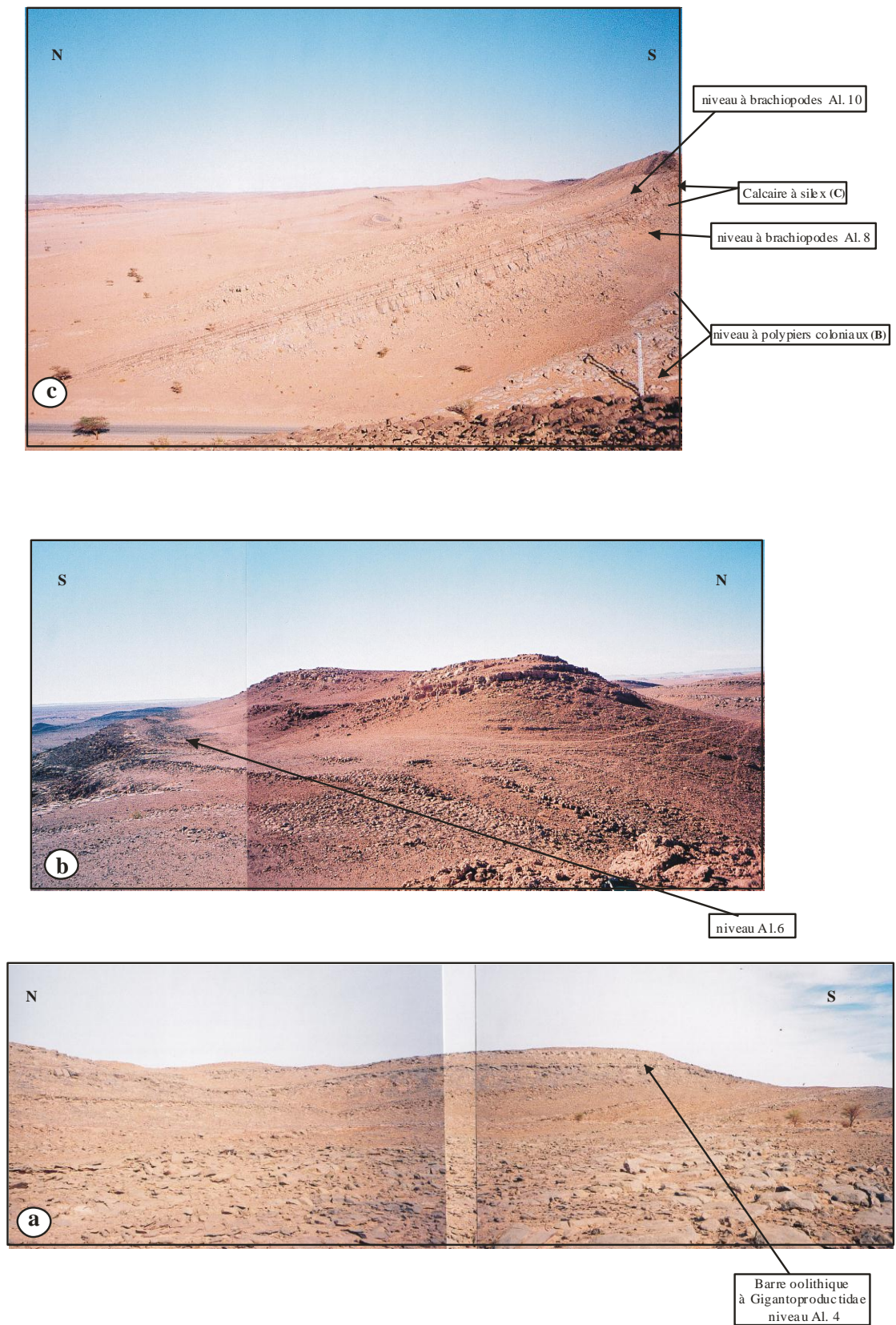


Fig. 10: Coupe Djebel Arhlal flanc Nord: a- membre de Hid el Kef; b-début du membre de Djenien  
 c- niveau supérieur du membre de Djenien: niveau à bioconstruction (B),  
 niveau des calcaires et des calcaires dolomités à silex (C)

### III.1.1.3. Conclusion :

A partir des deux coupes levées dans le Djebel Arhlal, il en résulte la succession lithologique type du secteur (Fig.11), dont les caractères faciologiques sont les suivants :

- La succession montre la superposition des deux formations, Djenien et Tagnana.

- La formation de Djenien (environ 60m) essentiellement carbonatée y est définie par ses deux membres : le membre de Hid el Kef et le membre de Djenien. Ce dernier montre à son tour un niveau infra-récifal (**A**) dolomitique et crinoïdique, un niveau récifal (**B**) et enfin un niveau supra-récifal (**C**) marqué par un important phénomène de silicification d'où la forte présence de silex en formes de nodules ou inter-stratifiés. Ce dernier niveau est l'équivalent de Djenien supérieur, qui a livré des foraminifères de la zone Cfa8 avec *Neoarchaediscus postrugosus* (Sebbar et Lys, 1989 ; Sebbar, 2006).

Cette formation est limitée à sa partie supérieure par un mince niveau bréchique à granules de fer.

- La formation de Tagnana (membre inférieur : Tag.1 - environ 90m) dont la succession argilo-gréso-calcaire correspondrait aux six niveaux précédemment définis, depuis le niveau Tagnana 1C jusqu'au niveau Tagnana 1H. Ainsi, les niveaux de base Tagnana 1A et 1B seraient absents.

- Le contenu faunistique apparaît plus important et plus diversifié dans la formation de Djenien. La faune de brachiopodes y est très diversifiée, avec une activité récifale à laquelle s'associent des bryozoaires, des polypiers solitaires, des crinoïdes, des bivalves, des gastéropodes et rarement des ammonoïdes (traces). Cette diversité s'atténue dès le passage vers la formation de Tagnana où les brachiopodes sont moins fréquents et mal conservés. L'activité récifale disparaît complètement, alors que les autres formes fossiles (gastéropodes et bivalves) ne sont qu'occasionnellement signalées.

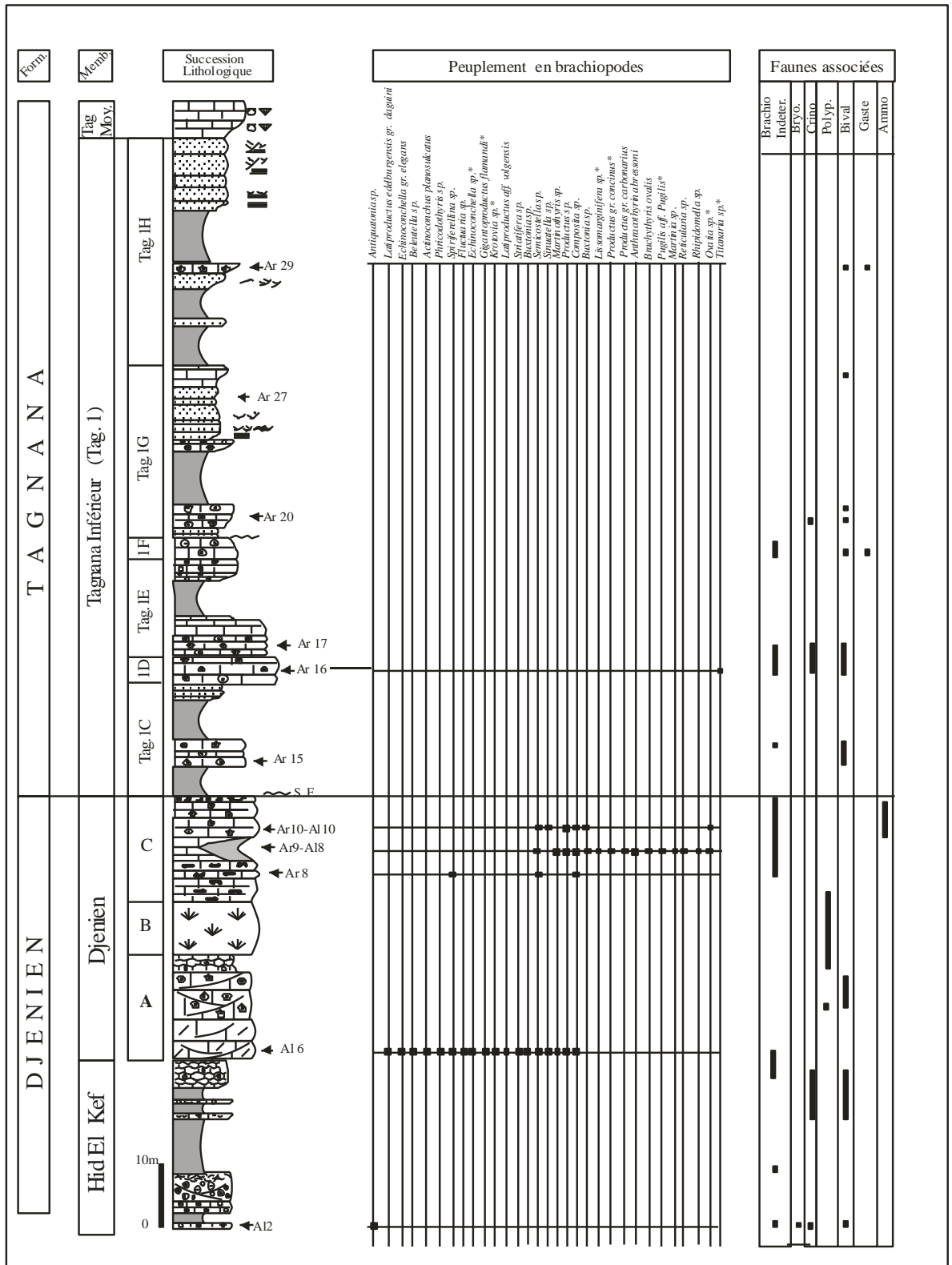


Fig. 11: Succession lithologique synthétique et répartition des peuplements de brachiopodes et faune associée dans le Djebel Arhlal. (\* spécimens cités par Legrand-blain, 1985)

### **III.1.2. Hassi Arhlal :**

Ce secteur est situé à environ 10 km au Nord Ouest de Djebel Arhlal (fig. 6). Il est bordé par deux importants Oueds : l'Oued Arhlal à l'Ouest et Oued el Oust au Sud. Deux coupes ont été levées dans ce secteur dont celle de « l'Oasis » de Hassi Arhlal (Hassi Arhlal 1) et une autre, à environ 6 km vers le Nord Est (point coté 801, Hassi Arhlal 2).

#### **III.1.2.1. Coupe Hassi Arhlal 1 (Fig.12)**

La succession établie dans cette coupe est d'une épaisseur d'environ 78 m, comprise entre la partie supérieure de la formation de Djenien et la partie inférieure de la formation de Tagnana.

#### **c. Formation de Djenien : (46.00 m)**

##### **a.1. Membre de Hid El Kef : (13.00 m)**

L'affleurement correspond à la partie supérieure du membre. C'est une superposition de bancs décimétriques de calcaires dolomitiques, souvent à entroques, aux quels s'associent des polypiers solitaires en sections recristallisées. La limite supérieure de ce membre est marquée par un niveau massif d'environ 1.50m, bioclastique à polypiers solitaires, bivalves, gastéropodes, et par une forte accumulation de gros brachiopodes (en section : Gigantoproductides).

##### **a.2. Membre de Djenien : (33.00 m ; Fig.13)**

Ce membre comprend trois parties distinctes :

Partie basale (A): Elle est composée par une superposition de bancs décimétriques de calcaire à entroques le plus souvent dolomitisés montrant vers le sommet quelques polypiers solitaires.

Partie médiane (B) : Elle est représentée par une importante masse de calcaires récifaux, disposés en gerbes stratiformes d'ordre métrique, aux niveaux desquels ont été récoltés quelques Productides moyennement conservés, notamment des *Productus sp.*, *Semicostella sp.* et d'autres Productides indéterminables (Ha'1). Cette masse est localement interrompue soit par des calcaires noduleux soit par quelques passées marneuses d'extensions locales.

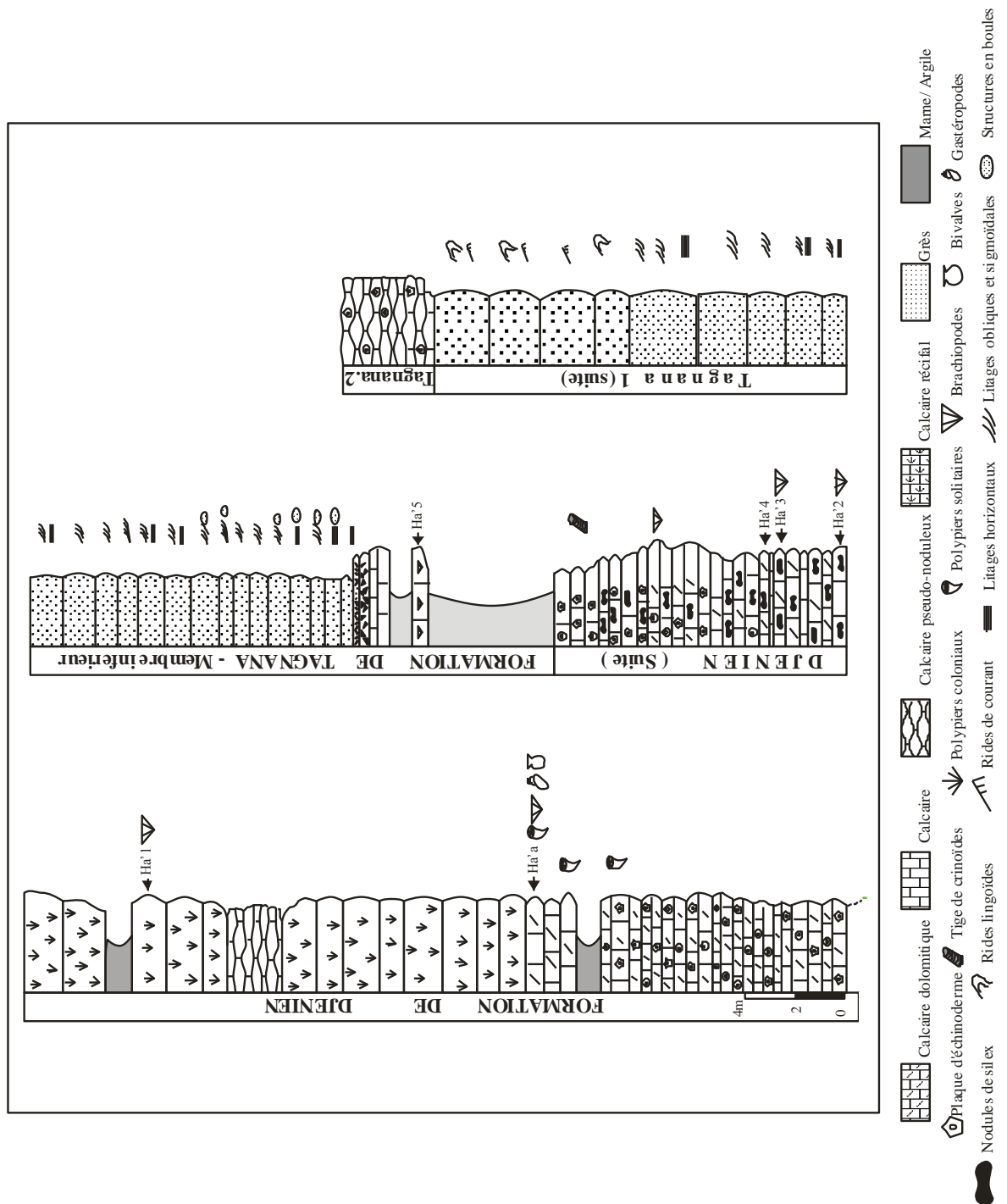


Fig.12: Coupe lithologique de Hassi Arhlal 1

Partie supérieure (C) : Dans cette partie, la succession carbonatée montre une strato-décroissance, d'abord en bancs très massifs d'ordre métrique (1,50 à 2,00m) devenant par la suite décimétrique vers le sommet. Le faciès est entièrement à entroques, souvent dolomitisé et particulièrement marqué par l'apparition de silex en forme de nodules ou interstratifiés. Le contenu faunistique révèle la présence de quelques tiges de crinoïdes et également deux niveaux à brachiopodes.

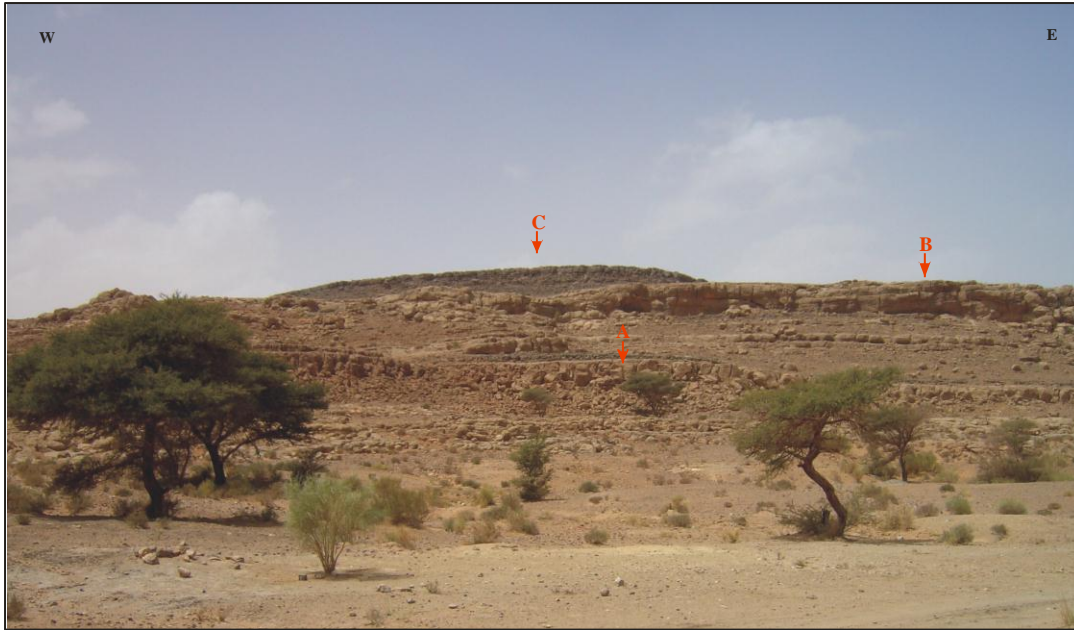


Fig. 13: Niveaux supérieurs du membre de Djenien à Hassi Arhlall: (A): Calcaires à entroques ; (B): Calcaires récifaux (polypiers coloniaux); (C): Calcaires et calcaires dolomitiques à silix

Le niveau Ha'2 contient des spécimens entièrement silicifiés et est composé d'*Anthracothyridina sp.*. Le niveau Ha'3, refermant des formes très mal conservées qui se rapportent à des petits Productides. Les derniers niveaux renferment quelques empreintes de brachiopodes.

#### d. Formation de Tagnana

##### b.1. Membre inférieur –Tagnana 1 : (33.00 m)

Ce membre montre à sa base une alternance (08.00 m) de marnes grises d'ordre métrique et des calcaires grisâtres, dont le premier niveau est bioclastique, montrant une accumulation de coquilles de brachiopodes de grandes tailles (en sections Ha'5) et qui vraisemblablement se rapportent à des *Titanaria sp.* Sur cet ensemble marno-calcaire, se superpose une importante succession gréseuse (25.00 m) strato-croissante. On note d'abord, des niveaux décimétriques de grés moyens jaunâtres, à stratifications horizontales, obliques et parfois sigmoïdales, renfermant des boules décimétriques et qui semblent avoir une origine diagénétique. Vers les dix derniers mètres, apparaissent des grés grossiers à patine jaunâtre, blanchâtres à la cassure, montrant souvent des rides de courant asymétriques et lingoïdes (Fig.14).

Ce membre s'achève avec les premiers niveaux de calcaires dolomités pseudo-noduleux, appartenant au membre de Tagnana 2 (Fig.15)





Fig. 14 : Grès de la formation de Tagnana- Hâssi Arhlal 1 - **A** : Membre Tagnana I terminal ('Tag.II, équivalent des grès terminaux) ; **B** : Structure diagénétique en boules; **C** : Structure sigmoïdale

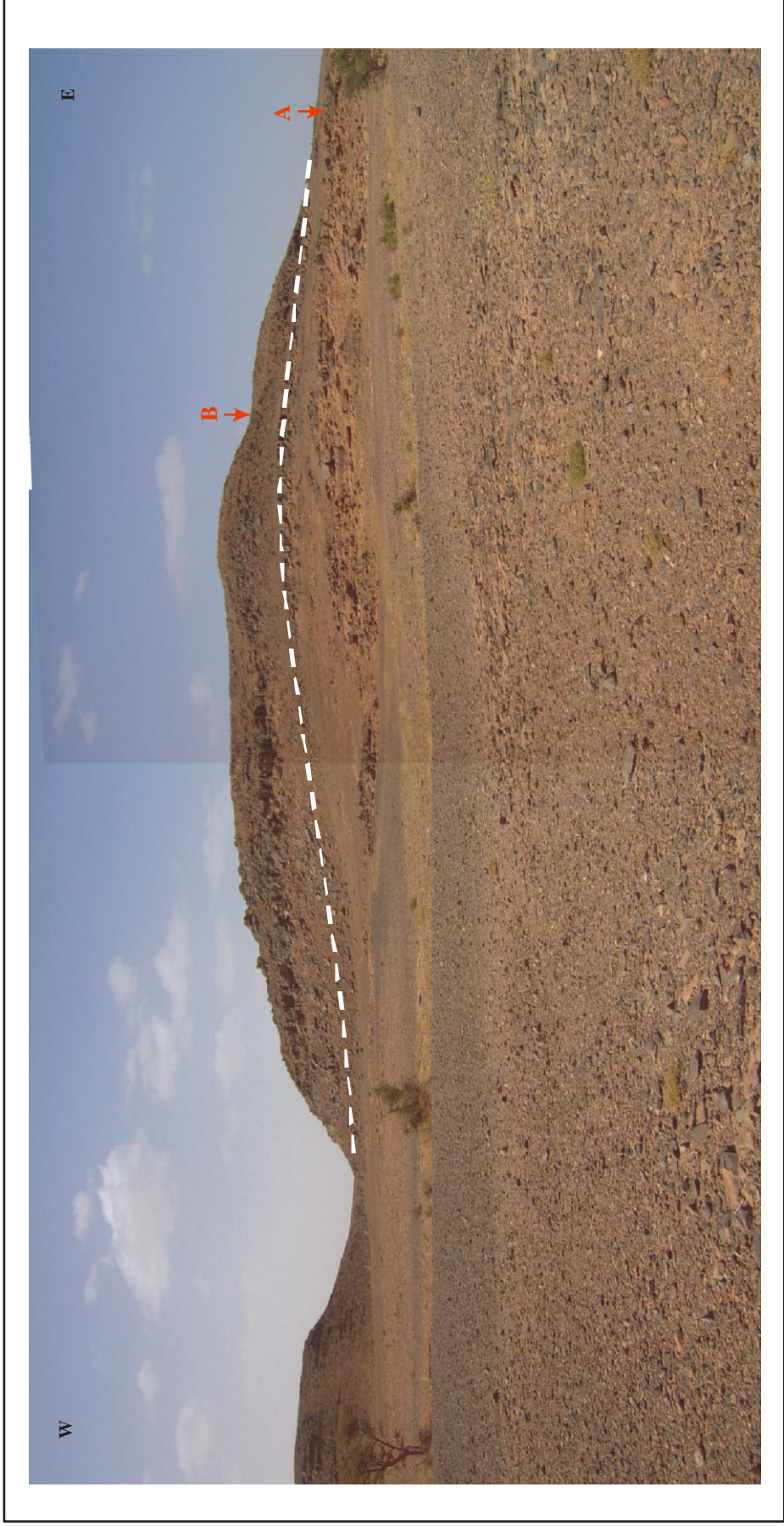


Fig.15: Passage depuis (A):les grès terminaux du membre Tagnana 1(Tag.1D) vers (B) les premiers niveaux calcaires de Tagnana 2 (Hassi Arhlal 1)

### III.1.2.2. Coupe Hassi Arhlal 2 (Fig.16)

Cette coupe est d'une épaisseur globale d'environ 100 m, orientée grossièrement Nord-Sud et concerne la partie supérieure de la formation de Djenien et la partie inférieure de la formation de Tagnana.

#### a. Formation de Djenien : (45.00 m)

##### a.1. Membre de Hid El Kef : (12.00m)

Les niveaux étudiés représentent les derniers mètres de ce membre. A la base, sur environ 4.00m, se superposent des bancs décimétriques (0.40 à 0.80m) de calcaires sombres, pseudonoduleux à brachiopodes de grandes tailles (Gigantoproductides, fig. 17b), associés à quelques tiges de crinoïdes. A cette barre se superpose une combe marneuse au niveau de laquelle s'interstratifient quelques bancs décimétriques (0.20 à 0.30m) de calcaires dolomités, jaunâtres, bioclastiques à tiges de crinoïdes, algues, bryozoaires, bivalves et petits brachiopodes.

##### a.2. Membre de Djenien : (33.00 m) (Fig.17)

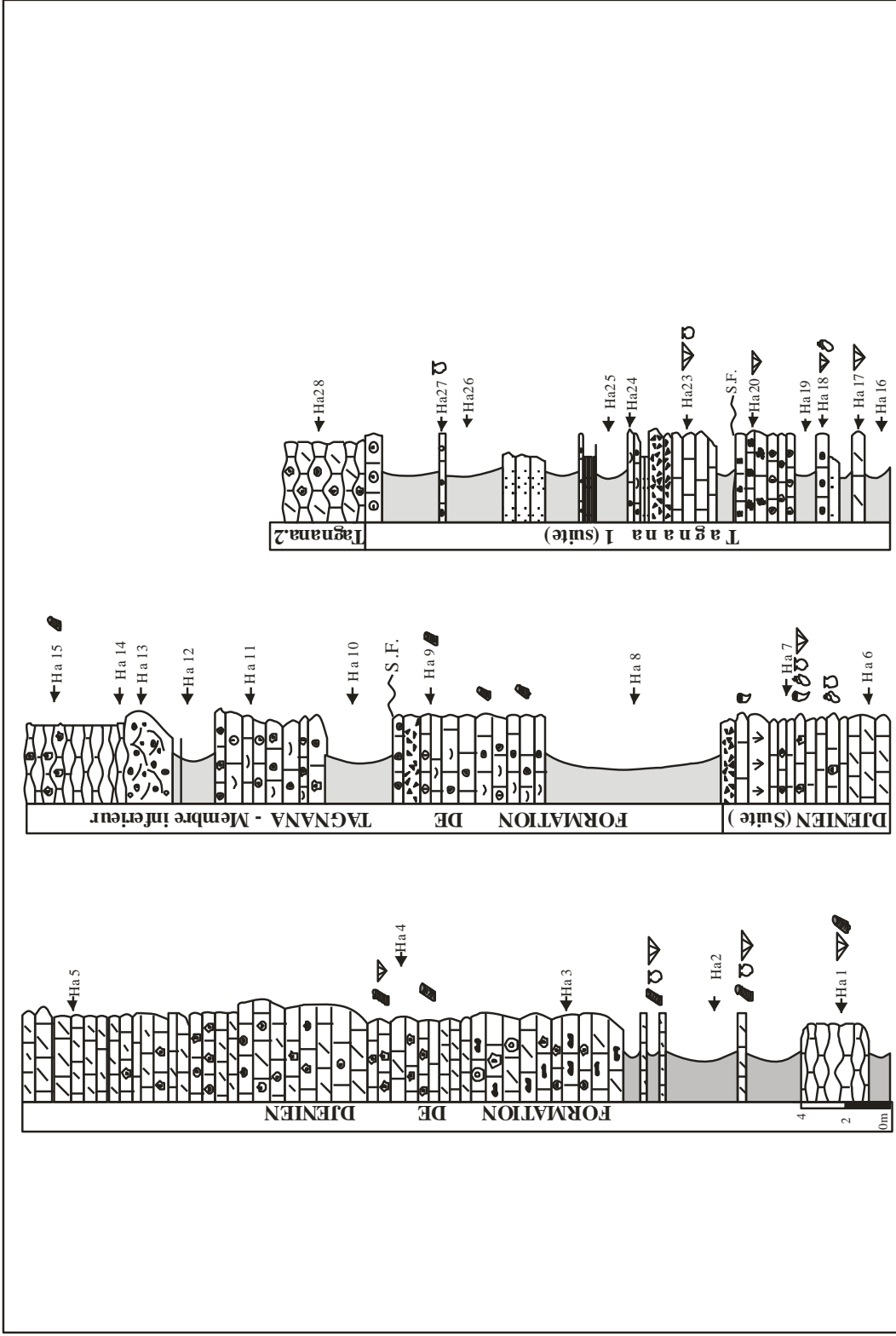
Partie basale (A) : Elle est d'environ environ 30m d'épaisseur, en bancs décimétriques de calcaires à entroques, le plus souvent dolomitiques, avec occasionnellement quelques rares nodules de silex. La faune est représentée par quelques petits brachiopodes recristallisés et des tiges de crinoïdes auxquels s'ajoutent, vers le sommet, des gastéropodes, des bivalves et des polypiers solitaires.

Partie médiane (B) : Il s'agit d'une bioconstruction (3m) de polypiers coloniaux (Fig.17 d), aux quels s'associent quelques polypiers solitaires. Cette bio-construction est surmontée par une superposition de bancs décimétriques (0.20m) de calcaires brèchiques.

#### b. Formation de Tagnana

##### b.1. Membre inférieur – Tagnana 1 : (55.00m)

De nature marno-grésocalcaire, ce membre est particulièrement caractérisé par l'apparition des faciès oolithiques et par la fréquence des combes marneuses. Deux parties peuvent être distinguées



- Calcaire dolomitique
- Calcaire
- Calcaire colithique
- Calcaire pseudo-noduleux
- Calcaire récifal
- Calcaire bioclastique
- Mame/Argile
- Plaque d'échinoderme
- Tige de crinoides
- Polypiers coloniaux
- Polypiers solitaires
- Bivalves
- Gastéropodes
- Algues
- Nodules de silice
- Grès
- Brèches
- Chemalisation
- S.F.: Surface ferrugineuse

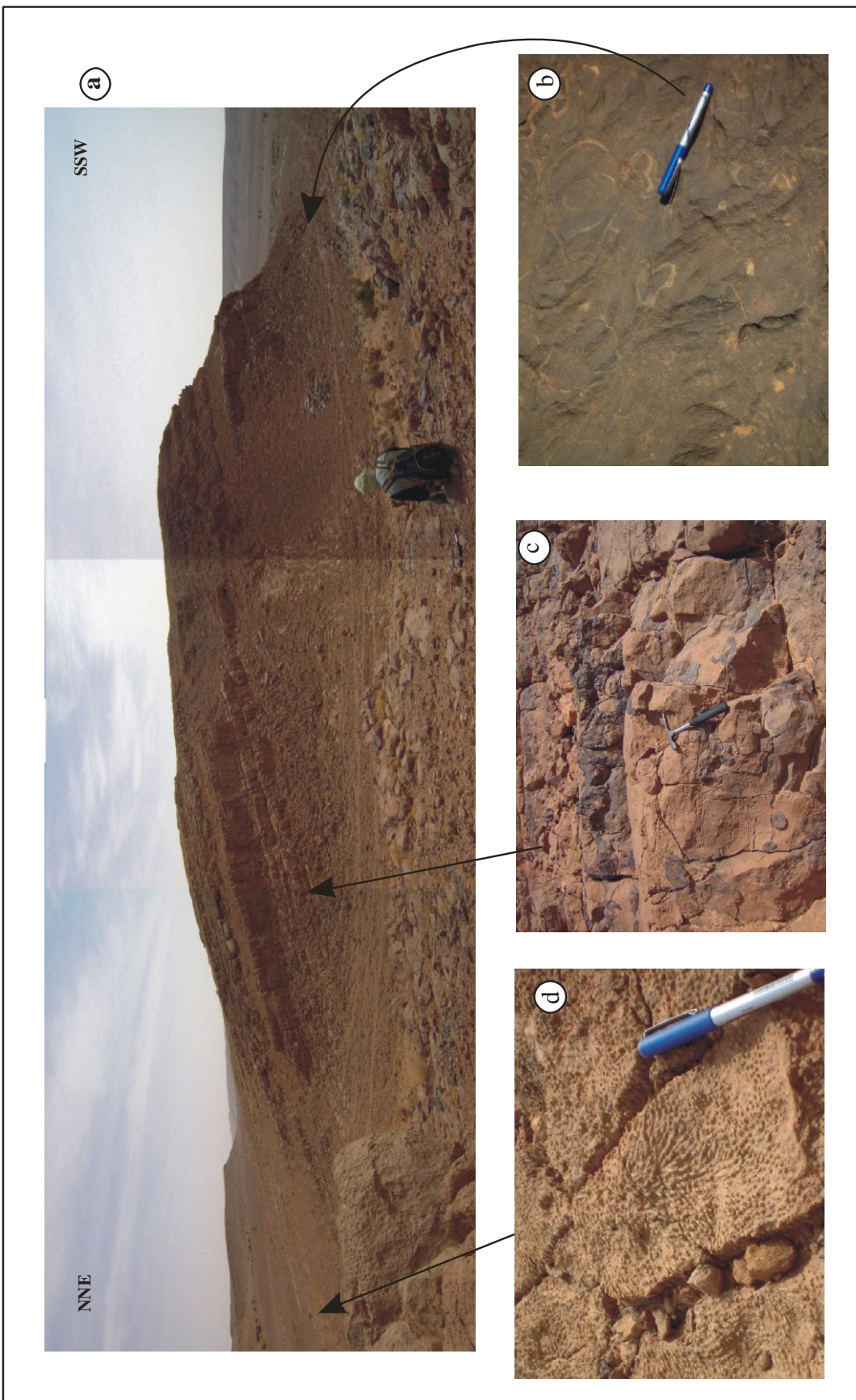


Fig. 17 **a**: Vue générale de la partie sommitale de la formation de Djenien (Hassi Arhlal 2) ; **b**: niveau à Gigantoproductides ; **c**: Calcaires à silex; **d**: Calcaires à polypiens coloniaux



Fig. 18: Vue panoramique montrant la limite entre la formation de Djernien et la formation de Tagnana (Hassi Athlal 2)

### Partie basale (39.00m):

Elle est composée d'une alternance marno-calcaire avec quelques rares passées gréseuses. Les marnes sont jaunâtres parfois rougeâtres, d'ordre métriques. Le faciès carbonaté se présente en une superposition de bancs décimétriques, à stratonomie le plus souvent régulière, à quelques laminations entre croisées, ou pseudo noduleux. Leurs agencements constituent des barres d'ordre métrique. Ces calcaires sont souvent oolithiques et / ou à entroques ou bréchiques. Ce faciès est également bioclastique, avec essentiellement des fragments de bivalves, des tiges de crinoïdes, quelques brachiopodes et gastéropodes recristallisés. Les derniers bancs (1.50m) montrent la présence d'algues associées à quelques brachiopodes (en section). L'ensemble s'achève par une surface ferrugineuse.

### Partie sommitale (16.00m):

Elle débute avec une succession de calcaires sparitiques grisâtres à brachiopodes et bivalves puis des calcaires bréchiques. A ces niveaux se superpose une alternance marno-gréso-calcaire où les grès deviennent relativement plus fréquents. Il s'agit de grès moyens, grisâtres, en plaquettes, ou plus haut, de grès grossiers verdâtres en bancs massifs, alternant avec trois niveaux de calcaires oolithiques et des marnes rougeâtres d'ordre métrique. Au dessus, affleurent les premiers niveaux dolomitiques de Tagnana 2.

### **III.1.2.3. Conclusion :**

D'une manière générale, les affleurements à Hassi Arhal montrent une succession plus complète à Hassi Arhlal 2. Ainsi, d'importantes variations latérales ont été relevées (Fig.19) telles que :

- A Hassi Arhlal 1, la formation de Djenien affleure par ses deux membres (Hid el Kef et Djenien). Toutefois, le membre supérieur montre une diminution d'épaisseur avec une absence du niveau infra-récifal (A), alors que le niveau récifal (B) apparaît plus développé.

Quant au niveau supra-récifal (C), il est représenté par environ 16m de calcaires à silex et passe latéralement à Hassi Arhlal 2 à 2m de calcaires bréchiques.

- La formation de Tagnana (membre inférieur - Tag.1) montre son maximum d'épaisseur à Hassi Arhlal 2 (55 m), et est définie par les niveaux Tag. 1C jusqu'au niveau Tag. 1G. Par ailleurs, vers Hassi Arhlal 1, cette formation n'est représentée que par une trentaine de mètres où tous les niveaux, depuis Tag.1E jusqu'à Tag.1G semblent être érodés et remplacés par une importante masse gréseuse d'environ 30m correspondant au niveau terminal Tag.1I.

- Le contenu faunistique montre une variation dans la diversité et la fréquence qui permet d'établir une limite correspondant à celle des deux formations. Dans la formation de Djenien, malgré une faible variation du contenu en brachiopodes, la faune associée est assez fréquente : coraux (polypiers solitaires et coloniaux), crinoïdes, bryozoaires, bivalves, gastéropodes. Dès le passage à la formation de Tagnana, le contenu faunistique est brutalement appauvri, limité à quelques brachiopodes, bivalves et à un niveau à algues.

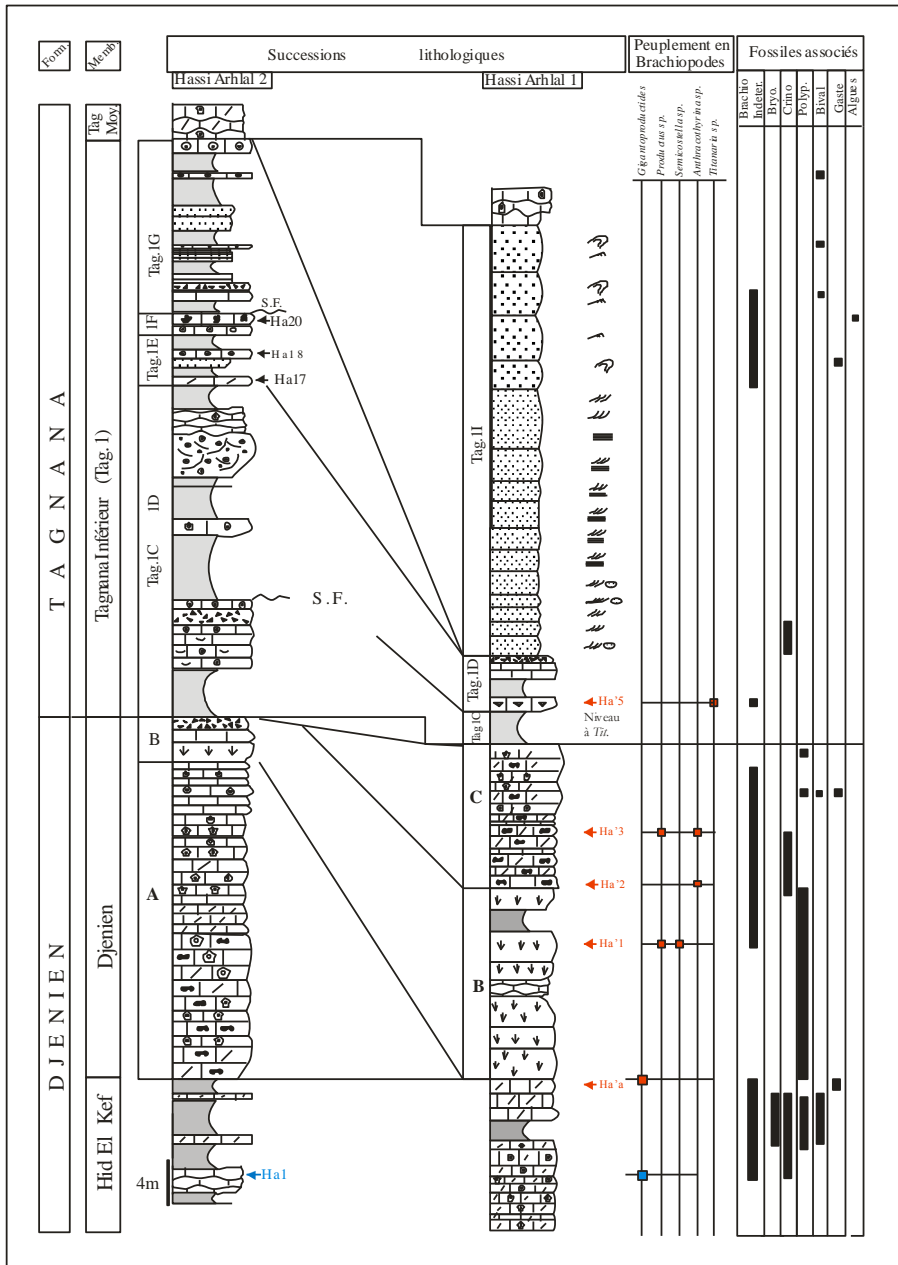


Fig. 19 : Répartition latérale des unités lithologiques, des peuplements en brachiopodes et des fossiles associés - Hassi Arhlal



### **III.2. Secteur Menouarar – El Moungar:**

Ce secteur se situe à environ 50 Km au Sud de Bechar. Faisant partie du revers Ouest du massif d'El Moungar, il comprend les reliefs de Foum es Sba à l'Est et ceux de Menouarar à l'Ouest (Fig.20).

#### **III.2.1. Foum es Sba :**

Les reliefs de Foum es Sba constituent la jonction entre le massif d'El Moungar et le cirque de Guettara. Ces reliefs sont limités au Nord par Djorf Mouka et au Sud par l'Oued es Sba (Fig. 20).

##### **III.2.1.1. Coupe Foum es Seba : (Fig.21)**

Cette coupe, orientée grossièrement Sud Est – Nord Ouest, est d'une épaisseur globale d'environ 143 mètres. Deux formations lithologiques sont mises en évidence : la formation de Djenien et celle de Tagnana.

##### **a. Formation de Djenien :**

En raison d'accessibilité à l'affleurement, seul le membre supérieur a été pris en considération.

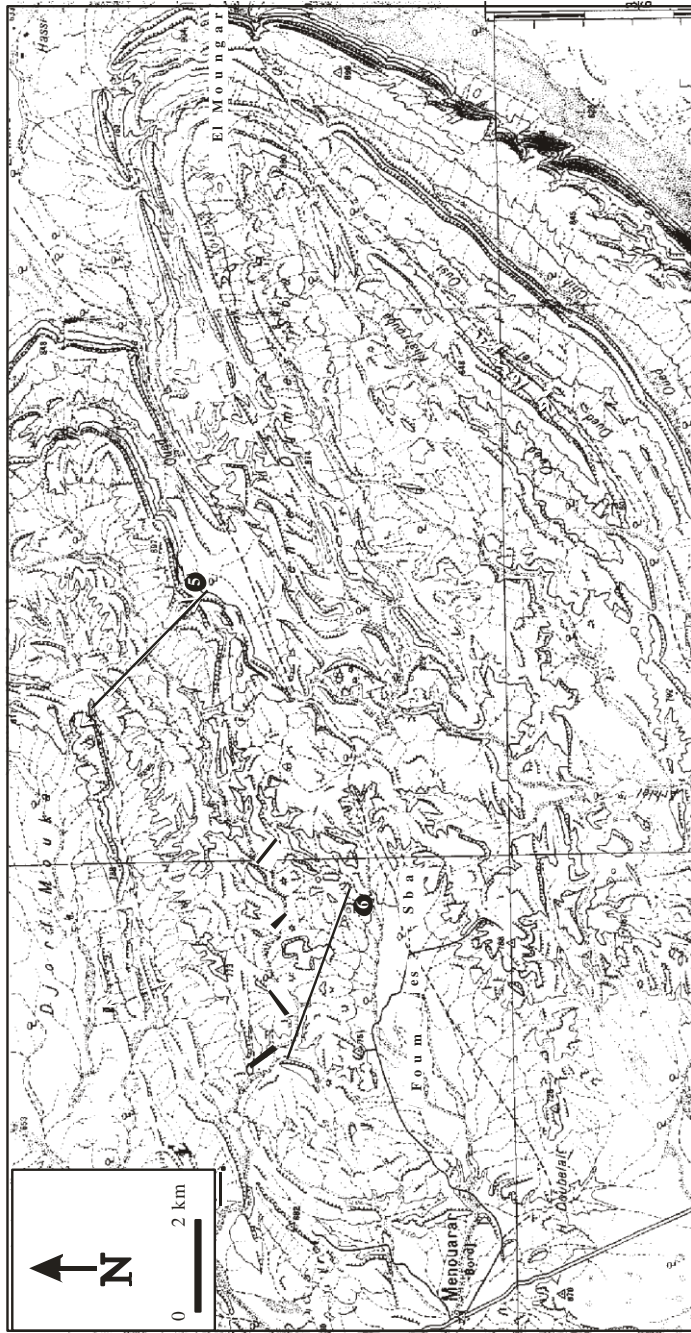
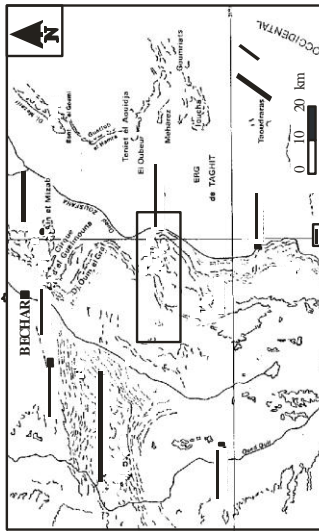
##### **a.1. Membre de Djenien : (membre supérieur – partie sommitale: 95.00m) (Fig.22a)**

La succession y est dans sa totalité carbonatée, néanmoins dans le détail, on peut distinguer trois parties

##### **Partie inférieure (A) : (24.00m)**

Cette partie est composée d'une superposition de bancs décimétriques de calcaires dolomités, grisâtres, parfois chenalisés, aux quels succèdent des bancs réguliers de calcaires micritiques grisâtres parfois d'aspect pseudo noduleux.

Certains de ces niveaux sont bioclastiques où l'on reconnaît quelques polypiers solitaires, rarement en petites gerbes, quelques petits brachiopodes et quelques bivalves.



- ⑤ Coupe Foug Es Sba
- ⑥ Coupe Menouarar

Fig.20 : Situation géographique du secteur El Mouggar - Menouarar (Foug es Sba - Menouarar) extrait de la carte topographique Menouarar 1/100.000

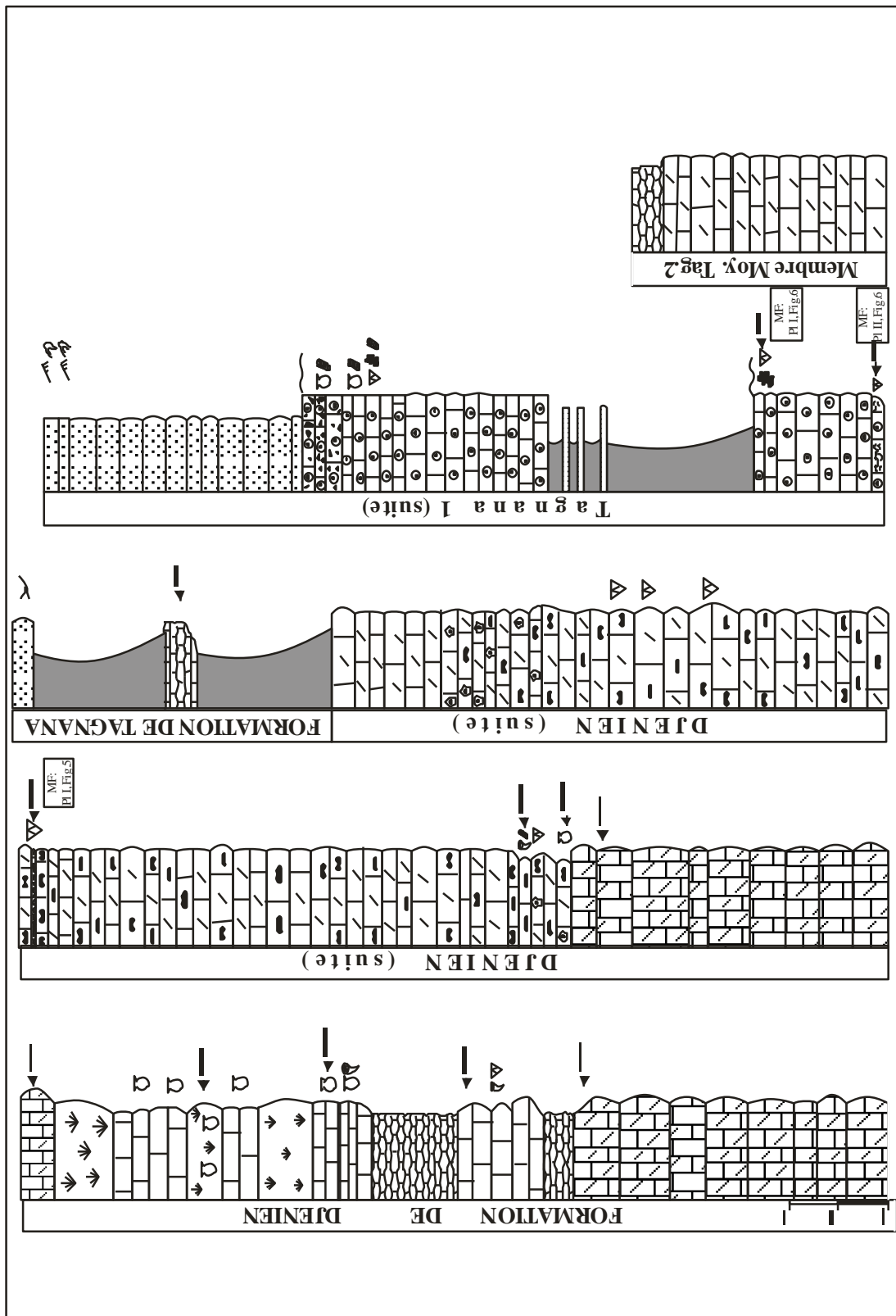


Fig.21: Coupe lithologique de Fournes Sba

Partie médiane (B): (11.00m)

Elle est particulièrement marquée par une superposition de biostromes associés à des bivalves, interstratifiés dans des niveaux décimétriques de calcaires blanchâtres.

Partie supérieure (C) : (60.00m)

Cette dernière partie est représentée par une superposition de bancs décimétriques de calcaires dolomitiques, blanchâtres, caractérisés par de fréquents silex en nodules ou interstratifiés. La faune y est représentée par quelques bivalves, polypiers solitaires, articles et tiges de crinoïdes et également des brachiopodes (Productides), localisés dans certains niveaux : FSD8 : *Pugilis sp.*, FSD 9 : constitue une lumachelle à Productides dominé par *Semicostella sp.* (Fig. 22 b1- b2)

**b. Formation de Tagnana (Fig.23)**

**b.1.Membre inférieur –Tagnana 1 :** (48.00 m)

Il se distingue par un faciès argilo-grésocalcaire d'une part et par l'apparition de niveaux oolithiques d'autre part. Aussi, dans le détail, la succession permet de distinguer une partie basale et une autre sommitale.

Partie basale : (37.00m)

Elle débute par une importante combe argileuse interstratifiée avec des calcaires micritiques sombres à la patine, grisâtre à la cassure, en bancs décimétriques et parfois pseudo-noduleux. A cette combe succède une première barre oolithique (5.00m) qui débute par un niveau gréseux et lumachellique à brachiopodes (Fsa : *Productus* et Rhynchonelles) et se termine par une seconde lumachelle à brachiopodes (Fsb : Rhynchonelles, Fig.23a) et une surface bioturbée, à algues et à granules de fer (Fig.23 b).

Les niveaux sus-jacents montrent une deuxième combe d'argiles verdâtres à intercalations de grés fins, brunâtres à blanchâtres, puis une seconde barre oolithiques (8.00m) dont les niveaux sommitaux deviennent bioclastiques avec quelques empreintes de brachiopodes, des tests de bivalves, quelques thalles d'algues et tiges de crinoïdes, et enfin bréchiques à granules de fer.

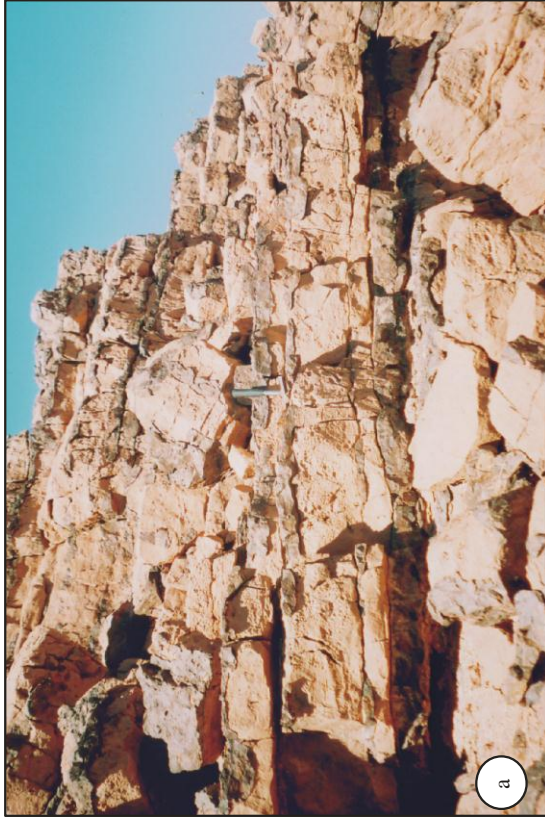
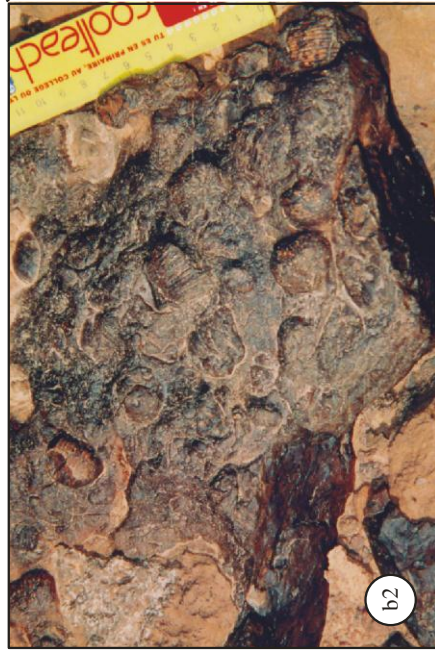
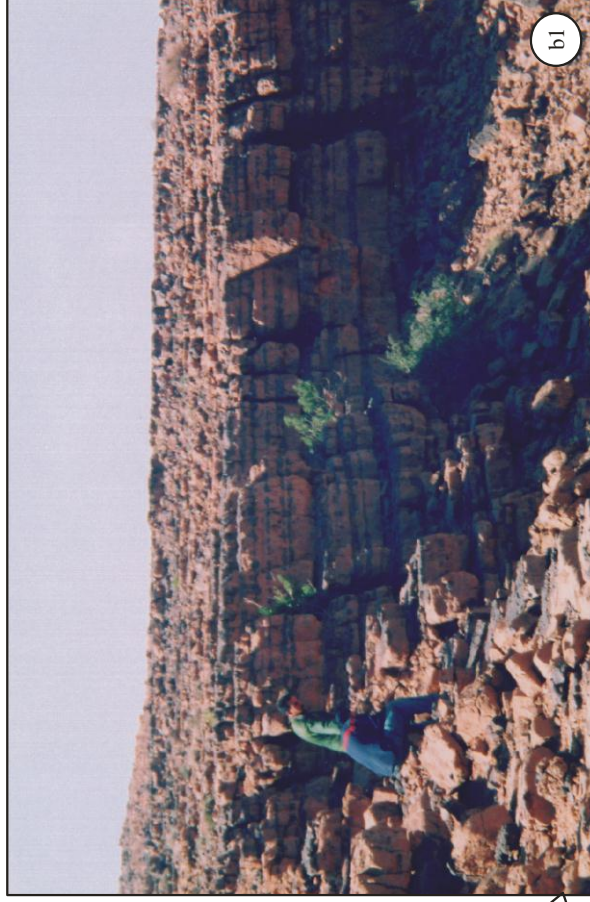


Fig. 22: Partie supérieure (C) de la formation de Djenien (Foum es Sba)

- a: Formation de Djenien: Calcaire dolomitique à silex interstratifiés et en nodules
- b1 : Formation de Djenien; position du niveau lumachelique à brachiopodes (FSD9)
- b2 : Niveau lumachelique à brachiopodes FSD9



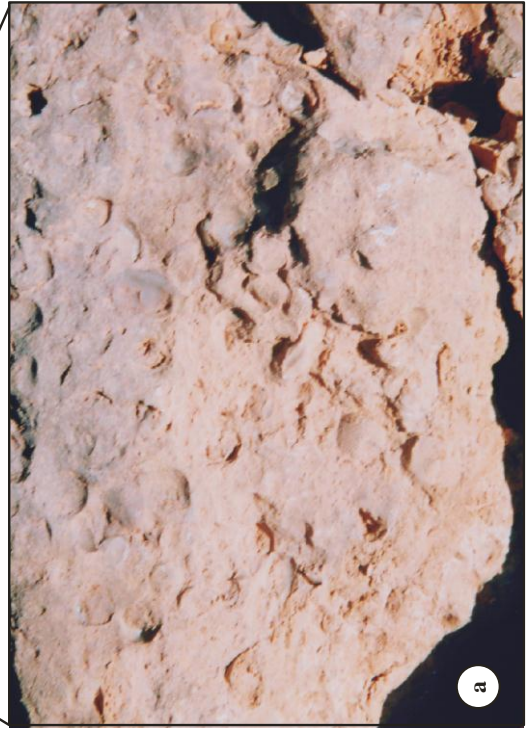
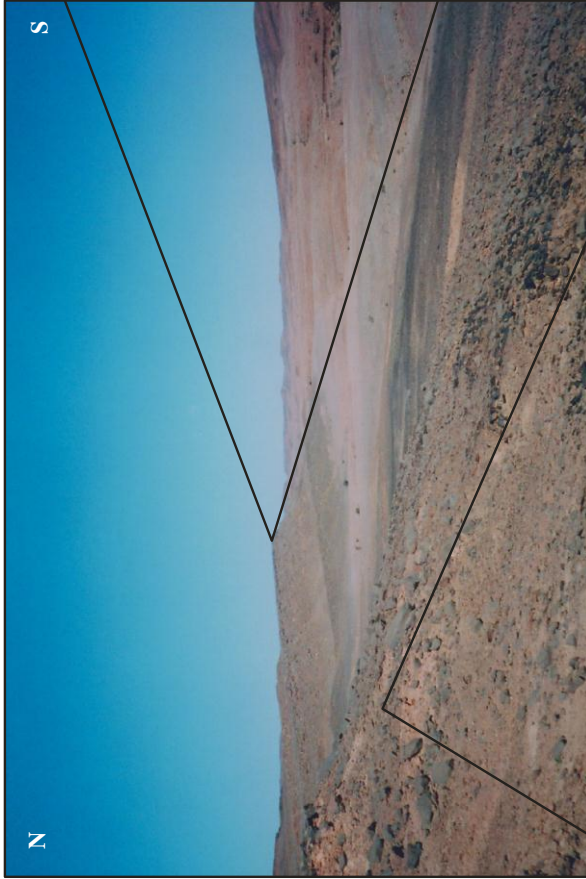


Fig. 23: Panorama d'ensemble sur la première barre de Tagana 1  
(Premiers niveaux du membre Tagana inférieur - Tag 1 - Foum es Sba)  
a : Niveau lumachelique à brachiopodes (FSA);  
b: Niveau algare (FSb)

Partie sommitale : (11.00m)

Elle se présente en bancs décimétriques (0.10 à 0.20m) de grès jaunâtres ou brunâtres, à grains fins à moyens, montrant vers le sommet quelques rides de courants, dissymétriques régulières et lingoïdes.

Cette coupe s'achève avec l'apparition des premiers niveaux de calcaires dolomitiques et de calcaires pseudos noduleux du membre moyen de la formation de Tagnana – Tagnana 2.

### **III.2.2 Menouarar (Fig. 24)**

Le secteur de Menouarar se situe à environ 40 Km au Sud de Bechar, sur la route nationale Bechar-Taghit. Il comprend la terminaison occidentale des reliefs de Foug es Sba et s'étend encore plus à l'Ouest jusqu'à la palmeraie (fig. )

#### **III.2.2.1- Coupe de Menouarar**

Située à environ 6 km à l'ENE du bordj de Menouarar, cette coupe est d'une épaisseur approximative de 76m. Elle concerne la partie terminale de la formation de Djenien et le membre inférieur de la Formation de Tagnana.

##### **b. Formation de Djenien :**

**a.1. Membre de Djenien :** (membre supérieur – partie sommitale : 5.00 derniers mètres)

Ce sont des calcaires dolomitiques, grisâtres, à tiges de crinoïdes, mal stratifiés, disposés en bancs décimétriques.

##### **b. Formation de Tagnana :**

###### **b.1. Membre inférieur –Tagnana 1 : (71.00 m)**

La base montre une succession de calcaires analogues à ceux de la formation de Djenien : calcaire dolomitique grisâtre en bancs décimétriques pseudo-noduleux (M2). Les niveaux sus-jacents sont d'abord argilo-gréseux, surmontés par un calcaire oolithique (M3), puis évoluent vers une alternance marno-calcaire dont les derniers niveaux sont bioclastiques avec quelques thalles d'algues (M4).

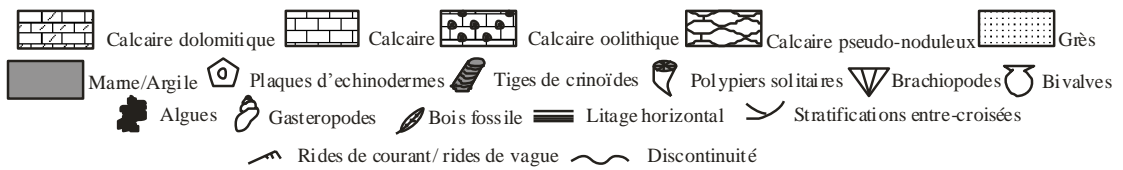
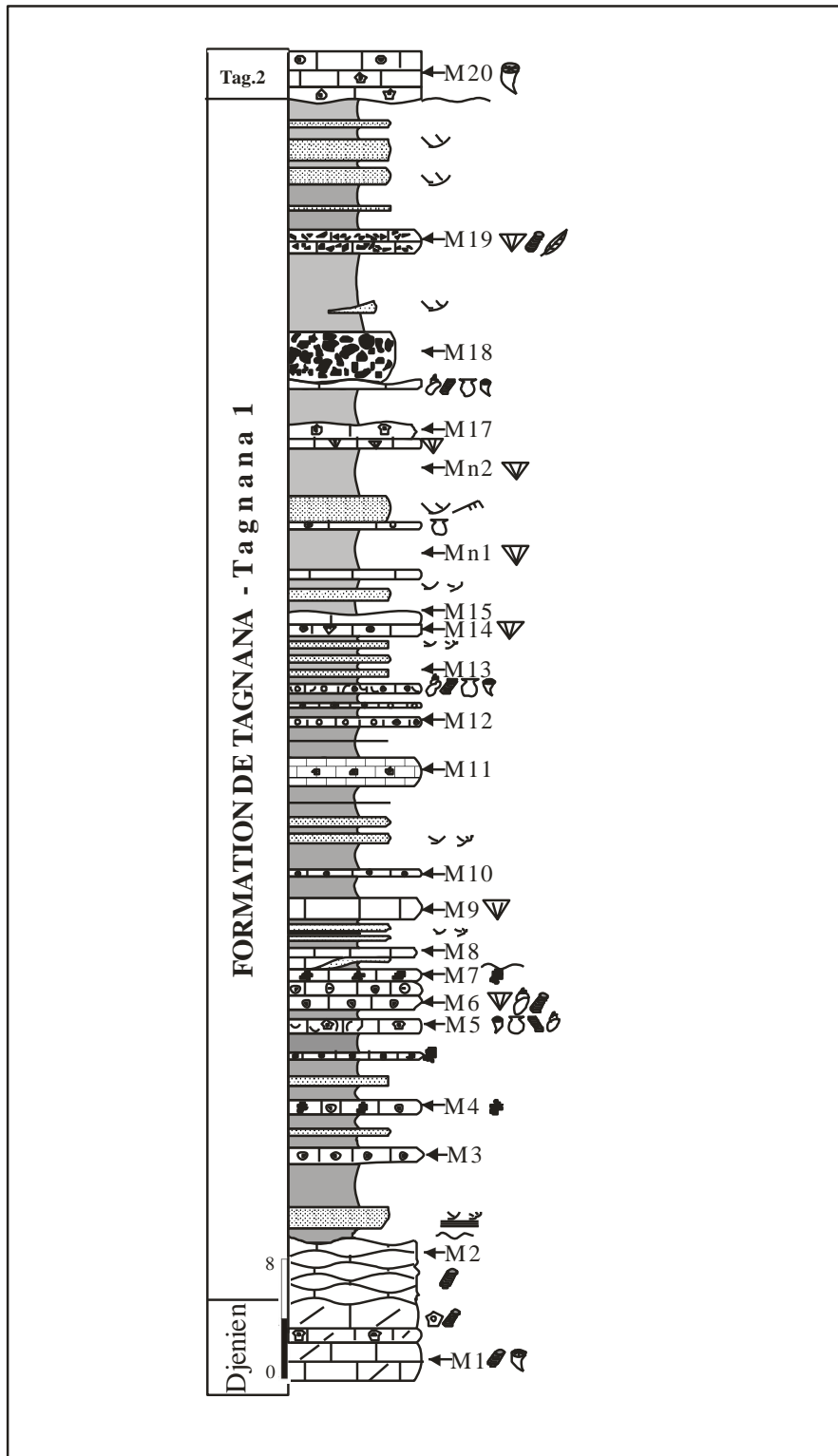


Fig.24: Coupe lithologique de Menouarar



La partie médiane débute par des calcaires (M5) riches en bioclastes (bivalves, brachiopodes, polypiers solitaires, tiges de crinoïdes) sur lesquels se superposent des argiles, puis un autre niveau oolithique (M6-7) également bioclastique à algues.

La partie supérieure est essentiellement argilo-gréso-calcaire et localement conglomératique. Les grès sont souvent à stratifications entrecroisées et à rides de courants alors que les calcaires (M8 à M15) sont oolithiques, bioclastiques et parfois crinoïdiques. Des faunes de brachiopodes (Mn1 et Mn2) associées à des radioles d'échinodermes ont été récoltées dans les passées argileuses du terme G. On y reconnaît des Orthida (*Schizophoria*), des Productides (*Kozłowska sp.*), et surtout d'abondants Spiriferides *Alphachoristites* (*Prochoristites*) *africanus menouararensis*, (Atif & Legrand-Blain, 2011).

L'ensemble s'achève par un ravinement précédant les premiers niveaux calcaires crinoïdiques du membre moyen de la formation de Tagnana (Tagnana 2).

### **III.2.3. Conclusion (Fig.25)**

Dans ce secteur, les faciès de la formation de Djenien sont bien présents avec les trois niveaux distinctifs (A-B et C). Dans la coupe de Menouarar seuls les derniers mètres ont été pris en considération.

- Aussi, dans cette coupe, le passage vers la formation de Tagnana (membre inférieur –Tag.1) s'exprime par une surface ferrugineuse sur laquelle se superposent les calcaires noduleux du niveau Tag.1B. Tous les autres niveaux sont aisément reconnaissables (Tag.1C – Tag.1I). Il n'en est pas de même à Foum es Sba où la succession de Tagnana inférieur (Tag.1) apparaît moins épaisse et la distinction des divers niveaux est plus confuse.

- Le contenu en brachiopodes est moins important dans la formation de Djenien. Il se résume à quelques Productides tels que *Pugilis sp.* et *Semicostella sp.* (d'autres formes restent indéterminables en raison de leur mauvaise conservation) auxquels s'associe une faune beaucoup moins abondante que d'habitude, à savoir quelques coraux, crinoïdes et bivalves.

En revanche, le passage vers la formation de Tagnana s'opère d'abord par une quasi-disparition des fossiles jusqu'à Tagnana 1D où apparaissent les premiers niveaux à algues, puis à partir de Tagnana 1E, la faune réapparaît d'une manière plus abondante et diversifiée (brachiopodes, polypiers solitaires, crinoïdes, bivalves et gastéropodes).

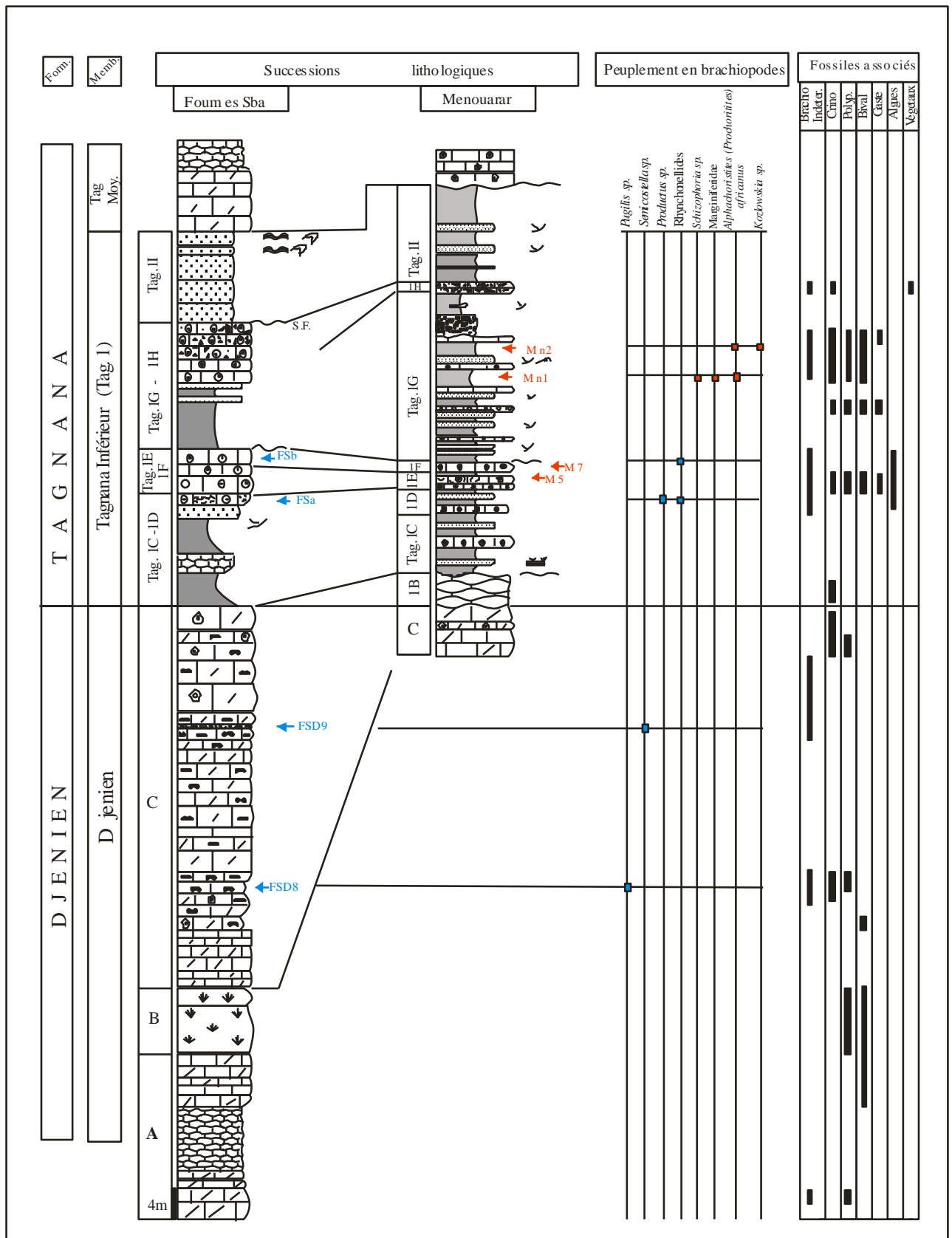


Fig. 25: Répartition latérale des unités lithologiques, des peuplements en brachiopodes et des fossiles associés - Foumes Sba - Menouarar -

Les brachiopodes sont présents avec quelques Productides mais surtout l'apparition des Spiriferides *Alphachoristites (Prochoristites) africanus* dans le niveau Tag. 1G (Mn1-Mn2). Des bois fossiles sont le plus souvent rencontrés dans les niveaux supérieurs de Tagnana 1I.

### **III.3. Secteur Chebket Mennouna (Fig.26)**

C'est la partie occidentale du bassin de Bechar (Kenadsa – Oued Guir). Dans le présent travail, ce secteur comprend les reliefs de la Chebket Mennouna à l'Ouest et s'étend jusqu'à leur terminaison orientale vers Guelib et Touala, Guelab el Guemah et Guelib el Aouda (fig.26).

#### **III.3.1. Guelab el Guemah :**

Situé dans la partie orientale du secteur, le relief considéré constitue un point coté 829m et est limité au Nord par Guelib et Touala, au Sud par Gueltet el Atrous, à l'Ouest Oglat Rhelel et à l'Est par Guelib el Aouda (Oued Bechar).

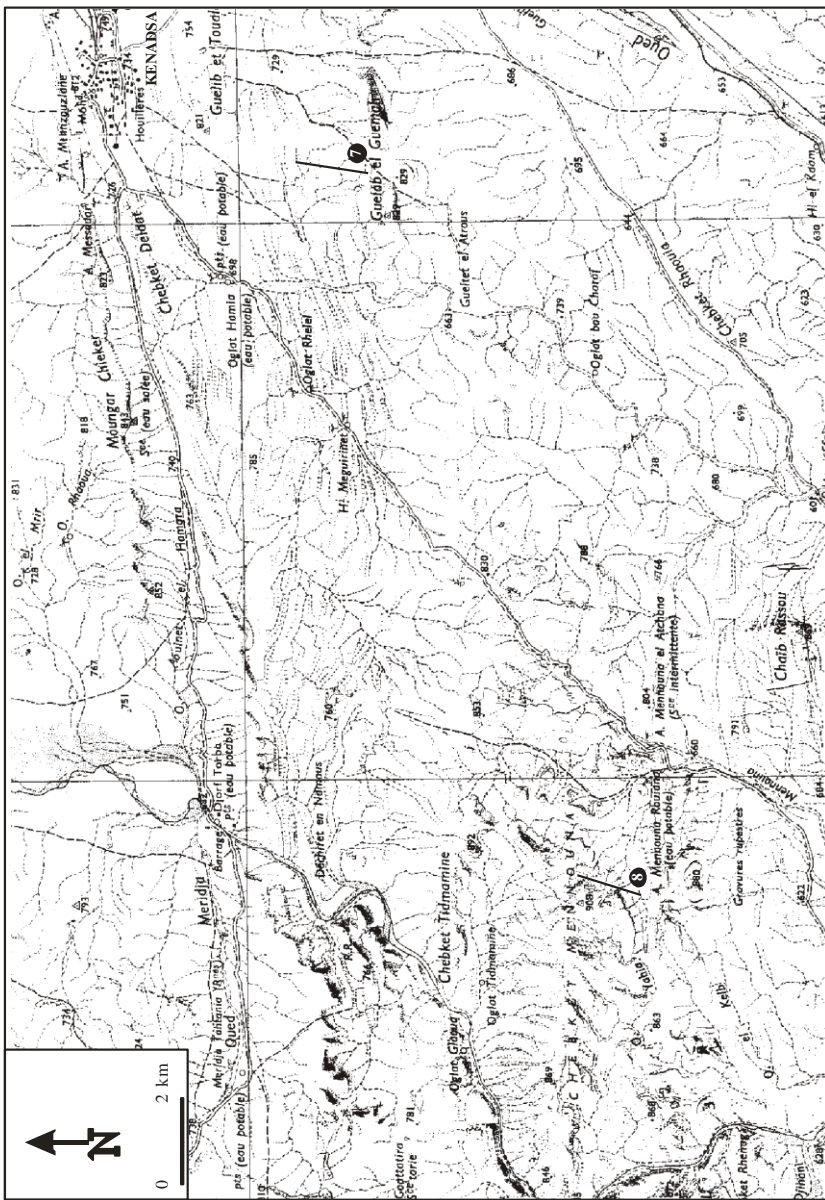
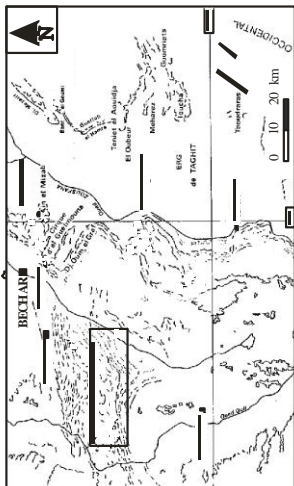
##### **III.3.1.1. Coupe Guelab el Guemah (Fig.27)**

La coupe est orientée Sud – Nord, et d'une épaisseur totale d'environ 72 m. Quelques niveaux carbonatés qui affleurent à la base constituent probablement les niveaux terminaux de la formation de Djenien alors que la majeure partie de la coupe représente la formation de Tagnana 1. Une coupe de Guelab el Guemah a été figurée antérieurement (Pareyn et *al.* 1971)

##### **a. La formation de Djenien :**

###### **a.1. Membre de Djenien : (membre supérieur – partie sommitale : 2.00m)**

Ces derniers mètres montrent une superposition de bancs décimétrique de calcaires dolomitisés à patine brunâtre et grisâtre à la cassure, montrant quelques articles de tiges de crinoïdes et quelques fragments de bivalves.



- ⑦ Coupe de Guelab el Guemah
- ⑧ Coupe de Ain Mennouna Rouiana

Fig. 26: Situation géographique du secteur Chebket Mennouna (Ain Mennouna Rouiana - Guelab el Guemah)  
(extrait de la carte Chebket Mennouna 1/100,000)

## **b. La formation de Tagnana :**

### **b.1. Membre inférieur –Tagnana 1 : (36.00 m)**

Dès la base, on signale une lacune de visibilité qui ne permet de voir aucun contact avec la formation de Djenien. Les premiers affleurements se présentent en une succession de niveaux décimétriques, de grès jaunâtres, à grains fins, parfois chenalisés, à quelques laminations horizontales. Ces niveaux passent, d'abord, à des calcaires gréseux à bivalves et à tiges de crinoïdes, puis à des calcaires parfois pseudo noduleux, oolithiques ou sparitiques grisâtres avec quelques brachiopodes et rares polypiers solitaires.

La partie médiane montre une alternance irrégulière d'argiles et de grès jaunâtres à laminations horizontales et à rides de courants asymétriques lingoïdes. Quant aux calcaires, ils sont généralement oolithiques et à entroques ou parfois dolomitisés, renfermant une faune de brachiopodes assez varié notamment dans les niveaux suivants :

**GG.6 :** *Alphachoristites (Prochoristites) sp.*

**GG.7 :** *Bicartheria sp.*, *Alphachoristites (Prochoristites) sp.*, Spiriferinidés

**GG.8 :** *Alphachoristites (Prochoristites) sp.*, Productidés

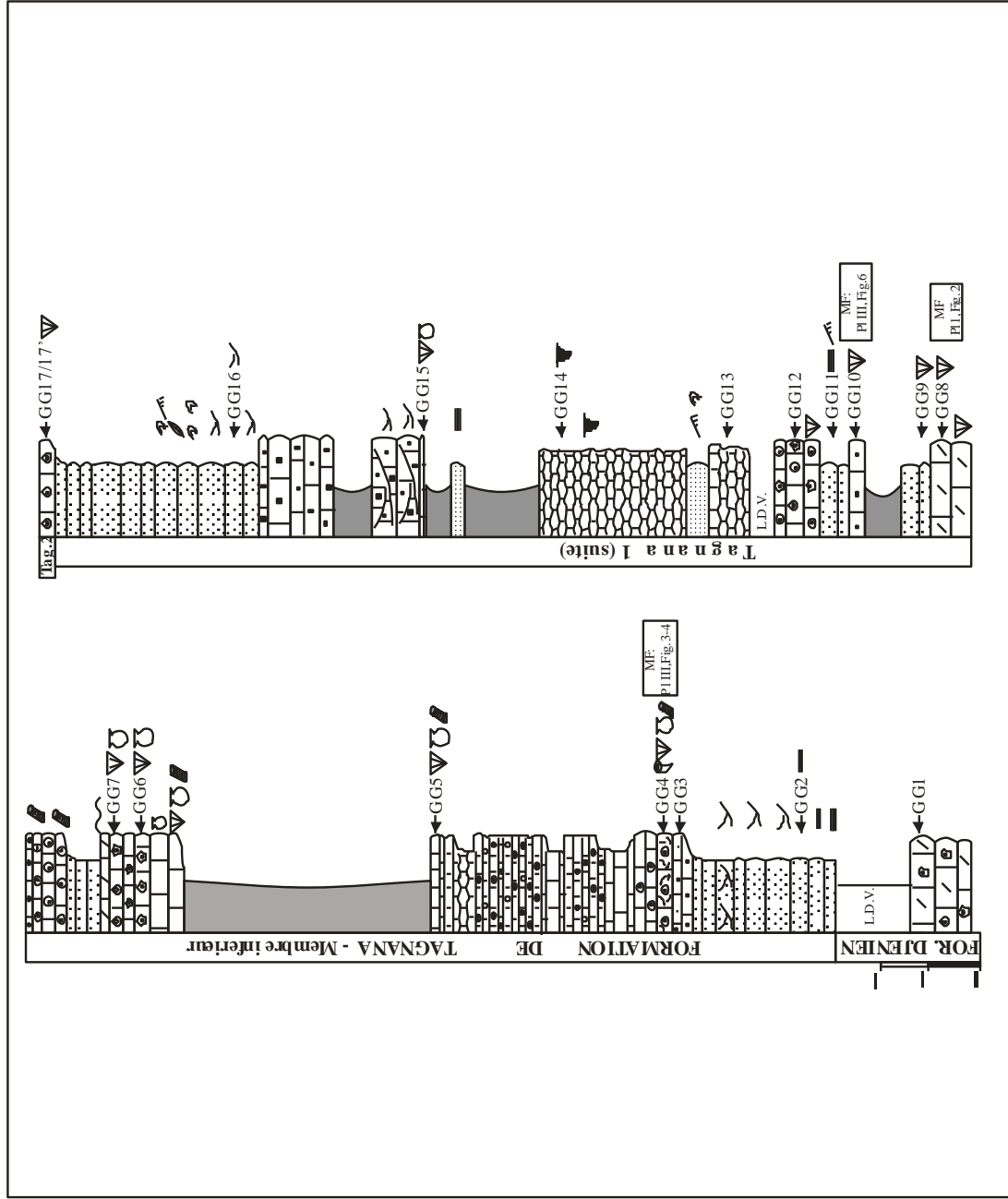
**GG.9 :** *Bicartheria sp.*, *Alphachoristites (Prochoristites) sp.*, Spiriferinidés

**GG.10 :** Orthotetidés

Ce faciès passe vers le haut à des niveaux pseudo noduleux de calcaires micritiques grisâtres avec quelques mini-karsts (remplis de micrites rouges, Fig.28b), puis à des calcaires gréseux souvent chenalisés.

La partie supérieure devient totalement gréseuse (Fig.28c). Ce sont des grès moyens à grossiers, blanchâtres, montrant quelques rides asymétriques lingoïdes. Ils s'agencent en une superposition de bancs d'ordre métrique à décimétrique voir même en plaquettes, chenalisés à la base et devenant plus réguliers vers le sommet.

La coupe s'achève avec l'apparition des premiers niveaux calcaires appartenant au membre moyen (Tagnana.2) de la formation de Tagnana.



- Calcaire dolomitique
- Calcaire
- Calcaire oolithique
- Calcaire pseudonodulaire
- Calcaire gréseux
- Mame/Argile
- Plaque d'échinoderme
- Tige de crinoïdes
- Polypiers solitaires
- Brachiopodes
- Bivalves
- Trace de bois fossile
- Rides de courant
- Laminat ion hori zontale
- Laminat ion entre croisée/Chenalisation
- Mini-kaust
- S.F.: Surface ferrugineuse

Fig.27: Coupe lithologique de Guelab el Guemah

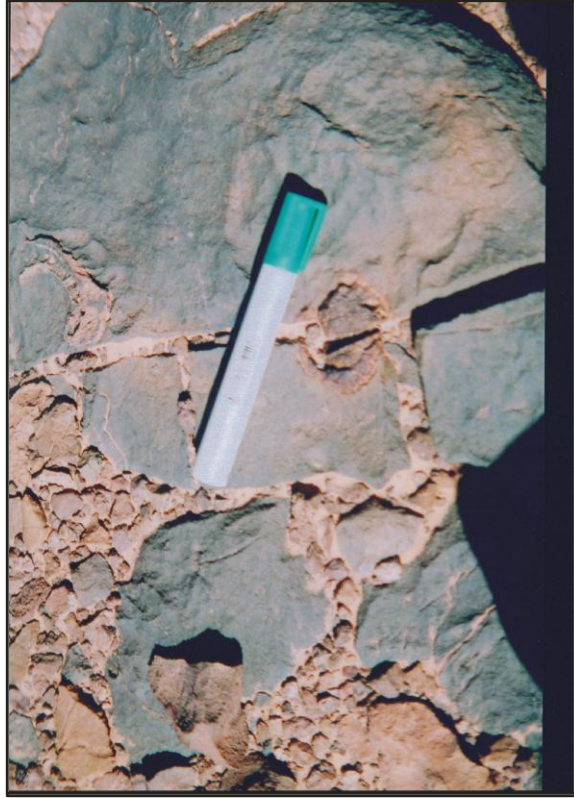


Fig.28b : Calcaires de Tagnana 1G affectés de mini karst remplis de micrite rouge- niveau GG 14



Fig.28a : Surface ferrugineuse (Tagnana1 niveau GG7)

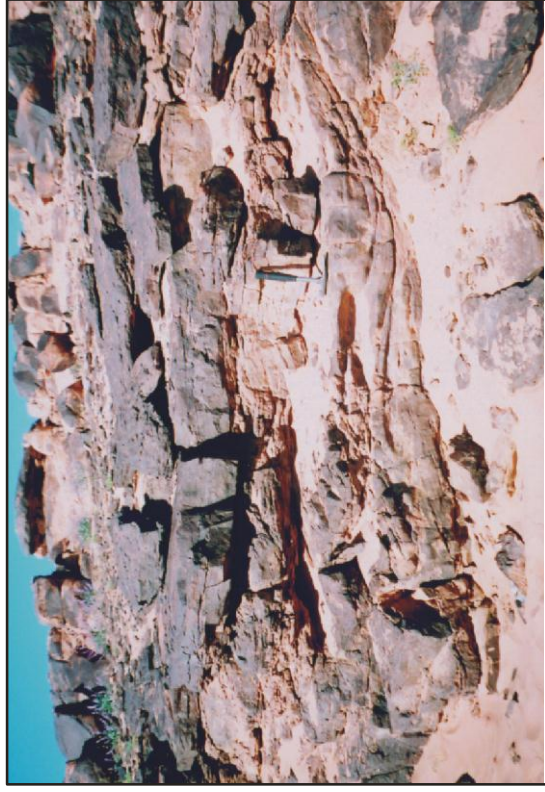


Fig.28c: Grès sommitaux x, base Tagnana2 (niveau GG16)

### **III.3.2. Aïn Mennouna**

Dans la partie occidentale du secteur Chebket Mennouna, les reliefs d'Aïn Mennouna sont traversés par l'Oued Mennouna séparant Aïn Mennouna el Atchana à l'Est (See intermittente) et Aïn Mennouna Rouiana à l'Ouest (eau potable) (fig. ). Deux coupes à proximité de Aïn Mennouna ont été publiées antérieurement (Paryen et al. 1971)

#### **III.3.2.1. Coupe Aïn Mennouna Rouiana (fig.29)**

Cette coupe est orientée Ouest-Est et d'une épaisseur globale d'environ 100m. Les deux formations considérées y sont représentées par les niveaux terminaux de la formation de Djenien et le membre basal de la formation de Tagnana.

##### **a. La formation de Djenien**

###### **a.1. Membre de Djenien :** (membre supérieur – partie sommitale : 6.60m)

Ce ne sont que les derniers mètres qui affleurent dans le lit d'un Oued. Les calcaires à polypiers coloniaux (B) constituent le lit de l'Oued sur lesquels se superposent des niveaux décimétriques de calcaires à entroques et bioclastiques à silex (C) renfermant des tiges de crinoïdes, des bivalves, des gastéropodes et quelques brachiopodes. Ces derniers sont également contenus dans des calcaires micritiques sombres avec en AM2 : *Productus sp.*, *Semicostella s.p.*, *Buxtonia sp.*, *Anthracospirifer sp.*

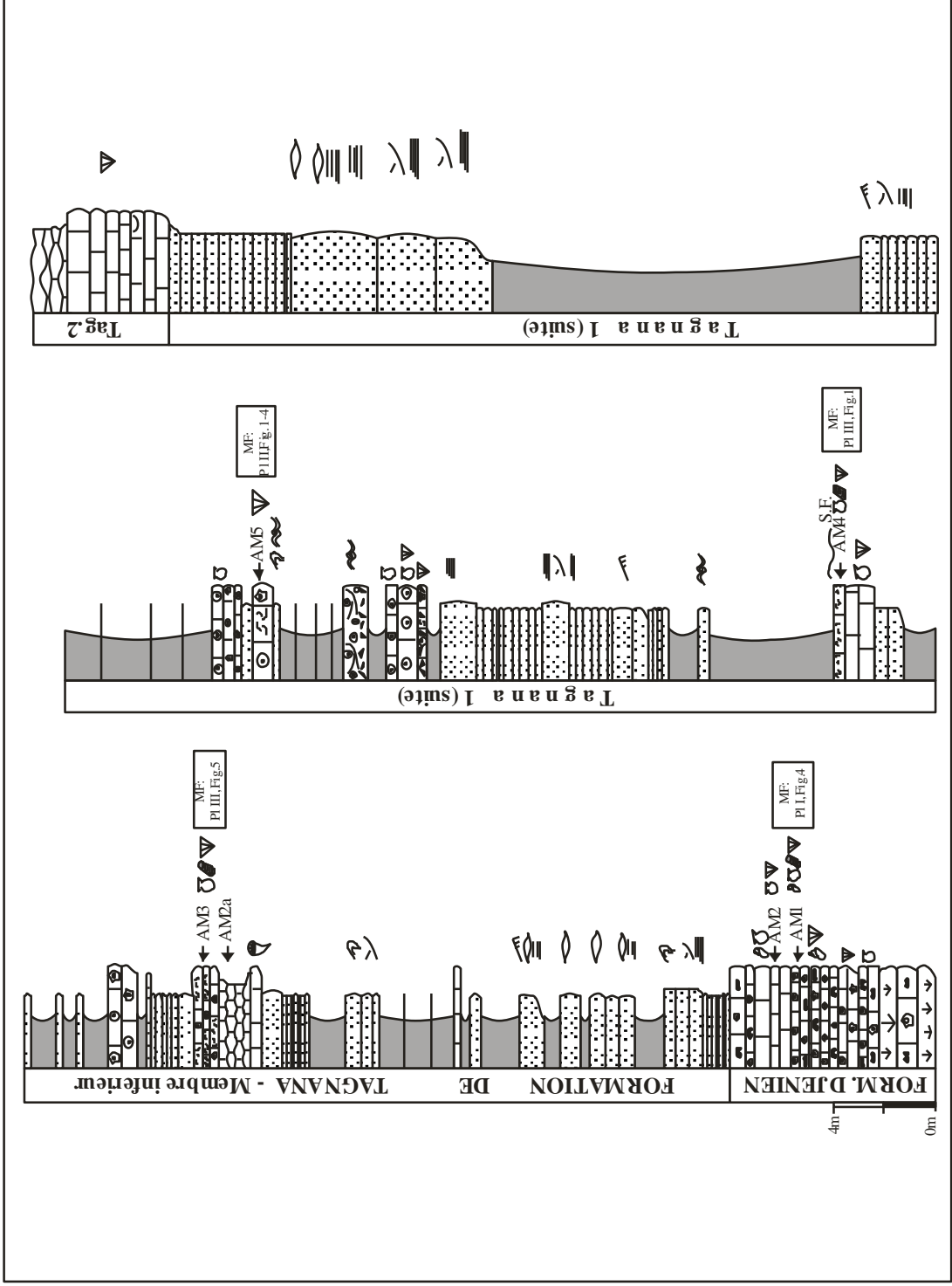
##### **b. formation de Tagnana :**

###### **b.1. Membre inférieur –Tagnana 1 : (93.40 m)**

Ce membre est essentiellement argilo-gréso-calcaire au niveau duquel on distingue trois parties.

- Partie basale : Cette partie s'étale sur environ une vingtaine de mètres, représentée par une alternance argilo-gréseuse. Les argiles sont jaunâtres de même que les grès. Ces derniers montrent un aspect stratonomique et pétrographique diversifiés. Ils se présentent soit en fines passées centimétriques dans les argiles, soit en une superposition de plaquettes ou encore en bancs massifs. Il s'agit le plus souvent de grès calcaires à granulométrie moyenne, à laminations horizontales, obliques ou entre croisées, et à quelques rides lingoïdes au sommet des bancs. Les grès argileux sont occasionnellement rencontrés montrant quelques « *flaser-bedding* », surmontés par des rides de vagues.





- Plaque d'échinoderme
- Nodules de sil ex
- Calcaire
- Calcaire oolithique
- Polypiers coloniaux
- Rides de courant
- Stratification entre-croisée/ Chenalisation
- Calcaire pseudo-noduleux
- Polypiers solitaires
- Hummocky Cross Stratification (HCS)
- Calcaire récifal
- Brachiopodes
- Gasteropodes
- Grès
- Mame/ Argile
- Tige de crinoïdes
- Ri des lingoides
- Polypiers solitaires
- Hummocky Cross Stratification (HCS)
- Brachiopodes
- Gasteropodes
- Flaser bedding
- Lumachelle
- Brèches
- Nodules de sil ex
- Calcaire oolithique
- Polypiers coloniaux
- Rides de courant
- Stratification entre-croisée/ Chenalisation
- Calcaire pseudo-noduleux
- Polypiers solitaires
- Hummocky Cross Stratification (HCS)
- Calcaire récifal
- Brachiopodes
- Gasteropodes
- Grès
- Mame/ Argile
- Tige de crinoïdes
- Ri des lingoides
- Polypiers solitaires
- Hummocky Cross Stratification (HCS)
- Brachiopodes
- Gasteropodes
- Flaser bedding
- Lumachelle
- Brèches

Fig. 29: Coupe lithologique de Ain Mennouna Rouiana

- Partie médiane: Sur une épaisseur d'environ 60 mètres, l'alternance devient argilo-gréso-calcaires où le caractère faciologique (pétrographique, stratonomique et structures sédimentaires) dans les argiles et les grès reste essentiellement inchangé, à l'exception de quelques niveaux à H.C.S. « *Hummockey Cross Stratification* ». Les niveaux carbonatés sont bioclastiques, le plus souvent oolithiques et /ou à entroques et parfois brèchiques. Le contenu bioclastique est représenté surtout par des bivalves, gastéropodes, tiges de crinoïdes, rares polypiers solitaires et brachiopodes. Ces derniers sont présents dans plusieurs niveaux, on retient ceux qui ont permis quelques déterminations.

**AM3** : *Beleutella sp.*, *Echinoconchus sp.* (empreinte), *Titanaria sp.*(fragment de coquille), *Productus sp.*, *Eomarginifera sp.* , *Anthracothyrina perextensa*, *Anthracothyrina bressoni*

**AM4** : *Productus sp.*, *Composita sp.* , *Anthracothyrina sp.*

**AM5**: *Productus sp.*, *Anthracothyrina sp.*, *Composita*

- Partie sommitale : Cette partie est entièrement gréseuse, en bancs épais d'ordre métrique. Ce sont des grès moyens à grossiers de couleur jaunâtre à blanchâtres à *flaser bedding*, laminations horizontales, obliques et entre croisées.

Ce membre s'achève avec l'apparition des premiers niveaux carbonatés appartenant au membre moyen de la formation de Tagnana.

### **III.3.3. Conclusion : (Fig.30)**

Dans le secteur Ouest du bassin, les affleurements de la formation de Djenien sont très localisés. Lorsqu'ils sont présents, ce ne sont que les derniers niveaux (B et C) avec une épaisseur très réduite (Aïn Mennouna Rouiana) ou alors uniquement le niveau C (Guelab el Guemah).

C'est dans la coupe d'Aïn Mennouna Rouiana que le passage vers la formation de Tagnana est le mieux représenté. Les niveaux de bases correspondraient à l'épisode Tag.1A à quelques kilomètres en direction du Nord Ouest d'Aïn Mennouna, Paryen et *al.* (1971) ont observé des grès et des conglomérats pouvant atteindre 100m d'épaisseur, ayant localement érodé les calcaires de Djenien. Les autres niveaux se succèdent sur une épaisseur d'environ 90 m où seuls les niveaux Tag. 1F et Tag.1H n'ont pas été reconnus (ou absents). Latéralement,

vers Guelab el Guemah, la succession de Tagnana est beaucoup moins épaisse et marquée par l'absence des niveaux de base Tag.1A , 1B et 1C, et du niveau supérieur Tag.1H (fig. ).

La répartition de la faune s'effectue d'une manière presque similaire aux autres coupes. D'abord un contenu fossilifère fort abondant et diversifié dans la formation de Djenien, puis un passage vers la formation de Tagnana qui enregistre d'abord un appauvrissement voire même une disparition brutale de la faune, auquel succède une réapparition abondante et diversifiée à partir des niveaux Tag. 1D puis 1E et 1G. Quant au niveau terminal 1I, il reste le mieux défini à Menouana Rouinana aussi bien par son épaisseur, ses caractères faciologiques que par son contenu en bois fossiles.

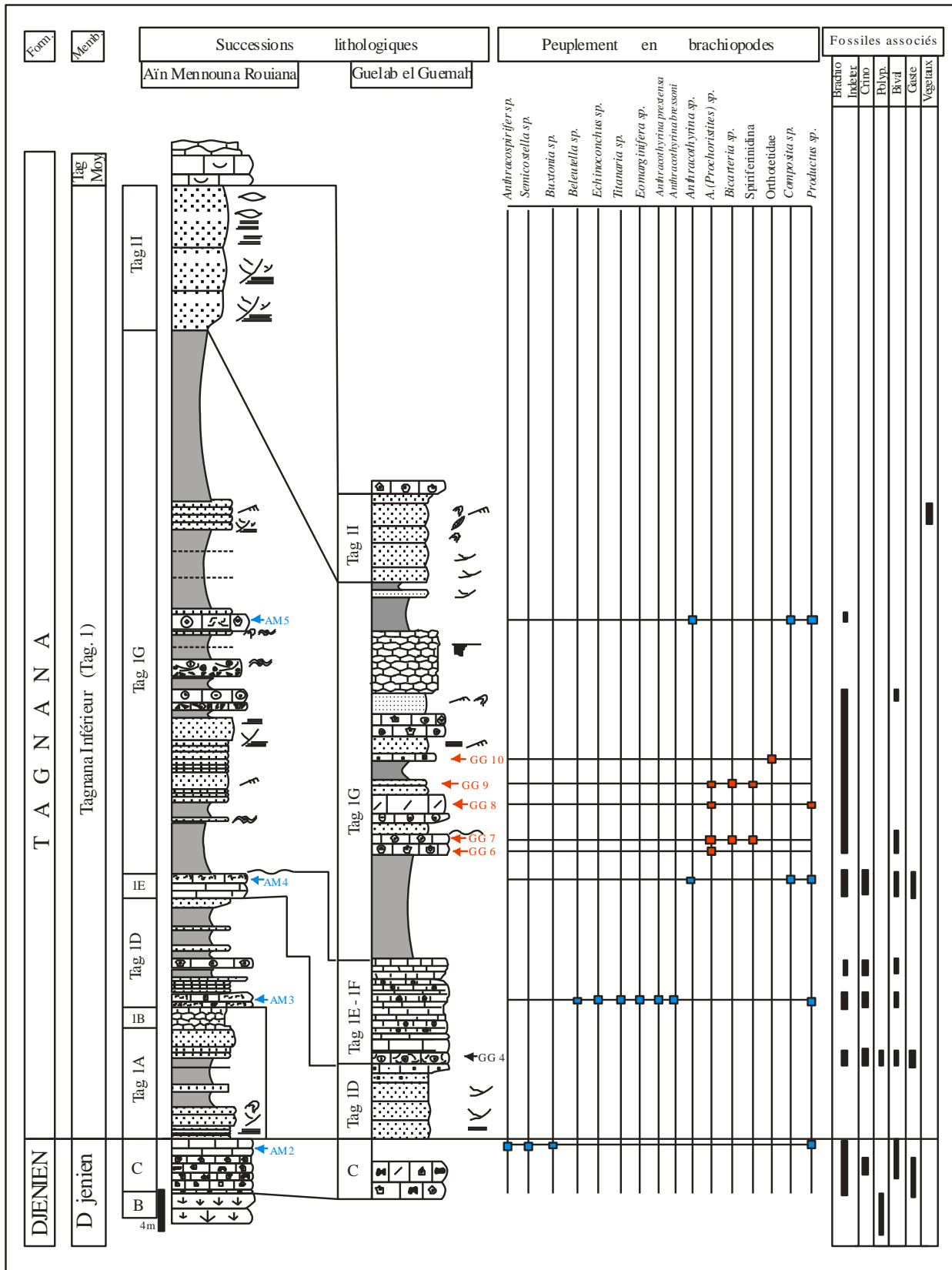


Fig. 30: Répartition latérale des unités lithologiques, des peuplements en brachiopodes et des fossiles associés - Aïn Mennouna Rouiana - Guelab el Guemah -

## **IV- BIOSTRATIGRAPHIE :**

### **IV.1. Les principaux aspects biostratigraphiques de la limite médio-carbonifère dans le bassin de Bechar :**

La limite médio-carbonifère est bien repérée à partir des fossiles marqueurs : apparition du conodonte *Declinognathodus noduliferus* et des ammonoïdes *Homoceras*, *Isohomoceras* de la zone H1 (Décision de l'IUGS en 1998, Lane et al. 1999).

Dans le bassin de Bechar, ces mêmes fossiles sont à l'origine de la définition biostratigraphique de la limite Serpukhovien-Bashkirien. Les coupes de référence situées à Djenien, Mouizeb el Atchane et à Tagnana, ont permis de définir les formations types autour desquelles s'articule ce problème de limite (formation de Djenien – formation de Tagnana).

La succession argilo-gréso-calcaire du membre inférieur de la formation de Tagnana, comporte neuf niveaux lithologiques Tag.1A-Tag.1I (voir introduction Chap. Lithostratigraphie - Lemosquet & Pareyn 1975, 1985, après révision de Pareyn et al. 1971). La limite Serpukhovien-Bashkirien a été précisément définie dans le niveau Tag.1E (Tab.3) avec la présence du conodonte *Declinognathodus noduliferus* et d'ammonoïdes *Homoceras* *Isohomoceras* de la zone H1. A une échelle régionale, ce niveau correspond à la base de la zone à foraminifère Cfa9 à *Eostaffella chomatifera*. *Pseudostaffella antiqua*, (Tab. 3). Quant aux brachiopodes, ils sont marqués par l'extinction de la majorité des Gigantoproductides au Serpukhovien terminal puis par la disparition de leur ultime représentant (*Titanaria*) à quelques mètres de la limite Serpukhovien-Bashkirien. Le passage au Bashkirien est marqué par une dernière présence des *Anthracothyryna*, puis l'apparition des *Alphachoristites* (*Prochoristites*) (Legrand-Blain, 1985 ; Legrand-Blain & Atif, 2007, Atif & Legrand-Blain, 2011).

Aussi, le niveau Tag.1E correspond à un faciès calcaire grumeleux parfois oolithique mais particulièrement fossilifère (débris de brachiopodes, de gastéropodes, bivalves, crinoïdes, algues...etc...), surnommé « calcaire vidange » (Pareyn in Manger et al. 1985). Ce niveau étant présent dans la majorité des secteurs étudiés (Lemosquet & Pareyn, 1975, 1985 ; Manger et al. 1985), il peut représenter un important niveau repère permettant de reconnaître la limite médio-carbonifère dans le bassin de Bechar.

### **IV.2. La limite médio-carbonifère dans les secteurs étudiés :**

Le travail de corrélation mené entre les coupes de références (Djenien, Mouizeb el Atchane, Tagnana), et les coupes ici décrites a permis de reconnaître les deux formations caractéristiques dans les divers secteurs étudiés avec toutefois quelques particularités.

- La formation de Djenien : Succession des faciès carbonatés (calcaire, calcaires récifal, calcaire et dolomie à silex) correspond parfaitement aux faciès de référence. Néanmoins, la karstification définie et décrite à sa limite supérieure (paléo-karst de Pareyn et *al.*, 1971 ;1975) semble être, dans ces secteurs, absente ou de moindre importance, elle correspondrait le plus souvent à des surfaces ferrugineuses et/ ou parfois bréchiques.

- Dans la formation de Tagnana, et particulièrement dans la succession argilo-gréo-calcaire de son membre inférieur, nous avons également de reconnaître, selon les secteurs, les différents niveaux depuis Tag.1A à Tag.1I. Ceci a permis de mettre en évidence, dans la majorité des secteurs, le niveau Tag.1E (calcaire vidange) considéré comme étant le niveau repère du passage Serpukhovien-Bashkirien. Aucune Ammonoïdes déterminable n'a été récolté dans les coupes ici étudiées. Les recherches de conodontes sont en cours par des spécialistes de ces microfaunes en France.

#### **IV.3. Répartition des brachiopodes autour de la limite médio-carbonifère : (Tab.3)**

Au Serpukhovien supérieur, notamment dans la formation de Djenien, l'environnement carbonaté était favorable à la prolifération de nombreux taxons de brachiopodes d'où le développement et la diversification particulière des Gigantoproductides et des Spiriferides (*Anthracothyrina*).

Au Serpukhovien terminal, le passage vers la formation de Tagnana est marqué d'abord par une importante surface karstique au nord et des surfaces ferrugineuses ou bréchiques au sud, et également par un changement brutal du régime sédimentaire devenant essentiellement silico-clastique. Ceci apparaît comme des facteurs limitant l'extension d'une grande majorité de taxons de brachiopodes, notamment Gigantoproductides (*Gigantoproductus*, *Latiproductus*, *Striatifera*) et d'autre Productides tels que *Pugilis*, *Antiquatonia*.

PENNNSYLVANIE	ETAGES	FORMATIONS	MEMBRES, TERMES (Lemosquet, Pareyn, 1985)	AMMONOIDES (Manger et al., 1985)	CONODONTES (Weyant, 1982)	Cfa	FORAMINIFERES (Sebban, 2006)	BRACHIOPODES (Legrand-Blain, 1985, 1987)	SPIRIFERIDES (Aif & Legrand-Blain, 2011)
PENNNSYLVANIE	MOSCOWIEN	KENADZA				14	<i>Fustella typica</i>		
						13	<i>Ajut. postaljutovica</i>	<i>Choristites aff. inferus</i>	<i>A. (Prochorisites)</i> <i>cf. inferus</i>
		O. BEL GROUJN				12	<i>Ajutovella aljutovica</i>		
		O. EL HAMAR	Calc. "Djenienne" Deleau supérieur inférieur			11	<i>Profusulinella</i>		<i>A. (Prochorisites)</i> <i>cf. gobicus</i>
		HASSI KERMA	supérieur inférieur	<i>Gastrioceras,</i> <i>Gaitherites</i>	<i>Idiogonathodus</i> <i>delicatus</i>	10	<i>Pseudostaffella</i> <i>antiqua grandis,</i> <i>Ps. praegorskyi</i>	<i>Choristites cf. gobicus</i> <i>Choristites africanus</i>	<i>A. (Proch.) africanus</i> <i>kermaensis</i>
		R2b	3 Calcaréo- détritique 2 Calcaires à coraux I Grès à Végétaux H Dolomie G Oolites supérieures F Oolithe moyenne	<i>Bilinguites,</i> <i>Cancelloceras</i>			<i>Choristites flamandi</i>	<i>A. (Prochorisites) reyi</i> <i>A. (Proch.) flamandi</i>	
		H2/R1		<i>Decorites,</i> <i>Vallies</i>		9	<i>Pseudostaffella</i> <i>antiqua,</i> <i>Eostaffella</i> <i>chomatifera</i>	<i>Choristites sp.1</i>	<i>A. (Proch.) africanus</i> <i>menouararensis</i>
		H1	1 E "Vidange"	<i>Homoceras,</i> <i>Isohomoceras</i>	<i>Declinognathodus</i> <i>noduliferus</i>				<i>Anthr. cf. peractionis</i> <i>Anthracothyryna</i> <i>beleutica</i>
		SERPUKHOVIEN	D Lumach. <i>Titanaria</i> C Oolithe inférieure B Calcaire noduleux A Grès // Karst	<i>Anthracoceras</i>	<i>Rachistognathus</i> <i>muricatus</i>	8	<i>Neoarchaediscus</i> <i>postrugosus</i>	<i>Titanaria africana / Titanaria horreitensis</i> <i>Anthracothyryna bressoni</i>	<i>Anthracothyryna</i> <i>bressoni</i>
		E2b-c	C Calc. , Dol. à silex B Calc. Récifal A Calc. Entroquittique	<i>Delepinoceras</i>	<i>Adetognathus</i> <i>unicornis</i>			<i>Beleutella (?) modesta</i>	

Tab. 3 : Attribution biostratigraphique des terrains serpukhovien-bashkirien dans le bassin de Bechar:

Répartition des biozones à brachiopodes par rapport aux biozones à ammonoides, conodontes et foraminifères

Seuls les *Titanaria*, ultimes représentant des Gigantoproductides, arrivent jusqu'au niveau Tag.1D, à quelques mètres sous la base du Bashkirien alors que les *Anthracothyrina* subsistent jusqu'au Tag.1E (limite médio-carbonifère).

Au-delà de cette limite, au Bashkirien basal, certaines formes cosmopolites se maintiennent tels que les *Schizopohoria*, *Productus*, *composita*.etc..., alors que d'autres font leur apparition telles que les Choristitinae dont l'apparition des *Alphachoristites* (*Prochoristites*) *africanus menouararensis* nov. subsp, dès Tag 1G. Les autres formes *Alphachoristites* (*Prochoristites*) *flamandi* et *Alphachoristites* (*Prochoristites*)*reyi* apparaîtront dans le membre supérieur (Tag.3) de la formation de Tagnana.

#### **IV.4. Biozonations à brachiopodes dans le Bassin de Bechar :**

Selon Legrand-Blain (1985, 1987), la transition Serpukhovien – Bashkirien s'étale sur trois biozones où on rencontre de bas en haut (Tab. 3) :

##### **IV.4.1. Zone à *Anthracothyrina bressoni* et à *Beleutella* (?) *modesta* :**

Datée du Serpukhovien supérieur son apparition s'effectue dans les niveaux supérieurs de la formation de Djenien. Elle peut atteindre les niveaux de base de la formations de Tagnana, jusqu'à Tag.1D (Legrand-Blain, 1987)

**IV.4.2. Zone à *Titanaria*** (successivement : *Titanaria africana*, *Titanaria horreitisensis*) :

D'âge Serpukhovien terminal, elle caractérise le niveau Tag.1D. Aix *Titanaria* s'associent d'autres formes telles que *Brachythyrina aff. beleutica*, *Lissomarginifera sp.*

**IV.4.3. Zone à « Choristites »** (successivement : « *Choristites sp.1* », « *Choristites* » *flamandi*, « *Choristites* » *africanus*) : Elle est d'âge Bashkirien inférieur, et s'étend depuis le niveau Tagnana1H du membre inférieur de la formation de Tagnana jusqu'à la formation de Hassi Kerma.

Dans le présent travail, toutes les biozones citées ont été retrouvées.

#### **Au Serpukhovien supérieur**

- **Zone à *Anthracothyrina bressoni*** : Localisée au sein de la formation de Djenien, elle est marquée par la présence du taxon marqueur, associé à *Sinuatella sp. et Pugilis sp.*



- **Zone à *Titanaria*** : Cette zone n'est repérée que dans quelques niveaux centimétriques dans lesquels on reconnaît quelques valves de *Titanaria sp.* C'est un niveau signalé dans l'ensemble du bassin de Bechar (Legrand-Blain, 1985) mais de manière très discontinue (érosion) et qui devient parfois difficilement repérable. Dans la coupe d'Aïn Mennouna Rouiana, *Titanaria* est associée à *Anthracothyrina perextensa* (gisement AM3)

#### **Au Bashkirien inférieur**

Dans les premiers niveaux d'âge Bashkirien, l'étude des syntypes de *Alphachoristites (Prochoristites) africanus*, récemment effectuée (Atif & Legrand-Blain, 2011) a permis d'affiner la biozone à « Choristites » sp.1 de Legrand-Blain (1985) et par conséquent, de reconnaître *Alphachoristites (Prochoristites) africanus menouararensis* dès le niveau Tag.1G (membre inférieur de la formation de Tagnana).

#### **IV.5. Corrélation des unités lithostratigraphiques et mise en évidence des principaux niveaux repères : (Fig31- Fig.32)**

Autour de la limite médio-carbonifère, plusieurs particularités s'enregistrent dans divers secteurs du bassin de Bechar.

D'un point de vue lithostratigraphique, on compte deux formations distinctes autour desquelles s'articule le problème de limite : la Formation de Djenien et celle de Tagnana.

- Formation de Djenien : Essentiellement carbonatée, elle se subdivise en un membre inférieur de « Hid El Kef » et un autre supérieur de « Djenien ». Compte tenu de la problématique, l'intérêt porte particulièrement sur le membre supérieur « Djenien ». Ce dernier peut aisément être subdivisé en trois parties distinctes. Une partie basale (A) de calcaire à entroque, une partie médiane (B) de calcaire récifal et une partie sommitale (C) de dolomie et calcaire à silex. Ces niveaux sont parfaitement corrélables dans l'ensemble du bassin, les épaisseurs restent variables selon les secteurs.

- Formation de Tagnana :

Le passage vers cette formation est marqué par deux événements majeurs :

1- Une importante phase d'érosion- dissolution (Paléo-karst) qui représente la limite supérieure de la formation de Djenien. Celle-ci serait mieux définie dans les secteur

septentrionaux alors que vers les secteurs méridionaux elle se résume à quelques surfaces ferrugineuses et / ou brèches.

2- Un changement brutal dans le régime sédimentaire, d'où la forte dominance d'une sédimentation mixte silico-clastique et carbonatée, particulièrement au niveau de son membre inférieur (Tagnana inférieur – Tag.1).

Dans cette unité lithologique (Tag.1), d'importantes variations d'épaisseurs ont été constatées. La corrélation menée par rapport aux divers niveaux définis par Lemosquet et Pareyn, (1975 ; 1985) a mis en évidence l'impact d'importantes phases d'érosions qui auraient existé au cours de la sédimentation du membre inférieur Tag.1. Elles auraient agi sur l'épaisseur des dépôts, leur nature et l'absence totale de certains niveaux, notamment, dans les secteurs de Hassi Arhlal 1, Hassi Arhlal 2 au Sud et à Ain Mennouna au Nord.

Par ailleurs, le contenu faunistique donne la possibilité de déceler d'autres événements importants :

Au Serpukhovien supérieur :

- Dans la formation de Djenien, la partie (B) représente une activité corallienne assez importante pour s'enregistrer sur l'ensemble du bassin de Bechar. Ces biostromes, dont les épaisseurs sont très variables d'un secteur à un autre, représenteraient un important événement repère au Serpukhovien supérieur (Lemosquet & Pareyn, 1982).

- Dans cette même formation la forte concentration du contenu faunistique traduit l'existence de conditions très favorables pour la prolifération de la faune et de la flore. Ceci étant souligné par la présence de Bryozoaires, Crinoïdes, Brachiopodes, Gastéropodes, Bivalves et de quelques Ammonoïdes. L'installation d'un régime récifal constitue également un excellent argument.

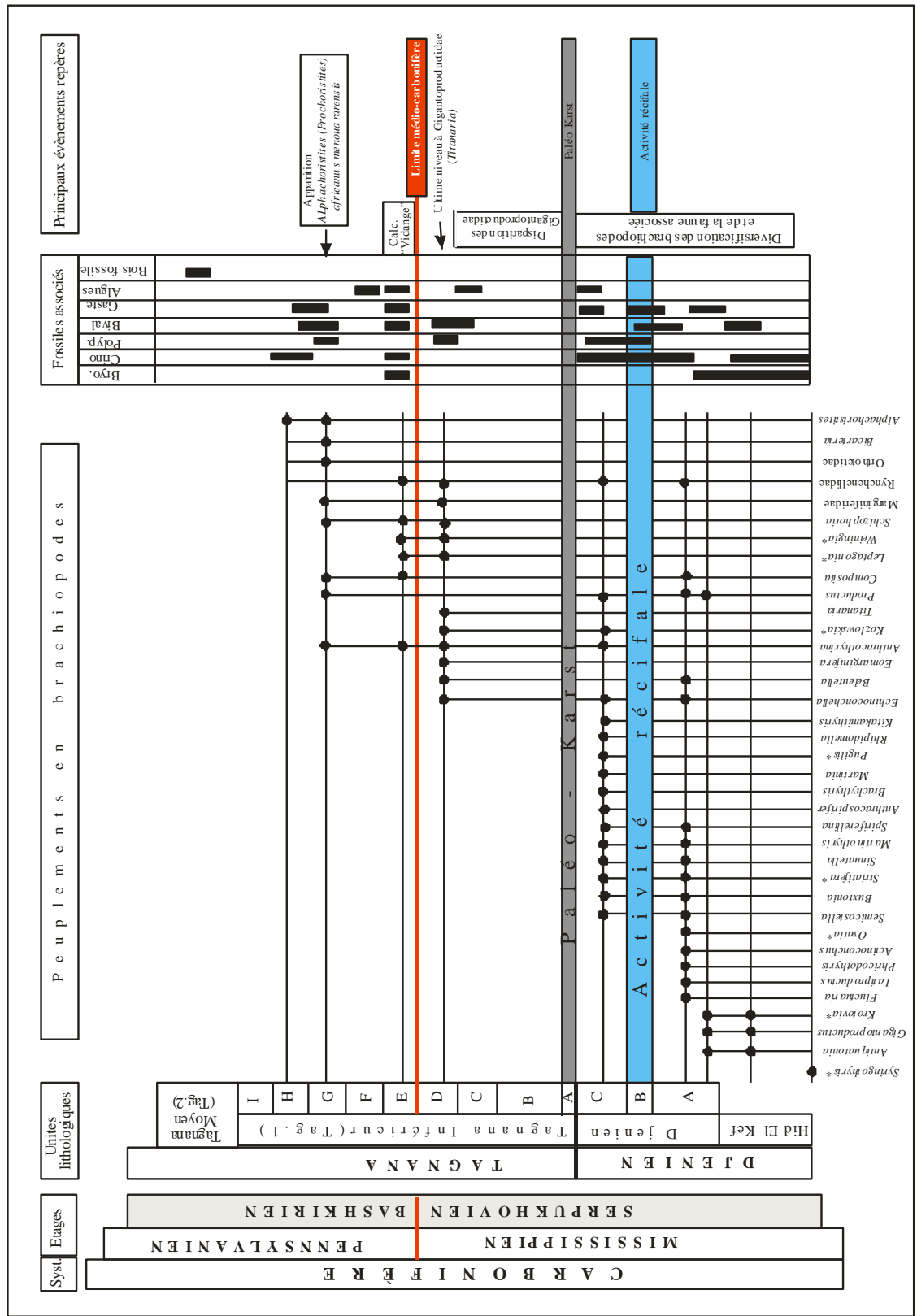


Fig.31 : Répartition des brachiopodes, de la faune et flore associée et des principaux événements repères autour de la limite médio-carbonifère dans le bassin de Bechar. (\*): spécimen cité par Legrand-Blain (1985); Aatif & Legrand-Blain (2006)

- La limite supérieure de cette formation (karst) ainsi que le passage à un environnement à dominance détritique (formation de Tagnana) constitueraient deux facteurs écologiques déterminants pour le contenu organique. Les brachiopodes semblent être parmi les principaux témoins. Ainsi, dans tous les secteurs étudiés, on assiste à une raréfaction du contenu faunistique surtout dans les premiers mètres de la formation de Tagnana. On constate l'extinction des *Gigantoproductus*, *Latiproductus*, *Striatifera* et d'autres Productides tels que *Pugilis*, *Antiquatonia*, à l'exception des *Titanaria*, ultimes représentant des Gigantoproductidinae, qui arrivent jusqu'au niveau Tag.1D, et disparaissent à leur tour à quelques mètres de la base du Bashkirien alors que les *Anthracothyria* subsistent jusqu'au Tag.1E (limite médio-carbonifère).

- La limite médio-carbonifère est fixée dans un niveau calcaire grumeleux bioclastique composé de représentants entiers ou fragmentaires de brachiopodes, crinoïdes, gastéropodes, algues, bivalves et autres... Ce faciès « calcaire vidange » constitue un repère dans le Tag.1E identifié dans la quasi-totalité des secteurs étudiés et qui situerait la limite Serpukhovien-Bashkirien.

- Au Bashkirien inférieur :

Une recolonisation des biotopes semble s'opérer de manière progressive, avec la réapparition des crinoïdes, quelques polypiers solitaires, des gastéropodes, des algues.. etc... . Les brachiopodes soulignent une apparition de Choristitides notamment les *Alphachoristites (Prochoristites) africanus menouararensis* identifiés dès Tag.1G. Une diversification plus prononcée s'effectue dans le membre supérieur Tag.3 avec *Alphachoristites (Prochoristites) flamandi*, *Alphachoristites (Prochoristites) reyi*.

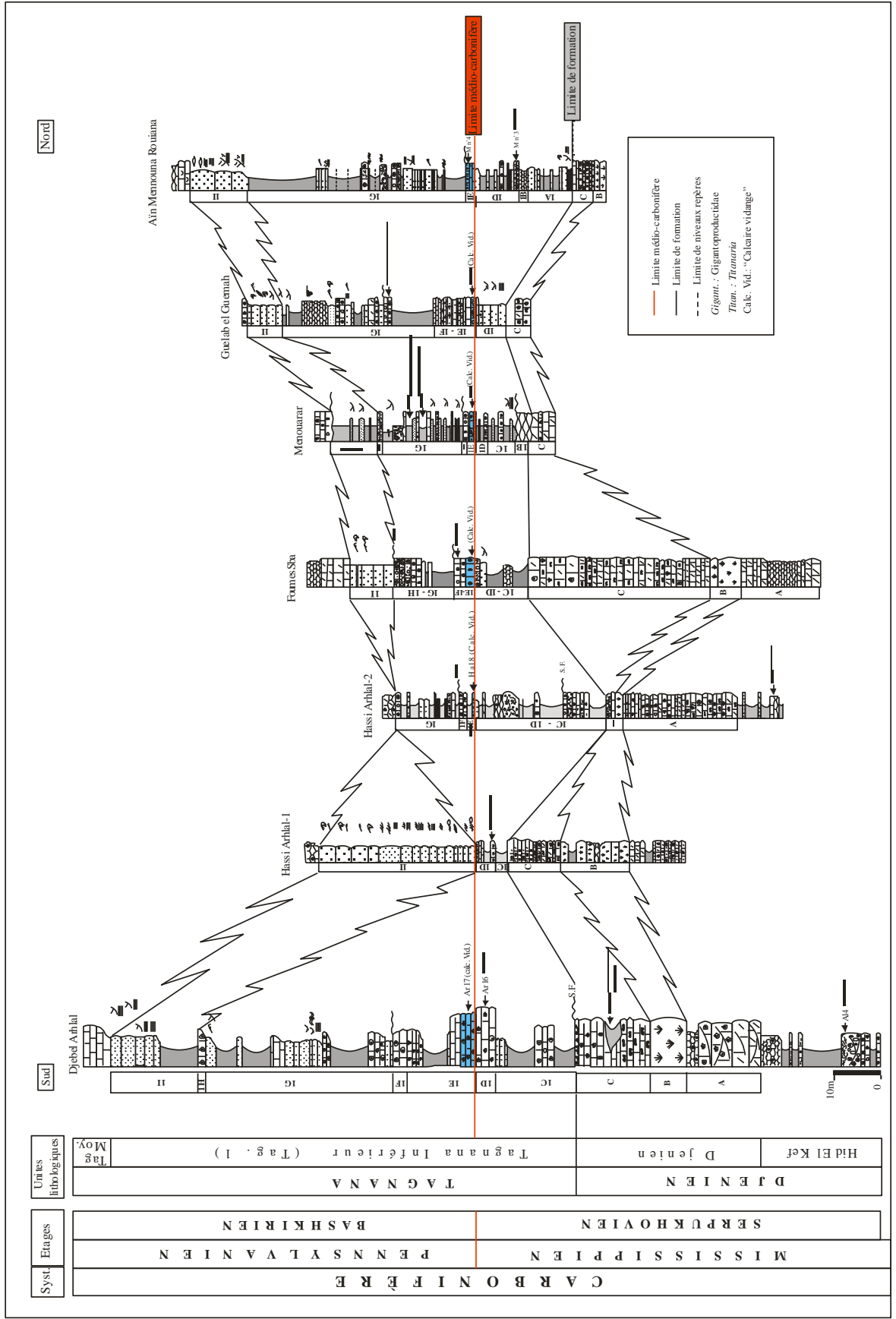


Fig.32:Corrélation des unités lithostratigraphiques autour de la limite médio-carbonifère dans les secteurs étudiés (bassin de Bechar)

**CHAPITRE III**

**PALEOENVIRONNEMENT**

**&**

**PALEOECOLOGIE**

#### **IV. Dynamique des environnements sédimentaires**

Les environnements sédimentaires marins sont généralement subdivisés en (i) environnements peu profonds (de plateforme) et (ii) environnements profonds (ou bassins).

Les environnements peu profonds (*shallow marine waters*) s'étendent depuis les milieux côtiers (Reading, 1996), avec leurs embouchures de rivières, les côtes ouvertes entre ces embouchures, jusqu'à la bordure de la plateforme.

Les environnements profonds sont caractérisés par les dépôts gravitaires induits par la pente et les épandages de cônes sous-marins, prolongés par les plaines abyssales dominées par la décantation de boue à microfaune planctonique variée traduisant un étagement bathymétrique, et macrofaune pélagique.

##### **I.1. L'alimentation en sédiments et mécanismes de transport**

Les sédiments clastiques d'origine terrestre (continentale) sont transportés de la source vers le bassin récepteur par l'eau (rivières) ou le vent. L'érosion de falaise en environnement côtier constitue un apport additif. En outre, l'érosion marine du shoreface ou des régions profondes est parfois assez remarquable.

Le transport et la reprise (redistribution) des sédiments en environnements côtiers et peu profonds sont liés à plusieurs facteurs incluant les marées, les vagues permanentes épisodiquement dérangées par les tempêtes, l'écoulement hyperpycnal (gravitaire) plus dense que l'eau marine et les panaches hypopycnaux.

Les vagues permanentes (ou de beau temps) génèrent des courants :

- Dirigés vers le large (rip currents)
- Courants parallèles à la côte (longshore currents)
- Obliques (obliquely directed currents)
- En direction de la côte (onshore residual motions)

Les marées influencent par l'arrivée et le retrait des eaux à travers l'intertidal (foreshore)

Les tempêtes interrompent les processus des vagues permanentes en augmentant leurs intensités et en donnant une turbulence et mouvement soudain (brutal) à l'eau et aux sédiments vers le large et vers la côte.

L'écoulement gravitaire est lié à l'existence d'une pente ( $0,3^\circ$  et plus) dans le front deltaïque et le shoreface (Wright & Burchette, 1996). Dans les environnements peu profonds, les écoulements sous-aquatiques participent à la dispersion des sédiments vers les zones plus profondes.

Les eaux hypopycnales fournissent un mécanisme de dispersion lors des « bypass » (= transit) à l'embouchure des rivières (eaux turbides moins denses que l'eau marine).

La nature de l'environnement de dépôt établi à l'emplacement du shoreface dépend du type de la régression (normale ou forcée) (Catuneanu, 2006), et implicitement de la position de la ligne de rivage relative à la bordure de la plateforme. Dans le cas d'une régression normale de haut niveau, les environnements internes et externes (ou proximaux-distaux) sont bien établis, car le rivage, suivant l'intervalle transgressif, est loin de la bordure de la plateforme. Les sédiments sableux sont injectés à la plateforme principalement par les tempêtes, générant une succession interstratifiée de sables (grès) avec HCS lors des tempêtes et argiles (produites sous beau-temps). Sous la ligne de base des vagues de tempêtes, la sédimentation sur la partie externe est dominée par les sédiments pélagiques fins.

En contraste, la ligne de rivage en régression normale de Bas niveau est proche de la bordure de la plateforme ou souvent sur la partie élevée de la pente et donc le style de sédimentation du shoreface passe directement aux conditions marines profondes. Dans ce cas, la sédimentation côtière-marine peu profonde est réservée aux deltas de bordure de plateforme et leurs corrélatifs environnements côtiers ouverts (Catuneanu, 2006).

## **V. Sédimentation mixte carbonatée-détritique**

Toute sédimentation comportant plus de 10% de constituants terrigènes est considérée à caractère mixte (= mixed carbonate-siliciclastic de Mount, 1985). Cette définition reste cependant vague et imprécise dans la mesure où elle ne précise pas si cette « mixture » est dans la roche ou dans une coupe (alternance carbonates/siliciclastiques). Nous considérons une sédimentation à caractère mixte « siliciclastique/carbonate » lorsque les deux constituants lithologiques sont présents dans un même sédiment (calcaires gréseux, grès calcaires...) ou en



alternance. Le rapport siliciclastique/carbonates nous permet de distinguer : une mixture de type « carbonate-siliciclastique » (= 60% à 90% de carbonates) et une autre de type « siliciclastique-carbonate » (= 60% à 90% de siliciclastiques). Lorsque les deux constituants sont présents avec un rapport égal (50% ou autour), on le qualifiera de « mixture pure » (= facies mixing de Halfar *et al.*, 2004).

Les travaux de recherches (Halfar *et al.*, 2004 ; Campbell, 2005 ; Brandano & Civitelli, 2007 ; Braga *et al.*, 2010 ; Carcel *et al.*, 2010 ; Amorosi & Zuffa, 2011) sur la sédimentation mixte siliciclastique-carbonate, aussi bien actuelle que fossile, montrent une variabilité dans les conditions climatiques de dépôts. On connaît des successions lithologiques mixtes en période glaciaire (dans le Permo-carbonifère, Néogène et Quaternaire) mais aussi en période de transitions (Miocène méditerranéen). Les interactions siliciclastiques/carbonates sont connues en environnements tropicaux et en environnements à eaux froides ou tempérées (non tropicaux) plus connus sous le système de dépôt « hétérozoan » au sens de James (1997).

La variété des processus (et transports) qui caractérisent le système fluvial-côtier et bassin peut déterminer la dilution du sédiment dans tous les environnements. Les changements rapides dans la source des sédiments et la direction d'écoulement (ou de transport) sont communs en position côtière, et la variation d'un paramètre (rivière, vagues, marées..) interagit d'une façon complexe. Une variation de la charge fluviale ou l'abandon d'un lobe, par exemple, peut provoquer un changement de la balance entre la dispersion et le dépôt des sédiments en environnements côtier. Cette perturbation de la balance de la dispersion entraîne un changement dans la sédimentation à court terme (Amorosi & Zuffa, 2011).

Une des différences majeures entre les deux systèmes de sédimentation mixte (eaux froides vs tropicales) réside dans l'intensité du régime hydrodynamique (Halfar *et al.*, 2004 ; Brandano & Civitelli, 2007). Dans les systèmes mixtes tropicaux, les conditions de haut régime hydrodynamique, sur le fond, sont caractéristiques des moments de tempêtes (donc durant de brefs moments). Il correspond au mode ponctué (= « punctuated ») de Mount (1985). Le système carbonaté est généralement dominé par les photozoan (Schlager, 2003 ; Halfar *et al.*, 2004). En eau très peu profonde, la mixture carbonates-siliciclastique influence l'association photozoan (et ou rhodalgal) qui contrôle la production carbonatée.

L'exemple actuel du Golfe du Mexique a révélé une distribution assez cohérente de type ponctué entre 0 à 40 m de profondeur.

En eaux froides, le système non tropical (exemple de la plate-forme sud australienne), l'énergie hydrodynamique est de haut régime sur l'année (year-round) et l'association heterozoan est moins affectée par les particules siliciclastiques suspendues et turbidité de la colonne d'eau car les organismes producteurs de carbonates sont indépendants de la luminosité. Cela explique la présence des mixtures siliciclastiques/carbonates à une profondeur relativement importante et en eaux froides. L'usine à carbonates sur la plateforme sud australienne atteint 70 à 140 m de profondeur, et celle de la plate-forme pontinaise se situe entre 60 à 80 m (Brandano & Civitelli, 2007). En effet, cette distribution est le résultat d'interaction entre la production carbonatée locale et la remobilisation des sédiments siliciclastiques.

Les zones protégées (abritées) développent généralement un système de production carbonatée de type rhodalgale (Halfar *et al.*, 2004).

La morphologie de plateforme et ses dimensions semblent aussi contrôler la distribution des mixtures siliciclastiques/carbonates. En effet, lorsque la plateforme est étroite, cette mixture est facilement réalisée ; dans les plateformes larges (100 à 200 km), les détritiques sont piégés sur le littoral loin de l'usine carbonatée à hétérozoan (Wright & Burchette, 1996) en position médiane à distale (Halfar *et al.*, 2004).

Un autre exemple de sédimentation fossile, mixte siliciclastique-carbonatée, est fourni par les « faluns d'Anjou » du Miocène (André *et al.*, 2003). Dans ce cas, la sédimentation est dominée par les marées (tide-dominated) et caractérisé par le biofacies bryomol (dominé par les bryozoaires et les bivalves en association avec les algues rouges, les balanes et les échinodermes) sous climat froid, et le lithofaciès est représenté par des grains squelettiques (bioclastes de bryozoaires, de mollusques pelecypodes de type pectinides, chlamys et huîtres) avec des grains de quartz et ou gravelles cimentés par de la micrite (André *et al.*, 2003). Cette mixture (siliciclastique-carbonatée) est sous contrôle climatique (froid) et hydrodynamisme de marées dans des prismes de haut niveau marin ou de bordure de plateforme.

## **VI. Cyclicité du système de dépôt côtier-plateforme peu profonde**

Le changement des régimes de décharge et l'alimentation en sédiments reflètent un contrôle climatique qui influe indirectement sur le stock sédimentaire mobilisé ou à produire et une influence directe sur l'architecture stratigraphique (Amorosi & Zuffa, 2011). Les travaux sur la sédimentation mixte (siliciclastique/carbonatée) réalisés à ce jour (voir liste bibliographique de Reading, 1996 ; Halfar *et al.*, 2004) permettent de regrouper les paramètres de contrôle à deux niveaux hiérarchiques : séquences de haute fréquence et séquences de moyenne à basse fréquence.

### **III.1. Haute fréquence**

A haute fréquence, le contrôle est indubitablement régi par l'hydodynamisme : en effet, lors d'une sédimentation carbonatée, les tempêtes redistribuent les sédiments sableux du littoral vers le large. Les sables, souvent mélangés aux coquilles de la faune benthique, sont souvent à caractéristiques hydrodynamiques de type « tempête » (présence de tempestites-lag ; structures de type HCS, SCS (Aigner et Reineck, 1982 ; Guillocheau *et al.* 1988). Les courants produits par les vagues de tempêtes balayent le fond depuis la limite d'action des vagues de tempêtes jusqu'au foreshore et produisent ainsi (par remobilisation des sédiments du fond) de véritables « poubelles » avec même parfois une association photozoan-heterozoan correspondant ainsi aux thanathocenoses des anciens auteurs. Il s'agit des véritables tempestites au sens d'Aigner et Reineck (1982) et Reading (1996). La typologie de ces tempestites est assez bien connue aujourd'hui avec une zonation bathymétrique. La production carbonatée est élevée sur le littoral, et les tempêtes injectent les sables pour donner une « mixture ponctuée ». Cette dynamique caractérise le système tropical.

L'usine à carbonates en eaux froides se situe sur la partie médiane et distale de la plateforme. Ce type de plateforme est caractérisé par un hydrodynamisme élevé toute l'année (vagues permanentes) assurant un apport des détritiques (par les « rip currents » vers la partie médiane et externe de la plateforme assurant ainsi une mixture pure (ou aussi facies mixing) (Halfar *et al.*, 2004 ; Carcel *et al.*, 2010).

### **III.2. Moyenne et Basse fréquences**

L'organisation verticale des séquences siliciclastique-carbonatée est contrôlée aussi par les variations eustatiques. L'arrivée des sédiments siliciclastiques bloque souvent la

production carbonatée et l'usine à carbonates se retire ailleurs à l'abri des détritiques. En contexte de sédimentation siliciclastique, la chute du niveau marin réactive les sources siliciclastiques et favorise leur arrivée (Wright & Burchette, 1996). Les plateformes carbonatées adjacentes à un continent montrent que les carbonates se déposent en absence ou rareté des siliciclastiques.

L'étude des systèmes mixtes suggère que la sédimentation carbonatée est dominante aux moments d'élévation et de haut niveau marin alors que la sédimentation siliciclastique domine durant les bas niveaux marins lorsque les carbonates sont largement absents. Lors du bas niveau marin, la quantité des siliciclastiques transportés vers le bassin augmente. Le transport est assuré par un système fluvial ou par incisions sur la marge de la plateforme ou encore à travers la surface exondée (exposée à l'air) de la plateforme carbonatée. Les sédiments siliciclastiques transitent la plateforme, en émergence, et se déposent sous forme de lobes sur le bassin ou de prismes de bordure (PBN et PBP de l'école d'Exxon) ou encore en strates qui surmontent en « onlap » la pente « carbonatée » (Wright & Burchette, 1996 ; Catuneanu, 2006 ; Catuneanu *et al.*, 2002 ; 2009).

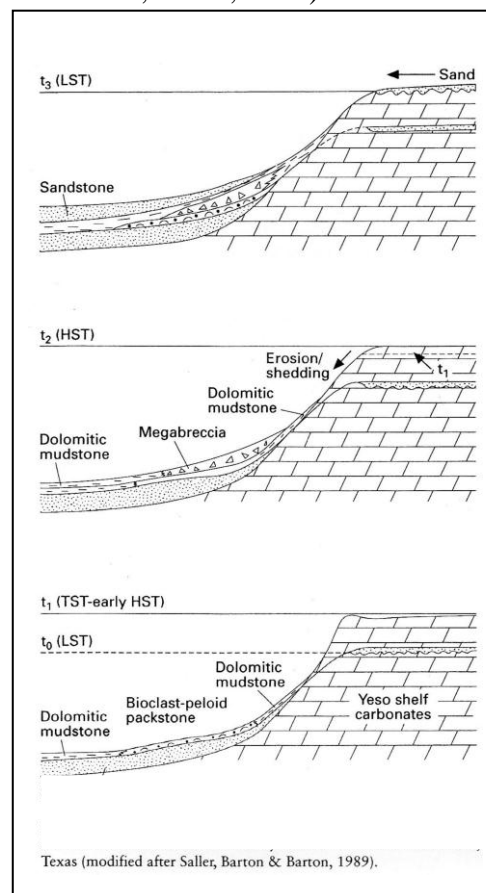


Fig.33: Contrôle de la variation relative du niveau marin sur de la distribution des sédiments carbonatés et siliciclastique au Permien basal dans le bassin de Delaware, Texas (modifié, d'après Saller, Barton & Barton, 1989, in Wright & Burchette, 1996)

Pour Campbell (2005), en système siliciclastique, l'aggradation de la plateforme conduit toujours à une progradation, mais avec un taux de sédimentation élevé (100 m/Ma), l'aggradation est suivie par une migration de la bordure de la plateforme vers le continent en période de transgression. Ces deux mécanismes interagissent avec le système carbonaté qui ne répond pas de la même manière que les siliciclastiques ; la plateforme carbonatée demeure stationnaire même avec un taux de sédimentation de 100m/Ma. Le résultat est une alternance siliciclastiques/carbonates à contact en « offlap » des siliciclastiques sur les carbonates du côté de la plateforme et en « onlap » du côté externe de la plateforme carbonatée.

En absence d'apports siliciclastiques, le bassin ne reçoit plus de sédiment lors de l'émersion de la plateforme. Les Prismes de bas niveau, à dominance siliciclastique, alternent avec les prismes de haut niveau à dominance calcaire (Fig.33).

Dans le Permien du bassin de Delaware, alternent des carbonates de haut niveau marin et des siliciclastiques de bas niveau marin (Wright & Burchette, 1996). Les siliciclastiques de bas niveau marin, dominés par les sables et les silts, sont transportés à travers la plateforme émergée alors que lors de la transgression, des sédiments mixtes siliciclastiques / carbonates se développent par réactivation de la production carbonatée. A la fin du prisme de haut niveau, les siliciclastiques sont toujours présents mais dilués aux carbonates (Fig.33). Cette dynamique a été aussi constatée ailleurs (Frasnien-Famennien du bassin de Caning) mais sous contrôle d'une tectonique en extension (Wright & Burchette, 1996).

Le caractère siliciclastique du PBN dépend largement de la proximité de la source et de la profondeur des dépôts.

#### **IV. Faciès et environnements de dépôts**

##### **IV.1. Les faciès sédimentaires :**

L'analyse des successions étudiées permet d'identifier deux principales natures lithologiques : soit carbonatée soit détritique.

#### IV.1.1 - Faciès carbonaté : (Fc)

##### IV.1.1.1. Calcaire/Calcaire dolomitique (Fc1, Pl I, fig. 1 – fig.2):

Etant donné l'effet de la dolomitisation secondaire (totale ou partielle), ces calcaires et calcaires dolomitiques sont groupés sous le même faciès (Fc1). Ils affleurent en succession irrégulière (calcaire/calcaire dolomitique), soit en bancs ou en série de bancs dans tous les secteurs étudiés où ils constituent une grande partie de la formation de Djenien et restent relativement peu fréquents dans la formation de Tagnana.

Ces calcaires dolomitiques et calcaires sont disposés en bancs décimétriques, grisâtres, renfermant parfois quelques bioclastes (fragments de bivalves, brachiopodes rarement gastéropodes) à ciment sparitique à dolosparitique, de texture packstone.

##### IV.1.1.2- Calcaire à entroques/calcaire dolomitique à entroques (Fc2 ; Pl.I, fig.3):

Ils affleurent dans tous les secteurs d'études, avec une nette abondance dans la formation de Djenien. Ce sont des niveaux décimétriques parfois métriques, disposés en bancs réguliers, chenalisés ou pseudo- noduleux (fig.34). Ils sont grisâtres à jaunâtres renfermant parfois une faune assez variée (brachiopodes, bivalves, gastéropodes, tiges de crinoïdes, bryozoaires). Le microfaciès correspond soit à une dolomicrosparite, soit à une biodolomicrosparite ou alors à une biomicrosparite voir une intrapelbiomicrosparite de texture packstone



Fig .34 : Aspect pseudo noduleux dans les calcaires à entroques dans la formation de Djenien (Hassi Arhlal 1)

**IV.1.1.3. Calcaire à entroques à silex/calcaire dolomitique à entroques à silex (Fc3, Pl I, fig.4- fig.5):**

Ils sont comparables au faciès sus-cité, où les brachiopodes abondent par endroits, toutefois, l'aspect silicifié (silex) des carbonates reste un détail nettement distinctif et qui caractérise particulièrement la formation de Djenien (C). On y trouve abondamment du silex en nodules ou interstratifié (fig.35). Le microfaciès est soit à une Biodolomicrisparite soit une biopelmicrosparite de texture packstone.

**IV.1.1.4- Calcaire récifal (Fc4) :**

Les calcaires récifaux affleurent dans tous les secteurs. Cette activité corallienne est mise en évidence dans tout le bassin de Bechar. Ces calcaires constituent l'essentiel de la partie (B) de la formation de Djenien. Ils correspondent à d'importantes gerbes coralliennes d'ordre métrique et à forte concentration ou à de simples petites gerbes isolées (fig.36).

La faune de brachiopodes et de bivalves est parfois associée à cette bioconstruction.

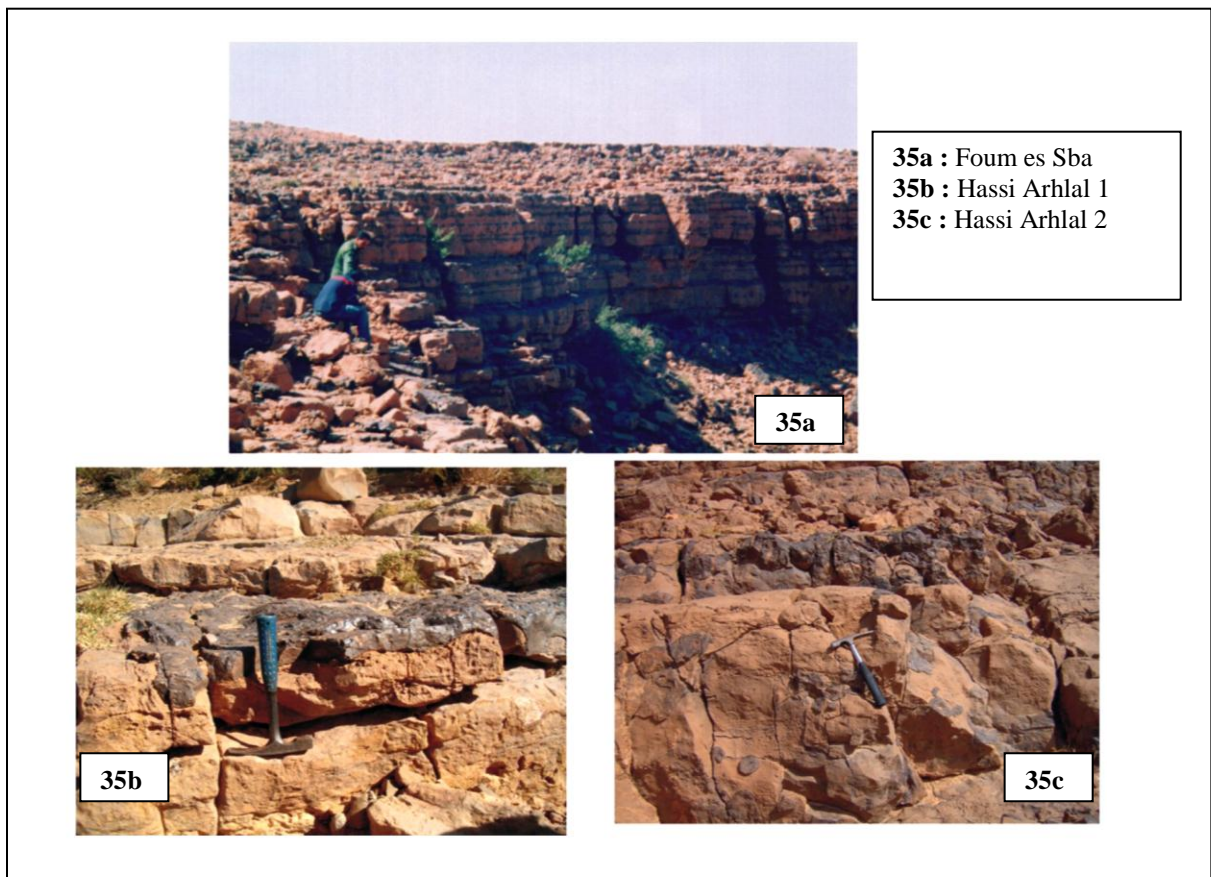


Fig. 35 : Calcaires et Calcaires dolomitisés à silex (formation de Djenien – C)

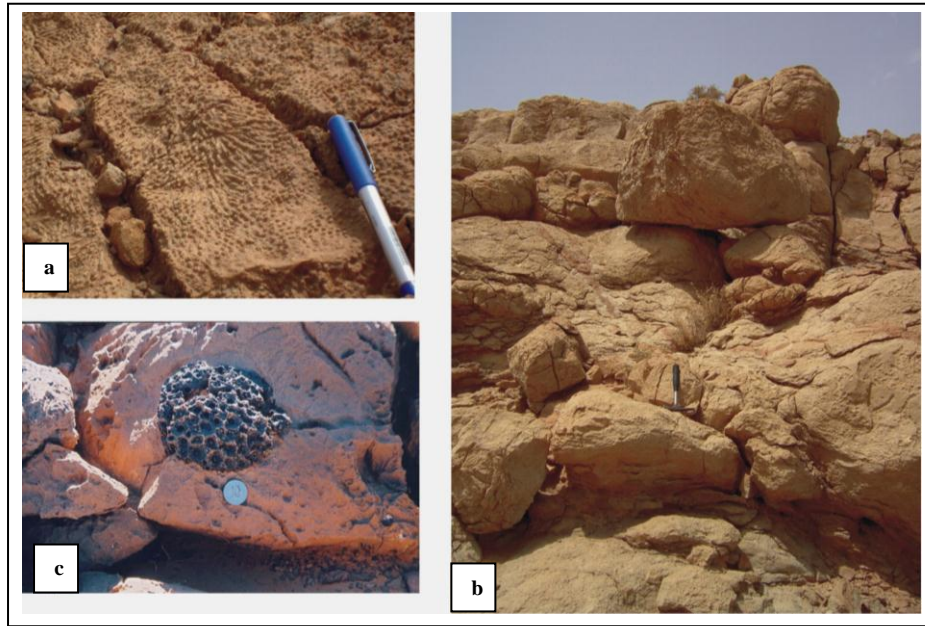


Fig.36 : Calcaires récifaux de la formation de Djenien (B) : a-b : Hassi Arhlal2 ; c : Djebel Arhlal flanc sud

#### IV.1.1.5-Calcaire lumachellique (Fc5):

Ce faciès a été rencontré dans les secteurs de Djebel Arhlal, Hassi Arhlal et à Foug es Sba, aussi bien dans la formation de Djenien, Hid el Kef et Djenien (A et C), ainsi que la base de Tagnana. Ces niveaux lumachelliques constituent des accumulations centimétriques à décimétriques parfois au sein du banc (Ar 10) soit au sommet du banc (plaquage – Al 4, Al 10, FSD 9, FSa). Ces accumulations sont composées le plus souvent d'un seul genre, tel que *Anthracothyrina*, *Semicostella*, *Productus*, *Titanaria*, *Gigantoproductus*, *composita*,

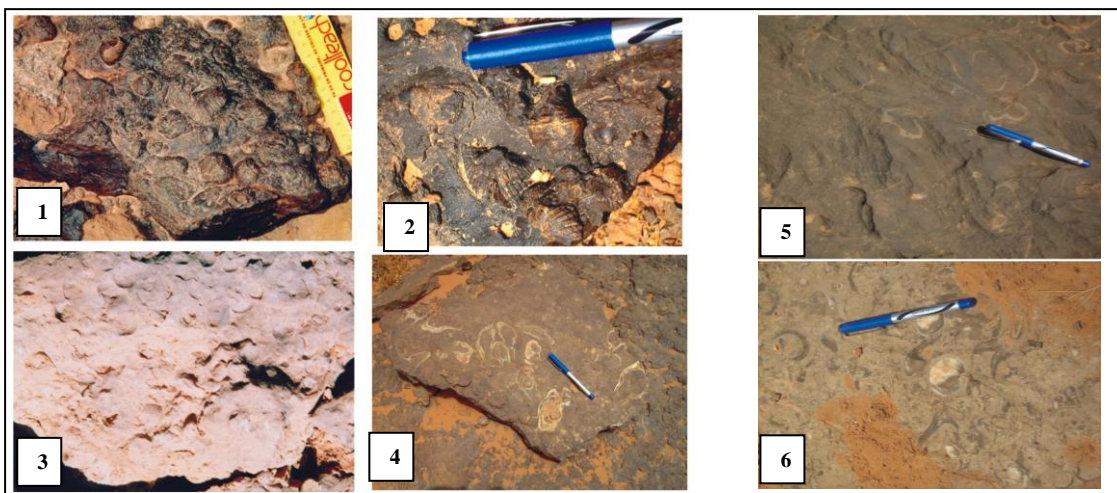


Fig. 37 : Lumachelle à brachiopodes

1-Lumachelle à *Semicostella* ; 2- à *Anthracothyrina* ; 3- à *Productus* ; (Foug es Sba) ;  
4- Lumachelle à *Titanaria* (Hassi Arhlal1) ; 5-6 : Lumachelle à *Gigantoproductus* (Hassi Arhlal 2, 1)



#### IV.1.1.6- Calcaire à algues (Fc6, Pl.I, fig.6) :

Les affleurements correspondants ont été identifiés à Hassi Arhlal, à Foum es Sba et à Menouarar. Ce faciès constitue quelques niveaux de Tagnana1. Il s'agit de niveaux décimétriques de calcaires grisâtres montrant à la surface des bancs des thalles d'algues souvent associées soit à une surface ferrugineuse (Hassi Arhal, Menouarar) soit à une surface bioturbée (Foum es Sba). Le microfaciès (FSb, Fig.38) correspond à une biointramicrospélite de texture packstone.

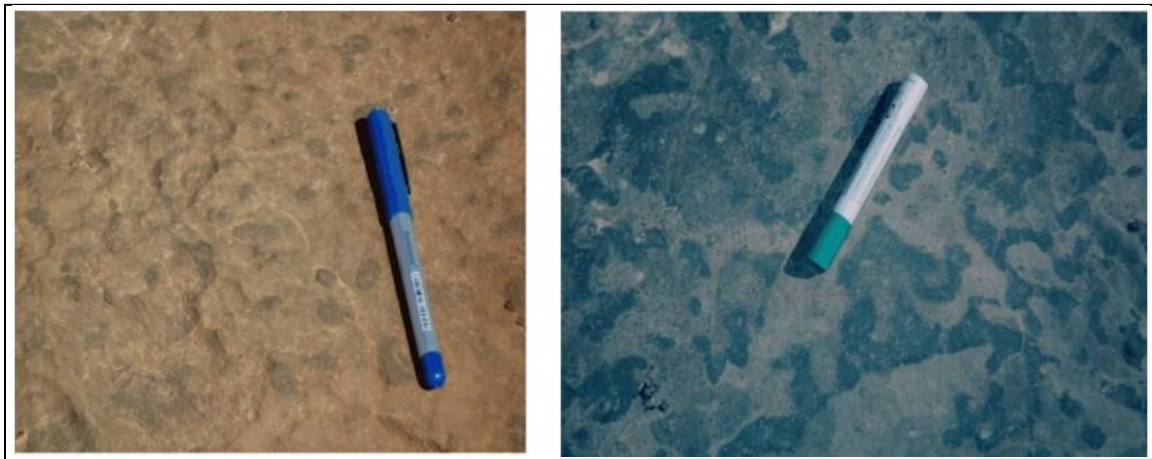


Fig. 38: Thalls d'algues à la surface des calcaires dans la formation de Tagnana (membre inférieur – Tag.1)

#### IV.1.1.7- Calcaires oolithiques (Fc7, Pl.II, fig.1 - 6) :

Les Calcaires oolithiques affleurent dans tous les secteurs étudiés. Ils sont parfois peu abondants, en bancs d'ordre métrique (Hid el Kef), soit très fréquents et d'ordre décimétrique où ils caractérisent particulièrement la formation de Tagnana (membre inférieur, Tag.1). La taille des oolithes est assez variable et peut être associées aux entroques, polypiers solitaires ou à d'autres bioclastes.

Ces niveaux peuvent être réguliers, à laminations entre croisées (litages de rides grimpantes de type A passant vers le haut au type S ou sinusoïdal= Fc7-1), laminations obliques en mamelons (HCS= FC7-2), ou encore en arrêtes de poisson (*Herring bone* =FC7-3).

Le microfaciès étudié dans diverses coupes (M6-M13-AM5-GG4), est assez similaire et varie entre une oobiosparite, bio-oosparite, oobiopelmicrospélite à oncolithes et oointramicrospélite à oncolithes et pisolithes et à bioclastes. Quant aux textures, elles correspondent soit à un packstone ou à un grainstone.

#### IV.1.1.8- Calcaire bioclastique « calcaire vidange » (Fc8, Pl III, fig.1 - 4) :

Ce calcaire affleure en faibles épaisseurs en bancs de 0,15 à 0,20m. Il est parfois oolithique ou grumeleux, parfois érodé, mais le plus souvent caractérisé par son contenu fossilifère. Ce dernier est très diversifié, souvent en fragment, dont on y reconnaît : brachiopodes, bivalves, gastéropodes, crinoïdes et algues.

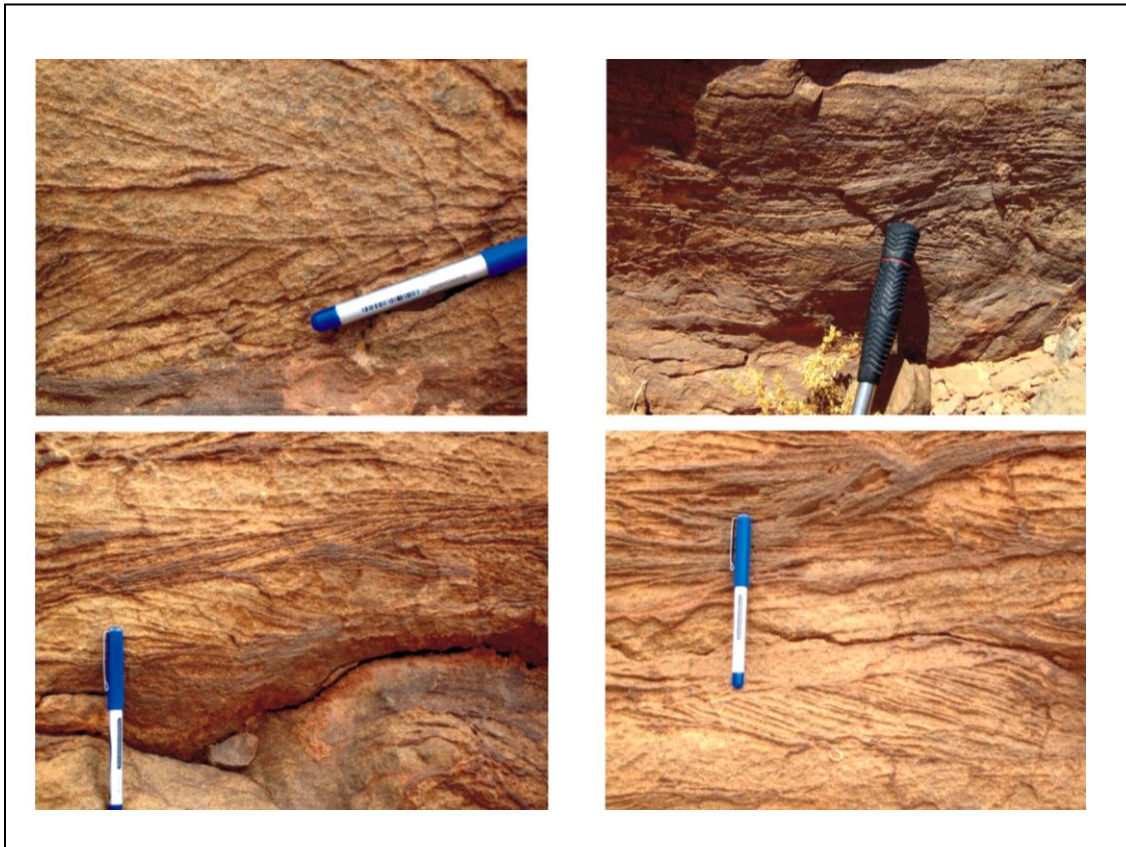


Fig.39 : Calcaires oolithiques (Hassi Arhlal 2)

#### IV.1.1.9- Calcaires brèchiques (Fc9) :

Ce faciès, rarement rencontré, est composé essentiellement d'éléments provenant des faciès sous jacents. Il est identifié dans le Djebel Arhlal à la base de quelques niveaux dolomitiques, dans les calcaires récifaux, à la limite supérieure de la formation de Djenien ; à Hassi Arhlal au sein des niveaux oolithiques, à la base des grès terminaux et également à Foum es Sba, dans la même position, composé de fragments de calcaires à algues.

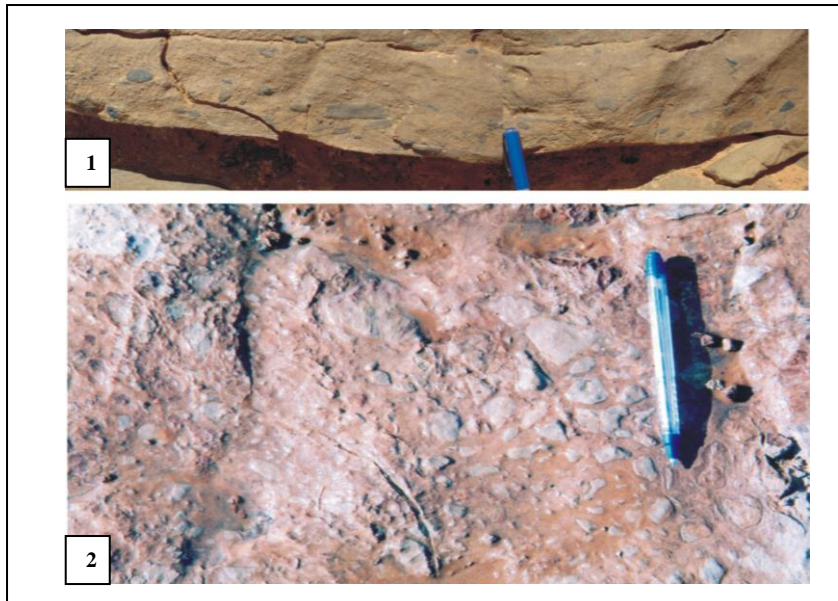


Fig. 40: Calcaires bréchiques situés (1) à la base des calcaires oolithique (Membre de Tagnana inf- Tag.1- Hassi Arhlal 2) ; (2) à la limite de la formation Djenien / Tagnana (Djebel Arhlal flanc sud)

#### **IV.1.1.10- Calcaires gréseux (Fc10, Pl III, fig.5) :**

Ce faciès affleure essentiellement à Guelab el Guemah. Il constitue des niveaux décimétriques intercalés dans divers niveaux de la succession où en superposition de plusieurs bancs, constituant parfois des barres métriques à aspect chenalisé.

#### **IV.1.2.Faciès siliciclastique : (Fs)**

##### **IV.1.2.1 Conglomérat (Fs1)**

Un seul niveau conglomératique est décrit à Menouarar (Fig. 24 : M18) dans la formation de Tagnana (partie supérieure de Tag.1G). Il est très localisé, son extension latérale ne dépasse pas 6 mètres. Son épaisseur varie de quelques décimètres à environ 1,80m. Les éléments qui le constituent sont hétérométriques et hétérogènes (grès, calcaire, calcaire oolithique, calcaire à entroque).

##### **IV.1.2.2- Grès massif (Fs2)**

Les grès sont un faciès caractéristique de la formation de Tagnana, particulièrement dans son membre inférieur (Tag.1). Ils sont présents dans tous les secteurs étudiés et alternent, d'une manière générale, avec des calcaires et des argiles ou se présentent en de fines passées

au sein des argiles. Ces grès correspondent à des bancs décimétriques, réguliers, ou débités en plaquettes, à grains fins à moyens, verdâtre à grisâtres à la cassure.

#### **IV.1.2.3- Grès à *flaser bedding* (Fs3)**

Ce faciès est présent dans le secteur de Mennouna Rouiana, dans le membre inférieur de la formation de Tagnana (Tag.1). Ce sont des grès fins à ciment argileux d'épaisseur décimétrique, à patine jaunâtre et verdâtre à la cassure (fig. 41a).

#### **IV.1.2.4- Grès à stratifications entre-croisées (Fs4)**

Présent dans tous les secteurs, ces grès sont d'une granulométrie moyenne, sombres à la patine et grisâtres à la cassure (fig.41b).

#### **IV.1.2.5- Grès à laminations obliques mamelonnées (*Hummocky Cross Stratification HCS*) (Fs5)**

Faciès rencontré à Djebel Arhlal et à Aïn Mennouna Rouiana, dans des grès à grains fins à moyens, en bancs décimétriques, à patine ocre à jaunâtre et grisâtre à la cassure (fig. 41c).

#### **IV.1.2.6- Grès à rides de courants (Fig. 41d : Fs6)**

Ces grès affleurent dans tous les secteurs montrant à la surface de bancs des rides de courants asymétriques auxquelles, s'associent ou se superposent d'autres rides de type lingoïdes

#### **IV.1.2.7- Grès à laminations horizontales (Fs7)**

Ces grès sont à grains fins à moyens, généralement associés aux autres figures hydrodynamiques. Ces laminations horizontales sont le plus souvent rencontrées à la base des bancs et parfois évoluent vers d'autres structures hydrodynamiques (rides de courants, stratifications entre croisées...etc..).

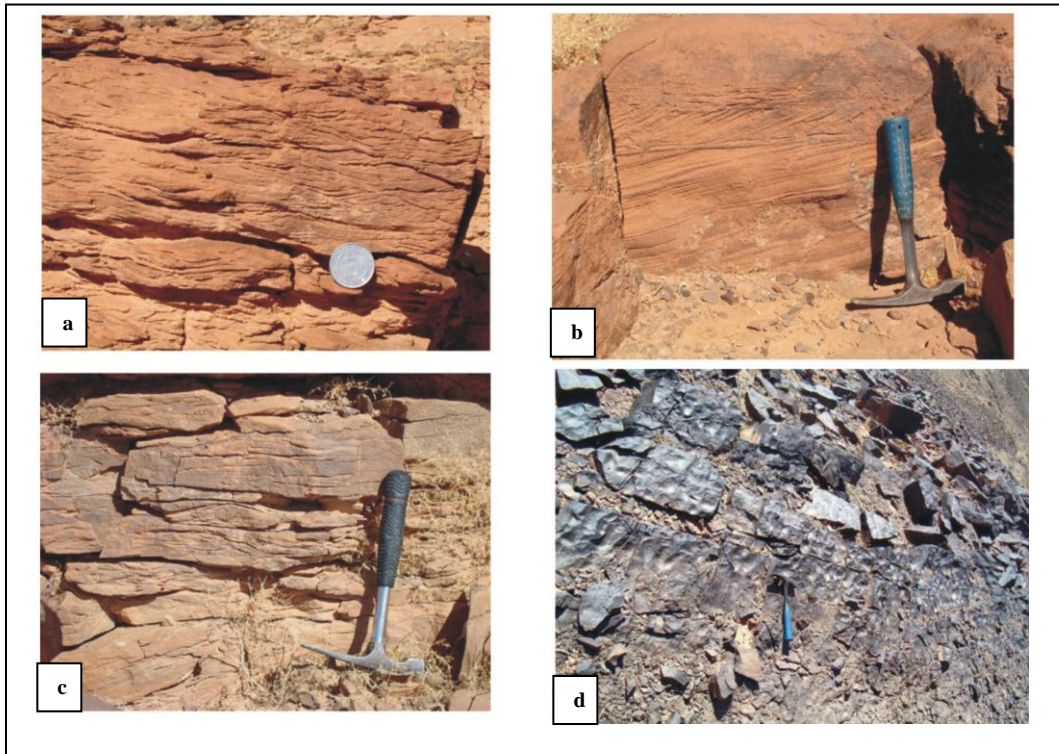


Fig. 41 : **a**-grès à flaser bedding ; **b**- grès à stratification entre croisée  
**c**- grès à HCS ; **d**- grès à rides linguïdes (Aïn Mennouna Rouiana)

#### **IV.1.2.8- Grès à structures de contournement (Fs8, Fig. 42)**

Il s'agit de grès à grains fins à moyens à laminations contournées observées à Hassi Arhlal.

#### **IV.1.2.9- Grès à laminations obliques de faible angle (Fs9, fig.43)**

Ce faciès se rencontre dans des grès à grains moyens à grossiers, mal triés, en bancs décimétriques à métriques (2,50m), blanchâtres à rosâtres à la cassure, associés à des structures de chenalisation de bancs, comme à Djebel Arhlal, Hassi Arhlal ou à Guelab el Guemah.

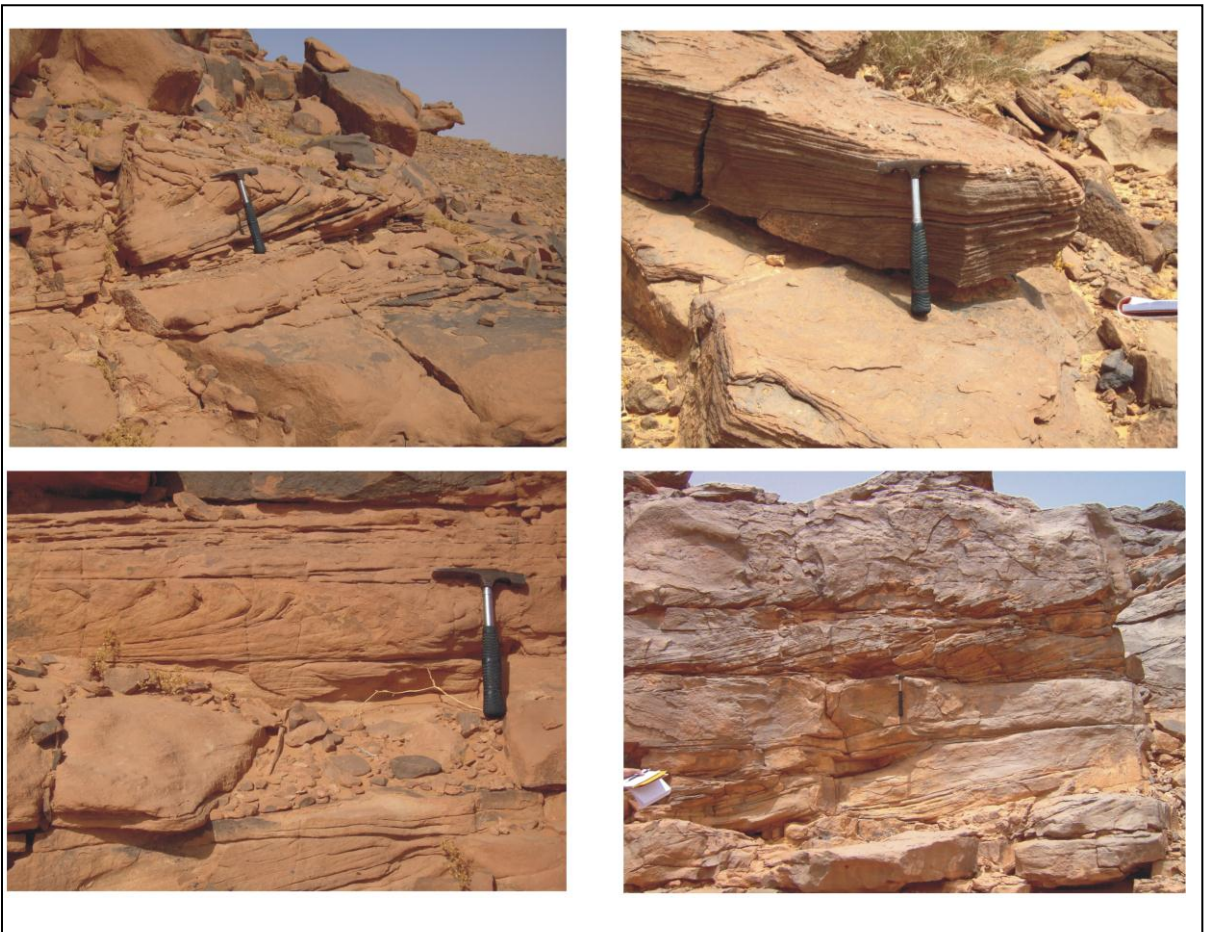


Fig. 42 : Figures de contournement

Fig. 43 : Lamination oblique de faible angle.

#### **IV.1.2.10 – Grès à laminations sigmoïdales (Fd10, fig.44) :**

Ces faciès sont disposés en bancs décimétriques et parfois même métriques (2,50m) où les grès sont le plus souvent grossiers blanchâtres à rosâtres à la cassure. Aussi, ces grès sont associés à des structures de chenalisation de bancs, comme c'est le cas à Djebel Arhlal, Hassi Arhlal ou à Guelab el Guemah.



Fig.44 : Laminations sigmoïdales rencontrées dans les grès sommitaux de Hassi Arhlal 1 (Tag.1 I – équivalents des GrèsVI)

#### IV.1.2.11- Faciès des Grès chenalisés (Fs11)

Il s'agit de grès à grains moyens à grossiers, blanchâtres à roses, en bancs décimétriques à métriques à chenalisations fréquentes (fig. 45) ; ce faciès est souvent associé à des laminations obliques de faible angle.

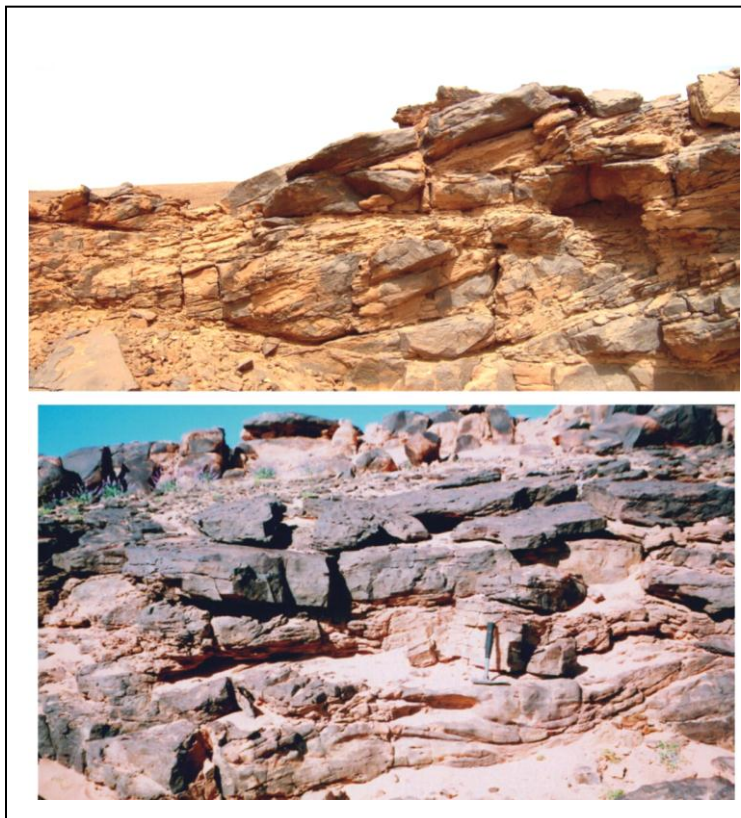


Fig. 45: Chenalisation des bancs des grès terminaux  
 (1) Arhlal  
 (2) Guelab el Guemah

#### **IV.1.2.12- Grès rouges (Fs12)**

Ces grès sont rarement rencontrés. Ils sont localisés dans la formation de Tagnana (Dj. Arhlal, Hassi Arhlal) et constituent de minces bancs décimétriques. Ils sont de couleur rougeâtre à la cassure et à granulométrie moyenne.

#### **IV.1.2.13-Faciès boueux (Fb= Marnes /Argiles)**

Ce faciès boueux est présent à des échelles diverses, depuis de fines passées jusqu'à des combes étendues (décamétrique à pluridécamétrique) séparant des barres calcaires ou gréseuses. Nous utiliserons le terme « argile » lorsqu'il s'agit d'alternance avec les grès, et « marne » lorsque le faciès boueux est intercalé dans des carbonates. Dans la formation de Djenien, les marnes sont peu abondantes, et peuvent se présenter en lentilles à brachiopodes (ex. Ar9) ou en niveaux continus. Dans la formation de Tagnana, les argiles sont plus fréquentes, jaunâtres à verdâtres et peuvent être également fossilifère (ex. Mn1 –Mn2) et rarement rougeâtres associées à des grès rouges.



**Tableau récapitulatif des faciès (Tab.4)**

<b>Faciès &amp; codes</b>	<b>textures</b>	<b>structures</b>	<b>occurrence</b>	<b>interprétation</b>
Calcaire/Calcaire dolomitique ( <b>Fc1</b> )	Packstone/ Grainstone	Bancs massifs	F. Djenien	Rampe interne à médiane à forte énergie (zone d'abrasion)
Calcaire à entroques/Cal. Dolom. à entroques ( <b>Fc2</b> )	Packstone	Bancs massifs	F. Djenien	Rampe interne à médiane à forte énergie (zone d'abrasion)
Calcaires à entroques à silex ( <b>Fc3</b> )	Packstone	Bancs massifs	F. Djenien	Rampe distale à énergie moyenne à faible
Calcaire récifal ( <b>Fc4</b> )	Boundstone	Biohermes	F. Djenien	Barrière récifale
Calcaire lumachellique ( <b>Fc5</b> )	« Shell-supported » à « matrix supported »	Sans structures apparentes	F. Djenien / F. Tagnana	Rampe interne à médiane (actions des vagues permanentes et vagues de tempêtes)
Calcaires à algues ( <b>Fc6</b> )	Packstone	Sans structures	F. Tagnana	Rampe interne (zone photique) ou associé au récif
Calcaires oolithiques ( <b>Fc7</b> ) :  Sous faciès ( <b>Fc7-1</b> ) à litages de rides chevauchantes  Sous-faciès ( <b>Fc7-2</b> ) à <i>HCS</i>  Sous-faciès ( <b>Fc7-3</b> ) à <i>herrigbone</i>	Packstone / Grainstone	Laminations de rides de courants  <i>HCS</i>  Laminations de directions opposées	F. Djenien / F. Tagnana	Rampe interne à médiane, à énergie élevée : Rampe interne à médiane  Rampe médiane (partie inférieure) à offshore transition Rampe interne (tidal)
Calcaires bioclastique « vidange » ( <b>Fc8</b> )	Packstone	Sans structures apparentes	F. Tagnana	Rampe interne (tidal)
Calcaires bréchiques ( <b>Fc9</b> )	Clast-supported	Sans structures apparentes	F. Djenien / F. Tagnana	Rampe interne à médiane - Pente récifale

Calcaires gréseux ( <b>Fc10</b> )	Grainstone	Sans structure apparente	F. Tagnana	Shoreface (tempestite)
Conglomérats ( <b>Fs1</b> )	Hétérométrique & hétérogénique	Clast à matrix supported	F. Tagnana	Redistribution sous-aquatique après érosion
Grès massifs ( <b>Fs2</b> )	Grains moyens	Sans structures	F. Tagnana	Sédimentation rapide
Grès à <i>flaser bedding</i> ( <b>Fs3</b> )	Grains fins à moyens	Laminations diffuses et drapages silto-argileux	F. Tagnana	Foreshore
Grès à laminations entrecroisées ( <b>Fs4</b> )	Grains fins à moyens	Laminations horizontales, tangentielles et obliques	F. Tagnana	Foreshore à shoreface
Grès à <i>HCS</i> ( <b>Fs5</b> )	Grains fins	<i>HCS</i>	F. Tagnana	Shoreface à offshore transition (tempestite)
Grès à rides de courants ( <b>Fs6</b> )	Grains moyens	Rides lingoïdes	F. Tagnana	Environnement littoral peu profond
Grès à laminations horizontales ( <b>Fs7</b> )	Grains moyens	Laminations horizontales	F. Tagnana	Offshore-transition
Grès à laminations convolutées ( <b>Fs8</b> )	Grains moyens à grossiers	Laminations contournées	F. Tagnana	Déplacement sur faible pente et faible distance
Grès à laminations obliques de faible angle ( <b>Fs9</b> )	Grains fins à moyens, moyennement triés	Laminations obliques et surfaces de réactivations	F. Tagnana	Littoral (foreshore)
Grès à laminations sigmoïdales ( <b>Fs10</b> )	Grains moyens	laminations sigmoïdale	F. Tagnana	Littoral (foreshore)
Grès à chenalisations ( <b>Fs11</b> )	Grains moyens à grossiers	Chenalisations associées à laminations obliques de faible angle	F. Tagnana	Littoral, foreshore (chenaux tidaux)
Grès rouge ( <b>Fs12</b> )	Grains moyens	Sans structures	F. Tagnana	Fluvio- littoral
Boues (Argiles/Marnes) ( <b>Fb</b> ) Sous- Faciès ( <b>Fbr</b> ) argile rouge		Sans structures apparentes	F. Djenien / F. Tagnana	Décantation) en Plate-forme distale (offshore)  Décantation en milieu fluviatile

## IV.2. Les associations de faciès et environnements de dépôts

En environnements sédimentaires (fig. 46), nous avons utilisé la nomenclature de Reading (1996) pour les faciès siliciclastiques, et le modèle de rampe carbonatée homoclinale de Burchette & Wright (1992), Wright & Burchette 1996) pour les faciès carbonatés (fig. 46).

En effet, la nature des faciès identifiés et leurs empilements à travers les diverses coupes étudiées, ont permis de se situer dans une plate-forme, d'abord carbonatée depuis sa partie distale (externe) passant par une barrière récifale, jusqu'à sa partie proximale (interne), puis détritique et qui s'étale jusqu'à un environnement fluvio-littoral.

Ces environnements se traduisent par quatre principales associations de faciès (Fig. 46). Une aire à cachet siliciclastique représentée par l'association 1, une aire mixte siliciclastiques/carbonates représentée par les associations 2 et 3, et enfin une association 4 essentiellement carbonatée et boueuse.

Par ailleurs, les faciès identifiés ne permettent pas parfois de définir des limites nettes d'environnements sédimentaires. De ce fait, les associations sédimentaires reconnues dans les diverses coupes ont parfois des caractères de transition entre deux environnements voisins (2/3 et 3/4).

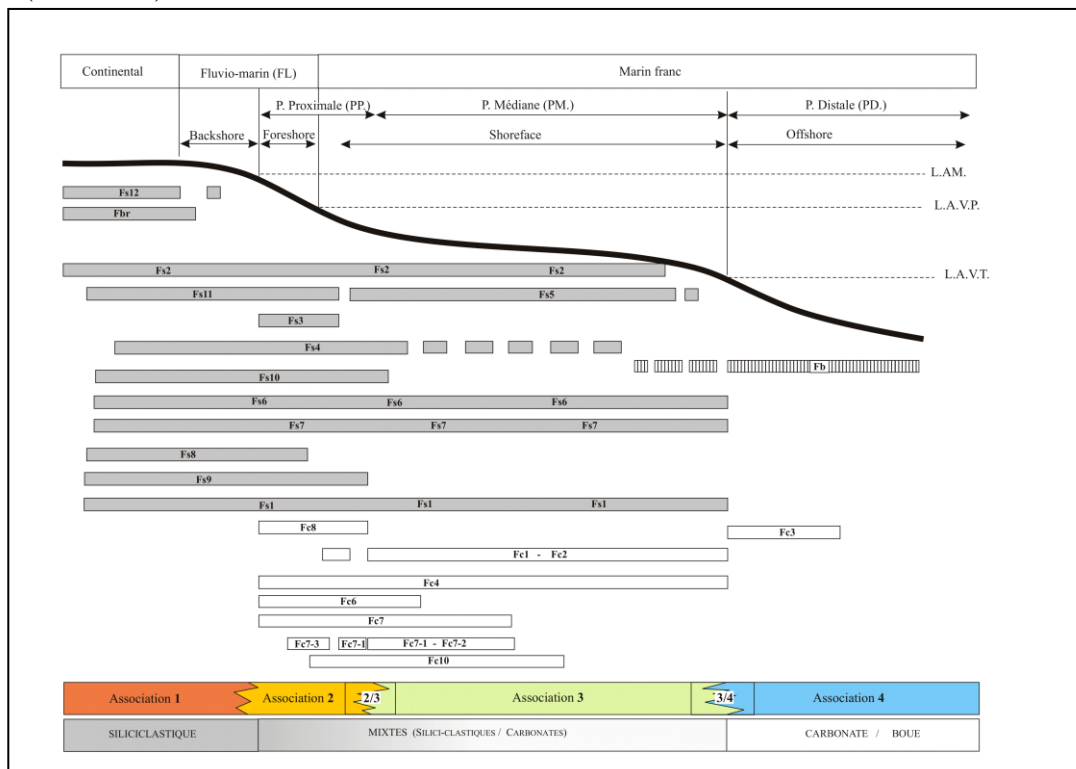


Fig.46:- Environnements et modèle sédimentaire adopté

## **IV.2.1. Coupe Djebel Arhlal: (fig. 47)**

### **IV.2.1.1. Formation de Djenien :**

Elle est à dominante carbonatée, où se succèdent les associations environnementales suivantes :

#### **a- Association de plate-forme médiane à distale : (A3/4)**

Cette association est caractérisée par des dépôts traduisant des intermittences entre des phases à énergie élevée et d'autre à énergie modérée à faible. Cette association regroupe les faciès Fc7, Fc7-1, Fc1, Fb. Il s'agit d'un empilement de calcaires oolithiques et bioclastiques, chenalisés traduisant l'influence d'une énergie forte, ou pseudo-noduleux à énergie modérée, interrompue par des phases d'accalmies, permettant la décantation des marnes.

#### **b- Association de plate-forme médiane : (A3)**

Cette association est composée :

- Soit d'une succession des faciès carbonatés Fc1, Fc2 marqué par la chenalisation des bancs, l'accumulation des débris d'encrines et une intense dolomitisation,

- Soit par un bioherme (de type barrière) issu d'une bioconstruction fortement dominée par des polypiers coloniaux Fc4 auxquels s'ajoutent occasionnellement quelques brachiopodes et bivalves,

- Soit par une succession de faciès Fc1, Fc2, Fb et Fc9 correspondant aux calcaires sparitiques, aux calcaires à entroques et aux calcaires brèchiques.

Dans les trois cas de figures, tous les indices convergent vers des conditions d'un hydrodynamisme élevé, correspondant à une rampe carbonatée médiane.

#### **c- Association de plate-forme distale : (A4)**

Elle est formée en quasi-totalité de calcaires à silex (Fc3) se présentant soit en nodules ou inter stratifiés. L'intense silicification en milieux carbonatés serait favorable dans un environnement de plate-forme distale (plate-forme externe).

#### **IV.2.1.2. Formation de Tagnana :**

Au-delà d'un niveau bréchique et d'une surface ferrugineuse, la formation de Tagnana montre une succession argilo-gréso-calcaire (succession mixte siliciclastique/carbonates) dont les associations traduisent les environnements suivants :

##### **a- Association de plate forme médiane : (A4)**

Elle montre la succession de faciès dont les phases à forte énergie sont traduites par le dépôt des calcaires bioclastiques (vidange), oolithiques et les calcaires sparitiques (Fc8, Fc7, Fc1, Fc2), alors que les épisodes d'énergie plus modérée, permettent l'interstratification de niveaux marneux peu épais.

Cette association est également représentée par des grès massifs (Fs2), des calcaires oolithiques (Fc7) et des calcaires à entroques (Fc2).

##### **b-Association de plate forme médiane à distale : (A3/4)**

Dans cette association le faciès boueux (Fb) est souvent dominant, associé à quelques niveaux de calcaires à entroques (Fc2) ou dans d'autres cas à des grès massifs, à rides de courant et ou stratifications entre-croisées (Fs2, Fs4, Fs6)

##### **c-Association de plate forme médiane à proximale : (A2/3)**

Elle est constituée par une association de quatre faciès (Fs7, Fs4, Fs5, Fc1). Elle est dominée par les dépôts siliciclastiques, dont les structures sédimentaires traduisent un hydrodynamisme élevé, tels que les laminations horizontales à régime d'écoulement supérieur, les figures de tempêtes *H.C.S.* et des stratifications entre-croisées. Le retour vers les dépôts carbonatés au sommet de cette association serait probablement dû à un léger affaiblissement de l'énergie atténuant l'effet d'érosion et d'apport détritique, laissant la place à une décantation physico-chimique des calcaires sparitiques.

##### **d- Association de milieu fluvio-littoral : (A1)**

Cette association est définie par les faciès siliciclastique dont des grès disposés en bancs épais et très chenalisés, à grains moyens à grossiers montrant des structures de laminations obliques à faible angle (Fs9) et des laminations sigmoïdales (Fs10). Aussi, il est à noter que l'ensemble est disposé en bancs épais et très chenalisés.

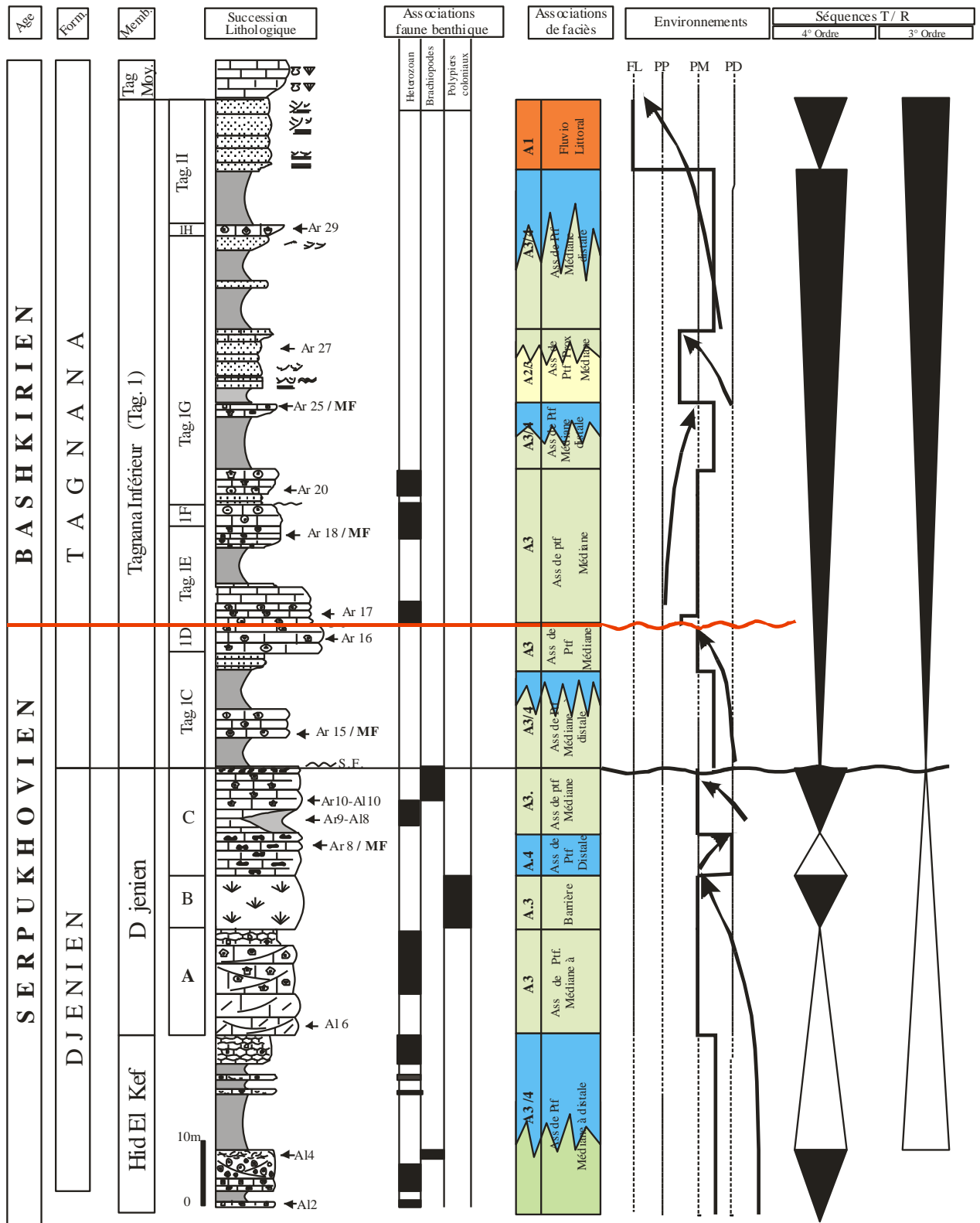


Fig.47: Succession des associations de faciès et de la faune benthiques dans le Djebel Arhlal

## **IV.2.2. Coupe Hassi Arhlal 1 : (Fig.48)**

### **IV.2.2.1. Formation de Djenien :**

Dans son ensemble elle montre la superposition des associations environnementales suivantes :

#### **a. Association de plate forme médiane : (A3)**

Les faciès correspondant à cette association sont à dominante carbonatée avec quelques passées marneuses. Il s'agit de calcaires à entroques souvent dolomitisés (Fc2), de calcaires dolomitisés (Fc1), au sein desquels s'interstratifie un niveau marneux (Fb).

Cette association, peut correspondre également à une bioconstruction de polypiers coloniaux. Dans les calcaires récifaux (Fc4) s'intercalent parfois quelques niveaux pseudo-noduleux (Fc1).

#### **b. Association de plate forme distale : (A4)**

Elle est dominée par les calcaires à silex et calcaires à entroque à silex (Fc2).

### **IV.2.2.2. Formation de Tagnana :**

#### **a.- Association de plate forme médiane à distale : (A3/4)**

Dans cette association le faciès boueux (Fb) est le plus dominant, avec des passées de calcaires lumachellique (Fc5) de calcaires sparitiques ou brèchiques (Fc1, Fc9). Ces niveaux calcaires proviennent d'éventuelles périodes de tempêtes dont l'influence se fait ressentir dans la partie médiane de la plate forme.

#### **b- Association de milieu fluvio-littoral : (A1)**

Cette association montre exclusivement des faciès gréseux grossiers, blanchâtres, stratocroissants (de quelques décimètres à environ 2m) et le plus souvent chenalisés. On y reconnaît :

- Les grès à laminations horizontales (Fs7)
- Les grès à structures de contournement (Fs8)
- Les grès à laminations obliques de faible angle (Fs9)
- Les grès à laminations sigmoïdales (Fs10)
- Les grès à rides de courants (asymétriques et lingoïdes – Fs6)
- Les grès à chenalisations (Fs11)

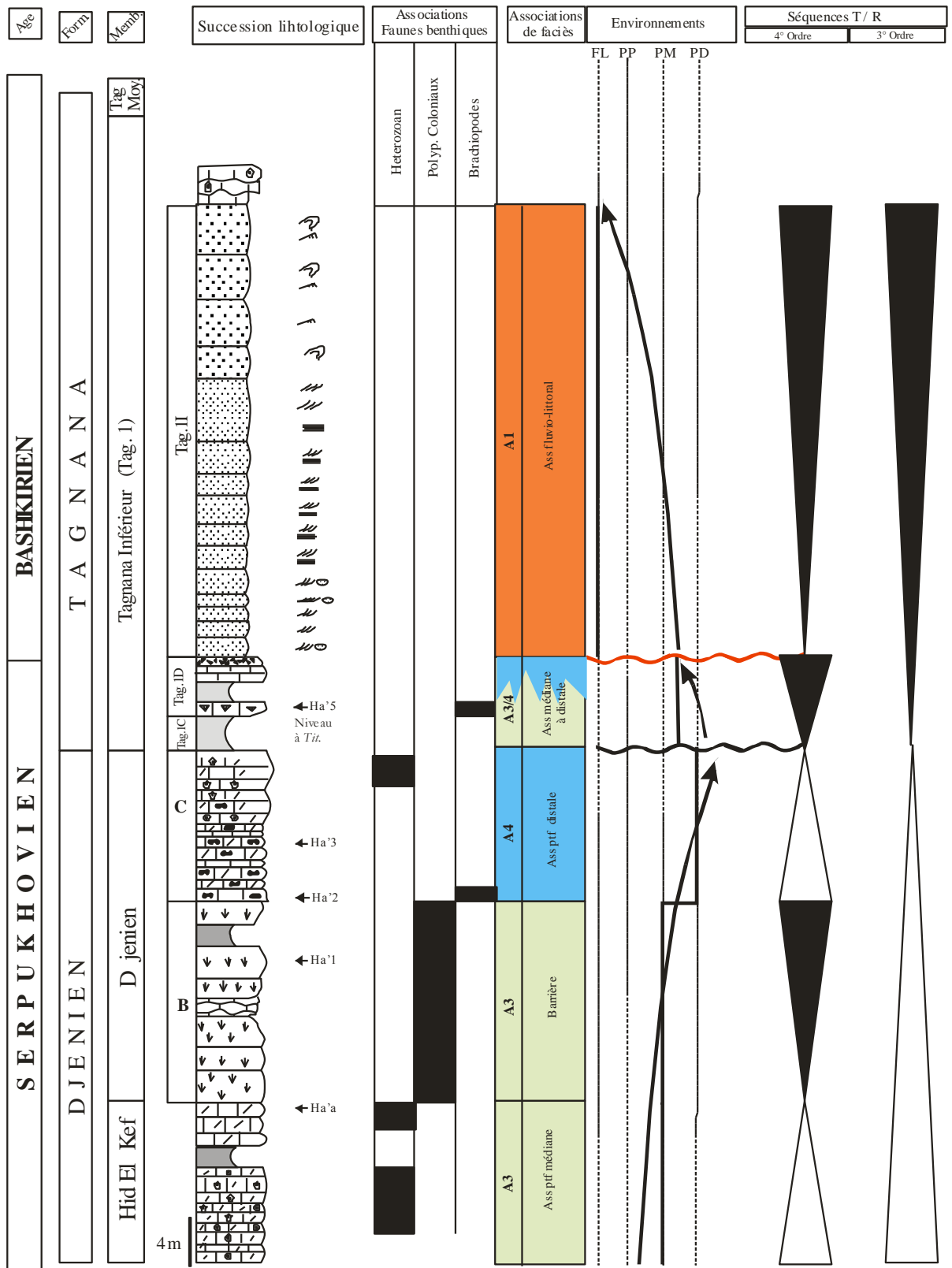


Fig.48: Succession des associations de faciès et de la faune benthique dans Hassi Arhlal 1



### **IV.2.3. Coupe Hassi Arhlal 2 : (Fig. 49)**

#### **IV.2.3.1. Formation de Djenien :**

On distingue la superposition de trois associations :

##### **a- Association de plate forme médiane à distale : (A3/4)**

Elle montre la dominance du faciès boueux Fb auquel s'associent quelques niveaux de calcaires pseudo noduleux et dolomitiques Fc1. Cette coexistence de faciès traduit parfaitement le caractère de transition entre un régime hydrodynamique faible à modéré.

##### **b. Association de plate forme distale : (A4)**

Il s'agit d'une succession dominée par le faciès Fc2. Les accidents siliceux dans les carbonates sont le plus souvent réalisés dans un milieu distal de la plate forme (plate forme externe).

##### **c.- Association de plate forme médiane : (A3)**

Elle est composée d'une succession de faciès carbonatés le plus souvent associés à des milieux de haute énergie. Il s'agit des calcaires à entroques, parfois dolomitisés (Fc2) et des calcaires ou calcaires dolomitiques à quelques niveaux chenalisés (Fc1).

Cette association peut correspondre également au faciès Fc4 des calcaires récifaux, sur lequel se superpose Fc1 et Fc9 correspondant aux calcaires et calcaires brèchiques. Les calcaires récifaux s'agencent en biohermes développant une morphologie de barrière, alors que les calcaires brèchiques seraient le résultat d'un démantèlement des niveaux supérieurs de cette bioconstruction.

#### **VI.2.3.2. Formation de Tagnana :**

De nature mixte, les dépôts siliciclastiques – carbonates se répartissent en quatre associations de faciès.

##### **a- Association de plate forme médiane à proximale : (A2/3)**

Cette association peut correspondre à un ensemble de faciès oolithiques (Fc7), de calcaires bioclastiques (Fc8) et de calcaires brèchiques (Fc9), associés à leur base à un

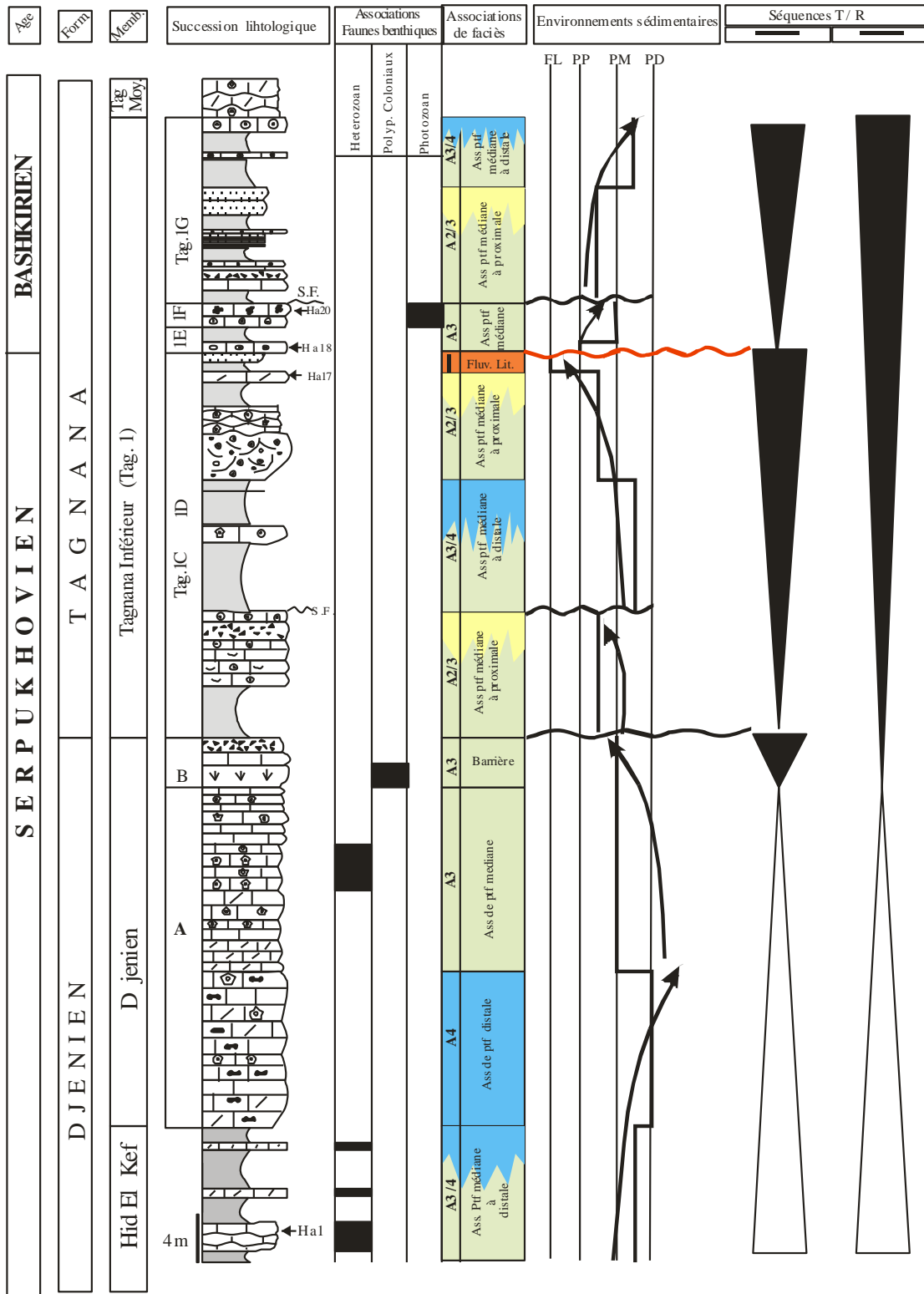


Fig.49: Succession des associations de faciès et de la faune benthique à Hassi Arhlal 2

faciès argileux (Fb) peu développé. Cette succession de faciès traduit un hydrodynamisme croissant qui s'accorde avec cet environnement de transition.

Cet effet se traduit plus haut dans cette formation en une autre expression où on compte un faciès oolithique à rides grimpantes (Fc7), des calcaires à entroques (Fc2), des calcaires dolomitique (Fc1) et un faciès marneux (Fb).

#### **b- Association de plate-forme médiane à distale : (A3/4)**

Elle est toujours à dominance boueuse (Fb) où s'intercalent de fins niveaux de calcaires oolithiques (Fc7) et à entroque (Fc2).

#### **c- Association de plate forme médiane : (A3)**

Dans cette association se superposent des faciès surtout bioclastiques et oolithiques avec de fines passées marneuses. Il s'agit particulièrement du faciès Fc6 à algues, Fc7 oolithique et Fc8 très bioclastique correspondant au « calcaire vidange ». Ces aspects faciologiques suggèrent un milieu de plate forme médiane, toutefois, les brèves périodes d'accalmies permettent la décantation des minces niveaux marneux.

Cette association se traduit aussi par la dominance du faciès Fc1 de calcaire sparitique, Fc7 oolithique, Fc9 brèche, Fs2 gréseux massif où s'intercalent quelques niveaux argileux Fb.

#### **d- Association de milieu fluvio-littoral : (A1)**

Cette association est représentée par une superposition peu épaisse de grès rouge (Fs12) et d'argile rouge (Fb).

### **VI.2.4. Coupe Foum es Sba : (Fig.50)**

#### **IV.2.4.1. Formation de Djenien :**

On distingue deux associations représentatives

#### **a- Association de plate forme médiane : (A3)**

Elle est représentée par des calcaires et calcaires dolomitiques chenalisés (Fc1) ou par des calcaires récifaux (Fc4) s'édifiant en un bioherme caractéristique d'une morphologie de barrière.

#### **b- Association de plate forme distale : (A4)**

Cette association comprend essentiellement des calcaires dolomitiques à entroques associés à des silex à forte concentration (Fc2), avec toutefois quelques niveaux de calcaires dolomitiques (Fc1).

#### **IV.2.4.2. Formation de Tagnana :**

##### **a- Association de plate forme médiane à distale : (A3/4)**

Cet aspect de transition est souligné par la présence du faciès boueux (Fb) et de calcaires pseudo-noduleux (Fc1) dont l'aspect rappelle l'effet de la bioturbation dans les milieux de plate forme et aussi par l'interstratification de faciès siliciclastique massif (Fs2) au sein de combes argileuses (Fb).

##### **b- Association de plate forme proximale : (A2)**

Elle correspond aux faciès gréseux à stratifications entre-croisées (Fs4) aux quels s'ajoutent des calcaires lumachelliques (Fc5).

##### **c- Association de plate forme médiane : (A3)**

Cette association regroupe les faciès dont les indices rappellent l'effet d'un environnement agité. On cite les calcaires bioclastiques (vidange – Fc8), les calcaires oolithiques (Fc7) et les calcaires à algues (Fc6).

##### **d- Association de plate forme médiane à proximale : (A2/3)**

Elle est représentée que par des faciès carbonatés où l'effet d'un hydrodynamisme élevé permet les dépôts des calcaires oolithiques (Fc7), bioclastiques (Fc8) et les calcaires brèchiques (Fc9).

##### **e- Association de milieu fluvio-littoral : (A1)**

Elle est caractérisée par des dépôts gréseux grossiers, disposés en bancs épais et chenalés. Ces grès sont soit massifs (Fs2), ou à rides de courants asymétriques et lingoïdes (Fs6).

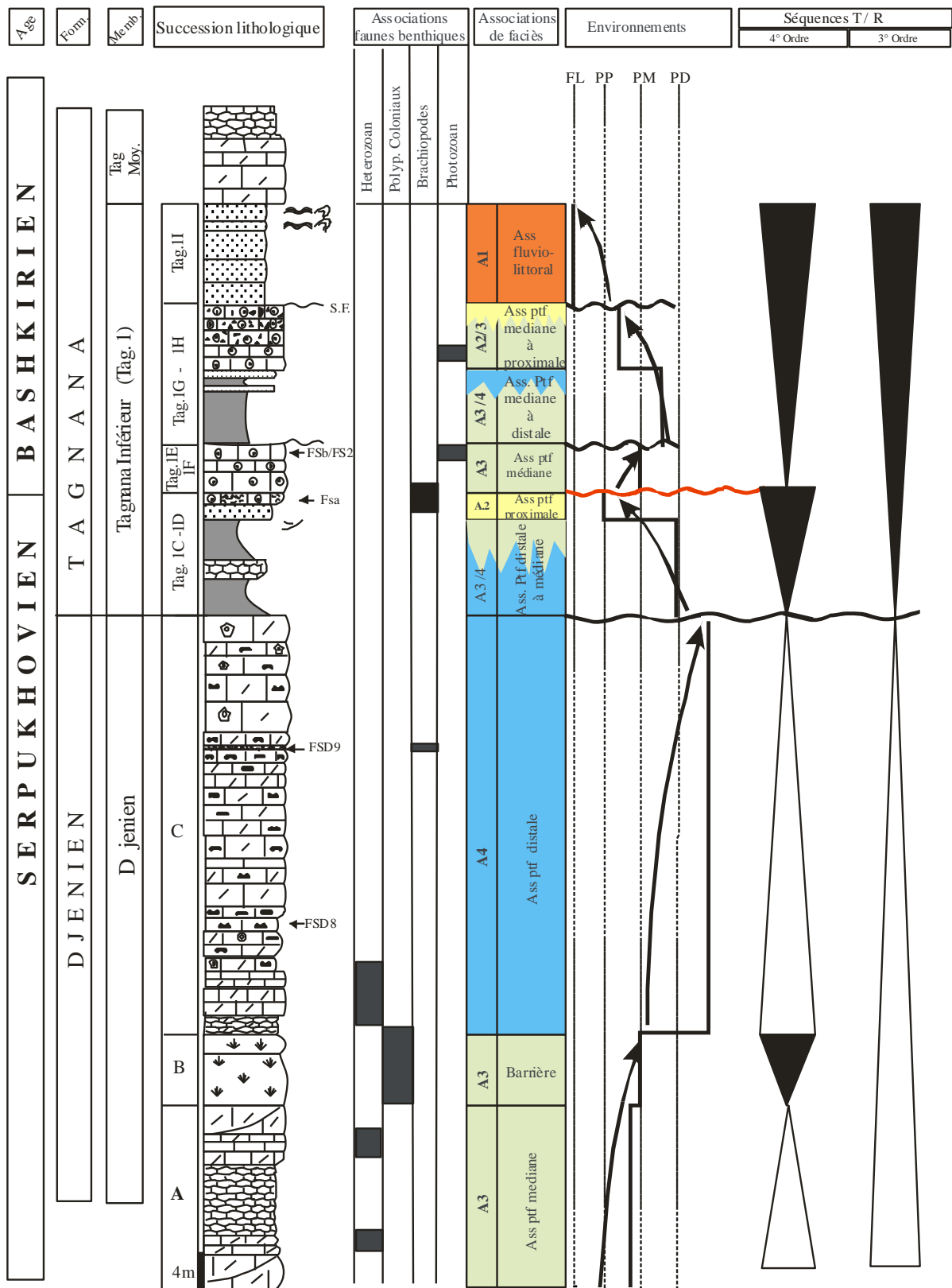


Fig.50: Répartition des associations de faciès et de la faune benthique de la région de Fomes Sba

## **IV.2.5. Coupe Menouarar (Fig.51)**

### **IV.2.5.1. Formation de Djenien : (Les cinq derniers mètres)**

#### **a- Association de plate forme médiane : (A3)**

Les derniers mètres de cette formation semblent correspondre à leurs homologues dans les coupes précédentes. Il s'agit de calcaires dolomitiques et calcaires à entroques dolomitiques (Fc1 – Fc2). Cette association de faciès correspondrait à une plate forme médiane.

### **IV.2.5.2. Formation de Tagnana :**

#### **a. Association de plate forme médiane à distale : (A3/4)**

Il s'agit essentiellement de calcaires grisâtres disposés en bancs décimétriques et à structures pseudo noduleuse (Fc1) ce qui rappellerait l'effet de la bioturbation dans un milieu à énergie modérée.

#### **b- Association de plate forme médiane : (A3)**

Elle est de nature siliciclastique et carbonatée, dont les représentant sont des calcaires oolithiques (Fc7), des calcaires à algues, des grès massifs (Fs2) des grès à stratifications entre croisées (Fs4) et des grès à laminations horizontales (Fs7). Notons, que ces faciès sont intercalés par de fines passées argileuses (Fb). A ces faciès, peuvent s'ajouter des calcaires sparitiques (Fc1) et des grès à rides de courant (Fs6). L'ensemble soulignerait l'effet d'un hydrodynamisme élevé.

#### **c- Association de plate forme proximale : (A2)**

Elle est représentée par les faciès à haute énergie tels que les calcaires bioclastiques (Fc8 – calcaire vidange), les calcaires oolithiques (Fc7) et les calcaires à entroques (Fc2).

#### **d-Association proximale à médiane : (A2/3)**

Cette association regroupe des faciès détritiques grossiers tels que les conglomérats (Fs1), des grès massifs d'aspect lenticulaires et également des calcaires brèchiques (Fc9) à intercalation marneuse (Fb).

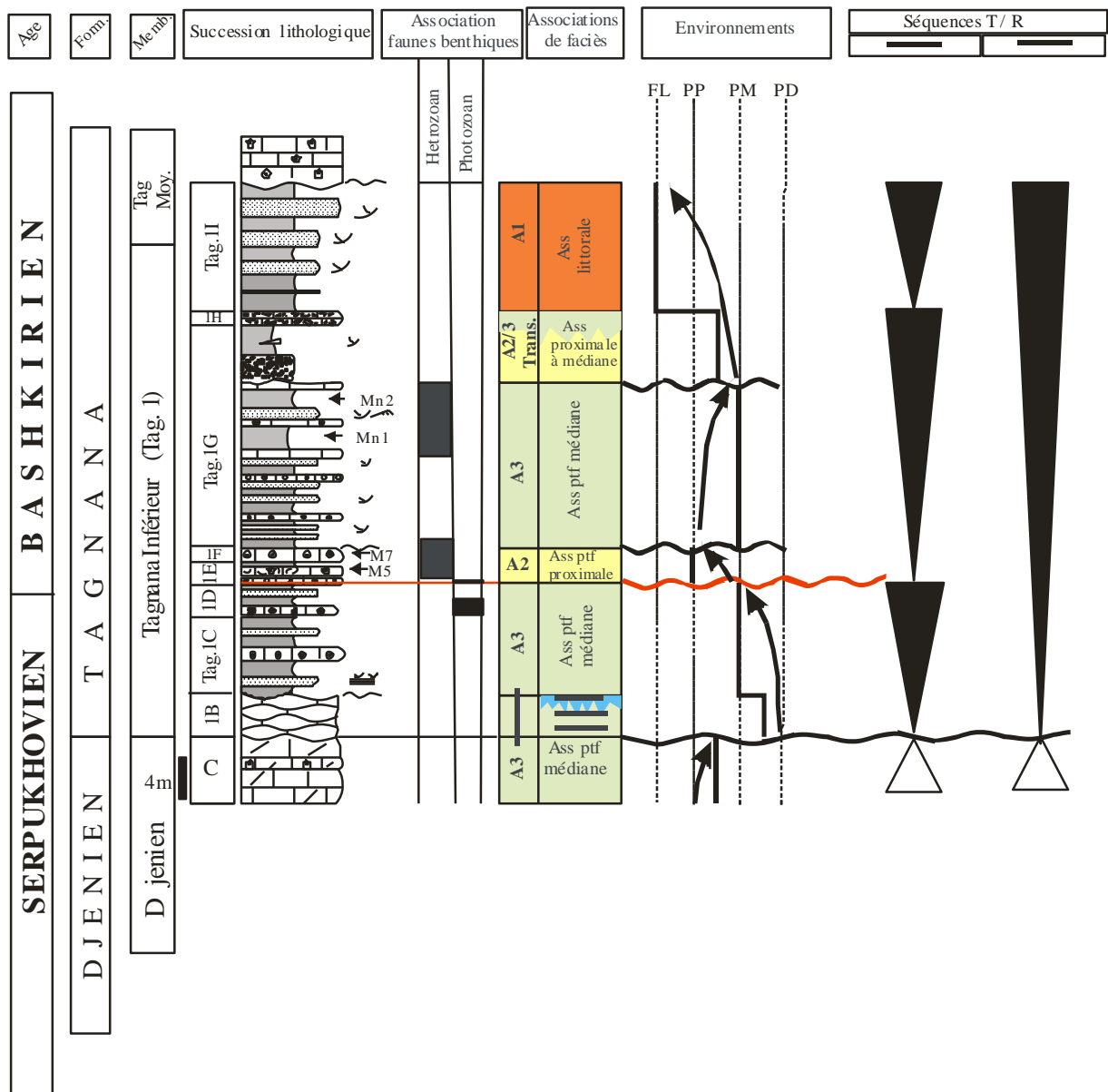


Fig.51: Répartition des associations de faciès et de la faune benthique de la région de Menouarar

### **e-Association de milieu littoral : (A1)**

Elle montre une intercalation espacée devenant serrée de grès stratocroissant à grains moyens à grossiers à stratifications entre croisées (Fs4) et d'argile (Fb). Cette association correspondrait à l'extension distale (latérale) de la même unité attribuée, dans les autres secteurs, à un environnement fluvio-littoral.

## **IV.2.6. Coupe Aïn Mennouna Rouiana (Fig.52)**

### **IV.2.6.1. Formation de Djenien :**

#### **a-Association de plate forme médiane : (A3)**

Elle correspond à la partie terminale de la bioconstruction repérée au même niveau dans tous les secteurs étudiés. Ces calcaires récifaux (Fc4), traduisent l'édification de la barrière dans la plate forme médiane.

#### **b- Association de plate forme distale : (A4)**

Elle est dominée en totalité par les calcaires sparitiques (Fc1) et les calcaires à entroques et à silex (Fc3).

### **IV.2.6.2. Formation de Tagnana :**

#### **a- Association de plate forme médiane à proximale : (A2/3)**

Dans la formation de Tagnana, l'association représentative montre deux types de combinaisons de faciès mixte (siliciclastique et carbonaté).

**a.1.** Elle est représentée par les grès massifs (Fs2), les grès à stratifications entre-croisées (Fs4), les grès à rides de courants (Fs6) et les grès à stratifications horizontales (Fs7) avec quelques fines passées argileuses (Fb). Les faciès carbonatés sont des calcaires à entroques (Fc2), des calcaires bioclastiques (Fc8), des calcaires oolithiques.



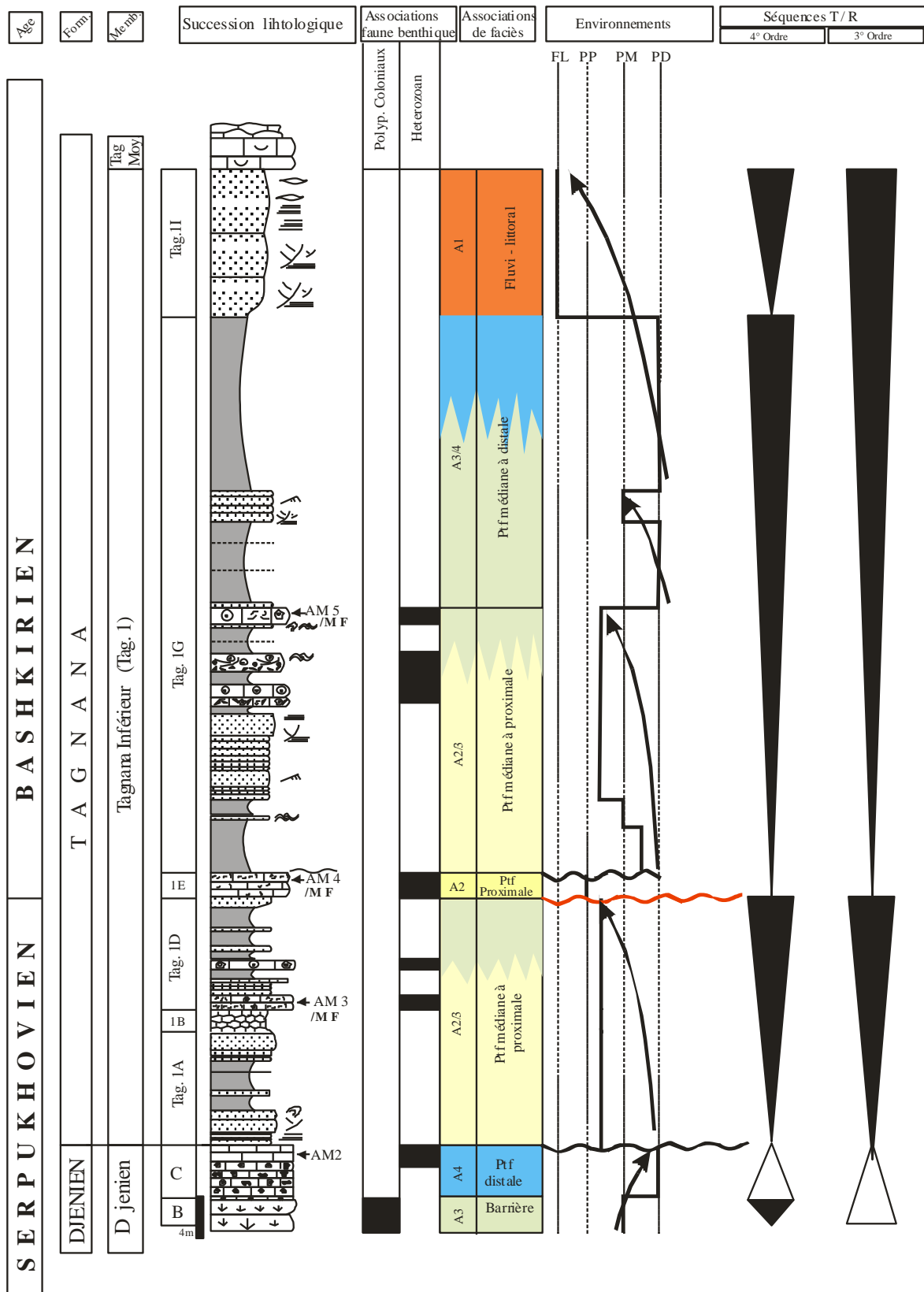


Fig.52: Répartition des associations de faciès et de la faunes benthique de la région de Aïn Mennou na Rouiana

**a.2.** Elle est composée de grès massifs (Fs2), à laminations horizontales (Fs7), à stratifications entre croisées (Fs4), à figures de tempêtes *H.C.S.*(Fs5) et des grès à rides de courants (Fs6). Les niveaux calcaires sont d'autant plus indicatifs, tels que les calcaires parfois à *H.C.S.* et à rides grimpantes (Fc7), des calcaires brèchiques (Fc9) et des calcaires à entroques (Fc2). L'ensemble est également associé à quelques intercalations argileuses (Fb).

**b- Association de plate forme proximale : (A2)**

Elle correspond à des calcaires fortement bioclastiques (Fc8) contenant des fragments de brachiopodes, de crinoïdes, de bivalves, d'algues,...etc..., comparable au faciès «calcaire vidange ».

**c- Association de plate forme médiane à distale : (A3/4)**

Elle est en majorité boueuse (Fb) dans laquelle s'interstratifient des grès massifs (Fs2), des grès à laminations horizontales (Fs7), des grès à stratification entre croisées (Fs4) et des grès à rides de courants (Fs6). Ceci traduit une phase quasiment calme, interrompue brièvement par des courants tidaux responsables des apports gréseux et des figures hydrodynamiques enregistrées.

**d- Association de milieu fluvio-littoral : (A1)**

Elle montre une succession stratocroissante et chenalisée de grès grossiers, blanchâtres massifs (Fs2), à stratifications entre croisées (Fs4), à laminations horizontales (Fs7) et à *flaser-bedding* (Fs 3).

**IV.2.7. Coupe Guelab el Guemah (Fig.53)**

**IV.2.7.1. Formation de Djenien : (Cinq derniers mètres)**

**a- Association de plate forme distale : (A4)**

Comme dans tous les autres secteurs cet environnement est représenté par les calcaires et calcaires à entroques à silex.

#### **IV.2.7.2. Formation de Tagnana :**

##### **a- Association de plate forme proximale : (A2)**

C'est une association à dominante siliciclastiques composée de grès massifs (Fs2), de grès à laminations horizontales (Fs7) des grès chenalisés à stratifications entre croisées (Fs4) et des calcaires gréseux (Fc10).

##### **b- Association de plate forme médiane : (A3)**

Cette association est composée de calcaires bioclastique (Fc8), de calcaires sparitiques (Fc1) et de calcaires oolithiques (Fc7).

##### **c-Association de plate-forme médiane à distale : (A3/2)**

Elle correspond à d'importantes combes marneuses (Fb) associées à peu de calcaires à entroques (Fc2) ou à des calcaires pseudo noduleux (Fc1).

##### **d- Association de plate forme médiane à proximale : (A2/3)**

C'est une association gréso-calcaire comportant des grès massifs (Fs2), à laminations horizontales (Fs7), à rides de courants (Fs6) et des calcaires à entroques (Fc2), des calcaires oolithiques (Fc7) et des calcaires dolomitiques (Fc1) ainsi que des calcaires gréseux (Fc10).

##### **e- Association de milieu fluvio-littoral : (A1)**

Elle montre une succession exclusivement gréseuse et très chenalisée composée de grès massifs (Fs2), grès à stratification entre croisées (Fs4), grès à rides de courant, renfermant parfois quelques bois fossiles.

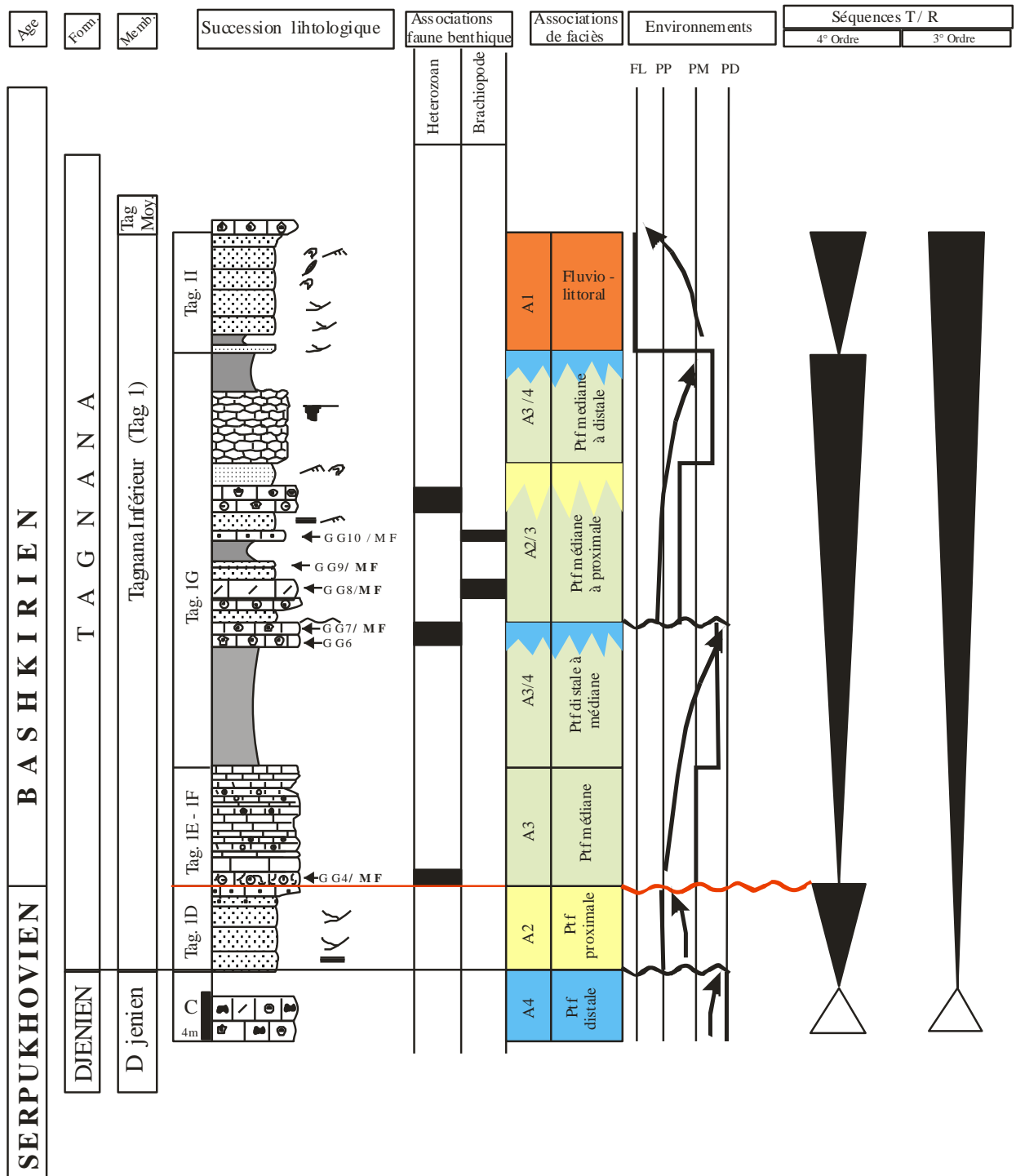


Fig.53: Répartition des associations de faciès et de la faune benthique de la région de Guelab el Guemah

### **IV.3. Conclusion :**

La définition des associations et l'attribution environnementale établie sur l'ensemble des coupes, permettent de définir une évolution selon les étapes suivantes.

#### **Au Serpukhovien supérieur :**

La succession carbonatée correspondant à la partie supérieure de la formation de Djenien (partie terminale du membre de Hid el Kef et membre de Djenien) traduit la continuité d'un régime carbonaté, déjà installé au Viséen.

Les dépôts y sont à caractères de plate forme peu profonde à médiane passant rarement à la partie distale. L'hydrodynamisme, souvent élevé est à l'origine des chenalisation des bancs calcaires et des calcaires dolomitiques et permet également l'édification et la progradation d'une barrière récifale (Membre de Hid el Kef, membre de Djenien A-B). Au-delà de cette barrière, la plate forme atteint son maximum de profondeur (partie distale) d'où l'installation des calcaires et calcaires dolomitiques à silex. Cette rétrogradation enregistrée sur l'ensemble des secteurs est suivie par une nouvelle progradation où les calcaires à entroques marquent le retour vers la partie médiane de la plate forme.

#### **Au Serpukhovien terminal- Bashkirien basal :**

Le Serpukhovien terminal enregistre la limite entre la formation de Djenien et la formation de Tagnana. Cette limite représente un événement important à l'échelle du bassin de Bechar. L'exondation d'une partie de la plate forme conduit à une importante phase d'érosion /dissolution qui est à l'origine de creusement de paléokarts, signalés notamment dans les régions septentrionales du bassin de Bechar (Hassi Morra, Chebket Mennouna ; Pareyn et *al.*, 1971). Dans les régions centrales et méridionales du bassin de Béchar, cette limite se résume à des surfaces ferrugineuses et / ou brèchiques.

Outre cette limite lithostratigraphique, la nature des dépôts connaît aussi un changement brusque et passe d'un régime carbonaté vers un autre, mixte, siliciclastique/ carbonaté. Ce régime sédimentaire contribue activement au développement d'une plate forme détritique peu profonde. Pareyn et *al.* (1971) définissent un régime littoral qui par intermittence est interrompu par plusieurs phases d'érosion correspondant à des chenaux

fluviales. Cette fluctuation fluvio-littorale est répétitive (cinq épisodes) durant tout le membre inférieur de la formation de Tagnana (Tagnana 1).

Dans nos secteurs, il semble que le système fluvial n'arrive pas à édifier un véritable delta, certainement à cause du niveau d'énergie des vagues permanentes et des marées, plus élevé que les courants fluviaux. Les dépôts carbonatés oolithiques et bioclastiques, parfois à rides grimpantes et à *herrigbone* ainsi que les grès à HCS, attestent l'influence tidale, et seront donc en position médiane à distale par rapport au front des siliciclastiques.

Par ailleurs, les barres d'embouchures peuvent être cannibalisées par les vagues et les marées, et les courants côtiers (longshore) redistribuent les sables le long des côtes et lors des tempêtes sur le shoreface. Seuls les niveaux supérieurs de Tagnana1 enregistrent la mise en place de grès grossiers à chenalisations, laminations obliques, structures de contournements, rides de courants et *flaser bedding*. Ces dépôts témoignent d'un hydrodynamisme élevé aussi bien compatible avec le régime fluvial que littoral (influences de marées attestées par les *flaser bedding*).

Ainsi, le membre de Tagnana1 est contrôlé par une dynamique cyclique progradation/rétrogradation dans un milieu de plate forme mixte qui vers le sommet connaît une importante phase d'érosion où le creusement atteint les niveaux stratigraphiques les plus bas (par endroit jusqu'au sommet de la formation de Djenien, coupe de Dj. Guettara) à partir de laquelle est instauré un régime fluvio-littoral

## **V. Stratigraphie séquentielle**

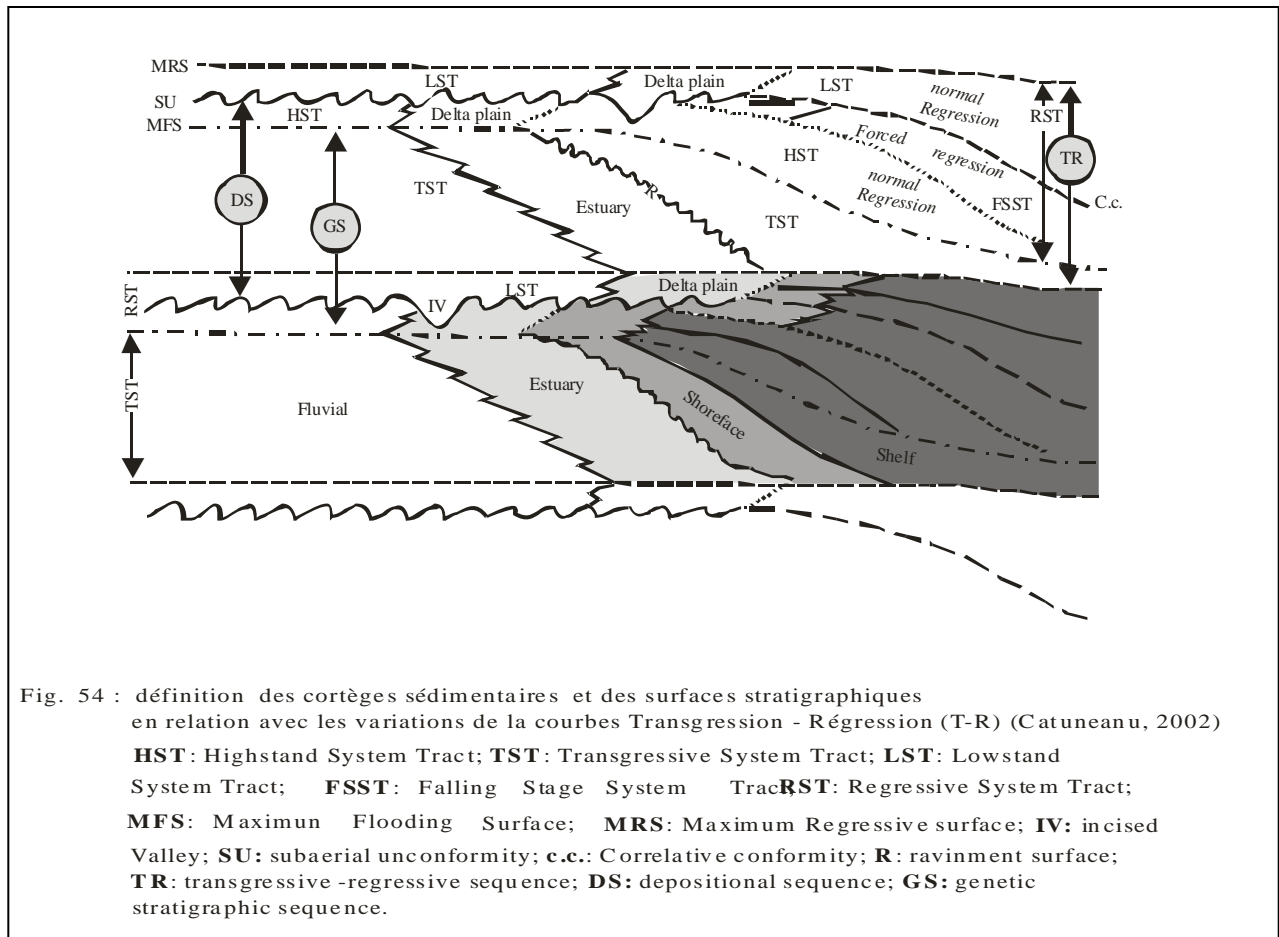
La stratigraphie séquentielle, en tant que méthode multidisciplinaire, permet de comprendre les modalités de remplissage d'un bassin sédimentaire à travers la lecture de la géométrie des corps sédimentaires induite par les différents paramètres de contrôle (autocycliques et allocycliques). Ces facteurs de contrôle s'impriment dans les sédiments par différents ordres de séquence qui reflètent des variations périodiques ou non, liés aux mouvements eustatiques, aux variations tectoniques et aux changements du flux sédimentaire. La durée de ces variations oscille entre la dizaine de milliers d'années à plusieurs dizaines de millions d'années (séquences périodiques et séquences apériodiques). L'école d'Exxon a le mérite d'avoir fourni cet outil qui ne cesse de se développer en apportant à chaque fois des

correctifs au « Modèle » et dont le plus récent est celui de Catuneanu (2002 ; 2006) et Catuneanu *et al.* (2009).

Nous ne reprendrons pas les schémas classiques de Vail *et al.* (1977 ; 1987) et le développement qui s'en suivit notamment avec les travaux de Posamentier & Allen (1999), Embry & Johannessen (1992) et Schlager (1999). Les principaux cortèges de dépôts correspondent aux : Prisme de bas niveau (LST) ou Prisme de bordure de plateforme (LSW) surmonté, l'un ou l'autre, par un intervalle transgressif (TST) et un prisme de haut niveau (HST). La nouveauté par rapport au modèle classique d'Exxon a été soulignée par Plint & Nummedal (2000), reprise et redéfinie par Catuneanu (2002), Catuneanu (2006) et Catuneanu *et al.* (2009) ; il s'agit de l'intégration d'un cortège supplémentaire appelé « cortège régressif » (RST) (= "falling stage systems tract", FSST), lors d'une phase de baisse du niveau marin en "régression forcée". Ce cortège s'intercale entre le HST et le LST. Par rapport au schéma classique d'Exxon, le modèle de Plint & Nummedal (2000) et Catuneanu (2002), reprend une partie des dépôts du HST et une partie des dépôts du LST.

Selon Catuneanu (2002), la base du RST correspond en pratique à la première séquence d'ordre inférieur qui montre une surface d'érosion marine à sa base, et son sommet correspond à la surface d'émersion majeure (limite de séquence) sur laquelle se dépose le LST.

Au cours de notre analyse, nous avons remarqué l'absence totale des dépôts profonds (Bassin), et donc l'application de la stratigraphie séquentielle est plus rationnelle si l'on se base sur le concept de « *Transgressive-Regressive* » (T-R) *sequence* de Embry & Johannessen (1992). En effet, les séquences T-R s'appliquent parfaitement aux dépôts peu profonds (shallow-water system) (Catuneanu, 2002 ; 2006 ; Catuneanu *et al.*, 2009) où le repérage des maxima régressif est assez aisé. Ces surfaces de maximum régressif sont éventuellement combinées avec les limites de séquences majeures (*surface boundary*). enfin aussi bien la régression normale que la régression forcée seront incluses dans un RST (Catuneanu, 2002, 2006 ; Catuneanu *et al.* 2009) (Fig.54).



## V. 1. Cortèges de dépôt pour les formations du passage Serpukhovien-Bashkirien

### V.1.1. Introduction

Pareyn *et al.* (1971) et Lemosquet & Pareyn (1975) ont signalé le développement d'un paléokarst au sommet des calcaires de Djenien et plusieurs chenaux, dont certains, profonds, dans le membre de Tagnana 1. La lecture de ces événements était assignée à une instabilité orogénique mais les travaux réalisés postérieurement indiqueraient un contrôle glacio-eustatique. Enfin, les travaux récents (Eyles, 2008) conjuguent l'évènement glaciaire (à longue durée = «*long lived cooling*») à un drame orogénique varisque (Mauritanides).

Dès le Tournaisien, quelques faunes benthiques et flores marines indiqueraient un climat froid (Becker, 1993 ; Fabre, 2005) alors que la transgression du Viséen terminal traduirait un climat plus chaud comme attesté par les récifs et les brachiopodes (Legrand-Blain, 1985 ; Fabre, 2005). Ainsi, Fabre (2005) admet plusieurs pulsations glaciaires entrecoupées de stades interglaciaires chauds. Fröhlich *et al.* (2010) résume la situation des régressions carbonifères par : une courte glaciation (précurseur) qui se produit à la limite



Famennien/Tournaisien et trois épisodes au Viséen. Le pic de la glaciation se produit durant le Serpukhovien basal, celle-ci devenant mondiale au Bashkirien avec des dépôts continentaux glaciaires documentés au Congo, en Erythrée et au Sud de l'Arabie. L'évènement eustatique « Mid-Carboniferous » de Sauders & Ramsbottom (1986) correspond aussi à une coupure nette dans la faune avec un renouvellement assez remarquable de part et d'autre de cette limite (Legrand-Blain, 1985, 1987 ; Atif & Legrand-Blain, 2006; Legrand-Blain et al. 2010 ; Atif & Legrand-Blain, 2011). Toutefois, les chenaux signalés par Pareyn *et al.* (1971) et Lemosquet et Pareyn (1975) ne sont pas marqués de la même façon dans tous les secteurs du bassin de Béchar. Latéralement, les dépôts d'un chenal pourraient passer à des dépôts siliciclastiques littoraux ou encore à un simple arrêt sédimentaire à granules de fer au sein d'un paquet argilo-gréseux. Cette difficulté de corrélation a aussi été signalée par Pareyn *et al.* (1971). La nouvelle tendance dans les corrélations environnementales est basée non pas sur les faciès mais les *faciès tract* (Tinterri, 2007) qui correspond à l'ensemble des faciès déposés non pas en un seul point (= faciès) mais à l'ensemble de l'aire de sédimentation suite à un seul écoulement, dans notre cas à un seul évènement (progradation, rétrogradation).

L'application de la stratigraphie séquentielle dans nos secteurs d'étude prend en considération toutes ces données.

Dans cette démarche, les surfaces de discontinuités à extension régionale permettent aussi une bonne corrélation. Ainsi, la première surface d'érosion correspond à la surface supérieure des calcaires de Djenien où se développent des karsts. Nous débutons le cortège régressif (RST), au sens de Catuneanu (2002 ; 2006) et Catuneanu *et al.* (2009), avec cette surface d'érosion. L'analyse 1D, coupe par coupe nous permet de caractériser les environnements sédimentaires dans les localités des coupes. Chaque tendance transgressive est donc repérée par sa dynamique sédimentaire en rétrogradation alors que les séquences régressives s'identifient par la progradation. La juxtaposition des différentes coupes (2D), le repérage des discontinuités à extension régionale, ensuite les surfaces de maximums régressifs constituent les éléments clés pour distinguer les séquences transgressives (TST) des séquences régressives (RST). Le RST comprend, au sens de Catuneanu (2002), le HST, le FSST et le LST. Cependant, ces différents prismes ne seront identifiés que lorsque les surfaces clés (MFS, MRS, BSFR...) sont bien exprimées, sinon ces prismes seront compris dans le RST (Fig. 55).

Notre application aux dépôts du passage Serpukhovien-Bashkirien sera basée sur cette notion de *T-R sequence*, tout en précisant que nous sommes dans un cas de régression normale sous l'évènement « Mid-Carboniferous » et de régression forcée lors du passage Carbonifère inférieur-Carbonifère supérieur. L'ordre séquentiel adopté est celui de l'école d'Exxon, car celui de Catuneanu et *al.* (2009) est basé sur un ordre séquentiel spécifique à chaque bassin. Ainsi, 6 ordres de séquences sont définis en fonction de leur durée. Dans notre cas on retiendra la séquence d'ordre 4 (0.08 à 0.5 Ma) et celle d'ordre 3 (0.5 à 3 Ma).

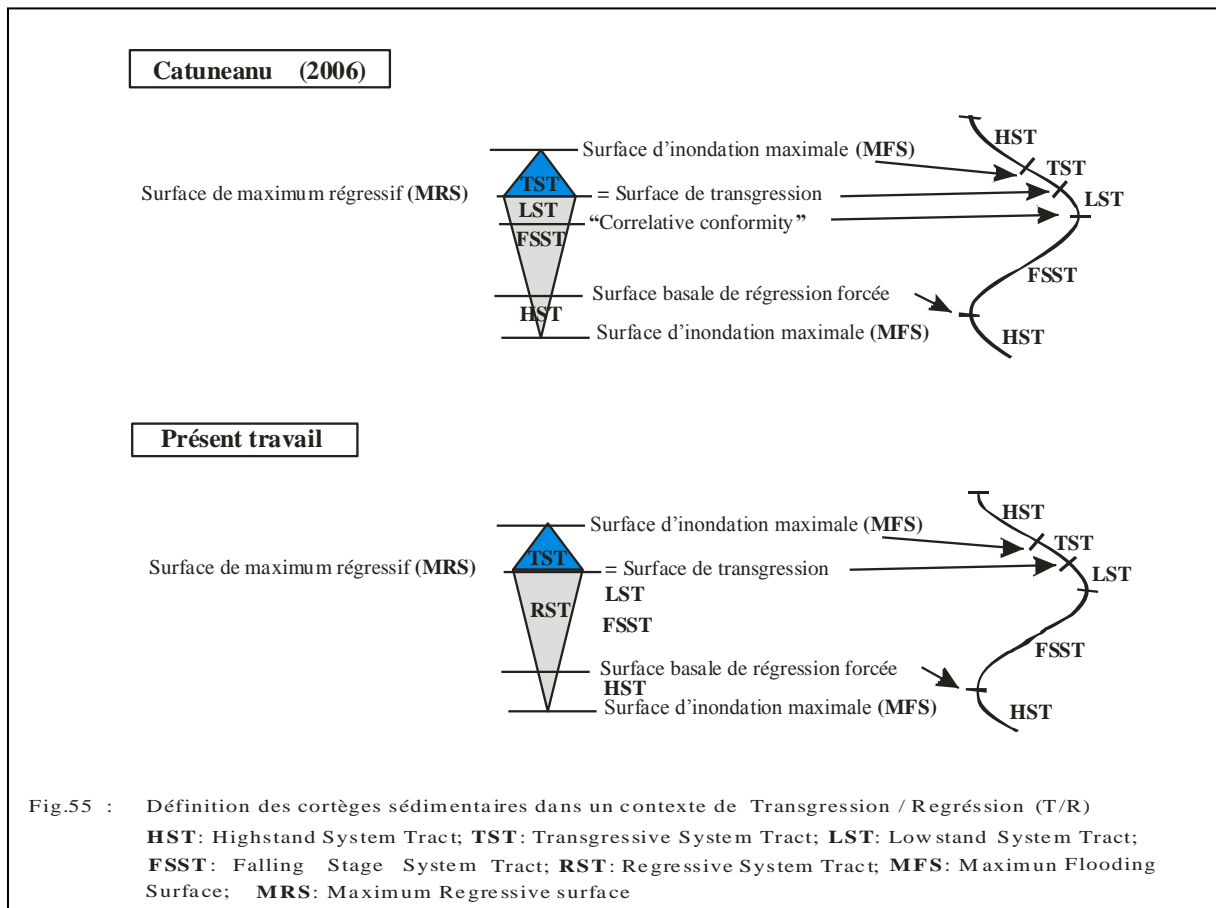


Fig.55 : Définition des cortèges sédimentaires dans un contexte de Transgression / Régression (T/R)  
**HST:** Highstand System Tract; **TST:** Transgressive System Tract; **LST:** Lowstand System Tract;  
**FSST:** Falling Stage System Tract; **RST:** Regressive System Tract; **MFS:** Maximum Flooding Surface; **MRS:** Maximum Regressive surface

### V.1.2. Interprétation séquentielle (Séquences T-R) des dépôts Serpukhovien-Bashkirien des secteurs méridionaux du bassin de Béchar.

Nous avons pu définir deux séquences T-R (cycle 1 et cycle 2) du 4<sup>o</sup> ordre, représentant la partie supérieure du membre de Hid El Kef et le membre des calcaires de Djenien, couvrant la majeure partie du Serpukhovien (Fig.56), partie inférieure des zones à Ammonoïdes E2b-c.

Les niveaux compris entre la base de la formation de Tagnana et le niveau Tag.1E à *Homoceras* ne permettent pas un découpage séquentiel du 4° ordre. En effet, plusieurs niveaux d'érosion ont été repérés vers le nord passant latéralement aux différents termes du Tagnana1. Nous avons réunis ces dépôts dans un cortège régressif du 3° ordre.

Chaque cycle (4° ordre) montre un épisode transgressif en rétrogradation à tendance « *deepening upward* » suivi par une progradation à faciès « *shallowing upward* ».

Le cycle 1 (Fig.56) débute par des faciès rétrogradants de plate-forme carbonatée externe et se relaye par une progradation récifale (Djenien B). Ce cycle est présent dans les secteurs d'Arhlal, de Hassi Arhlal1, de Hassi Arhlal 2 et Foum es-Sba.

Le cycle 2 est présent dans tous les secteurs étudiés, avec un épisode transgressif à faciès carbonaté en plate forme externe à médiane surmonté par des faciès régressifs de plate forme proximale. Cependant, la phase progradante de ce cycle n'est pas identifiée dans tous les secteurs ; soit que la progradation n'ait pas atteint certains points (Aïn Mennouna Rouiana, Guelab el Guemah et Hassi Arhlal 1 et 2) ou que l'épaisseur soit trop faible pour que cet épisode soit repéré. Ainsi, le sommet de ces deux cycles correspondrait à une surface de maximum régressif (MRS) dans le 4° ordre lorsque le cortège progradant est bien défini. Cette surface est contemporaine du premier chenal d'érosion identifié par Pareyn *et al.* (1971) et Lemosquet *et al.* (1975, 1985).

Cependant, la prédominance des carbonates nous incite à regrouper les deux premiers cycles T-R, du 4° ordre, dans un épisode TST (3° ordre). Cela implique que les surfaces seraient amalgamée (téléscopage de MFS avec MRS). Les corrélations montrent bien ce téléscopage qui pourrait être induit par un évènement glacio-eustatique, vu sa rapidité. Nous pensons qu'un évènement tectonique aurait développé une surface condensée appréciable par la biostratigraphie. Le TST (du 3° ordre) est corrélé à la dernière transgression du Serpukhovien reconnue par Ross & Ross (1988) (Fig.57) et dont le sommet correspondrait à une surface de régression induite par un épisode glaciaire. Cette régression a aussi été reconnue en Libye occidentale dans la formation d'Assedjefar (Frölich *et al.*, 2010).

Dans le cycle de 3° ordre, les membres de Hid el Kef et des calcaires de Djenien constituent donc un TST. Avec l'avènement du premier paléokarst identifié dans les

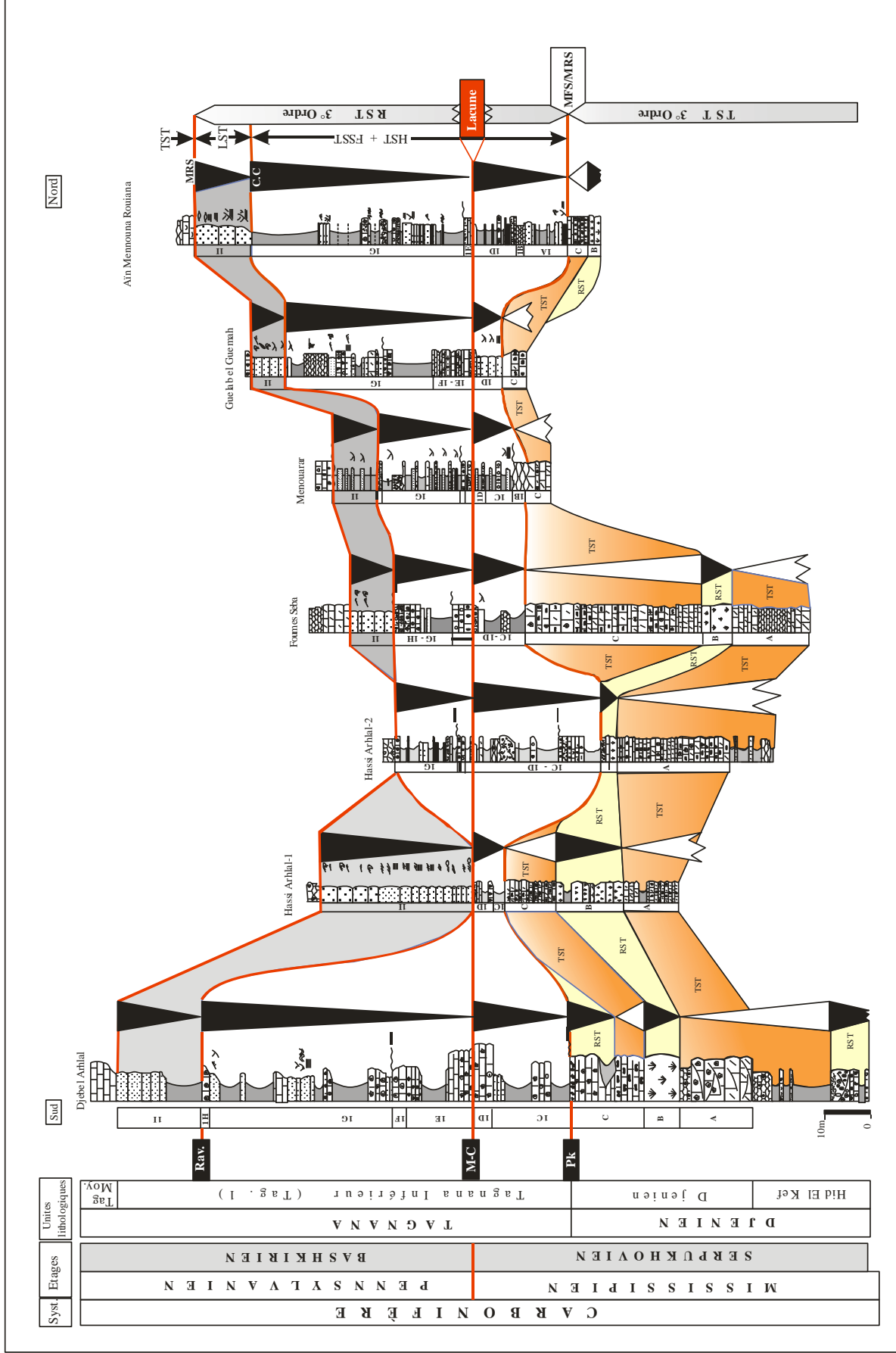


Fig. 56 : Séquences T-R des dépôts serpukhoviens - bashkiriens dans le bassin de Bechar

secteurs septentrionaux du bassin de Béchar, nous identifions un cortège régressif (HST + FSST) qui couvre la majeure partie du Tagnana inférieur. La base des grès fluviomarins, constitue une surface d'érosion corrélable dans tous les secteurs, et serait équivalente d'un des paléokarsts de Pareyn *et al.* (1971) et Lemosquet *et al.* (1975). C'est à la base de ces grès que nous plaçons la surface d'érosion (SU) équivalente en position distale à la surface corrélative (*correlative conformity*). Cette surface est surmontée par un LST qui serait constitué par les grès fluviolittoraux. Il s'agit ici pour la majeure partie de Tagnana 1 (Tag. 1) d'une régression forcée au sens de Catuneanu (2002 ; 2006) et Catuneanu *et al.* (2009). Le paléokarst et les différentes phases d'érosion (chenaux) identifiés par Pareyn *et al.* (1971) et Lemosquet *et al.* (1975) sont à corrélérer avec l'évolution en « dent de scie » de la courbe eustatique de Ross & Ross (1988) tout juste sous la limite médio-Carbonifère et qui continue sur la majeure partie du Bashkirien. Dans le GSSP, cette évolution eustatique en « dent de scie » correspond à des cycles de 400 ka de la bande E1 de Milankoich, à caractère glaciaire (Ellwood *et al.*, 2007).

Les calcaires de Tagnana moyen constituent un retour aux conditions marines franches, et donc un épisode transgressif TST surmontant une surface de MRS.

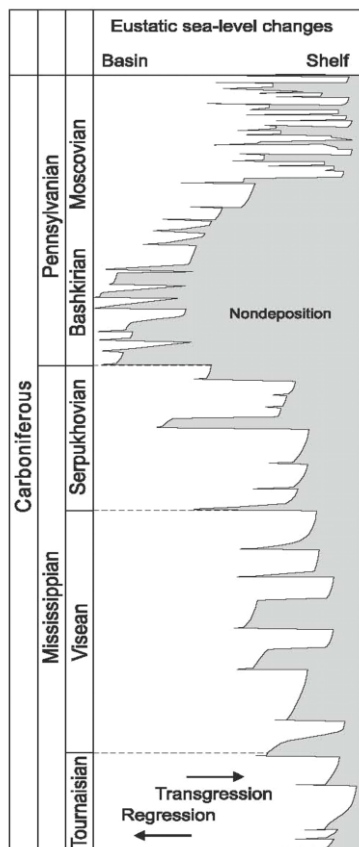


Fig.57 : Variation eustatique au cours du Carbonifère (d'après Ross & Ross, 1988)

## **VI. Définition des associations de la macrofaune benthique**

A la base du contenu fossilifère retrouvé dans les diverses coupes étudiées à travers le bassin de Bechar, il a été établi une succession verticale des associations, particulièrement celle de la macrofaune benthique. Aussi, la variété de cette dernière permet de définir les associations suivantes :

### **VI.1. Association Heterozoan :**

La composition la plus diverse comporte des brachiopodes, des bivalves, des gastéropodes, des bryozoaires, des polypiers solitaires et des crinoïdes.

### **VI.2. Association Photozoan :**

Elle est représentée par la présence des algues associées à toute faune benthique.

### **VI.3. Association à Brachiopodes :**

Celle-ci est représentée par la présence d'un seul genre ou une seule espèce (monospécifique) comme elle peut être aussi composée de plusieurs genres, et sera désignée par le genre dominant.

### **VI.4. Association à Polypiers coloniaux :**

Elle est identifiée aux niveaux des constructions récifales (biohermes) et donc composée majoritairement de polypiers coloniaux.

## **VII. Répartition des associations dans les secteurs étudiés**

### **VII.1. Secteur Arhlal :**

#### **VII.1.1. Coupe du Djebel Arhlal (fig. 47)**

Dans cette coupe trois associations de faunes benthiques ont été définies

##### **VII.1.1.1. Association Héterozoan :**

Elle est identifiée dans les niveaux suivants :

A la base (A12), où elle est composée de crinoïdes, de brachiopodes (*Dictyoclostidae*), de bryozoaires et de polypiers solitaires.

A la base de la bioconstruction, où elle est à dominance de Productides et de crinoïdes

A la limite médio-carbonifère (calcaire vidange Ar 17, Ar18 et Ar20), où s'accumule une faune diverse telle que brachiopodes, bivalves, gastéropodes et articles de tiges de crinoïdes.

#### **VII.1.1.2. Association à Brachiopodes**

Elle correspond le plus souvent à des niveaux à forte concentration d'un seul genre de brachiopodes. C'est le cas du niveau à Gigantoproductides (A14) et celui à *Composita* sp. (Ar10- A1 10).

#### **VII.1.1.3. Association à polypiers coloniaux:**

Elle est caractéristique des calcaires récifaux de la formation de Djenien (B).

### **VII.1.2. Coupe Hassi Arhlal 1(fig.48)**

Trois associations ont été identifiées dans la coupe de Hassi Arhlal 1, la majeure partie de la formation de Tagnana étant représentée par une épaisse succession gréseuse.

#### **VII.1.2.1. Association Hétérozoan :**

Cette association est repérée à deux niveaux de la coupe :

- à la base, dans le membre de Hid el Kef (membre inférieur de la formation de Djenien), composée de brachiopodes (Gigantoproductides), de bryozoaires et de crinoïdes.
- dans les calcaires à silex, du membre de Djenien (membre supérieur de formation de Djenien), où elle est composée de brachiopodes (Productidae), crinoïdes et des polypiers solitaires.

#### **VII.1.2.2. Association à polypiers coloniaux :**

Elle est composée principalement de polypiers coloniaux, associés à de rares brachiopodes.

#### **VII.1.2.3. Association à brachiopodes :**

Cette association exprime la représentation quasi-unique d'un seul genre de brachiopodes. C'est le cas du niveau Ha'2, totalement dominé par les *Anthracothyrina* sp. et du niveau Ha'5 à *Titanaria* sp.

### **VII.1.3. Coupe Hassi Arhlal 2 (fig.49)**

La succession de Hassi Arhlal 2 est plus complète surtout au niveau de la formation de Tagnana, toutefois, la faune y est très mal conservée et la détermination des brachiopodes n'est que rarement possible. Ainsi, il a été défini les associations suivantes :

### **VII.1.3.1. - Association Heterozoan :**

Elle caractérise surtout la formation de Djenien (Membre de Hid el Kef et membre de Djenien) et est composée de brachiopodes (Gigantoproductides et autres indéterminables), bryozoaires et bivalves.

### **VII.1.3.2.- Association à polypiers coloniaux :**

Elle est localisée uniquement au niveau des biohermes du membre de Djenien.

### **VII.1.3.3. Association Photozoan :**

Elle est identifiée au niveau du membre inférieur de la formation de Tagnana (Tag.1). Le niveau Tag.1F montre l'association d'algues et de brachiopodes (indéterminables).

## **VII.2. Secteur Menouarar – Moungar**

### **VII.2.1. Coupe Foum es Sba (fig .50)**

Quatre associations sont mises en évidence :

#### **VII.2.1.1. Association Heterozoan :**

Elle est souvent rencontrée dans le membre de Djenien. Elle est composée essentiellement de brachiopodes (Dictyoclostidae), des polypiers solitaires, quelques bivalves et parfois des tiges de crinoïdes.

#### **VII.2.1.2. Association à polypiers coloniaux :**

Elle est représentative de la bioconstruction récifale

#### **VII.2.1.3. Association à brachiopodes :**

Cette association est assez variable. Elle est à Productides (*Semicostella sp.*- niveau FSD9) ou à Productides et Rhynchonellides, dans un niveau sus-jacent (Fsa).

#### **VII.2.1.4. Association Photozoan :**

Elle est particulièrement mise en évidence grâce à l'activité algale associée à d'autres faunes. Cette association est repérée dans le membre inférieur de la formation de Tagnana (Tag.1F) et dans la partie supérieure du même membre (Tag.1G – 1 H). Ces algues sont associées à des tiges de crinoïdes, des bivalves et à des brachiopodes (Rhynchonelles et autres formes indéterminables).



### **VII.2.2. Coupe Menouarar : (fig.51)**

Dans cette coupe, les cinq derniers mètres de la formation de Djenien ont été étudiés. Le détail a porté surtout sur la formation de Tagnana (passage médio-carbonifère) dans laquelle deux principales associations faunistiques ont été définies.

#### **VII.2.2.1. Association Heterozoan :**

Elle est reconnue, d'abord à la limite médio-carbonifère, composée de brachiopodes, bivalves, polypiers solitaires, tiges de crinoïdes, et dans le niveau Tag .1G (Mn1, Mn2) avec notamment des brachiopodes (Orthidae, Productidae et d'abondant Spiriferidae) des tiges de crinoïdes, quelques bryozoaires et quelques bivalves.

#### **VII.2.2.2. Association Photozoan :**

Caractérisée par une activité algale, cette association est représentée au niveau de Tag.1D et Tag.1E où des thalles d'algues sont associés à des brachiopodes, des tiges de crinoïdes et des bivalves.

### **VII.3. Secteur Chebket Mennouna**

#### **VII.3.1. Coupe de Guelab el Guemah : (fig.53)**

Deux types d'associations ont été définis dans le membre inférieur de Tagnana (Tag.1).

##### **VII.3.1.1. Association Heterozoan :**

Elle est définie à la limite médio-carbonifère et au niveau de Tag.1G. Elle peut être composée de brachiopodes (Spiriferidae, Productidae) de tiges de crinoïdes, parfois de bivalves ou de polypiers solitaires (GG.4, GG.6, GG.7, GG.12).

##### **VII.3.1.2. Association à Brachiopodes :**

Cette association est identifiée aux niveaux GG.8 et GG.10 (dans le niveau Tag.1G). Elle est définie par l'abondance des brachiopodes respectifs des Spiriferidae et Orthotetidae.

#### **VII.3.2. Coupe Aïn Mennouna Rouiana : (fig.52)**

##### **VII.3.2.1. Association à Polypiers coloniaux :**

Elle est caractéristique de la formation de Djenien et reconnue dans les niveaux supérieurs (derniers mètres) du calcaire récifal.

### **VII.3.2.2. Association Heterozoan :**

Un seul niveau est défini dans le membre supérieur de Djenien et plusieurs autres dans le membre inférieur de Tagnana (Tag.1).

**\*Niveau AM2 :** dont la composition révèle la présence de tiges de crinoïdes, des bivalves, des gastéropodes ainsi que des brachiopodes notamment des Productides (*Productus*, *Semicostella*, *Buxtonia*) et des Spiriferides (*Anthracospirifer*).

**\* Niveau AM3, AM4 et AM5 et niveaux intermédiaires :** L'association comporte des bivalves, des gastéropodes, des tiges de crinoïdes, de rares polypiers solitaires et des brachiopodes tels que des Gigantoproductides (*Titanaria*, *Beleutella*), Productides (*Productus*, *Eomarginifera*), Spiriferides (*Anthracothyrina*) et des Athyridides (*Composita*).

### **VIII. Implications paléoécologiques**

Les divers paramètres paléo environnementaux (substrat, hydrodynamisme, salinité, profondeur, etc...) sont très déterminants sur la présence, la répartition, la diversité ou même l'absence de la macrofaune benthique. Ainsi, cette faune est à la base de la détermination et la reconstitution des milieux.

Dans notre cas, la répartition de la faune benthique atteste déjà une préférence pour un milieu carbonaté. Dans la formation de Djenien, le contenu faunistique est très abondant et diversifié (crinoïdes, brachiopodes, bivalves, bryozoaires, gastéropodes, polypiers solitaires et coloniaux) par rapport à la formation de Tagnana (Tag.1) où le régime mixte siliciclastique /carbonaté ne semble pas être en faveur d'un développement faunique. Toutefois, le peu de faunes rencontrées dans ces successions est contenu dans les faciès carbonatés et exceptionnellement, dans les faciès boueux. Il est admis que la position de la ligne de rivage est importante dans la distribution de la faune étant donnée que la répartition des associations faunistiques est dépendante des faciès sédimentaires (Botquelen, 2003 ; Botquelen et *al.* 2004)

Par ailleurs, toutes les associations de la faune benthique, définies dans le bassin de Bechar, s'inscrivent dans un contexte de plate forme proximale à médiane, la fréquence de la faune benthique diminue progressivement vers les zones de transition plate-forme médiane à distale jusqu'aux zones distales où aucune association n'a été décrite, si ce n'est une présence sporadique de quelques petits bivalves ou brachiopodes indéterminables.

Les associations Heterozoan, bien que variées, sont localement dominées par les brachiopodes et les crinoïdes et s'inscrivent le plus souvent en milieu de plate forme médiane pendant les phases de rétrogradation. Ce type d'association (Crinoïdes-Brachiopodes-Bryozoaires) serait même indicateur des faciès proximaux en période de rétrogradation et/ou d'accrétion verticale (Botquelen, 2003, Botquelen et al, 2006, Botquelen & Gourvenec, 2008) Ce milieu de haute énergie se révèle également favorable pour le développement ponctué des associations Photozoan.

Les associations à brachiopodes sont généralement soit en forme « shell-supported » ou « matrix-supported » à forte concentration particulièrement signalées dans les milieux de plate forme proximale, et exceptionnellement en transition plate forme médiane à distale. Ces niveaux seraient étroitement liés aux effets des tempêtes, ponctuées, dans les milieux proximaux et qui se font encore sentir, exceptionnellement, dans la partie transitoire plate forme médiane à distale. Ils caractérisent, à coté des associations photozoan, des phases de progradation.

Enfin, les associations à polypiers coloniaux sont représentatives de la construction récifale, progradante, en milieu barrière.

### **VIII.1. Niveaux à brachiopodes :**

Les brachiopodes récoltés dans la formation de Djenien sont dominés par les Productides. Ces derniers, avec leur forme concavo-convexe et leur ancrage par épines, acquièrent une meilleure stabilité dans un milieu à hydrodynamisme élevé (Legrand-blain, 1985, Alexander, 1986). Dans des conditions similaires, la présence de formes à fixation pédonculaire permanente, telles que les *Composita*, les Terebratulides, et les Rhynchonellides, indiquerait des conditions hydrodynamiques plate forme médiane à proximale. La cohabitation avec les Gigantoproductides (*Beleutella*, *Latiproductus*) semble peu probable, si l'on considère la mauvaise conservation des coquilles (fragmentation fréquente et degrés d'usure différents).

Dans certains niveaux ou lentilles à faciès boueux (argile /marne), correspondant aux brèves périodes d'accalmie, d'autres formes de brachiopodes sont présentes. Il s'agit d'une dominance de forme dont la sustentation s'effectue par expansion (non épineuse) de la coquille,

dont les extrémités ailées permettent une bonne stabilité sur un substrat meuble, telles que les *Anthracothyrina*. Les *Productus* associés sont mal conservés et très usés.

## **VIII.2. Les niveaux lumachelliques :**

### **VIII.2.1. Niveaux d'âge Serpukhovien supérieur :**

Des niveaux lumachelliques à brachiopodes ont été signalés dans plusieurs coupes étudiées et particulièrement dans la formation de Djenien. Il s'agit des niveaux

- **Niveaux à Gigantoproductides** (Al4– Djebel Arhlal nord, Ha1- Hassi Arhlal 2)

-**Niveau à *Anthracothyrina*** (Ha'2 - Hassi Arhala1)

-**Niveau à *Semicostella*** (FSD9 – Foum es Sba)

Ce sont tous des niveaux d'épaisseur centimétrique à décimétrique dont l'accumulation serait liée aux courants de tempêtes (tempestite-lag). Il s'agit très probablement de thanatocoénoses dont les coquilles restent encore dans un état moyen de conservation.

- **Niveaux à *Composita* (Al 10 et Ar 10) :**

Les niveaux lumachelliques, monospécifiques à *composita*, sont contenus dans les calcaires et calcaires dolomitiques à encrines de Djenien supérieur (C sup.), de Djebel Arhlal Sud et Djebel Arhlal Nord. Ces *Composita*, malgré l'intense silicification de leurs coquilles, sont en bon état de conservation

La fixation permanente de ces formes en mode pédonculaire, semble être très compatible avec la nature du substrat. Cette monospécificité des *Composita* traduirait un milieu peu profond et hyperhalin (McKerrow, 1978 ; Fürsich *et al*, 1980) . Ce facteur de salinité serait probablement à l'origine de la forte dolomitisation des calcaires dans la partie supérieure de la formation de Djenien.

### **VIII.2.2. Niveaux d'âge Serpukhovien terminal :**

- **Niveau à *Titanaria* :**

Ce niveau constitue un niveau repère sur l'ensemble du bassin de Bechar où il désigne la base du niveau Tag.1D du membre inférieur de la formation de Tagnana. Toutefois, à cause des effets de l'érosion, il apparaît d'une manière discontinue et il est très difficile de le trouver

dans certains endroits. Les *Titanaria*, ultimes représentants des Gigantoproductides, sont liées à des substrats argilo-calcaires. La combinaison entre la morphologie d'une coquille ailée et une sustentation multi-épineuse leur permet une bonne stabilité (Legrand-Blain, 1985).

- **Niveau à *Productus* (Fsa – Fom es Sba) :**

Il correspond à une accumulation dans des calcaires oolithiques. Ce niveau à *Productus* renferme également des Rhynchonelles dont l'état de conservation est moyen. Par ailleurs, le mode de fixation des deux formes, respectivement épineuse et pédonculaire, souligne une compatibilité aux milieux de haute énergie (calcaire oolithique) et laisse supposer un faible transport.

**VIII.2.3. Niveaux d'âge Bashkirien inférieur :**

Dans le présent travail trois types d'accumulations ont été recensés dans la succession du Bashkirien inférieur.

- **A Fom es Seba (Fsb/Fs2) :** Il s'agit de « nids » de lumachelles à Rhynchonelles associées à des algues et contenus dans des calcaires oolithiques.

- **A Guelb el Guemah (GG.10) :** Forte concentration d'Orthotetidae dans des calcaires gréseux.

- **A Menouarar (Mn1 et Mn2) :** Accumulation de Choristitidae (*Alphachoristites (Prochoristites) africanus menouararensis*) dans des combes boueuses. Ce faciès, malgré la désarticulation de certains spécimens, a contribué à leur bonne conservation.

**IX. Conclusion**

L'évolution de la dynamique sédimentaire dans le bassin de Bechar, au cours du Serpukhovien supérieur – Bashkirien inférieur, a permis de définir une plate-forme à dominance carbonatée au cours du Serpukhovien et qui s'est traduite par des dolomies, des calcaires récifaux et des calcaires à silex. Cette évolution est brusquement stoppée par un effet conjugué tectono-eustatique qui met la plate forme en émergence temporaire engendrant la formation de paléokarst (Lemosquet & Pareyn, 1982).

Au dessus de ce paléokarst, au Serpukhovien terminal, la formation de Tagnana, particulièrement son membre inférieur (Tag.1), souligne le passage vers un système mixte siliciclastique/carbonaté en plate forme peu profonde (proximale à médiane). Ce système persiste pendant tout le Bashkirien, où les dépôts marins argilo-grésocalcaires, localement récifaux (Lemosquet & Pareyn, 1982) sont souvent érodés par des chenaux fluviaux (Pareyn et Lemosquet, 1971). Cette instabilité et la mise en place de ces phases d'érosion seraient engendrées par des fluctuations eustatiques d'origine glaciaire au cours de cette période concomitante à la chute globale reconnue par Ross & Ross (1988).

La définition des séquences Transgressive-Regressive (T-R), a permis de définir des séquences TST et RST de 4<sup>o</sup> ordre au niveau de la formation de Djenien (Serpukhovien supérieur) alors que dans la formation de Tagnana (Serpukhovien terminal-Bashkirien), du fait des multiples phases d'érosions, il nous a été difficile de corrélérer et de délimiter les séquences du 4<sup>o</sup> Ordre. Ainsi, on a regroupé ces séquences en séquences du 3<sup>o</sup> Ordre dont la première transgressive (TST), au cours du Serpukhovien supérieur, est suivie par une deuxième régressive (RST) au cours du Serpukhovien terminal-Bashkirien.

La faune a été caractérisée par plusieurs type d'associations : à brachiopodes, polypiers coloniaux, « heterozoan » et « photozoan ». Cette dernière est caractéristique des niveaux médians à proximaux dans la formation de Tagnana, près de la limite médio-carbonifère. Cette prolifération algale coïnciderait avec la crise médio-carbonifère. Par ailleurs, il est aussi important de retenir que l'association hétérozoan reste dominante dans toute la succession étudiée.

Cette configuration paraît similaire à celle de la plateforme sud australienne. Les carbonates étant dominés par les hétérozoan, nous pensons qu'il s'agit donc d'un système mixte siliciclastique/carbonaté en eaux froides compatibles avec une position latitudinale australe de la région durant la période étudiée, et qui ne devait pas être grandement différent de celle au Permo-carbonifère (entre 20° et 6° Sud, selon Fabre, 2005).

**CHAPITRE IV**

**SYNTHESE**

**&**

**CONCLUSION GENERALE**

#### **IV. La limite médio-carbonifère dans les autres bassins de la plate forme saharienne :**

Dès la fin du Viséen, une transgression majeure couvre des territoires considérables s'étendant parfois jusqu'au bassin de Taoudenni (Mali) et des Iullemeden (Niger) (Weyant, 1985). Au Sahara algérien, la mer couvre un vaste domaine épicontinental, tendant à s'approfondir du Sud vers le Nord. Autour de la limite médio-carbonifère, les bassins de la plate forme saharienne évoluent différemment. Les corrélations des unités lithostratigraphiques permettent d'établir les grands traits d'une paléogéographie régionale et globale autour de la limite médio-carbonifère.

#### **V. Contexte régional (Tab.4)**

##### **II.1. Pendant le Serpukhovien supérieur :**

La mer serpukhovienne s'étale largement d'Ouest en Est et caractérise divers environnements. Les bassins de Jerada et celui de Tisdafine (Maroc) évoluent sous un régime deltaïque qui a débuté au Viséen et continue pendant tout le Namurien (Desteucq *et al.* 1988 ; Soualhine *et al.*, 2003). Dans le bassin de Tindouf, les dépôts attestent un régime marin peu profond (formation de l'Ouarkziz supérieur). La mer paraît confinée, il s'y dépose des calcaires noduleux et fossilifères (*Anthracospirifer ouarkzazensis*) à tendance évaporitique, surmontés par une dalle à coraux et quelques Gigantoproductidaes. L'ensemble se poursuit par un hard-ground qui semble correspondre au paléokarst défini dans le bassin de Bechar, et enfin, un niveau marneux lumachellique à *Anthracothyrina*, Productides divers et rares *Titanaria*

Dans le bassin de Reggan, une configuration de mer peu profonde se généralise. Ce sont des calcaires à tendance évaporitique (sommets des calcaires de Berga) dans l'Ahnet et à gypses à Reggan (Hassi Taïbine - gypse de Taïbine, Legrand-Blain *et al.*, 2010). Dans cette formation à quelques incursions marines permettent se former une lumachelle à Gigantoproductides, notamment, *Titanaria taibirensis*, puis *Titanaria africana* (Legrand-Blain, 1987).

Au Serpukhovien terminal, ces incursions marines se répètent et semblent se généraliser. Les lumachelles à *Titanaria africana* sont présentes dans la partie occidentale et centrale de la plate-forme saharienne (Legrand-Blain, 1987). Elles surmontent le hard-ground à Tindouf, le paléokarst à Bechar, et sont incluses dans la partie supérieure des gypses de



Taïbine à Reggan et au sommet des calcaires de Berga à l'Ahnet qui connaît vers la fin du Serpukhovien un bref épisode stromatolithique.

Cette vaste répartition géographique du niveau à *Titanaria africana* suggère l'existence de voies de communication entre ces régions (Legrand-Blain, 1985).

Dans la partie orientale de la plate forme saharienne, le bassin d'Illizi montre une évolution différente. La différence des faciès et du contenu fossilifère (Formation de l'Oubarakat) suppose une éventuelle affinité avec les bassins occidentaux de Libye. Il s'agit de calcaires, de marnes gréseuses à *Antiquatonia gr. crassicostata*, (Massa, Termier & Termier, 1974) et de calcaires gréseux bioclastiques à coraux solitaires, Gigantoproductides et Spiriferides à la base de la limite médio-carbonifère. Les incursions marines enregistrées dans les autres bassins sahariens, pendant le Serpukhovien terminal, ne paraissent pas assez importantes pour envahir les aires les plus orientales.

Dans les bassins de Murzuq et de Ghadames (Libye), la mer est peu profonde en plate forme détritique où s'accumulent des dépôts argilo-gréseux du Shoreface (Formation d'Assedjefar) (Fröhlich *et al.*2010).

	TINDOUF	BECHAR	TIMIMOUN	AHNET	ILLIZI
STEPHANIEN	Merkala	Oued bel Groun	Tala Limestones	Hassi Bachir	Tiguentourine
MOSCOVIEN	Djebel Reouina				Oued el Hamar
BASHKIRIEN		Hassi Kerma			Oued Oubarakat
SERPUKHOVIEN		Upper Ouarkziz			
	Middle ouarkziz	Djenien		Hassi Taïbine Gypsum	
	Lower Ouarkziz	Ain el Mizab		Djebel Berga Limestones	Assekaifaf
upper VISEEN		El Guelmouna			
		Zouzfana Taouerta Igli			

Tab. 5 : Corrélation régionale entre les successions carbonifères du Sahara algérien (Legrand-Blain, 1985)

## II.2. Au Bashkirien inférieur :

Le passage médio carbonifère est marqué au Sahara algérien soit par une régression définitive à l'Ouest (Bassin de Tindouf) et au centre (Bassin de Reggan-Ahnet) où ces régions connaissent d'importants dépôts continentaux (formation continentale de Djebel Rouina - Bassin de Tindouf ; formation rouges d'Aïn Chebbi -Reggan ; des grès rouge continentaux d'Hassi Bachir -Ahnet), soit par la continuité d'une sédimentation mixte siliciclastique et

carbonatée au Nord (bassin de Bechar). Néanmoins, dans le Djebel Antar l'activité récifale persiste (au moins dans les premiers niveaux bashkiriens).

Dans le bassin d'Illizi, l'évolution est différente. La mer ne se retire pas totalement. Toutefois, la région acquiert un caractère confiné où s'accumulent des calcaires à tendance évaporitique (formation d'el Adeb Larache).

Les bassins de Libye confirment encore leurs rapports avec le bassin d'Illizi, où ils soulignent des conditions de milieu de plate forme littorale (proximale) au Nord et de milieu restreint à lagunaire au Sud (Hallet, 2002 *in* Frölich, 2010).

## **VI. Place du bassin de Béchar dans le contexte du Sahara**

Situé au nord de la plate forme saharienne, le bassin de Bechar s'affirme être le bassin le plus subsident où les séries namuriennes sont les plus épaisses et les plus continues.

En effet, au Serpukhovien supérieur, la succession carbonatée de Djenien se révèle la plus fossilifère et la plus diversifiée (bryozoaires, bivalves, gastéropodes, crinoïdes, brachiopodes Gigantoproductides, Productides, Rhynchonellides, Spiriferides). Les coraux, entre autres, contribuent à l'édification d'une succession de vastes biohermes et biostromes qui, au Serpukhovien supérieur, constituent la phase d'expansion maximale. Simultanément, cette succession est également enregistrée dans le bassin de Tindouf, mais avec une faune à brachiopodes peu diversifiés et des coraux peu développés. Plus à l'Est, dans le Bassin de Reggan-Ahnet, la plate-forme est de plus en plus restreinte et évolue vers un milieu lagunaire, occasionnellement envahi par de brèves incursions marines (lumachelle à Gigantoproductides).

Par ailleurs, particulièrement dans le bassin de Bechar, le contenu de la faune de brachiopodes, montre une similitude avec les formes pyrénéennes, eurasienne (Oural, Kazakhstan) et aussi nord américaines attestant la présence de plusieurs voies de communications (de migration).

Cette configuration se modifie, du moins dans la partie occidentale de la plate forme saharienne. Dans le bassin de Bechar, l'activité récifale connaît sa phase ultime à l'exception de la partie occidentale de Djebel Antar (Lemosquet et Pareyn, 1982). Cet arrêt est provoqué par une surrection orogénique d'une part et une variation eustatique d'autre part, amenant la plate forme à la limite de l'émersion. Celle-ci engendre par la suite la formation d'un paléokarst localisé au Nord du bassin de Bechar (limite supérieure de la formation de Djenien) et également la formation d'un hard-ground dans le bassin de Tindouf.

Cet événement tectono-eustatique s'avère fatal d'abord pour les bioconstructions et aussi pour une grande partie des Gigantoproductides.

Au Serpukhovien terminal, le bassin de Bechar connaît un changement radical et définitif du régime sédimentaire, au moins pour le membre inférieur de la formation de Tagnana (Tag.1). Il s'agit du développement d'une succession mixte siliciclastique et carbonatée où le contenu faunistique est atténué, jusqu'à quelques mètres de la limite médio carbonifère, repéré par une lumachelle à *Titanaria* qui représente l'extinction définitive des Gigantoproductides.

Ce niveau à *Titanaria*, étant présent dans les autres bassins saharien (à l'exception du bassin d'Illizi), met en évidence une ou de brèves incursions marines. Notons que le genre *Titanaria* ne peut constituer le descendant phylogénique d'aucun Gigantoproductidae présent au Sahara. La présence de l'espèce la plus ancienne *Titanaria taibinensis* à Reggan, et sa ressemblance avec une forme américaine *Titanaria costellata*, atteste une voie de migration depuis le continent nord américain vers la région de Reggan puis vers les autres bassins occidentaux (Legrand Blain, 1987, Legrand-Blain et Atif, 2007). La partie orientale de la plate forme saharienne reste isolée, comme le suggèrent l'absence des *Anthracothyra* et *Titanaria*.

Au Bashkirien inférieur, la régression est de grande ampleur, la mer se cantonne à Bechar et se retire du bassin de Tindouf et de Reggan-Ahnet laissant place à des dépôts continentaux. Le bassin de Bechar voit « la continuité » d'une sédimentation mixte siliciclastique et carbonatée qui avait déjà ses prémices au Serpukhovien supérieur. Néanmoins, dans le Djebel Antar l'activité récifale persiste toujours (au moins dans les premiers niveaux bashkiriens).

Les affleurements montrent une succession de nature argilo-gréso-calcaires, parfois oolithiques mais aussi oncolithiques, une prolifération algale qui coïncide avec la limite médio-carbonifère (Legrand-Blain et Poncet, 1991). Aussi, ces dépôts caractéristiques d'une plate forme médiane à proximale se voient souvent érodés à plusieurs niveaux, par des chenaux fluviaux. Cette instabilité étant liée à des fluctuations eustatiques pourrait résulter d'un effet glaciaire actif dans les régions méridionales (Afrique du Sud).

Aussi, au Bashkirien inférieur, le contenu fossilifère paraît atténué. Toutefois, les *Anthracothyrina* subsistent au passage médio-carbonifère, la recolonisation s'effectue lentement, avec l'apparition des Spiriferides *Alphachoristites* (*Prochoristites*) connus également en Europe et en Russie. L'identification des sous espèces a permis de distinguer *A.(Prochoristites) africanus menouararensis* dès Tag.1G (Atif et Legrand Blain, 2011) et *A.(Prochoristites) africanus kermaensis* plus tardive, dans la formation d'Hassi Kerma.

## **Conclusion générale**

La caractérisation de la limite médio-carbonifère dans le bassin de Bechar est basée sur l'analyse de huit coupes réparties selon trois principaux secteurs : un secteur méridional (Djebel Arhlal – Hassi Arhlal), un secteur central (Foum es Sba – Menouarar) et un secteur nord-occidental (Guelab el Guemah – Aïn Mennouna Rouiana). Ces données confirment et complètent par les travaux antérieurs sur les autres secteurs (secteurs Djebel Bechar- Djebel Antar, Mezarif).

La limite médio-carbonifère s'effectue autour de deux formations : la formation de Djenien et la formation de Tagnana. C'est dans cette dernière, dans son membre inférieur, qu'est repéré l'horizon du passage Serpukhovien-Baskirien. Il s'agit d'un niveau de calcaire grumeleux, oolithique et bioclastique (calcaire « vidange ») révélant la présence de conodonte marqueurs *Declignathodus noduliferus* et qui correspond à la zone à goniatites (H1) à *Homoceras*. Ce niveau étant reconnu dans tous les secteurs étudiés permet d'établir une chronologie d'événements survenus au cours du Serpukhoviens supérieur - Bashkirien inférieur.

### **Au Serpukhovien supérieur**

La région a connu l'installation d'une plate forme carbonatée peu profonde, proximale à médiane ou médiane à distale, ponctuée d'une barrière récifale. La dynamique de la succession des associations de faciès (progradants – rétrogradant) a permis de reconnaître des séquences (T-R) du 4<sup>o</sup> ordre, regroupées en une seule séquence TST de 3<sup>o</sup> ordre, correspondant à la formation de Djenien. Celle-ci montre une tendance grossièrement transgressive.

Cette transgression a été très favorable à la prolifération d'une faune diversifiée à crinoïdes, gastéropodes, bivalves, bryozoaires, coraux et brachiopodes, notamment : Productides, Gigantoproductides et Spiriferides.

Au Serpukhovien terminal, au sommet de la formation de Djenien, ce régime transgressif est brutalement arrêté par un événement glacio-eustatique, mais aussi tectonique. Ceci a engendré la mise à l'émersion de vastes aires du bassin de Bechar, qui s'est traduite par la formation locale de paléokarst dans les secteurs septentrionaux et par des surfaces ferrugineuses et ou brèche dans d'autres secteurs. Cette instabilité a engendré le

développement d'une plate forme détritique peu profonde recevant des dépôts mixtes siliciclastiques et carbonatés, interféré par des phases d'érosions et d'apport détritiques en contexte fluvio-littoral.

Cet événement était d'un grand impact sur le contenu faunistique. Ce dernier s'atténue dès les premiers niveaux de la formation de Tagnana. On note la disparition des édifices récifaux et l'extinction d'un grand nombre de brachiopodes, particulièrement les gigantoproductides. Les derniers représentants (*Titanaria*) arrivent près de la limite médio-carbonifère pour disparaître définitivement.

### **Au Bashkirien**

Le régime sédimentaire, connu au Serpukhovien terminal, s'étale jusqu'au Bashkirien inférieur, dans tout le membre de Tagnana inférieur. Dans nos secteurs, le système fluvial n'arrive pas à édifier un véritable delta et est souvent dominé par les courants tidaux. En effet, le membre inférieur de Tagnana est contrôlé par une dynamique cyclique progradation/rétrogradation et ce n'est que vers le sommet qu'on enregistre une importante érosion dont le creusement atteint plusieurs dizaines de mètres. Tous ces caractères permettent d'identifier, pour l'ensemble du membre de Tagnana inférieur, d'abord une régression forcée au sens de Catuneanu (2006), suivie d'un *low system tract* correspondant aux grès fluvio-littoraux terminaux.

Par ailleurs, la faune se réinstalle progressivement avec le développement des algues, des bivalves, des encroutements à bryozoaires, des gastéropodes, parfois des entroques et des brachiopodes. Ils constituent le plus souvent des associations « heterozoan ». Les brachiopodes montrent la réapparition des formes ubiquistes telle que les Productides et les Orthides. Les *Antracothyrina* semblent subsister à la crise médio-carbonifère alors que les *Alphachoristites* font leur première apparition dès le niveau Tag.1G.

Enfin, les modalités de passage médio-carbonifère, ainsi, définie dans le bassin de Bechar semblent se reproduire à l'échelle globale en Oural (Russie) ou Libye occidentale et attestent l'influence des fluctuations glacio-eustatiques à l'échelle globale.

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- **ABUSHIK A.F., CHIZHOVA V.A., GUSEVA E.A., SIDARAVICHENE (1990)** - Evolution and biostratigraphy of ostracods in Paleozoic. In: A.F. Abushik, ed. *Practical Guide in Microfauna of USSR: Ostracods of Paleozoic*. Transactions of VSEGEI, Leningrad, 4, p. 356.
- **AIGNER T. & REINECK E. (1982)** - Proximality trends in modern storm sands from the Helegoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana*, 14, 183-215.
- **AIZENVERG D.E., ASTAKHOVA T.V., BERTCHENKO O.I., BRAJNIKOVA N.E., VDOVENKO M.V., DUNAEVA N.N., ZERNENTSKAYA N.V., POLETAEV V.I. & SERGEEVA M.T. (1983)** – Upper Serpukhovien substage in the Donetz basin (Paleontological characteristic). In DIDKOVSKY V.Ya, Red. A.N. *Ukr. SSR Inst. Geol. Nauk*, 165 p, 88 pl.
- **ALEXANDER R.R. (1986)** – Life orientation and post-mortem reorientation of Chesterian brachiopod shells by paleocurrents. *Palaios*, 1, 303-311.
- **AMOROSSI A. & ZUFFA G. G. (2011)** - Sand composition changes across key boundaries of siliciclastic and hybrid depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 236, 153-163.
- **ANDRE J.P., BIAGI R., MOGUEDET G., BUFFARD R., CLEMENT G., REDOIS F. & BALOGUE P.A. (2003)** - Mixed siliciclastic - cool water carbonate deposits over a tide-dominated epeiric platform : the Faluns de l'Anjou Formation (Miocece, W. France). *Annales de Paléontologie*, 89, 113-123.
- **ARETZ M., HERBIG H.G. (2010)** - Corals from the Upper Viséan of the southern Azrou-Khenifra Basin (Carboniferous, Central Moroccan Meseta). *Palaeoworld*, 19, 294-305.
- **ATIF K.F.T. & LEGRAND-BLAIN M. (2006)** - Crise biologique à la limite médio-carbonifère: Disparition et nouvelle apparition de quelques brachiopodes dans le bassin de Béchar (Sahara nord-occidental - Algérie) *12<sup>ème</sup> Séminaire National des Sciences de la Terre, Oran 2006*.
- **ATIF K.F.T. & LEGRAND-BLAIN M. (2006)** – Apparition des Choristitinae (Brachiopodes Spiriferida) au Bashkirien inférieur dans le Bassin de Béchar, Sahara algérien nord-occidental. *C.R. Palevol* 10, 225-237.



- **BAMBER E.W., FEDOROWSKI J. (1998)** - Biostratigraphy and systematics of Upper Carboniferous cerioid rugose corals, Ellesmere Island, Arctic Canada. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 511: 1-127.
- **BARNETT A.J. & WRIGHT V.P. (2008)** – A sedimentological and cyclostratigraphic evaluation of the completeness of the Mississippian-Pennsylvanian (Mid-Carboniferous) Global Stratotype Section and Point, Arrow Canyon, Nevada, USA. *Journal of the Geological Society*, 165, 4, 859-873.
- **BARSKOV, I.S., ALEKSEEV, A.S. (1975)** - Conodonts of the Middle and Upper Carboniferous of Moscow Basin. News of Academy of Sciences of USSR, Geology Series 5: 94-99.
- **BARSKOV, I.S., ALEKSEEV, A.S., GOREVA, N.V. (1980)** - Conodonts and stratigraphic scale of the Carboniferous. News of Academy of Sciences of USSR, Geology Series 3: 43-45.
- **BISAT W.S. (1924)** - The Carboniferous goniatites of the north of England and their zones. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, new series, 20(1): 40-124.
- **BISAT W.S. (1928)** - The Carboniferous goniatites of England and their continental equivalents. *1st International Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology*, Heerlen, June 7-11, 1927: 117-133.
- **BISHOP J.W., MONTANEZ I.P. & OSLEGER D.A. (2010)** - Dynamic Carboniferous climate Change, Arrow Canyon, Nevada. *Geosphere*; February 2010; *Geological Society of America*, 6 (1), 1-34
- **BOTQUELEN A. (2003)** – Impact des variations eustatiques sur les assemblages benthiques à brachiopodes : l’Ordovicien sarde et le Dévonien Ibéro-Armoricain. Paléocéologie – Taphonomie – Stratigraphie séquentielle – Systématique. Thèse Doct. Univ. Bretagne, Brest, France, 325 pp.
- **BOTQUELEN A., LOI A., GOURVENNEC R., LEONE F. & DABARD M.P. (2004)** - Formation et signification paléo-environnementale des concentrations coquillières : exemples de l’Ordovicien de Sardaigne et du Dévonien du Massif armoricain. *C.R. Palevol* 3, 353-360.
- **BOUROZ A., EINOR O.L., GORDON M., MEYEN S.V. & WAGNER R.H. (1978)** – Proposals for an international chronostratigraphic classification of the Carboniferous. *C.R. 8° Congr. Intern. Strat. Geol. Carbon.*, Moscou 1975. 1, 36 – 52.
- **BRAGA J.C., MARTIN J.M., AGUIRRE J., BAIRD C.D., GRUNNALEITE I., JENSEN N.B., PUGA-BENABÉU A., SAELEN G., TALBOT M.R. (2010)** - Middle-Miocene (Serravallian) temperate carbonates in seaway connecting the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea (North Betic Strait, S Spain). *Sedimentary Geology*, 225, 19-23.

- **BRANDO M. & CIVITELLI G. (2007)** - Non-seagrass meadow sedimentary facies of the Pontinian islands, Thyrrenian sea: a modern example of mixed carbonate-siliciclastic sedimentation. *Sedimentary Geology*, 201, 286-301.
- **BRAUN A., SCHMIDT-EFFING R. (1993)** - Biozonation, diagenesis and evolution of radiolarians in the Lower Carboniferous of Germany. *Marine Micropaleontology*, 21(4): 369-383.
- **BURCHETTE T.P. & WRIGHT V.P. (1992)**- Carbonate ramp depositional system. *Sedimentary Geology*, 79, 3-57.
- **CAMPBELLE E. A. (2005)** - Shelf-geometry response to changes in relative sea level on a mixed carbonate-siliciclastic shelf in the Guyana Basin. *Sedimentary Geology*, 175, 259-275.
- **CARCEL D., COLOMBIÉ C., GIRAUD F., COURTINAT B. (2010)** - Tectonic and eustatic control on mixed siliciclastic-carbonate platform during late oxfordian-kimmeridgian (La Rochelle platform, Western France). *Sedimentary Geology*, 334-359.
- **CARTER J.L. (1990)** - Subdivisions of the Lower Carboniferous in North America by means of articulate brachiopod generic ranges. In P.L. Brenckle & W.L.M. Manger (Editors). *Intercontinental correlation and division of the Carboniferous system: contributions from the Carboniferous Subcommittee Meeting, Provo, Utah, September 1989. Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 130 : 145-155.
- **CATUNEANU O. (2002)** - Sequence stratigraphy of clastic system: concepts, merits and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 31, 1, 1-43.
- **CATUNEANU O. (2006)** - Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, First Edition, 1-375.
- **CATUNEANU O., ABREU V., BHATTACHARY J.P., BLUM M.D, DALRYMPLE R.W., ERIKSSON P.G., FIELDING C.R., FISHER W.L., GALLOWAY W.E., GIBLING M.R., GILES K.A., HOLBROOK J.M., JORDAN R., KENDALL C.G.ST.C., MACURDA B., MARTINSEN O.J., MIALL A.D., NEAL J.E., NUMMEDAL D., POMAR L., POSAMENTIER H.W., PRATT B.R., SARG J.F., SHALEY K.W., STEEL R.J., STRASSER A., TUCKER M.E., WINKER C. (2009)** - Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth Science Reviews*, 92, 1-33.
- **CHERNYKH, V.V. (2002)** - Zonal scale of Kasimovian and Gzhelian stages on the bases of *Streptognathodus* genus. In B.I. Chuvashov & E.A. Amon (editors), *Stratigraphy and Paleogeography of Carboniferous of Eurasia*. Ekaterinburg: 302-306 .
- **CONIL R., GROESSENS E. & PIRLET H. (1977)** – Nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique. *Annales Société géologique du Nord*, 96 (4) : 363-371.

- **COQUEL R. & ABDESSELAM-ROUIGHI F. (2000)** - Révision palynostratigraphique du Dévonien terminal - Carbonifère inférieur dans le Grand Erg occidental (bassin de Béchar) Sahara algérien. *Revue de Micropaléontologie*, 43, 3, 353-364.
- **CRASQUIN S. (1985)** - Zonation par les Ostracodes dans le Mississippien de l'Ouest canadien. *Revue de Paléobiologie* 4(1): 45-52.
- **DAN'SHIN, V.M. (1947)** - Geology and mineral resources of the region of the Moscow Basin. Moscow Society of Natural Studies: 308.
- **DAVYDOV V., WARDLAW B.R. & GRADSTEIN F.M. (2004)** – The Carboniferous Period. In *A Geologic Time Scale 2004*, eds. Felix M. Gradstein, James G. Ogg, and Alan G. Smith. Cambridge University Press, 222-248.
- **DELEAU P. (1951)**- Les bassins Houillers du Sud-Oranais dans la région de Colomb-Béchar-Abadla. I- Stratigraphie-Sédimentologie-Tectonique. *Bull. Serv. Carte géol. Alg.*, Alger. N.S., 5, pp. 311-353, 14, 4 fig.
- **DELEAU P. (1952)** - Subsidence différentielle de la plate-forme épicontinentale carbonifère dans le bassin d'Abadla (region de Béchar), *Bull. Soc. Geol. France.* (7), III, pp. 121-126.
- **DELEPINE G. (1911)** - Recherches sur le Calcaire Carbonifère de Belgique. *Thèse Doct. Sciences naturelles*, Faculté des Sciences de l'Université de Lille: 1-419.
- **DESTEUCCQ C., IZART A. & POTHERAT P. (1988)** - Etude sédimentologique du Carbonifère du bassin de Jérada (Maroc oriental). *Annales de la Société géologique du Nord*, 107, 203-210.
- **DUNHAM R.J. (1962)**- Classification of carbonates rocks according to texture, in classification of carbonates rocks. *A symp. Am. Assoc. Petrol. Tulsa, Mem.I*, pp. 108 – 120, I tabl., VII pl.
- **DUNN D.L. (1970)** - Conodont zonation near the Mississippian-Pennsylvanian boundary in western United States. *Geological Society of America Bulletin* 81(10): 2959-2974.
- **ELLWOOD, B.B., TOMKIN, J., RICHARDS, B., BENOIST, S.L., AND LAMBERT, L.L. (2007)** - MSEC Data Sets Record Glacially Driven Cyclicality: Examples from the Arrow Canyon Mississippian-Pennsylvanian GSSP and Associated Sections, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 255, 377-390. doi: 10.1016/j.palaeo.2007.08.006.

- **EMBRY A.F. & JOHANNENSSEN E.P. (1992)** - T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In Bergsager E. et al. (Eds): Arctic geology and petroleum potential. *Norwegian petroleum Society, Special Publication 2*, 121-146.
- **EYLES N. (2008)** - Glacio-epochs and the supercontinent cycle after 3.0 Ga: Tectonic boundary conditions for glaciations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 258, 89-129.
- **FABRE J. (2005)** –Géologie du Sahara occidental et central. *Musée royal de l’Afrique centrale. Belgique, Tervuren*, 610 p.
- **FOLK R.L. (1959)** – Particul petrographic classification of limestones. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, v. 43, n°1, pp.1-38, 41 fig., 2 tab.
- **FRÖLICH F., PETITPIERRE L., REDFERN J., GRECH P., BODIN S. & LANG S. (2010)** - Sedimentological and sequence stratigraphy analysis of Carboniferous deposits in western Libya : Recording the sedimentary response of the northern Gondwana margin to climate and sea-level changes. *Journal of African Sciences*, 57, 4, 279-296.
- **GEORGE T.N., JOHNSON G.A.L., MITCHELL M, PRENTICE J.E., RAMSBOTTOM W.H.C., SEVASTOPULO G.P. & WILSON R.B. (1976)** – Dinantien (L. Carboniferous). A correlation of Dinantien rocks in the British Isles. *Geological Society, Special Rep. n°7*, London, 87 p., 21 fig.
- **GUILLOCHEAU F. & HOFFERT M. (1988)** - Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme: le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l’Ordovicien et au Dévonien. *Comptes rendus Académie des Sciences, Paris*, 307, Série II, 1909-1916.
- **GUILLOCHEAU F. (1991)**- Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain): nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtés. *Bulletin des Centres de Recherche d’Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **15**: 383-410.
- **HALFAR J., INGLE J.J. AND GODINEZ-ORETA L. (2004)** - Modern non-tropical mixed carbonate-siliciclastic sediments and environments of the southern Gulf of California, Mexico. *Sedimentary Geology*, 165, 93-115.
- **HIGGINS A.C (1975)** - Conodont zonation of the late Viséan-early Westphalian Strata of the south and central Pennines of Northern England: *Geol. Surv. Great Britain, Bull.* 53, pp. 1-90.

- **JAMES N.P (1997)** - The cool-water carbonate depositional realm. In : James NP, Clarke J.A.D. (Eds), Cool-water carbonates. *Special Publications*, vol. 56 SEPM, Tulsa, OK, 1-22.
- **KAZI-TANI N., NEDJARI A., DELFAUD J. (1991)** – Modalités de fonctionnement d’un intraplaque d’avant fosse : l’exemple du Carbonifère de Béchar (Sud-oranais, Algérie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, Série II.
- **KORN D., BOCKWINKEL J. & EBBIGHAUSEN V. (2007)** - Tournaisian and Viséan ammonoid stratigraphy in North Africa. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 243, 2, 127-148.
- **LAMBERT L.L., BARRICK J.E., HECKEL P.H. (2001)** - Provisional Lower and Middle Pennsylvanian conodont zonation in Midcontinent North America. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, 19: 50-55.
- **LANE H.R., BRENKLE P.L., BAESEMANN J.F. & RICHARDS B.(1999)** – The IUGS boundary in the middle of the carboniferous: Arrow Canyon, Nevada, USA. *Episodes*, 22 (4): 272 – 283.
- **LEGRAND-BLAIN M. (1967)** – Précisions sur la stratigraphie de la série des calcaires du Djebel Bechar (Namurien-Moscovien) à l’Est de Bechar (Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (7), IX, pp. 298-307.
- **LEGRAND-BLAIN M. (1985)** – Dynamique des Brachiopodes carbonifères sur la plate-forme carbonate du Sahara algérien. Paléoenvironnements, paléobiogéographie, évolution. *Thèse Doct. Etat*, Univ. Bordeaux I, 315p.
- **LEGRAND-BLAIN M. (1987)** – Les Gigantoproductidae (brachiopodes) namuriens du Sahara Algérien. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 96, 2, 159-194.
- **LEGRAND-BLAIN M. & VACHARD D. (2005)** – Carbonifère (Mississippien et Pennsylvanien). *Annales Société Géologique du Nord*. 11 (2<sup>ème</sup> série), p.151-158.
- **LEGRAND-BLAIN & ATIF K.F.T. (2007)** – La crise biologique au passage Mississippien-Pennsylvanien: Biogéographie des Brachiopodes. *1<sup>er</sup> Symposium International de Paléobiogéographie*. Paris, 10-13 Juillet, p.67
- **LEGRAND-BLAIN M., ARETZ M. & ATIF K.F.T. (2010)** - Discussion of “Carboniferous stratigraphy and depositional environments in the Ahnet Mouydir area (Algerian Sahara)” by Wendt et al. (*Facies* 55(3):443–472, DOI 10.1007/s10347-008-0176-y). *Facies*, vol. 56, issue (3), p.471-476.
- **LE MOSQUET Y. & LYS M. (1971)** – Attribution au Bashkirien supérieur de la série de l’Oued el Hamar (Djebel Bechar, Sud Oranais, Algérie) *C.R. Acad. Sc., Paris*, 272, pp. 3001-3004.
- **LE MOSQUET Y. & PAREYN C. (1975)**- Karst et chenaux de ravinement dans le Carbonifère marin du bassin de Bechar et de ses bordures (Sud-Oranais, Algérie). *3<sup>o</sup> Réun. Ann. Sci. Terre, Montpellier*, p. 230, 1 fig.

- **LEMOSQUET Y. & PAREYN C. (1982)**- Evolution du processus récifal au cours du Carbonifère dans le Bassin de Bechar (Sahara sud Oranais, Algérie). *Mem. Geol. Univ. Dijon*, 7, 433-442.
- **LEMOSQUET Y. & PAREYN C. (1985)** - North Africa - Bechar Basin. In : WAGNER R.H., WINKLER PRINS C.F. & GRANADOS L.F., Edit. : The Carboniferous of the world. II- Australia, Indian Subcontinent, South Africa, South America & North Africa. IUGS Publication n°20, 306-315.
- **MAMET B.L. & SKIPP B.A. (1970)** – Preliminary foraminiferal correlations of early Carboniferous strata in the North American Cordillera. *Coll. Stratigr. Carbonifère*, Liège 1969, pp. 327-348, 3 fig.
- **MANGER W.L., WEYANT M. & PAREYN C. (1985)** - Mid-Carboniferous Ammonoïd biostratigraphy, Bechar basin, Algeria. *Cour. Forsch.-Inst., Senckenberg*, 74, p. 181-196.
- **MC KERROW, W.S. (1978)** - The Ecology of Fossils, 383 pp. Duckworth, London.
- **Mii H.S., GROSSMAN E.L., & YANCEY T.E. (1999)** - Carboniferous isotope stratigraphies of North America: Implication for Carboniferous paleoceanography and Mississippian glaciation. *Geol. Soc. Am. Bull.* 111, 960-973.
- **Mii H.S., GROSSMAN E.L., YANCEY T.E., CHUVASHOV B., EGOROV A. (2001)** – Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform-evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciation. *Chem. Geol.* 175, 133-147.
- **MOUNT J. (1985)** - Mixed siliciclastics and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32, 435-442.
- **MUNIER CHALMAS E. & LAPPARENT A.de (1893)** - Note sur la nomenclature des Terrains sédimentaires. *Bulletin de la Société géologique de France* (3), 21, 483-493.
- **NEMIROVSKAYA T.I. & NIGMADGONOV I.M. (1994)**- The mid-Carboniferous Conodont Event : *Cour Forsh. Inst. Senckenberg*, 168, 247-272.
- **NEMIROVSKAYA T.I. & ALEKSEEV A.S. (1995)** – The Bashkirian conodonts of the Askyn section, Bashkirian mountain, Russia. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 103 (1-2), 109-133.
- **NIKITIN S. (1890)** - (Dépôts carbonifères et puits artésiens dans la région de Moscou). En russe, résumé français. *Trudi Geol. Komit.*, 5, 5, 181 p.
- **PAREYN C. (1961)** – Les massifs carbonifères du Sahara Sud-Oranais. Tome 1 : Stratigraphie et tectonique. Tome 2 : Paléontologie stratigraphique. C.N.R.S. Ed. *Publ. Centre rech. Sahar.*, Paris, 352p. (t.1), 244p (t.2)

- **PAREYN C., CONRAD G., CONRAD J. & LEMOSQUET Y. & (1971)**- Mise en évidence d'une instabilité orogénique au Namurien inférieur entre les vallées du Guir et de la Zousfana (Bassin de Béchar, Sahara nord-occidental). *Bull. Soc.Geol. France.* 7, XIII, p. 512- 527.
  
- **PLINT A.G. & NUMMEDAL D. (2000)**: The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In Hunt D. & Gawthrope R.L., (Eds): Sedimentary response to forced regression. *Geological society of London, special Publication*, 172, 1-17.
  
- **POLETAEV V.I.& LAZAREV S.S. (1995)** – General stratigraphic scale and brachiopod evolution in the late Devonian and Carboniferous subequatorial belt. *Bull. Soc. Belge. Geol.* 103, 99-107.
  
- **POPP B.N, ANDERSON T.F., SANDBERG P.A. (1986)** – Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some paleozoic limestones. *Geol. Soc. Am.Bull.* 97, 1262-1269.
  
- **POSAMENTIER H.W & ALLEN G.P. (1999)** - Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEMP Concepts in Sedimentology and Paleontology* n°7, p.210.
  
- **RAMSBOTTOM W.H.C. (1973)** - Transgression and regression in the Dinantian: a new synthesis of British Dinantian stratigraphy. *Proc. Yorksh. Geol. Soc.*, Leeds, 39-4, pp. 567- 607, 7.
  
- **RAMSBOTTOM W.H.C. (1977)** – Major cycles of transgression and regression (mesothems) in the Namurian – *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 41: 261-291
  
- **RAMSBOTTOM, W.H.C. (1981)** – Eustatic control in Carboniferous Ammonoid evolution. In M.R. House and J.R. Senior (Eds) *The Ammonoidea*, pp. 369-87. Systematics Association, *Spécial Volume n°18. Academic Press.*
  
- **RAMSBOTTOM W.H.C., CALVER M.A., EAGAR R.M.C., HODSON F., HOLLIDAY D.W., STUBBLEFIELD C.J. & WILSON R.B. (1978)** - Silesian (Upper Carboniferous). *Geological Society Special Report*, 10, 81 p.
  
- **READING H.G. (1996)** - Sedimentary environments: process, facies and stratigraphy. *Blackwell Science*, 1-688.
  
- **RICHARDS B.C., LANE H.R. & BRENKLE P.L. (2002)** - The IUGS Mid-Carboniferous (Mississippian – Pennsylvanian) Global boundary Stratotype Section and Point at Arrow Canyon, Nevada, USA. In: Hills L.V. *et al.* (eds), Carboniferous and Permian of the world. *Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir* 19: 802-831.

- **ROSS C.A. & ROSS J.R.P. (1988)** - Late Paleozoic transgressive –regressive deposition. In Wilgus C.W. (Ed), Sea level changes- An integrated Approach. *Soc. Econ. Paleont. Mineral* 42, 227-247.
- **SANZ-LOPEZ J., BLANCO-FERRERA S., GARCIA-LOPEZ S. & SANCHEZ DE POSADA L.C. (2006)** - The Mid-Carboniferous boundary in Northern Spain : difficulties for correlation of the global stratotype section and point. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 112, 3-22.
- **SANDERS W.B., RAMSBOTTOM W.H.C. (1986)** – The mid-Carboniferous eustatic event. *Geology* 14, 208-212.
- **SCHLAGER W. (2003)** - Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. *International Journal of Earth Science*, 92, 445-464.
- **SCOTESE, C. R. (1997)** - Palaeogeographic Atlas, PALEOMAP Progress Report 90-0497, Department of Geology, University of Texas at Arlington, Arlington, Texas, 37 pp.
- **SEBBAR A. (2006)** – Echelle biozonale de foraminifère du Carbonifère Saharien en Algérie. *Mém. Serv. Géol. Nation*, Alger 13, 169-187.
- **SEBBAR A., LYS M. (1989)** - Biostratigraphie du Carbonifère inférieur : Serpukhovien du Djebel Arhlal, bassin de Béchar, Algérie. *Revue de Micropaléontologie*, 32 (1), 53-62.
- **SEMENOFF- TIAN-CHANSKY P. (1974)** – Recherche sur les Tetracoralliaires du Carbonifère du Sahara occidental. Eds. C.N.R.S. *Centre de Rech. Zone Arides, sér. Géol.*, n° 21, 316p.
- **SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P. (1985)** - North Africa. Corals. In : WAGNER R.H., WINKLER PRINS C.F. & GRANADOS L.F., Edit. : The Carboniferous of the world. II- Australia, Indian Subcontinent, South Africa, South America & North Africa. IUGS Publication n°20, 374-381.
- **SEMIKHATOVA S.V. (1934)** – Moscovian deposits of lower and middle Volga area and position of the Moscovian stage in general carboniferous scale of the USSR. *Prob; Soviet Geol.* 3 (8), 73-92.
- **SEMIKHATOVA S.V., EINOR O.L., KIREEVA G.D., VASSILYUK N.P., GUBAREVA V.S. & POTIEVSKAYA P.D., (1979)** – The Bashkirian stage as global stratigraphic unit. In : The Carboniferous of the U.S.S.R. WAGNER, HIGGINS & MEYEN Ed., *Yorksh. Geol. Soc. Occas. Publ.*, Leeds, n°4, pp. 99-116.
- **SOUALHINE S., TEJERA DE LEÓN J., & 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, section Sciences de la Terre, 2003, n° 25, 31-41.



- **TINTERRI R. (2007)** - The lower Eocene Roda sandstone (South-central Pyrenees): An example of a flood-dominated river-delta system in a tectonically controlled basin. *Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrafia*, volume 13, 2, 223-255.
- **TITUS A.L., WEBSTER G.D., MANGER W.L. & DEWY C.P. (1997)** – Biostratigraphic analysis of the mid-Carboniferous boundary at the South syncline ridge section, Nevada test site, Nevada, United States: XIII th. International Congress on Carboniferous-Permian, Krakow (1995) Proceedings Part 3, 207-213.
- **VAIL P.R. (1987)** - Seismic stratigraphy interpretation procedure. In Bally A.W. (Eds): Atlas of seismic stratigraphy, Studies in Geology, volume 27, *American Association of Petroleum Geologists*, 1-10.
- **VAIL P.R., MITCHUM JR. R.M., THOMPSON S. (1977)** - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In Payton C.E. (Eds): seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration. Memoir volume 26. *American Association of Petroleum Geologists*, 63-81.
- **VEEVERS J.J. & POWELL C. (1987)** – Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geol. Soc. Am. Bull.* 98, 475-487.
- **WALLISER O.H. (1996)** – Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Springer Verlag, 1-333.
- **WEYANT M. (1982)** - A proposal for a major boundary in the Carboniferous system based upon conodont evidence from the Béchar basin (Algeria). In : Ramsbottom, W.H.C., Saunders, W., Owens, B. (Ed). *Biostratigraphic data for a mid-Carboniferous boundary. Subcomm. Carbon. Strat.*, Leeds, 19-21
- **WEYANT M. (1985)** - North Africa - Conodonts. In: WAGNER R.H., WINKLER PRINS C.F. & GRANADOS L.F., Edit.: The Carboniferous of the world. II- Australia, Indian Subcontinent, South Africa, South America & North Africa. IUGS Publication n°20, 364-367.
- **WRIGHT V.P. & BURCHETTE T.P. (1996)** - Shallow-water carbonate environments. In Reading H.G. (Eds), Sedimentary environments: process, facies and stratigraphy. *Blackwell Science*, 325-394.
- **WON M.Z. (1998)** - A Tournaisian (Lower Carboniferous) radiolarian zonation and radiolarians of the A. pseudoparadoxa Zone from Oese (Rheinisches Schiefergebirge), Germany. *Journal of the Korean Earth Science Society* 19(2): 216-259.

## Liste des figures

**Fig.1** : Position paléogéographique du Gondwana entre le Mississippien inférieur et le Pennsylvanien supérieur (Scotese, 2000 ; simplifiée)

**Fig.2a** : Situation géographique générale de la région de Bechar

**Fig.2b** : Situation géographique des secteurs étudiés

**Fig.3** : Répartition des principaux affleurements des terrains carbonifères dans le bassin de Bechar (d'après Fabre & Kazi-Tani, 2005)

**Fig.4** : Succession lithologique synthétique du Namurien (Serpukhovien-Bashkirien) du bassin de Bechar

**Fig.5** : Attribution biostratigraphique à la limite médio-carbonifère par les goniatites et conodontes d'après Manger et al.(1985), Weyant (1982) et foraminifères d'après Sebbar (2006)

**Fig.6** : Situation géographique du secteur Arhlal (Djebel Arhlal – Hassi Arhlal)

**Fig.7** : Coupe lithologique de Djebel Arhlal (flanc sud)

**Fig.8** : Limite entre la formation de Djenien et la formation de Tagnana (coupe Djebel Arhlal-flanc sud)

**Fig.9** : Coupe lithologique de Djebel Arhlal (flanc Nord – Formation de Djenien)

**Fig.10** : Coupe de Djebel Arhlal flanc Nord : a- membre de Hid el Kef ; b- début du membre de Djenien, c- niveau supérieur de Djenien : niveau à bioconstruction (B), niveau des calcaires et des calcaires dolomités à silex (C)

**Fig.11** : Succession lithologique synthétique et répartition des peuplements en brachiopodes et faunes associées dans le Djebel Arhlal

**Fig.12** : Coupe lithologique de Hassi Arhlal 1

**Fig.13** : Niveaux supérieurs du membre de Djenien à Hassi Arhlal : A : Calcaires à entroques, B : Calcaires récifaux, C : Calcaires et calcaires dolomités à silex

**Fig.14** : Grès de la formation de Tagnana – Hassi Arhlal 1 – A : Membre de Tagnana1 terminal (Tag.1I, équivalent des grès V) ; B-Structures diagénétique en boules ; C- Structures sigmoïdales.

**Fig.15** : Passage depuis (A) : le niveau terminal de Tagnana1 (Tag.1I) vers (B) les premiers niveaux calcaires de Tagnana 2 (Hassi Arhlal 1)

**Fig.16** : Coupe lithologique de Hassi Arhlal 2

**Fig.17** : a : Vue générale de la partie sommitale de la formation de Djenien (Hassi Arhlal 2) ; b : niveau à Gigantoproductidae ; c : Calcaires à polypiers coloniaux

**Fig.18** : Vue panoramique montrant la limite entre la formation de Djenien et la formation de Tagnana (Hassi Arhlal 2)

**Fig.19** : Répartition latérale des unités lithologiques, des peuplements en brachiopodes et de la faune associée –Hassi Arhlal

**Fig.20** : Situation géographique du secteur el Moungar – Menouarar (Foum es Sba – Menouarar)

**Fig.21** : Coupe lithologique de Foum es Sba

**Fig.22** : Partie supérieur (C) de la formation de Djenien (Foum es Sba)

**Fig.23** : Panorama d'ensemble de la première barre de Tagnana 1 (premiers niveaux du membre Tagnana inférieur – Tag.1- Foum es Sba )

**Fig.24** : Coupe lithologique de Menouarar

**Fig.25** : Répartition latérale des unités lithologiques, des peuplements en brachiopodes et des fossiles associés Foum es Sba–Menouarar

**Fig.26** : Situation géographique du secteur Chebket Mennouna (Aïn Mennouna Rouiana – Guelab el Guemah)

**Fig.27** : Coupe lithologique de Guelab el Guemah

**Fig.28** : Grès sommitaux, base de Tagnana 2 (niveau GG16)

**Fig.29** : Coupe lithologique de Mennouna Raouiana

**Fig.30** : Répartition latérale des unités lithologiques, des peuplements en brachiopodes et de la faune associée Aïn Mennouna Raouiana – Guelab el Guemah

**Fig.31** : Répartition des brachiopodes, de la faune et flore associée et des principaux événements repères autour de la limite médio-carbonifère dans le bassin de Bechar.

**Fig.32** : Corrélation des unités lithostratigraphiques autour de la limite médio-carbonifère dans les secteurs étudiés (bassin de Bechar)

**Fig.33** : Contrôle de la variation relative du niveau marin sur la distribution des sédiments carbonatés et siliciclastiques au Permien basal dans le bassin de Delaware, Texas (modifié, d'après Saller, Barton & Barton, 1989)

**Fig.34** : Aspect pseudo noduleux dans les calcaires à entroque dans la formation de Djenien (Hassi Arhlal 1)

**Fig. 35** : Calcaires et Calcaires dolomitisés à silex (formation de Djenien – C)

**Fig.36** : Calcaires récifaux de la formation de Djenien (B)

**Fig. 37** : Lumachelle à brachiopodes

**Fig. 38**: Thalls d'algues à la surface des calcaires dans la formation de Tagna (membre inférieur – Tag.1)

**Fig.39** : Calcaires oolithiques (Hassi Arhlal 2)

**Fig.40**: Calcaires brèchiques situés (1) à la limite de la formation Djenien / Tagnana (2) à la base des calcaires oolithique (Membre de Tagnana inf- Tag.1

**Fig. 41** : **a**-grès à flaser bedding ; **b**- grès à stratification entre croisée **c**- grès à HCS ; **d**- grès à rides lingoïdes

**Fig. 42** : Figures de contournements

**Fig. 43** : Lamination oblique de faible angle

**Fig.44**: Laminations sigmoïdales rencontrées dans les grès sommitaux de Hass Arhlal 1 (Tag.1 I – équivalents des GrèsV)

**Fig.45**: Chenalisation des bancs des grès terminaux - (1) Arhlal , (2) Guelb el Guemah

**Fig.46** : Environnements et modèle sédimentaire adopté

**Fig.47** : Succession des associations de faciès et de la faune benthiques dans le Djebel Arhlal

**Fig.48** : Succession des associations de faciès et de la faune benthiques dans Hassi Arhlal 1

**Fig.49** : Succession des associations de faciès et de la faune benthiques dans Hassi Arhlal2

**Fig.50** : Succession des associations de faciès et de la faune benthiques de la région de Foum es Sba

**Fig.51** : Succession des associations de faciès et de la faune benthiques de la région de Menouarar

**Fig.52** : Succession des associations de faciès et de la faune benthiques de la région de Aïn Mennouna Rouiana

**Fig.53** : Succession des associations de faciès et de la faune benthiques de la région de Guelab el Guemah

**Fig.54** : définition des cortèges sédimentaires et des surfaces stratigraphiques en relation avec les variations de la courbe Transgression-Régression (T-R)

**Fig.55** : Définition des cortèges sédimentaires dans un contexte de Transgression/Régression (T/R)

**Fig.56** : Séquences T-R des dépôts serpukhovien-bashkirien dans le bassin de Bechar

**Fig.57** : Variation eustatique au cours du Carbonifère (d'après Ross & Ross, 1988)

### Liste des tableaux

**Tab.1** : Subdivisions du Carbonifère et âge radiométriques d'après Menning *et al.* 2000 (*in* Legrand-Blain et Vachard, 2005)

**Tab.2** : Corrélations globales des biozonations établies à partir des conodontes et des ammonoïdes (*in* Sanz lopez *et al.*, 2006)

**Tab.3** : Attribution biostratigraphique des terrains serpukhovien-bashkiriens dans le bassin de Bechar : Répartition des biozones à brachiopodes par rapport aux biozones à ammonoïdes, conodontes et foraminifères.

**Tab.4** : Tableau récapitulatif des faciès.

**Tab.5** : Corrélation régionale entre les successions carbonifères du Sahara algérien (Legrand-Blain, 1985)

### Liste des planches

#### Planche I

**Fig.1 – Fig.2:** Faciès (Fc1)

Dolomicrosparite de texture grainstone  
(Calcaires dolomitiques de la formation de Djenien- Ar8, Arhlal Sud – GG8, Guelab el Guemah- Tag.1G)

**Fig.3** -Faciès (Fc2)

Bio-intramicrosparite de texture packstone  
(Calcaire à entroques de la formation de Djenien – ML 85, Arhlal Sud, coupe Djebel Arhlal *in* Legrand-Blain, 1985)

**Fig.4**-Faciès (Fc3)

Biodolomicrosparite et micrite de texture packstone  
(Calcaires à silex de la formation de Djenien- AM1, AinMennounaRouiana)

**Fig.5**-Faciès (Fc3)

Pelintradolomicrosparite de texture Packstone  
(Calcaires dolomitique à silex de la formation de Djenien – FSD9, Foum es Sba)

**Fig.6 – Faciès (Fc6)**

Biointramicrosparite de texture Packstone  
(Calcaire à algues de la formation de Tagnana (Tag.1E – 1F)- FS2, Fournes  
Sba

**Planche II**

**Fig.1 – Fig.2 – Fig.3 – Fig.4: Faciès (Fc7)**

Oointramicrosparite à oncolithes et bioclastes de texture grainstone  
(Calcaire oolithique dans la formation de Tagnana – membre Tag.1G) – AM5 –  
AïnMennounaRouiana)

**Fig.5 - Faciès (Fc7)**

Oosparite de texture grainstone  
(Calcaires oolithique dans la formation de Tagnana – membre Tag.1E)- M6,  
Menouarar

**Fig.6- Faciès (Fc7)**

Oobiopelintramicrosparite de texture grainstone  
(Calcaires oolithique et bioclastique dans la formation de Tagnana – membre  
Tag.1C-D)-Fsa, Fournes Sba.

**Planche III**

**Fig.1 –Faciès (Fc8 – “Calcaire vidange”)**

Intrabiomicrosparite de texture Packstone  
(Calcaires vidange – membre Tag.1- niveau Tag.1E)- AM4,  
AïnMennounaRouiana

**Fig.2- Faciès (Fc8 – “Calcaire vidange”)**

Biomicrosparite à quartz de texture packstone  
(Calcaires vidange – membre Tag.1- niveau Tag.1E)- ML 233, Tagnana

**Fig.3 – Fig.4 - Faciès (Fc8)**

Oobiopelmicrosparite à oncolithes de texture packstone  
(Calcaires vidange – membre Tag.1- niveau Tag.1E)- GG4, Guelab el Guemah

**Fig.5- Faciès (Fc6)**

Biopelmicrospite de texture packstone  
(niveau à *Titanaria* – membre Tag.1 – niveau Tag.1D) AM3 –  
AïnMennounaRouiana.

**Fig.6- Faciès (Fc10)**

Grès calcaire à bioclastes de texture grainstone  
(Calcaires gréseux de la formation de Tagnana – membre Tag.1G)- GG10,  
Guelab el Guemah

## Planche IV

**Fig.1 :** *Antiquatonia sp.*

1a- vue ventrale ; 1b – vue latérale

(Niveau Al 2 a1) – membre de Hid el Kef – Djebel Arhlal

**Fig.2 :** *Latiproductus edelburgensis*

2a- vue ventrale; 2b – vu latérale

(Niveau Al 6 a1) – membre Djenien inférieur (A) – Djebel Arhlal

**Fig.3 :** *Latiproductus aff. volgensis* (vue ventrale)

(Niveau Al 6 b1) – membre Djenien inférieur (A) – Djebel Arhlal

**Fig.4 :** *Striatifera sp.*

4a- vue ventrale ; 4b – vue latérale

(Niveau Al 6 c1) – membre Djenien inférieur (A) – Djebel Arhlal

**Fig.5 :** *Echinoconchella gr. elegans*

5a- vue ventrale ; 5b – vue dorsale

(Niveau Al 6 e1) – membre Djenien inférieur (A) – Djebel Arhlal

**Fig.6 :** *Buxtonia sp.*

6a- vue ventrale ; 6b – vue dorsale

(Niveau Al 6 g1) – membre Djenien inférieur (A) – Djebel Arhlal

**Fig.7 :** *Actinoconchus planosulcatus*

7a- vue ventrale ; 7b – vue dorsale

(Niveau Al 6 j1) – membre Djenien inférieur (A) – Djebel Arhlal

**Fig.8 :** *Spiriferellina*

8a – vue ventrale ; 8b- vue dorsale ; 8c- vue apicale

(Niveau Al 6 r) – membre Djenien inférieur (A) – Djebel Arhlal

**Fig.9 :** *Phricodothyris sp.*

9a- vue dorsale ; 9b- vue ventrale, 9c- micro-ornementation

(Traces d'insertions d'épines).

(Niveau Al 6 k6) – membre Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

**Fig.10 :** *Anthracothyris sp.* (vue dorsale)

(Niveau Al 8 a2) – membre Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

## Planche V

**Fig.1 :** *Brachythyris ovalis*

1a- vue dorsale ; 1b – vue ventrale

(Niveau Al8b1) – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

**Fig.2 :** *Rhipidomella sp.*

2a- vue ventrale ; 2b- vue dorsale

(Niveau Al8 i2) – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

**Fig.3 :** *Martinia sp.*

Moule interne avec empreintes palléales

3a- vue ventrale ; 3b- vue dorsale

(Niveau A18 c5) – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

**Fig.4 :** *Reticularia sp.*

4a- vue ventrale ; 4b- vue dorsale

(Niveau A18 f2) – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

**Fig.5 :** *Productus gr. carbonarius*

5a- vue ventrale; 5b- vue dorsale

(Niveau A18 j1) – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

**Fig.6 :** *Martinothyris sp.*

6a- vue dorsale ; 6b- vue ventrale, 6c –vue laterale, 6d- micro-ornementation

(Niveau A18 e2) – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

**Fig.7 :** *Composita sp.*

7a- vue dorsale, 7b- vue ventrale, 7c- vue frontale, 7d- vue latérale

(Niveau A110 – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

**Fig.8 :** *Semicostella sp.*

8a- vue dorsale ; 8b- vue latérale

(Niveau A18 a4) – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

**Planche VI**

**Fig.1 -2 :** *Buxtonia sp.* (vue ventrale)

(Niveau AM2 ; AM3) - Djenien supérieur (C) – Menouna Raouiana

**Fig.3 :** *Anthracothyris sp.*

3a- vue dorsale ; 3b- vue ventrale

(Niveau Ar9) - Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

**Fig.4 :** *Alphachoristites(Prochoristites) africanus menouararensis*

4a- vue dorsale ; 4b- vue ventrale

(Niveau Mn1) - membre inférieur Tagnana ; Tag.1G – Menouarar

**Fig.5 :** *Schizophoria sp.*

4a- vue dorsale ; 4b- vue ventrale

(Niveau Mn1) - membre inférieur Tagnana ; Tag.1G – Menouarar



## LISTE DES BRACHIOPODES

### ORTHIDES

*Rhipidomella* – p. 42, 48, Pl. V, fig.2

*Schizophoria* – p. 68, 48, Pl. VI, fig.5

### STROPHOMENIDES

*Leptagonia* – p.48

Orthotetidae – p.43, 48

### PRODUCTIDES

*Antiquatonia* – p. 41, 48, 81, 87, 148, Pl. IV, fig.1

*Krotovia* – p.48

*Productus* – p. 37, 41, 42, 47, 48, 63, 75, 77, 99, 140, 142, 143, Pl. V, fig.5

*Fluctuaria* – p. 41, 48

*Ovatia* - 48

*Semicostella* – p. 37, 41, 47, 48, 63, 68, 74, 99, 138, 140, 142, Pl. V, fig.8

*Buxtonia* – p. 41, 42, 48, 75, 140, Pl. IV, fig. 6; Pl. VI, fig. 1, 2

*Sinuatella*- p.41, 48, 84

*Echinoconchella* – p. 41, 48, Pl. IV, fig.5

*Eomarginifera* – p. 48, 77, 140

*Kozłowska* – p. 48

Marginiferidae – p. 48

*Bicarteria* - p. 48

### (STRIATIFERIDES, GIGANTOPRODUCTIDES)

*Striatifera* – p. 41, 48, 81, 87, Pl. IV, fig.4

*Gigantoproductus* – p. 48, 81, 87, 99

*Latiproductus* – p. 41, 48, 81, 87, 141, Pl. IV, fig. 2,3

*Beleutella* – p. 41, 48, 77, 83, 140, 141

*Titanaria* – p. 34, 40, 42, 48, 50, 77, 80, 83, 84, 87, 99, 137, 142, 143, 147, 148, 150

### RHYNCHONELLIDES

#### ATHYRIDES

*Actinoconchus* – p. 41, 48, Pl. IV, fig.9

*Composita* – 37, 41, 42, 48, 77, 99, 137, 140, 141, 142, Pl. V, fig. 7

### SPIRIFERIDES

*Brachythyris* – p. 37, 42, 48, Pl. V, fig.1

*Anthracospirifer* – p. 75, 140, 147

*Anthracothyrina* – p. 37, 42, 48, 50, 77, 80, 81, 83, 84, 87, 99, 137, 142, 150, Pl. IV, fig.10 ; Pl. VI, fig.3

*Alphachoristites (Prochoristites)* – p. 48, 68, 70, 72, 80, 83, 84, 68, 70, 72, 143, 150, Pl. VI, fig.4

### SPIRIFERINIDES

*Spiriferellina* – p. 37, 41, 48, Pl. IV, fig.8

### RETICULARIDES

*Phricodothyris* – p. 41, 48, Pl. IV, fig.9

*Martinothyris* – p. 41, 42, 48, Pl. V, fig.6

*Martinia* – p. 37, 42, 48, Pl. V, fig.3

*Reticularia* – p. 42, 48, Pl. V, fig.4

*Kitakamithyris* – p. 42, 48

*Weiningia* – p.48

TEREBRATULIDES – p. 141

## **PLANCHES**

# PL.I

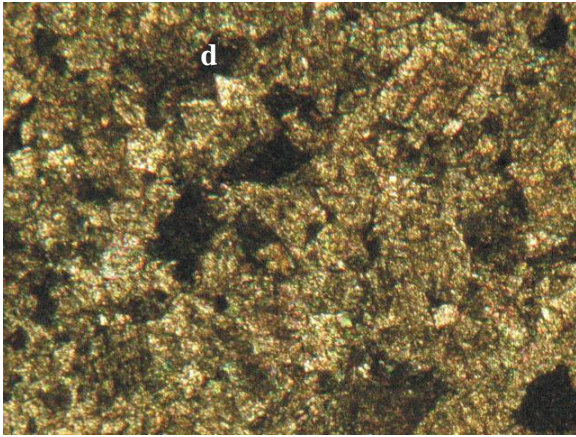


Fig. 1 (X 25)

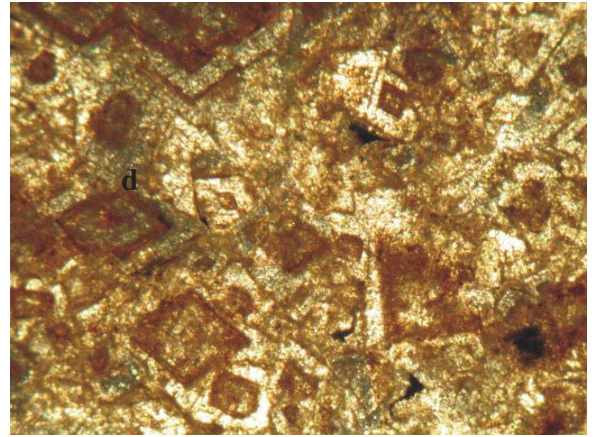


Fig. 2 (X 25)

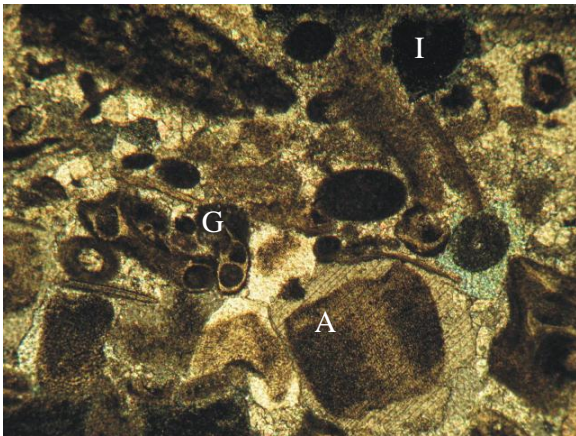


Fig.3 (X 25)

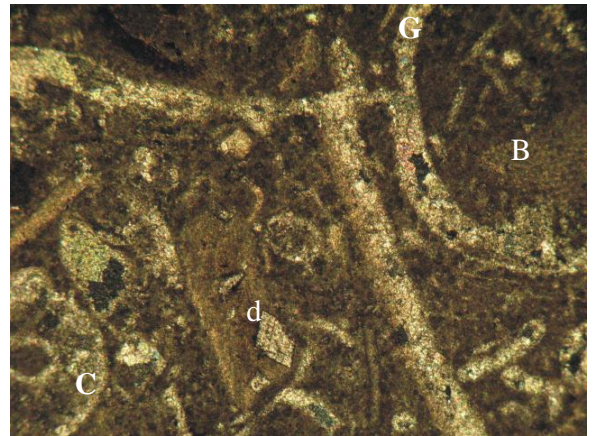


Fig.4 (X 25)

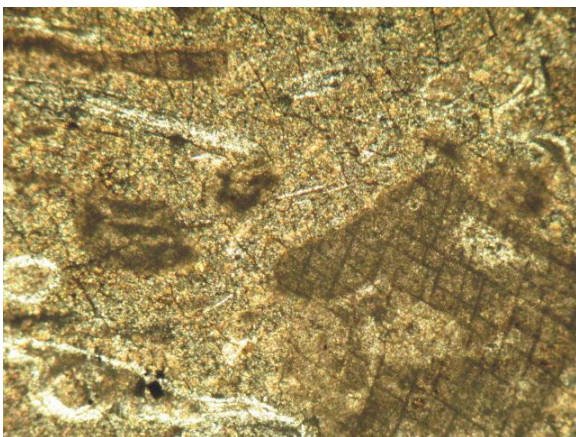


Fig.5 (X 25)

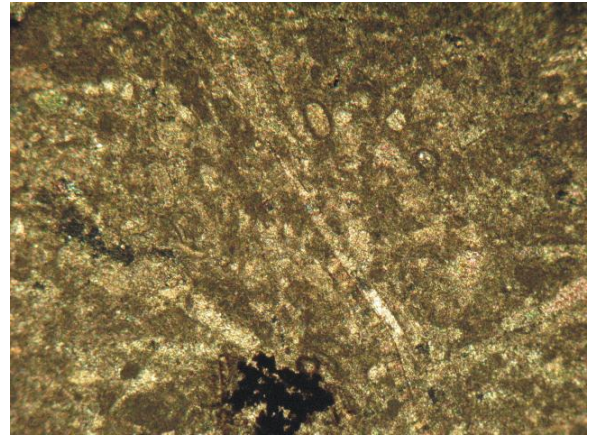


Fig.6 (X 25)

## PLANCHE I

**Fig.1 – Fig.2:** Faciès (Fc1)

Dolomicrosparite de texture grainstone

(Calcaires dolomitiques de la formation de Djenien- Ar8, Arhlal Sud – GG8, Guelab el Guemah- Tag.1G)

(d) Rhomboèdre de dolomie

**Fig.3 -**Faciès (Fc2)

Bio-intramicrosparite de texture packstone

(Calcaire à entroques de la formation de Djenien – ML 85, Arhlal Sud, coupe Djebel Arhlal in Legrand-Blain, 1985)

(A) Article de tige de crinoïde

(G) Gastéropode

(I) Intraclaste

**Fig.4-**Faciès (Fc3)

Biodolomicrosparite et micrite de texture packstone

(Calcaires à silex de la formation de Djenien- AM1, AinMennounaRouiana)

(G) Gasteropodes

(B) Bryzoaire

(C) Article de tige de crinoïde

(d) Rhomboèdre dolomitique

**Fig.5-**Faciès (Fc3)

Pelintradolomicrosparite de texture Packstone

(Calcaires dolomitique à silex de la formation de Djenien – FSD9, Foum es Sba

**Fig.6 –** Faciès (Fc6)

Biointramicrosparite de texture Packstone

(Calcaire à algues de la formation de Tagnana (Tag.1E – 1F)- FSb, Foum es Sba

**PL.II**

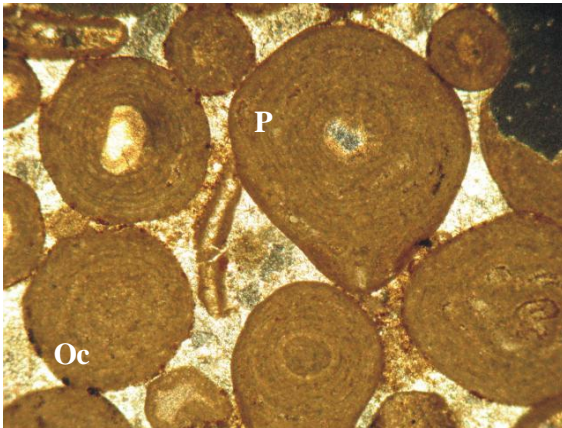


Fig. 1 X 25

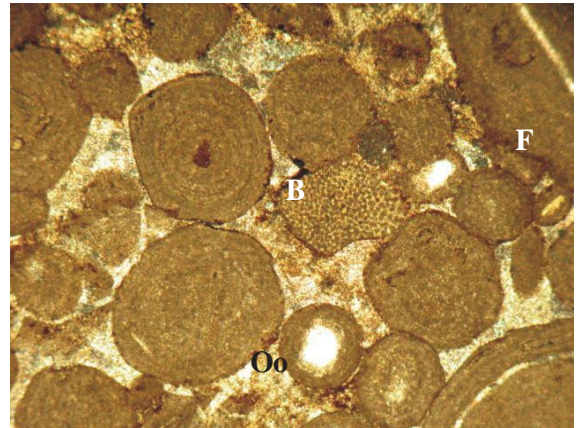


Fig. 2 (X 25)

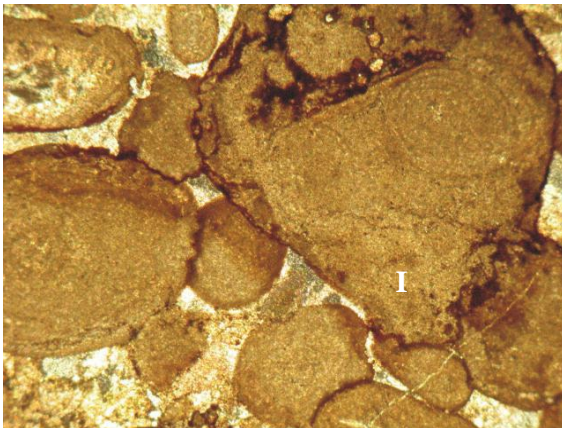


Fig.3 (X 25)

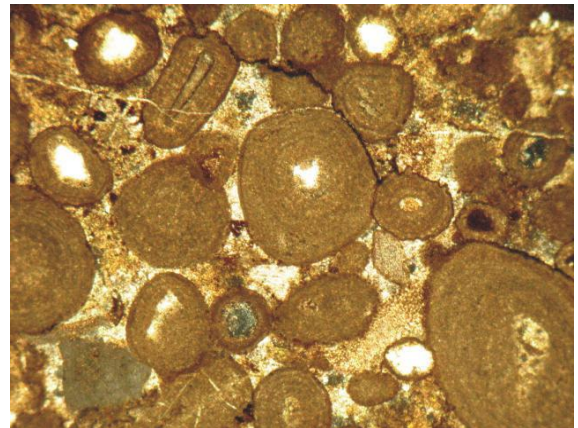


Fig.4 (X 25)



Fig.5 (X 20)

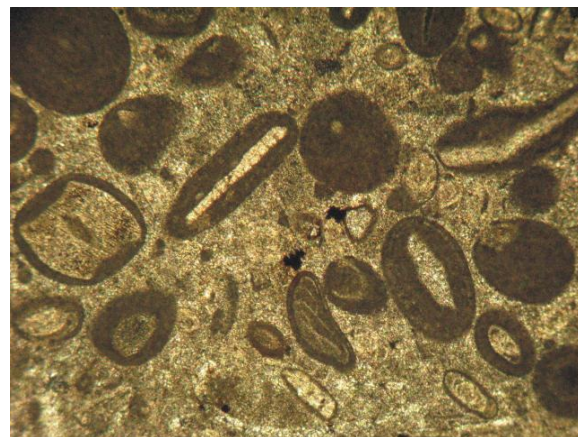


Fig.6 (X 25)

## PLANCHE II

**Fig.1 – Fig.2 – Fig.3 – Fig.4:** Faciès (Fc7)

Oointramicrosparite à oncolithes et bioclastes de texture grainstone  
(Calcaire oolithique dans la formation de Tagnana – membre Tag.1G) – AM5 –  
AïnMennounaRouiana)

**(P)** Pisolithe vadose

**(Oc)** Oncolithe

**(Oo)** Oolithe

**(B)** Bryozoaire

**(F)** Foraminifère

**Fig.5 -** Faciès (Fc7)

Oosparite de texture grainstone

(Calcaires oolithique dans la formation de Tagnana – membre Tag.1E)- M6,  
Menouarar

**Fig.6-** Faciès (Fc7)

Oobiopelintramicrosparite de texture grainstone

(Calcaires oolithique et bioclastique dans la formation de Tagnana – membre  
Tag.1C-D)-FSa, Fom es Sba.

**PL.III**

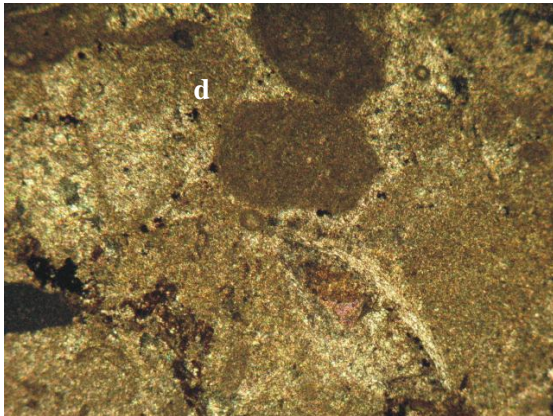


Fig. 1 (X 25)

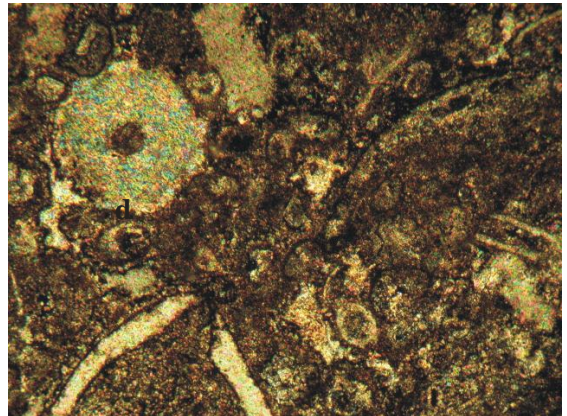


Fig. 2 (X 25)

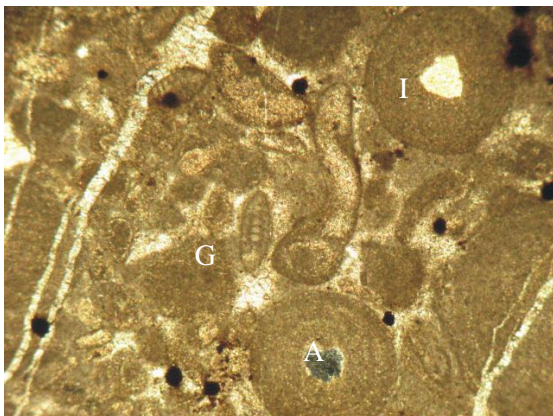


Fig.3 (X 25)

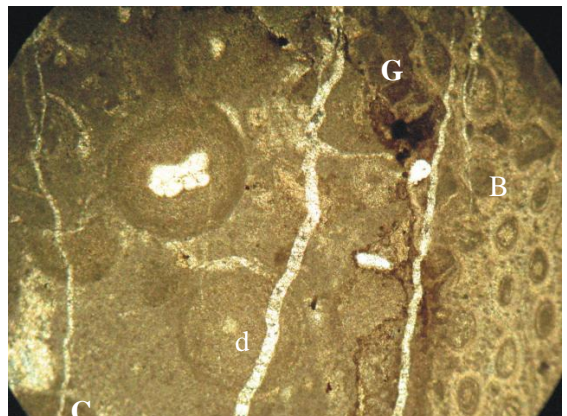


Fig.4 (X 25)

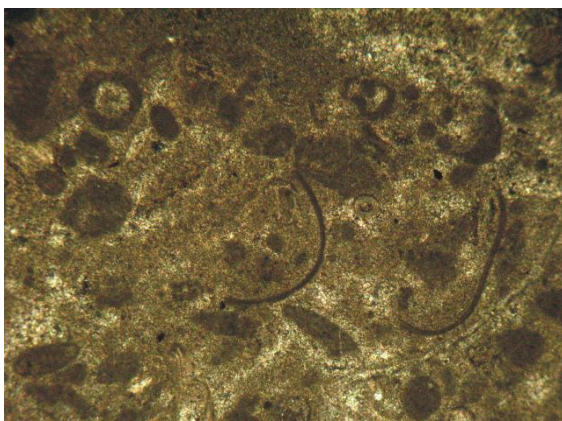


Fig.5 (X 25)

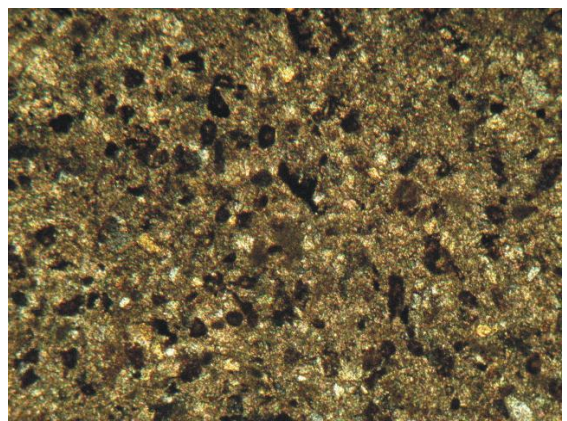


Fig.6 (X 25)



### PLANCHE III

**Fig.1** –Faciès (Fc8 – “Calcaire vidange”)

Intrabiomicrosparite de texture Packstone  
(Calcaires vidange – membre Tag.1- niveau Tag.1E)- AM4,  
AïnMennounaRouiana

**Fig.2-** Faciès (Fc8 – “Calcaire vidange”)

Biomicrosparite à quartz de texture packstone  
(Calcaires vidange – membre Tag.1- niveau Tag.1E)- ML 233, Tagnana

**Fig.3 – Fig.4 -** Faciès (Fc8)

Oobiopelmicrosparite à oncolithes de texture packstone  
(Calcaires vidange – membre Tag.1- niveau Tag.1E)- GG4, Guelab el Guemah

**Fig.5-** Faciès (Fc6)

Biopelmicrospalte de texture packstone  
(niveau à *Titanaria* – membre Tag.1 – niveau Tag.1D) AM3 –  
AïnMennounaRouiana.

**Fig.6-** Faciès (Fc10)

Grès calcaire à bioclastes de texture grainstone  
(Calcaires gréseux de la formation de Tagnana – membre Tag.1G)- GG10,  
Guelab el Guemah



1a



1b



2a



2b



3



4a



4b



5a



5b



6a



6b



7a



7b



8a



8b



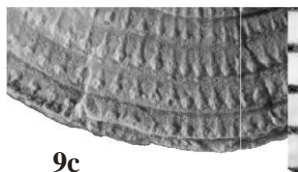
8c



9a



9b



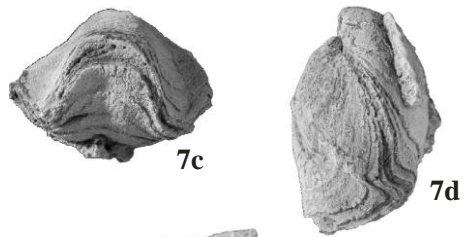
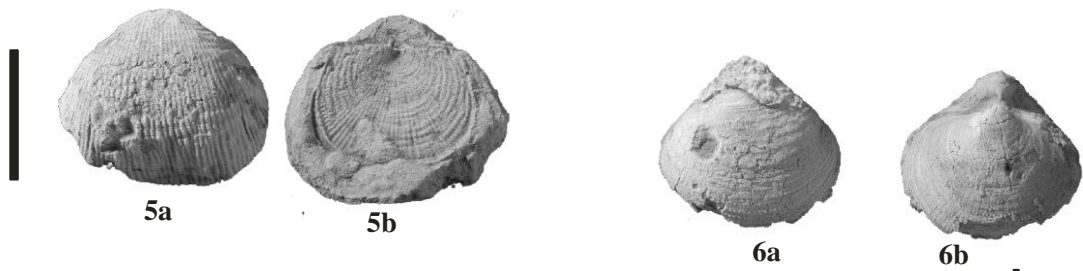
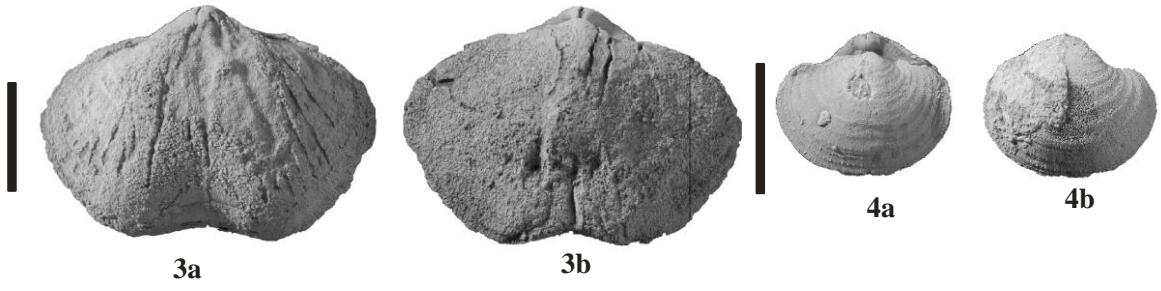
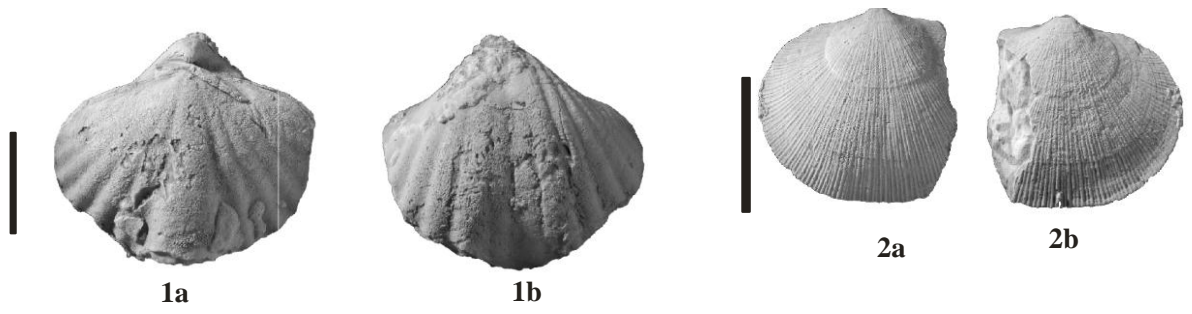
9c



10

## PLANCHE IV

- Fig.1 : *Antiquatonia sp.*  
1a- vu ventrale ; 1b – vue latérale  
(Niveau Al 2 a1) – membre de Hid el Kef – Djebel Arhlal
- Fig.2 : *Latiproductus edelburgensis*  
2a- vue ventrale; 2b – vu latérale  
(Niveau Al 6 a1) – membre Djenien inférieur (A) – Djebel Arhlal
- Fig.3 : *Latiproductus aff. volgensis* (vue ventrale)  
(Niveau Al 6 b1) – membre Djenien inférieur (A) – Djebel Arhlal
- Fig.4 : *Striatifera sp.*  
4a- vue ventrale ; 4b – vue latérale  
(Niveau Al 6 c1) – membre Djenien inférieur (A) – Djebel Arhlal
- Fig.5 : *Echinoconchella gr. elegans*  
5a- vue ventrale ; 5b – vue dorsale  
(Niveau Al 6 e1) – membre Djenien inférieur (A) – Djebel Arhlal
- Fig.6 : *Buxtonia sp.*  
6a- vue ventrale ; 6b – vue dorsale  
(Niveau Al 6 g1) – membre Djenien inférieur (A) – Djebel Arhlal
- Fig.7 : *Actinoconchus planosulcatus*  
7a- vue ventrale ; 7b – vue dorsale  
(Niveau Al 6 j1) – membre Djenien inférieur (A) – Djebel Arhlal
- Fig.8 : *Spiriferellina*  
8a – vue ventrale ; 8b- vue dorsale ; 8c- vue apicale  
(Niveau Al 6 r) – membre Djenien inférieur (A) – Djebel Arhlal
- Fig.9 : *Phricodothyris sp.*  
9a- vue dorsale ; 9b- vue ventrale, 9c- micro-ornementation  
(Traces d'insertions d'épines).  
(Niveau Al 6 k6) – membre Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal
- Fig.10 : *Anthracothyrina sp.* (vue dorsale)  
(Niveau Al 8 a2) – membre Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal



## PLANCHE V

Fig.1 : *Brachythyris ovalis*

1a- vue dorsale ; 1b – vue ventrale

(Niveau A18b1) – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

Fig.2 : *Rhipidomella sp.*

2a- vue ventrale ; 2b- vue dorsale

(Niveau A18 i2) – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

Fig.3 : *Martinia sp.*

Moule interne avec empreintes palléales

3a- vue ventrale ; 3b- vue dorsale

(Niveau A18 c5) – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

Fig.4 : *Reticularia sp.*

4a- vue ventrale ; 4b- vue dorsale

(Niveau A18 f2) – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

Fig.5 : *Productus gr. carbonarius*

5a- vue ventrale; 5b- vue dorsale

(Niveau A18 j1) – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

Fig.6 : *Martinothyris sp.*

6a- vue dorsale ; 6b- vue ventrale, 6c –vue laterale, 6d- micro-ornementation

(Niveau A18 e2) – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

Fig.7 : *Composita sp.*

7a- vue dorsale, 7b- vue ventrale, 7c- vue frontale, 7d- vue latérale

(Niveau A110 – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal

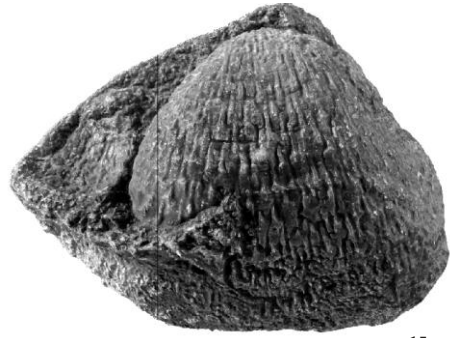
Fig.8 : *Semicostella sp.*

8a- vue dorsale ; 8b- vue latérale

(Niveau A18 a4) – membre de Djenien supérieur (C) – Djebel Arhlal



1a



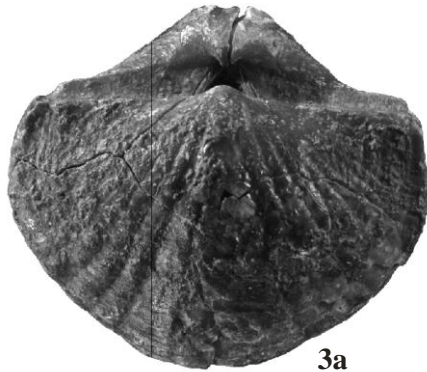
1b



2a



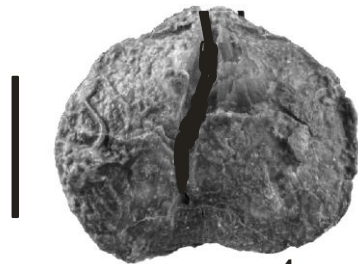
2b



3a



3b



4a



4b



5a



5b