

N° d'ordre

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran
Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et d'Aménagement du Territoire
Département des Sciences de la Terre

Laboratoire n°25 – Promotion des Ressources hydriques, Pédologiques et Minières
Université Abou Bekr Belkaid –Tlemcen

Thèse

Présentée pour l'obtention du grade de
Docteur en Sciences de la Terre

Option :

Paléontologie, stratigraphique et paléoenvironnement

PASSAGE DEVONIEN-CARBONIFERE DANS L'OUGARTA
SAHARA OCCIDENTAL, ALGERIE
(Biostratigraphie et paléoenvironnement)

Par

MALTI FATIMA ZOHRA

Soutenu le : 29 /04 /2012 devant la commission d'examen :

M. MAHBOUBI, Professeur, Université d'Oran	Président
M. BENSALAH, Professeur, Université de Tlemcen	Rapporteur
A. OUALI MEHADJI, Professeur, Université d'Oran	Examineur
R. AÏT OUALI, Professeur, Université d'Alger	Examineur
A. SEBANE, Maître de Conférences, Université d'Oran	Examineur
B. KHAROUBI, Maître de Conférences, U. S.T. Oran	Examineur

À la mémoire de mes parents

À la mémoire de mon oncle Abdelskader Khedja

À la mémoire du Professeur Mekahli

À la mémoire du Professeur Elmi

Je dédie mon travail à toute ma famille et à tous mes amis que Dieu les garde

REMERCIEMENTS

JE REMERCIE VIVEMENT MONSIEUR SLIMANI, RECTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BÉCHAR AINSI QUE MONSIEUR DJERMANE, DOYEN DE LA FACULTÉ DE M'AVOIR PERMIS DE COMPLÉTER MON TRAVAIL DANS LE CADRE DU PROGRAMME PROFAS.

JE TIENS BEAUCOUP À REMERCIER LE PROFESSEUR BENSALAH MUSTAPHA, D'AVOIR ACCEPTÉ DE DIRIGER CE TRAVAIL, ET DE M'OFFRIR LA FACILITÉ DE PARTICIPER À CE PROGRAMME.

JE REMERCIE MONSIEUR LE PRÉSIDENT AINSI QUE LES MEMBRES DU JURY D'ACCEPTER DE JUGER MON HUMBLE TRAVAIL.

JE TIENS À REMERCIER TOUS LES GÉOLOGUES AYANT PARTICIPÉ À LA RÉALISATION DE CE TRAVAIL, PARMI EUX, LE DOCTEUR MARIE LEGRAND BLAIN DE BORDEAUX, LE PROFESSEUR DENISE BRICE, LE DOCTEUR CATHERINE CRÔNIER DE L'UNIVERSITÉ CATHOLIQUE DE LILLE, LE PROFESSEUR KORN DU MUSEUM DE BERLIN ET LE DOCTEUR KARINE RANDON DE L'UNIVERSITÉ PARIS VI.

PARMI CES GÉOLOGUES, JE DOIS EXPRIMER TOUTE MA GRATITUDE ENVERS MONSIEUR BENYOUCEF MADANI, MAÎTRE ASSISTANT À L'UNIVERSITÉ DE MASCARA, MADEMOISELLE LOUISA SAMAR, INGÉNIEUR À LA SONATRACH.

JE REMERCIE ÉGALEMENT LE PROFESSEUR ATROPS DE M'AVOIR ACCEPTÉ AU LABORATOIRE DE LYON ET MADEMOISELLE CARIOU ELSA POUR SON AIDE ET SON AMITIÉ.

MES GRANDS REMERCIEMENTS VONT ÉGALEMENT AU PRÉSIDENT DE L'APC DE TAMTERT MONSIEUR ZIANI BENYOUCEF ET SON NEVEU ZIANI RACHID, AINSI QUE MES AMIS DE BÉNI-ABBES, NOURA ET FATIMA POUR M'AVOIR OFFERT TOUTE UNE LOGISTIQUE AFIN DE RÉALISER CE TRAVAIL.

POUR LEUR SOUTIEN MORAL, LEUR SYMPATHIE ET LEUR AIDE, JE TIENS À REMERCIER MES AMIS ENSEIGNANTS DE L'UNIVERSITÉ DE BÉCHAR MONSIEUR ET MADAME DRAOUI ET MONSIEUR DRISS HOCINE. DANS CE SENS, JE TIENS AUSSI À REMERCIER MES SŒURS.

JE N'OUBLIE PAS DE REMERCIER MONSIEUR ABDELKADER SAAD ALLAH, PRÉSIDENT DE GEOAFRICA, POUR SES ENCOURAGEMENTS ET POUR AVOIR COMPRIS L'INTÉRÊT DE CE BEAU CONTINENT QUI EST L'AFRIQUE.

RÉSUMÉ

Les assises du Dévonien supérieur de la vallée de la Saoura ont été datées par les ammonoïdes en comparaison avec les zones à ammonoïdes en Allemagne.

Le passage du Dévonien supérieur au Tournaisien inférieur a été marqué par la réapparition d'un niveau calcaire et l'apparition des *Gattendorfia*. Le Tournaisien a été qualifié d'azoïque sauf dans sa partie supérieure ; 'le banc de Menchikoff' daté Tournaisien supérieur par les *Muensteroceras* et les conodontes de la zone à *anchoralis*.

Dans ce travail, une subdivision en quatre membres de la Formation des Argiles de Marhouma, est suggérée, en se basant sur le changement de faciès et complétée par l'apport des nouvelles datations :

1) Dans les assises du premier membre, les *Manticoceras* sp., ont été retrouvées et ont assigné un âge Frasnien I β .

2) Pour le second membre les assises renferment des *Evanidisinurostrum*, des *Sphaeridiorhynchus* sp., et *Trimeroccephalus caecus* qui lui confèrent un âge Famennien II à Famennien II-III. Le Famennien II est témoigné par la présence du conodonte *Palmatolepis minuta subtilis* de la zone à *triangularis* à *trachytera*.

3) De la base au sommet, les assises du troisième membre renferment :

Les *Armatites* qui lui attribuent un âge Famennien II-III, des ammonoïdes de la zone à *Platyclymenia annulata*, associés *Paurogastroderhynchus presaharensis* nov. sp, à *Dianops vicarius* et à *Dianops Tiphlops*, d'âge Famennien IV.

- Des ammonoïdes de la zone à *Gonioclymenia* associés à *Dianops limbatus* assignant un âge entre le Famennien V et VI, ce même âge est confirmé également par les conodontes de la zone à *expensa*.

4) Les assises du quatrième membre et celles de la Formation des Grès de Ouarourout', ont livré des palynomorphes dont *Grandispora cornuta*, *Spelaeotriletes lepidophytus*, *Umbellasphaericum devonicum*, *Vallatisporites pusillites*, *Retusotriletes incohatus*, *Gorgonisphaeridium solidum* témoignent de l'âge Famennien terminal et du passage du Dévonien supérieur au Tournaisien.

L'âge Tournaisien inférieur de la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid est prouvé par la présence des *Gattendorfia* et des *Brachythisis*.

L'âge Tournaisien supérieur de la Formation des Grès de Hassi Sguilma est affirmé par les conodontes de la zone à *anchoralis*.

Au cours de cet intervalle de temps (du Frasnien pro-part au Tournaisien supérieur), les dépôts calcaires ont occupé le *shoreface* à l'*offshore* inférieur alors que les apports argilo-détritiques souvent affectés d'un *slumping*, ont progradé dans le talus. La mise en place de ces dépôts est synchronisée par le rejeu d'une tectonique synsédimentaire produisant une structure de sillon en horsts et grabens, avec un dépôcentre dans la région de Tamtert-Zereg.

ABSTRACT

The Upper Devonian of Saoura valley, were dated by the ammonoids in comparison with the ammonoids zones from Germany. The passage of upper Devonian of to lower Tournaisian was marked by reappearance of a limestone level and appearance of *Gattendorfia*. Tournaisian stage was described as azoic, except in its upper part; 'Menchikoff bed' dated upper Tournaisian by *Muensteroceras* and the conodonts from *anchoralis* zone.

In this work, a subdivision in four members of the 'Formation des Argiles de Marhouma' is suggested, while being based on the various facies and was supplemented by the new datings.

1) In the seatings from first member, the *Manticoceras* sp., were found and assigned a Frasnian I β age.

2) The seatings from second member contain *Evanidisinurostrum*, *Sphaeridiorhynchus* sp., and *Trimerocephalus caecus* which confer to him, an age of Famennian II and Famennian II-III. The early Famennian is testified by *Palmatolepis minuta subtilis*, conodont belonging to the *trachytera triangularis* zone.

3) From the base at the summit, the seatings from the third member are full of:

Armatites give him a Famennian II-III age, the ammonoids from *annulata platyclymenia* zone, were associated to *Paurogastroderhynchus presaharensis* nov. sp, to *Dianops vicarius* and to *Dianops Tiphlops*, attributed at the Famennian IV age.

- The ammonoids from *Goniclymenia* zone associated with *Dianops limbatus* assigning between Famennian V and VI age, this same age is also confirmed by conodonts from *expensa* zone.

4) The seatings from fourth member and those the 'Formation des Grès de Ouarourout', delivered a palynomorphs of which *Grandispora cornuta*, *Spelaeotriletes lepidophytus*, *Umbellasphaericum devonicum*, *Vallatisporites pusillites*, *Retusotriletes incohatus*, *Gorgonisphaeridium solidum* which shows the passage between the latest Famennian and the Tournaisian.

The lower Tournaisian age of the 'Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid' is proven by the presence of *Gattendorfia* and *Brachythisis*.

The upper Tournaisian age of the 'Formation des Grès de Hassi Sguilma' is affirmed by the conodonts from *anchoralis* zone.

During this long time interval (From Frasnian up to upper Tournaisian), the limestones deposits have occupied the *shoreface* until *lower offshore*, then the detritic -clay deposits often affected by slumping, have been prograded on the slope.

The installation of these deposits is synchronized by syndimentary tectonic activity occurring a trough structure, composed by horsts and grabens. The depocenter of this trough took place in the Tamtert – Zereg area.

SOMMAIRE

INTRODUCTION -----	1
---------------------------	----------

CHAPITRE I

I. CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL ET METHODOLOGIE -----	2
I.1 PRESENTATION DU DOMAINE REGIONAL -----	2
I.1.1 Cadre géographique et géomorphologique des Monts de l'Ougarta et de la vallée de la Saoura -----	2
I.1.2 Rappels lithostratigraphiques sur les Monts d'Ougarta et de la Saoura	5
I.1.2.1 Précambrien -----	5
I.1.2.1.1 Précambrien II – III -----	5
I.1.2.1.2 Précambrien III -----	6
I.1.2.2 Paléozoïque -----	7
I.1.2.2.1 Cambrien -----	7
I.1.2.2.2 Ordovicien -----	7
I.1.2.2.3 Silurien -----	10
I.1.2.2.4 Dévonien -----	12
I.1.2.2.5 Tournaisien -----	36
I.1.3 Historique des recherches et état actuel des connaissances -----	42
I.1.3.1 Période de la géologie descriptive et interprétative 1880 – 2004 --	42
I.1.3.2 Travaux dans un cadre industriel -----	44
I.1.4 Rappels sur le Dévonien-Carbonifère des bassins sahariens de la province occidentale -----	45
I.1.4.1 Bassin de Béchar --- -----	46
I.1.4.2 Bassin de Timimoun -----	47
I.1.4.3 Bassin de Reggan, Ahnet, Mouydir -----	49
I.1.4.4 Bassin de Tindouf -----	51
I.1.5 ECONOMIE -----	53
I.2 OBJECTIFS ET METHODES -----	54
I.2.1 Objectifs -----	54
I.2.2 Méthodes -----	54
I.2.2.1 Sur le terrain -----	54
I.2.2.2 Laboratoire -----	55

CHAPITRE II

LITHOSTRATIGRAPHIE

II.1 GENERALITES -----	56
II.2 SUBDIVISIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES ADOPTEES -----	57
II.3 LITHOSTRATIGRAPHIE DES COUPES DU SECTEUR NORD -----	59
II.3.1 La coupe de la Gara Diba (Station d'essence) -----	59
II.3.1.1 Membre 1 « Calcaire-argileux» -----	59
II.3.1.2 Membre 2 « Argile silteuse à nodules de griottes» -----	59

II.3.2 Lithostratigraphie de la coupe du flanc nord est de l'anticlinal de Ouarourout -----	62
II.3.2.1 Formation des argiles de Marhouma -----	62
II.3.2.1.1 Membre (3) « Calcaires griottes » -----	62
II.3.2.2.2 Membre (2) « Grès slumpés » -----	68
II.3.3 Coupe du Tournaisien de la région de Ouled Bou-Hadid jusqu'à Hassi-Sguilma -----	72
II.3.3.1 Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid -----	72
II.3.3.1.1 Membre (1) « Argile silteux » -----	72
II.3.3.1.2 Membre (2) « Argile à niveaux de nodules » -----	73
II.3.3.2 Formation de Hassi Sguilma -----	76
II.4 DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU DEVONIEN SUPERIEUR DES LEVEES DE COUPE DU SECTEUR SUD -----	78
II.4.1 Coupe du Cheffar El Ahmar -----	78
II.4.1.1 Formation des argiles de Marhouma -----	79
II.4.1.1.1 Membre (2) « Argile silteux à nodules de griottes » -----	79
II.4.1.1.2 Membre (3) « Calcaires griottes » -----	80
II.4.1.2 Formation des Grès de Ouarourout -----	83
II.4.1.2.1 Membre (1) « Argile à fines intercalations de grés » -----	83
II.4.1.2.2 Membre (2) « Grès massifs à silex » -----	84
II.4.2 Coupe de Béchir -----	88
II.4.2.1 Formation des argiles de Marhouma -----	88
II.4.2.1.1 Membre (3) « Calcaires griottes » -----	88
II.4.2.1.2 Membre (4) « Argile à niveaux de griottes » -----	90
II.4.2. 2 Formation de Ouarourout -----	92
II.4.2. 2.1 Membre 1 « Argileux » -----	92
II.4.2. 2.2 Membre 2 « Grès massifs » -----	92
II. 4. 3 Coupe du Tamtert-Zereg -----	94
II.4.3.1 Formation des Argiles de Marhouma -----	94
II.4.3.1.1 Membre (2) « Argile-silteux à nodules de griottes » -----	95
II.4.3.1.2 Membre (3) « Calcaires griottes » -----	95
II.4.3.1.3 Membre (4) « Argile à niveaux de calcaire griotte » -----	97
II.4.3.2 Formation des Grès de Ouarourout -----	102
II.4.3.2.1 Membre (1) « Argileux » -----	102
II.4.3.2.2 Membre (2) « Grès massifs » -----	102
II. 4. 4- Coupes de la région d'Idhir -----	104
II.4.4.1 Coupe du flanc nord-est de l'anticlinal d'Idirh -----	105
II.4.4.2 Coupe du flanc sud –ouest de l'anticlinal d'Idirh -----	108
II.4.4.2.1 Membre (3) « Calcaires Griottes » -----	108
II.4.4.2.2 Membre 4 « Argile – gréseux de calcaires griottes » -----	109
CONCLUSION -----	111

CHAPITRE III

BIOSTRATIGRAPHIE

III.1. Introduction -----	116
III.2. Historique des travaux biostratigraphiques -----	116
III-3 - Etude biostratigraphique -----	119

III.3.1. Etude biostratigraphique de la Formation des «Argiles de Marhouma» dans la Gara Diba (Station d'essence)-----	119
III. 3. 1. 1. Le Membre (1) Calcaro-Argileux-----	119
III. 3. 1. 2. Le Membre (2) Argilo-Silteux à «Niveaux de nodules de Calcaires 'Griottes' »-----	119
III. 3. 2. Etude biostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma sur le flanc nord-est de l'Anticlinal de Ouarrourout ----	122
III-3-2-1-Le Membre (3) des Calcaires 'Griottes'-----	122
III. 3. 2. 2-Membre (4) Argile-Gréseux à Niveaux de Calcaires Griottes-----	123
III. 3. 2a. Etude biostratigraphique de la Formation des 'Grès de Ouarrourout' sur le flanc nord de l'anticlinal de Ouarrourout -----	128
III. 3. 3. Etude biostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma de la région du Cheffar El Ahmar-----	129
III. 3. 3. 1. Membre (2) argilo - silteux à nodules de calcaire 'griotte'-	129
III. 3. 3. 2. Membre (3) des calcaires 'griottes'-----	130
III. 3. 4. Etude biostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma de la région de Béchir-----	133
III. 3. 4. 1-Membre (3) des Calcaires 'Griottes'-----	133
III. 3. 4. 2. Membre (4) argileux a niveaux de 'griotte'-----	134
III. 3. 5. Etude biostratigraphique de la Formation des 'Argiles de Marhouma' dans le Tamtert – Zereg -----	136
III. 3. 5. 1. Le Membre (2) Argilo-Silteux à Nodules de 'Griottes'-----	136
III. 3. 5. 2. Le Membre (3) des Calcaires 'Griottes'-----	136
III. 3. 5. 3. Le Membre (4) 'Argile à Niveaux de 'Griottes'-----	141
III. 3. 6. Etude biostratigraphique de la coupe du flanc sud –ouest de l'anticlinal d'Idirh-----	147
III. 3. 6. 1. Membre (3) des Calcaires 'Griottes'-----	147
III. 3. 6. 2. Membre (4) Argile – Gréseux à niveaux de calcaires griottes	147
III. 3. 7. Etude biostratigraphique de la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid au Nord de la vallée de la Saoura-----	149
III. 3. 8. Etude biostratigraphique de la Formation de Hassi – Sguilma au Nord de la vallée de la Saoura-----	153
III. 4. Discussion biostratigraphique-----	155
CONCLUSION-----	160

CHAPITRE IV

ETUDE ENVIRONNEMENTALE ET STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

IV. 1 INTRODUCTION-----	164
IV. 2 QUELQUES RAPPELS SUR LES PALEOMILIEUX-----	164
IV. 3 RAPPELS SUR L'ANALYSE SEQUENTIELLE ENVIRONNEMENTALE	166
IV. 4 METHODOLOGIE DE L'ANALYSE SEQUENTIELLE CLASSIQUE-----	167

IV. 5 QUELQUES RAPPELS SUR LES SEQUENCES GENETIQUES-----	167
IV.6 METHODOLOGIE DE L'ANALYSE SEQUENTIELLE-----	173
IV. 7 Déterminations de paléomilieux et découpage stratiséquentiel-----	174
IV.7.1 Formation des Argiles de Marhouma -----	174
IV.7.1. 1 Dans la coupe de la Gara Diba-----	174
IV.7.1. 2 Dans la coupe du flanc nord est de l'anticlinale de Ouarourout	177
IV.7.1. 3 Dans la coupe du Cheffar El Ahmar-----	180
IV.7.1.4 Dans la coupe de Béchir-----	183
IV.7.1.5 Dans le Tamtert-Zereg-----	186
IV.7.1.6 Dans le flanc sud ouest de l'anticlinal d'Idhir-----	190
IV.7.2 Formation des Grès de Ouarourout -----	192
IV.7.2.1 Dans la coupe du flanc nord est de l'anticlinale de Ouarourout	193
IV.7.2.2 Dans la coupe de la cluse de Marhouma-----	196
IV.7.2.3 Dans les coupes de Béchir et du Tamtert-Zereg-----	199
IV.7.3 Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid-----	201
IV.7.4 Formation de Hassi Sguilma-----	203
IV.8 Evolution tectono-sédimentaire-----	206
IV.8.1 Au cours du Frasnien supérieur-----	206
IV.8.2 Au cours du Famennien inférieur-----	206
IV.8.3 Au cours de la partie supérieure du Famennien inférieur, Famennien	
moyen voire limite entre le Famennien moyen et supérieur-----	207
IV.8.4 Au cours du Famennien supérieur à partie inférieur du Famennien	
terminal-----	208
IV.8.5 Au cours du Famennien terminal-----	210
IV.8.6 Au cours du Tournaisien inférieur-----	211
IV.8.7 Au cours du Tournaisien supérieur-----	212
CONCLUSION-----	212

CHAPITRE V

PALEOGEOGRAPHIE ET CONCLUSIONS

V.1 Rappels paléogéographiques du Dévonien et du Tournaisien de la vallée de la	
Saoura-----	214
V.2 Interprétation paléogéographique du Dévonien supérieur au Tournaisien	
supérieur dans la vallée de la Saoura-----	216
V.3 Conclusion générale-----	223
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES-----	225
PLANCHES PHOTOS-----	246

LISTE DES FIGURES

Fig. I-1.	Carte géologique de la chaîne Ougarta-----	03
Fig. I-2.	Carte géologique de la vallée de la Saoura (extrait de la carte Maroc – Algérie de l’Ouest au 1/2000.000, 1952)-----	04
Fig. I-3a.	Coupe lithologique dans le Cambrien supérieur de la Formation d’Aïn Néchea-----	09
Fig. I-3b.	Coupe lithologique dans l’Ordovicien supérieur de la Formation de Foum Zeïdya-----	09
Fig. I-4.	Coupe lithostratigraphique simplifiée des assises du Siluro-Dévonien dans l’Ougarta (Fekirine et al., 1998)-----	35
Fig. I-5.	Carte des principaux bassins de la plate-forme saharienne (Carte SONATRACH, 2009)-----	46
Fig. II-1.	Carte géologique, un extrait de la carte géologique de Béni-Abbes au 1/200.000, NH30 – XVI. Localisation des coupes-----	56
Fig. II-2.	Légendes des différents faciès et des cortèges sédimentaires-----	58
Fig. II-3.	Coupe lithostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma dans la Gara Diba (coupe de la station d’essence)-----	61
Fig. II-4.	Coupe lithostratigraphique des Argiles de Marhouma du secteur de Ouarourout-----	66
Fig. II-5.	Coupe lithostratigraphique de la Formation des Grès de Ouarourout du secteur de Ouarourout-----	71
Fig. II-6.	Coupe lithostratigraphique de la Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid dans la région du Reg de Ouled Bou-Hadid jusqu’à la région de Hassi-Sguilma-----	75
Fig. II-7.	Coupe lithostratigraphique de la Formation de Hassi-Sguilma dans la région de Hassi-Sguilma-----	77
Fig. II-8.	Carte géologique de Marhouma-Cheffar El Ahmar; extrait de la feuille Ougarta à l’échelle 1/200. 000, n° NH-30-X-----	78
Fig. II-9.	Log lithostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma dans la coupe de Cheffar El Ahmar-----	82
Fig. II-10.	Coupe lithostratigraphique de la Formation des Grès de Ouarourout dans la région de Marhouma-----	87

Fig. II-11.	Extrait de la carte géologique de Kerzaz au 1/200.000, n° NH-00-XI. Localisation des coupes des régions de Bechir (Be), du Djebel Zereg (Ze1, Ze2, Ze3) au Nord de la localité de Tamtert et des flancs nord et sud de l'anticlinal d'Idhir (Ei2 et Ei3)-----	88
Fig. II-12.	Coupe lithostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma dans la région de Béchir-----	91
Fig. II-13.	Coupe lithostratigraphique de la Formation des Grès de Ouarourout dans la région de Béchir-----	93
Fig. II-14.	Coupe lithostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma et agrandissement du Membre 3 dans la région du Tamtert-Zereg-----	101
Fig. II-15.	Coupe lithostratigraphique de la Formation des Grès de Ouarourout dans la coupe du Tamtert-Zereg-----	103
Fig. II-16.	Coupe lithostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma du flanc nord-est de l'anticlinal de Ouarourout-----	107
Fig. II -17.	Coupe lithostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma du flanc sud-ouest de l'anticlinal de Ouarourout-----	110
Fig. II-18.	Coupes de la Formation des Argiles de Marhouma dans la Vallée de la Saoura, suivant un transect NW-SE, avec corrélations des quatre membres lithostratigraphiques-----	112
Fig. II-19	Coupes de la Formation des Grès de Ouarourout dans la Vallée de la Saoura, suivant un transect NW-SE, avec corrélations des deux membres lithostratigraphiques-----	114
Fig. III-1.	Répartition des goniatites, des brachiopodes, des trilobites et des conodontes dans la coupe de la Gara Diba (Station d'essence)-----	121
Fig. III-2.	Répartition des goniatites, des clyménies et des brachiopodes dans la coupe de Ouarourout-----	127
Fig. III-3.	Répartition des goniatites, des clyménies, des brachiopodes et des trilobites dans la coupe du Cheffar El Ahmar-----	132
Fig. III-4.	Répartition des goniatites, des clyménies, des brachiopodes et des trilobites dans la région de Béchir-----	135
Fig. III-5.	Répartition des goniatites, des clyménies, et des brachiopodes du Membre 3 de la coupe du Tamtert-Zereg-----	146
Fig. III-6.	Répartition des goniatites et des clyménies du flanc sud-ouest de l'anticlinal d'Idhir-----	148

Fig. III-7.	Répartition des brachiopodes, des Gattendorfia, des trilobites et des palynomorphes dans la coupe de la région du Reg de Ouled Bou-Hadid jusqu'à Hassi-Sguilma-----	152
Fig. III-8.	Répartition des conodontes dans la Formation de Hassi-Sguilma dans la coupe de Hassi-Sguilma-----	154
Fig. III-9.	Corrélations des datations déterminées dans les assises de la Formation des Argiles de Marhouma de la vallée de la Saoura-----	162
Fig. IV-1.	La zonation ou étagement bathymétrique terminologie anglo-saxon en usage courant selon les profondeurs-----	166
Fig. IV-2.	L'espace disponible ou accommodation-----	168
Fig. IV-3.	Profil stratigraphique représentant les différents cortèges et discontinuités (Vail et al., 1984)-----	170
Fig. IV-4.	Unité génétique de dépôt : motif élémentaire le plus petit d'une succession logique des dépôts dans un environnement variable (d'après B. Biju Duval, 1999)-----	172
Fig. IV-5.	Limite des unités génétiques : réponse stratigraphique à la variation du niveau relatif de la mer (d'après Homewood et al., 1992) -----	173
Fig. IV- 6.	Détermination environnementale et découpage séquentiel du Frasnien supérieur et Famennien inférieur de la Formation des Argiles de Marhouma dans la région de la Gara Diba-----	176
Fig. IV- 7.	Détermination des milieux de dépôts et découpage séquentiel du Famennien moyen et supérieur de la Formation des Argiles de Marhouma dans la région de Ouarrourout-----	179
Fig. IV-8.	Détermination des milieux de dépôts et découpage séquentiel des assises famenniennes de la Formation des Argiles de Marhouma dans la région de Cheffar El Ahmar-----	182
Fig. IV- 9.	Détermination des milieux de dépôts et découpage séquentiel des assises de la Formation des Argiles de Marhouma dans la région de Béchir-----	185
Fig. IV-10.	Détermination des milieux de dépôts et découpage séquentiel des assises famenniennes de la Formation des Argiles de Marhouma dans la coupe du Tamtert-Zereg-----	189
Fig. IV-11.	Détermination des milieux de dépôts et découpage séquentiel des assises de la Formation des Argiles de Marhouma du flanc sud – ouest de l'anticlinal d'Idhir-----	191

Fig. IV-12.	Détermination des milieux de dépôts et découpage séquentiel des assises de la Formation des Argiles de Marhouma dans la région de Ouarourout-----	195
Fig. IV-13.	Détermination des milieux de dépôt et découpage séquentiel des assises de la Formation des Grès de Ouarourout dans la région de la cluse de Marhouma-----	198
Fig. IV-14.	Détermination des milieux de dépôt et découpage séquentiel des assises de la Formation des Grès de Ouarourout dans la coupe du Tamtert-Zereg-----	200
Fig. IV-15.	Détermination des milieux de dépôts et découpage séquentiel des assises de la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid dans la coupe du Tournaisien inférieur-----	202
Fig. IV-16.	Détermination des milieux de dépôts et découpage séquentiel des assises de la Formation de Hassi Sguilma du Tournaisien supérieur----	205
Fig. IV-17.	Répartition latérale des milieux de dépôt et des séquences génétiques du Membre 2 de la Formation des Argiles de Marhouma de la vallée de la Saoura-----	207
Fig. IV-18.	Répartition latérale des milieux de dépôt et des séquences génétiques du Membre 3 de la Formation des Argiles de Marhouma dans la vallée de la Saoura-----	208
Fig. IV-19.	Répartition latérale des milieux de dépôt et des séquences génétiques du Membre 4 de la Formation des Argiles de Marhouma dans la vallée de la Saoura-----	209
Fig. IV-20.	Répartition latérale des milieux de dépôt et des séquences génétiques de la Formation des Grès de Ouarourout dans la vallée de la Saoura----	211
Fig. V-1.	Evolution paléogéographique de la vallée de la Saoura au cours du Famennien II à Famennien II-III-----	217
Fig. V-2.	Evolution paléogéographique de la vallée de la Saoura au cours du Famennien II-III à Famennien IV-----	218
Fig. V-3.	Evolution paléogéographique de la vallée de la Saoura au cours du Famennien V à Famennien VI-----	219
Fig. V-4.	Evolution paléogéographique de la vallée de la Saoura au cours du Famennien terminal-----	220
Fig. V-5.	Evolution paléogéographique du Tournaisien dans le sillon de la Saoura et les régions limitrophes (d'après Malti et <i>al.</i> , 2008)-----	222

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I-1.	Associations faunistiques du Dévonien inférieur de la Chaîne Ougarta---	22
Tableau I-2.	Associations microfaunistiques dans le Dévonien inférieur de la chaîne Ougarta-----	23
Tableau. I-3.	Associations microfaunistiques dans les assises du Dévonien moyen de la chaîne Ougarta-----	26
Tableau I-4.	Proposition d'une subdivision du Famennien en quatre sous étages et pour la reconnaissance d'un Famennien terminal équivalent au Strunien-	28
Tableau. I-5.	Corrélations par les goniatites et les clyménies du Dévonien supérieur du Sahara et d'Europe (G. Petter, 1959), de l'Anti-Atlas et du Massif schisteux Rhénan en Allemagne (Korn et <i>al.</i> , 2000 et 2004)-----	29
Tableau. I-6.	Subdivisions du Tournaisien d'Europe occidentale et de Russie tiré du tableau de subdivision du Carbonifère (d'après Menning & <i>al.</i> , 2000, in Legrand Blain and Vachard, 2005)-----	37
Tableau I-7.	Formations attribuables au Famennien supérieur, au Famennien terminal (Strunien) et au Tournaisien dans la Saoura et le Gourara (Legrand Blain, 2002)-----	42
Tableau I-8.	Corrélations des Formations du Dévonien supérieur et du Tournaisien des bassins sahariens de la province occidentale (Tableau composé à partir des données SONATRACH et de M. Legrand-Blain; 2002)-----	53
Tableau III-1.	Répartition des ammonoïdes (Goniatites et Clymenies), Brachiopodes (Rhynchonelida), Trilobites dans la Formation des Argiles de Marhouma de la coupe de la Station d'essence-----	120
Tableau III-2.	Repartition des ammonoïdes (Goniatites et Clymenies), des brachiopodes (Rhynchonelida) et des bivalves dans la Formation des Argiles de Marhouma dans la coupe de Ouarourourout-----	123
Tableau III-3.	Répartition des miospores du Membre 4 de la Formation des Argiles de Marhouma dans la région d'Ouarourout. Comparaison entre les datations de la Vallée de la Saoura et celles d'autres parties du monde---	126
Tableau III-4.	Répartition des ammonoïdes (Goniatites et Clymenies), des brachiopodes (Rhynchonelida), des Trilobites et des Bivalves de la Formation des Argiles de Marhouma de la coupe du Cheffar El Ahmar--	131
Tableau III-5.	Répartition des ammonoïdes (Goniatites et Clymenies), des brachiopodes (Rhynchonellidea), des Trilobites et des Bivalves dans la Formation des Argiles de Marhouma de la coupe du Cheffar El Ahmar--	134

Tableau III-6.	Conodontes de la partie supérieur du Terme c, Membre 3 des Calcaires ‘griottes’ de la Formation des Argiles de Marhouma-----	138
Tableau III-7.	Répartition des ammonoïdes (Goniatites et Clymenies), des brachiopodes (Rhynchonelida), des trilobites et des Bivalves dans la Formation des Argiles de Marhouma de la coupe de Tamtert – Zereg-----	140
Tableau III-8.	Miospores et acritarches du Membre 4 de la région du Tamtert Zereg. Comparaison d’âge entre la région de Tamtert-Zereg et d’autres parties du monde-----	144
Tableau III-9.	Comparaison des résultats des conodontes livrés par le ‘Niveau Conrad’ (1970 à 2010)-----	150
Tableau III-10.	Les conodontes du ‘Banc de Menchikoff’ d’après divers auteurs-----	153
Tableau III-11.	Comparaison entre datations de Petter (1959) et les datations actualisées la Formation des Argiles de Marhouma-----	159

INTRODUCTION

Depuis la fin du XIX^e, la vallée de la Saoura a attiré plusieurs chercheurs, particulièrement dans le domaine de la biostratigraphie. C'est la similitude entre les ammonoïdes de la Saoura et ceux de l'Allemagne centrale, qui a stimulé ce type de recherche.

En général, l'étude biostratigraphique du Paléozoïque inférieur a permis d'établir une corrélation entre les différentes formations et les différentes attributions d'âge entre les Monts Ougarta et ses abords; tels que, la cuvette de Sbâa, le bassin de l'Ahnet et le bassin de Reggan.

Le Paléozoïque supérieur affleure dans la partie nord de la vallée de la Saoura. Sur un itinéraire de 10km, où, il est représenté essentiellement par de puissantes assises d'argiles rouges du Tournaisien. Dans cette région, cet étage a été peu étudié, la monotonie de ses facies, en est probablement la cause.

Le passage Dévono-Tournaisien de la vallée Saoura, a été évoqué dans une étude sur la mise en évidence du Tournaisien inférieur, par la présence d'un niveau à *Gattendorfia*, seulement, il n'y a aucune illustration sur ces petites ammonoïdes.

Pour bien cerner le passage Dévono-Tournaisien de cette région, il a été utile d'étudier l'intervalle Dévonien supérieur à Tournaisien supérieur, par un levé de différentes coupes suivant le transect Nord Ouest- Sud Est, et par une collecte de toutes formes de données.

De ce travail, résulte de nouvelles données biostratigraphiques qui viennent compléter les différentes zones, depuis le Frasnien pro-part au Tournaisien supérieur. Les données faunistiques et microfaunistiques ont été d'une grande utilité afin de déterminer le passage entre le Dévonien supérieur et le Tournaisien inférieur.

En introduisant dans l'étude stratiséquentielle, les niveaux faunistiques recensés, il en ressort des différentes fluctuations du niveau de la mer, intégrées dans l'évolution du bassin Ougarta, pendant 20 millions d'années, environ.

CHAPITRE I

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL ET METHODOLOGIE

I.1 PRESENTATION DU DOMAINE REGIONAL

I.1.1 Cadre géographique et géomorphologique des Monts de l'Ougarta et de la vallée de la Saoura

Les monts de l'Ougarta se situent à environ 300 Km Sud-Sud-Ouest de la ville de Béchar, sur une longueur de 450 Km et sur une largeur de 200 Km. Ils appartiennent à la partie nord occidentale du Sahara algérien. Ils se trouvent encadrés entre le Grand Erg Occidental à l'Est, la Hamada du Guir au Nord-Nord-Ouest et la Hamada de la Daoura au Nord-Ouest, datés du Néogène. Vers le Nord, au niveau de la localité de Mazzer, la partie est de ces monts se rattache au Djebel Béchar. Vers le Sud, ils sont recouverts par l'Erg Iguidi et par l'Erg Chech. Vers le Sud-Est, ils plongent sous les couches crétacées de la région du Touat ainsi que sous les formations plus récentes du Tademait et du Tidikelt; le Djebel Tamamate les relie géographiquement à l'Ahnet et au Sahara central. Des études géophysiques (aéroservice, 1974) ont montré que ces monts se prolongent jusqu'au bassin de la Haute-Volta (Burkina – Faso).

Le nom de <<Chaîne d'Ougarta>> a été créé par Gautier (1906), dans son sens le plus large. Cette chaîne est principalement formée par l'association de vastes plis anticlinaux NW-SE à cœur précambrien et à flancs ordoviciens et d'axes synclinaux exprimés dans les séries argilo-gréseuses du Dévonien, constituant de larges dépressions dans le paysage. L'altitude de ces chaînes, atteint dans la partie septentrionale 750m; mais leur relief relatif au-dessus de la plaine ne dépasse pas 250 m; dans la partie occidentale; elle dévie de plus en plus et devient Est-Ouest, de sorte que tout l'ensemble de cette chaîne s'étale en éventail.

Morphologiquement deux faisceaux principaux forment l'ensemble de la chaîne (fig. I-1) :

- Le faisceau de la Daoura formant son flanc sud-ouest
- Le faisceau de la Saoura formant son flanc nord-est (Menchikoff, 1932, Donzeau, 1983).

Un troisième faisceau dénommé Djouf Naam forme le centre de la chaîne (Rapport inédit, Preidl, SONAREM, 1986) ; il est probablement le prolongement nord-ouest de la cuvette de Sbaâ.

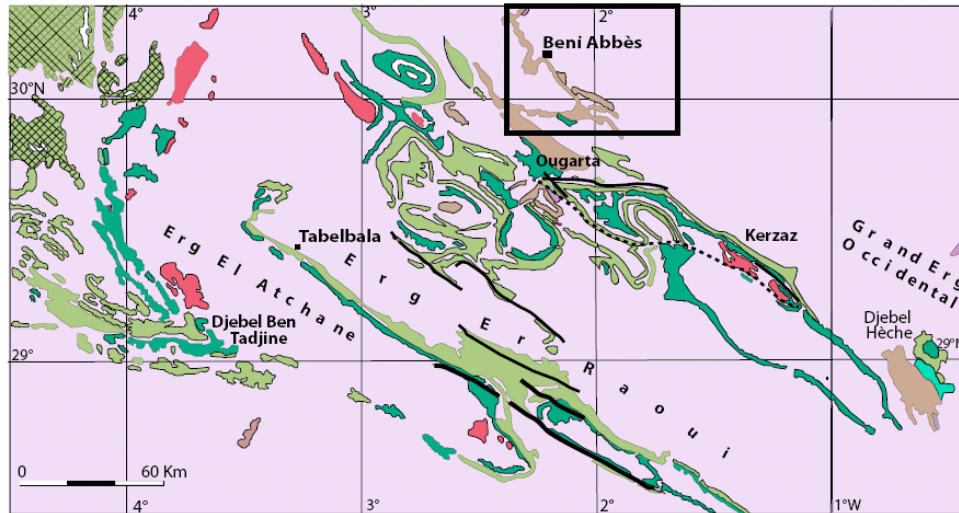
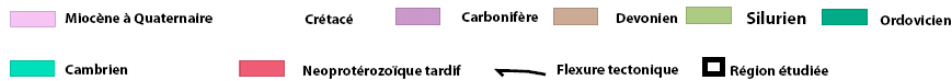


Fig. I-1 - Carte géologique de la chaîne Ougarta



C'est dans le faisceau de la Saoura, que se situe mon terrain d'étude, localisé à 350 Km Sud-Sud-Ouest de la ville de Béchar. Il s'étale de la région de Hassi-Sguilma au Nord à la région d'Ouled Bou Hadid du Sud (près d'El Ouata). Les localités étudiées s'étendent du NNW au SSE, sur un tronçon de 65 km (fig. I-2). Un grand nombre de ces localités se situent sur la rive droite de l'Oued Saoura, il s'agit de Hassi Sguilma, de Ouled Bou-Hadid, de Ouarourout, de Cheffar El Ahmar, de Béchir et le flanc sud-ouest de l'anticlinal d'Idhir. D'autres localités se situent plutôt sur la rive gauche du même Oued, il s'agit de Marhouma, du Djebel Zereg près de Tamtert, du flanc nord-est de l'anticlinal d'Idhir.

Dans cette vallée, sur la rive droite de l'Oued Saoura, le Dévonien affleure au Nord de Ouarourout jusqu'à Aguedel sur environ 70Km. La couverture néogène repose par endroit en discordance angulaire sur les affleurements du Dévonien supérieur.

Morphologiquement, un jeu d'érosion différentielle a produit un paysage à bancs de calcaires rougeâtres surmontant des talus terrigènes rouges, parfois verdâtres.

L'Oued Saoura résulte de la jonction de deux oueds; le Guir dont l'amont se situe dans le Haut-Atlas marocain et la Zousfana dont l'amont se situe dans l'Atlas Saharien. Ces deux grands Oueds confluent à Taouerta pour donner l'Oued Saoura. A 18Km Sud de Beni-Abbès, l'Oued Saoura dévie dans une direction est-ouest par la cluse de Marhouma et reprend la direction de son cours en changeant de lit. Il descend vers le Sud-Est dans son parcours entre le Grand Erg Occidental et les chaînes d'Ougarta.

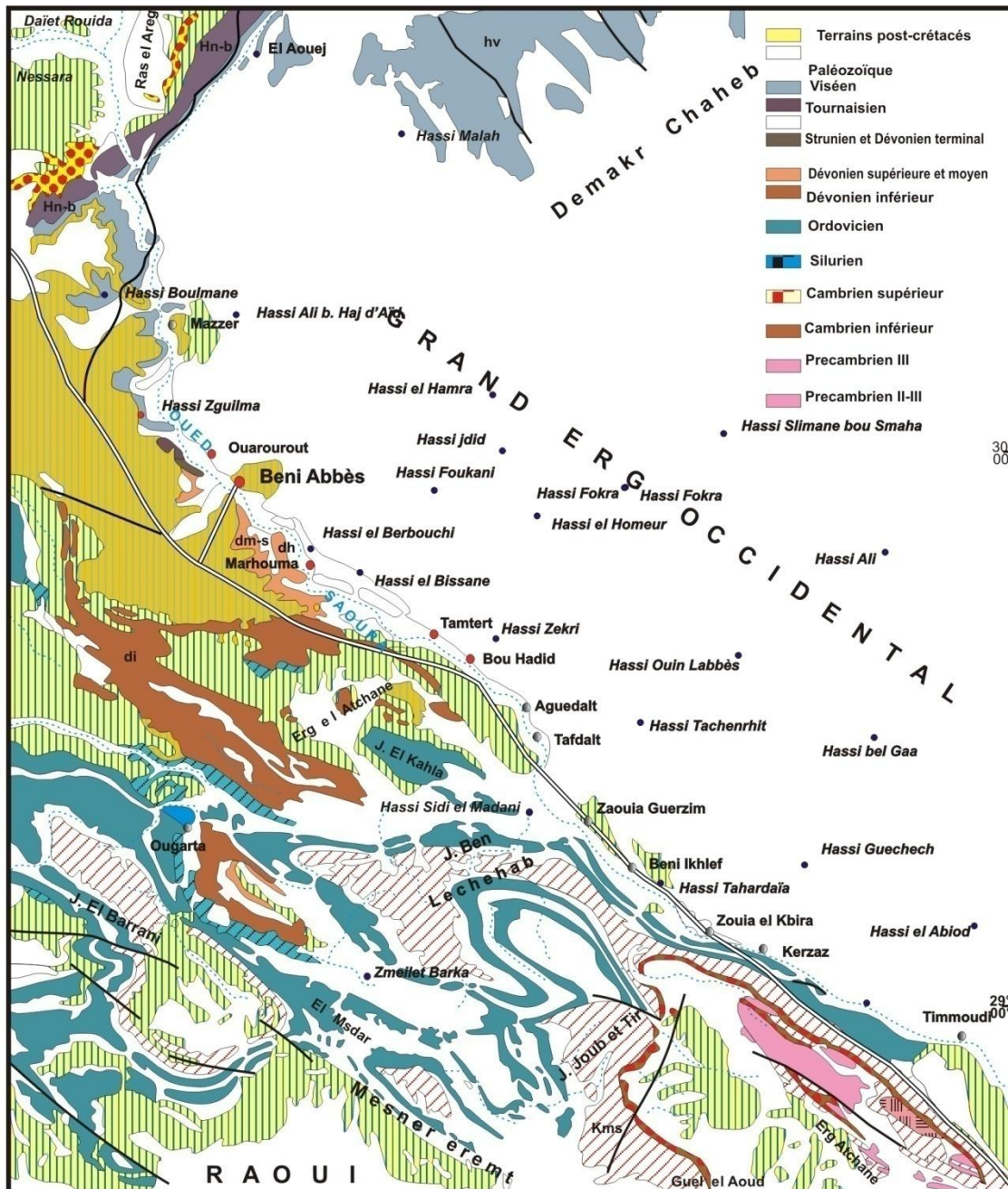


Fig. 1 - 2. Carte géologique de la Vallée de la Saoura (Extrait de la carte Maroc - Algérie Ouest au 1/2000.000 (1952).

Dans la vallée de la Saoura, de rares sources témoignent de l'existence d'une nappe aquifère de la Hamada: à Hassi Sguilma, au Nord de Béni-Abbès (rive droite de la Saoura), la source de la Hamada du Guir est une eau salée, peu abondante aujourd'hui, mais qui, au quaternaire moyen, a déposé d'importants travertins (Pareyn, 1961). C'est par contre une eau abondante et excellente dans des réservoirs constitués par les couches hamadiennes sous-jacentes au Grand Erg Occidental de la rive gauche de la Saoura. Des tunnels horizontaux, parfois assez longs; les <<foggaras>>, on été creusés par la population. Ces Foggaras sont représentées à la surface par l'alignement de nombreux puits verticaux aboutissant au tunnel. L'eau circule ensuite à la surface dans de petits canaux, les <<Seguias>> (Alimen & al 1952).

I.1.2 Rappels lithostratigraphiques sur les Monts d'Ougarta et de la Saoura

Dans les chaînes de l'Ougarta, la couverture paléozoïque est formée par une série généralement continue dont l'âge débute au Cambrien et se termine au Carbonifère inférieur (fig. I-1, p. 2 et fig. I-2, p. 3), l'ensemble repose en discordance angulaire sur un socle volcano-sédimentaire (Chikhaoui,1974), attribué au Précambrien III par analogie à la formation de Ourzazate de l'Anti-Atlas (Maroc) et à la 'série pourprée inférieure' du Nord Ouest du Hoggar. Les travaux de Preidel (Rapport inédit, SONAREM, 1971) ont donné plus de détails en ce qui concerne le socle de cette chaîne.

I.1.2.1 Précambrien

Le Précambrien de la chaîne Ougarta est représenté par des noyaux d'anticlinaux. Dans le faisceau de la Saoura, ces noyaux sont répartis du SE au NW ; ce sont:

- Sebkhât El Mellah
- Boukhbaïssat
- Bet Touaris
- Guettara

Dans le faisceau de la Daoura, ils sont répartis du NE au SW, ce sont:

- Col Robert
- Damrane
- Kahal Tabelbala
- Draïssa
- Hassi Boulaadame

Le Précambrien des monts Ougarta a été déterminé par analogie au Précambrien de l'Anti-Atlas et du Hoggar, qui se situent dans une même position géotectonique. Aussi, dans les Monts d'Ougarta, ont été reconnus le PII-III et le PIII (Preidl, 1981, SONAREM, rapport inédit).

1. Précambrien II – III

- Dans le faisceau de la Saoura

Il est représenté par de puissants complexes stratifiés composés de grauwacks et aleurolites avec des roches volcaniques effusives, les andésites.

La formation à grauwacks et andésites montre les caractères d'une association de type flysch, avec éruption des laves, dans la structure de la Sebkhât El Mellah. Ces flyschs ont été décrits par Caby en 1966. Plus tard, Caby (2010) évalue ces grauwacks à 3500m d'épaisseur, et les décrit comme un ensemble à séquence strato-croissante décamétriques à plurimétriques

appartenant à des milieux de différentes énergies et différentes profondeurs. Cet ensemble séquentiel est suivi en concordance par 1000m de laves à affinité shoshonitiques.

Cette série est comparable par analogie à la série verte du Nord-Ouest du Hoggar, partie inférieure du Pharusien (R. Caby, 1970). Elle est aussi comparable au complexe de grauwacks et grès feldspathiques dans l'Anti-Atlas oriental (Leblanc 1980).

- Dans le faisceau de la Daoura

Le Précambrien PII-III est caractérisé par une formation de 1000 m d'épaisseur, andésito-basaltique, à intercalations de roches pyroclastiques et détritiques sédimentaires. Cette formation est calco-alkaline (Preidl, 1981, SONAREM, rapport inédit). Comparativement, cette formation peut être équivalente aux coulées andésito-basaltiques à zéolites conservées dans le môle d'In Ouzal, au Nord Ouest du Hoggar (Caby, 1970) et aussi au PII-III de la boutonnière du Kerdous au Maroc (Leblanc, 1980).

2. Précambrien III

Le Précambrien III de l'Ougarta se trouve surtout dans des massifs situés dans la partie nord occidentale de la chaîne. Ces massifs sont formés de roches volcaniques acides à neutres: andésites, dacites avec ignimbrites, agglomérats volcaniques et de roches sédimentaires.

Le contact du PIII avec le PII-III est seulement observable dans l'anticlinal du Damrane, où on note une discordance entre ces deux formations volcaniques. La formation ryolithique couvre la formation andésitique. Ce contact est marqué par des niveaux de conglomérats à galets et blocs de tufs andésitiques (Preidl, 1981, SONAREM, rapport inédit).

Cette discordance est un repère montrant que le PIII de la chaîne Ougarta est corrélable avec la Formation de Ouarzazate de l'Anti-Atlas, et à la "série pourprée inférieure" du Nord Ouest du Hoggar, dans laquelle sont connues des manifestations volcaniques latitiques, basaltiques et ryolithiques.

I.1.2.2 Paléozoïque

1. Cambrien

Dans les Monts d'Ougarta, le Cambrien débute par les "Conglomérats de Ben-Tadjine", dont l'épaisseur est importante dans le faisceau de la Daoura (900 à 1000 m) et par contre très faible voire absente dans le faisceau de la Saoura. Il se subdivise en deux formations:

-Formation de la Sebkhet El Mellah

Elle est constituée de grès arkosiques (350 à 400 m). Ces grès arkosiques sont de couleur verdâtre et sont affectés d'une stratification entrecroisée, plus tard, Aït-Kaci (1990) a signalé une structure en *hummocky cross stratification* (HCS), indiquant une transgression par une mer peu profonde. Caby (1966) a signalé la présence d'une surface d'érosion, sur laquelle reposent ces arkoses. Pour Aït Kaci (1990), ces arkoses proviennent d'un matériel arraché du socle précambrien et transporté dans un système fluvial à écoulement Sud-Est – Nord –Ouest. Cette formation est du Cambrien inférieur par analogie avec l'Adoudounien de l'Anti-Atlas (Destombes et al, 1985, Fabre 1988, 2005 in GHIENNE et al, 2007).

-Formation d'Aïn Nechea

Elle est composée de grès quartzitiques à tigillites intercalés par des grès feuilletés à obliques (300 voire 1000 m), qui se terminent par la dalle à lingules. Les quartzites d'Aïn Nechea sont de couleur rougeâtre avec une stratification oblique (fig. I-3a).

2. Ordovicien

Il se subdivise en trois époques (ICS, 2009), qui sont de bas en haut :

Ordovicien inférieur

L'étage **Trémadocien** forme sa partie inférieure.

Ordovicien moyen

L'étage **Darriwilian** forme sa partie moyenne

Ordovicien supérieur

L'étage **Himantian** forme sa partie supérieure

La limite Cambrien/Ordovicien se caractérise par l'apparition de la première faune ordovicienne qui est le graptolithe *Dictyonema flabelliforme* (EICHWALD).

Dans la chaîne Ougarta, l'**Ordovicien** est formé de cinq formations:

- Formation des argiles de Fom Tineslem

Elle est formée d'argiles vertes et jaunes à niveaux carbonatés et passées de grès ferrugineux. Dans ces argiles, des *Dyctyonema flabelliforme* qui caractérisent le Tremadocien inférieur, ont été signalés par des géologues pétroliers, tels que les argiles d'El Gassi. Les niveaux supérieurs de la formation deviennent plus carbonatés, contenant des lingules, trilobites (*Asaphides*), graptolites (*Bryograptus*, *Clonograptus*), indiquant le Tremadoc - base Arenig. C'est donc une séquence positive qui représente une transgression lente de mer peu profonde.

- Formation des grès quartzitiques de Kheneg El Aatène

Elle comprend des grès quartzitiques massifs à nombreuses tigillites, qui se terminent par un niveau d'oolithes ferrugineuses (niveau de fer de Kheneg El Aatène) témoignant d'un *hard ground* dans la région de Kheneg El Aatène.

Quelques brachiopodes (Lingulidés, Obolidés) indiquent l'Arenig. Paléogéographiquement des controverses se présentent; Legrand (1983) présente le Trémadoc–Arenigien inférieur de cette région comme un cycle régressif qui intègre les Argiles de Foug-Tineslem et les Grès de Kheneg El Aatène, alors que Zaïgouche (1985), rappelle que cette sédimentation sableuse et ferrugineuse montre plutôt la permanence de la transgression.

-Formation de Foug Ez Zaydia

Cette formation a pour particularité d'être discordante en certains points et d'être concordante sur d'autres. Elle débute par un conglomérat à petits galets argileux de quartzites et de grès quartzites. Souvent ce niveau conglomératique contient un niveau ferrugineux oolithique surmonté de pélites argileuses à intercalations de grès, de quartzites, et même de calcaire gréseux. Certains niveaux gréseux présentent une stratification oblique (fig. I-3b).

Gomez Silva (1963) note une lacune de la base du membre inférieur de la Formation de Foug Ez Zeidiya. Les faunes récoltés dans cette formation sont des lamellibranches, des brachiopodes, trilobites (*Calymenella*, *Synhomolatus*), ostracodes, graptolites (*Didymonograptus*, *Dichograptidae*, *Dendograptidae*) qui confèrent un âge Arenigien supérieur-Llavirn.

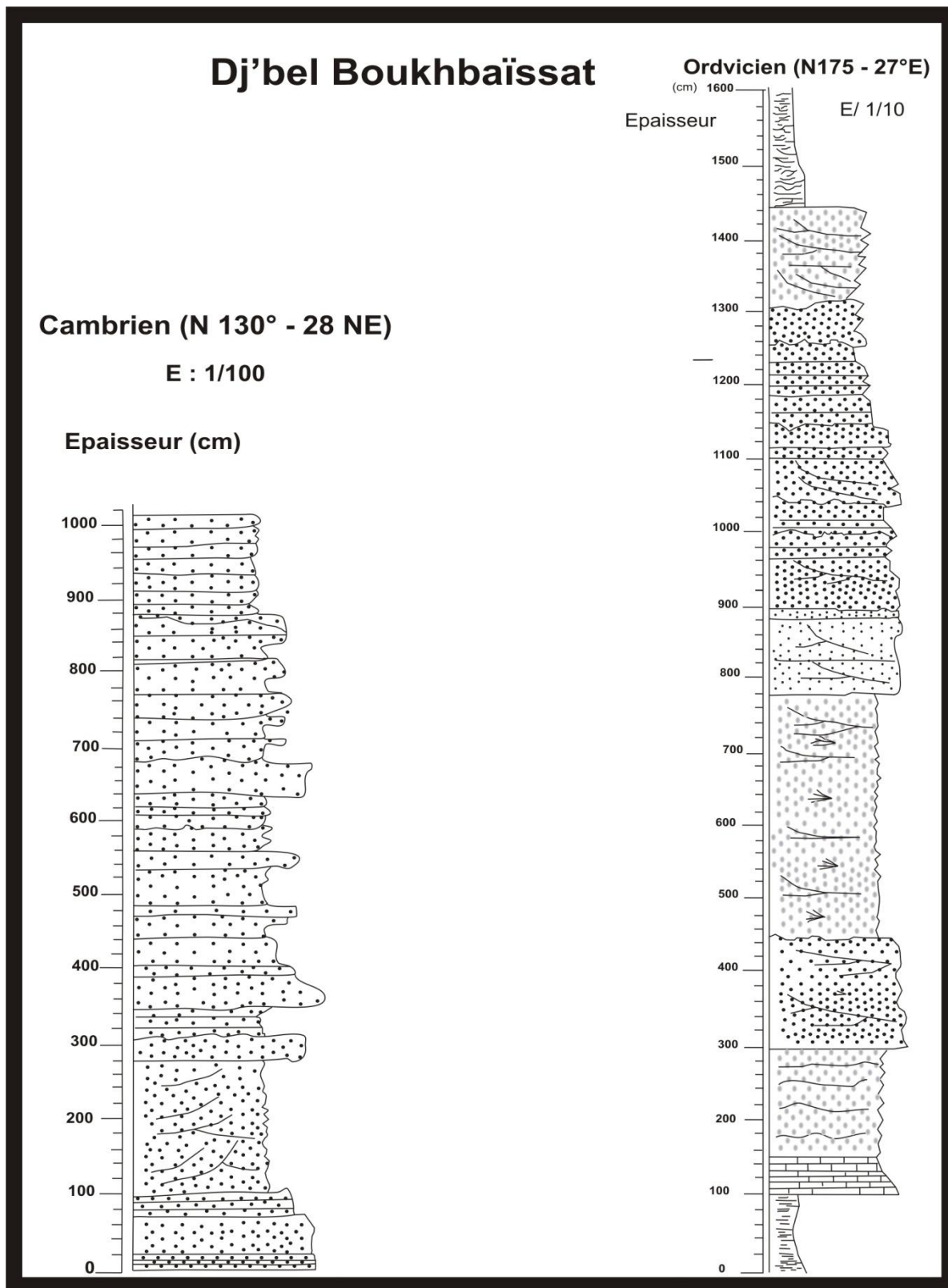
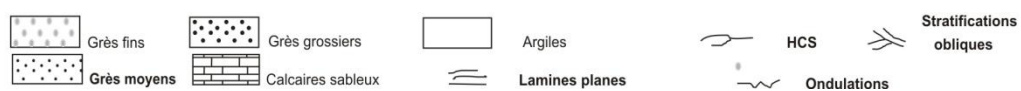


Figure I - 3 a (à gauche): Coupe lithologique dans le Cambrien supérieur de la formation d'Aïn Nechaâ

Figure I - 3b (à droite): Coupe lithologique dans l'Ordovicien supérieur de formation de Foum Zeïdia (d'après Akkouche, 2007)



- **Formation de Bou Mhaoud**

Une discordance a été signalée dans la région de Tabelbala alors que dans les autres régions de la chaîne, cette formation est parfaitement concordante sur la précédente. A sa base, elle est gréso-ferrugineuse avec parfois des oolithes, tandis qu'au sommet, elle est argilo-gréseuse et recoupée par des lentilles de calcaires gréseux contenant des brachiopodes, des bryozoaires et des trilobites (*Calymenella* sp.), il a été donc observé une disparition des graptolites au profit des brachiopodes et des trilobites (Legrand, 1983). Cette formation est scellée par une discontinuité de ravinement glaciaire. Elle est d'âge Llandello voire même Caradoc (Gomez-Silva et al, 1963).

- **Formation du Djebel Serraf**

Elle repose sur une surface légèrement ravinée et partout en discordance sur la formation précédente. Cette discordance qui souligne la base de cette formation est d'origine glacio-tectonique.

Dans la coupe du Ksar de l'Ougarta, elle est formée de trois membres :

- **Un membre inférieur** (120 m) de grès grossiers à niveaux conglomératiques à la base et intercalé par des plaquettes silteuses. Dans les niveaux conglomératiques, les galets sont polyédriques avec des surfaces polies et striées, montrant des caractères de déglaciation.

- **Un membre moyen argileux d'El Kseib** (45m), à grès micacés en dalles avec des passages de pélites argilo-micacées. Certains bancs de grès montrent de larges stratifications obliques.

- **Un membre supérieur, les Grès du Ksar de l'Ougarta**, essentiellement formée de quartzites, de grès quartzites en dalles épaisses avec quelques fois de fines intercalations de siltstones micacés, de pélites argileuses et de calcaires gréseux.

La limite supérieure de l'Ordovicien est marquée par l'apparition des schistes carburés du Silurien.

3. Silurien

La charte stratigraphique internationale (ICS) publiée en 2004 comporte les étages et sous-étages suivants du Silurien; soit de bas en haut:

Le Llandovery

Rhuddanien

Aeronien

Telychien

Le **Wenlock** se subdivise en deux sous étages :

Sheinwoodien

Homérien

Le **Ludlow** comprendrait également deux sous étages :

Gorstien

Ludfordien

Le **Pridoli**

En référence à la nomenclature de la bohême de proches équivalences existent au Sahara.

La limite entre Ordovicien et Silurien est lithologiquement nette car elle se situe au passage entre la Formation grés-argileuse du Djebel Serraf (Ordovicien terminal), appelée unité IV par les géologues pétroliers et les "Schistes carburés" riches en graptolites signalés par Menchikoff (1930). Le Silurien basal n'a pas été reconnu dans la coupe du village Ougarta, il a été soit érodé, soit, il existe en niveau condensé comme en Lybie.

Le Silurien est évidemment une période à eustatisme positif, grâce à la fonte de la calotte ordovicienne. Quelques glaciers ont eu lieu au Llandovery voire au Wenlock

C'est dans le village Ougarta près du Ksar, qu'affleurent les grès du Djebel Serraf (sommet de l'Ordovicien) sur lesquels s'enchaîne la Formation des Argiles d'Oued Ali (fig. I - 4) dont l'épaisseur est de 500 m voire 600 m par endroit.

Cette formation commence par une passée de grès ferrugineux à nodules ferrugineux, surmontée d'un banc de grès auquel se succèdent des argiles versicolores et des grès grossiers argileux à *Climacograptus* sp., en sus-jacence des argiles noires à *Climacograptus aff. rectangularis* MC COY, *Orthograptus aff. mutabilis* ELLES et WOOD, P. (*Metaclimacograptus*) *phrygonius* TORNQUIST, *Rastrites* sp., assignent un âge Llandoveryen moyen (Legrand, 1985 in Fabre 2005). Cet ensemble constitue le Membre inférieur de cette formation, que Legrand (1981) attribue au Llandovery et au Wenlock.

Vers le haut, une autre épaisse couche d'argile est intercalée par de minces bancs à calcaires noirs. L'un de ces petits bancs calcaires a livré des orthocères, des petits trilobites (*Phacops*), des lamellibranches (*Cardiola*) caractéristiques du Silurien, des débris de poissons cuirassés (Massa *et al.*, 1965) et des graptolites du genre *Monograptus colonus* qui indiquent déjà la base du Ludlow. Cette couche forme le Membre moyen de la Formation de Oued Ali, daté jusqu'à la base du Pridoli. Legrand (1985) reconnaît dans la partie supérieure de ce membre; *Monograptus ultimus* (PEMER), *Spathognathodus steinhornensis* (ZIEGLER) associés à *Phacops* sp., *Monograptus gr. Lochkovensis* (PRIBYL), ainsi qu'un niveau de trilobites du genre *Phacops*. L'âge Pridoli de la partie supérieure du Membre moyen de la Formation

d'Oued Ali est confirmé par les chitinozoaires de biozone à *Urnochitina urna* (Boumendjel *et al.*, 1997) .

Le membre supérieur est aussi composé par une épaisse couche d'argile à quelques intercalations calcaires. La limite inférieure de ce dernier membre est soulignée par quelques niveaux à *Syphonocrinites* (fig. I - 4), dont le plus important forme un bon repère (Massa, 1965).

. Limite du Siluro-Devonien

Au-dessus du niveau à *Syphonocrinites*, Legrand (1985) répartit une distribution des graptolites et de conodontes, ce sont de bas en haut: *Monograptus angustidens* (PRIBYL), *Icriodus wosclumidti* et *Steinhormensis reimscheidensis* associés à *Scyphonocrites*. Plus haut ; *Monograptus uniformis uniformis*, qui est une espèce index de la base du Lochkovien, impliquant un large Dévonien basal pour une large partie de ce membre. Cette datation est en accord avec l'association des chitinozoaires de la biozone à *Eisenackitina bohémica*, première biozone de chitinozoaires du Lokhovien, *Pterochitina megavelata* (BOUMENDJEL) et *Angochitina chlupaci* coexistent dans la partie basale du Membre supérieur de la Formation d'Oued Ali. Ces taxons cohabitent avec les ultimes représentants de *Urnochitina urna* (EISENACK), (Paris *et al.*, 1981). La limite Silurien-Dévonien se place dans la partie basale du Membre supérieur de la Formation de l'Oued Ali.

A la fin de la formation, le passage semble progressif vers les grès de Zeimlet du Dévonien inférieur.

4. Dévonien

Les formations du Dévonien de l'Ougarta, ont été définies par Gomez Silva *et al*, 1963, *BRP et al*, 1964, Bastien 1965, Legrand, 1964, 1977, 1983).

- Dévonien inférieur

Le Dévonien inférieur (cf ICS, 2009) est composé de bas en haut par les étages suivants:

Le **LOKHOVIEN** de l'échelle chronostratigraphique globale, est subdivisé de bas en haut en trois parties; le **Lokhovien inférieur**, le **Lokhovien moyen** et le **Lokhovien supérieur**.

Le **LOKHOVIEN** est appliqué aux faciès pélagiques de bohême, mais ne comporte pas de subdivisions. Le Lokhovien correspond au **GEDINNIEN** de l'échelle chronostratigraphique appliquée aux faciès rhénans (Jansen *et al.*, 2007, p. 20, fig. 5).

Le **PRAGUIEN** de l'échelle stratigraphique globale est également subdivisé en **Praguien inférieur**, **Praguien moyen** et **Praguien supérieur**, et correspond à une grande partie du **SIEGENIEN** (échelle chronostratigraphique appliquée au faciès rhénans). Dans l'échelle chronostratigraphique bohémienne le **Praguien** ne comporte pas de subdivisions.

Seulement, dans les trois échelles chronostratigraphique, la limite supérieure n'est pas corrélable; ainsi, la partie terminale du Praguien (échelle globale) ne correspond pas à celle du Praguien de Bohême et à celle du Siegenien des faciès rhénans (Jansen et *al.*, 2007, p. 20, fig. 5).

L'**EMSIEN** de l'échelle chronostratigraphique globale correspond à l'**EMSIEN** des faciès néritiques rhénans, qui se subdivise en **Emsien inférieur** équivalent à une grande partie du **Zokhovien** de l'échelle bohémienne et **Emsien supérieur** équivalent au **Dalejian** des faciès pélagiques bohémiens (Jansen et *al.*, 2007, p. 20, fig. 5).

Dans la partie orientale de la chaîne Ougarta, le Dévonien est partout concordant sur le Silurien (fig. I - 4). Seule la présence de *Monograptus uniformis* PRIBYL permet de dire où commence le Dévonien (Legrand, 1983).

Le Dévonien inférieur a été subdivisé en quatre formations par Legrand (1964), ce sont :

- Formation de Zeimlet datée du Lokhovien
- Formation argilo-calcaire du Saheb El Djir datée du Lokhovien (ou Gedinnien inférieur)
- Formation des grès de Dkhissa du Lokhovien – Praguien

Cette formation s'étale sur la partie supérieure du Gedinnien inférieur, Gedinnien supérieur et Siegenien

- Formation argilo-calcaire de Tiferguenite datée Praguien supérieur à Emsien supérieur

* Les associations faunistiques sont résumées dans le tableau I- 1 et les associations microfaunistiques dans le tableau I-2.

LOKHOVIEN

* **Formation de Zeimlet** (200 m) est essentiellement composée de siltstones plus ou moins argileux, très micacés, qui admettent quelques fines barres calcaires à orthocères (fig. I-4). Legrand (1964) répartit le contenu faunistique de cette formation en trois associations:

- **Association de la partie inférieure:**

Monograptus aff. uniformis uniformis PRIBYL

Acastella granulosa HOLLARD

Warburgella rugulosa maura ALBERTI, ce trilobite se situe à la partie médiane de la Formation de Zmeilet, dans la coupe de Dkhissa d'après les travaux du groupe Boumendjel (1997).

- Association de la partie moyenne

Monograptus zeimleti LEGRAND

Acastella jacquemonti levis HOLLARD

Howellella mercuri GOSSELET

- Association dans la partie supérieure

Monograptus microdon nov. sub. sp.,

Acastella jacquemonti jacquemonti HOLLARD

Morzadec (1997) a déterminé les trilobites ; *Acastella jacquemonti levis* (HOLLARD) et de *Warburgella rugulosa maura* (ALBERTI) du Lohovien inférieur en montrant des relations qui existaient entre l'Ougarta et la vallée du Dra au Maroc Présaharien. Ces associations confèrent à cette formation un âge Lohovien (Gedinnien de l'ancienne nomenclature).

La limite supérieure de cette formation est une barre calcaire à orthocères où Brice (1997) a déterminé la Rhynchonellidea *Lanceomyonia borealiformis* (DROT) . Pour Brice, cette espèce pourrait correspondre à '*Camarotoechia cf. tarda* BARRANDE'', par Poueyto in Alimen et al., (1952, p. 45), en provenance du ''Gothlandien'' des chaînes de l'Ougarta entre Zeghamra et l'Erg El Atchane. Dans ce même niveau ont été signalés par Boumendjel et al., (1997) des chitinozoaires de la biozone à *Eisenackitina bohémica* qui s'étend jusqu'au membre inférieur de la Formation de Dkhissa.

* **Formation argilo-calcaire de Saheb El Djir** (180 à 250 m), essentiellement argileuse, renferme des nodules et des sphéroïdes siliceux à carbonatés (fig. I - 4), essentiellement quelques bancs pluridécimétriques de calcaires bioclastiques contenant des orthocères, des trilobites (*Acastella*), des brachiopodes, notamment *Howellella mercuri* (GOSSELET), des rhynchonellida déterminées par Brice (1997) avec l'espèce *Lanceomyonia occidentalis* (DROT), des bivalves du Gedinnien classique (Fabre, 1976), et des tentaculites du genre Dacryoconarides, avec les espèces : *Paranowakia (Homoctenowakia) bohémica* (BOUCEK) et *Paranowakia intermedia* (BARRANDE), (Lardeux, 1997). Les graptolithes *Monograptus uniformis aff. praehercynicus* (JEAGER), *Monograptus hercynicus* (PERNER) (Legrand 1967 in Legrand 1983) sont de bons marqueurs du Lohovien. La dernière espèce marque le passage au Lohovien supérieur. Le chitinozoaire identifié est représenté par l'espèce

Muscochitina muscosa (PARIS) qui suggère que la base de la Formation de Saheb El Djir, reste dans du Lochkovien inférieur

* **Formation des Grès de Dkhissa** (450 m) datée Lochkovien – Praguien, est subdivisée en trois membres, définis par Legrand (1983).

. **Un membre inférieur** à dominance silteuse, à rares niveaux carbonatés décimétriques et quelques bancs gréseux métriques (fig. I - 4) où s'adjoint un niveau de grès argileux en 'boules'.

Ces grès ont livré à la base des trilobites dont *Rhenops ebbae* RICHTER et RICHTER et des trilobites déterminés par Morzadec (1990), ce sont : *Parahomalonotus diablintianus* (MORZADEC) et/ou *Protacanthina robusticostata* (MORZADEC). Morzadec(1997) note la présence de cette association à Guadarrama (Espagne) et dans le Massif armoricain (France), preuve de relations étroites entre ces trois domaines.

Des bivalves avec l'espèce *Nuculites vaisseri* (LERICHE), des gastéropodes du genre *Bucanella* (?) *megalomphalus* LERICHE, des brachiopodes avec l'espèce *Eospirifer togatus* (BARRANDE), des brachiopodes du genre *Orthida* déterminés par Melou, avec *Dalejina* sp. groupe *hamoni* (= *Rhipidonella hamoni* sensu le MAÎTRE), *Dalejina* aff. *Frequens* (KOZLOWSKI), des brachiopodes du genre *Strophamenida* et *Plicostropheodonta* (*Plicostropheodonta*) *acutiplicata* déterminés par JAHNKE (1997), des brachiopodes appartenant aux *Leptaedinae* et aux *chonetidina* déterminés par Racheboeuf (1997) ; ce sont des *Ctenochonetes jouannensis* (GARCIA –ALCADE et RACHEBOEUF), parmi les *chonetidina*, le strophochonetidé *Ctenochonetes jouannensis* est de loin l'espèce la plus abondante et présente un intérêt corrélatif, renforcé par la présence de *Semicaplinoplia* sp. cf. *S. beatrixae* (RACHEBOEUF) et celle du *Leptaenidé* *Hollardina* sp. cf. *trigeri*. On rencontre également des rhynchonellida déterminés par BRICE, ce sont : *Oligoptycherhynchus daleidensis* (ROEMER), *Eucharitina* aff. *oehlerti* (BAYLE), des brachiopodes *Siriferideas* déterminés par R. Gouvernec (1997), ce sont : *Howellela* (*Howellela*) sp. e. g. *mercuri* (GOSSELET), *Howellella* (*Howollella*).

Pour la microfaune, on rencontre des chitinozoaires de la seconde biozone du Dévonien, avec l'espèce index *Fungochitina lata* (TAUGOURDEAU et DE JEKHOWKY) d'âge Lochkovien terminal (Paris et al., 1997). La persistance des représentants de forme *Cingulochitina* dans la coupe de la région de Zeghamra située au Nord-Est de la chaîne Ougarta, implique que le Lochkovien représente au moins les deux tiers inférieurs de la Formation de Dkhissa.

. **Un membre moyen**: argileux interrompu par des barres de grès quartzeux et de grès chloriteux.

Ce membre argileux à *Hercynella* sp., *Lanceomyia borealiformis occidentalis* (DROT), des brachiopodes *Athyris undata* (DEFRANCE), *Eospirifer togatus* (BARRANDE), *Schizophoria aff. S. vulvaria*, (MELOU), des Tabulés, dont *Favosites (?) annulatus* Le MAITRE.

. **Un membre supérieur** : à dominance silteuse et à intercalations gréseuses où carbonatés décimétriques. Les grès contiennent des brachiopodes dont les espèces sont : *Hysterolites hystericus* (SCHLOTHEIM), *Acrospirifer fallax* (GIEBEL), *Eurospirifer paradoxus* (SCHLOTHEIM), *Athyris undata* (DEFRANCE), des *Brachyspirifer (Torosospirifer)* (ROUSSEAU) et d'*Acrospirifer primaevus* (STEININGER) et *Euryspirifer sp. e. g. pellicoi – paradoxus* d'âge Praguien, déterminés par Gouvernec (1997), ainsi que des Orthida déterminés par Melou (1997), ce sont des *Platyorthis* sp. A et des *Platyorthis cf. opercularis* (VERNEUIL).

Pour Delfaud (1973, in Fabre 1976 et 2005) la sédimentation essentiellement terrigène de Dkhissa pourrait être interprétée comme celle d'un pseudoflysch prodeltaïque.

La limite supérieure de cette formation est située à la base d'un banc de calcaire compact riche en orthocères de taille considérable.

EMSIEN

Avant d'étudier les formations datées Emsien, je précise que la plupart des travaux sur le Dévonien inférieur, indiquent la partie basale du Membre inférieur de la Formation argilo-calcaire de Tiferguenit au Praguien supérieur. Cette partie basale est essentiellement constituée par la barre A "Muraille de Chine", qui contient encore des organismes praguiens (Paris et al., 1997, p. 118, fig. 1 et p. 119).

*** Formation argilo-calcaire de Tiferguenite (400 m)**

Bastien (1965), l'a dénommée 'Formation argilo-silteuse de l'Oued Tiferguenit' allant de la base de la "Muraille de Chine" à la base du "Coralligène", et correspond à peu près à l'Emsien. Actuellement, elle est appelée 'Formation argilo-calcaire de Tiferguenit' ou simplement 'Formation de Tiferguenit', attribuée entièrement à l'Emsien (Boumendjel et al., 1985, 1997).

La limite entre le Praguien et l'Emsien est placée à une cinquantaine de mètres au-dessus de la barre A ou "Muraille de Chine" (fig. I - 4), au sein des argilites, sous-jacentes à la Barre B qui a livré des chitinozoaires, *Bursachitina bursa* (Taugourdeau et de Jekhowsky), *Angochitina* sp. indét., *Ancyrochitina* sp. indét., de la biozone à *bursa*, indiquant l'Emsien inférieur (Boumendjel & Paris, 1997, p. 92, fig. 1).

La Formation argilo-calcaire de Tiferguenite est essentiellement argileuse, on y distingue plusieurs bancs carbonatés, dont les principaux constituent d'excellents repères (barres A, B, C) (fig. I - 4).

La barre A forme le mur de la formation

La barre B intercalée dans les argiles de cette formation livre en abondance des *Nowekia gr. praecursor* signalés par Alberti en 1980 (in : Boumendjel & Paris, 1997).

La barre C livre des premières faunes (Migmagoniatites) et d'orthocères et subdivise la formation en deux membres :

. **Membre inférieur** (150 à 160 m) : Il est argilo-calcaire. Les barres A et B de calcaires grisâtres entroquitiques, bioclastiques à nombreux orthocères, sont intercalées dans des masses argileuses vertes à rares passées gréseuses noirâtres. Ces barres ont livrés de gros trilobites, qui sont; *Cheirurus gibbus* (BEIRICH), *Dalamites sp.*, *Phacops confluens* (RICHTER), *Homalonotus aculeatus* (KOCH), *Burmeisterella pradoana* (VERNEUIL) se trouvant au sommet du membre inférieur et qui indiquent l'Emsien inférieur, ainsi que *Dipleura cf. iberica*, etc., des gastéropodes, des brachiopodes *Eurospirifers paradoxus* (SCHLOTHEIM), *Acrospirifer primaevus* (STEININGER), (Moussine-Pouchkine, 1983), des *Glossinotoechia princeps* (BARRANDE) déterminée par Brice (1997), ainsi que des encrines. Au-dessus apparaissent les premières goniatites (*Mimagoniatites aff. bohemicus* (BARRANDE) (Le Maître, 1952), *Mimagoniatites. Fecundus* (BARRANDE), et *Anetoceras advolvens* ERBEN (HOLLARD); vers le sommet apparaît *Sellanarcestes wenkenbacki* (KAYSER) caractéristique de l'Emsien.

. **Membre supérieur** (200 à 300 m) Ensemble argilo-gréseux entrecoupé par de rares passées centimétriques de calcaires verdâtres à noirâtres à entroques, ce sont les barres C et D. Il est daté Emsien supérieur. Dans les travaux du groupe de Boumendjel et al., (1997), cette datation a été confirmée par la présence de coraux : *Favosites sp.*, *Ceratopora Flabellata Isensu* Le Maître et de chitinozoaires *Ancyrochitina sp.*, *Ramochitina sp.*, *Bursachitina riclonensis* (PARIS); cette espèce est largement répandue dans l'Emsien supérieur de l'Europe et d'Afrique du Nord (Boumendjel et al., 1988 ; Boumendjel et al., 1997).

A Marhouma, à la base de ce Membre supérieur, dans la barre "C" et dans les bancs carbonatés qui la surmontent, les goniatites du genre *Mimagoniatites* citées par Goddertz (1987) indiquent le sommet de l'Emsien inférieur *sensu* CHLUPAC (1995).

Les dacryoconarides signalés par Goddertz (1987), avec *Nowakia elegans* (RICHTER) indiquent que le Membre supérieur de la Formation de Teferguenit débute dans la partie supérieure de l'Emsien inférieur dans le sens défini par Chlupac (1995), qui place la zone de

conodontes de la zone à *inversus*, à la base de l'Emsien supérieur. Cet âge s'accorde avec la présence du dacryoconaride *Viriatellina hercynica* (BOUCEK) et d'autre part des chitinozoaires de la biozone à *Armorcochitina panzul* rapportés plutôt à la partie inférieure de l'Emsien supérieur (Zone à *laticostatus* dans la zonation de conodontes).

Loreiella jahnkei (RACHEBOEUF) signalé par Racheboeuf (1997), se trouve dans la partie terminale du Membre supérieur de la Formation de Tiferguenite dans l'Emsien supérieur. *Loreiella jahnkei* (RACHEBOEUF) est une espèce de l'Emsien supérieur du NW de la Péninsule Ibérique.

Une barre calcaire dénommée par les géologues pétroliers 'barre D' se trouve aussi dans l'Emsien supérieur.

Cependant des controverses existent sur la datation de ce membre; Fabre (1976, 2005) le considère comme appartenant plutôt du Dévonien moyen, Legrand (1983, 1985), le divise en quatre associations faunistiques, dont les trois premières du Dévonien inférieur et la quatrième est plutôt dans le Dévonien moyen. La première association faunistique est composée par des *Agoniatites occultus* (BARRANDE), *Agoniatites lateseptatus applanatus* (FRECH), *Anarcestes lateseptatus plebeius* (BARRANDE), *Paraspirifer cultrijugatus* (ROEMER), à laquelle se succèdent la seconde association faunistique correspondant aux niveaux à *Pinacites jugleri* (ROEMER); la troisième association à *Cabrieroceras crispiforme* (KAYSER) et *Subanarcestes maccephalus* BEYRICH; quant à la quatrième caractérisée par *Maenioceras terebratum* (SANDBERGER) représente déjà du Couvinien supérieur voire le Givétien, ce qui annonce largement le Dévonien moyen.

Avant de poursuivre les généralités sur le Dévonien moyen de la chaîne Ougarta, il est utile de rappeler ce qu'est le 'niveau Coralligène' de Le Maître.

Dans son étude sur le Dévonien inférieur et moyen de la Saoura et des abords de l'Erg El Djemel, Le Maître (1952) a signalé un niveau riche en brachiopodes entre l'Emsien et l'Eifelien, et l'a dénommé 'niveau Coralligène' en le décrivant comme suit :

Au Km 30, l'Eifelien inférieur qui succède à un Emsien supérieur gréseux débute par ce banc de calcaire construit à polypiers, des bryozoaires et des brachiopodes.

A l'Erg El Djemel (flanc est) et à El Kseib, elle a découvert un, parfois deux bancs à *Paraspirifer cultrijugatus* (ROEMER); ceci lui a permis de tracer la limite Emsien-Eifelien inférieur au mur de ce banc. Pour Le Maître (1952), l'Eifelien se termine par un banc à *Anarcestes lateseptatus plebeius* (BARRANDE). Les différentes faunes signalées par Le Maître (1952) ont été révisés et réactualisés (Melou, Janhke, Racheboeuf, Brice et Copper *in*

Boumendjel, 1997). Cette révision dénote un âge Emsien terminal pour *Anarcestes lateseptatus* (BARRANDE) et *Paraspirifer cultrijugatus* (ROEMER).

L'étude de ce banc repère (niveau coralligène) a été reprise par Ouali Mehadji et al., (2004) sous les initiales FBV (Faunes benthiques variées).

Pour Ouali Mehadji et al., (2004), *Paraspirifer cultrijugatus* (ROEMER) se trouve au sommet du FBV dans la coupe du 'Km 30' mais en faible nombre. Le niveau coralligène est corrélatif à des dépôts coquilliers connus dans l'Ahnet, le Mouydir, le bassin de Tindouf et le Zemmour noir en Mauritanie.

Dans d'autres régions du monde *Paraspirifer cultrijugatus* (ROEMER) appartient également à l'Emsien terminal.

Le niveau 'Coralligène' a intéressé plusieurs auteurs.

Melou (1997) a déterminé dans ce niveau des brachiopodes *Orthida*, ce sont :

- *Platyorthis* sp. B (LE MAÎTRE)
- *Resserella clariondi* (LE MAÎTRE)
- *Dalejina* sp. groupe *hamoni* (LE MAÎTRE)
- *Schizophoria* sp.B.

Jahnke (1997) a déterminé des brachiopodes *Strophomenidae*, ce sont:

- *Crinistrophia (Douvillinella) filfer* (SCHMIDT)
- *Protodouvilla (Protodouvilla) sp.*
- *Plicostropheodonta Fascistropheodonta piligera* (SANDBERGER)
- *Plicostropheodonta (Plicostropheodonta) n. sp. A*
- *Teichostrophia lepis lepis* (BRONN), apparaissant au sommet de l'Emsien dans la chaîne de l'Ougarta.
- *Telaeshalera subtetragona* (ROEMER), s'étend dans d'autres régions, dans l'Eifelien et jusqu'au Givétien basal, alors que dans la chaîne Ougarta, il apparaît dès l'Emsien, dans le niveau Coralligène.
- *Crinistrophia (Douvillinella) filfer* (SCHMIDT) reconnu dans l'Emsien supérieur du massif ardénno-rhénan et du massif armoricain, est de même âge dans la chaîne Ougarta.

Ces brachiopodes indiquent bien la limite Emsien –Eifelien (Dévonien inférieur- Dévonien moyen).

Racheboeuf (1997) a déterminé des *Leptaena dicax* (GARCIA-ALCALDE) *nomen nudum* (Racheboeuf, 1981a), à la base de la Formation du Cheffar El Ahmar; cette espèce correspond vraisemblablement au matériel rapporté à *Leptaena rhomboïdalis*

par Le Maître (1952). *Leptaena dicax* (GARCIA ALCALDE) caractérise donc essentiellement l'Emsien supérieur.

Les brachiopodes appartenant aux *Leptenidae* et aux *Chonetinidae* caractérisent bien l'Emsien supérieur ; ils se trouvent au sommet du niveau coralligène, c'est-à-dire entre l'Emsien et l'Efeilien.

Brice (1997) a déterminé d'autres groupes de brachiopodes, ce sont :

- *Pentameroidea*
- *Rhynchonelloidea*
- *Arhyoidea*
- *Retzoidea*
- *Atrypoidea*
- *Terebratuloidea*

Pour les *Rhynchonelloidea*, ce sont :

- *Glossimulus mimicus* (BARRANDE)
- *Uncinulus aff. pila* (SCHNUR)
- *Corvinopugnax crassus* (LE MAITRE), caractérise l'Eifelien basal du Maroc présaharien d'après Drot (1980 in Boumendjel et al., 1997)
- *Uncinulus gr. lodanensis* (BURHENNE)

Parmi les *Pentameroidea* ont été trouvés, dans le même niveau, *Sieberella sieberi rectifrons* in Le Maître 1952, le groupe des *Athyroidea* est indiqué par *Merista passer alta* (LE MAITRE), les *Terebratuloidea* sont représentés par *Micidus* sp., *Uncinulus orbignyianus* (LE MAÎTRE) et *Corvinopugnax crassus* (LE MAÎTRE) qui apparaissent à l'Emsien terminal.

Copper (1997) a déterminé dans le niveau coralligène les brachiopodes *Atrypa*, ce sont :

- *Oglu semiorbis* (BARRANDE)
- *Atrypa (Planatrypa) cf. pesata* (COPPER)
- *Atrypa* (?*Kyrtatrypa*) sp.
- *Atrypa* (?*Atrypa*) sp.
- *Atrypa (Planatrypa) squamifera* associé à la Zone à *Anarcestes lateseptatus* associé à "Stratopora" magna (dét. Le Maître) et "Favosites" annulatus (idem), *Glossinulus mimicus* (BARRANDE) et *Sieberella aff. sieberi rectifrons* (Copper in Boumendjel et al., 1997, p. 108)

Gouvernec, 1997 a déterminé d'autres brachiopodes du groupe des *Spiriferidea*, ce sont :

- "Spirifer" acuelatus SCHNUR
- *Alatiformia cf. sera* STRUVE connu dans l'Eifelien.

Dans l'Ougarta, l'association composée de *Alatiformia cf. sera* (STRUVE), *Spirifer aculeatus* (SCHNUR) et *Paraspirifer cultrijugatus* (ROEMER) suggère un âge Emsien supérieur à Eifelien (Gouvernec in Boumendjel et al., 1997, p. 110).

Généralement l'Emsien supérieur est une période où les trilobites ont proliféré, le niveau coralligène en comporte beaucoup.

Morzadec (1997) a déterminé dans le niveau coralligène :

- *Hollardops mesocristata* (LE MAITRE)

- *Psychopyge elegans* (LE MAITRE)

- *Acastoïdes cf. hollardi* (LE MAITRE)

De nombreux Phacops ont été récoltés, soit au sommet de la Formation de Teferguenit, soit à la base de la Formation de Cheffar El Ahmar.

La plupart des spécimens, placés dans l'Eifelien inférieur par Le Maître (1952) appartiennent encore à l'Emsien supérieur. Toutefois, *Thysanopeltis speciosa* (HAWLE et CORDA), décrit et figuré par Le Maître dans l'Eifelien inférieur de la coupe de Marhouma est connue également à la base de l'Eifelien au Maroc (Morzadec, 1997).

Plusquellec (1997) a étudié les tabulés représentés par *Pleurodictyum crassum* (PLUSQUELLEC) et associé à *Paracleistopora smythi* (LE MAITRE), qui indiquent à ce niveau à l'Emsien supérieur (Zones à *serotinus* ou à *palatus*). Cette attribution stratigraphique est compatible avec la distribution des brachiopodes *Leptaena dicax* (RACHEBOEUF), et *Crinistrophia (Douvillinella) filifer* (JAHNKE).

ETAGES ET SOUS ETAGES		FORMATION	MEMBRE	ASSOCIATIONS FAUNISTIQUES		
				GONIATITES	BRACHIOPODES	TRILOBITES
EMSIEN	Supérieur				<i>Paraspirifer cultrijugatus</i> <i>'Spirifer' acuelatus</i> <i>Alatiformia cf. sera</i> <i>Platyorthis</i> <i>Leptaena dicax</i> <i>Resserella clariondi</i> <i>Dalejina sp. Groupe hamoni</i> <i>Schizophoria sp. B</i> <i>Protodouvilla (Protodouvilla) sp.</i> <i>* Plicostropheodonta</i> <i>(Fascistropheodonta) pigliger</i> <i>* Crinistrophia (Douvillinella) filifer</i> <i>* Plicostropheodonta</i> <i>(Plicostropheodonta) n. sp. A</i> <i>Teichostrophia lepis lepis</i> <i>Loreleiella jahnkei</i> <i>Glossimulus mimicus</i> <i>Corvinopugnax crassus</i> <i>uncinulus aff. Pila</i> <i>uncinulus gr. Lodanensis</i> <i>Sieberella sieberi rectifrons</i> <i>Merista passer alta</i> <i>Micidus sp.</i> <i>? Oglu semiorbis</i> <i>Athrypa (Planathrypa) squamifera</i>	<i>Hollandops mesocristata</i> <i>Psychopyge elegans</i> <i>Acastoïdes cf. hollandi</i>
		TEFERGUENITE	Supérieur	<i>Agoniatites occultus</i> <i>Agoniatites latesseptatus applanatus</i> <i>Cabrioceras crispiforme</i> <i>Submarcestes macrocephalus</i>		Phacops
		INFERIEUR	INFERIEUR	<i>Migmagoniatites</i>	<i>Euryspirifer paradoxus</i>	<i>Pradoana Dipleura cf. iberica</i>
PRAGUIEN					<i>Burmeistrerella pradoana</i> <i>Odotonchile spiriferum</i> <i>Paralejurus sp</i>	
		DKHISSA	SUPERIEUR		<i>Platyortis cf. opercularis</i> <i>Dalejina aff. frequens</i> <i>Oligoptycherhynchus daleidensis</i> <i>Hystorelites hystericus</i> <i>. Brachyspirifer (Torospirifer)</i> <i>. Acrospirifer primaeveus</i>	
LOKHOVIEN	SUPERIEUR	DKHISSA	MOYEN		<i>Schizophoria aff. S. vulvaria</i> <i>? Platyorthis sp</i>	
			INFERIEUR		<i>Ctenochentes journalensis</i> <i>Schizopharia sp. A</i> <i>Mesoudouvillina (Mcleamitisella) lecaeroensis</i> <i>Leptaenites</i> <i>Eucharitina aff. Oehlerti</i> <i>Howellella (Howellella)</i> <i>Howellella (Hysterohowellella)</i>	<i>Protacanthina robusticostata</i> <i>Parahomalanotus diablintianus</i>
	INFERIEUR	SAHEB EL DJIR ZEMLEIT			<i>Lanceomyonia occidentalis</i> <i>Lanceomyonia borealiformis?</i>	<i>Acastella levis</i> <i>Acastella Jaquemonti</i> <i>Warburgella rugulosa maura</i>

Tableau. I – 1. Associations faunistiques du Dévonien inférieur de la Chaîne Ougarta

Brachiopodes *leptaenidea* et *chonetidina* (Racheboeuf, 1997), *pentameroidea*, *athyroidea*, *rezoidea*, *atrypoides* et *terabratloidea* (Brice, 1997), *athrypa* (Copper) *orthida* (Melou, 1997), *spiriferidea* (Couvernec) *strophomeni* (Jahncke, 1997) trilobites (Morzadec, 1997) goniatices (Petter, 1959)

* Limite . Biozone

Ougarta			Associations microfaunistiques				
Etages et Sous - étages		Formation	Membre	Chitinozoaires	Conodontes	Graptolithes	Tentaculites
Emsien	Supérieur	Cheffar El Ahmar		<i>Bursachitina riclonensis</i>			
	Inférieur	Tiferguenit	Supérieur	<i>Bursachitina riclonensis</i> ' <i>Hoegisphaera</i> ' sp. aff. <i>elabra</i> <i>Ancyrochitina Ramochitina</i>	* Zone à <i>inversus</i> Z. à <i>laticostatus</i>		(<i>dacryonaride</i>) <i>Nowekia elegans</i>
Inférieur			<i>Americochitina panzula</i> <i>Burschitina riclonensis</i> * Biozone à <i>bursa</i>			<i>Dacryonaride acuaria</i> <i>Viriatellina hercynica</i> <i>Nowekia</i> <i>gr. praecursor</i>	
Praguien							
Lokhovien	Supérieur	Dkhissa	Supérieur				
			Moyen	<i>Cingulochitina ervensis</i>			
			Inférieur	<i>Fungochitina lata</i> <i>Eisenackitina bohémica</i>			
	Inférieur	Saheb El Djir		<i>Muscchitina muscosa</i> <i>Eisenackitina bohémica</i>		<i>Monograptus hercynus</i>	<i>Dacryonaride Viriatellina hercynica</i> <i>Parnowakia Homoctenowakia Bohémica Parnowakia intermedia</i>
			Zemleit	<i>Eisenackitina bohémica</i>			
			Oued Ali	<i>Pterochitina megavelata</i> * <i>Eisenackitina bohémica</i>		<i>Marhoumacrinus legrandi</i> <i>Monograptus u. uniformis</i>	

Tableau. I-2. Associations microfaunistiques dans le Dévonien inférieur de la chaîne Ougarta
Chitinozoaires (Boumendjel et Paris, 1997), graptolithes (Legrand 1965, 1967, 1985), tentaculites (Lardeux, 1987) et conodontes (Goddetz, 1987)

- Dévonien moyen

Le Dévonien moyen est composé de bas en haut de deux sous-étages : l'Eifelien (Correspondant à l'ancien Couvinnien, qui débute un peu plus tôt que l'Eifelien) et le Givétien (fig. I-4).

L'Eifelien est à 397,5 MA avec un stratotype (GSSP) dans l'Eifel en Allemagne, désigné par l'horizon inférieur de la zone à conodontes *Polygnathus costatus partitus* et ratifié en 1985 (Charte de ICS, 2004).

Le Givétien débute à 391,8 MA, son stratotype (GSSP) est localisé dans la ride du Djebel Mech Irdane du Tafilalt au Maroc. La base de ce stratotype se situe au niveau de la partie inférieure de la zone de conodontes *Polygnathus hemiansatus*, proche de la base à goniatites *Maenioceras*. Le Givétien a été ratifié en 1994 (Charte de ICS, 2004).

Dans les Monts de l'Ougarta, le Dévonien moyen est composé principalement par la Formation du Cheffar El Ahmar définie par Poueyto et Bastien (1965), lors de leurs travaux pour la SN. Repal.

Les associations microfaunistiques du Dévonien moyen sont inventoriées dans le tableau I-3.

*** La Formation de Cheffar El Ahmar contient chronologiquement trois parties :**

- La partie basale coïncide avec le niveau 'Coralligène' de Le Maître (1952). Cette partie est dans l'Emsien terminal

Une partie moyenne, épaisse relativement aux parties ; basale et terminale. Cette partie s'étale de l'Eifelien au Givétien.

- La partie terminale se termine dans le Frasnien inférieur.

La Formation du Cheffar El Ahmar se distingue de la Formation à Tiferguenit par sa richesse en bancs calcaires (fig. I-4).

L'EIFELIEN

Les spécimens de *Pinacites jugleri* récoltés dans la coupe de Marhouma (coupe du Km 30) et les conodontes de la Zone à *costatus* identifiés par Goddertz (1987), indiquent que ces niveaux appartiennent déjà à l'Eifelien.

L'étude détaillée des conodontes et des goniatites de l'Eifelien de la coupe de Marhouma (ou coupe du Km 30), a permis à Goddertz (1987) d'identifier successivement la base des zones de conodontes à *costatus*, à *australis*, à *Kockelianus*, et à *ensensis* (MH40) (Boumendjel & al, 1997)

L'Eifelien supérieur est particulièrement représenté par des bancs de calcaires rouges, peu épais renfermant des goniatites; les *Subanarcestes*, les *Foordorites*, les *Agoniatites*, les *Anarcestes*. Ces goniatites forment la seconde association faunistique de Legrand (1985), sa troisième association est formée de *Cabrioceras crispiforme* (KAYSER) et *Subanarcestes macrocephalus* (BEYRICH).

On signale la présence d'orthocères, de bivalves (*Panenka*, *Krawlana*), ainsi que quelques coraux ; tabulés, de rares trilobites et brachiopodes. Les tentaculites comme les *Dacryonarides* très nombreux constituent plus de 50% de la roche (Fabre 2005). Les bancs calcaires sont noduleux parfois sombres, noirs ou verdâtres, très fins séparés par des couches d'argile brun rouge.

Bien qu'un travail détaillé a été fait sur les différentes coupes de l'Ougarta, le manque de macrofaune, de conodontes n'a pas permis de fixer la limite Efeilein –Givétien. Les chitinozoaires à eux seul ne peuvent mener à la précision de cette limite. Provisoirement, elle a été fixée par l'apparition des conodontes *Polygnathus hemiansatus* (BULTYNC), placé au sein de la zone à ensensis.

LE GIVETIEN

Il est essentiellement représenté par des argiles noires, pyriteuses surmontées par des bancs de calcaires massifs parfois noduleux bourrés de ptéropodes (Fabre, 2005, p. 258).

Dans la partie moyenne de la Formation du Cheffar El Ahmar, des précisions de datation ont été apportées par la présence de chitinozoaires de la biozone à *Ancyrochitina cornigera*. Cette biozone indique bien le Givétien et a pour équivalence la partie supérieure de la zone de conodontes à *varcus* moyenne (Boumendjel et al., 1997, p. 93).

Les chitinozoaires *Ramochitina milanensis* (COLLINSON et SCOTT) et les ultimes représentants de *Eisenackitina aranea* (URBAN), persistent pour leur part jusqu'à la zone à *varcus* supérieure, voire dans la zone *hermanni – cristatus* de la zonation des conodontes (Paris et al., 1997 in Boumendjel et al., 1997). Ceci conduit à placer le niveau contenant ces microfaunes entre le Givétien inférieur et le Givétien supérieur (Boumendjel et al., 1997)

Dans le secteur de Ouarrourout, le Givétien supérieur se distingue par des argiles intercalées de niveaux calcaires peu épais et plus haut par des intercalations de silts. Au-dessus du premier niveau fossilifère repose un banc de grès rouges très ferrugineux. Les goniatites trouvées dans les petits bancs calcaires sont des *Anarcestes*, *Subanarcestes* et des *Werneroceras*, alors que les *Agoniatites* persistent mais avec de nouvelles espèces, *Agoniatites costatus* var. *eurymphata* (HOLZAPFEL), *Agoniatites obliquus* (WHIDBORNE).

Trois genres nouveaux apparaissent *Wedekindella*, *Maenioceras*, *Tornoceras* s. st.

Au sommet du Givétien a été récolté un spiriferidae (Gouvernnec, 1997) dont l'espèce est *Thosmaria ? serrensis* BRICE.

Dans la coupe du 'Km 30' (coupe de Marhouma), dans la partie supérieure du Givétien, qui date la partie médiane de la Formation du Cheffar El Ahmar, même proche de la limite Givétien-Frasnien, Brice (1997) a déterminé une Rhynchonellida de l'espèce *Phlogoiderhynchus marocanensis* (DROT), connue au Maroc présaharien. Ce genre est généralement un bon marqueur de la limite Givétien – Frasnien.

La quatrième association faunistique de Legrand (1985) couvre tout le Givétien, elle est dénommée par l'auteur 'association à *Maeneceras terebratum* (SANDBERG).

. **La limite Givétien-Frasnien** est relativement bien contrainte en raison de la présence de *Ramochitina* sp. indet, *Ramochitina viridarium* (WINCHESTER-SEETO), (Boumendjel et al., 1997). Cette espèce débute légèrement au-dessus de la zone à *asymmetricus* des conodontes identifiée par Goddertz (1987) (Winchester-Seeto & Paris, 1995), et qui termine la Formation du Cheffar El Ahmar.

Ougarta		Association microfaunistique			
Etages et sous - etages		Formation	Membre	Chitinozoaires	Conodontes
Frasnien		Cheffar El Ahmar		<i>Rochitina Viridarium</i>	* Z. à <i>asymmetricus</i>
Givétien				<i>Eisenackitina aranea</i> <i>Ranchitina milanensis</i>	* Z. à <i>hermanni-cristatus</i> * Zone à <i>varcus supérieure</i>
Eifelien	Supérieur			<i>Ancyrochitina cornigera</i>	*Zone à <i>varcus moyen</i> * Zone à <i>varcus inférieure</i> * Z. à <i>ensensis</i> <i>Polygnathus hemiansatus</i> * Z. à <i>kockelianus</i> * Z. à <i>australis</i>
	inférieur			<i>Ranchitina milannensis</i> <i>Ancyrochitina cornigera</i> <i>Bursachitina riclonensis</i>	Z. à <i>costatus</i>

Tableau. I-3. Associations microfaunistiques dans les assises du Dévonien moyen de la chaîne Ougarta
Chitinozoaires (Boumendjel, 1997) et les conodontes (Goddetz, 1987) * biozone
Goniatites (Petter, 1959), Brachiopodes (Gouvernec, 1997), trilobites (Morzadec, 1997)

- Dévonien supérieur

Rappelons que le Dévonien supérieur est constitué de deux étages le Frasnien et le Famennien. Le Strunien est considéré actuellement comme le dernier sous-étage du Famennien.

La limite Dévonien moyen/Dévonien supérieur et base du Frasnien (sélectionnée par la SDS en 1982, GSSP ratifié par l'IUGS en 1987).

Elle correspond à la base de la zone à *Polygnathus asymmetricus* (première apparition d'*Ancyrodella rotundiloba*), dans la lignée *Ancyrodella binodosa* (UYENO) – *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT), de la zonation standard des conodontes. Elle a été définie dans le stratotype du Col du Puech de la Suque au Sud-Est de la Montagne Noire. Cette limite est proche

de la base de la Zone à *Manticoceras* (goniatite) et de la base de l'Assise de Frasnes en Belgique, une des limites traditionnelles du Givétien/Frasnien (Brice, 2000).

GSSP (Global Stratotype section and point)

IUGS (Internationale Union of Geological Sciences)

SDS (Sous-commission sur la stratigraphie du Dévonien).

La limite Frasnien/Famennien (sélectionnée par la SDS en 1991, GSSP ratifié en 1993). Elle correspond avec la base de la zone inférieure à *Palmatolepis triangularis* dans la zonation standard des conodontes qui coïncide avec la limite entre les Zones à *Crikites holzapfeli* – *Phoenixites frechi* (goniatites) (Brice, 2000).

Dans la charte stratigraphique internationale (ICS, 2004), la base de l'étage Famennien est juste au-dessus d'un horizon à extension majeure (événement Kellwasser supérieur) à conodontes *Ancyrodella* et *Ozarkodina* et goniatites de *Gephuroceratidea* et *Beloceratidae*. Cet horizon est celui de la carrière Schmidt à Steinbruch en Allemagne. Une limite Frasnien/Famennien a été déterminée dans la coupe du Guelb El Atrous dans le Tafilalt au Maroc.

Le "Global Stratotype Section and Point" (GSSP) est situé dans la carrière supérieure de Coumiac près de Cessenon en France au Sud-Est de la Montagne Noire.

D'autres coupes de références avaient été proposées : la coupe d'El Atrous dans le Tafilalt au Maroc, coupe de Devils Gate au Nevada (USA) et tranchée du chemin de fer de Hony en Belgique.

Depuis 1913, Famennien et Strunien ont été considérés comme des étages distincts, dont le premier appartient au Dévonien supérieur et le second a été classé tantôt dans le Dévonien supérieur, tantôt dans le Carbonifère inférieur. Le Strunien appelé également Zone d'Etroeungt située dans l'Ardenne belge, a été autrefois considéré comme une zone de passage entre le Dévonien et le Carbonifère.

Récemment le Famennien a été subdivisé en 3 ou 4 sous étages avec le Strunien ou Famennien terminal comme 4^{ème} sous – étage (tableau.I-4).

Ces quatre sous-étages du Famennien sont le *Lower*, le *Middle*, le *Upper* et le *Uppermost*

Les corrélations entre faciès néritiques et pélagiques situent la base du Strunien, au sein de la zone à conodontes *expansa* supérieure (Legrand-Blain, 2002) aux apparitions simultanées :

Conodonte: *Praesulcata gracilis gonioclymeniae* (MÜLLER)

Foraminifère: *Quasiendothyra kobeitusana* (Df3) (RAUSER)

Miospore: *Retispora lepidophyta* var. *minor* (KEDO) PLAYFORD

Céphalopode: *Kosmoclymenia (Muessenbiaergia) sublaevis* (KORN et PRICE), base du Woklumian = do VI.

	CONODONTES	AMMONOÏDES	FORAMINIFERES	SPORES	BRACHIOPODES
CARBONIFERE					
FAMENNIEN TERMINALE <<STRUNIEN>>	PRAESULCATA LATE EXPANSA	WOKLUMERIA (VI)	Quasiendothyra Kobeitusana kobeitusana	Retispora Lepidophyta Var. minor	Araratella morestenensis Prospira n.sp
FAMENNIEN SUPERIEUR	MIDDLE EXPANSA				

Tab. I-4. Proposition d'une subdivision du Famennien en quatre sous étages et pour la reconnaissance d'un Famennien terminal équivalent au Strunien d'après Streele *et al.*, 1998 and Streele 2001 in Denise Brice & Bruno Mistiaen 2003)

Un "event" global peu avant la limite Dévonien - Carbonifère, le "Hangenberg Black Shales" = HBS identifié par des passées d'argiles noires, en Eurasie et au Tafilalt (Korn, 1999 in Legrand -Blain, 2002).

Le "Hangenberg Event" est l'une des crises majeures (principales) dans l'évolution des ammonoïdes qui a eu pour conséquence une extinction presque totale du clade entier (Korn 1993).

- Dévonien supérieur de la vallée de la Saoura

C'est depuis E. Haug (1903) que les dépôts du Frasnien et du Famennien ont été reconnus dans la vallée de la Saoura. Après les travaux de Haug, la détermination du Dévonien supérieur a été faite par une récolte et une détermination d'un certain nombre d'ammonoïdes par Menchikoff en 1930, ensuite des coupes ont été levées par le groupe Alimen, Le Maitre, Menchikoff, Petter et Pouyto (1952) à Ouarourout, dans la région du Erg El Djemel, ainsi que la coupe modèle dite du Km 30 (appelée dans les travaux récents coupe de Marhouma) jusqu'à la cluse de Marhouma. Les faciès du Dévonien supérieur se caractérisent par une richesse en céphalopodes. Cette richesse faunistique a permis à Petter (1959) de retrouver dans la Saoura les six zones établies par Wedekind et Erben (1926) en Allemagne ont été actualisés par plusieurs paléontologues, dont Korn et Klug en 2000 et 2004 (tableau I-5).

SAHARA			Anti – Atlas	Rhenish Massif Germany
FAMENNIEN	VI	<i>Woklumeria*</i>	<i>Acutimotoceras subbilobatum</i>	<i>Acutimotoceras prosum</i>
				<i>Cymaclymenia nigra</i>
			<i>Woklumeria sphaeroides</i>	<i>Wocklumeria sphaeroides</i>
			<i>Parawocklumeria paradoxa</i>	<i>Parawocklumeria paradoxa</i>
			<i>Balvia falx</i>	<i>Kamptoclymenia endogona</i>
			<i>Balvia lens</i>	<i>Effenbergia lens</i>
			<i>Sublaevis lens</i>	
	V	<i>Goniclymenia subcarinata**</i>	<i>Kosmoclymenia inaequistriata</i>	<i>Piriclymenia piriformis</i>
				<i>Ornatoclymenia ornata</i>
			<i>Kosmoclymenia lamellosa</i>	<i>Clymenia laevigata</i>
			<i>Endosiphonites muensteri</i>	<i>Franconicymenia serpentina</i>
	IV	<i>Platyclymenia annulata**</i> <i>Prionoceras frechi</i>	<i>Protoxyclymenia wendti</i>	<i>Protoclymenia dunkeri</i>
			<i>Sporadoceras obiculare</i>	
			<i>Platyclymenia annulata</i>	<i>Platyclymenia annulata</i>
				<i>Probolites delphinus</i>
			<i>Pseudoclymenia pseudogoniatites</i>	
	<i>Pernoceras dorsatum</i>			
III	<i>Pseudoclymenia sandbergeri**</i> <i>Protomoceras** planidorsatum</i>		<i>Prolobites</i>	
II	<i>Cheiloceras**</i> , <i>Dimeroceras</i>		<i>Cheiloceras</i>	
FRASNIEN	I β	<i>Manticoceras**</i> , <i>Crickites</i> , <i>Beloceras**</i> , <i>Probleoceras**</i> , <i>Eobleoceras</i>		<i>Manticoceras</i>
	I α	<i>Pharciceras**</i> , <i>Koenenites**</i> , <i>Timanites</i> , <i>Proeloboceras**</i>		

Tableau. I-5. Goniatites et clyménies du Dévonien supérieur du Sahara (G. Petter, 1959), de l'Anti-Atlas et du Massif schisteux Rhénan en Allemagne (Korn et al, 2000 et 2004)

* Association d'ammonoïdes cités dans les travaux sur la plate-forme saharienne.

** Association d'ammonoïdes fréquemment cités dans les travaux sur la plate-forme saharienne.

. FRASNIEN

Dans la région de Ouarourout, dans la partie nord de la vallée de la Saoura, le passage du Givétien au Frasnien est continu (fig. I-4)

Dans la coupe type du km 30 (située à 30 Km Sud de la ville de Béni-Abbes), Alimen, Le Maitre, Menchikoff, Petter et Pouyto (1952), ont identifié cet étage par la présence de très petits *Pharciceras* et *Koenenites*** , entièrement ferrugineux, caractérisant la base du Frasnien, zone I_α de Wedekind (1926) constituée de deux niveaux très peu épais de calcaire vert, séparés par des schistes.

Cet ensemble se poursuit par une épaisse couche de schistes blanchâtres azoïques, sur laquelle vient un banc décamétrique de calcaires ‘griottes’. Au-dessus, ce même calcaire se présente plutôt en petits bancs centimétriques séparés par des schistes rouges. Une faune à *Manticoceras cordatum* SANDBERGER, *Manticoceras cf similator* HALL (espèce représentée par de très petits fossiles ferrugineux), *Manticoceras* sp.,** *Eobleoceras iynx* CLARKE** , situent les bancs de calcaires ‘griottes’ et les couches schisto-calcaires qui les surmontent au sommet du Frasnien (Zone I_β de Wedekind, 1926).

Dans la Coupe de l’Erg Djemel, située à l’Ouest, près de la localité d’Ougarta, cet étage débute par un niveau à *Maenicoceras terebratum* (SANDBERGER), dans un dernier banc calcaire on a de petits *terebratulides*. Ces grès blancs sont pauvres en fossiles, mais au voisinage de Erg El Djemel, ont été trouvés de rares *Tornoceras* et un *Koenenites*** qui caractérisent la base du Frasnien.

Plus au Sud, affleurent des calcaires à *Maenicoceras terebratum* SANDBERGER & SANDBERGER, *Pharciceras lunulicosta* SANDBERGER et dans les bancs de grès existe un niveau schisteux très peu épais intercalé de calcaire marneux, où abondent une faune de petites goniatites ferrugineuses :

- *Pharciceras clavilobum* (SANDBERGER)
- *Pharciceras Tridens* (SANDBERGER)
- *Pharciceras Lunulicosta* (SANDBERGER)
- *Pharciceras Taouzensis* (CLARIOND)
- *Tornacensis cf. subundulatum* FRECH
- *Koenenites Lamellosus* (SANDBERGER)

A l’Erg El Djemel, se trouve la zone 1_α de Wedekind (base du Frasnien). Dans la coupe de l’Erg Djemel, des calcaires siliceux comportent des lamellibranches et des goniatites. Seul les *Tornoceras* sont reconnaissables, mais ils n’ont pas de valeur stratigraphique.

- La partie supérieure de la Formation du Cheffar El Ahmar est datée Frasnien inférieur et la partie inférieure de la Formation des Argiles de Marhouma est datée Frasnien supérieur.

Ces datations du Frasnien ont été déduites grâce aux travaux de synthèse chronostratigraphique du Dévonien de l’Ougarta par Paris et al (1997).

Fabre (1976, 2005), ainsi que Legrand (1985) n'évoquent pas la Formation de Cheffar El Ahmar. Pour ces auteurs, le membre supérieur de la Formation de Tiferguenit continue jusqu'à la partie inférieure du Frasnien (Frasnien I α).

*** La partie supérieure de la Formation du Cheffar El Ahmar**

Elle se caractérise par l'apparition nette du calcaire 'griotte' (fig. I-4) daté du Frasnien grâce à la présence des goniatites *Koenenites* de la zone I de Petter (1959). Ce faciès du Dévonien supérieur affleure également dans l'Anti-Atlas au Maroc, ou de l'autre côté de la Méditerranée, dans les Pyrénées ou la Montagne Noire (France). Un faciès analogue existe au Jurassique, en Italie où, il porte le nom d'Ammonitico - Rosso.

La partie supérieure de la Formation du Cheffar El Ahmar se trouve dans le Frasnien inférieur, attesté par la présence d'*Ancyrochitina* sp. Indet, *Ramochitina* sp. indet, *Ramochitina viridarium* (WINCHESTER-SEETO) ... et *Angochitinidea* indet (Boumendjel et al., 1997), qui correspondent à la zone à *asymmetricus* ; les conodontes marquent aussi la partie inférieure du Frasnien (Goddetz, 1987).

Les calcaires de cette formation sont riches en tentaculites, étudiés par Lardeux (1997) ; ce sont des *Striatostyliolina striata* (RICHTER), du Frasnien (zone I α), alors que *Striatostyliolina menchikoffi* (BOUCEK et PRANTL) a été récolté vers la base de la Formation des Argiles de Marhouma (Frasnien; Zone I β).

- La partie inférieure de la Formation de Marhouma.

Les calcaires noduleux rouges 'griottes' se poursuivent dans la partie inférieure de la Formation des Argiles de Marhouma. Ils alternent avec des argiles, qui leur succèdent. Ils contiennent des *Manticoceras* caractérisant bien la Zone I β (sommets du Frasnien). Ces bancs calcaires sont bioturbés, ferruginisés et sont aussi riches en tentaculites et en orthocères.

Dans son étude sur les ostracodes du groupe des *Entomozocea* de la coupe du Km 30 dans la vallée de la Saoura, Casier (1983) a daté la partie inférieure de la Formation des Argiles de Marhouma du Frasnien inférieur jusqu'à la base du Famennien.

Dans la partie inférieure de la Formation des Argiles de Marhouma, se trouve le chitinozoaire *Angochitninae* indet. de la zone à *glabra* appartenant au Frasnien supérieur (Boumendjel et al., 1997).

. FAMENNIEN

Cet étage comporte les zones II, III, IV, V, VI déterminées par Petter (1959-1960) en comparaison avec celles de Wedekind (1926) en Allemagne et récemment actualisés par Korn et al, ainsi que d'autres (voir tableau I-5, p. 29).

Dans les chaînes de l'Ougarta, cet étage comporte deux formations (fig. I-4):

. La Formation des Argiles de Marhouma (partie supérieure)

. La Formation des Grès de Ouarourout dénommés également Grès de Marhouma ou Grès du Djebel Kahal, dans la cluse de Marhouma.

* Formation des Argiles de Marhouma

Dans cette formation en plus de la zone I_β du Frasnien, ont été caractérisées les Zones II, III, IV et V et la partie inférieure de la zone VI du Famennien.

. Zone II

Dans la vallée de la Saoura, la Formation des Argiles de Marhouma comporte des faciès argilo-schisteux avec le faciès de calcaire rouge 'griotte' prédominant. Des goniatites de la zone II ont été retrouvées dans les intercalations de schistes, ce sont:

Pseudoclymenia planidorsa (MÜNSTER)

Cheiloceras planilobum (SANDBERGER) **

Au-dessus de cet ensemble calcaro-schisteux, les bancs de calcaires 'griottes' sont pétris de fossiles dont des *Protornoceras*** sont beaucoup plus abondants dans la zone au-dessus.

Dans la coupe du 'Km 30' ou coupe de Marhouma, les lits de schistes de la zone II renferment des petits fossiles ferrugineux, ce sont : *Pseudoclymenia planidorsata* (MÜNSTER), *Cheiloceras oxyacantha* (SANDBERGER).

. Zone III

En général, la zone III comporte des petits bancs de calcaires 'griottes' contenant :

Sporadoceras subbilobatum MÜNSTER (signalés auparavant par Haug en 1903).

Bactrites sp., *Ontaria costulata* MÜNSTER, *Loxopteria* sp., *Euomphalus loricatus* SCHMIDT, signalés auparavant par Menchikoff en 1930.

Plus haut, dans les calcaires supérieurs, se trouvent des goniatites appartenant aux espèces *Protornoceras planidorsatum* MÜNSTER et *pseudoclymenie sandbergi* (GÜMBEL)** mal conservés, ainsi des orthocères et des tiges d'encrines.

Les calcaires griottes de zone III apparaissent encore derrière la palmeraie de Béchir, puis face à Zereg.

Le niveau à *Pseudoclymenia planidorsata* (MÜNSTER) d'Ouarourout, qu'on retrouve au Sud de Beni-Abbès à Idirh, appartiendrait à la partie inférieure de la zone III.

. Zone IV

Elle est constituée par des bancs de calcaires 'griottes' séparés par des schistes ; ces dépôts contiennent des goniatites et des clymenies. reconnues dans cette région par E. Haug, depuis 1903, ce sont :

Clymenia loevigata MÜNSTER, *Cl. annulata* MÜNSTER

Sporadoceras biferum PHILLIPS

Pseudoclymenia planidorsata MÜNSTER.

Platyclymenia annulata MÜNSTER, *Platyclymenia bicostata* WEDEKIND, *Platyclymenia intracostata* FRECH

Cymaclymenia striata MÜNSTER, *Oxyclymenia cf. undulada* MÜNSTER, Les goniatites suivantes ont été reconnues par Menchikoff en 1930.

Sporadoceras, *Prionoceras*, *Lobortonoceras*

Dans cette zone on trouve également des lamellibranches, des orthocères, quelques brachiopodes et des arthrodières (poissons placodermes).

. Zone V

Elle est composée essentiellement de deux bancs de calcaires 'griottes' séparés par des couches métriques de schistes brunâtres comportant des niveaux gréseux feuilletés. La faune est assez riche dans les deux niveaux calcaires.

Disparition de *Platyclymenia annulata* MÜNSTER. Les *Prionoceras* sont encore nombreux. *Oxyclymenia* et *Cymaclymenia* ont aussi été retrouvées dans de minces bancs de calcaires de la coupe du Km '30'.

Cependant, dans cette zone V, trois genres nouveaux apparaissent :

Clymenia, *Discoclymenia*, *Gonioclymenia speciosa* MÜNSTER et *Gonioclymenia subcarinata* MÜNSTER, propre à la zone V. Apparaît aussi *Aganides sulcata* MÜNSTER, déjà signalé par E. Haug en 1903, et retrouvées par Menchikoff en 1930, ainsi que *Widekindoceras cucullatum* VON BUCH.

Au Djebel Zereg, dans la région de Tamtert, des calcaires griottes à *Gonioclymenies* représentent bien la Zone V.

Au cortège faunistique des ammonoïdes s'ajoutent des trilobites (*Phacops. sp*), des bivalves, des orthocères, ainsi que des arthrodières reconnus par Pareyn (1961).

. Zone VI

Elle comporte quatre bancs centimétriques de couleur de lie de vin dans lesquels persistent les goniatites et les clymenies appartenant aux espèces *Cyrtoclymenia lata* MÜNSTER, et *Oxyclymenia undulada* MÜNSTER, signalées par Menchikoff en 1930, ainsi qu'aux formes *Prionoceras* et *Lobortonoceras*, *Sporadoceras cucullatum* VON BUCH On a aussi de nombreux orthocères, des bivalves, de rares brachiopodes et des arthrodières.

Une dernière et mince passée de calcaire noduleux livre des *Woklumeria* qui caractérisent la zone VI ; ces *Woklumeria* n'ont pas été trouvés jusqu'à présent à Ouarourout ; ce niveau a été mis en évidence dans la région de Marhouma, au Nord-Ouest de Baba Haïda par Petter (1959 – 1960).

La Formation des Argiles de Marhouma a été appelée autrefois Formation de Tamertasset, cette dernière s'est avérée mal appropriée car Tamertasset se situe dans le bassin du Mouydir (M. Legrand, 2002).

*** Formation des Grès de Ouarourout**

La base de cette Formation est une mince passée de calcaire noduleux à goniatites et Clyménies, parmi lesquelles les *Wocklumeria* caractérise la zone VI ou Strunien (Fabre, 2005, p. 261). Sur ce niveau, se trouvent un ensemble argilo-gréseux affleurant sur la rive droite de l'Oued Saoura, alors qu'à partir de la cluse de Marhouma, à 16 km au Sud de Ouarourout, cette formation occupe plutôt la rive gauche de l'Oued Saoura. Au Sud-Est de la région de Marhouma jusqu'à Tamtert, les grès de cette formation forment d'imposantes falaises mais recouvertes vers le Sud-Sud-Est (entre Tamtert et Idhir) par le Grand Erg Occidental.

La présence des *Wocklumeria* a été signalée par Petter (1959), ces ammonioïdes de zone VI ont été trouvées au Nord de la région de Baba Haïda.

La Formation des Grès de Ouarourout, est essentiellement constituée par des silts argileux et grès quartzitiques à stratifications entrecroisées, affectés de slumpings spectaculaires appelés également les <<*pillow-forms structures*>> par B. Smith, 1916 (Pareyn, 1961). Elle est recoupée en certains endroits par des failles synsédimentaires, qui recoupent les dépôts affleurant de part et d'autre de la cluse de Marhouma. Pour Fabre et Kazi-Tani (2005), cette formation est bien strunienne et se rapporte à la Zone d'Etroeungt. Elle comporte des dépôts pouvant remplir des gouttières qui ravinent l'ensemble sous-jacent. Ce sont les Grès de cette formation qui terminent le cycle Dévonien.

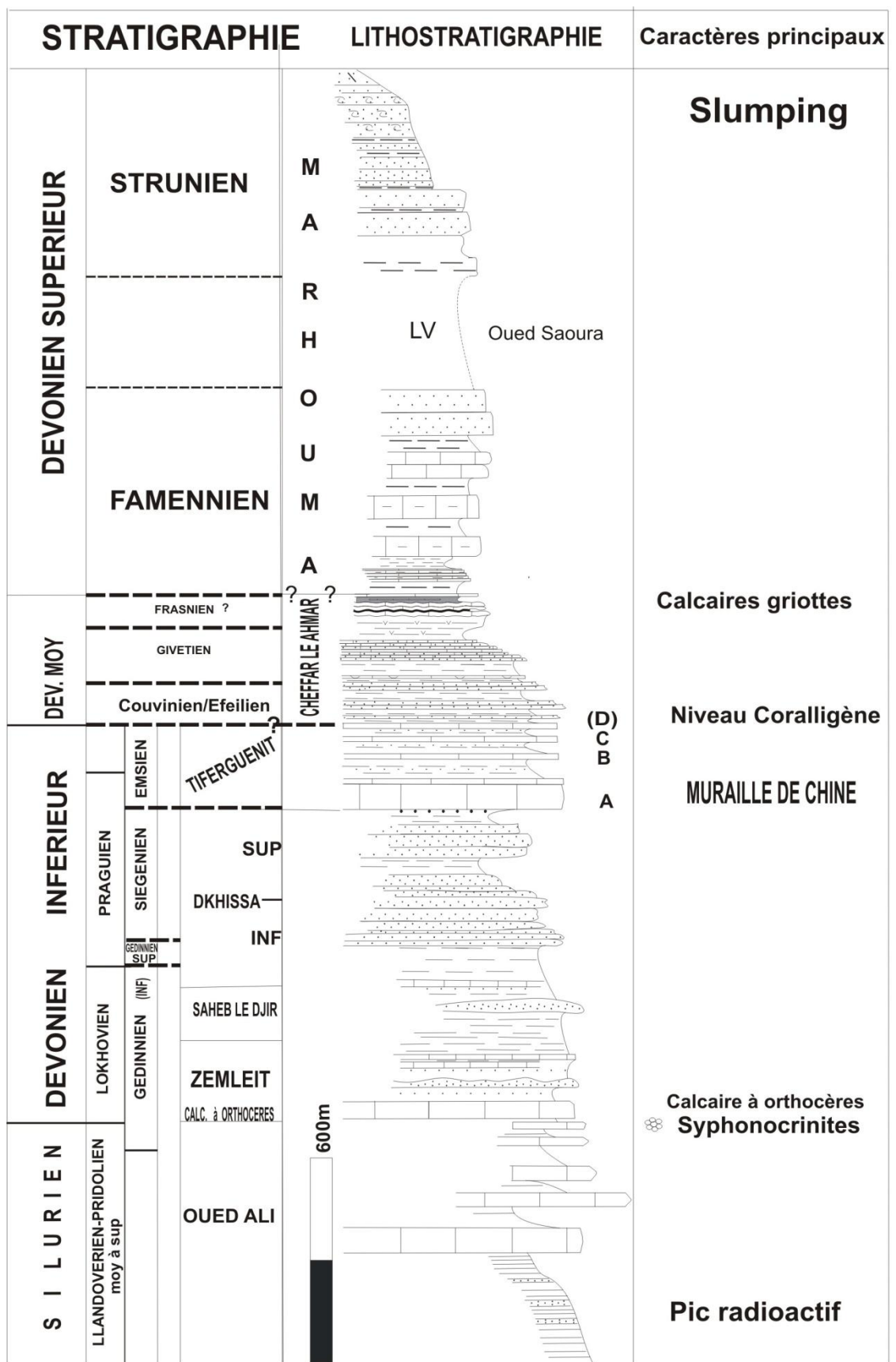


Fig. I – 4. Coupe lithostratigraphique simplifié des assises du Siluro –Dévonien dans l’Ougarta (Fekirine et *al.*, 1998)

5. Tournaisien - Généralités stratigraphiques

Actuellement la limite Dévonien-Carbonifère est basée sur l'entrée de *Siphonodella sulcata*, en remplacement de la limite matérialisée par l'apparition de la goniatite *Gattendorfia subinvoluta* (SCHMIDT), définie en 1935 au cours du second congrès d'Herleem (Legrand-Blain, 2002).

GSSP: LA SERRE colline près des villages de Cabrières et de Neffiès, Hérault, France (Paproth et Streel, 1984). Il a été étudié en 1988, ratifiée par IUGS en 1991.

Critères biostratigraphiques : apparition du conodonte *Siphonodella sulcata* (HUDDDEL) dans la lignée *S. praesulcata – sulcata*.

Inconvénients: remaniements possibles des conodontes en faciès oolithiques; absence des goniatites et des spores (Flajs & Feist, 1988 ; Feist et al., 2000 in Legrand, 2005); microflore et microfaune carbonatées rares et d'affinités fini dévoniennes, encore struniennes (Vachard, 1988 in Legrand et Vachard 2005).

GSSP auxiliaire: HASSELBACHTAL, Massif Schisteux-Rhénan, Allemagne (Becker & Paproth, 1993; Bless et al., 1993 in Legrand et Vachard 2005). Base de la zone de spores VI à *Vallatisporites vallatus* et *Retusotriletes incohatus*; goniatites de la zone à *Acutimitoceras prorsum* (antérieures aux *Gattendorfia*).

En Belgique le Tournaisien se subdivise en deux étages régionaux : **HASTIRIEN** et **IVORIEN**. La subdivision du Tournaisien Belge (tabl. I-6) est considérée comme une référence importante pour la corrélation avec le Tournaisien d'autres régions dans le monde ; cette subdivision est jusqu'à présent appliquée au Tournaisien du Sahara algérien.

. **HASTIRIEN** se rapporte approximativement au Tn1b – Tn2, dont le stratotype se situe à Hastière, vallée de la Meuse.

Base de l'étage: conodontes de la zone Cc1 à *Siphonodella*, (mais avec l'absence de *Siphonodella praesulcata-sulcata* ; il y aurait un hiatus au passage Dévonien-Carbonifère); foraminifères de la zone Cf1 à *Chernyshinella* et *Tournayellina* qui correspondent aux zones 6 et 7 de Mamet (1974).

Dans la nomenclature stratigraphique du Tournaisien russe, l'Hastirien a pour équivalence les subdivisions suivantes : Malevsky, Upinsky, Cherepetsky et la partie inférieure du Kizelovsky (Hecker, 2002).

. **IVORIEN** se rapporte au Tn 3, dont le Stratotype se trouve à Yvoir dans la vallée de la Meuse. Base de l'étage: conodontes de la zone Cc2 à *Dollymae hassi*, *Polygnathus communis carina*. Foraminifères des zones Cf 2 à *Latiendothyranopsis*, *Tournayella* et *Paraendothyra* et Cf3 à *Tatretaxis* et *Eotextularia* (Conil & al, 1991 in Legrand & al., 2005). En Irlande, l'étage régional est le **COURCEYAN** (Georges & al., 1976 ; Hance & al., 2001 in Legrand & al., 2005), dont le stratotype se situe à Old Head of Kinsale, Country Cork. La base de l'étage est marquée par les spores de la zone VI à *Vallatisporites vallatus* - *Retusotriletes incohatus*.

La limite supérieure du Tournaisien, qui est également la limite inférieure du Viséen, dont le stratotype a été établi en 1969 (C.R. 6° Congr. Strat. Carbonifère Sheffield 1967) est localisé à Bastion aux environs de Dinant et Namur, en Belgique.

Les subdivisions du Tournaisien russe sont: La partie supérieure du Kizelovsky et le Kosvinsky (Hecker, 2002).

CARBONIFERE	MISSISSIPIEN	DINANTIEN	ILES BRITANNIQUES	BELGIQUE, FRANCE, ESPAGNE, Allemagne			RUSSIE			MA
			Partie supérieure Du GHADIEN	TOURNAISIEN	Tn3c	IVORIEN	TOURNAISIEN	KOSVINSKY	345	
	Tn3ab									
COURCEYEN	T n 2	HASTRIEN	TOURNAISIEN		KIZELOVSKY					
	Tn 1b									
GSSP Limite D/C La Serre									354	
DEVONIAN		FAMENNIEN		Tn1a		STRUNIEN		ZAVOLSKY		

Tableau. I-6. Subdivisions du Tournaisien d'Europe occidentale et de Russie tiré du tableau de subdivision du Carbonifère (d'après Menning & al., 2000, in Legrand Blain and Vachard, 2005).

- Tournaisien du Sahara occidental algérien

Menchikoff (1949) décrit l'extension d'une mer tournaisienne en signalant au Sud du Bassin de Tindouf des *Spirifer verneuilli* (MURCHISON), ainsi que des *Spirifer tornacensis* DE KONINCK. Au Sud de la dorsale Reguibat, la mer à *Spirifer tornacensis* s'étendait avec les mêmes faciès sur la région du Taoudeni; elle devait communiquer avec le Nord et l'Est par la région de l'Erg Chech.

Un Tournaisien précoce, a été signalé en Afrique du Nord par Hollard (1956, 1958). Il est caractérisé par la présence d'ammonoïdes, dont des espèces de *Gattendorfia* et ‘*Imitoceras gurichi*’ du Maider et de la vallée du Drâa au Maroc. Dans le Nord-Ouest du Sahara algérien, à la Gara El Kahla, au Sud-Ouest de Timimoun ont été découverts par Meyendorff (1939) des ammonoïdes : *Gattendorfia cf. crassa* (SCHMIDT), ‘*Gattendorfia sp.*’, et ‘*Aganides sp.*’. Plus tard, Conrad (1984) figure des spécimens de ‘*Gattendorfia gr. Crassa* (SCHMIDT) de ces niveaux.

Dans la même localité, un groupe de spécialistes allemands : Ebbighausen, Bockwinkel, Korn, Weyer (2004), ont signalé une petite faune d'ammonoïdes, dont l'âge probable est du Tournaisien inférieur et moyen. Dans la Gara Kahla près de Timimoun, les taxons suivants ont été décrits: *Acutimitoceras sinulobatum* n. sp., *Acutimitoceras sinulobatum* n. sp. A, *Hasselbachia gourara* n. sp., *Gattendorfia jacquelinae* n. sp., *Gattendorfia cf. crassa* (SCHMIDT), *Kahlacanites mariae* n. sp., et *Kahlacanites timimounensis* n. sp. Mais cette faune se situe à la base des Grès de Kahla supérieur, et dans l'horizon argileux sus-jacent à *Gattendorfia* (Brice, Legrand Blain, Nicolin, 2005).

Dans la même région, une étude systématique faite sur les Productideaes, Rhynchonellidaes et Spiriferidaes a été faite par les auteurs cités ci-dessus qui signalent les espèces suivantes :

Productinea sp., dans les Grès de la Formation de Kahla, partie supérieure *Acanthia* (?) *placita* (MERGL & MASSA), *Acanthia* (?) sp. 2, dans les grès de la Formation de Kahla supérieure, au-dessus de l'horizon à *Gattendorfia*

Shumardella Brice n. sp. *aff. fracta* (CARTER), dans les grès de la Formation supérieure de la Gara Kahla, *Shumardella nov. sp. aff. fracta* est seulement présente dans le Tournaisien inférieur de la région de Timimoun.

Prospira sp.1, *Prospira sp.2*, *Unispirifer unicus* (HAVLICEK), *Voiseyella sp. A. aff. anterosa* (CAMPBELL), *Voiseyella sp.2 aff. sergunkovae* (BUBLICHENKO), *Voiseyella sp.2*, *Voiseyella sp. 4*, *Voiseyella sp. 3 aff. tylothyriiformis* (KRESTOVNIKOV & KARPYCHEV), *Eochoristites platycosta* (HAVLICEK) et *Syringothiris sp. indet.*,

Dans les Grès de la Formation de Kahla supérieur, probablement du Tournaisien basal.

- Tournaisien de la vallée de la Saoura

Dans la vallée de la Saoura, le Tournaisien affleure bien dans la partie nord de la région de Ouarourout jusqu'aux puits de Hassi-Sguilma. Il ne semble pas affleurer vers le Sud-Sud-Est, car soit il a été érodé, soit il est caché plus au Sud-Est par le Grand Erg Occidental; cela est très probable car sur la carte au 1/500. 000 (1950), le Tournaisien est

signalé dans la région de Talmine sur plus d'une centaine de kilomètres au Sud-Est de Beni-Abbès. Cependant, une question se pose, le Tournaisien de Talmine est-il dans la continuité de la vallée de la Saoura, où est-il un lambeau de la partie nord du bassin de Timimoun ? Ceci doit être étudié.

Au Nord de la vallée de la Saoura, prolongée par la vallée de la Zousfana, le Tournaisien a été recoupé par des forages ; plus au Nord dans le Djebel Crouz, il réapparaît sous la forme d'un affleurement de très faible épaisseur.

On note aussi, que de l'étude du Tournaisien de la vallée de la Saoura, conduit à montrer que le Tournaisien inférieur est représenté par la Formation de Ouled Bou-Hadid et le Tournaisien supérieur par la Formation de Hassi-Sguilma. Le Tournaisien moyen n'existe probablement pas dans cette région ou bien, il n'a pas été mis en évidence.

*** Formation des Argiles d'Ouled Bou-Hadid**

Les grès du Dévonien supérieur de la région de Ouarourout, se terminent par un petit banc de grès calcaireux, plaqué contre les dernières barres quartzitiques à *ripple-marks* de la Formation de Ouarourout. Ce banc a livré quelques conodontes, dont des formes se rapportant au genre *Spathognathodus*, qui suggère un âge compris entre le Famennien supérieur et le Tournaisien inférieur. Ce petit banc de calcaire à gros galet de grès a livré des *Gattendorfia* et des *Siphonodella sulcata* (HUDDDEL) (Conrad et al., 1970) et marque la base de la Formation d'Ouled Bou-Hadid, datée du Tournaisien inférieur.

Les argiles sus-jacentes à ce petit banc calcaire ont aussi livré des *Gattendorfia* et des *Imitoceras*. Cette formation est monotone, et comporte 700m d'argiles rouges azoïques à efflorescences gypseuses post-carbonifères.

Weyant (1985) signale dans la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid, la présence de conodontes représentés par : *Siphonodella sulcata* (HUDDDEL), *Pseudopolygnathus dentilineatus* (BRANSON), *Polygnathus communis* (BRANSON et MEHL).

*** Formation de Hassi-Sguilma**

Le passage de la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid à la Formation de Hassi-Sguilma est progressif, avec apparition de couches d'argiles chargées de fines passées de grès bruns, qui deviennent de plus en plus fréquentes, jusqu'à l'apparition des premiers grès à *ripple-marks*, alternant avec des argiles à nodules rouges (miches gréseuses à structure concentrique). Les dépôts de la Formation de Hassi-Sguilma, se terminent par un petit banc

de calcaire graveleux à *cone in cone* avec *Spirifer tornacensis* DE KONINCK. Son épaisseur est de 200m.

Dans ce banc calcaire, Menchikoff (1930) a recueilli *Aganides rotatorius* DE KONINCK, *Munsteroceras Oweni* HALL, *Munsteroceras Oweni* var. *parallelum* HALL, *Munsteroceras sphaeroidalis* Mc COY, *Prolecanites comparabellum* HALL, *Munsteroceras sphaeroidalis* Mc COY, *Prolecanites compressus* SOWERBY, *Nautilus*, *Orthoceras*, des gastéropodes, des lamellibranches et des polypiers. Pour Menchikoff, ces faunes se situent au sommet du Tournaisien.

Dans ce petit banc de calcaire graveleux et à débris grossiers se trouvent des articles de crinoïdes, de grands bryozoaires à peine déchiquetés, des sections de productidés et leurs épines, et des trainées de petits fragments allongés énigmatiques. Pareyn (1961) a recueilli une accumulation d'organismes qui suggère un cordon littoral de coquillages :

- *Productus-Dictyoclostus-semireticulatus*-MARTIN.
- *Productus-Pustula-pustulosus* PHILLIPS
- *Productus-Pustula-interruptus* Y .THOMAS.
- *Productus – Plicatifera-Plicatilis* SOWERBY.
- *Schellwienella* sp.
- *Syringothyris cuspidata* MARTIN.
- *Leptoena analoga* SOWERBY.
- Fenestelles et Encrines

Ce calcaire renferme également des conodontes déterminés par Remack –Petitot (1960)

- *Siphonodella duplicata* BRANSON et MEHL.
- *Polygnathodus communis* BRANSON et MEHL.
- *Pseudopolygnathus* (P. cf. *multistriata* MEHL et THOMAS).
- *Prionodina* cf. *barbata* BRANSON et MEHL.
- *Ozarkodina* sp.
- *Fragments d'Hindeodella* sp.

Parmi ces formes, *Siphonodella duplicata* (BRANSON et MEHL), est abondante dans ce calcaire. C'est une espèce cantonnée dans le Tournaisien supérieur.

Ce calcaire graveleux est donc un banc repère, d'autant plus que la sédimentation argileuse reprend au-dessus dans le Viséen. Ce banc a été dénommé 'Banc de Menchikoff', dans lequel Pareyn (1961) a signalé des *Merocanites*, des *Imitoceras*, *Pericyclus*, *Munsteroceras* et *Sagittoceras*.

Pareyn (1961) place la limite Tournaisien-Viséen, par l'apparition de *Merocanites* et *Sagittoceras*.

Les genres *Muensteroceras* et *Perycyclus*, apparus avec le Tournaisien, connaissent un grand développement au Viséen inférieur, mais ils s'éteignent avant l'apparition des premières goniatites spiralées (Pareyn, 1961 et Weyant, 1985).

Cette seconde formation du Tournaisien, dite de Hassi-Sguilma, marque une avancée de la mer au Tournaisien supérieur.

* La **Formation de Hassi-Sguilma** se subdivise en deux membres :

Un membre inférieur dénommé **Membre de Hassi Sguilma Sud**, daté de la zone à conodontes, *Siphonodella crenulata*, et ayant pour assemblage les espèces suivantes :

- *Siphonodella sulcata*
- *Polygnathus communis* BRANSON et MEHL
- *Pseudopolygnathus dentilineatus* BRANSON
- *Siphonodella crenulata* COOPER
- *Polygnathus inornatus* BRANSON, a une plus grande extension jusqu'au Membre de Hassi-Sguilma Nord.
- *Siphonodella crenulata* COOPER

Un **Membre Supérieur Hassi Sguilma Nord**, renfermant les conodontes de la zone à *Scaliognathus anchoralis* qui renferme :

Scaliognathus anchoralis BRANSON et MEHL

Polygnathus gr. inornatus VOGES

Pseudopolygnathus triangulata pinnata (ENDO in ENDO et RESSER)

Doliognathus latus BRANSON et MEHL

Gnathodus pseudosemiglaber (THOMPSON & MEHL) débute au Tournaisien supérieur et se prolonge dans le Viséen, ou il marque la limite Tournaisien/ Viséen.

Dans ce même membre Semenoff (1985) a signalé la présence de coraux. Ce sont :

- *Amplexus coralloïdes* SOWERBY et *Rylstonia sguilmensis* SEMENOFF

Dans la Saoura, il y a correspondance entre la Formation de Hassi-Sguilma Nord qui est fini-Tournaisienne et datée par *Scaliognathus anchoralis* (BRANSON & MELH) et La Formation d'El Hariga.

	SAOURA	GOURARA	
		Affleur	Subs
TOURNAISIEN	<i>Merocanites</i> Grès –calcaire De Hassi-Sguilma Argiles de Ouled Bou Hadid <i>Gattendorfia</i>	Partie inférieure des argiles de Timimoun <i>Meraconites</i>	
		Grès supérieurs de Kahla <i>Acrocanites</i>	
STRUNIEN	Grès de Marhouma Ouarourout	<i>Gattendorfia</i>	
		Grès inférieurs de Kahla	Grès De Sbâa
FAMENNIEN (V)	<i>Woklumeria</i> Argiles de Marhouma <i>Gonioclymenia</i>	Argiles de Kahla <i>Gonioclymenia</i>	

Tableau I-7. Formations attribuables au Famennien supérieur, au Famennien terminal (Strunien) et au Tournaisien dans la Saoura et le Gourara (Legrand Blain, 2002).

I.1.3 Historique des recherches et état actuel des connaissances

I.1.3.1 Période de la géologie descriptive et interprétative 1880 – 2004

En 1880, la synthèse géologique sur le Dévonien et le Carbonifère avec détermination des premiers fossiles, a été établie par Oscar Lenz, lors d'un itinéraire débutant par le Maroc, avec une traversée du Sahara algérien et finissant au Mali.

En 1886, G. Rolland, dressa une carte sur laquelle le Dévonien est très développé, mais sans distinction d'étages. Cette carte comprend les Tassilis des Adjers et la vallée de la Saoura.

En 1896, G. B. M Flammant fut aussi parmi les pionniers de la géologie saharienne. Il présenta un aperçu général sur la géologie et des productions minérales du Bassin de l'Oued Saoura et des régions limitrophes.

En 1903, E. Haug, étudia deux horizons de Céphalopodes du Dévonien supérieur dans le Sahara Sud Oranais, en utilisant les faunes récoltées par E.F Gautier.

En 1903, E. F. Gautier a repris en partie la carte au 1/200 000 esquissée par Rolland.

En 1924, N. Menchikoff a donné la première description de la série paléozoïque comprise entre Béni-Abbes et Igli, complétée en 1933. Entre 1930 et 1933, il a tracé les grandes lignes du Dévonien de la Saoura.

En 1938 Meyendorff a entrepris, des travaux de cartographie dans cette région.

En 1943, J. Letourneur étudia les terrains quaternaires de la vallée de la Saoura

En 1945, H. Scholler étudia aussi les terrains quaternaires de la vallée de la Saoura.

De 1947 à 1949 Dorothé Le Maître publia plusieurs travaux sur le Dévonien inférieur et moyen de la vallée de la Saoura. Ses travaux ont été transcrits dans les 'Matériaux pour la carte géologique de l'Algérie'.

En 1950, Meyendorff et Poueyto ont levé la carte géologique au 1/500.000 de Kerzaz.

En 1952- 1953, H. Alimen étudia les terrains quaternaires.

En 1952- 1960, G. Petter, se consacra, à l'étude du Dévonien fossilifère de la vallée de la Saoura.

Au cours des années 1960 à 1962, Gomez-Silva, Pecaud et Wiel, ont établi le schéma de la stratigraphie des dépôts du Cambro-Ordovicien.

En 1961, Pareyn dans sa thèse sur les massifs du Carbonifère Sud Oranais, en plus de son étude sur les ammonoïdes carbonifères, il a signalé la présence d'une longue épine du poisson *Ctenacanthus* dans le Dévonien, ainsi que les *Pillows forms* qui caractérisent les 'Grès de Ouarourout'. Il a étudié le Tournaisien en distinguant deux formations principales : Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid pour le Tournaisien inférieur et Formation de Hassi-Sguilma pour le Tournaisien supérieur.

En 1967 Blès a mené une mission cartographique sur les feuilles à 1/500.000 de Tabelbala et Hamada du Drâa.

En 1968, Blès et Decamps ont réalisé une étude microstructurale du Djebel Ben-Tadjine et de la région du Km 30.

En 1969, Conrad a consacré une étude sur le quaternaire de l'Ougarta.

En 1970, Conrad a reconnu la base du Tournaisien inférieur en signalant la présence des *Gattendorfia*.

En 1974, au cours de la seconde réunion des sciences de la terre à Nancy, Weyant a signalé dans la Formation des Grès d'Ouarourout les conodontes suivants : *Pseudopolygnathus dentilineatus* (BRANSON), *Polygnathus communis* (BRANSON et MEHL), *Polygnathus gr. Inornatus* (BRANSON et MEHL), ainsi que *Siphonodella sulcata* (HUDDDEL).

En 1970, Donzeau réalisa l'étude tectonique des diaclases du Paléozoïque.

En 1972 jusqu'en 1978 Fabre a élaboré différents levés géologiques.

En 1974, Chikhaoui, dans le cadre de sa thèse de doctorat troisième cycle a effectué des études sur les roches volcaniques du Précambrien.

En 1985, 1987, Boumendjel réalise des études sur la faune et la microfaune du Dévonien de l'Ougarta, ce qui a permis d'établir une chronostratigraphie plus détaillée de ce système.

En 1986, Bouima a élaboré une thèse doctorale sur les minéralisations cuprifères de Rahmani.

En 1987, A. Maache réalisa une étude lithostratigraphique, diagénétique et paléogéographique du Dévonien.

En 1987, Goddertz a mis à jour les travaux de Petter (1959 à 1960) grâce à une étude sur les ammonoïdes de la coupe du Km 30, du Dévonien inférieur, moyen voire jusqu'à la base du Dévonien supérieur (Frasnien) ; il a établi des comparaisons avec les conodontes de ces étages.

En 1990, Aït Kaci présente une étude sur l'évolution lithostratigraphique et sédimentologique des monts de l'Ougarta.

En 1997 Khennous a entrepris de retracer l'histoire de l'évolution sédimentaire en vue de la recherche pétrolière du bassin avoisinant la ride de l'Ougarta.

En 1999 et 2001 des travaux ont été entrepris sur le Dévonien de la Saoura par les membres du laboratoire de l'université Es-Senia-Oran; Boutarda et Belaghdji ainsi que Abbache.

En 2002, Legrand-Blain a présenté des travaux récapitulatifs sur les subdivisions du Strunien et Tournaisien des bassins méridionaux de la plate-forme saharienne.

En 2004, en se basant sur cette compilation des données sur le Sahara Algérien, Fabre, Kazi-Tani et *al.*, 2005 ont utilisé les méthodes de la stratigraphie afin de mieux interpréter les différentes entités géologiques sahariennes.

I.1.3.2 Travaux dans un cadre industriel

En 1950 Roy, dans une mission BRMA, à prospector la région d'Ougarta et de Tabelbala.

Entre 1950 et 1956, le BRMA sous la direction de Heriard – Dubreuil a entamé la prospection et même l'exploitation du gisement de manganèse de Guettara dans la chaîne Ougarta.

En 1952, Meindre, dans le cadre du BRMA a prospecté les couches de fer des Monts de l'Ougarta.

En 1954,1955, Burollet, dans le cadre des travaux de la compagnie française du pétrole a établi une nomenclature des différentes formations qui constituent l'ensemble de la chaîne Ougarta – Saoura.

En 1959 Bourgeois a entamé des recherches hydrogéologiques dans la vallée de la Saoura (faisceau de la Saoura) et à Tabelbala (faisceau de la Daoura).

Plusieurs géologues pétroliers, ont effectués des travaux dans la région. Citons Pareyn (1960), Legrand (1961, 1965, 1966), Gomez Silva et *al* (1963), Lefièvre (1963).

Bastien, en 1965, dans le cadre de la SN REPAL, réalisa un travail sédimentologique du Dévonien de l'Ougarta. Pour mieux départager les différentes formations, il en introduisit une nouvelle, la Formation du Cheffar El Ahmar.

En 1967, Bastien et Malgloire (1963) ont réalisé pour la Formation de Dkhiissa, une étude sédimentologique avec un modèle explicatif de l'évolution spatiotemporelle et une stratigraphie basée sur la palynologie.

En 1972, le BEICIP (Bureau d'étude industrielle et de coopération de l'institut français du pétrole) a montré que le Précambrien caractérisé par les conglomérats du Djebel Ben-Tadjine, a été formé par les volcanites du protérozoïque tardif de l'Anti-Atlas (série d'Ouarzazate).

En 1974, la SONATRACH, a présenté avec le travail d'Aliev, une compilation des données sur le Paléozoïque du Sahara.

En 1976, dans le cadre de la SONAREM, Pchentchnyl a réalisé des travaux de reconnaissance dans les régions de Kerzaz - Tabelbala - Ougarta.

En 1980, dans le cadre de la SONAREM, Khokhlov, Botezatou et Gorev, ont mené une prospection sur des indices de cuivre dans le Djebel Ben-Tadjine, près du faisceau de la Daoura.

En 1986, dans le contexte SONAREM, Preidl a réalisée une étude approfondie sur le Précambrien du Djebel Bentadjine, plus précisément pour la prospection du cuivre.

Dans le cadre de l'ORGM, Des travaux Riffault en 1990, suivis des travaux de Malti en 1996, résulte le gisement de Barytine de Draïssa et de ses régions limitrophes.

I.1.4. Rappels sur le Dévonien-Carbonifère des bassins sahariens de la province occidentale

Les dépôts des mers dévoniennes sont connus en de nombreux points du Sahara. On les suit depuis le Maroc jusqu'en Mauritanie, vers le Sud et jusque dans le Fezzan vers l'Est en passant par les régions de la Saoura, du Touat, du Tidikelt et la zone tassilienne, mais ils font complètement défaut dans le centre du désert de Lybie (Menchikoff, 1930).

A la fin du Dévonien, la régression est générale. Le domaine atlasique (Tafilalt) et la bordure du Hoggar émergent. La mer persiste dans le secteur du Gourara, tandis que dans la Saoura, la subsidence entretient la sédimentation avec des séries rouges du Tournaisien inférieur.

Au Tournaisien supérieur, la transgression carbonifère gagne le bassin du Drâa (Sud du Maroc) et récupère le bassin de Reggan du Touat, ainsi que les bassins de l'Ahnet et du

Mouydir. Puis elle atteint les marges du bassin de Béchar, à la fin du Tournaisien (Pareyn 1961). Pour Conrad (1970), bien que cette transgression soit simultanée, elle n'a pu atteindre le Sud Ouest du bassin du Drâa.

L'ensemble des bassins sédimentaires (fig. I-5) de la plate-forme saharienne sont de type intracratonique. Seules les corrélations des formations allant du Dévonien supérieur à la fin du Tournaisien supérieur, dans les bassins de la province occidentale, sont résumées dans le tableau I-8.

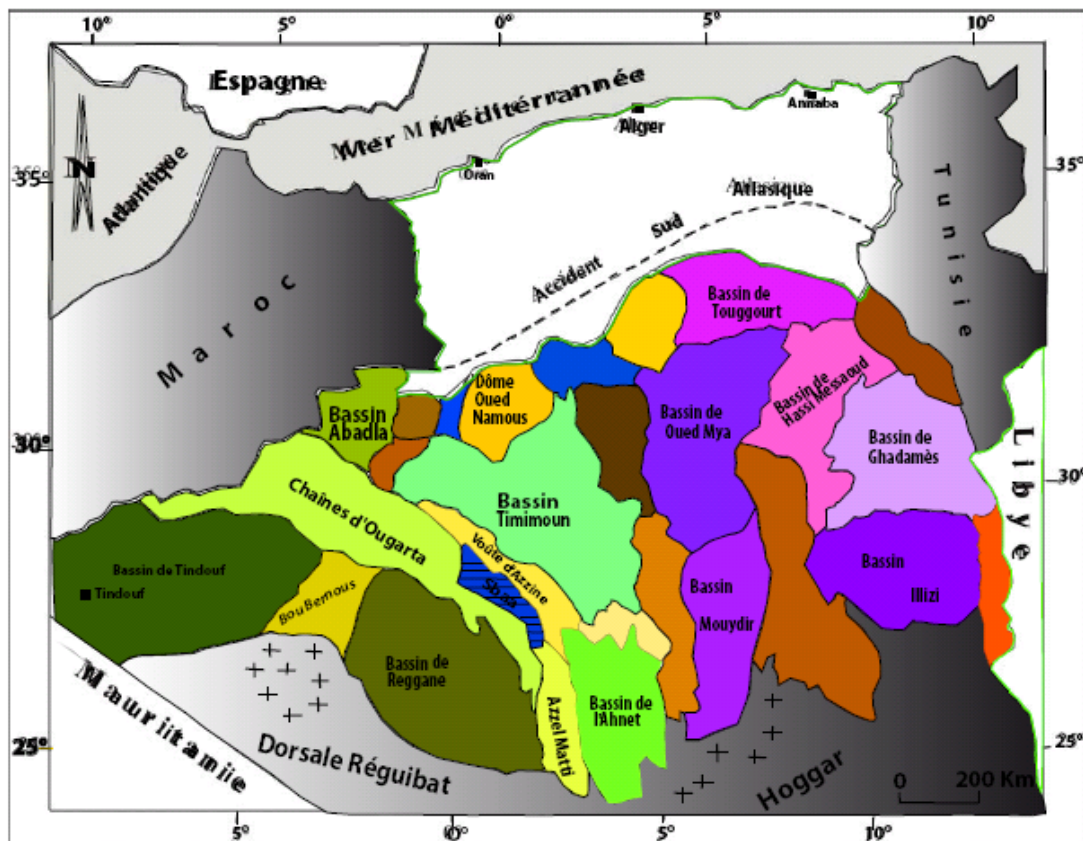


Fig. I -5. Carte des principaux bassins de la plate-forme saharienne (CARTE SONATRACH DIVISION EXPLORATION, 2009)

I.1.4.1 Bassin de Béchar

Le Dévonien et le Tournaisien persistent et se présentent sous forme de séries condensées, dans la région d'El Haidoura au Djebel Grouz (Nord du bassin de Béchar) (Weyant et Pareyn, 1975). Pour de nombreux auteurs, cette série est composée de faciès de type bassin. Dans les structures satellites septentrionales du Djebel Horreit (Maïder El Mhajib) et du Djebel Antar la Soltane El Betoum, des coupes ont été levées par Lemosquet, Pareyn, et Weyant (1980).

Dans ces régions, le Tournaisien repose sur les derniers sédiments dévoniens, représentés par des calcaires griottes. Dans la partie occidentale du Soltane El Betoum et dans le Maider El

Mhajib, des calcaires massifs à *Siphonophyllia* du Viséen inférieur reposent soit du Famennien terminal (Zone à *Spathognathus costatus*), soit sur du Frasnien (Zone à *polygnathus asymmetricus*), soit sur du Dévonien moyen (zone à *polygnathodus varcus*), soit directement sur l'Emsien (Zone à *Spathognathodus steinhornensis*). Une discordance cartographique entre les différents termes du Dévonien et le Viséen inférieur n'est matérialisée par aucune trace d'érosion ou de remaniement. Le contact entre l'Emsien et le Viséen inférieur, par exemple, n'est souligné que par un très mince joint de stratification à peine ferruginisé, entre deux masses calcaires presque identiques ; seule l'étude des conodontes a permis de discerner les dépôts du Dévonien et du Viséen inférieur.

Les recherches d'Alberti (1980), fondées en particulier sur la répartition des trilobites et des tentaculites, ont montré que la succession est complète du Likhovien à l'Eifelien. Le Likhovien supérieur à Praguien est moins épais que celui de l'Ougarta, par contre, les argiles, grès et calcaires correspondent à l'Emsien. Le Dévonien moyen et supérieur, beaucoup moins épais, sont datés sur la base des goniatites (Menchikoff, 1936 ; Massa, 1965).

A Ben-Zireg, le Tournaisien est sous forme d'olisthostromes dans un wildflysch du Viséen inférieur.

L'érosion de la série tournaisienne du compartiment Antar- Horreit et le remaniement des encrinites tournaisiennes dans le Viséen inférieur de Ben-Zireg sont les manifestations sensiblement synchrones d'une phase orogénique probablement hercynienne. Mais au cours de l'orogénèse hercynienne, aucune phase orogénique n'a été signalée entre le Tournaisien et le Viséen.

Plusieurs forages recoupant la Vallée de la Zousfana (partie Est du bassin de Béchar) ont recoupé le Dévonien et le Tournaisien. Les sondages ayant recoupé le Dévono-Tournaisien sont : le Tga1, le Er.1, le Ut. 2 (S.N. REPAL, 1963). Dans la partie ouest du bassin de Béchar, le forage Cbm1 a aussi recoupé du Devono-Tournaisien (SONATRACH, 1971, inédit).

I.1.4.2 Bassin de Timimoun

Le bassin de Timimoun se situe à l'Est de la chaîne Ougarta. Pour Conrad (1984), considère les faciès de ce bassin comme intermédiaires entre la partie septentrionale du Bassin de Béchar et la province méridionale du bassin de l'Ahnet. Menyendorff (1938) est l'un des premiers à avoir étudié cette région; de nombreux sondages ont été forés par plusieurs compagnies pétrolières et ont permis l'élaboration d'une étude palynologique par Lanzoni et Magloire (1969), ainsi que par Abdelselem Rhouighi (1989, 1996, 1997, 2003, 2009).

Dans le bassin de Timimoun, le Famennien V, est représenté par la Formation des Argiles de Kahla datée Zone V à son sommet, grâce à la présence des *Gonioclymenia*. Cette formation est composée d'argiles noires à minces lits silteux et dolomitiques qui contiennent des brachiopodes et des céphalopodes du Frasnien – Famennien, en particulier les *Manticoceras*. A cette formation succède les Grès Inférieurs de Kahla livrant à leur base, des rhynchonellida (*Megalopterorhynchus* et *Paurogastrodetaechia*), *Mesoplica praelonga*, *Cyrtospirifer*, *Paleospirifer*, et des goniatites du genre *Prionoceras*. Ces brachiopodes se rapportent à la Zone à *Gastrodotoechia* (Sartenaer, 1975).

Plus haut, des dépôts fluvio – deltaïques prédominants; ils contiennent seulement quelques bivalves et sont suivis par un banc calcaire à nombreux crinoïdes.

Les Grès inférieurs de Kahla sont l'équivalent des Grès de Ouarourout, ou du Djebel Kahal. Ils sont azoïques à l'exception d'un mince horizon terminal à *Pseudopolygnathus dentilineatus* (BRANSON).

La limite entre le Dévonien et le Carbonifère se situe au sein de cette masse gréseuse.

Les études palynologiques à ce niveau (en forages) révèlent <<une sensible discontinuité biologique>> (Lanzonie & Magloire, 1969 in Legrand-Blain, 1983) entre une zone 'strunienne' à *Hymemozonotriletes lepidophytus* (KEDO) et une zone à *Convolutispora*, d'âge tournaisien.

Les Grès supérieurs de Kahla comportent successivement :

- Des quartzites

- Des argiles à *Gattendorfia gr. crassa* (SCHMIDT), à *Polygnathus* sp., à *Cythoxania*, et à assemblage de brachiopodes (Legrand-Blain, 1979 in Legrand-Blain, 1983) comprenant : *Eobrachythyris strunianus* (GOSSELET), *Eochoristites*, *Syringothiris ahnetensis* (LEGRAND-BLAIN) et *Unispirifer*, ainsi qu'à *Imitoceras* et brachiopodes du Tournaisien inférieur (Zone VII).

- Des grès régressifs

- Des grès à lentilles calcaires à *Pustula*, *Spirifer subcintus*, avec des passées argileuses à *Acronites*, *Protocanites*, du Tournaisien supérieur.

La Formation des Grès supérieurs de Kahla est recouverte par la Formation des Argiles de Timimoun, qui débute par un niveau repère la "dalle à *Merocanites*" équivalente de Hassi-Sguilma Nord (Saoura) et la "dalle des Iridet" (Ahnet). Elle marque la limite supérieure du Tournaisien.

La cuvette de Sbaâ occupe la partie sud-ouest du bassin de Timimoun, elle correspond à un étroit sillon (60km) d'orientation NW– SE qui borde le flanc nord-est des Monts de l'Ougarta

(fig. I-5, p. 49). Relativement à l'épaisseur des dépôts du bassin de Timimoun, l'épaisseur des dépôts de la cuvette de Sbaâ est faible. Les dépôts du Dévonien sont dominés par un faciès argilo-gréseux, avec des niveaux carbonatés interstratifiés datés du Dévonien moyen et du Frasnien.

I.1.4.3 Bassin de Reggan, Ahnet, Mouydir

Le flanc nord – est du Bassin de Reggan est redressé au contact de la chaîne plissée de l'Ougarta.

Le bassin de l'Ahnet est situé au Sud du Bassin de Timimoun et dans le prolongement de la cuvette de Sbaâ, entre le Haut-fond de Bled El Mass –Azzel Matti et le bouclier du Hoggar (fig. I-5, p. 49).

Les formations sont les mêmes dans la région du Mouydir et dans la région de l'Ahnet, car le môle de Foum-Arak Belrem fût un uplift actif au cours du Paléozoïque inférieur et il sépare actuellement les deux régions. Cet uplift ne fût pas un obstacle aux transgressions provenant du Nord. Cependant, dans le Mouydir, la succession carbonifère ne dépasse pas la partie basale du Viséen supérieur.

Le bassin de Reggan inclut les affleurements du Touat dans le Nord-Est (Menyendorff, 1939). Ils se trouvent dans les régions d'El Ahmar et Tazout, et ils sont dispersés dans l'Erg Chech ainsi que dans le Bled El Mass et dans le synclinal d'Azzel Matti. Dans ce bassin, les 'Grès du Khenig' montrent des faciès littoraux et marins, interrompus près du sommet par des altérites continentales.

Dans les bassins de l'Ahnet et du Mouydir affleure la Formation de Medene Yahia qui forme la partie terminale du Frasnien (tableau I-8). Elle est composée de dépôts marins à brachiopodes, rhynchonelles et à goniatites du genre *Tornoceras* (Zone I à II) et *Manticoceras* (Zone I).

La Formation des Argiles du Khenig se trouve intercalée entre la Formation des Argiles de Medden Yahia et la Formation strunienne des Grès du Khenig (tableau I-8). Elle est composée d'argile et de grès. Cette formation appartient au Famennien.

Dans le bassin du Mouydir, des intercalations de niveaux calcaires lumachelliques contiennent des *Sporadoceras biferum* (PHILLIPS) et des *Sporadoceras aculoterale* (SANDBERGER).

Dans les bassins du Mouydir et de l’Ahnet (Follot, 1952; Lys, 1979 ; Conrad, 1984), les ‘Grès du Khenig’ sont mal datés dans leur partie inférieure; ils sont supposés Strunien. C’est avec les ‘Grès supérieurs du Khenig’ que s’amorce la transgression tournaisienne avec le développement de dépôts marins dans la partie septentrionale de ces bassins. La faune contenue dans ces dépôts se compose de brachiopodes identifiés par Legrand-Blain (1979); ce sont : *Syringothyris ahnetensis*, *Verhkotomia* sp., *Unispirifer* ex gr. *pesasicus*, *Unispirifer* sp. 1, *Eochoristites* sp. 1, ainsi qu’une faune d’ammonoïdes mal préservées constituée de *Gattendorfia* et *Imitoceras Subbilobatum* (MÜNSTER), qui indiquent bien un âge Tournaisien inférieur (Tn 1b, Zone VII).

La véritable transgression se développe avec les ‘Argiles de Tiguentour’ qui livrent une riche faune de goniatites de la zone à *Acrocanites* du Tournaisien supérieur (Tn2-3) (Korn et al., 2010).

Ces argiles sont surmontées par ‘Les Grès de Tibaradine’. Ce sont des grès calcaireux caractérisant un faciès néritique dont les brachiopodes ont été déterminés par Legrand – Blain (1979); ce sont : *Syringothyris folloti*, *S. sefiatensis*, *Histosyrinx vautreini*, *Marginatia betainensis*, et *M. vaughani* du Tournaisien supérieur. Le Productidé *Koekukia* (?) *bateinensis* est plus caractéristique, a été identifié par Legrand-Blain (2002) ; il se trouve à la base de ces grès, dans le bassin de l’Ahnet, mais il n’a pas encore été signalé dans le bassin de Reggan.

Ces grès sont recouverts par ‘La dalle des Iridet’; il s’agit d’un calcaire à *Merocanites*, *Pericyclus*, à conodontes de la zone à *Scaliognathus anchoralis* et à foraminifères éovisiéens dont *Valvulinella angulata* (MAGNIEZ-JANNIN), *V. youngi* (BRADY). Ils constituent dans tout le Sahara central un excellent niveau repère, de même âge que le gisement de la Formation de Hassi Sguilma de la Saoura, c’est-à-dire Tournaisien terminal, base du Viséen.

I.1.4.4 Bassin de Tindouf

Il correspond à une dépression dissymétrique qui s’appuie en pente douce sur le Bouclier Reguibat au Sud, par contre ce bassin est fortement redressé au Nord, suivant son contact avec l’Anti-Atlas au Maroc. C’est un bassin de type épicrotonique, développé sur la marge nord du craton ouest-africain et du Bassin de Taoudenni (Destombes et al., 1985 ; Bertrand –Sarfati et al., 1990).

Hollard (1970) a fait une étude assez complète du bassin de Tindouf en individualisant des différences de dépôts entre le flanc nord et le flanc sud.

Sur le **bord nord** du bassin de Tindouf, le Frasnien est représenté par la Formation des 'Argiles du Drâa', caractérisée par des dépôts argileux et calcaires. Cette formation se poursuit dans le Famennien inférieur sous un faciès argileux très épais, à intercalations de nodules calcaires à goniatites semblables à celle du Famennien (zones II et III) de la vallée de la Saoura.

Le Famennien supérieur est intercalé par des niveaux gréseux et gréso-calcaires, ainsi que par des bancs calcaires formant des lumachelles à *Cyrtospirifer*.

Dans la région du Drâa, la formation sus-jacente est connue sous le nom de Formation de Lemgairinat caractérisée par des lumachelles et des grès.

Dans la région du Zemoul, s'est instauré un régime à dépôts argileux contenant des brachiopodes du Strunien ainsi que *des Cymaclymenia*, *des Imitoceras* et plus haut des *Woclumeria*. Ces dépôts forment les Formations de Tazout 1 et Tazout 2 (Hollard, 1970) ayant pour équivalence les Grès inférieurs de Kahla (tableau I-8). La base de ces dépôts est marquée par un niveau conglomératique témoignant d'une régression au Strunien. C'est dans ces argiles que la limite Dévono-Carbonifère doit être recherchée.

La zone à *Gattendorfia* et à *Protocanites* est connue dans le Tazout 3, où se trouvent divers gisements de goniatites et de brachiopodes du Tournaisien supérieur et terminal. Le Tazout 3 est surmonté par la Formation de la Betaïna dont la base est attribuée au Tournaisien terminal.

Les goniatites appartenant au Tournaisien supérieur du bassin sont: *Munsteroceras subglobosum* (LIBROVICH), *Munsteroceras crassum* (FOORD), *Merocanites applanatus* (FRECH), *Pericyclus rotuliformis* CRICK, *Pericyclus djaprakensis* (LIBROVICH), *Marginata (?) betainensis* (LEGRAND-BLAIN)

Sur le **bord sud** du bassin de Tindouf, le Frasnien est représenté par la Formation des Argiles de Tsalia et le Famennien est représenté par la Formation du Calcaire d'El Rhezal, et la Formation des Argiles de Oued El Rhezal. Le « Strunien » argilo-gréseux décrit par Gevin

(1960), avec des faunes de Rynchonellides et de Spiriferides, se termine par un calcaire conglomératique à bone-beds. Il est daté zone VI, et est représenté dans cette partie du bassin par la Formation de Kerb En Nega qui porte à son sommet un niveau de *Productus*, sur lequel repose la Formation des Argiles et Grès de Kerb Es Slouguia. Dans les travaux de Legrand – Blain (2002), le Famennien est représenté par les siltstones de Kerb En Nega et le Strunien (Dévonien terminal) par les Argilites à gypse de l’Oued Slouguia.

Dans le Dinantien argileux et grésocalcaire sus-jacent, les zones à *Gattendorfia* et *Protocanites* sont absentes. La Formation du Kerb Es Slouguia débute au Dinantien ; elle est argilo-calcaire pour Legrand – Blain (2002) et argilo-gréseuse dans les travaux de SONATRACH. La base de cette formation est une dalle gréseuse à *Productus* identifiés par Legrand-Blain (2002) comme des *Acanthatia*. Cette dalle est suivie d’un banc calcaire violacé ferrugineux – conglomératique à bone – beds et brachiopodes. Ce banc se poursuit par des bancs schisto-gréseux et des dalles calcaréo-gréseuses à *Productides vaughani* et *keokukia* (?) *betainensis* (GEVIN), scellés par une dalle calcaire à *Muensteroceras*, base de la Formation du Kerb Es Sefiat où se trouvent des *Grandispirifer gr. mylkensis* identifié par Legrand-Blain (1986). Cette formation a été daté Tournaisien supérieur.

Plus haut, Gevin (1960) a signalé des grès à *Merginatia vaughani* considérés comme marquant la limite entre le Tournaisien et le Viséen et qui par conséquent, pourraient être équivalent au Membre de Hassi – Sguilma Nord de la Formation de Hassi-Sguilma.

Au Nord comme au Sud du bassin de Tindouf, on note une importante diminution d’épaisseur au Carbonifère inférieur détritique, en allant de l’Est vers l’Ouest.

ECHELLE STRATIGRAPHIQUE		PROVINCE OCCIDENTALE						
		TIMIMOUN	BECHAR MEHAREZ OUED NAMOUS	CHAÎNE D'OUGARTA SAOURA	AHNET MOUYDIR REGGAN (Bahmer)	TINDOUF		
						SUD	NORD	
TOURNAISIEN	sup	Base Argiles de Timimoun <i>Merocanites</i>	Grès de Hassi Sguilma	<i>Merocanites</i> Grès de Hassi Sguilma	Dalle des Iridée (écu. Argile de Timimoune)	Base des Argiles, grès, calcaires du Kerbi Es Sériât	<i>Marocanités</i> Base de la Série de la Bétina <i>Must. "Dupont"</i>	
		Grès supérieurs de Karla <i>Cronites</i>						Grès et Argiles de Tibaradine (écu. Grès de Kahla)
	INF VII	<i>Grès de Saba</i> <i>Gattendorfia</i> Grès inférieurs de Kahla	Argiles de Ouled Bou Hadid	Argiles de Ouled Bou Hadid <i>Gattendorfia</i>	Argiles de Tiguentour (écu. argiles de Kahla) <i>Acrocanites</i>	2		
STRUNIEN (FAMENNIEN TERMINAL)	VI	<i>Gattendorfia</i>	Grès de Marhouma	Grès de Ouarourout <i>Wocklumeria</i>	Grès du Khenig (inf. pour B. Reggan)		Grès de Kerb El Naga	<i>Wocklumeria</i> Tazout 1
FAMENNIEN	V		Argiles De Kahla <i>Gonioclymenia</i>	Argiles de Marhouma	Argiles De Marhouma <i>Gonioclymenia</i>	Argiles du Khenig	Argiles de Oued Rhezal	
	IV	Calcaires griottes	Calcaires de Rhezal					
	III							
	II							
FRASNIEN	Iβ	Récifs kes-kes Calcaire Cheffar El Ahmar		Cheffar El Ahmar	Formation de Meden Yahia	Argiles de Tsabia	Argile du Draâ	
	Iα							

Tableau I-8. Corrélations des Formations du Dévonien supérieur et du Tournaisien des bassins sahariens de la province occidentale (Tableau composé à partir des données SONATRACH et de M. Legrand-Blain; 2002)

I.1.5 ECONOMIE

La chaîne d'Ougarta a été un terrain de recherche minière de 1950 à 1956 par le BRMA sur le gisement de manganèse dans les rhyolites du Précambrien de la région de Guettara. Ce manganèse associé à l'arsenic demeure un problème car la dissociation de ces deux minerais est assez coûteuse.

Les années 1970 à 2000 dans la recherche d'indices surtout cuprifères, on a trouvé d'autres indices de Titane – Zircon qui se trouvent dans les dépôts du Cambrien du Djebel El Hêch.

Les gîtes de Barytine sont plus importants, surtout dans le faisceau de la Daoura, où les réserves de ce gîte ont été mis en évidence par Malti (1996) ; ils atteignent plus de 10 Millions de tonnes, soit trois fois plus que les gîtes voisins du Maroc.

Les nappes à eau minérale sont considérables, mais actuellement, une diminution de leur débit a été signalée. Les substances utiles telles que le Kaolin dans la région de Tabelbala, les argiles à briques et le sable de la région de Béni-Abbes méritent d'être signalés.

I.2 OBJECTIFS ET METHODES

I.2.1 Objectifs

L'objectif de cette étude est essentiellement biostratigraphique, afin de déterminer le passage entre les assises du Dévonien supérieur et celles du Tournaisien dans la Vallée de la Saoura. Des nouvelles datations sur le Dévonien supérieur et le Tournaisien des assises de la vallée de la Saoura résultent de cette étude. Des changements significatifs ont été mis en évidence sur le Tournaisien connu par ses facies monotones en apparence azoïque. En conséquence, le passage Dévonien- Tournaisien est désormais mieux connu.

Au point de vue environnemental, la Formation des Argiles de Marhouma et la Formation des Grès de Ouarourout se sont formées au cours de différentes constitutions de milieux de dépôt. Ces derniers sont caractérisés par un antagonisme entre les indices de milieux peu profonds voire d'émersion et les indices de milieux profonds. Les formations tournaisiennes correspondant généralement à des dépôts marins ont aussi été étudiées avec plus de précisions. Une étude de stratigraphie séquentielle permet une circonscription des corps sédimentaires du Dévonien-Tournaisien de la vallée de la Saoura. Cette étude aboutit à la reconstitution du cadre tectono-eustatique du Sillon de la Saoura.

I.2.2 Méthode

I.2.2.1 Sur le terrain

Des coupes ont été levées dans la vallée de la Saoura depuis Hassi-Sguilma au Nord jusqu'à Idhir au Sud (fig. I-2, p. 3).

Pour un travail plus rationnel, le long de la vallée de la Saoura, les coupes ont été levés dans le **secteur nord** ; ce sont les coupes de la station d'essence près de la Gara Diba, la coupe sur le flanc nord de l'anticlinal de Ouarourout depuis la palmeraie de Ouarourout jusqu'au Reg de Ouled Bouhadid et la coupe du Tournaisien allant du Reg de Ouled Bouhadid jusqu'au Morhabar en passant par les puits de Hassi-Sguilma.

Dans le **secteur sud**, les coupes ont été levées dans la région du Cheffar El Ahmar, dans la cluse de Marhouma, à Béchar, à Tamtert-Zereg (région de Tamtert) et enfin à Idhir (région du Bou Hadid Sud).

Ces coupes sont des levés lithostratigraphiques détaillés et ont été accompagnés de prélèvement d'échantillons pour les analyses suivantes :

- Echantillons pétrographiques pour la confection de lames minces
- Echantillons dans les couches terrigènes, pour l'analyse des RX et la palynologie
- Echantillons sur les bancs calcaires pour la détermination des conodontes
- Echantillons faunistiques

I.2.2.2 Laboratoire

Les laboratoires suivants ont participé à la réalisation des différents types d'analyses :

La confection des sucres à LTPO de Béchar, ainsi qu'au laboratoire des sciences de la terre de l'Université BelKaid de Tlemcen.

La confection des lames minces, a été faite au laboratoire de l'université de Liège (Belgique), au laboratoire de l'Université de Lille (France)

Pour détermination palynologique à la SONATRACH CRD.

Pour quelques déterminations des RX, à la SONATRACH CRD.

Pour les déterminations macrofaunistiques, laboratoire de l'université de Lille, et au Museum de Berlin (Allemagne).

Pour la détermination des conodontes au laboratoire de l'université Pierre et M. Curie (Paris VI).

Chapitre II

LITHOSTRATIGRAPHIE

II.1 GENERALITES

Les affleurements à calcaires ‘griottes’ du Dévonien supérieur forment des crêtes monoclinales à direction ougartienne (NW-SE), séparées l’une de l’autre par des combes d’argiles schistifiées. Sporadiquement, ces affleurements forment aussi des petits anticlinaux faillés, tel que celui de Ouarourout au Nord (Pl. 1, fig. A) et celui d’Idhir au Sud (Pl. 12, fig. B).

Les affleurements du Tournaisien sont sous forme de pitons parsemés dans la Hamada, mais les affleurements du sommet du Tournaisien, se terminent en monoclinaux.

Les levés ont été effectués perpendiculairement à la direction des couches, du NW vers le SE, entre la palmeraie de Ouarourout et Aguedel sur 70 km environ, pour l’étude des formations du Dévonien supérieur et de Ouled Bou Hadid à Hassi-Sguilma pour l’étude des formations tournaisiennes. Ce chapitre est consacré à l’étude lithostratigraphique de chacune des formations. Leur datation est exposée dans le chapitre consacré à la Biostratigraphie.

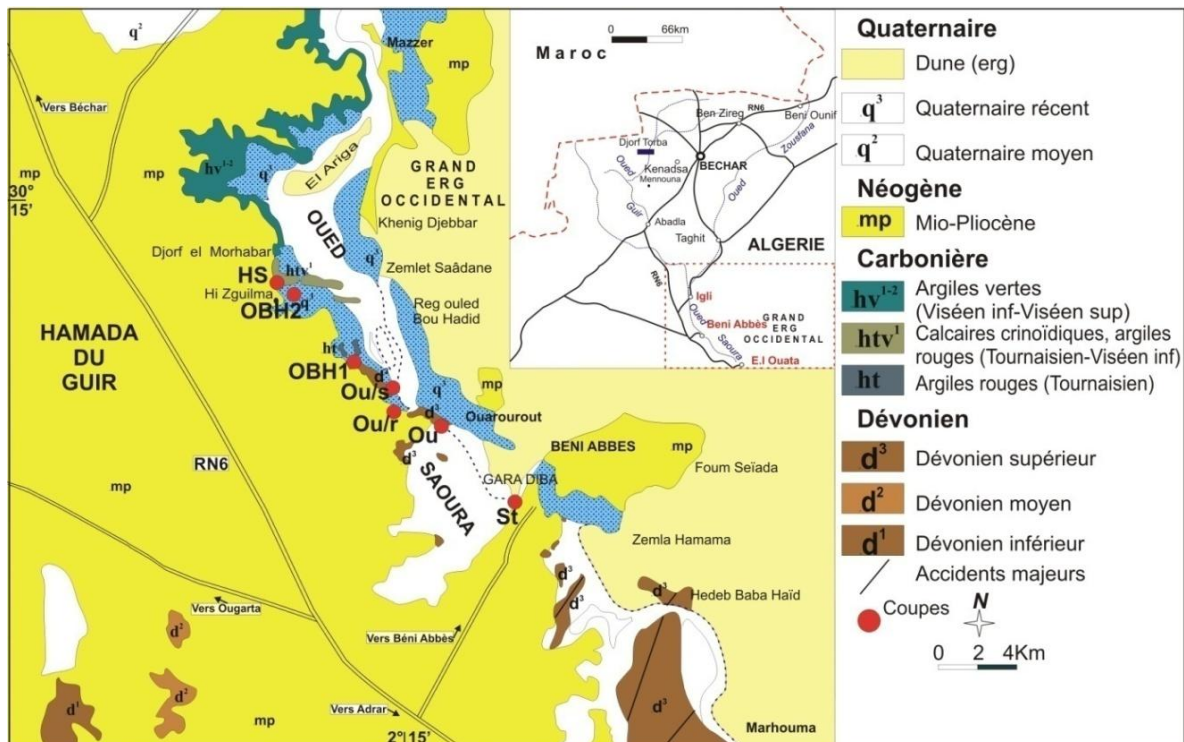


Fig. II-1. Carte géologique, un extrait de la carte géologique de Béni-Abbes au 1/200.000, NH-30-XVI. Localisation des coupes: St (Station d’essence dans la Gara Diba), Ou (Ouarourout), Ou/r (Coupe des Ruines), OU/s (Coupe de Ouarourout dans le Famennien terminal), OBH 1 (Coupe de Ouled Bou- Hadid 1), OBH2 (coupe de Ouled Bouhadid 2), HS (Coupe de Hassi Sguilma)

II.2. SUBDIVISIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES ADOPTEES

Le Dévonien supérieur se divise en deux étages le Frasnien et le Famennien auxquels ont été attribuées des Formations. Dans la vallée de la Saoura, au Frasnien inférieur se rapporte la partie supérieure de la Formation de Cheffar El Ahmar (ne figure pas dans cette étude) et la partie inférieure de la Formation des Argiles de Marhouma; au Famennien est attribué une grande partie de la Formation des Argiles de Marhouma et la Formation des Grès de Ouarourout équivalent aux Grès de Marhouma appelés aussi Grès du Djebel Kahal (Legrand, 2002, p. 73). Cette dernière est suivie par les deux formations du Tournaisien, qui sont: La Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid et la Formation de Hassi Sguilma.

La dénomination 'Formation des Argiles de Marhouma' a été suggérée par les géologues pétroliers (Poueyto et Bastien *et al.*, 1965) dans des rapports inédits de la SN-Repal. Elle est limitée à son sommet par la Formations des Grès de Ouarourout.

Dans la 'FORMATION DES ARGILES DE MARHOUMA' quatre MEMBRES basés en premier lieu sur la dominante lithologique ont été distingués. De bas en haut :

MEMBRE 1 «CALCAIRE-ARGILEUX»

MEMBRE 2 « ARGILE SILTEUX A NODULES DE GRIOTTES »

MEMBRE 3 « CALCAIRES GRIOTTES »

MEMBRE 4 « ARGILO-GRESEUX A NIVEAUX DE CALCAIRES DE GRIOTTES».

Dans la 'FORMATION DES GRES DE OUAROOUROUT' deux membres ont été reconnus sur dominante faciologique (lithologie et figures sédimentaires). Ce sont :

MEMBRE 1 ARGILEUX

MEMBRE 2 « GRES 'SLUMPES' »

Les Formations tournaisiennes :

- FORMATION DES ARGILES De OULED BOU HADID.

Bien que monotone, il a été possible de la subdiviser en deux membres séparés l'un de l'autre par des calcaires riches en organismes ; ces membres sont :

. MEMBRE 1 « ARGILE SILTEUSE»




















. MEMBRE 2 « ARGILE A NIVEAUX DE NODULES CALCAIRES»

- FORMATION DE HASSI – SGUILMA











Les coupes décrites ci-dessous sont illustrées sous formes de logs lithostratigraphiques, dont la légende est présentée sur la fig. II- 2, elle est utilisée pour les chapitres II, III, IV, et V.

LEGENDES





Facies

-  Calcaire noduleux
-  Calcaire à 'chips'
-  Calcaire massif
-  Calcaire argileux
-  Calcaire pseudonoduleux
-  Calcaire 'griotte' ondulé
-  Nodules de calcaires noirs
-  Nodules de calcaires rouges
-  Calcaire gréseux
-  Grès grossier
-  Grès moyens à niveau de nodules
-  Grès silteux
-  Silt
-  Argile rouge
-  Argile rouge à bivalves
-  Argile verte schistifié
-  Argile noire schistifié
-  Boules calcaires
-  Calcaire à galets de grès




Figures sédimentaires

-  Laminations parallèles
-  Stratifications obliques
-  Stratifications entrecroisées
-  Slumps
-  Ripples-marks
-  Flut-cast
-  Hummocky Cross Stratification
-  Cone in cone
-  Flasers bedding
-  Convolutés

Microfaunes

-  Conodontes
-  Dents et os de vertébrés
-  Miospore
-  Acritarce

Ichnofaciès

-  Terrier
-  Helminthoïdes
-  bilobées







Autre légende

-  Failles
-  N° de photo

Faunes

-  Ammonoïdes
-  Gattendorfia
-  Brachiopodes
-  Trilobites
-  Bivalve
-  Orthoceres
-  Gastéropode
-  Échinoderme
-  Crinoïdes
-  Polypiers

Cortèges sédimentaires

-  Cortège transgressif
-  Cortège de haut niveau
-  Cortège de bas niveau
-  Cortège de bordure de plate-forme
-  Surface d'inondation maximale
-  Surface transgressive

Milieu de dépôt






-  Shoreface
-  Offshore supérieur
-  Offshore inférieur
-  Talus proximal
-  Talus distal

Fig. II- 2: Légende des différents facies, des cortèges sédimentaires et des différents milieux de dépôt

II.3 LITHOSTRATIGRAPHIE DES COUPES DU SECTEUR NORD

II.3.1 La coupe de la Gara Diba (Station d'essence)

Elle se situe à 6 km au Sud de la petite palmeraie de Ouarourout (fig. II-1, p. 56), sur la rive droite de l'Oued Saoura, à l'Ouest de la Gara Diba. La situation de cette coupe sous la dénomination 'St', est reportée sur la carte au 1/200.000 de Beni-Abbès, NH-30-XVI, ses coordonnées Lambert sont: X1= 577,4 et X2= 578 ; Y1= 3329,8 et Y2= 3331 ; pour les coordonnées géographiques, X1= 2° 12' et X2 = 2°12'30'' et Y1= 30° 6' 35'' et Y2=30° 7' 38''). Elle a été levée derrière la station d'essence. Elle comprend les deux premiers membres de la Formation des Argiles de Marhouma, qui sont de bas en haut (Fig. II-3):

Membre (1) "Calcaire-argileux"

Membre (2) "Argile silteuse à nodules de griottes", qui comprend 2 termes : a et b.

II.3.1.1 Membre 1 « Calcaire-argileux»

Il est représenté par des argiles claires de 4m d'épaisseur seulement, intercalées dans ses parties inférieure et supérieure par des calcaires argileux bleuâtres à aspect ondulé ayant livré des goniatites naines et des brachiopodes pyritreux (fig. II-3, ph. 1).

II.3.1.2 Membre 2 « Argilo-silteux à nodules de griottes»

Son épaisseur est de 27 m seulement. Cette faible épaisseur est due à une érosion. Au niveau de cette coupe, le Néogène recouvre en discordance angulaire, les dépôts du Membre 2 (fig. II-3, ph. 4) et non le Membre 3 comme dans le cas de la coupe d'Ouarourout (fig. II-4, ph. 4.)

2.1 Terme (a) (9m)

Il débute par une argile (3m), interceptée dans sa partie inférieure par des grès fins sous forme de bancs centimétriques à décimétriques, alors que sa partie supérieure est intercalée par des niveaux à nodules de calcaires 'griottes' rougeâtres. Vers le haut de ce terme, on note une lacune de visibilité.

Dans cette région, c'est au niveau de ce terme que commence l'affleurement du calcaire 'griotte', qui a fait son apparition dans la coupe du Km 30 (30 Km au Sud de la Gara Diba) dès le Givétien. Après cette lacune de visibilité, l'argile continue sur une épaisseur de 6m et se trouve intercalée dans ses parties inférieure et médiane par deux niveaux riches en rhynchonellides pyritisés (fig. II-3, ph. 2, St2), associés avec de minuscules ammonoïdes,

des trilobites, ainsi que des bivalves. La partie supérieure de cette couche d'argile est entrecoupée par de minces bancs de grès très fins affectés par de légères figures de glissement (*slumps*) (fig. II-3, ph. 3).

2.2 Terme (b). Il débute par une combe d'argiles de 4m d'épaisseur, intercalée par des bancs centimétriques de calcaires 'griottes' fortement noduleux. Ce calcaire est une biomicrosparitique à texture wackstone, contenant des débris de bivalves et des ostracodes (Pl. 13. Ph. 1).

L'argile se poursuit par des calcaires 'griottes' noduleux (1,5 m) sous forme de bancs centimétriques, portant à leur base des ammonoïdes mal conservées, des bivalves, des trilobites ainsi que des brachiopodes.

Sur ces calcaires 'griottes', repose une combe d'argiles rouges schistifiées (12,5 m), à nombreuses et fines intercalations de silts. Cette combe est recouverte en discordance angulaire par une épaisse dalle carbonatée du Néogène (fig. II-3, ph. 4), non représentée sur cette coupe.

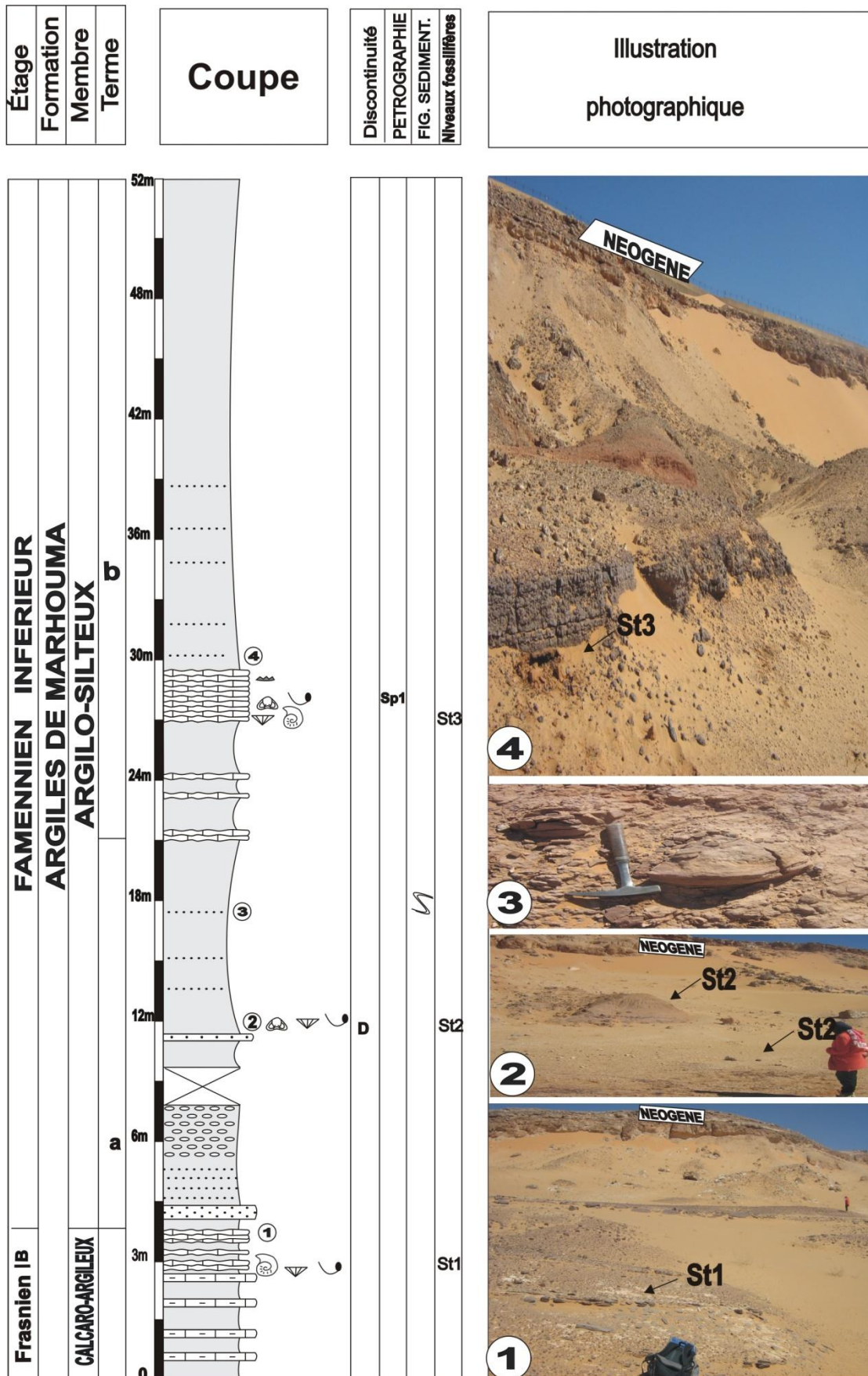


Fig. II-3. Coupe lithostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma dans la Gara Diba (coupe de la station d'essence)

II.3.2 Lithostratigraphie de la coupe du flanc nord est de l'anticlinal de Ouarourout

Entre le flanc sud-sud-ouest et le flanc nord – nord – est, l'axe de l'anticlinal de Ouarourout, passe par les assises du Membre 3 de la Formation des Argiles de Marhouma, donc les Membres 1 et 2 se trouvent en subsurface. La coupe décrite, est un levé des assises du flanc nord-nord-est de cet anticlinal où se manifeste le faciès 'griotte' (Pl. 1, ph. A). La direction des bancs est de type ougartien. Elle a pour coordonnées Lambert : X1= 574,8 et X2 = 570,4 ; Y1 = 3335,2 et Y2 = 3338,8 ; pour coordonnées géographiques : X1 = 2° 14' 30'' et X2 = 2° 16' ; Y1= 30°10' 30'' et Y2= 30°11'30'' ; sur la carte topographique de Béni-Abbès à l'échelle du 1/200.000, n° NH – 30 – XVI, (fig. II-1, p. 56).

Le flanc sud –sud- ouest de l'anticlinal de Ouarourout, est constitués par le Membre 3 « Calcaires griottes » (qui comprend 3 termes : a, b, c) et le Membre 4 «Argiles à niveaux de calcaires griottes » (qui comprend 3 termes : a, b, c) de la Formation des Argiles de Marhouma (fig. II-4), par conséquent cette coupe débute par le Membre 3.

Cette Formation se poursuit avec concordance par la Formation des Grès de Ouarourout, dont l'épaisseur dépasse 200m. Elle comprend deux membres :

- Le Membre 1 Argileux, caractérisé par une prédominance d'épaisse combe d'argiles à interlits de silts. Il comprend 2 termes : a et b.
- Le Membre 2 « Grès slumpés », doté d'un matériel détritique en formes de *slumps* spectaculaires. Il comprend cinq termes : a, b, c, d, e.

II.3.2.1 Formation des argiles de Marhouma

1.1 Membre 3 « Calcaires griottes »

Ce membre est caractérisé par des calcaires 'griottes' plus développés, relativement à ceux du Membre 2 et du Membre 4. Ces calcaires sont séparés par des argiles schistifiées de couleur rougeâtres parfois verdâtres. L'analyse par RX, a révélé que ces argiles sont à fortes concentrations de chlorite et d'illite.

- **Terme (a)** (19 m). Il est composé par deux alternances argilo-gréso-silteuses métriques à décamétriques, l'inférieure de 5m d'épaisseur, formant le cœur d'un petit anticlinal dont l'axe est de direction ougartienne (N300°), et la supérieure plus puissante, de 13m (Pl. 1, fig. A et fig. B).

L'alternance inférieure admet un niveau de boules calcaires de 5 cm de diamètre (fig. II- 4, ph. 1.), dont l'analyse microscopique indique un calcaire bioturbé. Petter (1959), les a interprétées comme des figures de plissements sous-aquatiques.

La première alternance est recouverte de deux petits bancs centimétriques (0,20 m) de calcaires 'griottes' rougeâtres à taches noires et à aspect pseudonoduleux. L'étude pétrographique montre un calcaire microsparitique à bioclastes. Une partie de ce calcaire est de texture packstone et une autre partie avec de nombreuses plaques d'entrouques, de texture plutôt grainstone; les autres bioclastes sont des ostracodes à remplissage sparitique, des loges de bryozoaires et un fragment de trilobite (Pl. 13, photo 2).

La seconde alternance est coiffée par un banc décimétrique (0,80 m), de calcaires ayant les mêmes caractères que les calcaires sous-jacents. Il est à ciment microsparitique, avec une texture grainstone ; les bioclastes sont aussi des plaques d'échinodermes et des ostracodes (Pl. 13, photo 3). Ces calcaires contiennent des ammonoïdes. Leur pendage est de 20° vers le Nord-Est.

- **Terme (b)** (22,5 m), est composé par de l'argile rougeâtre à verdâtre, fortement schistifiée. Cette argile est interrompue par de nombreux interlits grésosilteux, ainsi que par quelques bancs millimétriques à centimétriques de calcaires 'griottes' à aspect ondulé.

Ce terme débute par une masse d'argiles (1,5 m), recouverte d'un niveau de calcaires 'griottes' (0,05 m) à ammonoïdes.

Sur ce niveau, reposent 7,5 m d'argiles intercalées alternativement par de petits bancs de grès-silteux et par des bancs centimétriques de calcaires, dont le dernier banc contient des ammonoïdes en association avec des orthocères, des bivalves et des tiges de crinoïdes. L'étude pétrographique de ce calcaire, révèle une microsparite à belle section d'ammonoïde remplie par des ostracodes (Pl. 13, photo 4).

Au-dessus, une seconde alternance dilatée de 14 m est composée d'argiles interrompues par des petits bancs de calcaires 'griottes'. Elle se termine par la superposition de deux bancs centimétriques de calcaires 'griottes' (0,5 m).

Une troisième alternance argilo-calcaire dilatée (6 m) admet à sa base des niveaux grésosilteux verts, ainsi que des bancs millimétriques à centimétriques de calcaires 'griottes', dont l'étude pétrographique du dernier banc, révèle un calcaire à ciment sparitique et partiellement microsparitique avec nombreuses plaques d'entrouques, la texture est aussi grainstone, c'est donc également un grainstone entroquitique (Pl. 13, photo 5).

- Terme (c) (15m)

Les calcaires sont prédominants alors que les argiles s'amoindrissent. Il commence par 0,3 m d'argiles coiffées de deux bancs centimétriques (0,40 m) de calcaires 'griottes' contenant des ammonoïdes pyriteuses. Ils sont suivis par 1m d'argiles surmontées d'une succession de bancs métriques à décimétriques (14 m) de calcaires 'griottes' rougeâtres (fig. II-4, ph. 2), à taches noires. Ces calcaires 'griottes' contiennent des ammonoïdes relativement de grandes tailles, et des bivalves.

1.2 Membre 4 «Argile-gréseux à niveaux de calcaires griottes»

Epais de 98 m, il est caractérisé par une prédominance de dépôts argilo-gréseux interrompus de quelques niveaux de calcaires 'griottes'. La nodularisation des calcaires de ce membre est plus forte que celle des calcaires 'griottes' du membre sous-jacent (Pl. 1, photo. C). Certains niveaux sont millimétriques et représentés par un alignement de petits nodules détachés de calcaires micritiques, intercalés dans la masse d'argiles rouges schistifiées (fig. II-4).

- Terme (a) (31m)

Il s'agit d'argiles rouges (2 m) intercalée par une plaquette centimétrique de grès silteux (0,10m) et scellée par 0,20 m de calcaires 'griottes'. Sur ce dernier reposent 2,5 m d'argiles interrompues par des niveaux millimétriques voire centimétriques de calcaires 'griottes' (fig. II- 4, ph. 3). Vers le haut, sur une épaisseur de 6m, cette argile admet plutôt des niveaux de grès silteux.

Une alternance dilatée se poursuit sur une épaisseur de 8 m, composée par des couches métriques d'argiles et des bancs centimétriques de calcaires 'griottes' fortement noduleux (fig. II -4, ph. 4). Au-dessus, 6,5 m d'argiles intercalées par de nombreux bancs centimétriques de grès silteux *slumpés* à tempestites (*H. C. S*). Vers le haut, ces grès sont plutôt argilo-silteux, et sont interrompus par un niveau de *cone in cone*. Au-dessus, 6 m d'argiles sont intercalés dans leur partie médiane par deux niveaux de calcaires 'griottes', séparés l'un de l'autre par un joint d'argiles. Ces argiles sont scellées d'un niveau de calcaires 'griottes' contenant des ammonoïdes naines, pyriteuses et des brachiopodes.

- Terme (b) (36 m)

Il est à dominance argilo-détritique et contient moins de récurrences de 'griottes'. L'ensemble de ces dépôts annonce l'arrivée des faciès détritiques au détriment du 'griotte'.

Il débute par une succession de plaquettes (1,10 m) de grès silteux, séparées par des joints d'argile et se poursuit par 25 m d'argiles formant une combe intercalée par des bancs centimétriques de grès fins noirâtres d'aspect ondulé, affectés d'un léger *slumping*, et de figures sédimentaires de courants (*H.C.S*) en surface de banc (fig. II - 4, photo. 5), ainsi que des *ripples-marks* sur le toit du dernier banc. L'étude microscopique de ces grès noirâtres, révèle un grès silteux à ciment siliceux avec une présence de micas blancs (Pl. 13, photo 6).

La partie supérieure de cette combe contient un empilement de fines plaquettes de grès silteux, dont quelques unes sont affectées de *slumping*. L'étude pétrographique du grès *slumpé* révèle un grès à ciment siliceux avec micas, feldspaths et dendrites manganèse (Pl. 13, photo 7).

Cette combe est surmontée de 0,5 m de calcaires 'griottes' fortement noduleux et scellé par un niveau (0,10m) de grès silteux. Sur ce niveau vient une seconde combe d'argiles (8 m) recouverte par deux bancs centimétriques (0,5 m) de calcaire noduleux à orthocères de petites tailles, ce qui pourrait être le signe d'une tendance à l'extinction progressive de ces derniers. Au-dessus vient, 0,5 m de grès à aspect sableux, se débitant en plaques fortement *slumpés* ; il s'agit d'un de grès, chenalisé (fig. II- 4, ph. 6).

- Terme (c) (31,5m)

Il est essentiellement constitué de 30 m d'argiles bariolées de nature illitique et chloritique. Ces argiles forment une combe où l'on note de nombreuses intercalations millimétriques à centimétriques de grès silteux chloritisés et micacés, affectés de stratifications microentrecroisées (Pl. 2, photo. A). Parmi ces intercalations se trouvent quelques niveaux de nodules de 'griottes', détachés, ainsi que des niveaux de *cone in cone*. L'étude pétrographique du grès silteux indique qu'il s'agit d'un grès siliceux, ferruginisé avec quelques micas ainsi que des minéraux noirs de manganèse (Pl. 13, photo 8). Cette combe est recouverte par 1m de grès feuilletés et par 0,50 m de grès siliceux massifs sous forme de bancs centimétriques.

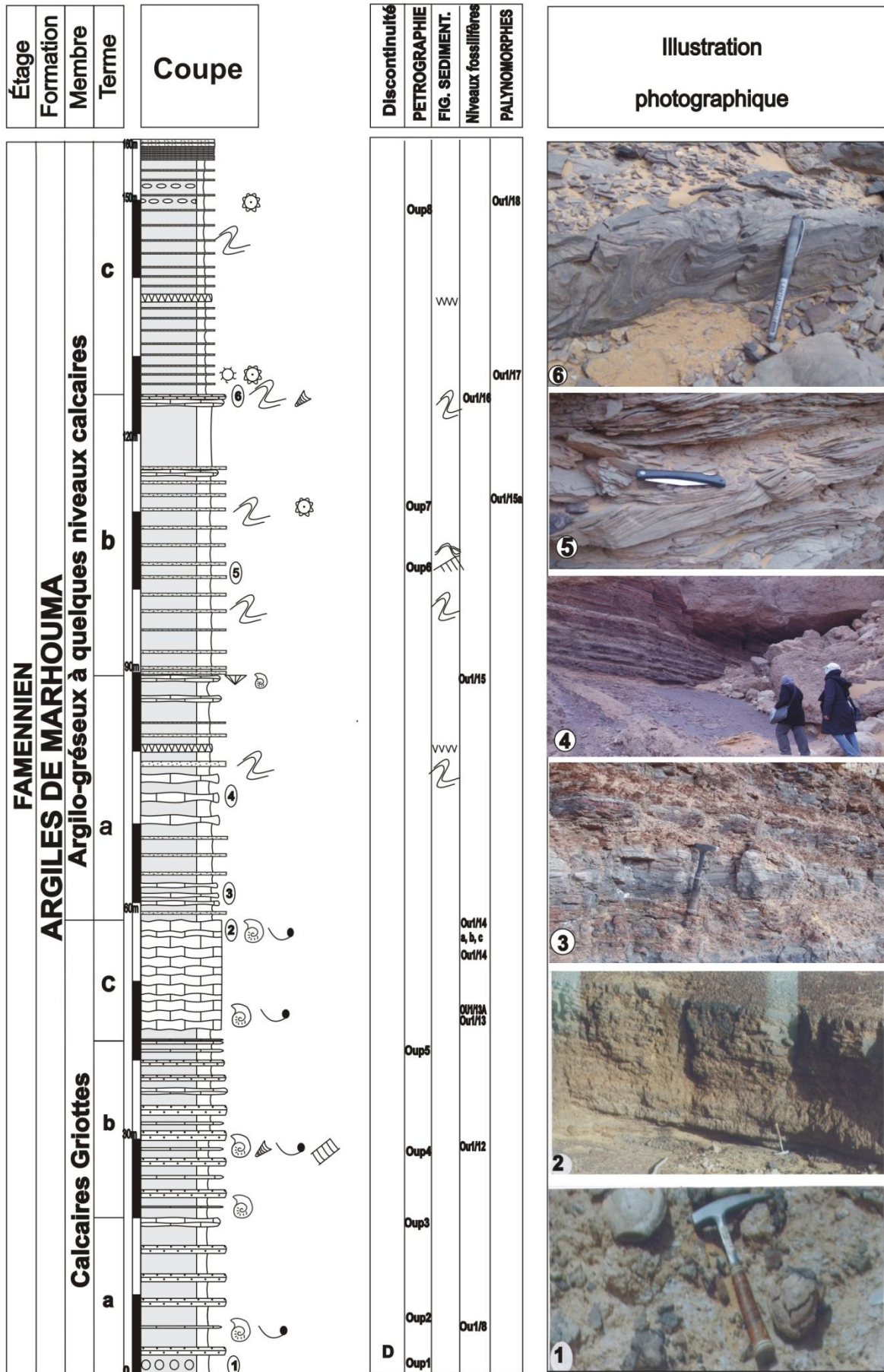


Fig. II- 4. Coupe lithostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma du Secteur de Ouarourout

II.3.2.2 Formation des grès de Ouarourout

La coupe a été levée à 5 km au Nord de la petite Palmeraie de Ouarourout (fig. II-1, p. 56). Dans l'ensemble, elle est grés-argileuse et affectée de figures de glissement. Des terriers subhorizontaux sont présents dans les assises gréseuses.

2.1 Membre (1) « Argile gréseux » (58 m)

A la base, il s'agit d'une succession de 9 m de plaquettes centimétriques de grès fins siliceux, micacés. Ces plaquettes comportent en semelle de bancs des terriers horizontaux. Au-dessus, sur 5m d'épaisseur, on a un empilement à fines plaquettes de grès silteux rougeâtres, suivi d'un second empilement de grès sur 1m d'épaisseur, ayant une allure de léger *slumping*. Ce sont des niveaux 'assiettes' (fig. II-5, photo 1) qui passent latéralement aux siltstones argileux, fortement schistifiés (Pl. 2, photo. B).

Sur ces niveaux, s'enchaînent de bas en haut :

- Une alternance très rapprochée (8 m), composée par des fines plaquettes de grès silteux micacés à terriers horizontaux; et par des joints d'argiles rougeâtres. Cette alternance passe latéralement à des grès sombres massifs également à terriers horizontaux.
- Une alternance rapprochée (1,20 m) composée par des fines plaquettes de grès silteux et de fines couches d'argiles. Elle est recouverte par 0,20 m de grès sombres ferrugineux à ciment siliceux, sous forme de banc à *flut-casts* et bilobées.
- 2m d'argiles verdâtres à intercalations de silts affectés d'une forte schistification, et surmontée par 0,10m de grès marron à terriers horizontaux.
- Une alternance (10 m) à plaquettes millimétriques voire centimétriques à grès violacés, légèrement *slumpés* et séparés par des joints d'argiles. Ces plaquettes de grès sont affectées par de nombreux ichnofaciès tels que les *Cruziana*, et des figures d'écoulement, tels que les *flut-casts*. Vers le haut, les grès sont grossiers.
- 10m de grès marron, stratocroissants, d'abord en plaquettes puis en bancs. Des fines intercalations d'argiles séparent plaquettes et bancs (Pl. 2, photo C).
- 0,40m de grès à stratifications parallèles (Pl. 3, photo A) sous forme de banc, sur lequel se poursuit 4m de grès grossiers, sous forme de bancs décimétriques. Le toit du dernier banc est le miroir d'une faille en décrochement sur lequel les stries sont bien visibles.
- 1,50m de siltstones intercalés d'argiles, suivis de 5m de siltstones violacés en forme de plaques arrondies "assiettes", qui montrent aussi un léger *slumping*.

2.2 Membre 2 «Grès slumpés»

En fonction de la stratonomie, de la lithologie et des figures sédimentaires assez fréquentes ; il a été possible de diviser ce membre en cinq termes.

- **Terme (a)** (10 m)

Il se compose de 10 m de grès silteux grisâtres sous forme de bancs massifs décimétriques, les premiers bancs portent des *flut-casts* ainsi que des rides de courant en toit de banc (Pl. 3, photo B, C). Ces *flut-casts* témoignent d'un courant assez violent.

- **Terme (b)** (44 m)

Il est composé par une alternance dilatée (14 m) constituée par des couches métriques d'argiles silteuses illitiques et par des bancs centimétriques de grès.

Cette alternance est surmontée de bas en haut par :

- Un niveau de grès, chenalisé, dont l'épaisseur varie de 0,20m à 0,45m
- 0,5m de grès sombres affectés d'*hummocky cross stratification* (HCS)
- 0,5m d'argiles rouges, où se trouvent emballés des blocs arrondis de grès. Elle se termine par une plaquette millimétrique de grès sombres, ferruginisés à la base, et affectée par des *flut-casts*, par des *groove-marks* et des terriers horizontaux.
- 1,5m d'argile surmontée de 0,40m de grès sombres sous forme de plaquettes
- 1,5m d'argiles surmontées de 0,25m de grès chenalisés comportant également des *flut-casts* (fig. II-5, photo 2).
- 1,5m d'argiles au sein duquel se trouvent emballés des blocs décimétriques arrondis de grès, recouvertes d'un grès chenalisé dont l'épaisseur varie entre 0,02 et 0,30m.
- 2m d'argile recouverte par 0,40m de grès à *flut-casts* 'en doigts croisés'
- 0,80m de grès noirs sous forme de deux bancs séparés d'un joint d'argile.
- 1m d'argiles emballant un bloc arrondi de grès (Pl. 4, photo A) et se terminant par une plaque de grès (0,15m) dont le toit est affecté de rides lingoïdales (Pl. 4, photo B).
- 12m d'argiles intercalées par quelques passées millimétriques de grès à *hummocky cross stratification* (HCS) (fig. II-5, photo 3).
- 4m d'argile recouverte de 2,5 m de grès fins sombres, sous forme de bancs métriques alternant avec des plaquettes millimétriques. Ce sont des grès argileux, fortement schistifiés; leur toit est affecté de rides asymétriques de courants (Pl. 4, photo C).

- **Terme (c)** (17m)

Sur les derniers grès du terme sous-jacent, repose 1m d'argiles entrecoupées d'une plaquette millimétrique et scellée d'une autre. La surface de ces plaquettes est affectée par des laminations planiparallèles et leur toit par des rides de courant. La dernière plaquette est recouverte de 0,20m d'argiles rouges surmontées de deux bancs de grès à rides de courants. Sur le second banc réapparaît 3m d'argiles couronnées par 9,5m de grès moyen chloritisés, sous forme d'une succession de bancs décimétriques à métriques et séparés les uns des autres par des intercalations d'argiles. En surface de banc, des *hummocky cross stratification* sont apparentes, sauf sur celle du dernier banc où les laminations sont parallèles et le toit est lingoïdale. Ce dernier se poursuit par 0,5m d'argiles recouvertes de 2,5m de grès chloritisés intercalés par des passées d'argiles. Ces grès sont également affectés par des *hummocky cross stratification* et des rides asymétriques de courant.

- **Terme (d)** (60,5m)

Il comporte de bas en haut :

- 2 m d'argiles à quelques intercalations de grès, recouvertes par 0,20m de grès à *flut-casts*, et incrustés de terriers horizontaux.
- 6,5m d'argiles rouges sous forme de combe, couronnée de 2,5m de grès rouges micacés fins, sous forme de bancs centimétriques, chenalisés, affectés également par des *flut-casts* et des terriers horizontaux.
- Une alternance dilatée de 29m, composée par des couches métriques d'argiles et par des bancs décimétriques de grès sombres à *flut-casts*, dont les semelles sont également incrustées de terriers horizontaux. Cette alternance dilatée est interrompue au niveau de sa partie médiane, par un bloc de grès arrondi à aspect chaotique, affecté par une figure sédimentaire en *convolute bedding* (fig. II-5, photo 4). Vers sa partie supérieure, cette alternance renferme aussi des blocs métriques de grès à aspect chaotique. Cette alternance est recouverte de 0,5m de grès siliceux.
- 9 m d'argiles à intercalations millimétriques de grès fins, rouges, affectées par des figures à *hummocky cross stratifications* (HCS). Elle est recouverte de 1m de grès sableux moyen, affectés de *slumping* (fig. II-5, photo. 5).
- 1m d'argiles où se trouvent emballés des blocs de grès sableux rouge, *slumpés*. Cette masse d'argiles est recouverte de 0,70m de grès massifs sombres à laminations parallèles (Pl. 5, photo A).

-1m de grès *slumpés* (Pl. 5, photo B) et dédoublé par une faille.

- 1m d'argiles recouvertes de 0,5m de grès sableux passant à un grès sombre.

- **Terme (e)** (28m)

Il est caractérisé par une prédominance d'argiles à passées de silts et de grès fins verdâtres.

Il comporte 21m d'argiles à intercalations de grès rubanés, ferrugineux, millimétriques à centimétriques (Pl. 5, ph. B), et interrompue vers sa partie supérieure par un niveau de nodules de calcaires rouges, détachés. C'est une argile silteuse à forte concentration d'illite, ayant livré des miospores et des acritarches. Elle est recouverte de 0,5m de grès sous forme de bancs. Sur ces derniers, repose 5m d'argiles silteuses, intercalées par quelques plaquettes de grès verts et couronnées de 1m de grès verts à *hummocky cross stratifications (HCS)* (Pl. 5, photo C), sous forme de bancs. Le dernier banc est scellé par un enduit ferrugineux, sur lequel repose 0,30m de calcaires rouges contenant des crinoïdes et renfermant des galets de grès, qui témoignent d'un remaniement et de la réapparition du régime carbonaté.

Ce calcaire marque le passage Dévono – Carbonifère. Je l'ai dénommé le 'Calcaire de Conrad', du nom de la première géologue qui a caractérisé la base du Tournaisien.

Dans la région de Ouarourout, le Famennien terminal (ex Strunien) est complet, contrairement à celui de la région de Marhouma à Tamtert où il est enseveli sous le Grand Erg Occidental.

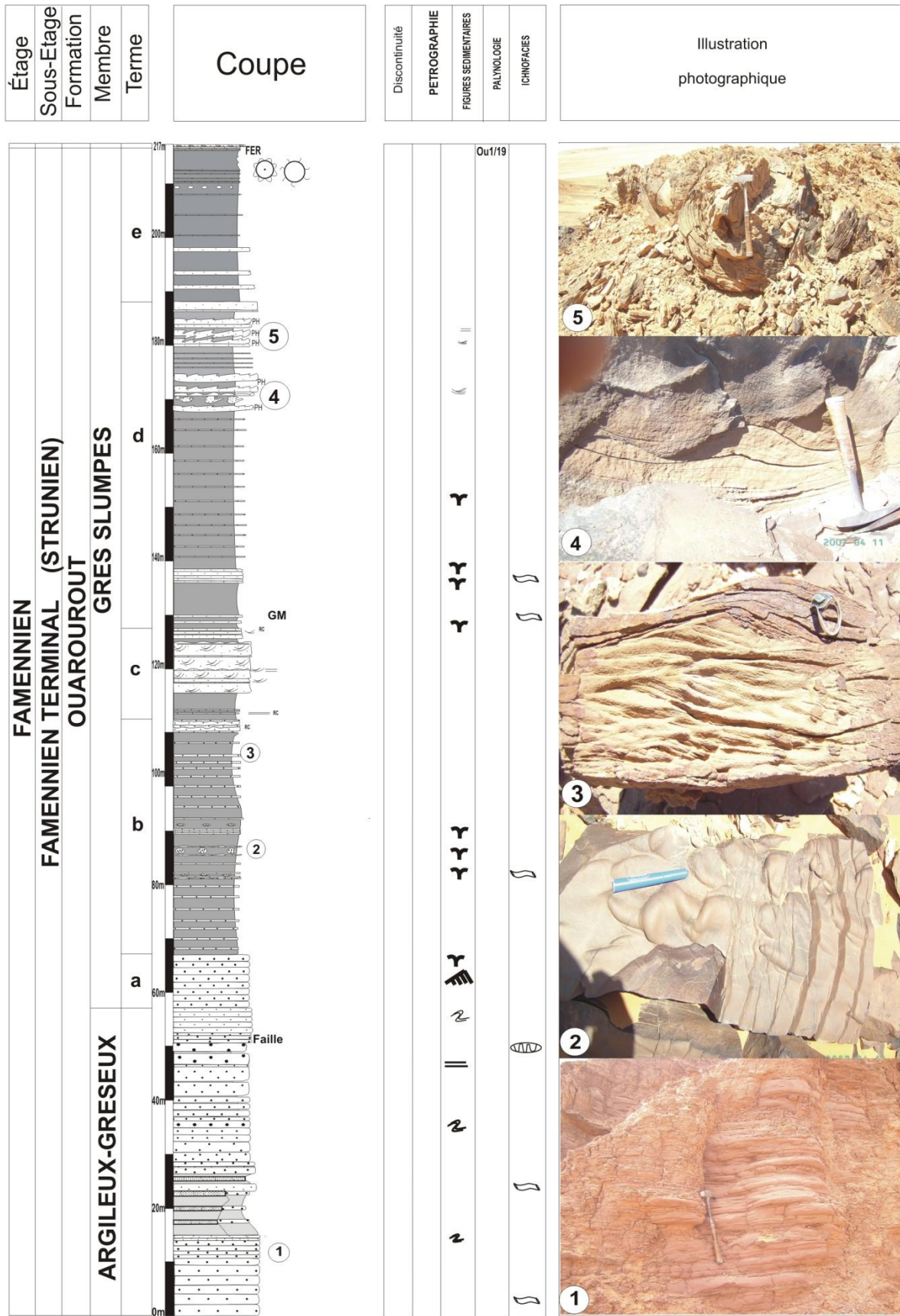


Fig. II- 5: Coupe lithostratigraphique de la Formation des Gres de Ouarourout dans la coupe de Ouarourout

II.3.3 Coupe du Tournaisien de la région de Ouled Bou-Hadid jusqu'à Hassi-Sguilma

Une seule coupe a été levée sur un itinéraire de plus de 8km (fig. II-1, p. 64), qui débute par les coordonnées : X1= 570,4 et X2= 566 ; Y1= 3338,8 et Y2 = 3342,4 et pour coordonnées géographiques : X1= 2° 16' et X2= 2° 17' 45'' et Y1= 30° 11'30'' et Y2= 30° 11' 50'', sur la carte topographique de Béni – Abbes au 1/200.000 NH-30-XVI.

Les affleurements sont difficiles à suivre, car ils sont recouverts par intermittence par la Hamada du Néogène, dont les roches blanchâtres donnent à cette région une morphologie compliquée. La Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid, forme des buttes témoins, telles que la Gara Lounis dans la région du Reg de Ouled Bou Hadid, et la Gara Bani, dans la région de Hassi-Sguilma (Fig. II – 6, Photos 2, 3, 5), elle affleure également sur une distance de 8km. Pareyn (1961, p. 35, fig.3), évalue l'épaisseur de cette formation à 700m, Legrand (1973, p. 73) rappelle la puissance de celle-ci. Elle est surmontée par la Formation de Hassi Sguilma qui affleure au Nord du puits de Hassi- Sguilma.

II.3.3.1 Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid

Elle est principalement composée d'argiles à efflorescences de gypse; l'intercalation d'autres faciès permet de subdiviser cette formation en deux membres :

- Membre 1 « argile-silteux ».

- Membre 2 « argileux à niveaux de nodules calcaires ».

1.1 Membre 1 « Argile silteux » (571m)

Il est composé principalement par des argiles rouges fortement schistifiées, intercalées par des niveaux silteux ou parfois par des bancs de grès silteux.

Ce membre est très monotone, par conséquent, il ne peut être subdivisé en termes, il est également très épais. On trouve de bas en haut (fig. II-6) :

Un banc de 0,30 m de calcaires rouges dans lequel se trouvent remaniés des galets de grès de différentes tailles, subanguleux (Pl. 6, photos A, B, C). Ce calcaire a été signalé par Conrad *et al* (1970). Ce calcaire situé à la base de cette formation, est un calcaire à entroques et à oolithes.

Sur ce petit banc, repose 10 m d'argiles claires, formant une combe dans la topographie. Elle a livré des ammonoïdes, des brachiopodes et même des gastéropodes. Une plaque centimétrique de grès recouvre cette puissante combe.

Ce membre se poursuit par 3 m d'argiles rouges, coiffées de 3m de grès à stratifications légèrement ondulées, qui se présentent par des bancs métriques boudinés ou *slumpés*, sur lesquels repose 25m d'argiles rouges à efflorescence de gypse formant le piton solitaire dénommé la 'Gara Lounis' (fig. II-6, ph. 2). Ces argiles sont composées par des illites en forte concentration (60%), les interstratifiés sont toujours à concentration moyenne (25%), la chlorite baisse jusqu'à 10%, alors que la kaolinite se trouve seulement en traces. Les grains de quartz sont à forte concentration (65%), alors que l'anhydrite (1%) et l'halite en traces.

Dans la partie supérieure du piton (fig. II-6, ph. 2), les argiles sont indurées et surmontées de 0,25m de grès, sur laquelle repose 4m d'argiles intercalées d'un niveau à nodules calcaires détachés.

Au-dessus, 5m de grès indurés, verdâtres, formant des barres, suivis par 10m de grès feuilletés ; ce sont des grès argileux à forte schistification, se débitant en plaquettes. Les derniers niveaux de grès deviennent rouges. L'ensemble de ces grès est de pendage subhorizontal. Ils se poursuivent par 15m d'argiles rouges à efflorescences de gypse recouverte en discordance angulaire par une dalle du Néogène

Les argiles rouges se poursuivent sur une épaisseur plurihectométrique (500m), monotones et se trouvent intercalées par de nombreuses et fines passées grésos-silteuses.

1.2 Membre 2 « Argile à niveaux de nodules» (241 m)

Il est composé, à sa base par les faciès de la Gara Bani (fig. II-6, ph. 3 et 5) de la région de Hassi-Sguilma située à 5km au Nord du 'Niveau Conrad'. Ce membre est divisé en deux termes (a) et (b).

-Terme (a) (59m)

Il débute par des argiles rouge-verdâtre (10m) intercalées d'un niveau (1m) à fines plaquettes de grès, intercalé lui aussi dans sa partie médiane par deux plaques

millimétriques de calcaires richement organiques ; la première (0,10m) contient des brachiopodes et la seconde est un calcaire à empreintes de *Chonetes*.

-Terme (b) (182m)

Dans la même Gara, une combe de 30 m d'argiles schistifiées, verdâtres à nuances rougeâtres et à efflorescence de gypse, est intercalée à sa base par trois niveaux millimétriques de nodules détachés calcaires; ces niveaux contiennent des ichnofaciès, et ont livré des petits orthocères et de nombreux crinoïdes. Les argiles de cette combe ont une forte concentration en illite (45%), alors que la chlorite, les interstratifiées (IM), ainsi que la kaolinite ont une concentration moyenne voire faible (15% à 20%). Les grains de quartz sont nombreux (57%) ; l'halite est présente de 3%. Ces argiles ont livré des miospores et des acritarches.

Plus haut, cette combe d'argiles est intercalée par de fines plaquettes de grès marrons, affectées par des *ripples-marks*. La partie sommitale de la combe argileuse est aussi intercalée par des bancs décimétriques de grès boudinés, légèrement slumpés (fig. II-6, photo 4) clairs et altérés à stratifications entrecroisées.

Les assises de ce membre, se poursuivent sur un itinéraire de plus de 1km, ce sont des argiles rouges, fortement schistifiées, intercalées par de nombreux niveaux à nodules détachés de calcaires rouges et dont la partie supérieure est interceptée par des plaquettes centimétriques de grès silteux. L'épaisseur de ces argiles, s'élève à 175m, elles se terminent par un petit banc calcaire (0,20m) riche en *Productida* et même en vertébrés. Ce petit banc indique la limite supérieure de la Formation de Ouled Bou-Hadid.

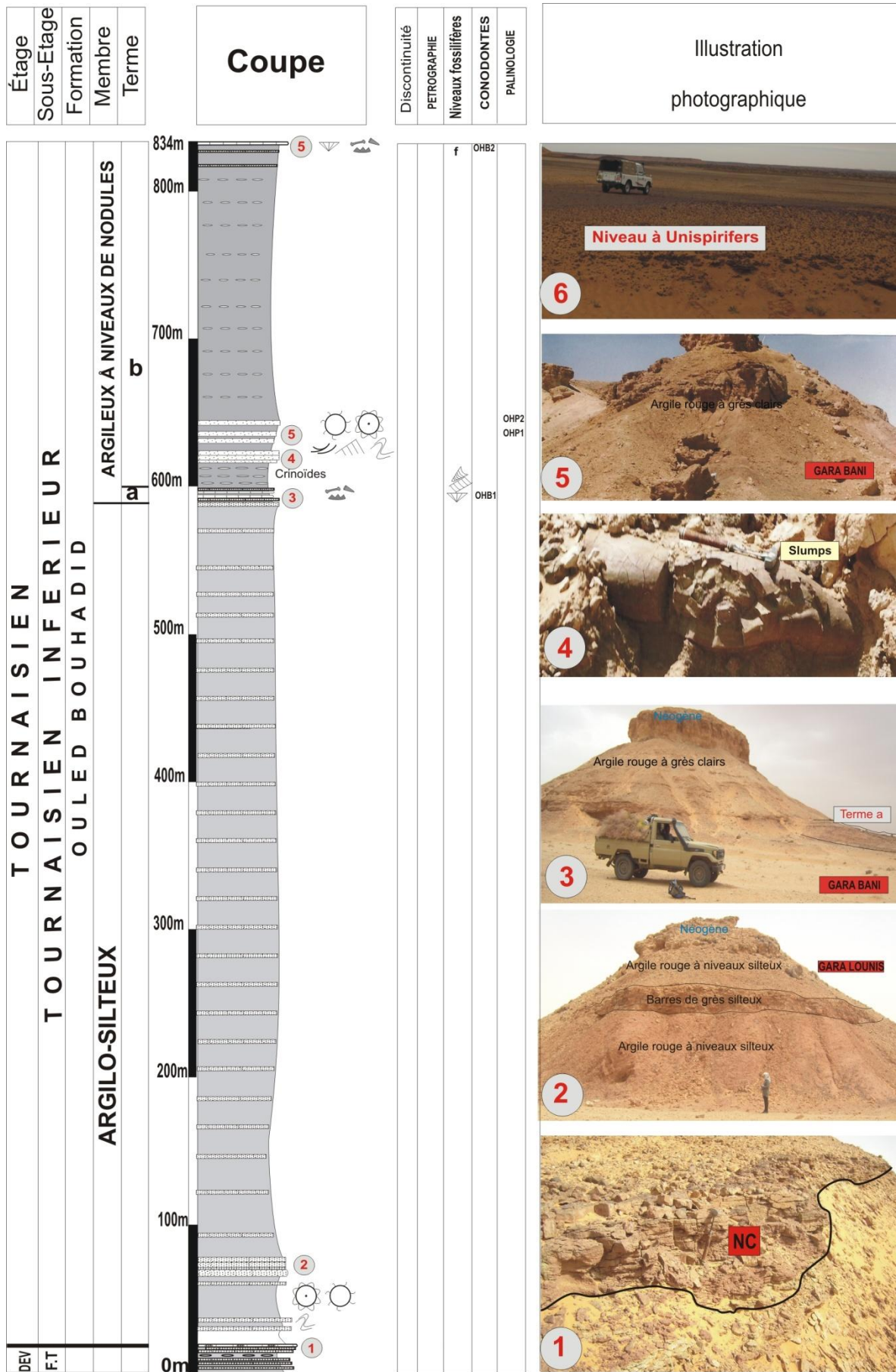


Fig.II- 6: Coupe lithostratigraphique du Tournaisien inférieur de la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid

II.3.1.2 Formation de Hassi Sguilma (112 m)

La coupe de cette formation a comme coordonnées : Lambert : X1=566 et X2 =566,8 ; Y1=3342 et Y2=3343,2 ; géographiques : X1= 2°17'45'' et X2= 2° 18' 45'' ; Y1= 30°11' 50'' et Y2= 30° 12'. Elle est caractérisée par une grande proportion de dépôts argilo-détritiques à couleur verdâtre prédominante. Pour Pareyn (1961), cette formation se termine par le banc calcaire de 'Menchikoff'. Elle a été subdivisée en deux membres par Pareyn, (1961) et Weyant (1985): le Membre de Hassi Sguilma Sud et le Membre de Hassi Sguilma Nord (ch. I, p. 43) ; Hassi-Sguilma Nord correspond au 'Banc de Menchikoff'. Cette formation est moins épaisse que la formation sous-jacente. On a de bas en haut :

- 1,5 m d'argiles rouges violacées à intercalations de plaquettes de grès (0,10 m) et d'un alignement de nodules détachés calcaires. Ces argiles sont recouvertes par une autre plaquette de grès silteux.
- 7 m d'argiles rouges violacées formant une combe, dont la partie supérieure est recoupée par plusieurs plaquettes de grès silteux et coiffée par 3,5 m de grès massifs verts à *ripples marks*, en bancs métriques.
- 3,5 m d'argiles rougeâtres, sur laquelle reposent 18 m de grès verdâtres, fortement schistifiés, se débitant en plaquettes centimétriques.
- 10 m d'une alternance dilatée composée de couches métriques d'argiles rouges et de bancs décimétriques de grès (fig. II-7, photo 1).
- 10 m d'argiles à intercalations millimétriques de grès silteux, recouvertes de 5 m de grès verdâtres argileux, sous forme de bancs décimétriques, à *ripple-marks* en toit de banc et des figures de stratifications obliques en surface de banc (fig. II-7, photo. 2).
- 2 m de grès marron sombres qui se terminent en grès sableux en boules. Puis viennent 3 m de grès massifs marron sombres, en forme de bancs métriques.
- 35 m de grès verts schistifiés, en bancs décimétriques. Vers la partie supérieure, les bancs de grès sont séparés les uns des autres par des joints d'argiles.
- 4 m d'argiles intercalées de plaquettes de grès fins et surmontées par 3 m de grès moyens à stratifications parallèles, et sous formes de bancs décimétriques.
- 2,5 m d'argiles verdâtres, intercalées dans sa partie médiane par une plaquette (0,2m) de grès et recouvertes par 3 m de grès verdâtres formant une superposition de plaquettes décimétriques à stratifications en *large – scale hummocky cross-stratification* (fig. II-7, photo. 3), qui se termine par 0,5 m de calcaires rouges à orthocères, crinoïdes, polypiers et ammonoïdes (fig. II-7, photo. 4, 5). Ce calcaire est dénommé dans la littérature 'Banc de Menchikoff'. Il a été décrit par Pareyn (1961) comme un calcaire graveleux à crinoïdes, à larges bryozoaires et sections de *Productidés*. Il marque la limite entre le Tournaisien et le Viséen inférieur.

Étage
Sous-Étage
Formation
Membre
Terme

Coupe

DISCONTINUITÉ
PETROGRAPHIE
Niveaux fossilifères
CONODONTES

Illustration photographique

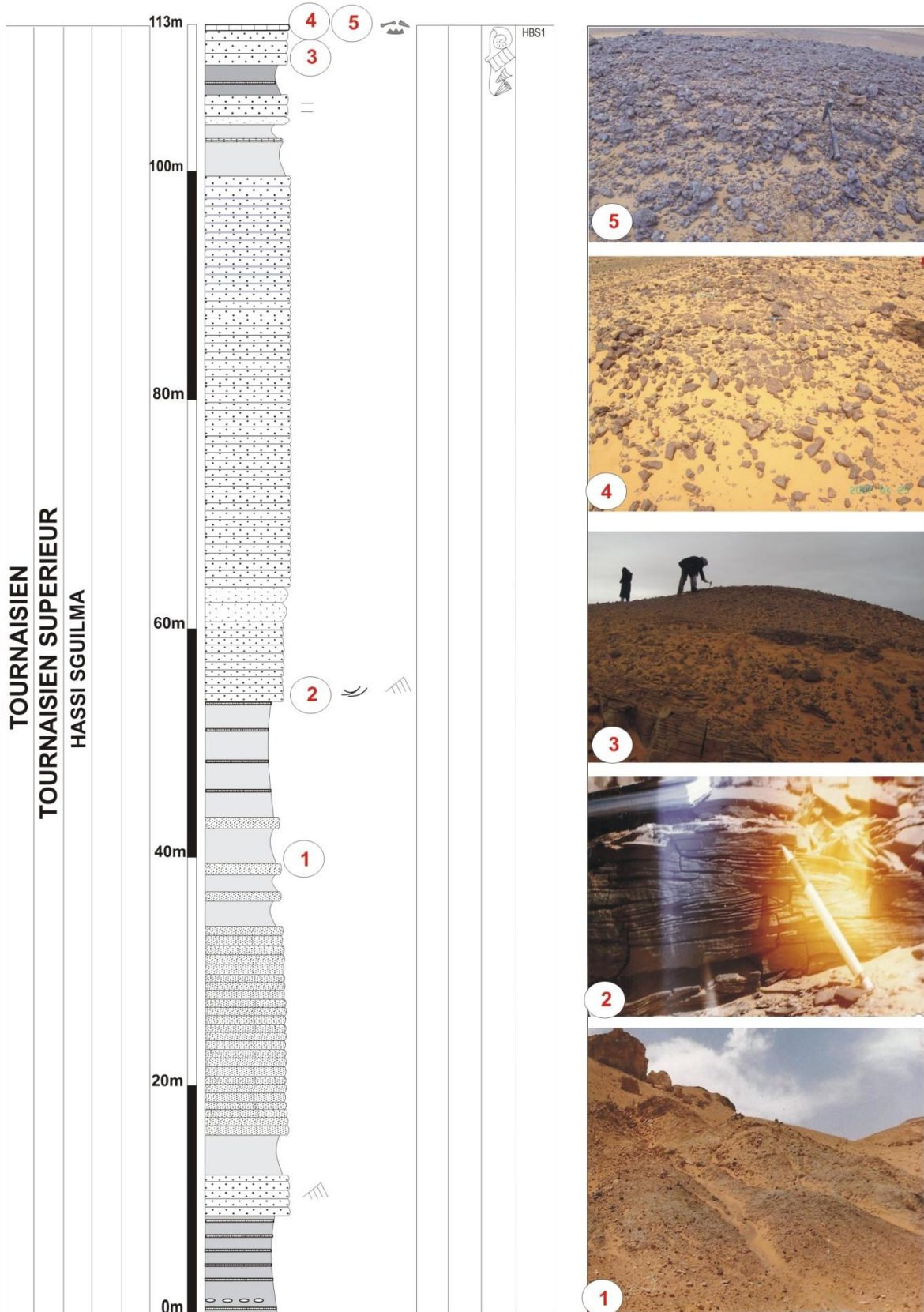


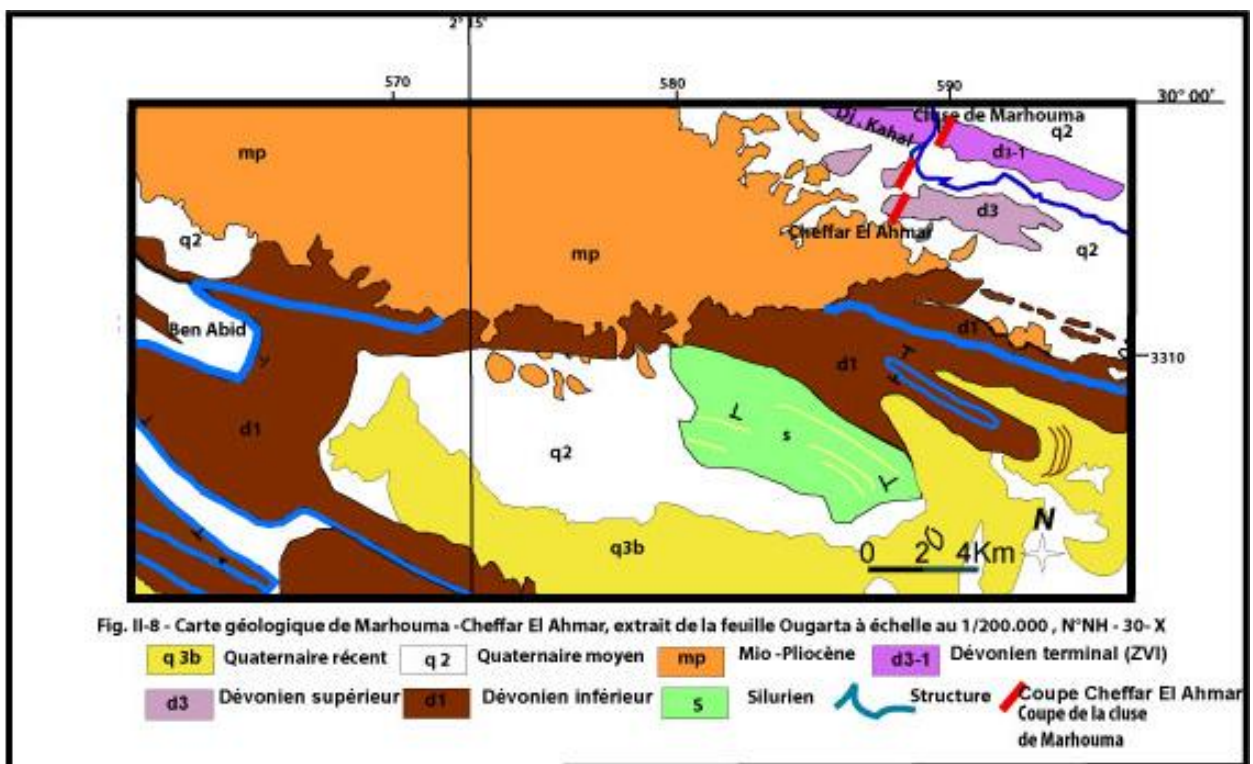
Fig. II-7- Coupe lithostratigraphique du Tournaisien supérieur dans la Formation de Hassi Sguilma

II.4 DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU DEVONIEN SUPERIEUR DES COUPES DU SECTEUR SUD

II.4.1 Coupe du Cheffar El Ahmar

Elle se situe à 25 km Sud-Ouest de la coupe de la Station d'essence. Ces affleurements forment l'Ouest de la région de Marhouma non loin de la route nationale A6. Elle est à 5 Km au Nord de la coupe du 'Km 30'.

Cette coupe se trouve sur la feuille au 1/200.000, Ougarta NH-30-X (fig. II-8) et a pour coordonnées géographiques X1 = 2° 7' et X2= 2° 7' 15'' ; Y1= 29° 57'30'' Y2 = 29° 57'25'' et coordonnées Lambert X1 = 589 et X2= 588,3 ; Y1= 3314,8 et Y2 = 3317.



Dans la coupe du Cheffar El Ahmar, affleurent le Membre 2 (qui comprend 2 termes : a, b) et le Membre 3 (qui comprend les termes a, b et la base du c) de la Formation Des Argiles De Marhouma (fig II-9).

Dans la cluse de Marhouma affleurent le Membre 1 (avec ses termes a et b) et le Membre 2 (composé des termes a, b, c et d) de la Formation Des Grès De Ouarourout (fig. II-10).

II.4.1.1 Formation des argiles de Marhouma

1.1 Membre (2) « Argile silteux à nodules de griottes »

- Terme (a) (7m)

Il comporte de bas en haut:

Des bancs centimétriques (0,5m) de calcaires à empreintes d'orthocères et de brachiopodes, qui matérialisent fort probablement une discontinuité. L'étude microscopique révèle un calcaire gréseux dont le ciment est microsparitique avec présence de lamines rouges (filaments) et sans bioclastes (Pl. 14, photo 1).

Au-dessus vient une succession (0,6m) de niveaux de calcaires gréseux fins séparés par des joints d'argile verte. Cette succession se poursuit par des plaquettes millimétriques (1,10m) de grès noirs également séparées par des joints d'argile verte. Parmi ces plaquettes gréseuses apparaît un niveau (0,10m) à nodules de calcaire 'griotte'. L'étude microscopique du nodule montre qu'il s'agit d'un calcaire micritique à texture packstone, avec la présence de stylolithes révélant une compression ayant engendrée la nodularisation nette de ce niveau calcaire (Pl. 14, photo 2).

Ces nodules de 'griotte' contiennent des ammonoïdes mal conservés, ainsi que des trilobites. Ces plaquettes sont surmontées par des calcaires gris à 'chips' (5m) ; cet aspect est dû à la fossilisation de nombreux terriers horizontaux. Ils ont livré des brachiopodes volumineux de grande à moyenne taille.

- Terme (b) (29 m)

Il est composé de 1m d'argile surmontée de 0,5m de calcaires 'griottes' renfermant des ammonoïdes et des brachiopodes de petites tailles. Ces calcaires se poursuivent par une alternance argilo – calcaire (3m), dont le dernier niveau 'griotte' renferme des brachiopodes. Sur cette alternance repose 2m d'argiles rouges intercalées dans sa partie médiane par un niveau à nodules de 'griotte' contenant aussi des brachiopodes juvéniles. Vers son sommet, elle est recouverte par un niveau de calcaires organogènes noir-verdâtre (0,10m) à cristaux de calcite, qui a livré un trilobite. Au-dessus vient une masse d'argile (23m) intercalée par des niveaux de calcaires 'griottes' à ammonoïdes, dont le dernier est une biomicrosparite à texture packstone, avec des oncolithes, des algues et des grains de quartz, (Pl. 14, ph. 3). Des failles synsédimentaires affectent la succession de ces couches.

1.2 Membre 3 « Calcaires griottes »

Par comparaison avec le Membre 3 de la coupe de Ouarourout, celui de la coupe de Cheffar El Ahmar est moins épais du fait de l'érosion d'une grande partie du terme (c). Ce membre est limité vers le Sud-Est par les terrasses de l'Oued Saoura. Le calcaire 'griotte' à la même stratonomie, que dans la coupe de Ouarourout, mais sa nodularisation est plus forte. Ses combes d'argiles sont rougeâtres parfois verdâtres et sombres vers son sommet. Elles sont également épaisses, affectées d'une forte schistification. Relativement aux combes d'argiles du Membre 3 de Ouarourout, il y a de nombreux niveaux à matériel détritique sombre.

-Terme (a) (23m)

Il commence par 0,5m de calcaires 'griottes' à aspect ondulé, contenant de nombreuses ammonoïdes et des orthocères. L'étude pétrographique de ce calcaire 'griotte' montre qu'il s'agit d'un calcaire biomicritique à plaques d'entroques et quelques ostracodes (Pl. 14, photo 4).

Sur ce banc, repose 0,5m d'argiles recouvertes de 0,20m de calcaires 'griottes' riches en ammonoïdes. L'étude pétrographique montre qu'il s'agit d'un calcaire biomicrosparitique ; une grande partie de ce calcaire est plutôt un grainstone avec des plaques d'échinodermes, et de rares ostracodes, et aussi une faible quantité de quartz (Pl. 14, photo 5).

Sur ce 'griotte' vient 5 m d'argiles, coiffées d'une succession de bancs centimétriques (1,5 m) de calcaires 'griottes' ondulés ; ce sont aussi également des grainstones entroquitiques, avec par endroit un ciment plutôt microsparitique avec des oolithes à membranes ferrugineuses, des monolithes ferrugineuses et bryzoaire. En plus des entroques, on note la présence d'un ostracode et d'un foraminifère (Pl. 14, photo 6).

Cette succession est suivie d'une superposition de plaquettes de grès sombres (1m), sur lesquelles repose une masse d'argile verdâtre (7m), qui admet, à sa base, une plaquette de grès argileux surmontée d'un niveau (0,10m) de calcaires 'griottes'; dans sa partie médiane, il y a un autre niveau (0,10m) de calcaires 'griottes', et dans sa partie supérieure plusieurs niveaux de grès argileux alternant avec des niveaux de calcaires 'griottes', dont le dernier renferme de nombreuses ammonoïdes, des trilobites, ainsi que des orthocères et des bivalves de tailles diverses.

L'étude microscopique de ce niveau de calcaires 'griottes' indique qu'il s'agit d'un grainstone entroquitique, renfermant aussi quelques bryozoaires et quelques ostracodes (Pl. 14, photo 7). Sur ce calcaire on trouve 5,5m d'argiles formant une combe, coiffée d'une succession de bancs centimétriques (1,5m) de calcaires ondulés 'griottes' contenant des ammonoïdes et renferme à sa base un niveau de bivalves dont l'extension est kilométrique ; ce niveau existe déjà au Nord dans le petit anticlinal de Ouarourout.

- Terme (b) (10m)

Il débute par une alternance dilatée (6,5m), composée de couches métriques d'argiles et de bancs décimétriques de calcaires 'griottes' à ammonoïdes mal conservées. Au-dessus, vient une alternance rapprochée (1,5m) composée par des interlits d'argiles et de fines plaquettes de grès fins noirâtres et de niveaux calcaires. Le dernier interlit argileux est surmonté par 2m de calcaires 'griottes', en bancs centimétriques, dont la base est riche en ammonoïdes. L'étude pétrographique révèle un calcaire micritique rougeâtre avec des nodules à contours nets, dont leur remplissage est un ciment micritique à couleur blanchâtre. (Pl. 14, photo 8).

- Terme (c) (2,10m)

Seule la base de ce terme, affleure dans le Cheffar El Ahmar. La partie sus-jacente est très érodée par le passage de l'Oued Saoura.

Il débute par 2 m d'argiles noirâtres schistifiées et chargées de silts sombres. Comme à Ouarourout, les ammonoïdes pyritisées sont d'assez grande taille, mais à Cheffar El Ahmar, elles proviennent de ces argiles noires, scellées par 0,10m de calcaires 'griottes' à goniatites et clyménies, associées à des orthocères ornés.

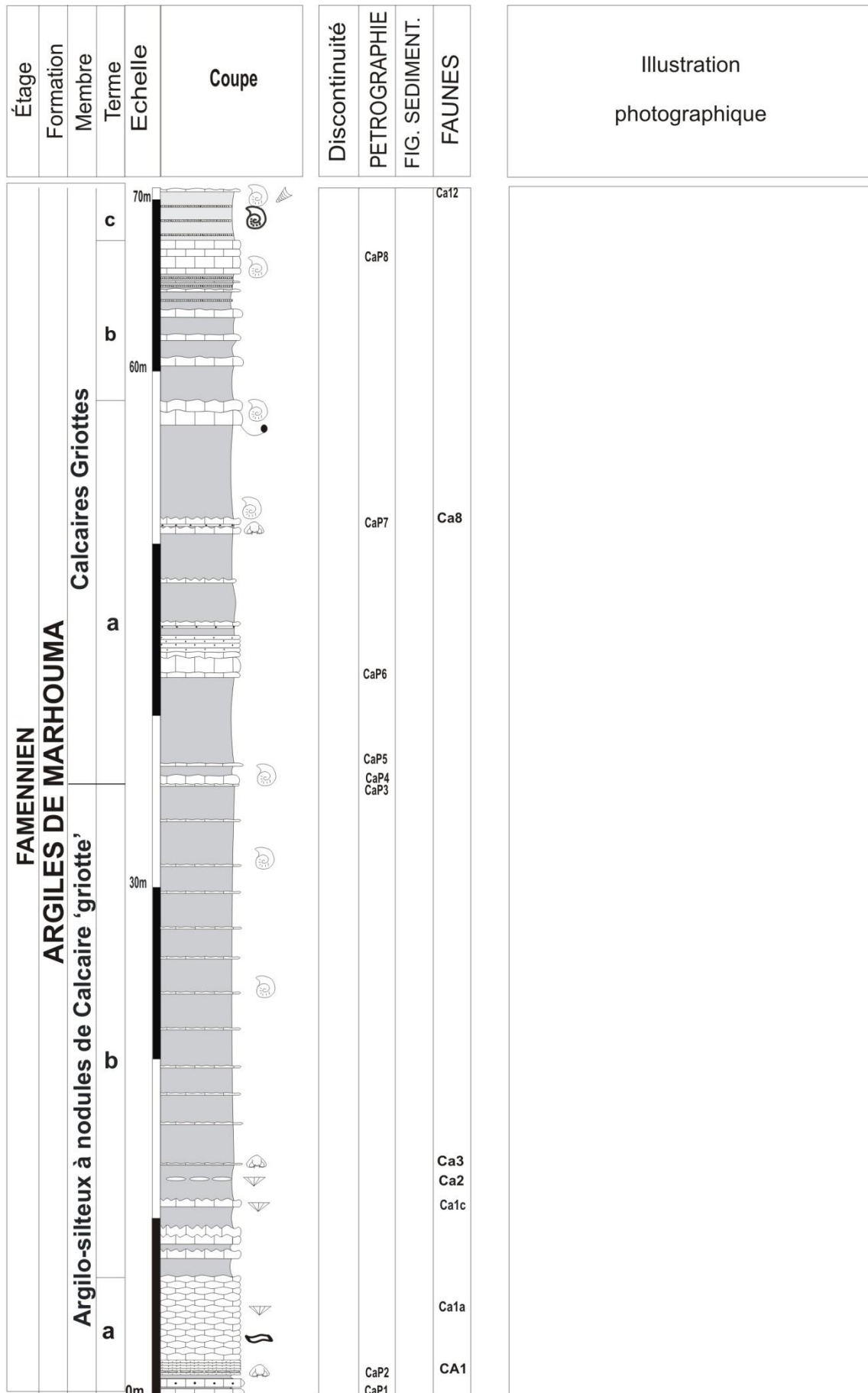


Fig.II-9- Coupe lithostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma dans la coupe du Cheffar Ahmar

II.4.1.2 Formation des Grès de Ouarourout

Elle a une épaisseur de 118m. Par rapport à Ouarourout, le *slumping* qui affecte les grès de cette formation est beaucoup plus spectaculaire; par contre le long du Djebel Kahal (Pl. 8, fig. A), ce phénomène est totalement absent, comme cela a été constaté dans la région de Béchir et la région du Tamtert - Zereg. Dans la cluse de Marhouma, cette formation grés-argileuse est affectée par de grandes failles synsédimentaires (Pl. 8, Fig. B). La coupe se situe dans cette cluse où l'Oued Saoura oblique vers l'Ouest ; elle se termine au niveau des gravures rupestres (Pl. 8, photo C). Les coordonnées de cette coupe sont : Lambert : X1= 589,8 et X2= 590 ; Y1= 3317,4 et Y2= 3318,6 ; géographiques : X1= 2°3' 54'' et X2= 2° 4' ; Y1= 30° 59' et Y2=30°59'45''.

2.1 Membre 1 « Argile à fines intercalations de grès silteux »

Il est caractérisé par deux termes ; le terme (a), argileux et le terme (b) gréseux.

- Terme (a)

L'épaisseur de ce terme change par endroit, car il a subi une érosion différentielle qui a permis l'installation d'une terrasse quaternaire, discordante sur l'ensemble. Il débute par 9,5 m d'argile verdâtre à noirâtre fortement schistifiée et intercalée par quarante deux barres grés-sableuses parfois légèrement slumpés (Pl. 7, photo A).

Ce sont des barres grisâtres (fig. II – 10, photo 1) qui s'intercalent au sein des argiles fortement schistifiées (fig. II-10, photo. 2). L'étude pétrographique de l'une de ces barres révèle un grès silteux, à ciment siliceux contenant quelques micas et feldspaths (Pl.14. ph. 8).

Dans la partie supérieure de cette alternance, sur les trois derniers mètres, sont intercalés vers le haut de fines plaquettes de grès. Cette alternance a un pendage très fort du fait du passage d'une faille.

Une grande partie de ce terme a été érodée par le réseau hydrographique de l'Oued Saoura qui érode ces dépôts turbiditiques sur environ 50m d'épaisseur. L'épaisseur réelle des dépôts de ce terme est en fait beaucoup plus grande.

-Terme (b) (29,5m)

Après une lacune de visibilité, l'ensemble turbiditique réapparaît à l'entrée de la cluse de Marhouma (Pl. 8, photo B).

De la base au sommet, il est constitué de:

- 4,5m de grès silteux feuilletés schistifiés
- 0,8m de grès silteux à stratifications parallèles
- 2m d'argiles vertes schistifiées

- 2m de grès silteux à *flut-cast* en toit de banc, et à helminthoïdes. Ces bancs sont centimétriques et sont séparés par des joints argileux. L'étude pétrographique de ces grès montre bien un grès fin siliceux.

- 13m d'argiles vertes sous forme de combe, intercalée par de fines plaquettes de grès silteux à nombreux terriers et à bilobés.

- 6m d'argiles schistifiées, au sein de laquelle sont emballés de gros galets anguleux qui lui confère un aspect de type molassique (fig. II-10, photo. 3 et Pl. 8, photo C), ces argiles sont surmontées de 0,5m de grès silteux, slumpés, sur lesquels repose, 1,2m d'argiles vertes à nombreuses plaquettes de silts millimétriques.

2.2 Membre 2 « Grès slumpés » (78m)

Il se divise en quatre termes en fonction de leur stratonomie, de leur faciès et selon l'ampleur de leur *slumping*.

- Terme (a) (32m)

Il débute par 9,5m de grès massifs sous forme de bancs métriques légèrement slumpés et affectés de '*ripple-marks*' à leur toit. Il s'agit de grès silteux à ciment siliceux avec micas et quelques feldspaths.

Ces bancs massifs se poursuivent par 2,8m d'argiles verdâtres schistifiées dont la base est entrecoupée de bancs centimétriques à décimétriques gréseux parfois *slumpés*. Au sommet, les intercalations gréseuses sont plus fines, feuilletées, ferruginisées, et à terriers horizontaux visibles en semelle de bancs. Ces grès fins sont affectés de rides de courants et de figures entrecroisées visibles en face de bancs, qui indiquent une énergie élevée du milieu.

L'étude microscopique montre qu'il s'agit d'un grès silteux à ciment siliceux, la microstratification entrecroisée est visible en lame mince.

Vers le haut, vient une alternance (11m) totalement détritique constituée de bancs de grès rouges sombres, indurés, et de fines plaquettes de silts argileux verdâtres. La semelle des bancs contient des terriers horizontaux.

Cette alternance est couronnée par 1m de grès en bancs décimétriques, légèrement *slumpés* et à helminthoïdes (fig. II-10, photo 4). Ils sont surmontés par 0,40m de grès argileux feuilletés de couleur vert foncé, séparés par un joint argileux (0,10m). Le dernier banc de grès se poursuit par un second joint argileux (0,10m) sur lequel se succèdent 1,5m de grès massifs *slumpés*, 1m de grès feuilletés argileux verdâtres et 4,5m de grès sombres.

- **Terme (b)** (25m)

Dans ce terme les *slumps* se développent et les dépôts sont essentiellement détritiques. Il débute par des argiles noires schistifiées, intercalées par de fines plaquettes de grès silteux noirs (1m).

Il se poursuit par 0,40m de grès massif et 0,70m d'argiles schistifiées noirâtres intercalées de quelques plaquettes de grès silteux noirs. Cette alternance est recouverte de 0,70m de grès indurés fortement *slumpés*, sur lequel réapparaît 0,20m d'argiles noires schistifiées. Elle se poursuit par une alternance rapprochée (2,7m) composée de grès siliceux boudinés, *slumpés*, en bancs centimétriques, parfois sous forme de plaquettes, intercalées par de fines couches d'argiles verdâtres schistifiées.

Au-dessus viennent 7,8m de grès boudinés sous forme de bancs métriques et parfois sous forme de plaquettes, affectés également d'un *slumping* de plus en plus spectaculaire. Ce sont des grès siliceux.

Après une lacune de visibilité de 2,5m, s'enchaînent, 1m de grès à grains moyens, fortement *slumpés*, 1,5m d'argile versicolore parfois noirâtre et schistifiée, 4m de grès *slumpés* en bancs centimétriques à métriques.

Sur ces bancs réapparaissent 0,30m d'argiles schistifiées noirâtres, sur laquelle reposent 2m de grès *slumpés* qui se terminent par des grès jaunes sableux à mégaconvolutes (Pl. 9, photo A). Ce sont des grès siliceux. Ce terme se termine par 0,20m de grès rouges, massifs, ferrugineux, sous forme de galets subanguleux matérialisant un remaniement (fig. II-10, photo. 5).

- Terme (c) (17,5m)

Il se caractérise par 1,9m de grès massifs à helminthoïdes fortement *slumpés* et affectés de stratifications entrecroisées (Pl. 9, photo B). Ils se poursuivent par 6,8m de grès feuilletés jaunâtres à rougeâtres, ferrugineux et séparés des grès sous-jacents par un joint d'argiles. Ce sont également des grès siliceux.

Ces grès ferrugineux sont relayés par 1,5m de grès massif à chailles de silex, suivi de 0,20m de grès jaunâtres en plaquettes de 3m de grès ferrugineux *slumpés*, dont le toit est affecté de bourgeons de silex (Pl. 9, photo C), de 1,5m de grès ferrugineux à helminthoïdes en toit de banc et autres ichnofaciès, de 2,5m de grès ferrugineux rougeâtres fortement *slumpés*. Ces derniers sont scellés par un *hard-ground*.

- Terme (d) (4m)

Il est composé par 2m de grès fortement *slumpés* contenant des rubanements siliceux soulignant la morphologie du glissement. L'étude pétrographique indique également un grès siliceux, sur lequel s'empilent 1,50m de grès en plaquettes, surmontées de 0,5m de grès ferrugineux ; sur le toit de ces grès, on observe des figures très probablement de ravinement (fig. II-10, ph. 6)

Ces *slumps* ont été évoqués par Pareyn (1961), il les qualifie de spectaculaires et ont été considérés comme des phénomènes pénécotemporains de glissements sous-aquatiques affectant des masses de sédiments à peine consolidés. Ils ont été dénommés *Pillows-forms* structures (B. Smith 1916 *in* Pareyn 1961).

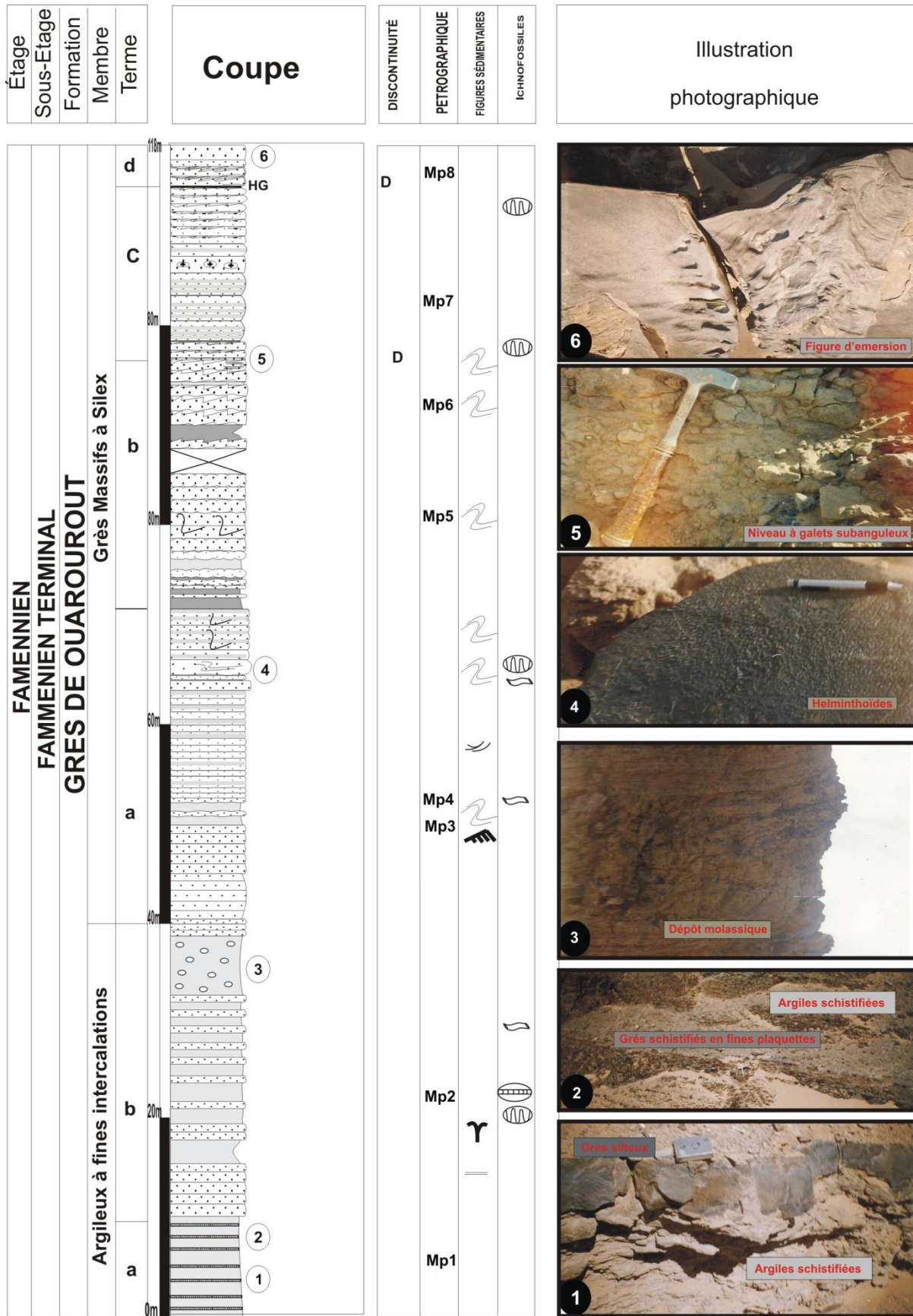


Fig. II- 10. Coupe lithostratigraphique de la Formation des Grès de Ouarourout dans la région de Marhouma

II.4.2 Coupe de Béchir

La coupe de Béchir est localisée à environ 12 km au Sud du Cheffar El Ahmar, elle a pour coordonnées Lambert : X=598,5 et Y = 3313, et pour coordonnées géographiques: X= 1° 59' 35'' et Y= 29° 56' 52''. Elle se trouve sur la Feuille de Kerzaz au 1/200.000 de n° NH-30-XI, (fig. II-11).

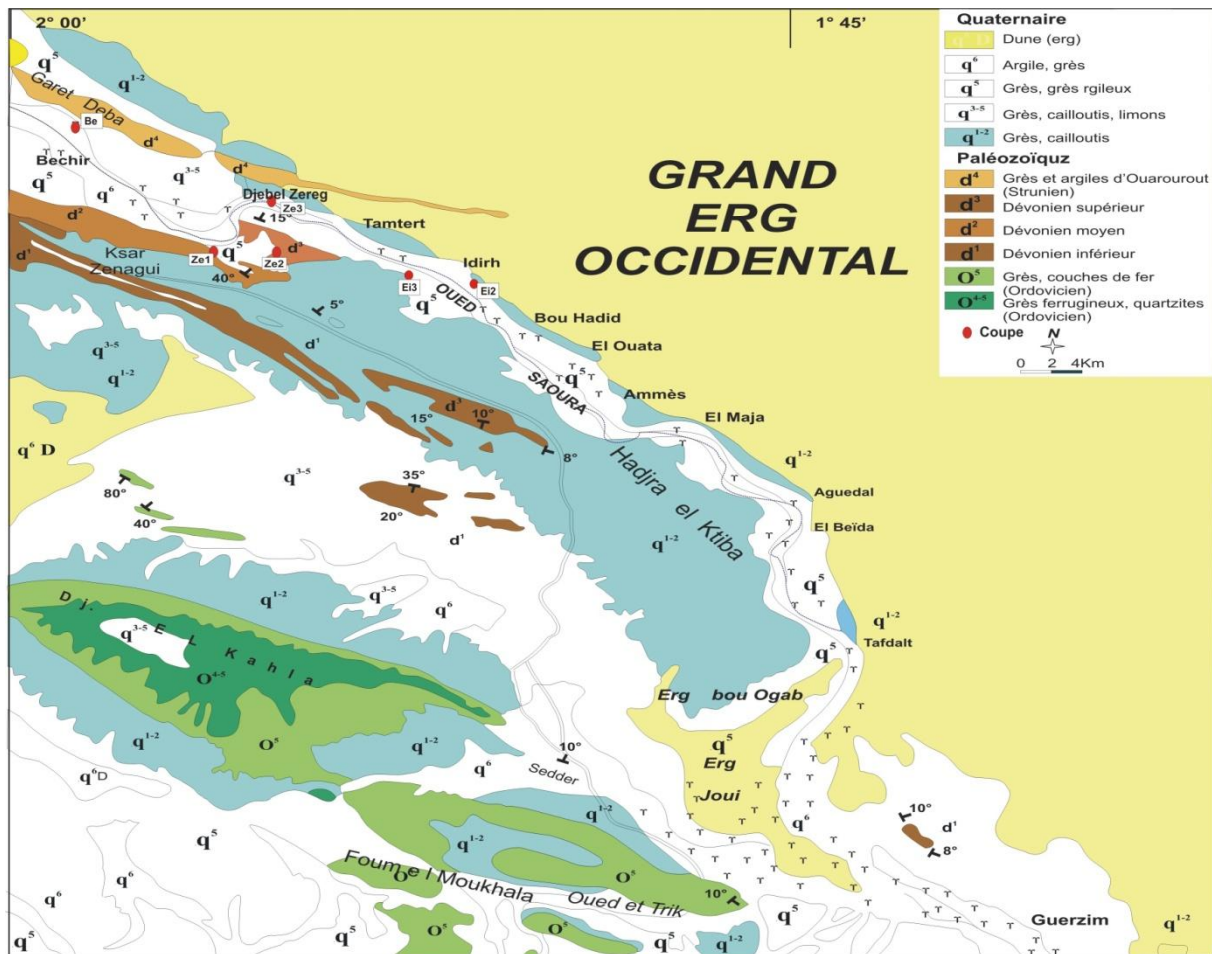


Fig. II-11 : Extrait de la carte géologique de Kerzaz au 1/200.000, n° NH-00-XI. Localisation des coupes des régions de Bechir (Be), du Djebel Zereg (Ze1, Ze2, Ze3, Ze4) au Nord de la localité de Tamtert et des flancs nord et sud de l'anticlinal d'Idhir (Ei2 et Ei3).

II.4.2.1 FORMATION DES ARGILES DE MARHOUMA

1.1 Membre 3 « Calcaires griottes »

Epais de 62 m, il ressemble par sa stratonomie et ses faciès aux coupes décrites ci-dessus. Il se subdivise en trois termes, a, b, c. Les caractères faciologiques dominants sont présents dans cette coupe. Le calcaire 'griotte' rouge ondulé, est souvent sous forme de niveaux de nodules ou des nodules détachés et éparpillés sur des combes d'argiles rouges, parfois vertes, affectées de schistification.

- **Terme (a)** (21m)

Il débute par 1m de calcaires 'griottes' en deux bancs légèrement ondulés. Le premier est à ciment microsparitique, ferrugineux, contenant comme bioclastes des entroques, des échinodermes et des algues, un seul ostracode est observable, un bryzoaire est aussi visible, c'est un packstone entroquitique (Pl. 15, ph. 1). Le second banc est composé d'un calcaire à ciment microsparitique à texture grainstone avec de nombreuses plaques d'entroques, à quelques débris de bivalves et rares ostracodes. C'est un grainstone entroquitique (Pl. 15, Ph. 2).

Ces deux bancs sont séparés l'un de l'autre par un joint d'argile. C'est sur le second banc que repose 8,5m d'argiles formant une combe, qui admet neuf niveaux de calcaires 'griottes' noduleux ; vers le haut, ces argiles deviennent vertes et contiennent plus de cinquante niveaux de calcaires noduleux. Cette alternance (argiles - calcaires 'griottes') à argiles légèrement *slumpées*, est recoupée verticalement par deux fractures probablement synsédimentaires. L'ensemble est coiffé d'une succession (1m) de plaquettes centimétriques voire millimétriques de calcaires 'griottes' qui par l'intermédiaire d'un joint d'argiles, se poursuit par une autre superposition de bancs décimétriques (2m) de calcaires 'griottes' pseudonoduleux apparemment à rare faune (fig II -12, photo 1). Ces bancs affleurent avec un pendage de 10° NNE.

Au-dessus on a 0,5m d'argiles recouvertes de 0,5m de calcaires 'griottes' pseudonoduleux sous forme d'empilement de plaquettes, séparées l'une de l'autre par des joints d'argiles. Elles contiennent une association de trilobite, d'ammonoïdes, de bivalves et d'orthocères. Puis vient une alternance rapprochée (1,5m) composée de couches d'argiles vertes et de bancs de calcaires 'griottes' ondulés et fossilifères. Elle est recouverte par un banc discontinu (0,5m) de calcaires verts; c'est un calcaire micritique avec quelques ostracodes et des débris de bivalves (Pl. 15 Béchir, ph. 3).

Sur ces calcaires se trouve 1m d'argiles également interceptées par des niveaux de calcaires 'griottes' et recouverte de 0,5m de calcaire pseudonoduleux, dont l'étude pétrographique révèle également un calcaire grainstone riche en entroques et contenant des oolithes et des oncolithes à membranes ferrugineuses (Pl. 15, Béchir, Ph 4, 5 et 6).

Sur ce calcaire repose 3m d'argiles verdâtres fortement schistifiées, intercalées à sa base par un niveau 0,02m de calcaires 'griottes', suivi par un banc de 0,05m de calcaires 'griottes'.

-Terme (b) (16m)

Il est essentiellement caractérisé par des argiles rouges, formant une combe à nombreux niveaux de calcaires ‘griottes’, sous forme de nodules rouges et noirs détachés et éparpillés sur les combes d’argiles (fig. II-12, photo 2). La nodularisation de ces calcaires a été très forte en cet endroit (fig. II – 12, photos 3 et 4).

Les argiles ont une épaisseur de 16m, et contiennent des intercalations de niveaux de nodules. Vers le haut, la combe admet deux niveaux pseudonoduleux ; le premier contient un remarquable niveau à bivalves ayant une grande extension, il a été déjà observé à Ouarourout, au Cheffar El Ahmar et il réapparaît à Béchir. Les bivalves forment une grande partie du cortège faunistique auquel s’ajoutent des ammonoïdes, des orthocères et des crinoïdes.

- Terme (c) (25m)

Il se compose de 20m d’argiles à fines intercalations de grès silteux, qui se présentent sous forme d’une combe. La partie médiane de la combe est intercalée par un banc décimétrique (0,5m) de calcaires pseudonoduleux ‘griottes’ et sa partie supérieure est recouverte par un banc de calcaires pseudonoduleux ‘griottes’ (0,5m). Ces bancs calcaires ont livré des ammonoïdes. Le second banc, clôture cet ensemble, et a livré un trilobite. Sur ce banc repose 2,5m d’argiles rouges, intercalées de plaquettes millimétriques de grès silteux et scellées par un niveau de 0,10m de calcaires à ammonoïdes, surmonté de 1m d’argiles également interceptées de plaquettes de grès silteux, et scellées par 0,10m de calcaires à ammonoïdes. Puis vient 1m d’argiles rouges, également intercalées de plaquettes gréso-silteuses et scellées par un niveau fossilifère à ammonoïdes.

1.2 Membre 4 “Argile à niveaux de griottes”

Epais d’environ 35 m, il comporte deux termes (a) et (b), gréso-argileux (fig. II-12, photo. 5), le terme (c) étant érodé par le passage de l’Oued Saoura.

- Terme (a) (10m)

Il est caractérisé par 9 m d’argiles à fines passées de grès argilo-silteux, l’ensemble est affecté d’une schistification. Vers le haut, elles sont plutôt intercalées par 1m de grès en bancs décimétriques qui se terminent par un niveau à nodules siliceux noirâtres.

- Terme (b) (25m)

Il est composé de 25m d’argiles rouges à fines plaquettes millimétriques de silts fortement schistifiées. Elles forment une combe qui admet dans sa partie supérieure deux niveaux à nodules de calcaires rouges ‘griottes’ à ammonoïdes, surmontés par 0,30m de calcaires pseudonoduleux à ammonoïdes.

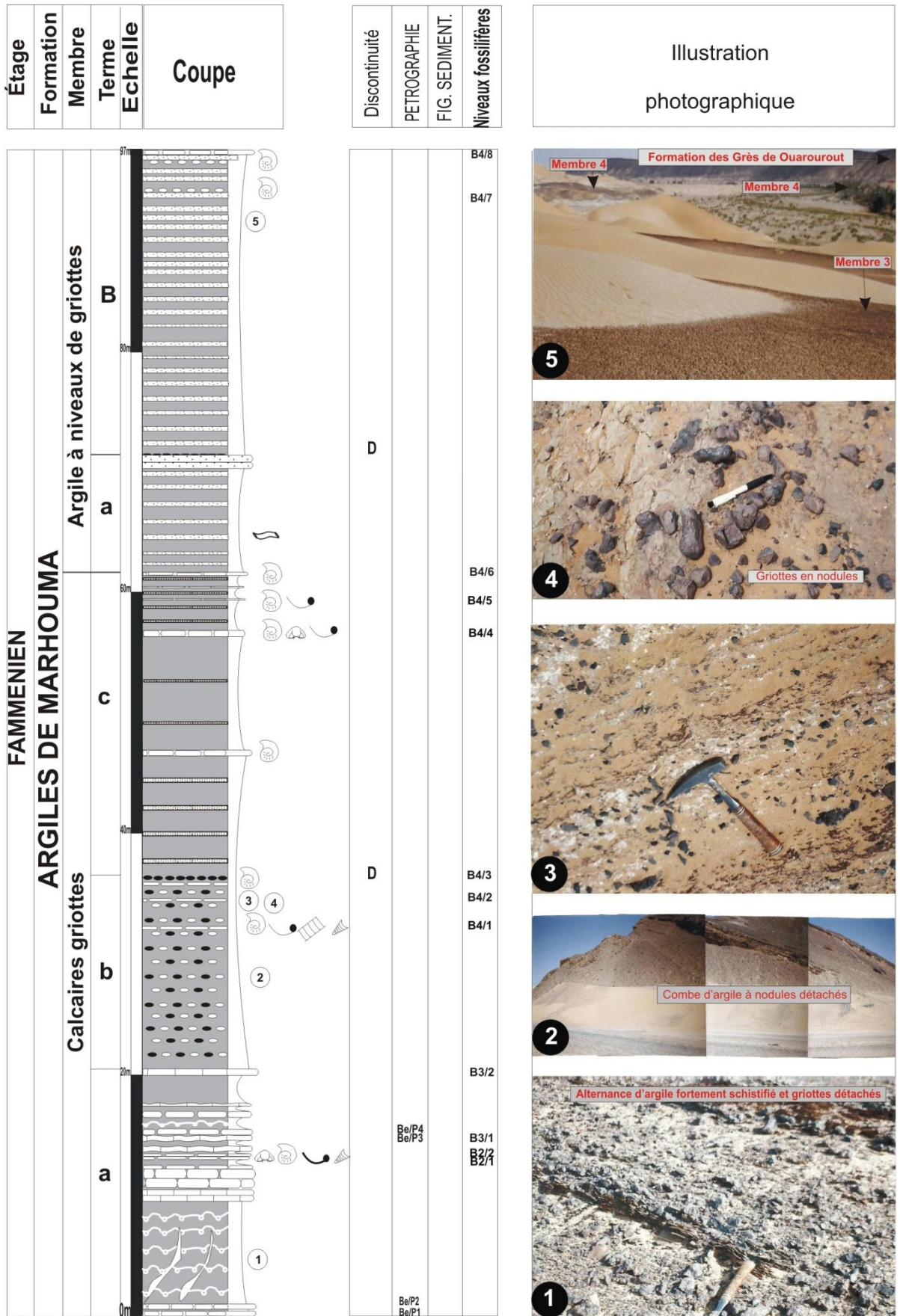


Fig. II- 12: Coupe lithostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma dans la région de Béchir

II.4.2. 2 Formation des Grès de Ouarourout (119 m)

La coupe comportant cette formation a pour coordonnées : Lambert : X1= 605 et X2= 604 ; Y1= 3306 et Y2=3312 ; géographiques : X1= 1° 49' 30'' et X2= 1° 50' ; Y1= 29°54'30'' et Y2 = 29° 56' 30''. La Formation des Grès de Ouarourout comporte principalement des dépôts argilo-gréseux dans sa partie inférieure et des grès massifs dans sa partie supérieure.

2.1 Membre 1 « Argileux »

Il est essentiellement argileux ; la couleur verdâtre prédominante; cette argile forme le sous bassement d'une terrasse créée par le passage de l'Oued Saoura. Elle a une épaisseur de 12m, et est entrecoupée par des plaquettes millimétriques de grès fins argileux à figures d'écoulement et ichnofaciès. Les grès argileux sommitaux (5m), sont affectés de *slumping*.

Une lacune de visibilité est matérialisée par une terrasse quaternaire, ce qui laisse supposer que ces argiles ont une épaisseur beaucoup plus grande.

2.2 Membre 2 "Grès massifs"

Il comporte les 'Grès du Djebel Kahal', qui se débitent en plaquettes dans la partie inférieure du Djebel Kahal et des bancs massifs dans la partie supérieure. Ils se prolongent vers le Sud – Est, dans la région de Tamtert, où ils sont cachés par les dunes de sables du Grand Erg Occidental, à mi-distance entre Tamtert et Idhir.

- Terme (a) (27m)

Ce sont des grès siliceux roux, comportant un rubanement rougeâtre ferrugineux, et se débitant en plaquettes centimétriques. Au sommet, ils se présentent sous forme de bancs massifs (10,5m). Sur ce banc de grès on a une succession (2,5m) de grès sableux en feuillets, millimétriques, à stratifications parallèles. Puis vient une succession de grès argileux schistifiés (4,5m) affectés de stratifications parallèles parfois obliques. Sur ces grès, on trouve 0,20m d'argile rouge, surmontée par 1,5m de grès feuilletés millimétriques à stratifications parallèles, puis 1,5m de grès roux, siliceux. Sur ces bancs vient une alternance (6m) de grès feuilletés et de plaquettes de grès à *ripple-marks*.

- Terme (b) (75m)

Il comporte 75m de grès siliceux roux à *ripple-marks* et figures d'émergence qui se débitent en bancs décimétriques ; vers le sommet, les grès deviennent sableux avec des stratifications entrecroisées. Dans cette barre strunienne de Béchir, il n'y a pas de 'pillows-forms' structures comme au Nord de Ouarourout et à la cluse de Marhouma ; les figures sédimentaires affectant ces bancs gréseux caractérisent plutôt un milieu à faible tranche d'eau.

Étage
Sous-Étage
Formation
Membre
Terme

Coupe

Discontinuité
PÉTROGRAPHIE
FIG. SEDIMENTAIRES
ICHI NOFACIES

Illustration photographique

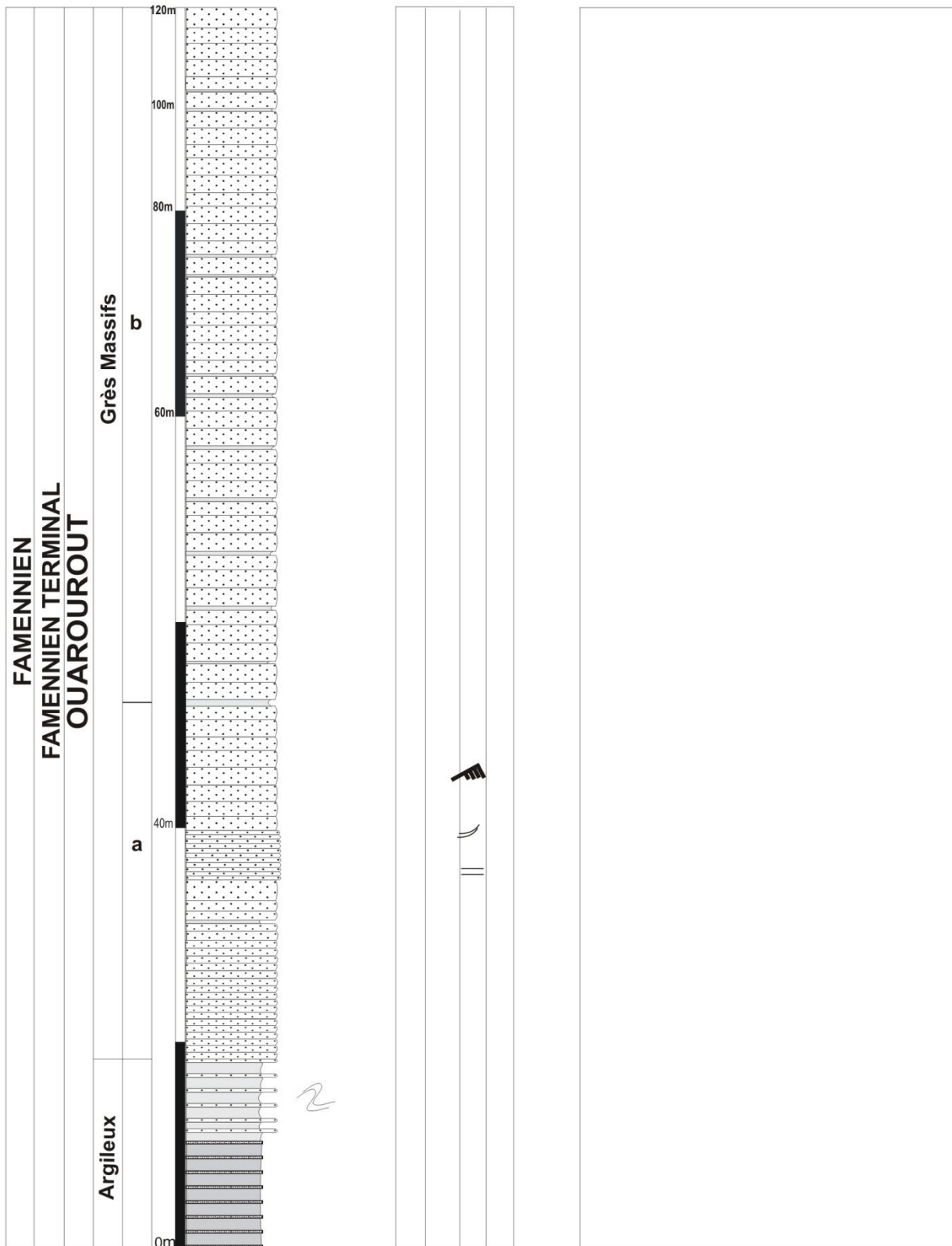


Fig. II-3 Coupe lithostratigraphique de la Formation des Grès de Ouarourout dans la région de Béchir

II.4.3 Coupe du Tamtert-Zereg

La coupe du Zereg est située à 1 km au Nord du village de Tamtert et à 15 km au Sud-Ouest de la coupe du Cheffar El Ahmar (Fig. II-11, p 88).

Elle se trouve sur la Feuille de Kerzaz au 1/200 000 de n° NH-30-XI. Cette coupe a pour coordonnées Lambert X1 = 605 et X2 = 604 ; Y1= 3306 et Y2= 3312 et pour coordonnées géographiques X1 = 1° 49' 30'' et X2= 1° 50' ; Y1 = 29° 54' 30'' et Y2= 29° 56' 30''.

Le levé de cette coupe a été fait sur trois itinéraires dont l'étendue est de 2 km. Malgré les larges lacunes de visibilité dues à une érosion par le réseau hydrographique, la puissance visible des dépôts est assez élevée.

Sur le premier itinéraire, se situe la coupe **Ze1** où affleurent les assises du Membre argilo-silteux à nodules de 'griotte' (Membre 2), divisé en 2 termes : a, b.

Sur le second itinéraire, se trouve la coupe **Ze2** qui permet de lever les assises argilo – calcaires du Membre des Calcaires 'griottes' (Membre 3). Il est divisé en 3 termes (a, b, c). Il est surmonté d'une grande partie du Membre argilo-gréseux à niveaux de calcaire 'griotte' (Membre 4), représenté par les termes a et b.

Sur le troisième itinéraire, la coupe **Ze3** a permis de lever les assises de la partie supérieure du Membre argilo-gréseux à niveaux de calcaire 'griotte' (Membre 4), représenté par le terme c.

Sur les trois coupes (Z1, Ze2, Ze3), on retrouve les mêmes types de faciès, représentés par une épaisse série de calcaires 'griottes' à forte nodularisation alternant avec des argiles schistifiées de couleur rougeâtre à verdâtre, parfois noirâtre, et chargées de niveaux détritiques.

Sur le quatrième itinéraire, la coupe **Ze4**; permet de lever les assises de la Formation des Grès de Ouarourout.

II.4.3.1 Formation des Argiles de Marhouma

1.1 Membre 2 « Argile-silteux à nodules de griottes »

Epais de 60m, il se caractérise par de puissantes couches d'argiles rouges schistifiées. Comme dans les coupes précédentes (Station d'Essence et Cheffar El Ahmar), on y reconnaît deux termes (a) et (b), et on constate aussi l'apparition d'un 'griotte' fortement noduleux (fig. II- 14).

- Terme (a) (19, 2m)

Argiles rouges (12m) entrecoupées par de rares plaquettes millimétriques de grès silteux rouges. Elle est recouverte par un banc (0,20m) de calcaires micritiques argileux rougeâtres.

Ce banc se poursuit par 7m d'argiles formant une combe, intercalée par des niveaux millimétriques à nodules rouges détachés. La partie médiane de cette combe est interceptée par un banc de 0,5m de calcaires rouges, fortement noduleux et altérés. Elle se termine par le dernier niveau à nodules rouges détachés.

- Terme (b) (42m),

Argile (32m) au sein de laquelle s'intercale en son milieu des calcaires 'griottes' de nodules détachés. A sa partie supérieure, on note trois bancs centimétriques de calcaires gris-bleu, ondulés, dont le dernier est riche en tiges de crinoïdes et de bivalves. Ce niveau à bivalves semble terminer le Membre 2.

Suivant l'itinéraire de la coupe de Zereg, se trouve le lit d'un affluent de l'Oued Saoura qui s'étend sur une largeur de 50m. Il s'en suit une lacune de visibilité qui peut cacher plus de 10m de dépôts.

1.2 Membre 3 « Calcaires griottes »

Epais de 73m, les calcaires 'griottes' sont largement représentés (fig. II-14). Comme à Ouarourout, il est divisé par trois termes (a), (b) et (c).

- Terme (a) (21,5m)

Combe de 11m d'argiles sombres, intercalées par des plaquettes de silts légèrement 'slumpées' et concrétionnées. Ces argiles sont interceptées à leur base par un niveau à boules qui est semblable à celui de Ouarourout. Pour Petter (1959), il s'agit de figures liées à des plissements sous-aquatiques. L'analyse pétrographique révèle un calcaire bioturbé. Ces argiles sont recouvertes de 0,5m de calcaires 'griottes'.

Sur ce dernier niveau, viennent deux alternances dilatées (10m) constituées d'argiles verdâtres et de plaquettes de silts, séparées l'une de l'autre par un banc décimétrique de calcaires 'griottes' et terminées par un banc riche en bivalves. Ce calcaire est une entroquite à texture grainstone avec quelques débris de bivalves, d'ostracodes, un fragment de trilobite et d'un bryozoaire. (Pl. 16. ph.1)

- Terme (b) (17,5 m)

Il est aussi représenté par un empilement de séquences lithologiques d'argiles et de calcaires 'griottes' qui se présentent de bas en haut comme suit :

Argiles verdâtres (7m) à fines intercalations de grès silteux, terminées par deux bancs de calcaires 'griottes' (0,60m). Il s'agit d'une entroquite à texture grainstone avec quelques ostracodes et débris de bivalves, quelques oolithes à membranes ferrugineuses et des débris de quartz (Pl. 16, ph. 2). Ces bancs sont séparés l'un de l'autre par un joint d'argiles. L'ensemble est affecté par une forte schistification qui leur donne un aspect effrité.

Sur ces calcaires, repose 1,5m d'argiles, surmontées par 0,20m de calcaires noduleux 'griottes', riches en débris de quartz. Il s'agit d'un calcaire gréseux. Il comporte des débris de manganèse et quelques bioclastes : débris d'échinodermes et d'ostracodes (Pl. 16, ph. 3).

Au-dessus vient, 3m d'argiles à bivalves, chargées de plusieurs intercalations de silts. Elles sont recouvertes de calcaires 'griottes', sous forme de deux bancs décimétriques (0,30m chacun) séparés l'un de l'autre par une couche d'argiles (1,2m). Le second banc a livré des ammonoïdes, ainsi que des orthocères et des trilobites. C'est un calcaire microsparitique, à texture wackestone, avec quelques débris d'entroques et de quartz, les nodules sont de contours nets (Pl. 16, ph. 4).

Sur le second banc, repose une masse d'argiles (3m) à niveaux de silts, contenant des goniatites naines pyriteuses. Elles sont scellées par 0,20m de calcaires 'griottes' à ammonoïdes, trilobites et bivalves.

- Terme (c) (33,5m)

Contrairement aux termes sous-jacents, dans lesquels les argiles se présentent en combes métriques, dans le terme (c); les calcaires 'griottes' sont sous forme de bancs métriques. Ce terme débute par 1,5m d'argiles verdâtres, coiffées de 0,5m de calcaires 'griottes', puis par 1,5m d'argiles verdâtres, couronnées d'une succession de bancs litées, décimétriques sur 3m d'épaisseur de calcaires 'griottes' à ammonoïdes. Cette succession est scellée par un niveau à trilobites.

Ce terme se poursuit par une alternance rapprochée de 12m d'épaisseur, composée par des couches décimétriques d'argiles et des bancs décimétriques à métriques de calcaires 'griottes' contenant des ammonoïdes.

Sur cette alternance, réapparaît 1,10m d'argiles verdâtres suivies de deux bancs décimétriques de calcaires 'griottes' (0,5m chacun), séparés par une couche d'argiles (0,60m). Ces calcaires 'griottes' ont livré des ammonoïdes, des brachiopodes et des bivalves.

Au-dessus, se trouve une masse de 6m d'argiles vertes, coiffées d'un empilement de bancs centimétriques de 5m de calcaires 'griottes' à ammonoïdes associées à des Phacopides ainsi qu'à des Rhynchonellida. Ce calcaire est souligné à sa base par un niveau de nodules noirs; il est fortement noduleux et affecté d'une schistification qui lui donne un aspect poudreux, argileux. Ce calcaire, à ciment microsparitique est affecté d'une nette nodularisation, il contient quelques bioclastes et des oolithes noirs ferrugineuses (Pl. 16, ph. 5).

Sur ce banc réapparaît 1,5m d'argiles schistifiées qui deviennent rougeâtres et qui se terminent par un niveau de 0,10m de calcaires à trilobites noirs, pyriteux.

Le Membre (3) est plus épais au Tamtert-Zereg qu'à Cheffar El Ahmar, à Béchir et à Ouarourout.

Les termes (a) et (b) des coupes de Ouarourout, de Cheffar El Ahmar et de Tamtert –Zereg, se présentent sous forme d'alternances dilatées à épaisses combes d'argiles et bancs centimétriques de calcaires 'griottes', alors qu'à Béchir, il se présente principalement sous forme d'une décharge d'argile et de nodules détachés de 'griottes'.

Le terme c (Pl. 10, photo A) se caractérise par un développement du faciès 'griotte' sous forme de bancs massifs à Ouarourout et au Tamtert-Zereg.

1.3 Membre 4 "Argile à niveaux de calcaires 'griottes'

Ce membre (Pl. 10, photos B et C) est estimé à plus de 200m d'épaisseur. Il se compose d'argiles rouges interceptées de niveaux à nodules 'détachés' de calcaires 'griottes' micritiques, tandis que les argiles vertes sont intercalées par des niveaux de silts verts, qui passent vers le haut à des plaquettes gréso-silteuses voire à des plaquettes nettement gréseuses affectées de *slumping*.

Dans le Djebel Zereg (Pl. 10, photo C), situé sur la rive gauche de l'Oued Saoura, on retrouve les mêmes argiles intercalées également par des niveaux à nodules calcaires détachés. Ces argiles forment une combe qui se termine par l'ultime banc de calcaires 'griottes' (Fig. II-14).

- **Terme (a)** (86m)

Argiles rouges (26m) formant une combe, devenant partiellement noirâtres, avec intercalation d'une vingtaine de niveaux à nodules 'détachés' de calcaires noirs.

Ces argiles deviennent blanchâtres vers la partie supérieure de la combe qui montre des niveaux de grès silteux.

Au-dessus, les argiles rougeâtres réapparaissent sur une épaisseur de 40m ; elles sont également intercalées par de nombreux niveaux à nodules noirs.

Une lacune de visibilité due à un affluent de l'Oued Saoura, dont le lit alluvionnaire s'étale sur une largeur de 10m, cache probablement la série argileuse sur plus d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Sur la rive droite de l'affluent, les argiles continuent sur 10 m d'épaisseur et sont intercalées par plusieurs niveaux de grès silteux verdâtres montrant des ichnofaciès, et parfois affectés de convolutes ou figures de charges (Pl. 11, photos A et B) et de niveaux à petits nodules détachés de calcaires rouges 'griottes'. Parfois le toit de ce grès silteux comporte des rides asymétriques de courant (Pl. 11, photos C et D). Les assises de ce terme se terminent par un niveau (0,10m) de calcaires altérés contenant des ammonoïdes mal conservés. Ce calcaire est microsparitique avec une faible quantité de bioclastes ; ce sont des ostracodes et des débris de bivalves. Une grosse section d'ammonoïde se trouve dans ce calcaire. Les contours sont flous et ferrugineux, ce sont des contours stylolithiques qui indiquent la compression (pl. 16, ph. 6 et ph. 7).

- **Terme (b)** (62m)

Argiles verdâtres (62m) intercalées par de nombreuses plaquettes de grès silteux verts à terriers horizontaux, à helminthoïdes et à paleodyction. Elles sont également interrompues par des plaquettes de grès siliceux, ferrugineux, affectés de stratifications microentrecroisées et à *microslump*. D'autres intercalations de grès sont affectés de convolutes ou de figures de charges, les *load-casts* (Pl.11, photo E). Des niveaux à *cone in cone* sont aussi intercalés dans cette argile. Les grès sont siliceux, microcristallins, riches en débris de manganèse qui leur confèrent cette couleur sombre. Ce terme se termine par un niveau noduleux ferrugineux.

Ils plongent sous le lit de l'Oued Saoura, qui s'étend sur une distance de 500m. Les alluvions quaternaires cachent ces dépôts sur une grande épaisseur, si bien que la lacune de visibilité est importante. Ces mêmes dépôts réapparaissent sur la rive gauche de l'Oued Saoura.

- Terme (c) (62,5m)

C'est dans la coupe Ze3, au Djebel Zereg proprement dit, qu'affleure une puissante combe d'argiles (Pl. 10, photo C) à diverses intercalations.

La base de cette combe est une alternance rapprochée (4m) de plaquettes de grès silteux sombres et de fines couches d'argiles, ainsi que de niveaux à *cone in cone* (Pl. 11, photo, F). Ce grès silteux sont affectés par des terriers horizontaux et renferment des débris ferrugineux. Ils ont un fort pendage (70°NE) dû au passage d'une faille ougartienne. Ces grès en plaquettes sont affectés par un plissement d'âge hercynien.

Au-dessus, 8m d'argiles vertes, sous forme de combe, intercalée à sa base par le 'niveau à boules' calcaires. Ce calcaire est microsparitique et contient des nodules à ciment sparitique, avec des contacts flous, et montre une bioturbation (Pl. 16, ph. 8). Plus haut, cette combe est intercalée par des plaquettes de grès silteux légèrement 'slumpés' ainsi que par des niveaux à *cone in cone*. Elle se poursuit sur 1m d'épaisseur et admet des niveaux à nodules de calcaires micritiques rouges. Une intercalation d'un niveau de *cone in cone*, réapparaît.

La combe argileuse se poursuit sur 23m d'épaisseur, et montre des niveaux de grès silteux légèrement slumpés, et des niveaux à 'cone in cone'. Dans sa partie médiane, elle est interrompue par un banc gréseux (1,10m) affecté d'un fort *slumping*. Elle contient un niveau à bivalves, un niveau à nodules 'détachés' de calcaire rouges réapparaît. En général, ces grès silteux en plaquettes sont couverts de traces d'helminthoïdes et sont affectés par des figures en *convolutes laminations*. Cette combe d'argiles devient rougeâtre sur 7m d'épaisseur et admet des niveaux de nodules de calcaires micritiques rouges, des petits bancs de grès silteux *slumpés* et un niveau de *cone in cone*. Elle reprend sa couleur verdâtre sur 16m d'épaisseur et admet des plaquettes millimétriques à centimétriques de grès silteux verdâtres (Pl. 11, photo G) qui forment des microséquences de Bouma où sont observables des stratifications parallèles suivies de *convolutes laminations* ou figures de charges ; les *load-casts*, (Pl. 11, photos H, I, J) et des niveaux à nodules de calcaires micritiques rouges, ainsi que des niveaux à *cone in cone*. Ces argiles se terminent par 1m de grès à stratifications microentrecroisées ; c'est un grès siliceux contenant des algues et des minéraux de chlorite. Il est suivi de 2m

d'argiles rouges à intercalations grés-silteuses comportant des helminthoïdes et également affectés de figures *convolutes laminations* ou figures de charges.

Dans ces argiles une présence d'ammonoïdes a été signalée par Petter (1959, p. 19). Elles sont surmontées de 0,30m de calcaire 'griotte' rougeâtre à ammonoïdes mal conservées mais de grande taille.

Dans la région du Tamtert – Zereg, l'épaisseur du Membre 4 est beaucoup plus considérable que celle de Ouarourout. Les termes (b) et (c) différents seulement par une plus grande fréquence de niveaux de nodules détachés de calcaires 'griottes' micritiques.

Dans les deux régions (Ouarourout, Tamtert-Zereg), les calcaires se raréfient alors que les argiles sont dominantes.

Les niveaux de niveaux en *cone in cone*, et les ichnofaciès représentés par des helminthoïdes sont plus fréquents à Tamtert-Zereg, qu'à Ouarourout. Les terriers horizontaux sont omniprésents.

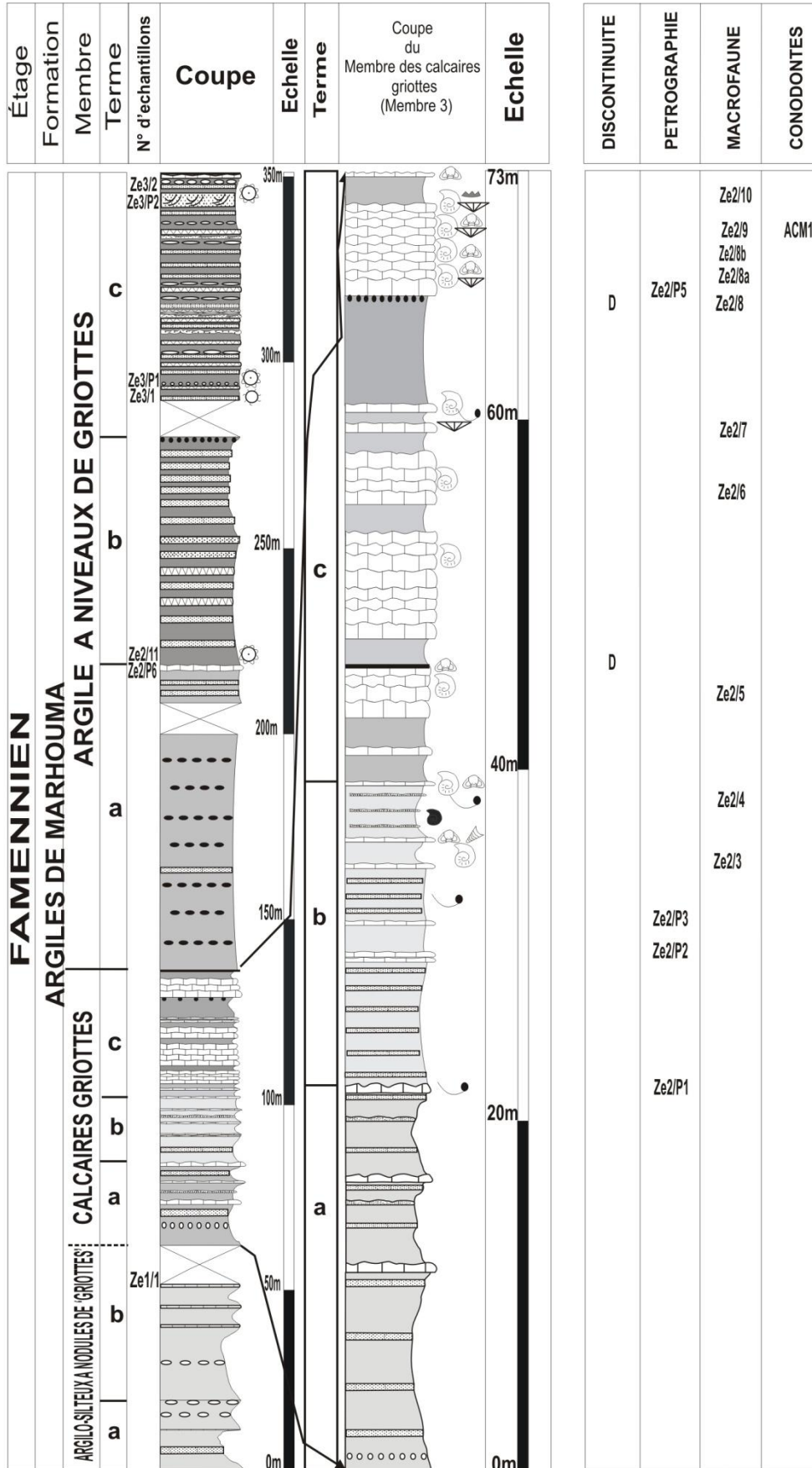


Fig. II-14. Coupe lithostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma et agrandissement du Membre 3 dans la région du Tamtert-Zereg

II.4.3.2 Formation des Grès de Ouarourout

Ce sont les affleurements struniens (Famennien terminal) du Djebel Kahal qui se prolongent vers le Sud-Est. Comme à Béchir, les grès ne sont pas affectés de *slumping*. De Ouarourout au Tamtert –Zereg, la Formation des Grès de Ouarourout peut être subdivisée en deux membres :

2.1 Membre 1 «Argileux» (22m)

Il est caractérisé par des argiles verdâtres intercalées par de rares niveaux grésosilteux (fig. II-15). A Ouarourout et à Cheffar El Ahmar ; ces niveaux sont plutôt nombreux.

2.2 Membre 2 « Grès massifs » (50,5m)

- Terme (a) (21,5m)

Il est composé par une succession de plaquettes centimétriques de grès fins, ferrugineux, rubanés et affectés de stratifications parallèles.

- Terme (b) (29m)

Les bancs de grès deviennent décimétriques et sont affectés de *flasers* ainsi que de *cone in cone*, ce sont des grès à ciment siliceux.

Vers le haut affleurent des grès affectés de stratifications parallèles et se présentent sous forme de bancs métriques qui contiennent à leur toit des traces de galets. Ces grès sont visibles sur 1 km.

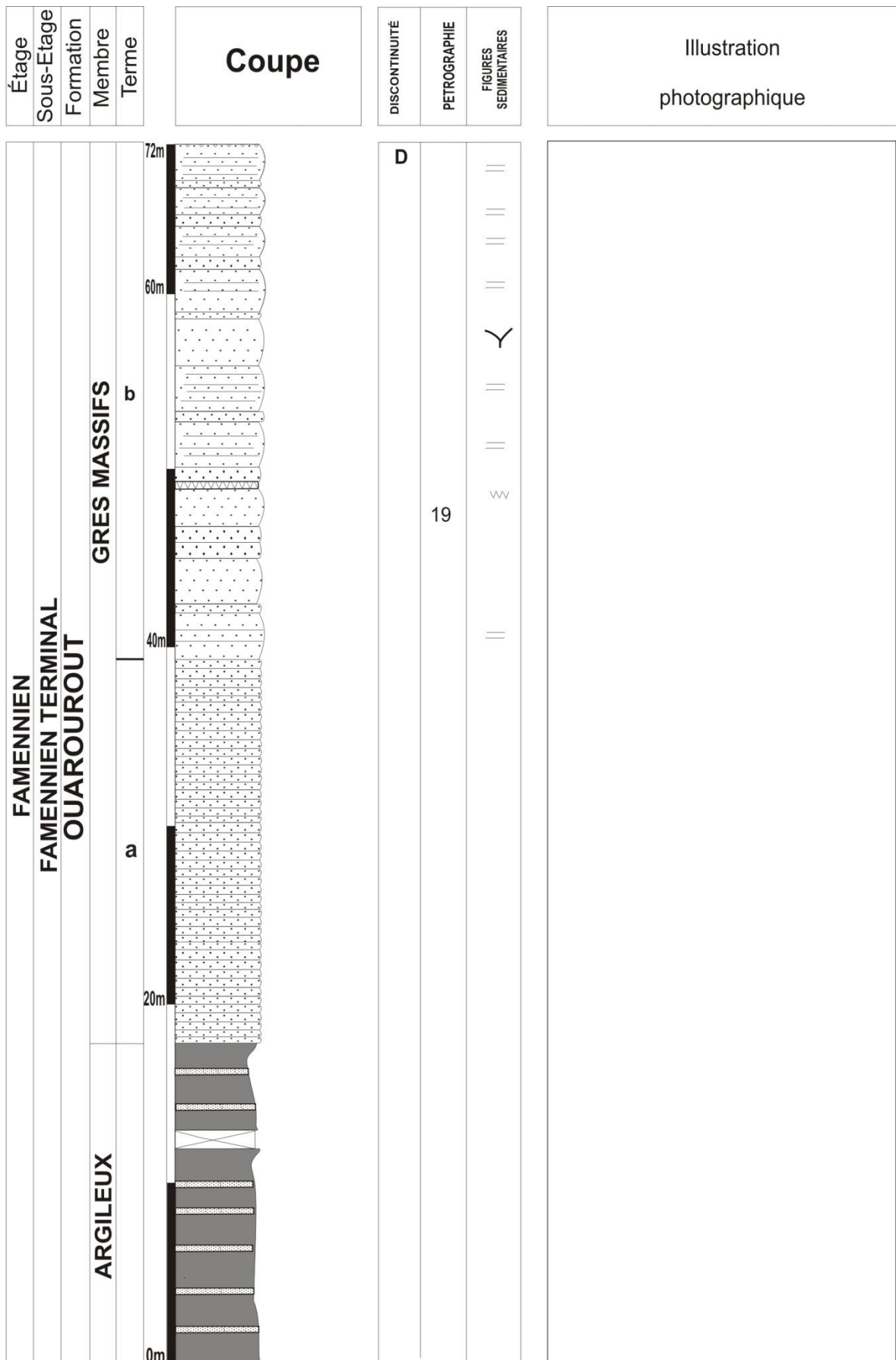


Fig. II-15 -Coupe lithostratigraphique de la "Formation des Grès de Ouarourout" dans la coupe du Tamtert-Zereg

II. 4. 4 Coupes de la région d'Idhir

La région d'Idhir se situe à 2 km Sud-Ouest du Tamtert-Zereg ; elle est représentée sur la feuille de Kerzaz au 1/200 000, n° NH-00-XI (fig. II-11, p. 88).

A Idirh, le passage de l'Oued Saoura, dont le lit s'étend sur une largeur de plus de 500m, cache une épaisseur d'environ 300m de dépôts appartenant à la Formation des Argiles de Marhouma.

Sur la rive gauche de cet Oued, seule la partie supérieure du Membre (3), terme (c) de cette formation, affleure, elle est caractérisée par des calcaires 'griottes' sous forme de bancs subhorizontaux. A l'Est, elle est largement cachée par le Grand Erg Occidental.

Sur la rive droite de l'Oued Saoura, affleurent, la partie supérieure du Membre (3) terme (c) et le Membre 4 de cette formation. Ces affleurements sont affectés d'un grand plissement anticlinal à axe ougartien. La dalle du Néogène appelée Hamada recouvre le dernier membre (Membre.4).

Dans la région d'Idirh, deux coupes ont été levées (fig. II-11, p. 88); l'une a été levée dans la direction nord – est, sur la rive gauche de l'Oued Saoura; elle est marquée sur la carte de localisation, sous le numéro Ei2 ; l'autre a été levée selon une direction sud - ouest, en rive droite de l'Oued, elle figure sur cette même carte sous le numéro Ei3.

Les coordonnées de la coupe Ei2 : Coordonnées géographiques: $X = 1^{\circ} 51'$ et $Y = 29^{\circ} 52' 45''$, coordonnées Lambert sont : $X= 611$ et $Y = 3307$.

Les coordonnées de la coupe Ei3 : Coordonnées géographiques: $X = 1^{\circ} 51' 10''$ et $Y = 29^{\circ} 52' 45''$, coordonnées Lambert sont : $X= 609$ et $Y = 3307$.

L'anticlinal à axe ougartien ($300^{\circ}N$) se trouve sur la rive droite de l'Oued Saoura. Son flanc sud-ouest est affecté d'une faille de direction parallèle à celle de l'axe (pl. 12, ph. B). Elle est matérialisée par une large zone de broyage, la montée de solutions hydrothermales le long de cette fracture à altéré le faciès et noirci les faunes.

II.4.4.1 Coupe du flanc nord-est de l'anticlinal d'Idirh (Ei2)

Dans cette coupe, seul le MEMBRE 3 est décrit.

- Membre (3) « Calcaires 'Griottes' »

Il est composé d'une suite de séquences argiles-calcaires, organisées en alternances dilatées (fig. II-16). Les argiles sont généralement affectées d'une forte schistification; leur couleur est rougeâtre, parfois verdâtre. A Idirh, la nodularisation des calcaires 'griottes' est moins forte qu'à Béchir.

La description de cette coupe se rapporte à une succession verticale d'assises formant le dernier terme (c) du Membre (3) sur une épaisseur de 15m, suivi d'une lacune de visibilité créée par le passage de l'Oued Saoura, après laquelle une autre succession argilo-calcaire de 27m d'épaisseur.

Il débute à partir de l'axe d'un anticlinal d'Idirh, situé sur la rive droite de l'Oued Saoura. Les dépôts de ce terme se présentent de bas en haut par :

- 2m d'argiles rouges surmontées d'une succession de bancs centimétriques de calcaires 'griottes' (0,5m), fortement noduleux.

- 2m d'argiles recouvertes de 0,20m de calcaires 'griottes' qui se poursuivent par 3m d'argiles rouges coiffées d'une série de bancs de calcaires 'griottes', sur 2m d'épaisseur.

- Alternance (5m) composée d'argiles rouges sous forme de couches métriques et de calcaires 'griottes' fortement noduleux sous forme de bancs centimétriques.

Au-dessus de ce banc, sur près de 500m, s'étend le lit de l'Oued Saoura de direction nord-ouest – sud-est. Les alluvions récentes de ce lit, cachent une épaisseur considérable de ces dépôts; de plus de 300m.

Sur la rive gauche de l'Oued Saoura, les dépôts s'enchaînent de bas en haut par:

- 2m d'argiles vertes, intercalées par un niveau à bivalves et surmontées par 0,40m de calcaires 'griottes' rouges fortement noduleux, sous forme de deux bancs centimétriques. Sur ces derniers, repose une combe de 5m d'argiles rouges, interceptées également d'un niveau à bivalves, et recouverte de 0,30m de calcaires rouges 'griottes' noduleux, bioclastiques.

- Une puissante combe (15m) d'argiles claires, intercalées dans sa partie inférieure et également dans sa partie supérieure par un niveau à bivalves. Ces argiles ont livré des ammonoïdes, elles sont également recoupées par trois niveaux millimétriques à nodules de calcaires 'griottes' rouges, organogènes, et recouvertes de 0,20m de calcaires 'griottes' sous forme de bancs centimétriques. Sur le dernier banc, se poursuit 0,5m d'argiles, intercalées par un niveau à nodules rouges de 'griottes', ainsi qu'un niveau à *cone in cone*. Ces argiles sont recouvertes de 0,3m de calcaires 'griottes' sous forme de bancs centimétriques.

- Une petite alternance rapprochée (0,60m), composée de couches millimétriques (0,10m) d'argiles, alternées par des bancs centimétriques (0,20m), de calcaires rouges organogènes et, elle se termine par deux bancs centimétriques de calcaires 'griottes' ; dont l'un est de 0,20m d'épaisseur et l'autre de 0,30m. Ces derniers bancs sont séparés l'un de l'autre par un joint d'argile.

- 1,50m d'argiles jaunâtres à nuances rougeâtres interrompues par quelques intercalations de niveaux millimétriques de calcaires argileux.

- Une alternance rapprochée (1,5m) avec des calcaires griottes sous forme de bancs décimétriques et des argiles sous forme de couches centimétriques (Pl. 12, photo A).

- 0,50m d'argiles rouges surmontées de 0,5m de calcaires 'griottes'. Ce dernier calcaire est recouvert par le sable du Grand Erg occidental qui laisse entrevoir la suite du Membre (3).

II.4.4.2 Coupe du flanc sud –ouest de l’anticlinal d’Idirh (Ei3)

Cette coupe a été levée selon une direction sud - ouest, en rive droite de l’Oued Saoura (fig. II – 11, p. 88).

Elle recoupe le flanc sud-ouest de l’anticlinal d’Idirh, où les dépôts du Membre 3 sont affectés par une faille, matérialisée par une zone de broyage sombre (Pl. 12, photo B).

2.1 Membre 3 « Calcaires Griottes » (32m)

Comme sur la rive droite, seule les assises du terme (c) sont visibles (fig. II – 17). Elles s’organisent de bas en haut par :

- 2m d’argiles verdâtres, affleurant au cœur de l’anticlinal d’axe ougartien (N300°). Ces argiles sont surmontées de 0,5m de calcaires ‘griottes’, sur lesquels reposent 5m d’argiles, recouvertes de 0,20m de calcaires ‘griottes’ rouges.
- Au-dessus on a, 2m d’argiles rouges, surmontées de 0,5m de calcaires ‘griottes’, suivis de 2m d’argiles recouvertes de 0,20m de calcaires ‘griottes’ noduleux.
- 0,5m d’argiles, surmontées de deux bancs centimétriques (0,5m) de calcaires ‘griottes’ rouges.
- 3m d’argiles rouges, recouvertes par 0,20m de calcaires ‘griottes’. Ce dernier est suivi par 0,5m d’argiles rouges, surmontées d’un banc de 0,5m de calcaires ‘griottes’ rougeâtres.
- Au-dessus vient, 1,5m d’argiles livrant des ammonoïdes et des bivalves. Ces argiles sont coiffées d’une succession épaisse de 4m, composée de calcaires ‘griottes’ rouges partiellement noirs, redressés par le passage de la faille ougartienne; leur pendage est presque vertical. La faune contenue dans ces bancs a été modifié par les solutions hydrothermales émanant de cette fracture.
- Au-dessus de ces bancs redressés, vient 2m d’argiles verdâtres, intercalées par deux niveaux millimétriques de calcaires ‘griottes’, et recouvertes de 0,80 m de calcaires ‘griottes’. Sur ces derniers, reposent 1,80m d’argiles riches en ammonoïdes ; elles sont intercalées d’un niveau de calcaires ‘griottes’ noduleux, puis elles sont surmontées de 0,20m de calcaires ‘griottes’ contenant également des ammonoïdes.
- 3m d’argiles rouges interceptées d’un niveau à nodules détachés de ‘griotte’, et recouvertes de 1m de calcaires ‘griottes’.

2.2 Membre 4 « Argile – gréseux de calcaires griottes (31m) »

Semblable aux coupes situées au Nord d'Idirh, ce membre est composé d'épaisses combes d'argiles contenant essentiellement une multitude de niveaux de nodules rouges et noirs (Pl. 12, photo C). Il se subdivise en deux termes (fig. II – 17) dont le second se distingue du premier par l'apparition de fines plaquettes silteuses à ichnofaciès.

- Terme (a) (9m)

Il est composé d'une combe de 9m d'argiles rouges à nombreuses intercalations de niveaux de nodules noirs. A la base de ce niveau a été trouvé un *thoracopygon*.

- Terme (b) (22m)

Il se distingue du terme (a) sous-jacent par la présence d'intercalations de plaquettes de silts, par des niveaux de *cone in cone* et par des niveaux de nodules noirs.

Il est composé de bas en haut par:

1,20m d'argiles rouges se terminant par une plaquette de silt riche en ichnofaciès. Elle se poursuit sur 0,5m d'épaisseur et elles sont intercalées par un niveau à nodules noirs. Elles sont surmontées d'un niveau à *cone in cone*, puis se poursuivent sur 0,3m sans d'autres intercalations. Plus haut, ces argiles se poursuivent, sur une épaisseur de 2,60m, et elles sont intercalées par plusieurs niveaux à nodules noirs et par des plaquettes millimétriques de silts avec des traces d'helminthoïdes.

Cette combe d'argiles se poursuit sur 1,50m d'épaisseur. Elle admet plusieurs intercalations de niveaux à nodules noirs, et se termine par un niveau de *cone in cone*. Sur les 14m qui viennent au-dessus, elle est également intercalée par des niveaux de nodules noirs ; Au-dessus de ces niveaux, se trouvent des plaquettes millimétriques de silts avec des ichnofaciès dont la plupart sont des terriers horizontaux.

Le terme (b) se termine par 2m d'argiles rouges, intercalées d'un niveau (0,05m) de nodules de calcaires 'griottes', rouge sombre.

CONCLUSION

Les coupes levées dans le secteur nord présentent des successions allant du Famennien jusqu'au Tournaisien supérieur, sur un transect nord – sud de 23km. Les coupes du secteur sud sont interrompues par le réseau hydrographique de l'Oued Saoura, ce qui ne permet pas une observation complète du Dévonien supérieur, qui pourtant demeure assez épais, surtout dans la région du Tamtert –Zereg. Les affleurements du Frasnien au Famennien inférieur sont bien représentés le long de la Gara Diba.

Malgré, les différentes lacunes d'observations sur le terrain, il m'a été possible de retrouver et d'étudier les quatre Membres de la Formation des Argiles de Marhouma, annoncés au début de ce travail, ainsi que de les corrélés suivant le transect Nord Ouest – Sud Est, le long de la Vallée de la Saoura (Fig. II-18)

. Le Membre 1 (Calcareo-argileux) a été retrouvé seulement dans la Gara Diba, il est à dominance calcaire et riche en faunes naines pyriteuses.

. Le Membre 2 (Argilo-silteux à nodules de griottes), a été retrouvé dans la Gara Diba, dans le Cheffar El Ahmar et à Tamtert-Zereg. Dans toutes ces régions, ce membre est composé d'une partie inférieure argilo-gréseuse, sauf au Tamtert-Zereg, où elle est plutôt argilo-silteux.

La partie supérieure de ce Membre est à alternance dilatée constituée par des intervalles d'argiles épais et des calcaires 'griottes' sous forme de niveaux. Ce Membre est puissant au Tamtert-Zereg, où sa limite, probablement supérieure est un niveau calcaire riche en bivalves.

. Le Membre 3 (Calcaires griottes), il affleure partout, sauf dans la Gara Diba, où le Membre 2 est recouvert en discordance angulaire par le Néogène de la Hamada. Il se distingue des autres membres par son développement en calcaires 'griottes' riches en faunes (voir chapitre suivant; III). Dans la partie inférieure du membre, des grainstones entroquites s'étalent du Nord Ouest au Sud Est. Ce Membre est d'une grande puissance à Tamtert-Zereg et en second lieu à Béchir, seulement dans cette localité, les calcaires 'griottes' sont affectés d'une nodularisation beaucoup plus forte. Aussi, dans la région de Cheffar El Ahmar, ces calcaires griottes sont sous formes de bancs moins épais et moins riches en faunes, relativement aux autres localités.

Le Membre 4 (Argilo-gréseux à niveaux de griottes), il se distingue bien par ses dépôts argilo-silteux, il affleure à Ouarourout, à Béchir, à Tamtert –Zereg, où il est puissant, et se poursuit jusqu'à Idhir (fig. II-18). A Ouarourout, les calcaires 'griottes' sont sous formes de petits bancs qui apparaissent encore à la base de ce membre, alors que dans le secteur sud, les calcaires 'griottes' se présentent sous forme de niveaux à nodules détachées, mis à part deux bancs nets de ce calcaire affleurant au Tamtert -Zereg. Les dépôts qui forment ce membre son à caractère turbiditique, témoignant d'un approfondissement.

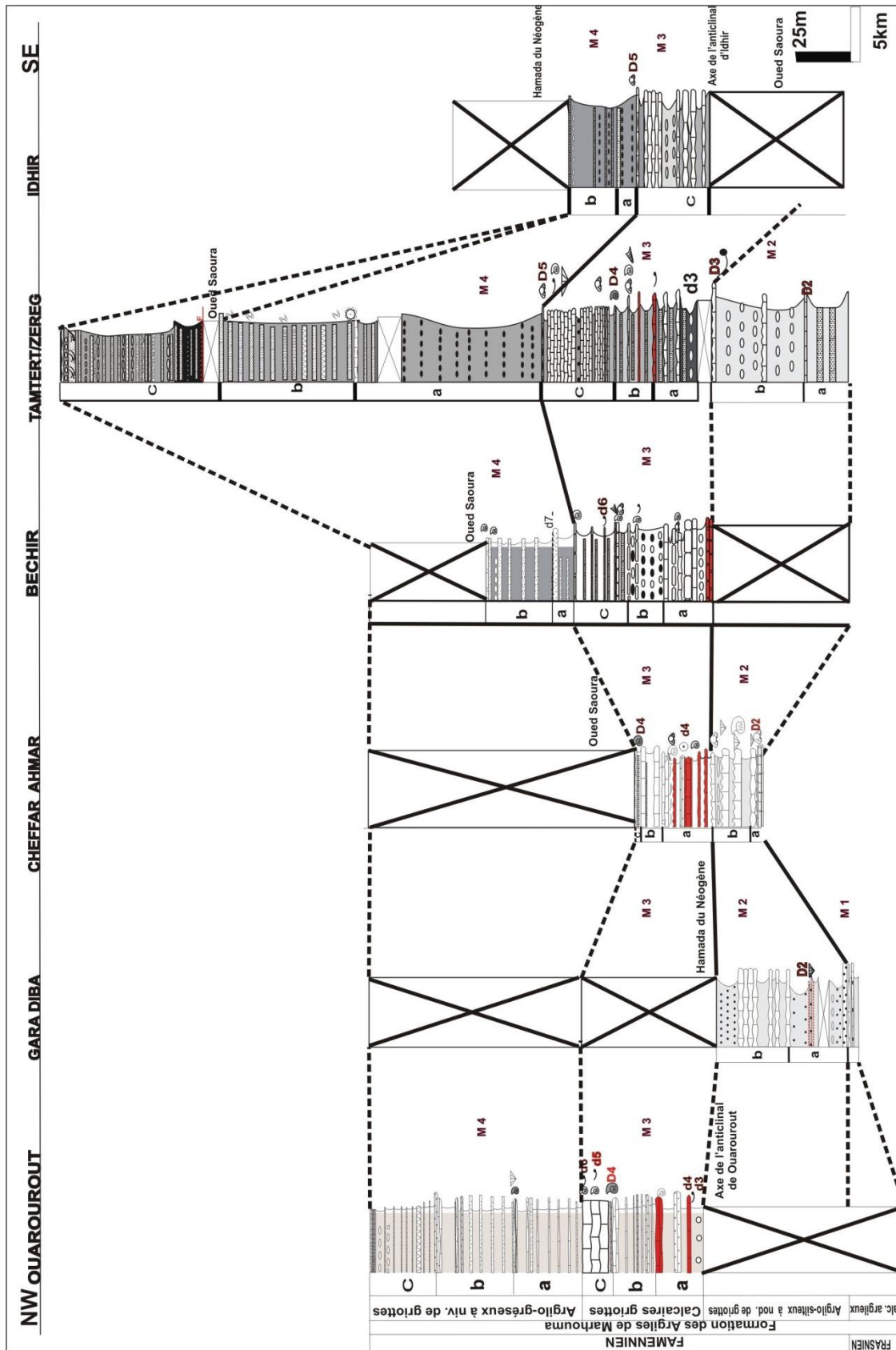


Fig. II- 18. Coupes de la Formation des Argiles de Marhouma dans la Vallée de la Saoura, suivant un transect NW-SE , avec corrélations des quatre membres lithostratigraphiques

Seul, dans la région de Ouarourout, où, le contact entre la Formation des Argiles de Marhouma et la Formation des Grès de Ouarourout, est observable. Ce contact se caractérise par le passage des argiles vertes de la formation sous-jacente à des grès clairs arrondis et aplatis formant la base de la Formation des 'Grès de Ouarourout' (fig. II-5, ph. 1, p. 71).

A Ouarourout, le Membre 1 (Membre argilo-gréseux) contient les dépôts détritiques plus grossiers, relativement à ceux du Djebel Kahal. Les figures sédimentaires (*flut-casts*, *HCS*, convolutes, *ripples-marks*) qui affectent les bancs de grès de toute la Formation, montrent un domaine peu profond.

Dans la partie nord de la Vallée de la Saoura, la Formation des Grès de Ouarourout est plus épaisse, son contact avec la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid du Tournaisien, est aussi observable, elle est matérialisée par le niveau calcaire 'NC' (fig. II-19).

Dans la cluse de Marhouma, les dépôts de la Formation des Grès de Ouarourout, sont beaucoup plus fins, et se présentent à un certain niveau sous forme d'un matériel emballé.

Le *slumping* est plus accusé, le caractère turbiditique des dépôts, les figures sédimentaires ainsi que les traces fossiles montrent un domaine plus profond relativement à celui de Ouarourout (fig. II-19). Le contact avec la formation sous-jacente n'est pas observable, la limite supérieure est marquée par des traces (fig. II- 10, ph. 6, p.87).

Le long du Djebel Kahal, en particulier dans la région de Béchir et de Tamtert-Zereg, un niveau calcaire qui termine la Formation des Argiles de Marhouma est peut être le contact ou limite inférieur de la Formation des Grès de Ouarourout.

Le Membre 1 de cette dernière, est composé par argiles verdâtres, parfois entrecoupés par des niveaux silteux et le Membre 2, est constitué de grès massifs (fig. II -19), avec des figures sédimentaires (stratifications obliques à parallèles) de milieu peu profond.

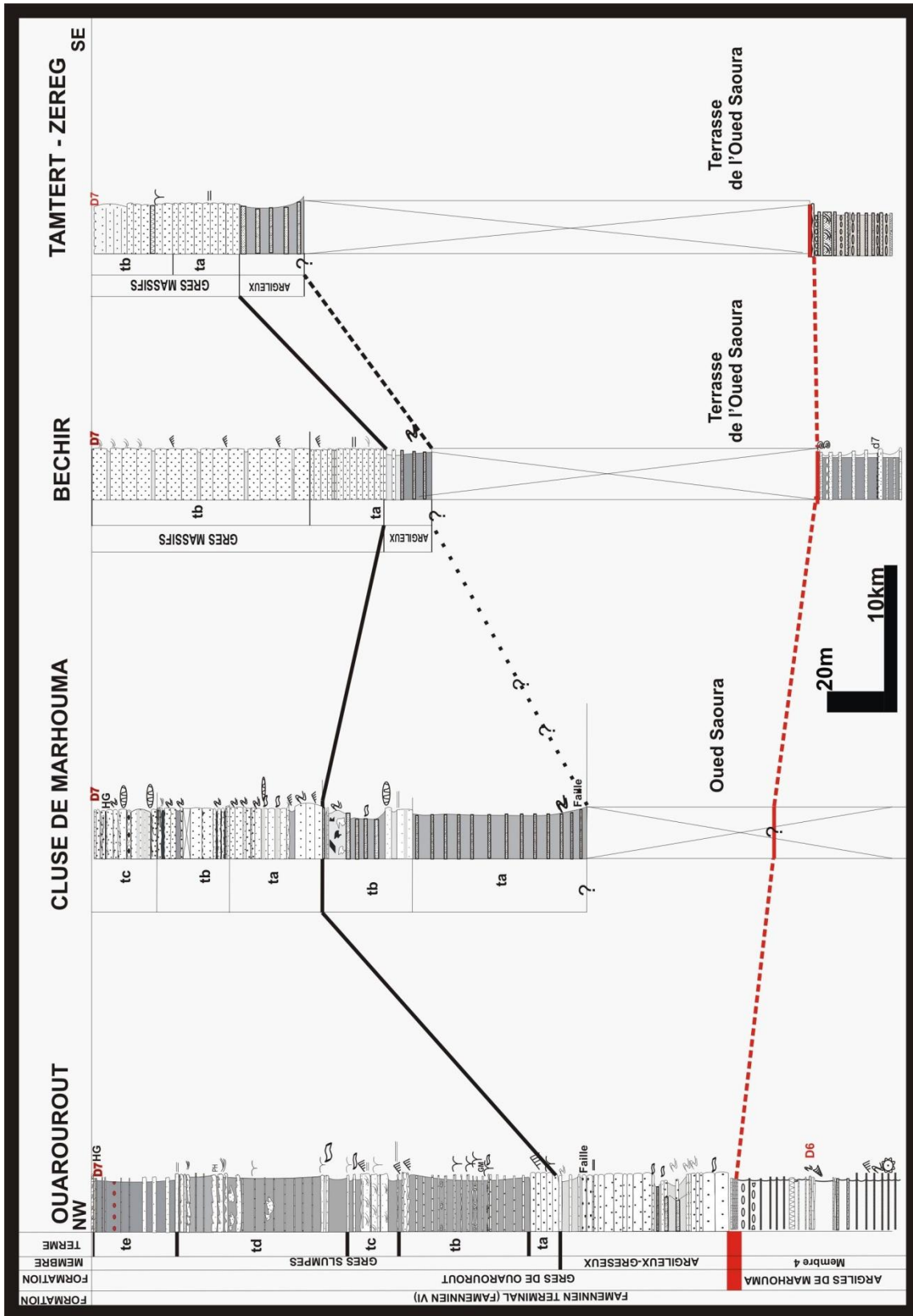


Fig. II-19. Coupes de la Formation des 'Grès de Ouarourout' de la Vallée de la Saoura, suivant un transect Nord Ouest -Sud Est et corrélations des deux membres lithostratigraphiques

Les Formations du Tournaisien sont observables seulement au Nord de Ouarourout. Elles sont épaisses et à prédominance d'argiles rouges dans la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid, entrecoupées par des niveaux à brachiopodes, et à prédominance détritique dans la Formation de Hassi-Sguilma, qui se termine par un calcaire à ammonoïdes et polypiers, qui prélude à la transgression fini-tournaisienne.

Chapitre III

BIOSTRATIGRAPHIE

III. 1. Introduction

La description lithostratigraphique des coupes a largement été exposée dans le chapitre précédent. Au cours du levé des coupes ont été récolté, de nombreuses ammonoïdes (goniatites et clyménies), rhynchonelles, trilobites et bivalves. On a également effectué l'échantillonnage des calcaires pour l'étude des conodontes et des argiles pour celle des palynomorphes (miospores et acritarches). La détermination de ces faunes et microfaunes permet de dater les différentes formations. Par conséquent, ces datations permettent d'établir des corrélations régionales voire planétaires.

Je rappelle que la Formation des Argiles de Marhouma et la Formation des Grès de Ouarourout, s'échelonnent du Frasnien p.p au Famennien terminal. La Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid ainsi que la Formation des Grès de Hassi-Sguilma appartiennent au Tournaisien.

L'étude biostratigraphique de chaque formation est basée par la datation de certains niveaux carbonatés ou argileux marins ayant livrés des macrofaunes et des microfaunes. On peut ainsi déterminer l'âge des différents termes, voire de la formation et établir des corrélations entre les différentes assises, selon un transect NW-SE, le long de la vallée de la Saoura.

L'étude de cet intervalle de temps facilite la détermination de la limite du Dévonien-Carbonifère de la vallée de la Saoura (partie nord-est de la chaîne Ougarta).

III. 2. Historique des travaux biostratigraphiques

Les récoltes faunistiques effectués par E. F. Gautier ont permis à E. Haug (1903) de signaler l'un des points du globe où le Dévonien supérieur s'est montré le plus riche en ammonoïdes.

Deux zones bien distinctes ont été reconnues par E. Haug; la première à *Clymenia annulata*, la seconde à *Gonioclymenia*, *Oxyclymenia*, *Agoniatites*, *Cheiloceras*, etc., des trilobites; *Phacops*, des bivalves tels que *Buchiola*, *Posidonomya*, *Posidonella*, et des *Orthoceras*.

E. F. Gautier a été le premier à reconnaître le Frasnien, en trouvant un niveau de *Manticoceras intumescens* (BEYRICH), dans la région de Fegaguira, au Sud-Est de l'Ougarta.

Menchikoff (1930) subdivise le Famennien de la Saoura en cinq niveaux d'ammonoïdes:

Un premier, dénommé niveau inférieur à *Sprodoceras biferum* (PHILIPS) et *Bactrites* sp, un second, niveau à *Euomphalus*, un troisième, niveau à *Pseudoclymenia*, un quatrième, niveau à *Platyclymenia annulata* qui est équivalent à la "Zone der *Clymenia annulata*" de (Denckman (1900) in Korn 2004) et enfin un cinquième, niveau à *Gonioclymenia*.

Dans le groupe d'Alimen, Le Maitre, Menchikoff, Petter, et Poueyto (1952), Petter a eu pour tâche l'étude du Famennien de la Saoura, au cours de laquelle, elle signale de riches faunes d'ammonoïdes de Zones III, IV, V dans la coupe de Ouarourout.

Petter (1952-1960) dans son étude sur les goniatites du Dévonien du Sahara, a établi les six zones d'ammonoïdes (I à VI) semblables à celles d'Allemagne déterminées par Wedekind et Erben (1926). Les six zones de goniatites et clyménies de la vallée de la Saoura, se présentent comme suit :

Le Frasnien comporte deux sous zones ; dont la première est la sous zone I_{α} caractérisée par les *Pharciceras* et les *Koenenites* et la seconde ; la sous zone I_{β} caractérisée par les *Manticoceras* et les *Eobleoceras*. Dans la coupe de l'Erg El Djemel la base du Frasnien est caractérisée par les *Maenioceras* et *Tornoceras*.

Le Famennien débute avec la Zone II caractérisée par de très petits fossiles ferrugineux tels que des *Pseudoclymenia planidorsata* (MÜNSTER), trouvés dans des schistes. Ces fossiles ont aussi été trouvés dans le talus de la Hamada de Béni-Abbès.

La Zone III est caractérisée par une abondance en *Sprodoceras biferum* (PHILLIPS), et par l'absence de *Pseudoclymenia planidorsata* (MÜNSTER). Cette espèce ne réapparaît que dans les niveaux supérieurs de la Zone III. Cette dernière a aussi été signalée dans le petit anticlinal de Ouarourout.

La Zone IV est essentiellement caractérisée par *Platyclymenia annulata*, (MÜNSTER), fossiles fréquents dans plusieurs endroits de la vallée de la Saoura.

La Zone V se distingue par l'apparition des *Gonioclymenia*, non seulement dans la coupe du 'Km 30, mais aussi à Ouarourout.

Dans la région de Marhouma, au Nord - Ouest du Puits de Baba Haïda, Petter (1960) a découvert dans la quatrième mince passée calcaire des *Woklumeria*, qui caractérisent nettement la Zone VI. Jusqu'à preuve du contraire, les *Woklumeria* ont été signalés seulement dans cette région.

En 1961, Pareyn, dans son étude sur les Massifs Carbonifères du Sud-Oranais, parle du Tournaisien de la vallée de la Saoura et donne une description assez complète des Formations des Argiles de Ouled Bou-Hadid et Hassi-Sguilma (chapitre 1, 'Généralités, p. 42 à p. 46).

En 1970 Conrad, Pareyn, Weyant, ont signalé la présence de *Gattendorfia* à 7km au Nord de la région de Ouarourout, preuve irréfutable de la présence du Tournaisien inférieur.

En 1985, Weyant, dans 'The Carboniferous of the World' (p. 364 et tabl. 5, p. 365), le Tournaisien inférieur représenté par la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid, est daté par les conodontes de la Zone à *Siphonodella sulcata* (voir Ch. I, p. 41).

Le Tournaisien supérieur est représenté par la Formation de Hassi-Sguilma divisée en deux membres :

-Hassi Sguilma Sud (voir Ch. I, p. 41).

-Hassi Sguilma Nord (voir Ch. I, p. 41).

En 1982 et 1983, Casier, dans son étude sur les ostracodes du groupe des *Entomozocea* de la coupe du Km 30, a établi une zonation biostratigraphique du Frasnien inférieur jusqu'à la base du Famennien.

En 1985, le même auteur, a reconnu sept zones à *Entomozoacea* applicables du Frasnien au Famennien et se rapportant à la Formation des Argiles de Marhouma.

En 1985, Lemosquet, Conrad et Manger dans le 'Carboniferous of the world' (Tabl. 6, p. 369) caractérisent la Formation de Hassi-Sguilma par l'apparition des ammonoïdes des genres *Pericyclus*, *Merocanites*, et *Muensteroceras*. Les deux dernières s'étendent jusqu'au Viséen : *Imitoceras* qui a fait apparition dès le Tournaisien inférieur se poursuit jusqu'au Viséen.

En 1997, Boumendjel a attribué un âge Frasnien à la partie inférieure de la Formation des Argiles de Marhouma, grâce à la présence du chitinozoaire *Angochitminae* indet., de la zone à *Glabra*.

En 2002, Legrand – Blain a établi un lexique des formations lithostratigraphiques, dans lequel, elle évoque la 'Formation des Grès de Marhouma ou 'Ouarourout sandstones' qui est également appelée Formation des Grès de Ouarourout', appelée également 'Grès de Kahla'.

Korn (2004), montre que dans l'évènement à *Annulata*, caractérisé principalement par des schistes noirs et des calcaires noirs, se trouve la Zone à *Platyclymenia annulata*. Il a reconnu cet évènement dans la région de Renish Montains (Germany), et indique la présence d'une corrélation basée sur la présence de cette zone dans la coupe de Marhouma (Km 30), de la vallée de la Saoura.

Les Brachiopodes et les trilobites n'ont jamais fait l'objet d'étude similaire à celle des ammonoïdes ; leur présence a été signalée dans certaines descriptions, seulement en association avec les goniatites et les clyménées, ainsi qu'avec les orthocères et les bivalves.

III. 3. Etude biostratigraphique

III. 3. 1. Etude biostratigraphique de la Formation des 'Argiles de Marhouma' dans la Gara Diba (Station d'essence) (Fig. III-1).

III. 3. 1. 1. Le Membre (1) Calcaro-Argileux. Le niveau de calcaires bleuâtres 'St1' a livré des *Manticoceras* sp., indiquant un âge Frasnien I γ (fig. III-1 et tabl. III-1, Mb. 1, St1).

III. 3. 1. 2. Le Membre (2), Argilo-Silteux a Niveaux de Nodules de Calcaires 'Griottes',

La masse d'argile du terme (a) est intercalée par le niveau 'St2' qui comprend une riche faune de Rhynchonellidea du genre *Evanidisinurostrum* (Brice *et al.* in prep.), indiquant un âge Famennien II β (fig. III-1 et tabl. III-1, Mb. 2, t.a, St2).

Ces formes sont associées à de minuscules ammonoïdes, des trilobites du genre *Phacops s.l.*, *Cryphoïdes* conférant un âge Frasnien I γ , mais cet âge est incertain.

Dans le terme (b), au niveau de 'St3', dans les calcaires 'griottes' ont été trouvés des Rhynchonellidea appartenant au genre *Evanidisinurostrum*, associés au trilobite *Trimercephalus trifoliops (trifolius)* (GÜRICH) (Crônier *et al.*, in prep) d'âge Famennien II – III (*late early Famennian*), ((fig. III-1 et tabl. III-1, Mb. 2, t.b, St3).

La macrofaune livrée par les dépôts du Membre (2), terme (b) lui confère un âge Famennien II (*Early Famennian*).

Les calcaires griottes du niveau 'St3' du terme (b) du Membre (2), ont donné 17 conodontes avec un seul élément plateforme *Palmatolepis minuta subtilis* (Pl. 23, Ph. 16) de la zone à triangularis. Ce type de conodonte indique l'extrême base du Famennien et aussi confirme un Famennien inférieur (Zone II).

Membre	Terme	Niveau	Ammonoïdes		Rhynchonellida	Age	Trilobites	Age
			Gon.	Clym.				
2 (27m)	b- 18m	St3			<i>Evanidisinurostrum</i> (2)	Fa II β **	<i>T.</i> (<i>Trifoliops</i>) (1)	Fa II – III ***
	a-9m	St2			<i>Evanidisinurostrum</i> (250)		<i>Phacops s.l.</i> <i>? cryphoïdes</i> (1)?	Fra I γ ***
1 (4m)		St1	<i>Manticoceras</i> sp. (19)			Fr I γ		

Tableau III-1. Répartition des ammonoïdes (Goniatites et Clymenies), brachiopodes (Rhynchonellida), Trilobites dans la Formation des Argiles de Marhouma de la coupe de la Station d'essence
Fr = Frasnien, Fa = Famennien, Z = Zone, (): nombre de specimens, d'après Korn*, d'après Brice**, d'après Crônier***, d'après Randon***

Les dépôts de la coupe de la Station d'Essence (Gara Diba) appartiennent à la partie inférieure de la Formation des Argiles de Marhouma. La détermination de la macrofaune (goniatites, rhynchonellidea et trilobites) ainsi que celle de la microfaune (conodontes), permet de donner un âge allant du Frasnien supérieur au Famennien inférieur (tabl. III-1)

III. 3. 2. Etude biostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma sur le flanc nord est de l'Anticlinal de Ouarourout

Des niveaux de calcaires 'griottes' composant les Membres (3) et (4) de cette formation, ont livrés des ammonoïdes, des rhynchonellideas, et des bivalves, alors que les niveaux argileux ont livrés des palynomorphes (fig. III-2).

III. 3. 2. 1 Le Membre (3) des Calcaires 'Griottes'

Dans le terme (a), le calcaire 'griotte' du banc Ou1/8 a livré une seule *Erfoudites* sp., associés à des *Vevodia* sp., (pl. 17, fig. 1 et fig. 2). L'*Erfoudites* confère un âge de Zone IV ou limite de Zone IV à V (*middle or early late Famennian*), mais la présence d'un seul exemplaire ne permet pas d'attribuer un âge précis et sûr, il s'agit d'une apparition précoce du Famennien IV.

Le niveau à calcaire 'griotte' Ou1/12 du terme (b) a livré des *Armatites*, en association avec des orthocères, des bivalves et des tiges de crinoïdes. Ces *Armatites* indiquent plutôt un âge plus ancien de la Zone II supérieur à base de la Zone III (*late early Famennien*), mais leur nombre est également faible.

Dans le terme (c); le niveau de calcaire 'griotte' Ou1/13a, a livré de nombreux *Procymaclymenia*, alors que le niveau à calcaire 'griotte' Ou1/13 a livré plutôt de nombreux *Prionoceras* et de rares *Biloclymenia* sp., *Gonioclymenia* sp., et *Kosmoclymenia* indet. Ces goniatites et clyménies sont associées à *Cypricardinia* sp., et *Kochia* sp.

La prédominance en *Prionoceras* sp., confèrent à ces assises un âge de Zone IV (*middle Famennian*).

Au-dessus, le niveau de 'griotte' Ou1/14 a livré un exemplaire de *Platyclymenia* sp., associé à *Cypricardinia* sp. Dans la partie terminale du Membre (3), de nombreux *Procymaclymenia* sp., de la limite entre Zone IV et Zone V (*early late Famennian*) marquent une limite biostratigraphique entre Membre 3 et le Membre 4 sus-jacent.

L'apparition de rares *Biloclymenia* sp., *Gonioclymenia* sp., *Kosmoclymeniinae* indet., annonce de façon précoce la Zone V (*middle late Famennian*).

Les datations des assises du Membre (3) sont résumées dans le tableau III-2, elles s'étendent du Famennien II-III à la limite entre le Famennien IV et le Famennien V.

III. 3. 2. 2. Membre (4) Argile-Gréseux à Niveaux de Calcaires ‘Griottes’

Dans le terme (a) de ce membre, le dernier niveau Ou1/15 à calcaires ‘griottes’ contient des goniatites naines, pyriteuses qui sont probablement d’âge Famennien V et un seul brachiopode *Pugnaria* sp., qui lui confère un âge peu probable de Famennien V (?).

Le tableau III-2, fait également mention de la datation du terme (a) appartenant au Membre 4, mais celle-ci est insuffisante pour dater ce membre.

Membre	Terme	Ech	Ammonoïdes	Age	Rhynchonelidea	Age	Bivalves
4 130m	c (63,4m)						
	b (35,2m)						
	a (28,8m)	Ou1/15	Goniatites pyriteuses naines	Fa V?	? <i>Pugnaria</i> sp. (1)	Fa V**	
3 (57m) Fa IV	c (15m)	Ou1/14	<i>Platyclymenia</i> sp. (01)	Fa IV *			<i>Cypricardinia</i> sp. •
		Ou1/13a	<i>Procyamclymenia</i> sp. (23)	Limite entre Fa IV et Fa V*			<i>Kochia</i> sp. •
		Ou1/13	<i>Kosmoclymeniinae</i> . indet. (02)	Fa V*		<i>Cypricardinia</i> sp. •	
			<i>Gonioclymenia</i> sp. (01)				
			<i>Biloclymenia</i> sp. (01)				
		<i>Prionoceras</i> sp., (10)	Fa IV*				
	b (22m)	Ou1/12	<i>Armatites</i> sp., (3)	Partie supérieure de Zone II et base de Zone III *			
a (20m)	Ou1/8	<i>Erfoudites</i> sp., (1)	Fa IV ou limite entre Fa IV et Fa V*			<i>Vevodia</i> sp. •	

Tableau III-2. Repartition des ammonoïdes (Goniatites et Clymenies), des brachiopodes (Rhynchonelida) et des bivalves dans la Formation des Argiles de Marhouma dans la coupe de Ouarourourout.

Fa = Famennien, () nombre de specimens, d’après Korn*, d’après Brice**, d’après Babin ()

Le terme (b) du Membre 4, à dominance argilo-détritique contient très peu de niveaux de 'griotte'. L'analyse palynologique d'échantillons d'argile prélevés dans la partie supérieure d'une combe d'argile bariolée de ce terme (b), a révélé la présence des miospores *Ancyrospora foliacera* RICHARDSON (pl. 25, fig. 1), *Spelaeotriletes lepidophytus* KEDO qui est un bon taxon du *late Famennian* et *Discernisporites* sp., (tabl. 1a, Mb.4, t. b, Ou1/15a et pl. 25, fig. 2).

. Le genre *Ancyrospora* fait partie des spores à appendices en forme d'ancre, il est connu dès l'Emsien supérieur dans l'hémisphère nord; ce genre a fait tardivement son apparition au Sud-Est de la Bolivie où il est caractérisé par les espèces *Ancyrospora ampulla* et *Ancyrospora langi* (Miguel Perez-Leyton, 1991, p. 379).

Ancyrospora langi (TAUGOURDEAU- LANTZ), sont fossilisées dans des niveaux plus récents en Algérie qu'en Europe. Elles indiquent le Frasnien supérieur jusqu'à la base du Famennien, dans le forage Stah 1b du bassin d'Illizi, forée par SONATRACH en 1983.

En Lybie occidentale, cette miospore se trouve au même niveau qu'en Algérie (Moreau-Benoît 1979 et 1980 in A Rhouighi, 1986, p. 88 et 92).

En Iran, dans les chaînes de l'Alborz oriental, *Ancyrospora ampulla* (OWENS) a été signalée dans le Frasnien, *Ancyrospora fircula* dans du Famennien supérieur, *Ancyrospora* sp., dans la zone la plus élevée du Strunien (Ghavidel-syooki et Owens, 2007, fig. 2, p. 6) et *Ancyrospora ? capillata* DOLBY et NEVES, qui désigne plutôt le Dévonien-Carbonifère en Angleterre (Avkhimovitch V et al., 1988, p. 169 et pl. 5, fig. 19).

Spelaeotriletes lepidophytus (KEDO), est une espèce du Strunien. Il a été trouvé à la limite Dévonien-Carbonifère dans le forage Stah 1b du bassin d'Illizi (Sahara oriental algérien) (Abdelslem. Rhouighi, 1987, p. 88).

Par conséquent, les dépôts du terme (b) sont datés Strunien par la présence de *Spelaeotriletes lepidophytus*.

Le terme (c) se présente sous forme d'une combe formée d'argile illitique (fig. II-4, p. 75), dans laquelle deux échantillons ont été prélevés ; le premier est situé à la base de la combe, le second à son sommet. L'analyse palynologique de ce premier échantillon a révélé la présence de miospores (Tabl. III-3, Mb. 4, t.c, Ou1/17) *Spelaeotriletes lepidophytus* (KEDO) (pl. 24, fig. 2), *spore trilete* (pl. 24, fig. 3 et 4), *Discernisporites micromanifestus* (HACQUEBARD, SABRY et NEVES) ainsi que de l'acritarce *Umbellasphaericum devonicum* JARDINE (pl. 24, fig. 6), et celle du second échantillon a fourni les miospores *Spelaeotriletes lepidophytus* (KEDO) et *Grandispora cornuta* (HIGGS) (Tabl. III-3, Mb. 4, t. c, Ou1/18 et pl. 24, fig. 1)

Les miospores signalés dans les argiles du terme (b) et retrouvés dans celles du terme (c) sont les *Spelaeotriletes lepidophytus* (KEDO), *Discernisporites micromanifestus* (HACQUEBARD, SABRY et NEVES).

La datation des dépôts de la partie supérieure du terme (c) est surtout prouvée par *Grandispora cornuta* (HIGGS) et l'acritarce *Umbellasphaericum devonicum* JARDINE qui est généralement propre au Famennien terminal (tabl. III-3).

. *Grandispora cornuta* (HIGGS) a été retrouvée dans le Famennien terminal (Ex Strunien) voire le Tournaisien, au SW du Portugal, en Grande Bretagne, alors qu'en Algérie, elle a été signalée uniquement dans le Famennien terminal (Clayton *et al.*, 2001, p. 52). Dans le Sud-Est de la Bolivie, on la trouve en assemblage avec *Spelaeotriletes lepidophytus* (KEDO) dans une zone élevée du Strunien correspondant à la zone à conodontes *Praesulcata* inférieur et moyen (Higgs & Streel, 1984 in Miguel Perez-Leyton., 1991 p. 380 et 381). *Grandispora cornuta* (HIGGS), a été signalée dans les chaînes d'Alborz oriental en Iran, où elle caractérise le Famennien moyen, elle a été retrouvée également en Australie et au Canada (Mc Gregor & Playford, 1992 in M. Ghavidel-syooki and B. Owens, p.9 et 11, 2007 et pl. 6, p. 13). Elle a été trouvée dans le Tournaisien inférieur de certains forages en Allemagne (Hartmut Jäger. 2002, p. 618); elle est également connue dans le Famennian terminal du Red sandstone continent (Richardson and Ahmed, 1988 in Loboziak and J.M.G Melo, 2002, p. 144).

. *Umbellasphaeridium devonicum* (JARDINE) (pl. 24, fig. 6) est un acritarce du Famennien. Il est dominant dans le Dévonien supérieur de Bolivie et du Pérou, nombreux dans des localités de l'Ouest du Gondwana, aussi bien que dans des parties de Laurussia (Carlos *et al.*, 2006).

Les miospores *Spelaeotriletes lepidophytus* (KEDO), *Grandispora cornuta* (HIGGS), ainsi que l'acritarce *Umbellasphaericum devonicum* JARDINE sont maintenant signalés dans le Membre 4 de la Formation des Argiles de Marhouma (Ouarourout, Vallée de la Saoura, Sahara occidental Algérien). Le taxon strunien *Spelaeotriletes lepidophytus* (KEDO) signalé précédemment dans le bassin d'Illizi se trouve aussi dans les assises du Famennien terminal de la chaîne Ougarta.

Le Famennien terminal commence dès la partie supérieure de la Formation des Argiles de Marhouma et se poursuit jusqu'à la fin de la Formation des Grès de Ouarourout. Ceci a été déjà prouvé par la découverte des *Wocklumeria* de Petter (1959-1960), dans cette étude la découverte des palynomorphes, confirme cette datation.

Membre 4	Termes	Echs	Miospores	Age de ces palynomorphes dans d'autres régions de la planète
	c (64m)	(Ou1/18)	<i>Grandispora cornuta</i> (forme principale accompagnant <i>S. lepidophytus</i>)	Famennien terminal, rarement au Tournaisien inférieur
			<i>Spelaeotriletes lepidophytus</i>	Famennien terminal
	b (36m)	(OU1/17)	Spore Trilete	Devonien supérieur jusqu'à Namurien
			<i>Umbellasphaericum devonicum</i> JARDINE	Famennien terminal
			<i>Spelaeotriletes lepidophytus</i> KEDO	
	a (31m)	(OU1/15a)	<i>Ancyrospora foliacea</i> Richardson,	Emsien jusqu'à limite Devono – Carbonifère
			<i>Discernisporites</i>	Famennien moyen et supérieur
			<i>Spelaeotriletes lepidophytus</i> KEDO	Devonien supérieur jusqu'à Namurien

Tableau. III - 3 : Répartition des miospores du Membre 4 de la Formation des Argiles de Marhouma dans la région d'Ouarourout. Comparaison entre les datations de la Vallée de la Saoura et celles d'autres parties du monde

A Ouarourout, le contenu macrofaunistique de la Formation des Argiles de Marhouma marque la prédominance de la Zone IV (*middle Famennien*) dans le Membre 3. La Zone V s'annonce mais par une faible preuve au sommet du terme (a) appartenant au Membre 4. Les dépôts des termes (b) et (c) sont datés Famennien terminal (ex-Strunien) par la présence de *Spelaeotriletes lepidophytus* (KEDO) à extension mondiale, ainsi que *Grandispora cornuta* (HIGGS).

III. 3. 2a. Etude biostratigraphique de la Formation des ‘Grès de Ouarourout’ sur le flanc nord de l’anticlinal de Ouarourout

Cette formation montre une succession de dépôts argilo-détritiques apparemment azoïque. L’analyse d’un échantillon d’argile illitique silteuse, prélevé dans la deuxième combe du terme e, au niveau de Ou1/19 (fig. II-5, ch. II, p. 79), à environ 10m sous le ‘Niveau Conrad’, a livré *Vallatisporites pusillites* (KEDO) DOLBY et NEVY (pl. 25, fig. 3), ainsi que les acritarches *Umbellasphaeridium saharicum* (JARDINE) (pl. 25, fig. 4) et *Umbellasphaeridium* sp., (pl. 25, fig. 5).

. *Vallatisporites pusillites*, est un taxon de la limite du Dévonien-Carbonifère.

Ce taxon a été trouvé en assemblage avec *Spelaeotriletes lepidophytus* dans le sondage Stah 1b du bassin d’Illizi Sahara oriental (Abdelselemen. Rhouighi, 1986). Au Sahara algérien, il a été signalée par Coquel et Latrech (1989).

Vallatisporites pusillites a été retrouvée dans le Famennien terminal de Lybie, du Sud Ouest du Portugal et des Iles Britanniques (Clayton *et al.*, 2001). Il a été signalé également dans la plate-forme russe où il diffère de *Vallatisporites vallatus* par quelques traits morphologiques. *Vallatisporites pusillites* et *Vallatisporites vallatus* sont de bons taxons indicateurs de la limite Devono-Carbonifère (AVCHIMOTICH V., & *al.*, 1988, p. 175).

. *Vallatisporites pusillites* (KEDO) DOLBY et NEVIS), est une miospore présente dans les chaînes de l’Alborz oriental en Iran, où elle a été signalée à la limite entre le Famennien supérieur et le Famennien terminal. Elle a été également citée dans le Famennien terminal d’Angleterre et d’Irlande méridionale, Belgique, Canada, Australie, Russie, Turquie, Afrique du Nord, l’Ouest de l’Australie, et Arabie Saoudite (Ghavidel-Syooki et Owens, 2007, p11, fig. 2, pl. 1, fig.10, p. 4).

. *Umbellasphaeridium saharicum* défini par JARDINÉ *et al.*, (1972), caractérise en général le Famennien supérieur. Il a été signalé dans le forage Stah 1b du bassin d’Illizi, où, il indique le Famennien supérieur (Abdelselemen Rhouighi, 1986, p. 88). Il est en grande extension dans du Famennien terminal de la partie occidentale du Nord de l’Amérique et du Nord de l’Afrique. Il fait parti d’un assemblage à microplancton marin du Famennien terminal en Bolivie (Wicander *et al.*, 2009, p. 92)

L’assemblage des palynomorphes *Vallatusporites pusillites*, *Umbellasphaeridium saharicum* et *Umbellasphaeridium* sp., a été trouvé en Amérique du Nord, au Portugal et en Afrique du Nord dans du Famennien terminal. J’ai trouvé ce même assemblage dans la partie supérieure de la Formation des Grès de Ouarourout à Ouarourout; cela indique bien la limite Dévonien-Carbonifère dans la vallée de la Saoura.

III. 3. 3. Etude biostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma de la région du Cheffar El Ahmar

Dans la coupe du Cheffar El Ahmar les membres de cette formation contiennent des niveaux de calcaires ‘griottes’ à ammonoïdes, rhynchonellidas, trilobites et bivalves (fig. III. 3).

III. 3. 3. 1. Membre (2) argilo - silteux à nodules de calcaire ‘griotte’

Dans la partie inférieure du terme (a), le niveau à nodules de ‘calcaires griottes’ CA1, intercalé entre les plaquettes de grès, a livré un thoracopygon attribué à *Dianops*. Au-dessus, au niveau CA1a, le calcaire gris à nombreux terriers horizontaux a livré des brachiopodes; ce sont des *Sphaeridiorhynchus* sp., (Brice et al., in prep) qui confèrent à ce niveau un âge Famennien précoce (tabl. III-4, Mb. 2, t (a), CA1a).

Le dernier calcaire ‘griotte’ CA1c, qui recouvre l’alternance argilo-calcaire de la base du terme (b), a livré principalement *Leptoterorhynchus* n. sp., (Brice et al., in prep), conférant un âge du Famennien III-IV.

Cette alternance est suivie d’une argile rouge intercalée dans sa partie médiane par le niveau à nodules de ‘griotte’ CA2 (fig. III-3), ayant également livré *Leptoterorhynchus* n. sp., au dessus, un niveau de calcaire noir organogène CA3 (fig. III-3), qui a livré le trilobite *Trimerocephalus caecus* (GÜRICH) (Crônier et al., in prep) qui date plutôt le Famennien II – III.

Les dépôts de la partie inférieure du Membre 2 sont d’âge Famennien II β , par la présence d’*Evanidisinurostrum* (SARTENAER), dans la coupe de la Station d’essence (Gara Diba), au Nord (tabl. III-1, Mb 2, t (a) et t (b) , St2 et St3) , et de *Sphaeridiorhynchus* sp., dans la coupe de Cheffar El Ahmar au Sud.

Les dépôts de la partie supérieure de ce membre sont d’âge Famennien III-IV donné par *Leptoterorhynchus* n. sp., mais ces dépôts ont livré également *Trimerocephalus caecus* (GÜRICH) dans le Cheffar El Ahmar et *Trimocephalus trifoliops* (OSMOLSKA) dans la Gara Diba, qui indiquent plutôt un âge moins récent, le Famennien II-III.

Au Cheffar El Ahmar, l’âge des dépôts du Membre (2) s’étend du Famennien II jusqu’au Famennien de Zone III – IV (*early middle Famennian*).

III. 3. 3. 2. Membre (3) des calcaires ‘griottes’

Au sein du terme (a) argilo-calcaire, le niveau de calcaire ‘griotte’ CA8, renferme de nombreux *Sporadoceras* sp. (pl. 20, fig. 1) et *Erfoudites* sp., qui lui confèrent un âge Famennien moyen, ainsi qu’un trilobite du genre *Trimerocephalus*.

Dans le terme (b), à la base du niveau de calcaires ‘griottes’ CA9, se trouve le niveau à *Vevodia* sp. (pl. 18, fig. 1) ; d’extension kilométrique, déjà signalé dans la coupe du flanc nord de Ouarourout, dans le niveau de calcaires ‘griottes’ OU1/8 (Tabl. 1, Mb 3, t. (a), Ou1/8, p. 127).

Le terme (c) caractérisé essentiellement par des argiles noires à silts, se termine par le niveau de calcaires ‘griottes’ CA12 a *Erfoudites* sp., et *Protactoclymenia* sp., ce qui lui confère un âge Famennien IV ou limite entre Famennien IV et Famennien V (*middle or early late Famennien*). A ces ammonoïdes sont associés des orthocères.

Comme à Ouarourout, dans la région du Cheffar El Ahmar les dépôts du terme (a) sont datés Famennien IV (*middle Famennian*) par la présence des *Erfoudites* sp., *Sporadoceras* sp., au-dessus, ces goniatites persistent et sont en assemblage avec des *Protactoclymenia* sp., ce qui montre une transition à la limite entre Famennien IV et Famennien V.

Cette limite a été signalée également dans la partie supérieure du même terme (c) de la coupe de Ouarourout par l’apparition de nombreux *Procymaclymenia* sp.

Le tableau III-4, récapitule les datations des dépôts du Membre (2) qui s’échelonnent de la Zone II, caractérisée par *Sphaeridiorhynchus* sp., jusqu’à la limite entre la Zone III et la Zone IV, caractérisée par la présence de *Leptoterorhynchus* nov. sp.

Le Membre (3) est principalement du Famennien IV prouvé par la présence des *Sporadoceras* et des *Erfoudites*, avec une limite entre Famennien IV et Famennien V avec *Protactoclymenia* sp.

Membre	Terme	Ech	Goniatites et Clymenies	Age	Rhynchonelidea	âge	Trilobites	âge	Bivalves
3 35m	c (2m)	CA12	<i>Erfoudites</i> sp.	Fa IV ou Fa IV-V*					
		(10)	<i>Protactoclymenia</i> sp.						
	a (23m)	CA8 (47)	<i>Sporadoceras</i> sp.	Fa IV*			<i>Trimerocephalus</i>		
			<i>Erfoudites</i> sp.						
2 37m	b (30m)	CA3			<i>Leptoterorhynchus</i> nov. sp.	Fa III – IV**	<i>Caecus</i>	Fa II- III***	
		CA2							
		CA1c lot, 02)							
	a (7m)	CA1a (07)			<i>Sphaeridiorhynchus</i> sp.	Fa précoce ?? **			
							<i>Thoracopygon</i> de <i>Dianops</i>		
		CA1							

Tableau III-4. Répartition des ammonoïdes (Goniatites et Clymenies), des brachiopodes (Rhynchonelida), des Trilobites et des Bivalves de la Formation des Argiles de Marhouma de la coupe du Cheffar El Ahmar
Fa = Famennien, () nombre de spécimens, d'après Korn*, d'après Brice **, d'après Crônier***, d'après Babin (.)

La répartition biostratigraphique des macrofaunes des assises de la Formation des Argiles de Marhouma (fig. III-3), indique bien un âge Famennien II, pour les assises du terme (a) du Membre 2.

Pour les assises du terme (b) de ce même membre *Leptoterorhynchus* nov. sp., fixe un âge Famennien (Zones III ou IV), alors que le trilobite *Caecus*, assigne un âge Famennien (Zones II-III). La confrontation de ces deux âges, indique un âge de tendance Famennien III.

Au Cheffar El Ahmar, les Zones II-III et III-IV, sont annoncées dès le second terme du Membre 2. Je rappelle que dans la Gara Diba, la Zone II-III a été caractérisée par la présence de *Trimerocephalus trifoliops* (OSMOLSKA), à Ouarourout la Zone II-III apparaît au début du Membre 3 par la présence des *Armatites* sp., mais en faible nombre, ce qui montre une disparition progressive de celles-ci.

Comme à Ouarourout, les assises du Membre 3 sont d'âge Famennien IV jusqu'à la limite entre Famennien IV et Famennien V.

III. 3. 4. Etude biostratigraphique de la Formation des Argiles de Marhouma de la région de Béchir (fig. III- 4).

III. 3. 4. 1. Membre (3) des Calcaires ‘Griottes’

Dans le terme (a), les dépôts de calcaire ‘griotte’ intercalés par des argiles rougeâtres, contiennent de rares faunes. Le niveau de calcaires ‘griottes’ ‘Be2/1’ a livré un *Thoracopygon*, alors que le niveau ‘Be2/2’ formé de calcaire vert, a livré *Posidonia* sp., et *Leptodesma* sp. (pl. 18, fig. 2), en association avec des orthocères.

La combe argileuse du terme (b) est couronnée par deux niveaux de calcaires pseudonoduleux, dont le premier ‘Be4/1’ est un remarquable niveau à *Kochia* sp., avec association à de nombreux *Armatites* sp., d’âge Famennien inférieur terminal (partie supérieure de la Zone II ou base de Zone III). Plus au Nord ; à Ouarourout, les *Armatites* sp., se trouvent également dans ce terme (tabl. III-2, Mb. 3, tb, Ou1/12, p. 127) ; A Béchir les *Armatites* sp., sont plus nombreux. Cette association contient des orthocères et des crinoïdes. Le second niveau de calcaire pseudonoduleux contient également des ammonoïdes.

La combe d’argile du terme (c) est intercalée par un banc calcaire et recouverte aussi par un deuxième banc calcaire ‘B4/4’ ayant livré également des *Armatites* sp., en association avec *Nigritus*, (Crônier et al., *in prep*) également du début du Famennien moyen (Zone II-III), ainsi que des bivalves *Kochia capuliformis Paracyclas* ? sp. (pl. 19, fig. 1)

Une alternance argilo-gréso-silteuse se termine par le niveau de calcaire griotte ‘B4/5’ ; ayant livré des bivalves dont *Kochia capuliformis*.

Les *Kochia* sp., se trouvent dans le niveau à nodules calcaires B4/1 terme (b). Ainsi, à Béchir les *Kochia*, occupent trois niveaux (B4/1, B4/4, B4/5), alors qu’à Ouarourout, ces *Kochia* sp., se trouvent dans un seul niveau ‘calcaire OU1/13a (tabl. III-2, Mb. 3, t.c, Ou1/13a, p. 127).

Une troisième alternance argilo-gréso-silteuse est également scellée par le niveau calcaire ‘B4/6’ qui a livré des *Cymaclymenia* sp., et des *Kosmoclymeniinae* indet., du Famennien supérieur (Zone V).

Dans la coupe de Béchir, le niveau de calcaires ‘griottes’ B4/1 à *Armatites* sp., le niveau de calcaires ‘griottes’ B4/4 à *Armatites* sp., et *Nigritus* indiquent le Famennien II – III, en sus-jacence les niveaux B4/6 et B4/8 à *Cymaclymenia* sp., et *Kosmoclymeniinae* indet., forment une succession d’assises avec une absence de macrofaunes de Famennien IV et de Famennien IV-V.

Les clyménies de la zone V apparaissent à la limite supérieure du terme (c) à Béchir et également dans le même terme à Ouarourout (tabl. 1, Mb 3, t.b, Ou1/13, p.127), mais en

position plus basse. A Béchir et à Ouarourout les clyménies de Famennien V s'étendent dans le membre sus-jacent.

III. 3. 4. 2. Membre 4 argileux a niveaux de 'griotte'

Dans le terme (a) aucune faune n'a été trouvée

Dans le terme (b), la masse argilo-silteuse est recouverte dans sa partie supérieure par le niveau calcaire 'Be4/8' contenant *Kosmoclymeniinae* sp., et *Cymaclymenia* sp., ainsi des clymenies de zone V se poursuivent plus haut, dans le Membre 4.

Membre	Terme	Ech	Clyménies et Goniatites	Âge	Trilobites	Âge	Bivalves
4 (35m)	b (16m)	Be4/8 (06)	<i>Cymaclymenia</i> sp. <i>Kosmoclymeniinae</i> <i>indet.</i>	Fa V			
	a (10m)						
3 (62m)	c (25m)	Be4/6 (02)	<i>Cymaclymenia</i> sp. <i>Kosmoclymeniinae</i> <i>indet.</i>	Fa V			
		Be4/5					<i>Kochia capuliformis</i>
		Be4/4 (14)	<i>Armatites</i> sp.	Fa II - III	<i>Nigritus</i>	Fa II-III	<i>Kochia capuliformis</i> <i>Paracyclas</i> ?sp.
	b (16m)	Be4/1 (04)	<i>Armatites</i> sp.	Fa II - III		Fa II-III	<i>Kochia</i>
	a (21m)	Be2/2					<i>Posidonia</i> sp. <i>Leptodesma</i> sp.
		Be2/1				<i>Thoracopygon</i>	?

Tableau III-5. Répartition des ammonoïdes (Goniatites et Clymenies), des brachiopodes (Rhynchonellidea), des Trilobites et des Bivalves dans la Formation des Argiles de Marhouma de la coupe du Cheffar El Ahmar
Fa = Famennien, () nombre de specimens, d'après Korn*, d'après Brice**, d'après Crônier***, d'après Babin (°)

Les datations sont résumées dans le tableau III-5; ci-dessus. Contrairement à Ouarourout et à Cheffar El Ahmar, les assises du Membre 3, renferment de nombreux *Armatites* sp., ce qui lui confère un âge Famennien II-III. Le passage au Famennien V, se fait sans la zone de Famennien IV voire limite Famennien IV -V. Les assises du Membre 4 sont nettement datées Famennien V.

Dans le Membre (3), on constate une nette transition du Famennien II-III au Famennien V, par la succession des niveaux à ammonoïdes, ce qui implique une absence totale du Famennien IV dans la coupe de Béchir. L'extension du Famennien V se développe dans le Membre 4, alors qu'à Ouarourout, le Famennien V est d'extension restreinte.

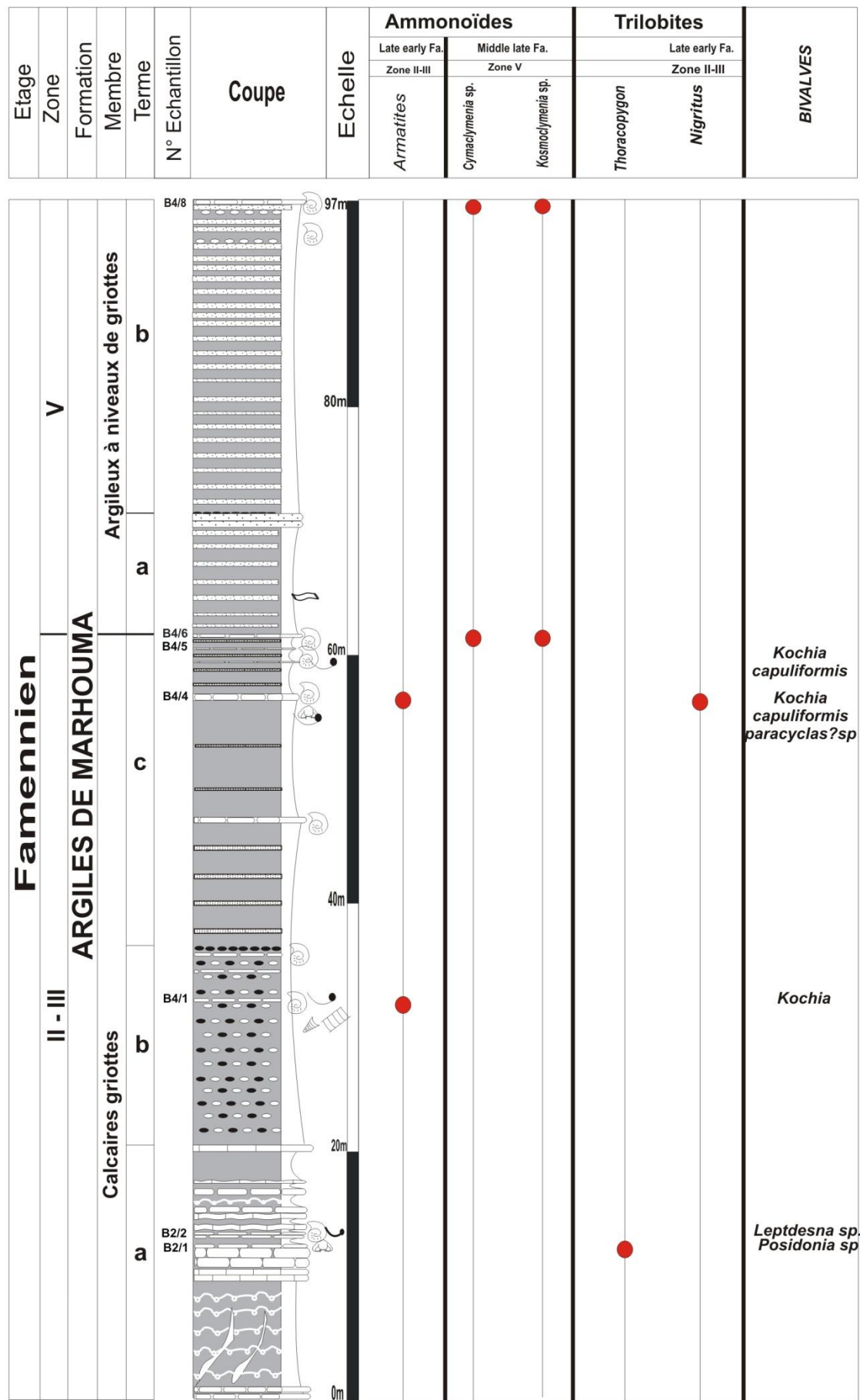


Fig. III-4- Répartition des goniatites, des clyménées, des trilobites et des bivalves dans la coupe de Béchir

III. 3. 5. Etude biostratigraphique de la Formation des ‘Argiles de Marhouma’ dans le Tamtert - Zereg (fig. III-5)

III. 3. 5. 1. Le Membre (2) Argilo-Silteux à Nodules de ‘Griottes’

Il ne présente apparemment pas de faune pour une éventuelle datation, mise à part un niveau calcaire à bivalves ‘Ze1/1’ du genre *Pterinopecten* (pl. 19, fig. 2), qui se situe à une limite probable entre le Membre (2) et le Membre (3).

III. 3. 5. 2. Le Membre (3) des Calcaires ‘Griottes’

Les mêmes dépôts se poursuivent latéralement sur plus de 70 km; des griottes alternent avec des argiles silteuses. C’est dans le terme (b) que le ‘griotte’ ‘Ze2/2’ a livré un Thoracopygon et le ‘griotte’ ‘Ze2/3’ a livré des *Armatites* sp., (fig. III-5), qui indiquent un âge Famennien II-III. Ils ont été signalés également dans le même terme à Ouarourout (tabl. III-2, Mb.3, t.b, Ou1/12, p. 127 et fig. III-2, p. 131) ainsi qu’à Béchir (Tabl. III-5, Mb3, t. b, B4/1 et t.c, B4/4, p.138, et fig. III-4, p. 139).

Au-dessus, se poursuit une masse d’argile à goniatites naines pyriteuses, recouverte du niveau de calcaires ‘griottes’ ‘Ze2/4’ qui renferme des *Armatites* sp., associés à des *Phacops sensu lato* n. sp. A, qui lui confère un âge de Famennien III-IV, et des bivalves (fig. III-5). Les *Armatites* livrés par les ‘griottes’ du terme (b) sont en faible nombre, ce qui montre une disparition progressive des ces goniatites, alors que les *Phacops* annoncent le Famennien moyen.

Dans le terme (c), la première couche d’argile est couronnée par une succession de calcaires ‘griottes’, dont le dernier niveau ‘Ze2/5’ a livré de rares *Cymaclymenia* sp., *Kosmoclymeniinae* indet., et *Mimitoceras* sp., qui annoncent précocement le Famennien V (fig. III-5). Ce dernier niveau (‘Ze2/5’) a livré également des trilobites appartenant à l’espèce *Dianops vicarius* (CHUPLAC), dont l’âge est plutôt Famennien IV.

Rappelons que l’annonce précoce du Famennien V existe également à Ouarourout (tabl. III-2, Mb. 3, t.c, Ou1/13, p. 128) et à Béchir (tabl. III-5, Mb 3, t. c, B4/8, p. 139).

Au-dessus de ‘Ze2/5’, se poursuit une alternance rapprochée argilo-calcaire, dont le niveau calcaire ‘Ze2/6’ a livré des *Erfoudites* sp., et des *Platyclymenia* sp. (pl. 20, fig. 3 et 4), qui lui confèrent un âge Famennien IV ou limite entre Famennien IV et Famennien V.

Le niveau de calcaires griottes ‘Ze2/7’ a livré *Platyclymenia* sp., *Erfoudites* sp., *Protactoclymenia* sp., (pl. 20, fig. 5 et 6), *Procymaclymenia* sp., cet assemblage montre la limite entre Famennien IV et Famennien V. Ces ammonoïdes sont associées à des

Phacoïderhynchus sp., (Brice *et al. in prep.*) du Famennien des zones IIIB à IVB, des *Dianops* et des *Posidinia* sp. (pl. 19, fig. 3). Ce niveau calcaire 'Ze2/7' est fort probablement d'âge Famennien IV.

Au-dessus, se trouve une masse d'argile surmontée d'une succession de calcaires 'griottes', dont le niveau 'Ze2/8' renferme *Platyclymenia* sp., *Platyclymenia* aff. *annulata*, *Platyclymenia* cf. *subannulata*, *Erfoudites* sp., *Prionoceras* sp., *Cyrtoclymenia* sp., cet assemblage caractérise bien la zone à *Platyclymenia annulata*. Les ammonoïdes de cette zone sont associées à des *Phacoïderhynchus* sp., *Leptoterhynchus* sp., (Brice *et al. in prep.*), qui indiquent le Famennien III-IV. *Hadyrhyncha* aff. *hadyhensis* (HAVLICEK) (see Brice *et al., in prep*), *Paurogastroderhynchus presaharahensis* nov. sp. ind., (Brice *et al. in prep*) sont probablement Famennien IV à limite entre Famennien IV et Famennien V. *Centrorhynchus* sp. (see Brice *et al. in prep*) traduit un intervalle d'âge plus large, de la zone IV voire la limite de zones IV à V. La présence de *Typhlops*, *Vicarius* et *Dianops* (Crônier *et al., in prep*), caractérise le Famennien IV. Dans la même succession, le banc 'Ze2/8a' a livré *Platyclymenia* sp., *Sporadoceras* sp., et *Procyamclymenia* sp., indiquant le Famennien IV ou limite entre Famennien IV et Famennien V. La présence de *Dianops limbatus* (Crônier *et al., in prep*) lui confère un âge plus récent, Famennien V-VI.

Le banc de calcaires 'griottes' 'Ze2/8b' a livré *Cyrtoclymenia* sp., *Platyclymenia* sp., *Erfoudites* sp., *Platyclymenia* aff. *annulata*, *Platyclymenia* cf. *subannulata*, *Procyamclymenia* sp., qui indiquent également un âge Famennien IV ou limite entre Famennien IV et Famennien V (*early late Famennian*).

A ces goniatites et clyménies sont associés *Phacoïderhynchus* sp., indiquant un âge Famennien moyen IIIB-IVB, *Novatiplanirostrum* sp., (Brice *et al. in prep*), qui est probablement de Famennien IV ou limite entre Famennien IV et Famennien V, *Phacops sensu lato* n. sp. B et *Dianops typhlops* du Famennien IV, ainsi que *Dianops limbatus* (RICHTER) ayant habituellement un âge Famennien V - VI.

Le dernier banc 'Ze2/9' a livré aussi *Erfoudites* sp., *Procyamclymenia* sp., *Protactoclymenia* sp., *Cyrtoclymenia* sp., *Mimitoceras* sp., *Medioclymenia* sp., associés à *Novaplanostrum* sp., qui montrent la limite entre Famennien IV et Famennien V (*early late Famennian*). Parmi cette association macrofaunistique s'ajoutent des *Cypricardia* sp. (pl. 19, fig. 4). Ce niveau à bivalves se trouvant également au sommet du même terme (c), à Ouarourout (tabl. III-2, Mb.3, t (c), Ou1/13 et Ou1/14, p. 127).

Le calcaire Ze2/9 a livré 97 éléments de conodontes avec une majorité d'éléments plateforme par rapport aux ramiformes (72 contre 25). La faune est dominée par les genres *Clydagnathus* et *Polygnathus* (tabl. III-6).

On trouve aussi de rares specimens, de *Bispathodus aculeatus* (pl. 23, fig. 1a et 1b), *Bispathodus* sp indet., et *Palmatolepis perlobata schindewolfi* (pl. 23, fig. 8), *Palmatolepis aff. minuta* (pl. 1, fig.7). Cet ensemble appartient à la zone à *Expensa* supérieure.

Clydagnathus gilwernensis (pl. 23, fig. 2 à 4) *Clydagnathus cavusformis* (pl. 23, fig. 5 à 6), ce genre indique le Famennien supérieur (de la Zone à *Trachytera* jusqu'à la Zone à *Expensa*) *Polygnathus semicostatus* (pl. 23, fig. 9 à 13) à une extension stratigraphique allant de la zone à *Rhomboidea* à la zone à *Expensa*.

La présence de quelques restes de vertébrés est à noter, tel que des dents d'Actinoptérygiens? et de *Stetacanthus* sp., ce sont des dents de poissons dont le premier a connu son explosion au début du Carbonifère et le second était l'ancêtre du requin actuel. Pour ce dernier son explosion date du Dévonien.

Pareyn (1961) a signalé dans la vallée de la Saoura la présence de restes d'arthrodires, qui sont des poissons placodermes. Le Dévonien est connu comme étant une période dénommée 'Age des poissons'.

Microfaune	Ech	Nbre	Détermination des conodontes (C. Randon 2010)	Age selon C. Randon (2010)	Equivalence de l'âge en référence avec les zones à ammonoïdes de Petter (1959 – 1960)
	Ze2/9	32	<i>Polygnathus semicostatus</i>	Z. à rhomboidea à la Z. à expensa	Z. III voire Z. V jusqu'à début Z. VI.
		09	<i>Polygnathus</i> sp. indet		
		02	<i>Polygnathus</i> sp. indet.		
		15	<i>Clydagnathus gilwernesis</i>	Z. à Trachytera jusqu'à la Zone à expensa	Z. III C à Z. V jusqu'à début Z. VI.
		04	<i>Clydagnathus cavusformis</i>		
		03	<i>Clydagnathus</i> sp. indet.		
		02	<i>Bispathodus</i> sp. indet	Z. à expensa supérieure	Début de Zone VI
		01	<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i>		
		01	<i>Palmatolepis</i> sp. indet		
		01	<i>Palmatolepis aff. minuta</i>		
		01	<i>Bispathodus aculeatus</i>		
		02	<i>Pelekysgnathus</i> sp. indet.		
Restes de vertébrés		07	Dents d'actinoptérygiens?		
		01	<i>Stetacanthus</i> sp.		

Tabl. III - 6: Conodontes de la partie supérieure du Terme c, Membre 3 des Calcaires 'griottes' de la Formation des Argiles de Marhouma déterminés par K. Randon(2011). Coupe du Tamtert-Zereg

Sur l'assise de calcaires 'griottes' 'Ze2/9' repose une argile rougeâtre, qui se termine par un niveau de calcaires 'griottes' 'Ze2/10' à trilobites noirs, pyriteux; ce sont des *Phacops* et des *Dianops*, dont l'âge précis n'est pas connu.

Les différents âges conférés par la macrofaune aux dépôts du terme (c) sont résumés dans le tableau III- 7.

L'individualisation de la zone à *Platyclymenia annulata* confère à ces dépôts un âge Famennien moyen (zone IV), alors que la présence de *Procymaclymenia* sp., parmi les *Platyclymenia* sp., indique la limite entre le Famennien IV et le Famennien V.

Aux ammonoïdes de la zone à *Platyclymenia* sont associés également, les trilobites *Dianops vicarius* (CHUPLAC), *Dianops Typhlops* et les Rhynchonellidea, *Phacoiderhynchus*, *Leptoterorhynchus* n. sp., *Hadyrhyncha aff. hadyensis* (HAVLICEK) (Brice et al, in prep). Cette association indique également le Famennien moyen (Zone IV).

Les calcaires 'griottes' de la partie supérieure du terme (c) ont livré des ammonoïdes de la limite entre le Famennien IV et le Famennien V, et même des débris d'ammonoïdes de zone VI, en association avec des *Novatiplanirostrum* (Brice et al., in prep) probablement d'âge Famennien IV – V.

Les trilobites qui leur sont associés sont *Dianops typhlops* (GÜRICH) confèrent un âge Famennien IV, alors que *Dianops limbatus* (RICHTER) (Crônier et al., in prep) est plus récent.

Les conodontes livrés par le niveau Ze2/9 caractérisent la zone à *Expensa* moyenne à supérieure. Ce niveau contient également des ammonoïdes du Famennien IV au Famennien V. Les zones de conodontes sont corrélables avec les ammonoïdes.

Membre	Terme	Ech	Gon. & Clym.	Age	Rhynchonellidea	Age	Trilobites	Age	Bivalves		
3 (71m)	c (31,9m)	Ze2/10					<i>Phacops</i> sl + <i>Dianops</i>	Upper Dévonian *** ??			
		Ze2/9	<i>Medioclymenia</i> sp. (5)	FaV	<i>Novatiplanirostrum</i> ?	Fa IV ou limite entre Fa IV et Fa V*				<i>Cypricardia</i> sp. (°)	
			<i>Mimitoceras</i> sp.(5)								
			<i>Cyrtoclymenia</i> sp. (2)								
			<i>Protactoclymenia</i> sp.(4)								
			<i>Procymaclymenia</i> sp. (5)								
		Ze2/8b	<i>Erfoudites</i> sp.(2)	Fa IV ou limite entre Fa IV et Fa V*	<i>Novatiplanirostrum</i>		Fa IV ou limite entre Fa IV et Fa V*				
			<i>Procymaclymenia</i> sp.(05)								
			<i>Platyclymenia</i> cf. <i>subannulata</i> (05)								
			<i>Platyclymenia</i> aff. <i>annulata</i> (06)								
			<i>Erfoudites</i> sp. (06)								
		Ze2/8a	<i>Platyclymenia</i> sp. (02)	Fa IV*	<i>Phacoiderhynchus</i>		Fa III B-IVB**		<i>Dianops typhlops</i>	Fa IV***	
			<i>Cyrtoclymenia</i> sp. (01)								
		Ze2/8a	<i>Procymaclymenia</i> sp. (1)	Fa IV en ou Limite entre Fa IV et Fa V *					<i>Dianops limbatus</i>	Fa V-VI***	
			<i>Sporadoceras</i> sp.(1)								
			<i>Platyclymenia</i> sp.(1)								
		Ze2/8	<i>Cyrtoclymenia</i> sp. (1)	Famennien moyen (Zone à <i>Platyclymenia annulata</i>)	<i>Centrorhynchus</i> sp.		Fa IV voire limite entre Z. V et FaVI**		<i>Dianops vicarius</i> <i>D. Typhlops</i>	Fa IV***	
			<i>Platyclymenia</i> cf. <i>subannulata</i> (2)								
	<i>Platyclymenia</i> aff. <i>annulata</i> (2)										
	<i>Prionoceras</i> sp. (2)										
	<i>Erfoudites</i> sp. (2)										
<i>Platyclymenia</i> sp. 2)											
Ze2/7	<i>Procymaclymenia</i> sp.(2)	Limite entre Fa IV et Fa V	<i>Phacoiderhynchus</i>		Fa III B-IVB**		<i>Dianops</i>		<i>Posidonia</i> sp(°)		
	<i>Protactoclymenia</i> sp.2										
	<i>Erfoudites</i> sp.(4)										
	<i>Platyclymenia</i> sp.(3)										
Ze2/6	<i>Erfoudites</i> sp. (1)	Fa IV ou Limite entre Fa IV et Fa V									
	<i>Platyclymenia</i> sp. (2)										
Ze2/5	<i>Mimitoceras</i> sp.(1)	Fa V					<i>Dianops vicarius</i>	Fa IV***			
	<i>Kosmoclymeniinae</i> indet. (1)										
	<i>Cymaclymenia</i> sp. (1)										
b (17,5m)	Ze2/4 (02)	<i>Armatites</i> sp.n (5)	Partie sup du FaII ou partie inf du Fa III				<i>Phacops</i> sensu lato n. sp. A	Fa III-IV***			
	Ze2/3 (03)										
	Ze2/2										
a (21,5m)											
2 (61,2m)	b (42m)										
	a 19m										

Tableau III-7. Répartition des ammonoïdes (Goniatites et Clymenies), des brachiopodes (Rhynchonellida), des trilobites et des Bivalves dans la Formation des Argiles de Marhouma de la coupe de Tamtert – Zereg Fa = Famennien, (°) nombre de spécimens, , d'après Korn*, d'après Brice**, d'après Crônier***, d'après Babin (°)

III. 3. 5. 3. Le Membre (4) ‘Argile à Niveaux de ‘Griottes’ est essentiellement argilo-détritique et il renferme une macrofaune mal conservée et rare. Pour la datation de ses dépôts, le recours à une étude palynologique, s’est avérée nécessaire.

Ce sont les dépôts d’argiles verdâtres du terme (b), qui renferment un assemblage à miospores et acritarches (Fig. III-5, Ze3/1), composé par: *Auroraspora solisortus*, *Densosporites* sp., *Dibolisporites a* sp., *Grandispora balteatus* (PLAYFORD), *Polygonium* sp., *Retusotriletes incohatus* (DOLBY et NEVES), *Spelaeotriletes arenaceus* (NEVES et OWENS), *Spelaeotriletes lepidophytus* (KEDO), *Vallatisporites cf vallatus* (HACQUEBARD).

. *Auroraspora-solisortus* est une miospore (pl. 26, fig. 1) qui a été trouvée dans le Strunien de Lybie, des Iles Britanniques et du Sud Ouest du Portugal. Elle a été également signalée dans le Tournaisien d’Arabie Saoudite, d’Algérie, du Sud-Ouest du Portugal et également des Iles Britanniques (Clayton, G. & al., 2001). Cette miospore s’étend donc du Famennien terminal (ex Strunien) jusqu’au Tournaisien. Au Tamtert-Zereg, elle date les dépôts de base du terme (b) de ce membre du Famennien terminal.

. *Densosporites* sp., (pl. 26, fig. 2). Ils sont en général présents dans le Strunien. Il existe plusieurs espèces de *Densosporites* qui s’étendent du Famennien terminal au Viséen. Ainsi *Densosporites* sp., ne permet pas une datation précise. Actuellement, je l’ai trouvé dans les dépôts argileux, à la base du terme (b) de ce Membre (4), dans la coupe du Tamtert –Zereg.

. *Grandispora balteatus* (pl. 26, fig. 4) a été signalé dans le bassin d’Illizi (Coquel, 1985, tabl. 10, p 383) où il débute dans le Tournaisien et prédomine dans le Viséen. Je l’ai trouvé à la base du Membre (4), où il est en assemblage avec les miospores du Famennien terminal.

. *Retusotriletes incohatus* (pl. 26, fig. 5) est l’une des miospores de la limite Dévono-Carbonifère citée dans le GSSP fixé dans la Montagne noire, ainsi que dans un stratoptype auxiliaire à Hasselbachtal en Allemagne, où elle se trouve en assemblage avec *Vallatisporites vallatus* (M. Legrand, 2002, p. 19). *Retusotriletes incohatus* DOLBY et NEVES, existe dans Famennien terminal et s’étend jusqu’au Tournaisien. Il a été signalée dans les Iles Britanniques, au Sud-Ouest du Portugal, en Algérie, en Lybie et en Arabie Saoudite (Clayton, et al., 2001). En Iran, il est signalé dans les Chaînes Orientales de l’Alborz, où il se trouve

dans un assemblage allant du Famennien supérieur au Carbonifère inférieur (Ghavidel-Syooki et Owens, 2007, fig. 1, p. 4 et p. 11).

Dans le Membre 4 du Tamtert–Zereg, il se trouve également en assemblage avec *Vallatisporites vallatus* (tabl. III-8, Mb.4, Ze3/1). Il indique bien la limite Dévono-Carbonifère (Avchimotich, 1988, pl. 1, p. 182).

. *Spelaeotriletes arenaceus* (pl. 26, fig. 6)

C'est une miospore du Carbonifère basal (Coquel *et al.*, 1985, tabl. 10, p. 383), en Algérie (Attar *et al.*, 1980) en Lybie (Massa *et al.*, 1980), au Maroc (Loboziak *et al.*, 1990) et au Brésil (Loboziak *et al.*, 1991 ; Melo *et al.*, 1999 ; Melo & Loboziak, 2003). Elle a été retrouvée dans le Viséen de l'Algérie et en Lybie, actuellement, elle se trouve dans les dépôts du Famennien terminal au Tamtert/Zereg (Ougarta, Sahara occidental Algérien).

. *Vallatisporites vallatus* (pl. 26, fig. 3) se trouve en assemblage avec *Retusotriletes incohatus* dans le GSSP auxiliaire du Massif schisteux-Rhénan en Allemagne. C'est une miospore du Strunien en Algérie et en Lybie ; elle se trouve aussi à la base du Tournaisien au Portugal, en Algérie, en Grande Bretagne et en Arabie Saoudite (Clayton & *al.*, 2001). Le Tournaisien d'Illizi et de Ghadamès contient *Vallatusporites vallatus* en assemblage avec *Spelaeotriletes pretiosus* ; c'est une association typique du Tournaisien inférieur mais elle s'étend parfois jusqu'au Viséen (Coquel *et al.*, 1985, p. 381 et tabl.10, p. 383) ; c'est le cas dans le Grand Erg occidental (Coquel *et* Abdelsselem Rhouighi, 2000), alors qu'en Europe, *Vallatisporites vallatus* marque la limite Dévonien-Carbonifère (Avchimotich, pl. 5, p. 190, 1988). Pour Higgs et Streel (1984), il représente la partie élevée du Strunien en Bolivie (Miguel Perez-Leyton., 1991).

Vallatisporites vallatus HACQUEBARD a été signalé dans la limite du Dévonien terminal – Carbonifère basal de Libye (Coquel & Moreau-Benoit, 1986), mais dans le Carbonifère basal du Brésil (Loboziak *et al.*, 1991; Melo & Loboziack, 2000), en Europe (Combaz & Streel, 1970; Keegan, 1977; Clayton *et al.*, 1978; Keegan & Feehan, 1981; Higgs & Clayton, 1984; Higgs *et al.*, 1988), en Lybia (Massa *et al.*, 1980).

Vallatisporites vallatus HACQUEBARD se trouve en assemblage avec *Retispora lepidophyta* à la base du Famennien terminal dans le bassin de Dinant.

Vallatusporites vallatus se trouve aussi en assemblage avec *Lophozonotriletes cristifer* et *Spelaeotriletes pretiosus* et ont été cités d'âge Tournaisien inférieur dans le forage Ut 2 de la vallée de la Zousfana à 350 Km au Nord de Ouarrout (Lanzoni et Malgloire (1969), Coquel et Abdelselam-Rhouighi (2000) in Malti *et al.*, 2008, p. 348)

. *Speleotriletes lepidophytus* (pl. 27, fig.1) est un taxon type du Famennien terminal (ex Strunien), Il est marqueur de la limite dévono-carbonifère du forage Stah.1b dans le bassin d'Illizi. Il a été retrouvé dans le Membre 4 de Ouarourout (tabl. III-3, Mb. 4, t. b, Ou1/17 et t.c, Ou1/18).

. *Polygonium* sp ., (pl. 28, fig. 2) est un acritarce associé aux miospores énumérés ci-dessus. A la base du Djebel Zereg, dans les argiles noires du terme (c), ont été trouvés des miospores (Fig.III-5, Ze4/1 et tabl. III-8, Mb. 4, Ze4/1), ce sont : *Cingulizonates bialatus* (WALTZ) SMITH & BUTTERWORTH, *Speleotriletes lepidophytus* (KEDO) et comme acritarce *Gorgonisphaeridium solidum* (JARDINE).

. *Cingulizonates bialatus* (WALTZ) SMITH & BUTTERWORTH (pl. 27, fig. 2) est present dans les coupes des bassins d'Illizi et de Ghadamès, (R, Coquel, 1985, tabl. 10, p. 383). Il est d'âge viséen dans le Sud Ouest du Portugal, en Grande Bretagne, en Algérie et en Lybie. Dans le Tamtert-Zereg, il est en assemblage avec *Gorgonisphaeridium solidum* ainsi qu'à *Speleotriletes lepidophytus* (KEDO), qui indiquent bien le Famennien terminal.

. *Speleotriletes lepidophytus* (KEDO) est un bon taxon du Strunien. (pl. 27, fig. 1)

. *Gorgonisphaeridium solidum* (JARDINE) (pl. 27, fig. 5)

C'est un acritarce du Famennien terminal, il a été retrouvé dans le Sud-Ouest du Portugal et en Grande Bretagne (Clayton & al., 2001). Au Tamtert – Zereg, il se trouve également dans les dépôts du Famennien terminal.

Au Djebel Zereg, vers la partie supérieure de la combe du terme (c), l'argile est plutôt rouge sombre et a livré comme miospores (Fig. III-5, Ze4/2, tabl. III-8, t.c, Ze4/2): *Acanthotriletes ignotus* (KEDO) et *Speleotriletes pretiosus* (PLAYFORD) NEVES & BELT.

. *Speleotriletes pretiosus* (pl. 27, fig. 6)

Il marque bien le passage Dévonien - Carbonifère, ainsi que le début du Tournaisien (Clayton, G. & al., 2001). Pour Coquel (1986), [il s'étend jusqu'au Viséen inférieur du bassin d'Illizi.](#)

Speleotriletes cf. pretiosus (PLAYFORD) a été signalé dans le Carbonifère basal, en Algerie (Attar et al., 1980), en Lybia (Massa et al., 1980) et au Brésil (Melo et al., 1999; Melo & Loboziak 2003). Dans la région de Tamtert, on le trouve dans du Famennien terminal, en assemblage avec *Acanthotriletes ignotus*.

. *Acanthotriletes ignotus* (KEDO) (pl. 28, fig. 1)

. *Acanthotriletes persibus* (HIGGS) a été signalé dans des dépôts qui occupent un intervalle de temps allant du Famennien terminal jusqu'au Tournaisien, en Grande Bretagne, alors qu'*Acanthotriletes ignotus* est signalé dans le Membre (4) du Tamtert-Zereg.

	Termes	Echs	Miospores	Âge		
				Tamtert/Zereg	Autres parties du monde	
Membre (4) Argiles à niveaux de griottes	c (63,4m)	(Ze4/2)	<i>Spelaeotriletes pretiosus</i>	LATE FAMENNIAN	Tournaisien	
			<i>Acanthotriletes ignotus</i>		?	
		(Ze4/1)	<i>Gorgonisphaeridium solidum</i>		?	
	<i>Spelaeotriletes lepidophytus</i>		Strunien			
	<i>Cingulizonates bialatus</i>		?			
	b (62m)	(Ze3/1)	<i>Polygonium sp.</i>		?	
			<i>Vallatisporites cf vallatus</i>		Strunien-Tournaisien	
			<i>Spelaeotriletes lepidophytus</i>		Strunien	
			<i>Spelaeotriletes arenaceus</i>		Tournaisien	
			<i>Retusotriletes incohatus</i>		Strunien-Tournaisien	
			<i>Grandispora balteatus</i>		Tournaisien dominant au Viséen	
			<i>Dislobolisporites a sp.</i>		?	
			<i>Densosporites sp.</i>		Strunien parfois Tournaisien	
			<i>Auroraspora-solisortus</i>		Strunien parfois Tournaisien	
	a (86m)					

Tabl. III-8. Miospores et acritarches du Membre 4 de la région du Tamtert Zereg. Comparaison d'âge entre la région de Tamtert-Zereg et d'autres parties du monde

Les miospores et les acritarches trouvés dans les argiles sont bien conservés ; ils attestent bien un âge Famennien terminal (ex Strunien).

BIOSTRATIGRAPHIE des affleurements de la coupe de Tamtert – Zereg

Les *Pterinopecten* du Membre (2) n'ont fourni aucune datation, bien au contraire, les assises de calcaires 'griottes' du Membre 3 renferment une riche macrofaune qui leurs confèrent un âge qui s'échelonne du Famennien II – III jusqu'au Famennien de la Zone V (Fig. III-5).

L'âge Famennien (Zone II – III) est prouvé par la présence d'*Armatites* sp., livrés par les assises à calcaires 'griottes' de la partie inférieure du Membre (3) à Tamtert -Zereg.

Je les ai trouvés aux mêmes niveaux dans la coupe de Ouarourout et dans la coupe de Béchir. Ces *Armatites* sp., sont signalés pour la première fois dans la vallée de la Saoura.

Comme dans la coupe de Ouarourout, une annonce précoce de rares clyménies du Famennien V ou zone à *Cymaclymenia*, se trouve dans la partie inférieure du terme (c).

Dans le même terme (c), les ammonoïdes des niveaux de calcaires 'griottes' Ze2/6, Ze2/7, Ze2/8, Ze2/8a, Ze2/8b, leurs assignent un âge du Famennien IV jusqu'à la limite entre le Famennien IV et le Famennien V.

La présence des ammonoïdes de la zone à *Platyclymenia annulata* au niveau du Ze2/8 (fig. III-5, tabl. III-7, t. c, Ze2/8, p.146) est le caractère essentiel du Famennien IV.

Phacoïderhynchus, *Leptoterorhynchus* n. sp., ainsi que *Typhlops* et *Vicarius* indiquent bien le Famennien moyen.

Dans la partie supérieure du Membre (3), le niveau de calcaires griottes 'Ze2/9' renferme des ammonoïdes et rynchonellidas marquant la limite entre le Famennien IV et le Famennien V.

La présence de *Dianops limbatus* marque un âge qui varie entre le Famennien V et le Famennien VI.

Les conodontes du banc de calcaires 'griottes' Ze2/9 lui confèrent un âge du début du Famennien VI.

Le dernier niveau calcaire du terme (c), (Ze2/10), qui termine le Membre 3, a livré des trilobites des genres *Phacops* s.l et *Dianops* qui ne fournissent pas un âge très précis (fig.III-5 et tabl. III-7, Mb. 3, t. c, Ze2/10, p. 142).

L'étude des *Phacops* s. l de l'Ougarta reste à faire mais elle devra s'intégrer à un travail d'ensemble sur les Phacopinae d'Afrique du Nord (Morzadec, 1997).

Au Tamtert-Zereg, la limite supérieure du Membre 3 est datée par les conodontes début du Famennien VI, alors qu'à Béchir, elle est datée de Famennien V, à Cheffar El Ahmar et à Ouarourout, elle marque la limite entre Famennien IV et Famennien V.

Le Membre 4. Par rapport à Ouarourout et à Béchir, les dépôts de ce membre sont plus récents. Ils sont datés du Famennien VI, qui est caractérisé par *Spelaeotriletes lepidophytus* en assemblage avec *Auroraspora-solisortus*, *Vallatusporites vallatus* et *Retusotiletes incohatus*.

Petter (1959, 1960, p. 19) a évoqué pour ce membre un âge probable de zone VI; cet auteur a signalé dans les argiles du niveau 'Ze4/2' la présence de *Cymaclymenia*, *Lobortonoceras*, *Prionoceras*, *Sporadoceras* qui sont généralement associés aux *Woklumeria*.

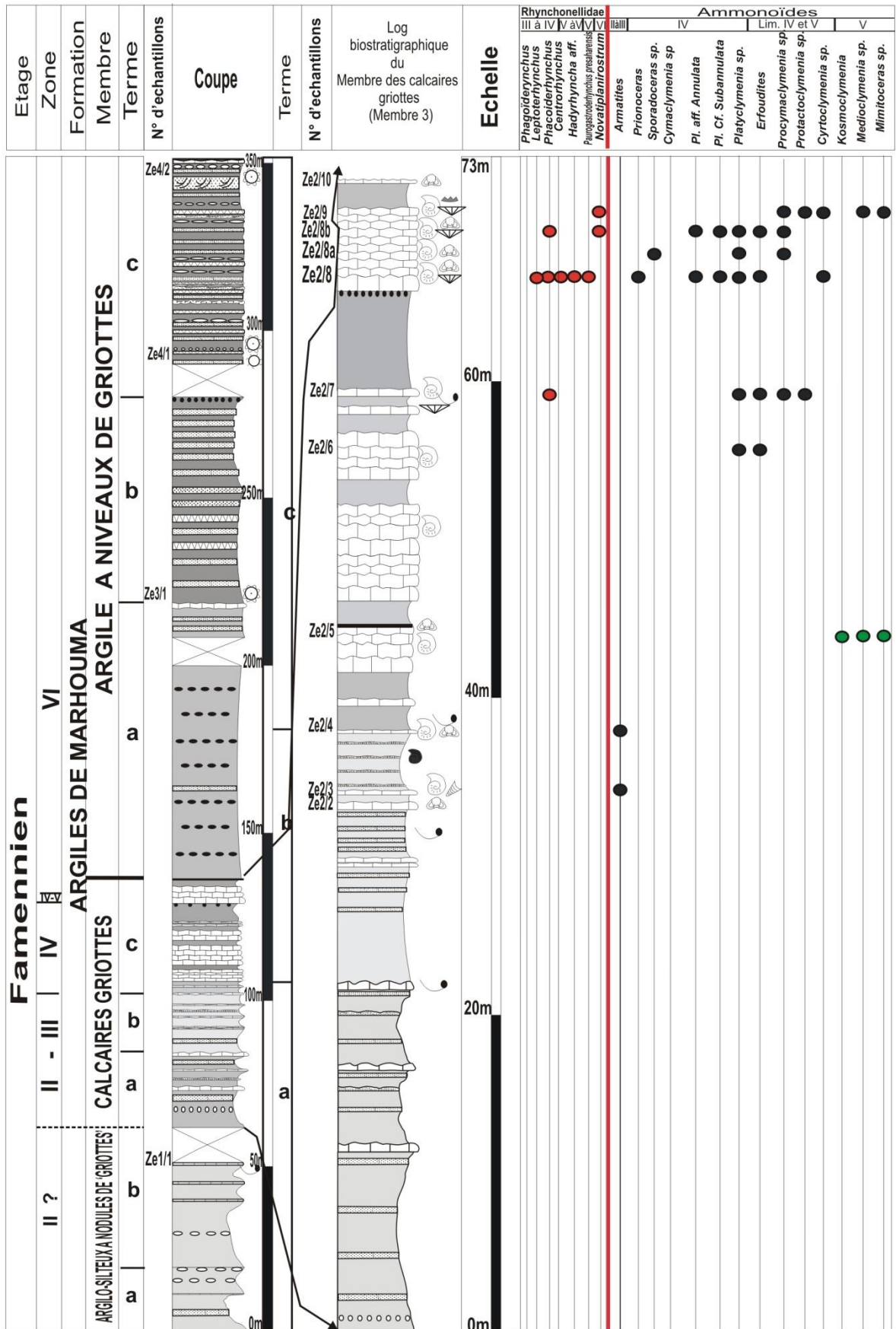


Fig. III-5. Répartition des goniatites, des clyménées et des brachiopodes dans le Membre 3 de la Coupe du Tamtert-Zereg

III. 3. 6. Etude biostratigraphique de la coupe du flanc nord-est de l'anticlinal d'Idirh

(Ei2)

Le **Membre (3) des Calcaires 'Griottes'**, est composé d'une suite de séquences argiles-calcaires, organisée en alternances dilatées. Seul le terme (c) est visible sur 15m d'épaisseur, suivi par le lit de l'Oued Saoura qui caractérise une lacune de visibilité. Ce membre se poursuit par une puissante combe de 28m d'argile claire, interceptée dans sa partie inférieure par un niveau de calcaires 'griottes' Ei2/3 riche en bivalves associés à des *Procyamclymenia* sp., qui indiquent que ces dépôts se trouvent à la limite entre le Famennien IV et le Famennien V (*early late Famennian*). La partie supérieure est interceptée par un niveau de calcaires 'griottes' Ei2/4, riche en bivalves *Opisthocoeelus*. Le niveau argileux Ei2/3 a livré *Procyamclymenia* sp., en association avec des bivalves (fig II-16, p. 107, Ch. II). Ce niveau est dans la limite entre le Famennien IV et le Famennien V (*early late Famennian*).

III. 3. 7. Etude biostratigraphique de la coupe du flanc sud –ouest de l'anticlinal d'Idirh 'Ei3'

III. 3. 7. 1. Membre (3) des Calcaires 'Griottes'

Le terme (c) est aussi composé d'une alternance dilatée formée de puissantes masses d'argiles et de calcaires 'griottes' sous forme de bancs.

La seconde masse d'argile 'Ei2/5' (fig. II-17, p. 110, ch. II) a livré *Erfoudites* sp., *Cyrtoclymenia* sp., *Sporadoceras* sp., et *Procyamclymenia* sp., qui indiquent la limite entre le Famennien IV et le Famennien V, plus haut, la dernière combe d'argiles 'Ei3/2' a livré *Procyamclymenia* sp., qui montre également la limite entre le Famennien IV et Famennien V. Ces argiles (Ei3/2) renferment des *Kochia* sp. indet (pl. 19, fig. 5 et 6), se trouvant dans le même terme (c) à Ouarourout (tabl. III-2, Ou1/13a, p. 123). Les argiles livrant de la macrofaune ne sont pas très fréquentes relativement aux calcaires 'griottes', qui renferment plus de macrofaunes et en particulier goniatites et clymenies.

A Idirh, la limite supérieure du Membre (3) est datée d'un âge situé à la limite entre le Famennien IV et le Famennien V, comme à Ouarourout et au Cheffar El Ahmar.

III. 3. 7. 2. Membre (4) Argile – Gréseux à niveaux de calcaires griottes

Semblable aux coupes situées au Nord d'Idirh, ce membre est composé d'épaisses couches d'argiles contenant de nombreux niveaux de nodules rouges et noirs. C'est à la base du terme (a) que l'argile a livré un Thoracopygon. Au point de vue faciès ce Membre (4) est la continuité latérale du Membre 4 du Tamtert-Zereg.

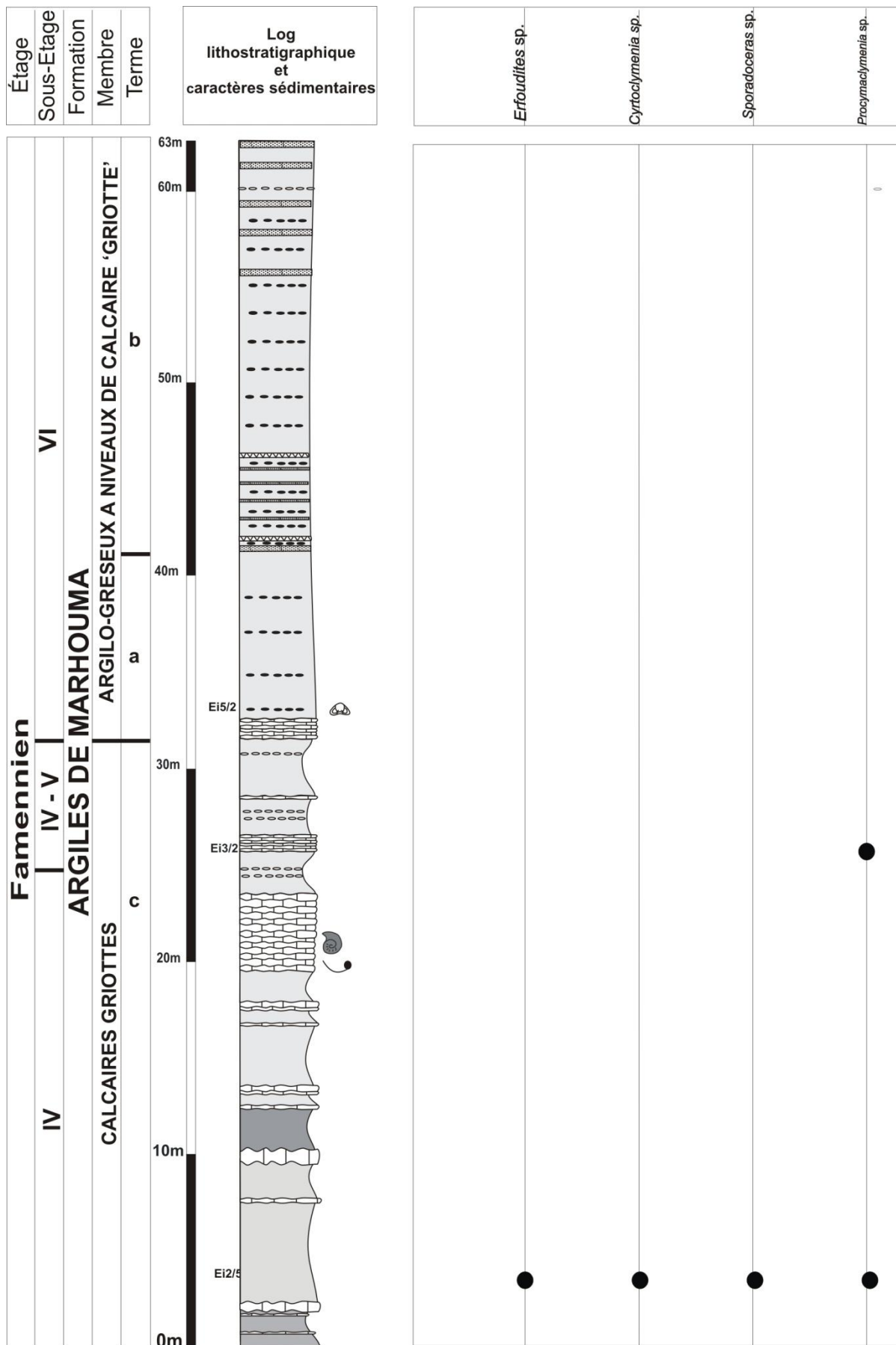


Fig. III-6. Répartition des goniatites et des clyménées dans le flanc sud -ouest de l'anticlinal d'Idirh

III. 3. 8. Etude biostratigraphique de la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid au Nord de la Vallée de la Saoura

Rappelons que dans le GSSP, la base du Tournaisien est caractérisée par l'apparition de *Siphonodella sulcata* (HUDDLE) dans la lignée de *Siphonodella presulcata* (chapitre I, p. 36). Ce GSSP est caractérisé par l'apparition des *Gattendorfia subinvoluta*.

Le GSSP auxiliaire (chapitre I, p. 36) de la base du Tournaisien est caractérisé par la spore *Vallatisporites vallatus* en association avec *Retusotriletes incohatus*, ainsi que par les goniatites de la zone à *Acutimitoceras prorsum* (antérieures aux *Gattendorfia*).

La Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid a longtemps été considérée comme azoïque jusqu'à la découverte des *Gattendorfia* et des conodontes (Conrad et *al.*, 1970) provenant d'un ensemble calcaro- argileux situé à la base de cette formation.

Cette découverte a permis de lui attribuer un âge Tournaisien inférieur. Cependant, dans les travaux de Conrad, il n'y a ni illustration, ni détermination précoce de ces *Gattendorfia*.

Le calcaire situé à la base de cette formation, est un calcaire à entroques et à oolithes qui a livré des conodontes de la zone à *Siphonodella sulcata*. Weyant (1985) rappelle, dans une compilation sur les conodontes que ce calcaire a livré *Siphonodella sulcata* (HUDDLE), *Pseudopolignathus dentilineatus* (BRANSON) et *Polygnathus communis* (BRANSON et MEHL).

Au niveau du Membre (1) Argilo-Silteux, le calcaire du 'niveau Conrad' nous a livré peu de conodontes, déterminés par C. Randon.

Ces conodontes sont reportés sur le tableau III-9, et comparés aux résultats de Conrad et Weyant (1970 et 1985). Ces conodontes de différentes espèces, mais en faible nombre. Parmi eux, la présence de *Bispathodus aculeatus* ; conodonte de Famennien terminal montre que le niveau Conrad ('NC') n'est pas nettement Tournaisien inférieur.

Nbre	Conodontes Conrad and Weyant (1970)	Conodontes Weyant (1985)	Conodontes Randon (2010)
01	<i>Polygnathus inornata</i> Branson 1934	<i>Siphonodella sulcata</i>	<i>Polygnathus communis communis</i> (large extension)
02	<i>Polygnathus communis</i> Branson et Mehl 1934	<i>Polygnathus communis</i>	<i>Polygnathus communis carina</i>
03	<i>Pseudopolygnathus dentilineata</i> Branson 1934	<i>Pseudopolygnathus dentilineata</i>	<i>Bispathodus Stabilis</i> <i>Bispathodus aculeatus</i> (zone à <i>Expensa</i>)
04	<i>Hindeodella</i> cf. <i>H. fragilis</i> Hass 1959		
05	<i>Siphonodella</i> sp.		
06	<i>Hibbardella</i> sp.		
07	<i>Neoprioniodus</i> sp.		
08	<i>Ozarkodina</i> sp.		
09	<i>Spathognathodus</i> sp.		

Tabl. III-9. Comparaison des résultats des conodontes livrés par le ‘Niveau Conrad’ (1970 à 2010)

C’est dans les argiles ‘OHB1a’ (fig. III-7) que nous avons récolté *Guattendorfia*, *Imitoceras* et des rynchonelles *Trigorirhynchiidae* (Détermination préliminaire Brice 2008), ainsi que des brachiopodes du genre *Rhipidomella* (Détermination, M. Legrand, 2008), signalés dans l’Hastarien de l’Ahnet et en Lybie Parmi les *Gattendorfia*, on y reconnaît *Acutimoceras* (pl. 21, fig. 3 et 4 et pl. 22, fig. 5 et 6) et *Gattendorfia jacquelinea* n. sp. (pl. 22, fig. 1 et 2). Ammonoïdes et brachiopodes sont aussi pyritisés et de petites tailles.

Ces *Gattendorfia* ont été trouvées dans les Grès supérieurs de Kahla du bassin de Timmimoun par Ebbighausen, Bockwinkel, Korn, et Weyer (2004), où, elles caractérisent la partie médiane du Tournaisien inférieur, alors que dans la Saoura, elles caractérisent la base de la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid, donc la base du Tournaisien inférieur. Au-dessus, les argiles rouges à efflorescences gypseuses, sont intercalées par des calcaires riches en faunes.

Le Membre (2) argileux à niveaux de nodules, débute par les niveaux de base de la Gara Bani (fig. II-6, ph. 3, p. 83, ch. II). Dans le terme (a) on note deux plaques millimétriques calcaires, dont la première ‘OHB1’ a livré des *Chonetoide* indet., *Productoide* indet., *Athyridida* indet., et *Brachytiris*, d’âge Hastirien et la seconde comporte des empreintes de *chonetes*. Des vertébrés ont été signalés par C. Randon (communication orale).

Les *Brachythis* ont été signalés dans l’Hastirien basal de Dinant en Belgique (Legrand-Blain, 1985, tab. 1, p. 79) et dans l’anticlinal de Velbert, Massif Schisteux –Rhénan en Allemagne (Legrand-Blain, 1985, tab. 3, p. 81), dans la coupe de La Serre , Hérault, France (Legrand-Blain, 1985, tab. 5, p. 83), ainsi qu’au Nord du Bassin de Tindouf (Legrand-Blain, 1985, tab. 6, p. 86), en Lybie occidental Legrand-Blain, 1985, tab. 9, p. 90). Les *Brachythis* désignent généralement l’Hastirien basal. Dans ce travail, nous avons trouvé les *Brachythis* dans la région de Hassi-Sguilma.

Au-dessus, dans le terme (b), les argiles illitiques de la partie supérieure ont livré des miospores et des acritarches, dont : *Tapojonites moseii* SOMMER (pl. 28, fig. 3) qui est un acritarche. *Tapojonites moseii* SOMMER est un acritarche (Tasmanée) du Tournaisien, signalé dans le bassin de Sbaâ, au Sud de l’Ougarta.

Au-dessus on a, un assemblage à miospores et acritarches ; ce sont des *Discernisporites micromanifestus* HACQUEBERD, SABRY et NEVES (pl. 28, fig. 4) et *Pterospermopsis heol* DEUNFF (pl. 28, fig. 5).

Pterospermopsis heol DEUNFF est un acritarche Famennien remanié dans les argiles du Tournaisien inférieur de la Gara Bani. Cet acritarche a été signalé dans le Dévonien de Tunisie (DEUNFF, 1966), dans le Famennien inférieur de Belgique (Stockmans &Willière, 1969 in Hana Gorka, 1974), en Pologne dans des concrétions calcaires du Famennien supérieur de Lagow (Hana Gorka, 1974).

Discernisporites micromanifestus HACQUEBARD, SABRY et NEVES, a été trouvée dans le Famennien terminal (Strunien) dans le SW du Portugal, en Grande Bretagne, en Algérie ? et en Arabie Saoudite (Clayton *et al.*, 2001). Elle été signalée sur un large intervalle de temps, allant du Dévonien supérieur au Namurien ; elle a été également trouvé en Colombie (Hernando Duenas *et al.*, 2005, p. 148). Il se trouve souvent dans du Tournaisien.

Au-dessus, l’argile rouge se poursuit sur une grande épaisseur, qui se termine par un petit banc calcaire ‘OHB2’ qui a livré de nombreux *Unispirifer* sp. indet., *Orthotetida* indet., *chonetipustula* (Legrand Blain, 2011).

Ce petit banc marque la limite supérieure du Tournaisien inférieure, par conséquent la limite supérieure de la Formation de Ouled Bou Hadid (fig. II-6, ph. 6, p. 75).

III. 3. 9 Etude biostratigraphique de la Formation des grès de Hassi – Sguilma au Nord de la vallée de la Saoura

En grande partie gréseuse, elle se termine par un banc de calcaire rougeâtre le ‘Banc de Menchikoff’ (fig. II-7, photo. 4, 5, p. 77, chapitre II), qui a livré une riche faune permettant d’attribuer à cette formation un âge Tournaisien supérieur.

Le niveau calcaire ‘HSB1’ correspond au ‘Banc de Menchikoff’, a livré des orthocères, des crinoïdes, des polypiers, *Pericyclus*, ainsi que des vertébrés qui correspondent probablement à des *Ctenacanthus* sp.

Dans ce niveau calcaire ‘HSB1’ nous avons retrouvé une grande majorité des conodontes semblables à ceux cités dans les travaux de Pareyn (1961) et Weyant (1985) (tabl. III-10), avec en plus *Scaliognathus praeanchoralis* (BRANSON & MELH). *Gnathodus pseudosemiglaber* (BISHOFF). Ce dernier permet de caractériser la limite entre le Tournaisien et le Viséen.

Nbre	Pareyn (1961)	Weyant (1986)	Randon (2011)
01	<i>Siphonodella duplicata</i>	<i>Siphonodella sulcata</i>	
02	<i>Polygnathus communis</i>	<i>Polygnathus communis</i>	
03	<i>Pseudopolygnathus</i>	<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i>	
04	<i>Prioniodina cf. barbata</i>	<i>Siphonodella crenulata</i>	
01	<i>Ozarkodina</i> sp.	<i>Polygnathus Inornatus</i>	
02		<i>Pseudopolygnathus pinnatus</i>	<i>Pseudopolygnathus pinnatus</i>
03		<i>Scaliognathus anchoralis</i>	<i>Scaliognathus anchoralis fairchildi</i>
04		<i>Doliognathus latus</i>	<i>Scaliognathus praeanchoralis</i>
05		<i>Gnathodus semi-glaber</i>	<i>Gnathodus pseudosemiglaber</i>

Tabl. III-10. Résultats sur les conodontes livrés par le ‘Banc de Menchikoff’ (détermination Randon, 2011) en comparaison avec ceux des travaux de Pareyn (1961) et Weyant (1985)

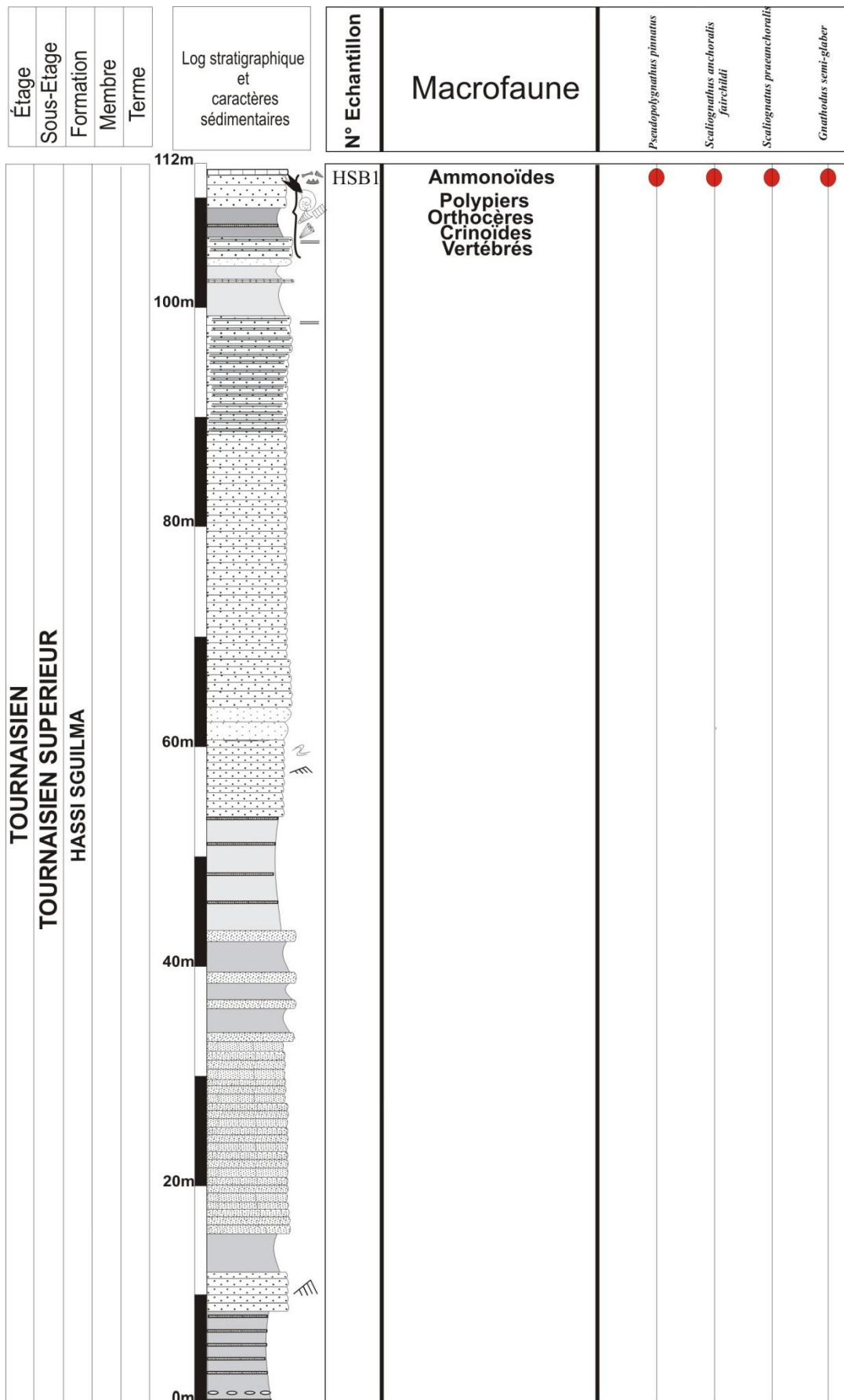


Fig. III - 8. Répartition des conodontes dans la Formation de Hassi Sguilma dans la coupe de Hassi Sguilma

III. 4. Discussion biostratigraphique

Cette étude a permis de faire de nouvelles découvertes de faunes benthiques (brachiopodes et trilobites) livrées par les assises des quatre membres de la Formation des Argiles de Marhouma, mais aussi de faune pélagique (goniatites et clyménies). On a également établi de nouveaux résultats basés sur les conodontes et les palynomorphes, provenant des dépôts de la partie supérieure du Membre 3 et du Membre 4 de la Formation des Argiles de Marhouma, de la Formation des Grès de Ouarourout et des deux formations du Tournaisien ; la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid et la Formation de Hassi-Sguilma.

Dans la Formation des Argiles de Marhouma, les assises du Membre (1), affleurent dans la Gara Diba (Station d'essence), où, l'on a retrouvé les *Manticoceras* sp., signalés par Petter (1952, 1959), plus au Sud, dans la coupe du Km 30 (Marhouma), mais également à Erg El Djemel, à Hassi-Fegaguira (Gourara), ainsi qu'à Rich Gaouz dans le Tafilalt (Maroc). Ces *Manticoceras* (tabl. III- 11) caractérisent bien le Frasnien supérieur (Frasnien I β).

Dans la coupe du km 30, les dépôts correspondant au Membre (1), avait déjà été datés Frasnien I β par Casier (1983) et Boumendjel (1997).

Le Membre (2) est daté par deux niveaux à *Evanidisinurostrum* (SARTENAER), qui lui confère un âge Famennien II β . Cet âge est confirmé par la présence d'un conodonte ; *Palmatolepis minuta subtilis* de la Zone à triangularis à trachytera, qui confirme le Fa. II.

A cette nouvelle association faunistique s'ajoutent des *Cheiloceras* signalés par Menchikoff (1930), puis par Petter (1952, 1959) (tabl. III-11). Les *Evanidisinurostrum* (SARTENAER) connus dans le Famennien inférieur du Zemoul au Maroc, sont maintenant aussi connus dans le Famennien inférieur II β , de la vallée de la Saoura.

Le Famennien II est également daté par *Sphaeridiorhynchus* sp., dans la partie inférieure du Membre (2), alors que la partie supérieure de ce membre est daté du Famennien II-III (partie supérieure de la zone II ou partie inférieure de la zone III), grâce à la présence de *Trimercephalus caecus* (GÜRICH), il s'y ajoute *Pseudoclymenia sandbergi* (GÜMBEL) et *Protornoceras planidorsatum*, signalés par Petter (1959) (tabl. III-11)

Trimercephalus caecus (GÜRICH), a été signalé par Alberti (1970) en Afrique du Nord, mais n'avait encore jamais été figuré, jusqu'à ce jour.

Leptoterorhynchus nov. sp., indique déjà le début du Famennien moyen (zones III – IV), cet âge étant plus récent que celui indiqué par *Trimeroceropus caecus* (GÜRICH)

Le Membre (3) est caractérisé par sa grande richesse macrofaunistique ; une grande partie de la faune a été livrée par d'importants affleurements à bancs de calcaires 'griottes'.

La prédominance d'*Erfoudites* sp., et de *Prionoceras* annonce la zone IV, alors que de rares *Armatites* du Famennien II-III persistent encore à Ouarourout, à Béchir et au Tamtert -Zereg. *Armatites* et *Erfoudites* sont signalés pour la première fois dans la Vallée de la Saoura.

Le Famennien IV a largement été mis en évidence dans le Membre 3, surtout au Tamtert-Zereg, où, se trouve une série d'ammonoïdes de la Zone à *Platyclymenia annulata*, constituée par des *Erfoudites* sp., des *Prionoceras* sp., des *Platyclymenia* sp., des *Platyclymenia aff. annulata*, des *Platyclymenia cf. subannulata*, et des *Sporadoceras* sp., auxquels s'associent des *Centrorhynchus* sp., *Paurogastroderhynchus presaharensis* nov. sp., *Hadyrhyncha aff. hadyensis* Halvlicek, *Leptoterorhynchus* n. sp., *Phacoiderhynchus* ainsi que des *Dianops vicarius* et des *Dianops Typhlops* (Tabl. III-11). La zone à *Platyclymenia annulata* a été reconnue par Menchikoff en 1930. Elle correspond à la zone classique à *Clymenia annulata* de l'Europe (Zone IV du Famennien). Petter (1952, 1959) l'a signalée dans la région de Ouarourout, de Hedeb Baba Haïda et de Marhouma.

Korn (2004) lui associe l'*annulata* event caractérisé par des black shales. Ces *black shales* sont signalés ici, dans le Cheffar El Ahmar, alors que dans le Tamtert-Zereg, les *black shales* sont plutôt situés au-dessus de la zone à *Platyclymenia annula*. Les observations faites à l'affleurement sur ces argiles noirâtres schistifiées, nous conduisent à admettre que la couleur sombre de ces argiles est plus probablement due à un hydrothermalisme lié à de petites failles synsédimentaires de direction ougartienne.

Les *Platyclymenia* sp., et les *Prionoceras* sp., ont également été signalés par Menchikoff (1930) et par Petter (1952, 1959) à Ouarourout et dans la coupe du 'Km 30', ainsi que dans la localité de Baba Haïda située à environ 7 km au Nord du Cheffar El Ahmar.

Les *Sporadoceras acutolaterale* (SANDBERGER) ont été trouvés dans le Famennien du bassin de l'Ahnet par J. Follot (1952) ; les *Sporadoceras bijerum* (PHILLIPS), *Sporadoceras münsteri* (VON BUCH), et *Sporadoceras orbiculare* (MÜNSTER) ont été trouvés par Petter (1952) dans le Famennien de zone IV de la coupe du 'Km 30'. En général, les *Sporadoceras* ont un large intervalle d'âge.

Les *Erfoudites* ont été trouvés dans l'Anti-Atlas (Maroc), ainsi que dans le Massif schisto-Rhenan (Allemagne), dans l'*annulata event* (Korn, 2002).

Dans la région de Béchir, on a noté un passage d'ammonoïdes de zone II-III aux ammonoïdes de zone V; une absence d'ammonoïdes du Famennien IV a été signalée, ce qui implique un hiatus de dépôts à ammonoïdes de Famennien IV.

Ailleurs, *Phacoiderhynchus* confère un âge Famennien IIIB-IVB, au Tamtert-Zereg, il est associé aux ammonoïdes du Famennien IV et à celles de la limite entre Famennien IV et Famennien V.

Hadyrhyncha hadyensis (HAVLICEK) est connu dans le Famennien supérieur du Maroc méridional (Vallée du Dra, Maider, Tafilalt, Zemoul).

Centrorhynchus a une large distribution mondiale. Il est connu dans le Famennien moyen, supérieur et terminal, (dans le "Strunien" d'Etroeungt dans l'Avesnois, France), en Europe Occidentale, Pamir, Iran, Afghanistan, Transcaucase, Australie, Amérique du Nord. Mais certaines attributions à ce genre en Turquie, Chine, et ex-union soviétique, ont besoin d'être confirmées. Sa présence dans le Maroc méridional et sur la frontière Algéro-Marocaine, dans le Famennien terminal (Strunien ?) a besoin aussi d'être confirmée (Brice *et al.* 2005).

Centrorhynchus litiensis (SARTENAER) a été signalé dans le Famennien supérieur voire terminal de la Formation de Mecheri du sous bassin de l'Iguidi. Cette Formation comporte le célèbre gisement de Fer de Mecheri Abdelaziz (flanc sud du bassin de Tindouf) (Gouvernec, Bitam et Robardet, 1997).

Dans la coupe MAO (Mecheri Abdelaziz Ouest), on note que les niveaux sous-jacents au minerai de fer, contiennent *Centrorhynchus litiensis* (SARTENAER). Le minerai de fer lui-même (MAO5) a livré aussi des *Centrorhynchus litiensis*.

Centrorhynchus litiensis est connu en Belgique, dans le Nord de la France, en Espagne et au Maroc, dans le Famennien (Drot, 1964; Sartenaer, 1972, 1975; Weyant *et al.*, 1972, 1975; Weyant *et al.*, 1988).

Dans le gisement de Mecheri Abdelaziz, a été trouvé *Paurogastroderhynchus* sp., (Guerrak, 1984, p. 55 – 56) qui indique un âge Famennien supérieur à terminal. Il a été signalé à Timimoun (Sartenaer, 1975) et au Maroc, dans l'Anti-Atlas Occidental, dans la coupe de Kheneg Lakahal où l'espèce est abondante.

Phacoiderhynchus, *Leptoterhynchus*, *Hadyrhyncha aff. hadyensis* (HAVLICEK), *Centrorhynchus* sp., sont cités pour la première fois en Algérie (Ougarta) dans la Formation des Argiles de Marhouma, dans le Famennien moyen voire le Famennien supérieur basal.

Dans la partie supérieure du Membre 3, une association d'ammonoïdes de la partie inférieure du Famennien supérieur (limite entre Zone IV et Zone V), se forme par l'association de *Protactoclymenia* sp., et *Procymaclymenia* sp., *Mimitoceras* sp., *Medioclymenia* sp., aux ammonoïdes de Famennien IV. Les *Procymaclymenia* sp., sont citées pour la première fois dans la vallée de la Saoura.

A Béchir le Famennien V apparaît nettement, avec *Cymaclymenia* sp., *Kosmoclymeniinae indet.*, et ne sont pas associées à des ammonoïdes appartenant à d'autres zones. Elles s'ajoutent à *Gonioclymenia subcarinata*, *Cymaclymenia striata* MST., *Widekindoceras cucullatum* V. BUCH., *Oxyclymenia* (tabl. III-11). Le Famennien V a été dénommée Zone à *Gonioclymenia*, par Menchikoff (1930) et Petter (1952, 1959), actuellement, il est appelé zone à *cymaclymenia*.

Biloclymenia sp., *Kosmoclymeniinae indet.*, *Mimitoceras* sp., et *Medioclymenia* sp., sont signalés pour la première fois dans la vallée de la Saoura.

Au Tamtert-Zereg, dans la partie supérieure du Membre (3) aux ammonoïdes de Famennien IV/V et de Famennien V s'associe *Novaplatirostrum* sp., connu dans le UD-VI dans le Late Famennien en Sauerland et en Thuringia.

Le passage Famennien supérieur à Famennien terminal est également prouvé par la présence des conodontes de la zone à *expensa* supérieure.

Le Membre 4 est t'il du Famennien V ou Famennien VI ? à Ouarourout, il est probablement du Famennien V dans sa partie inférieure, où a été prélevée *Pugnaria* sp., qui donne un âge probable de Famennien V. D'autres espèces appartenant au genre *Pugnaria* donnent un âge allant du Famennien III-IV voire Famennien VI. Dans sa partie supérieure, il est du Famennien VI ; cet âge lui est conféré par la présence de *Spelaeotriletes lepidophytus* KEDO (tabl. III-3, p. 130). Ce Membre est entièrement de Famennien V à Béchir, âge prouvé par les clyménies de Famennien V.

Au Tamtert-Zereg, il est entièrement de Famennien VI ; âge prouvé par les palynomorphes. Dans la Vallée de la Saoura, la présence des palynormes signalés dans cette étude font aussi objet d'une nouvelle découverte.

ETAGE	ZONES	OUGARTA (Petter, 1959)	Gon. & Cly.	Rhynchoneliidea	Trilobites
FAMENNIEN	VI	<i>Woklumeria</i>	Débris de Zone VI = début de zone VI		
	V-VI				<i>Phacops sl + Dianops Dianops limbatus</i>
	V	<i>Gonioclymenia subcarinata Cymaclymenia striata MST. Widekindoceras cucullatum V. BUCH. Oxyclymenia</i>	<i>Bolioclymenia sp. Gonioclymenia sp. Kosmoclymeniinae indet. Cymaclymenia sp. Mimitoceras sp. Medioclymenia</i>		
	IV-V		<i>Procymaclymenia sp. Erfoudites sp. Prionoceras sp. Platyclymenia sp. Sporadoceras sp. Platyclymenia aff annulata Platyclymenia cf subannulata Cyrtoclymenia sp.</i>	<ul style="list-style-type: none"> • <i>Novatiplanirostrum</i> • <i>Centrorhynchus sp.</i> <i>Paurogastroderhynchus presaharensis nov. sp</i> • <i>Hadyrhyncha aff. hadyensis</i> 	
	IV	<i>Platyclymenia annulata Prionoceras frechi</i>			<i>Typhlops et Vicarius Phacops sensu lato n. sp. B</i>
	III-IV			<i>Leptoterorhynchus n. sp.</i>	<i>Phacops sensu lato n. sp. A</i>
	III	<i>Sporadoceras pseudosphaericum Sporadoceras biferum PHILL Pseudoclymenia planidorsata</i>			
	II-III		<i>Armatites</i>		<i>T. Trifoliops T. Caecus</i>
	II	<i>Cheiloceras Protornoceras planidorsatum Dimeroceras</i>			<i>Evanidisinurostrum Saouraensis</i>
				<i>Sphaeridiorhynchus sp.</i>	
FRASNIEN	IB	<i>Manticoceras Beloceras Critikes Probleoceras Eobleoceras</i>	<i>Manticoceras sp.</i>		<i>Cryphoïdes</i>

Tableau III-11. Comparaison entre datations de Petter (1959) et les datations déterminées dans la Formation des Argiles de Marhouma.

J'ai décelé la limite du Dévonien-Carbonifère à environ 10m au-dessous du niveau de Conrad, dans le niveau d'argile illitique silteuse OU1/19 (fig. II – 5, ch. II, p. 71), qui a livré *Vallatisporites pusillites* (KEDO) DOLBY et NEVY), ainsi que les acritarches *Umbellasphaeridium sp.*, et *Umbellasphaeridium saharicum* (JARDINE).

Cet assemblage est d'âge Famennien terminal. *Vallatisporites pusillites* est un taxon indicateur de la limite du Dévonien-Carbonifère.

Des palynormes qui définissent le stratotype auxiliaire de la limite Dévonien –Carbonifère, ont été retrouvés, *Vallatisporites cf vallatus*, *Retusotriletes incohatus* ont été retrouvés dans le Membre 4 de la Formation des Argiles Marhouma, ce qui est trop précoce relativement aux résultats trouvés à Ouarourout.

Dans le bassin de Timimoun, c'est dans la masse des Grès inférieurs de Kahla qu'a été déterminée la limite Dévonien-Carbonifère.

Le niveau Conrad 'NC' est souligné à sa base par un niveau à enduit ferrugineux. Le 'NC' comporte un mélange de conodontes du Devonien-Tournaisien. Quelques uns appartiennent à la zone à *expensa* ; ce sont : *Bispathodus aculeatus*, trouvé dans le Membre (3) de la coupe du Tamtert- Zereg (tabl. III-6, F. des Argiles de Marhouma, Mbre 3, t (c), Ze2/9, p. 138) et *Bispathodus Stabilis*. D'autres sont *Polygnathus communis communis*, *Polygnathus communis carina* à large extension, par conséquent, ce sont de mauvais dateurs.

La base du Tournaisien inférieur est prouvée par la présence des *Gattendorfia*, trouvés dans les argiles claires de la base de la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid.

* La Formation de Hassi-Sguilma est bien daté Tournaisien supérieur, âge prouvé par la présence des *Spiriferida* contenus dans le calcaire intermédiaire entre la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid et la Formation des Grès de Hassi-Sguilma, ainsi que les conodontes livrés par le 'Banc de Menchikoff' qui surement appartiennent à la partie terminale du Tournaisien supérieur (tabl. III-10).

CONCLUSION

La Formation des Argiles de Marhouma contient des espèces qui indiquent des âges allant du Frasnien pro-part au Famennien terminal (fig. III-9). Ces âges se succèdent dans l'ordre suivant :

Les assises du Membre 1 sont datées Frasnien pro-part.

Les assises du Membre 2 appartiennent au Famennien basal et passent au Famennien IIB voire au Famennien III, notamment à Gara Diba et Cheffar El Ahmar.

Le Famennien II-III s'étend jusqu'aux assises du Membre 3 à Ouarourout au Nord, et à Tamtert-Zereg au Sud.

Une grande partie des assises du Membre (3) sont datées du Famennien IV, sauf à Béchir où cette datation est totalement absente. Cette absence peut s'expliquer soit par un hiatus.

De Ouarourout à Idhir, la limite supérieure du Membre (3) est généralement datée limite entre le Famennien IV et le Famennien V, mise à part à Béchir où, elle est datée Famennien V.

Au Tamtert-Zereg, il y a une ambiguïté dans la datation de cette limite, qui est limite Famennien IV-V par l'assemblage d'ammonoïdes et elle peut être Famennien V-VI par la présence de trilobites (*Dianops limbatus*), ainsi que par les conodontes. Il y a peut être une condensation du Famennien V.

Les assises du Membre 4 sont datées Famennien V voire Famennien VI à Ouarourout; elles appartiennent en totalité au Famennien V à Béchir, et totalement au Famennien VI à Tamtert-Zereg.

Le Tamtert – Zereg est un dépôcentre, où les dépôts puissants du Membre 4, sont à datation relativement plus récente.

Des palynomorphes connus généralement à la limite du Dévonien-Tournaisien, sont présents dans le Membre (4) de la coupe du Tamtert-Zereg (tabl. III-8, p. 144), à environ 200m sous la limite supérieure de la Formation des Grès de Ouarourout, alors qu'à Ouarourout cette limite déterminée par les palynomorphes se trouve dans le dernier terme (e) de la Formation des Grès de Ouarourout.

La Formation des Grès de Ouarourout, appartient en totalité au Famennien VI. La limite Devonien-Carbonifère débute avant le niveau 'NC'.

La Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid débute par les argiles claires à *Gattendorfia*.

La Formation de Hassi-Sguilma débute par le niveau à Productidae et se termine par le 'Banc de Menchikoff', riche en conodontes de la zone à *Siphonodella crenulata* (COOPER), la zone à *Scaliognathus anchoralis* (BRANSON et MEHL) et *Gnathodus pseudosemiglaber* (THOMPSON & MEHL) qui débute au Tournaisien supérieur et se prolonge jusqu'au début du Viséen ce qui marque la limite supérieure du Tournaisien.

CHAPITRE IV

ETUDE ENVIRONNEMENTALE ET STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

IV.1 INTRODUCTION

L'analyse séquentielle est la base des études sédimentologiques. Elle a ses principes, ses lois et ses variantes comme toutes disciplines scientifiques (Kazi-Tani, 1986).

L'objectif de l'analyse séquentielle est la reconstitution des cortèges sédimentaires régie par des facteurs de contrôle comme l'eustatisme et la subsidence.

Les variations rapides du niveau marin sont interprétées comme étant la cause principale du déplacement cyclique des corps sédimentaires du bassin vers ses marges par conséquent celles des discontinuités qui les limitent.

IV. 2 QUELQUES RAPPELS SUR LES PALEOMILIEUX

Le milieu de dépôt est la résultante d'un ensemble de conditions biologiques, physicochimiques et topographiques, qui se sont perpétuées durant un certain temps, pendant lequel s'est effectué le milieu de dépôt de sédimentation dans une aire déterminée (Elf Aquitaine, 1977). En général, le dépôt des corps se fait dans l'un des trois grands domaines cités (fig. IV-1) :

. Le domaine continental ou *backshore*

. Le domaine côtier ou *Nearshore*

. Le domaine marin englobe le *shoreface*, l'*offshore* (supérieur à inférieur), le talus (proximal et distal), et le bassin.

- **Le domaine continental** ou *backshore*

Il est hors de l'influence marine, avec une faune et une flore non-marine. Il est caractérisé par des dépôts lacustres ou de marécage, des dunes non calcaires, des chenaux fluviaux.

- **Le domaine côtier** ou *Nearshore* (moins de 50m)

C'est le domaine de transition entre le domaine marin et le domaine continental. C'est un domaine conditionné par le niveau de la mer. Il est appelé aussi, zone de battements des marais avec indicateurs d'émersions, les *flaser – bedding* sont abondants.

L'influence de la mer se manifeste par la présence des particules formées en domaine marin (bioclastes, oolithes etc...). Ce domaine est doté d'une énergie basse à haute.

Les fossiles sont surtout benthiques.

Les dépôts sont carbonatés et parfois silicoclastiques.

Les détritiques sont des particules moyennes à grossières, avec un granoclassement arrondi.

Existence de structure parallèles à entrecroisées et ‘*fore set*’.

Une énergie élevée due à l’influence directe des vagues ou des courants et aussi du vent.

Les calcaires sont à bioclats, leur texture est grainstone, boundstone, coralligène, calcaire gréseux et grès.

Les indicateurs d’émersion, bulles d’air, fentes de dessiccation, stromatolithes

Les dépôts de plage, *stormbeach*.

Les grès sont de type chenal, de type barrière ou des grès à couches étendues, tous formés sous l’influence des vagues ou des courants sous – marins.

Les dépôts de cette zone sont caractérisés par une faune pélagique, peu fréquente et une faune benthique de toute taille et différente que celle de la zone euphotique.

- Le domaine marin

Il est localisé hors de l’influence directe du continent. Il est constitué du milieu de la plate-forme (*shoreface* et *offshore*) et du milieu bassin. Les deux milieux sont séparés par le talus.

. Le *shoreface* est caractérisé par une pente régionale faible, dont la bathymétrie peut varier entre 50m et 200m.

. L’*offshore* supérieur et *offshore* inférieur

La bathymétrie de l’*offshore* peut être de 200m et même plus. Dans cette partie de la plate-forme, il n’y a pas d’indicateurs d’émersion. Les calcaires souvent bien lités, parfois noduleux, dont l’épaisseur est décimétrique, des argiles gris foncé, localement silteuses.

Les particules sont mal classées et fines, la bioturbation est importante pour cela la stratification horizontale millimétrique est peu fréquente.

Les textures sont *mudstone* à *wackstone* en général, parfois *boundstone* algaire, *packstone* à pellets. Les argiles sont pures ou silteuses et les grès sont fins et argileux.

Localement prédominance de la faune pélagique et ‘benthique profond’ de toutes tailles et non brisées.

Présence de matière organique ou pyritisation

Parfois présence de plancton

Energie basse ou moyenne.

. Le talus

Le talus peut avoir une profondeur qui peut dépasser les 300m. Il est divisé en talus proximal et talus distal.

Dans le talus, les grès sont souvent de type "turbidites", ce sont des sédiments alloctones transportés sous l'influence de la gravité où par des courants sous-marins, les stratifications sont confuses, Il y a des remaniements de type turbidites. On a des laminations parallèles et des structures en flamme, les *fluts-casts* sont des figures de canyons sous marins.

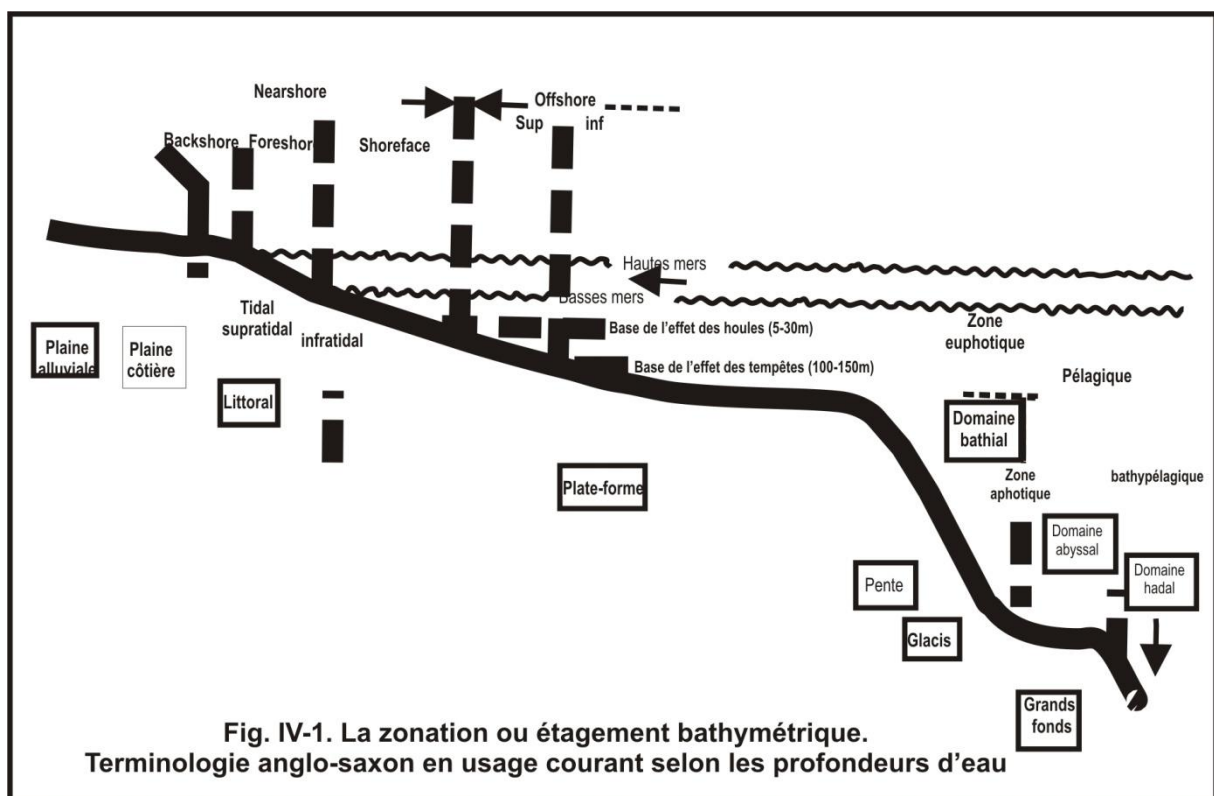
Le calcaire est noduleux dans la zone de talus. La texture est mudstone à grainstone.

Energie basse à moyenne.

Foraminifères pélagiques, céphalopodes

. Le domaine océanique profond

C'est une zone à bathymétrie importante dépassant parfois les 4000m. Il est caractérisé par les plaines abyssales. Les faciès sont des calcaires fins lités et des marnes varvées. Les argiles sont azoïques et se déposent sous la LCC (CCD). Les radiolarites peuvent être trouvées sous la L. C. C.



IV.3 RAPPELS SUR L'ANALYSE SEQUENTIELLE ENVIRONNEMENTALE

Dans les séries sédimentaires, la succession de termes lithologiques caractérise l'évolution des milieux de dépôt ; cette évolution verticale ou horizontale, présente des coupures "naturelles", ce qui définit une séquence et ses limites. Cette entité est

individualisée par son contenu (lithologique, aspects particuliers ou autres critères géologiques), ses limites et le sens de ses variations (Elf Aquitaine, 1977, p. 31).

IV. 4 METHODOLOGIE DE L'ANALYSE SEQUENTIELLE CLASSIQUE

Après le levé des unités lithologiques et l'étude biostratigraphique des formations allant du Frasnien p.p jusqu'à la fin du Tournaisien, on étudie la succession verticale suivant l'arrangement des faciès ; on procède à un inventaire des différentes discontinuités et on détermine les milieux de dépôts.

Grâce aux analyses évoquées ci-dessus, on effectue un découpage de séquences d'environnement. Ces dernières sont généralement présentées dans le contexte classique de morphologie de marge comportant un domaine de plate-forme, un talus et un bassin océanique (READ, 1985).

IV. 5 Concepts et définitions de la stratiséquentielle

La stratigraphie séquentielle a été développée à partir des méthodes sismiques et des concepts du modèle d'EXXON (Vail *et al.*, 1987, Haq *et al.*, 1987, Posamentier *et al.*, 1988, Von Wagoner *et al.* 1988).

Le principe de base est que les séries sédimentaires s'organisent en une succession logique d'unités de dépôts isochrones contrôlées par les fluctuations du niveau relatif de l'océan.

Ces variations du niveau relatif de l'océan sont commandées par la variation absolue du niveau moyen des mers qui est l'eustatisme et les déformations crustales qui dépendent de la tectonique (subsidence et soulèvement).

Les variations eustatiques et tectoniques peuvent accroître ou diminuer l'espace réellement disponible, c'est-à-dire l'espace ouvert (théoriquement) à la sédimentation.

L'accommodation représente l'espace disponible (fig. IV-2) à tout instant en un lieu donné, pour l'accumulation des sédiments (Jervey, 1988 *in* Biju Duval 1999)

Lorsque le niveau eustatique monte, la vitesse de changement relatif du niveau marin croît simultanément fournissant progressivement l'espace disponible pour les sédiments.

Lorsque le niveau eustatique baisse, la vitesse de changement relatif du niveau marin décroît, réduisant progressivement l'espace disponible pour les sédiments.

Cet espace devient négatif provoquant l'émersion, lorsque la vitesse de chute est plus rapide que la vitesse de subsidence. Les discontinuités (limites de séquences) sont générées par la baisse du niveau marin et se produisent au point d'inflexion de la courbe eustatique.

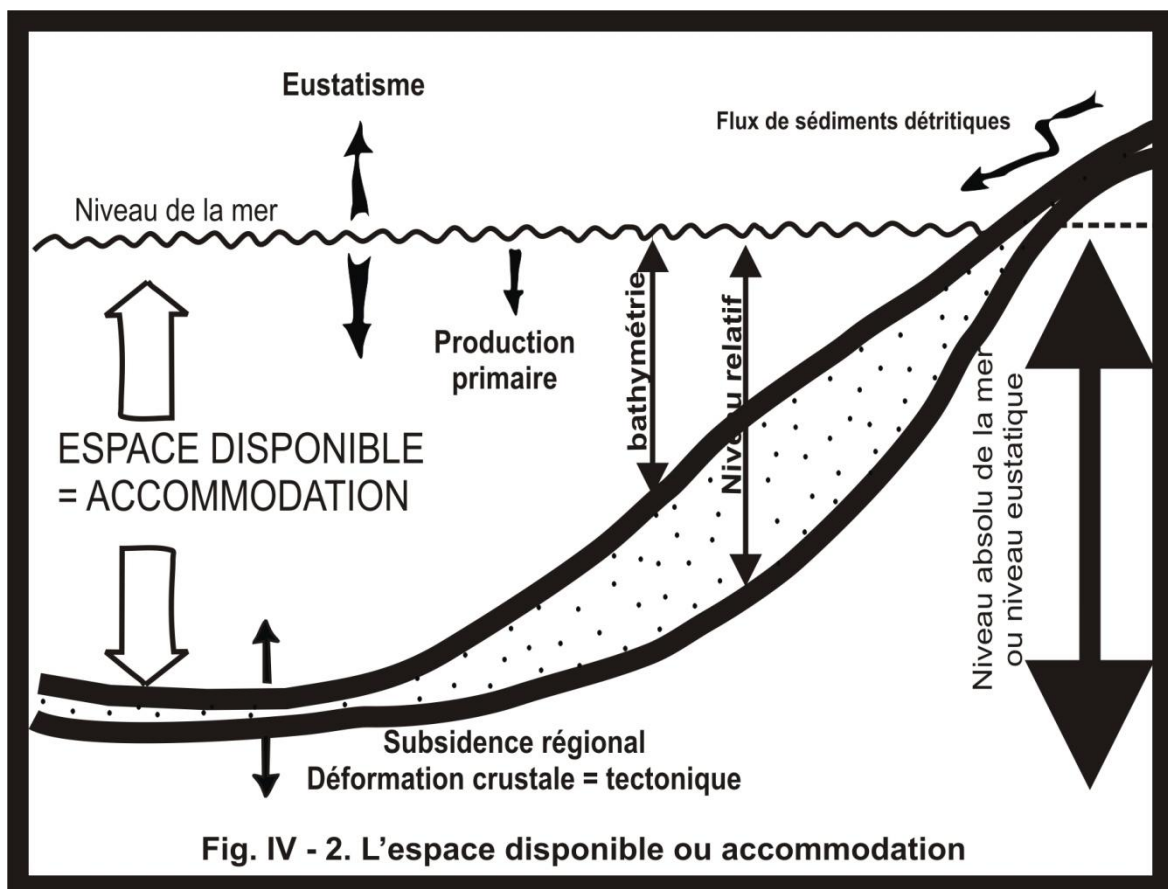
C'est avec la remontée du niveau marin que les sédiments commencent à migrer vers le continent (*to onlap*), sur la surface de discontinuité précédemment établie. Vers la fin du maximum de montée du niveau eustatique se développent du côté bassin, des hiatus ou des intervalles à sédimentation condensée, pendant que les sédiments sont de plus en plus piégés sur le continent.

Du bassin vers ses marges, la dynamique de mise en place des dépôts et leurs géométrie est aussi fonction du rapport ; taux d'accommodation / flux de sédiments.

. Les sédiments s'installent en progradation, si le flux de sédiment est supérieur au taux d'accommodation, par conséquent leur migration se fait vers le bassin (*to downlap*).

. Les sédiments sont en aggradation, si le flux de sédiments est approximativement égal au taux d'accommodation. La position des sédiments est en équilibre à chaque instant dans le bassin et les sédiments s'installent verticalement.

. Les sédiments sont en rétrogradation, si le flux de sédiments est nettement inférieur au taux d'accommodation, par conséquent les sédiments migrent vers le continent (*to onlap*).



Pour l'école d'EXXON, la limite la plus facile à reconnaître en stratigraphie sismique est la discontinuité (*unconformity*).

La stratigraphie séquentielle fondée sur la stratigraphie sismique, est actuellement, utilisée sur les données de terrain et de subsurface.

Elle a pour unité fondamentale la séquence de dépôt du troisième ordre qui correspond à l'enregistrement sédimentaire d'un cycle de troisième ordre dont la durée varie entre 1 à 10MA. Haq et al (1988) et Vail et *al.*, (1977) pensent que ces cycles sont liés aux glaciations et aux déglaciations.

. Cette séquence est une unité à trois dimensions, composée de paraséquences et de cortèges sédimentaires (*systems tracts*), créés par les variations de l'espace disponible pour l'accumulation des sédiments sur la plate-forme. Elle est limitée à sa base et à son sommet par des discordances stratigraphiques correspondant à la baisse du niveau marin. Cette séquence est constituée de trois types fondamentaux de cortèges (fig. IV-3), dont les caractéristiques faciologiques varient de la plate-forme au bassin (Posamentier et Vail, 1988 in Biju Duval, 1999).

Chaque cortège est formé par un empilement de para-séquences qui sont les plus petits motifs stratigraphique répétitif (Van Wagoner et al.1988) appelés aussi séquences génétiques (Guillocheau ,1991). Une paraséquence est une succession de dépôts génétiquement liés, délimités par des surfaces d'inondations marines, ou par des surfaces de concordances équivalentes (Van Wagoner *et al.*, 1985, 1990 ; Mitchum et Van Wagoner, 1990 in Akkouche 2007).

Ces cortèges de dépôt sont :

- Le **Cortège de bas niveau marin** (*Lowstand system tract*) (cônes turbiditiques de bassin et de talus, prisme de bas niveau), déposé au-delà de la plate-forme côtière et dans le bassin, lorsque le niveau marin baisse au-dessous de la rupture de pente côtière de la séquence précédente et où existent le rebord et le talus hérité. La baisse du niveau marin est plus rapide que la subsidence en bordure de la plate-forme. Il se caractérise par une épaisseur importante de sédiments détritiques ; turbidites profondes mise en place par des processus de haute énergie (écoulements gravitaires) et une vitesse de sédimentation très rapide.

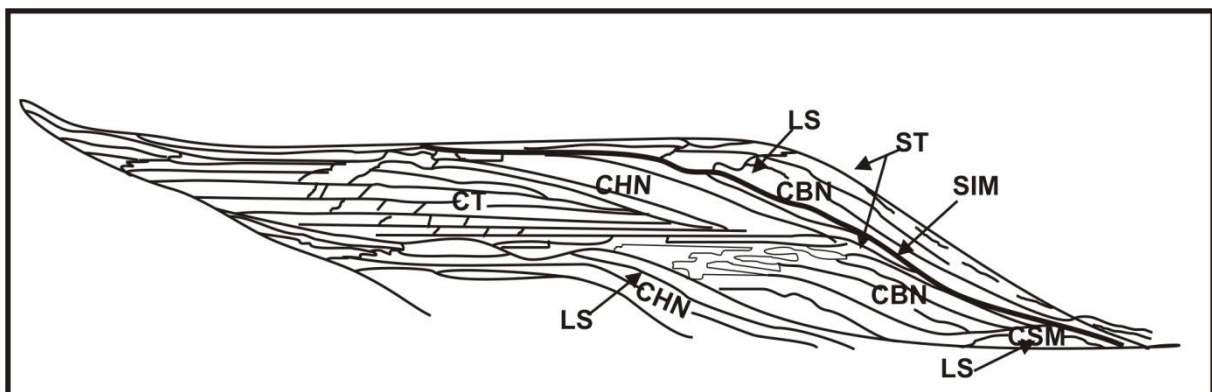
- Le **Cortège de bordure de plate-forme** (*shelf margin system tract*). Différents types de dépôts agradants et progradants vers le large, ont été distingués. Ces dépôts constituent le prisme de bordure de plate-forme, formé lorsque la chute du niveau marin n'amène à l'émersion qu'une partie de la plate-forme. L'organisation des paraséquences de ce cortège est strato et granocroissante

Ce cortège est enregistré lorsque la séquence de troisième ordre est de second type, alors que le cortège de bas niveau est enregistré lorsque cette séquence est de premier type.

- **Le cortège transgressif** (*transgressive system tract*), se développe lors de la remontée du niveau marin, en dispositif de rétrogradation sur la plate-forme et d'aggradation dans le bassin. Sa limite inférieure indique le début d'un approfondissement des milieux de dépôt (première surface d'inondation) et forme dans les zones littorales, un biseau d'aggradation côtière. Sa limite supérieure correspond à une surface condensée, qui correspond à une surface d'inondation maximale (SIM). Cette surface marque le changement de la disposition des paraséquences rétrogradantes vers des paraséquences progradantes.

- **Le cortège de haut niveau marin** ou *highstand system tract* appelé encore prisme de haut niveau (P. H. N). Il est situé dans la partie supérieure de la séquence. Il débute par des paraséquences aggradantes et se termine par des paraséquences progradantes. Il correspond à tous les dépôts de la phase de haut niveau jusqu'au début de la chute. Il est sédimenté sur l'ensemble de la plate-forme et dans le bassin. Les paraséquences sont stratodécroissantes.

Sa limite inférieure est la surface d'inondation maximale (*maximum flooding surface*), qui est un maximum de remontée du niveau relatif de la mer. La surface d'inondation maximale est signalée dans la configuration géométrique des dépôts littoraux par une surface basale de progradation.



CSM: cône sous-marin, CBN: cortège de bas niveau, CHN: cortège de haut niveau
SIM: surface d'inondation maximale, TS: limite de séquence, ST: surface transgressive
CT: cortège transgressif

Fig. IV - 3: Profil stratigraphique représentant les différents cortèges sédimentaires et discontinuités (Vail et al., 1984)

Entre le cortège de haut niveau marin et de bas niveau marin de la séquence suivante peuvent être préservés, au cours de la baisse progressive du niveau marin et dans la mesure où se produit l'oscillation de haute fréquence du niveau marin, des paraséquences de retrait dont l'ensemble constitue un cortège de régression forcée.

A l'échelle des temps géologiques, des cycles de plusieurs dizaines de millions d'années ont été observés. Cependant, les cycles périodiques plus courts existent, comme ceux de Milankovitch.

Selon EXXON, six ordres de cycles ont été répertoriés :

Premier ordre ; 400 et 200 Ma

Second ordre ; 10 à 100 Ma

Troisième ordre ; 1 à 10 Ma

Quatrième ordre ; 0,08 à 0,03 Ma

Cinquième ordre ; 0,01 à 0,003Ma

- La stratigraphie génétique de haute résolution

La stratigraphie génétique a pour objet l'identification de petites unités stratigraphiques à limites isochrones. Ces unités rarement visibles en sismique conventionnelle, sont définies par l'étude des faciès sédimentaires sur le terrain ou à partir des diagraphies.

Les **unités génétiques** sont considérées comme les **"briques" élémentaires** de la stratigraphie (Cross, 1988 ; Homewood *et al.*, 1992 in Biju-Duval (1999)). Alors que la stratigraphie séquentielle s'applique plutôt à des ensembles sédimentaires de quelques millions d'années (échelle des étages géologiques), voire de centaines de milliers d'années et à l'échelle de tout le bassin, ici, on rentre dans des séquences plus courtes de quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années, plus particulièrement étudiées lors de la description de gisements pétroliers. L'unité élémentaire est appelée unité génétique (fig. IV-4), elle est une séquence de haute résolution ou paraséquence.

Le contrôle allocyclique (eustatisme, tectonique et apports sédimentaires) à haute fréquence est privilégié en oscillations forcées sur les processus autocycliques (oscillations périodiques de courant de marée, migrations latérale des chenaux fluviatiles) qui constituent le mécanisme élémentaire de sédimentation pour expliquer ces cycles ou unités génétiques. La plupart des modèles invoquent les phénomènes naturels qui représentent les variations des paramètres orbitaux de la Terre, ou cycles de Milankovitch, dont les périodes s'échelonnent de 20Ka à 400ka, qui correspond à la durée des unités génétiques.

La succession des cycles conduit à l'édification d'empilement d'unités génétiques (*stacking pattern ou stratal pattern*). L'interprétation des processus physiques responsables de l'individualisation des unités varie : fluctuations eustatiques à haute fréquence, effet climatique direct, glacio-eustatique, etc. Quoiqu'il en soit, les séquences élémentaires

enregistrent des variations globales, isochrones, stratigraphiques. L'enregistrement des variations sera d'autant meilleur que la subsidence est accentuée et les apports sédimentaires suffisants (Biju-Duval, 1999, p. 470).

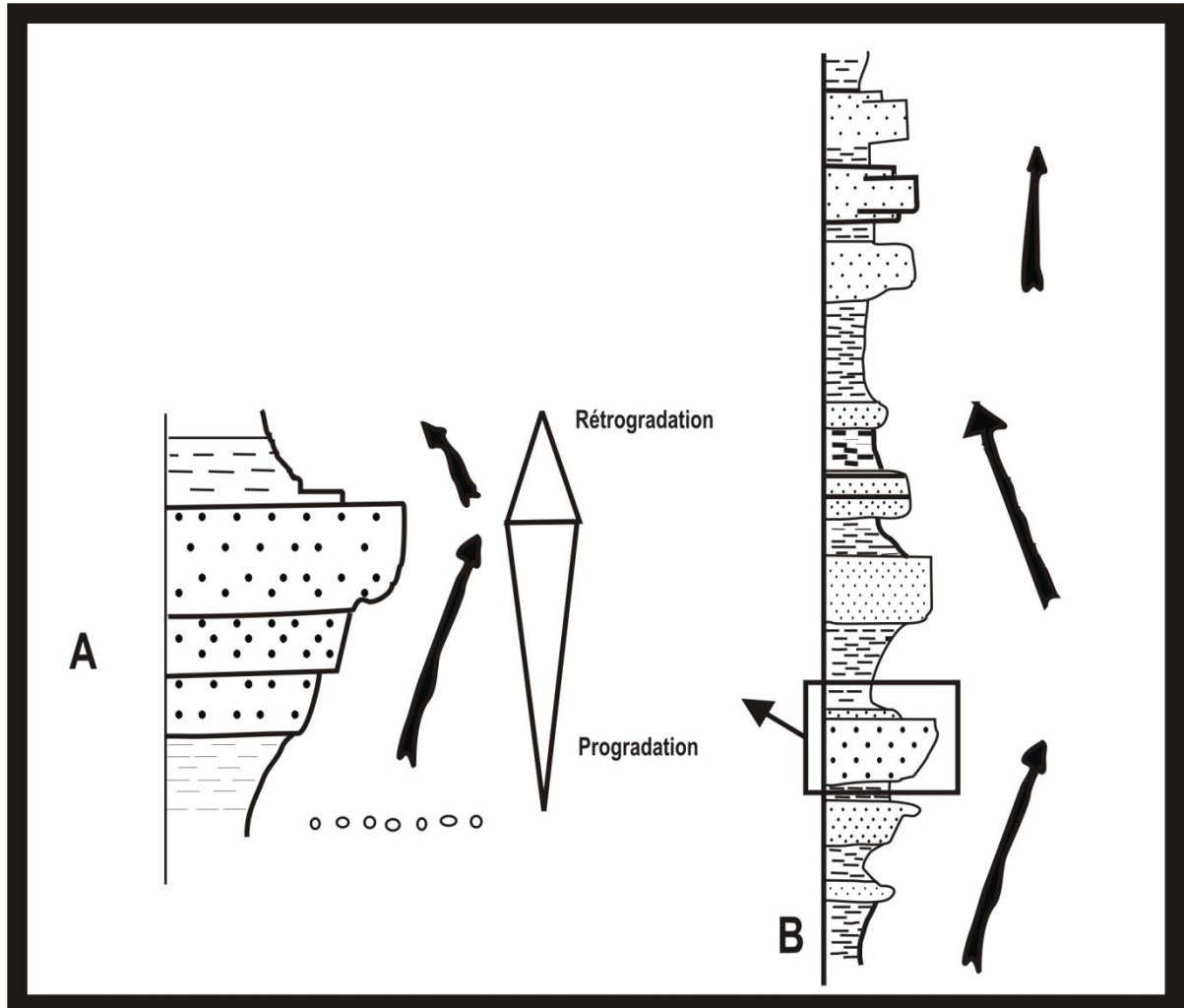


Fig. IV- 4. Unité génétique de dépôt: motif élémentaire le plus petit d'une succession logique des dépôts dans un environnement variable. (daprès B. Biju Duval, 1999)

A- L'unité génétique élémentaire.

B. Empilement de plusieurs unités génétiques (*stacking pattern*)

Les limites (arbitraires) des unités génétiques, différent de celles utilisées en stratigraphie séquentielle. Dans le cas des unités génétiques, c'est la surface d'inondation maximale qui sert de repère stratigraphique. C'est une ligne temps remarquable. L'unité génétique est définie entre deux surfaces d'inondation successives (fig. IV-5). Contrairement à la stratigraphie séquentielle, les notions des cortèges de haut ou bas niveau ne sont pas définies par rapport à la bordure de la plate-forme continentale. Ce sont des critères sédimentologiques et non la géométrie du profil bathymétrique qui importent (encore que par exemple le

référentiel du cortège de dépôt puisse être le profil de la plate-forme elle-même avec ses ruptures d'énergie). L'essentiel du domaine d'application des unités génétiques reste le plateau continental et la transition de la plaine côtière. La stratigraphie génétique nécessite donc une définition rigoureuse des faciès et des environnements de dépôt (Biju. Duval, 1999, p. 473).

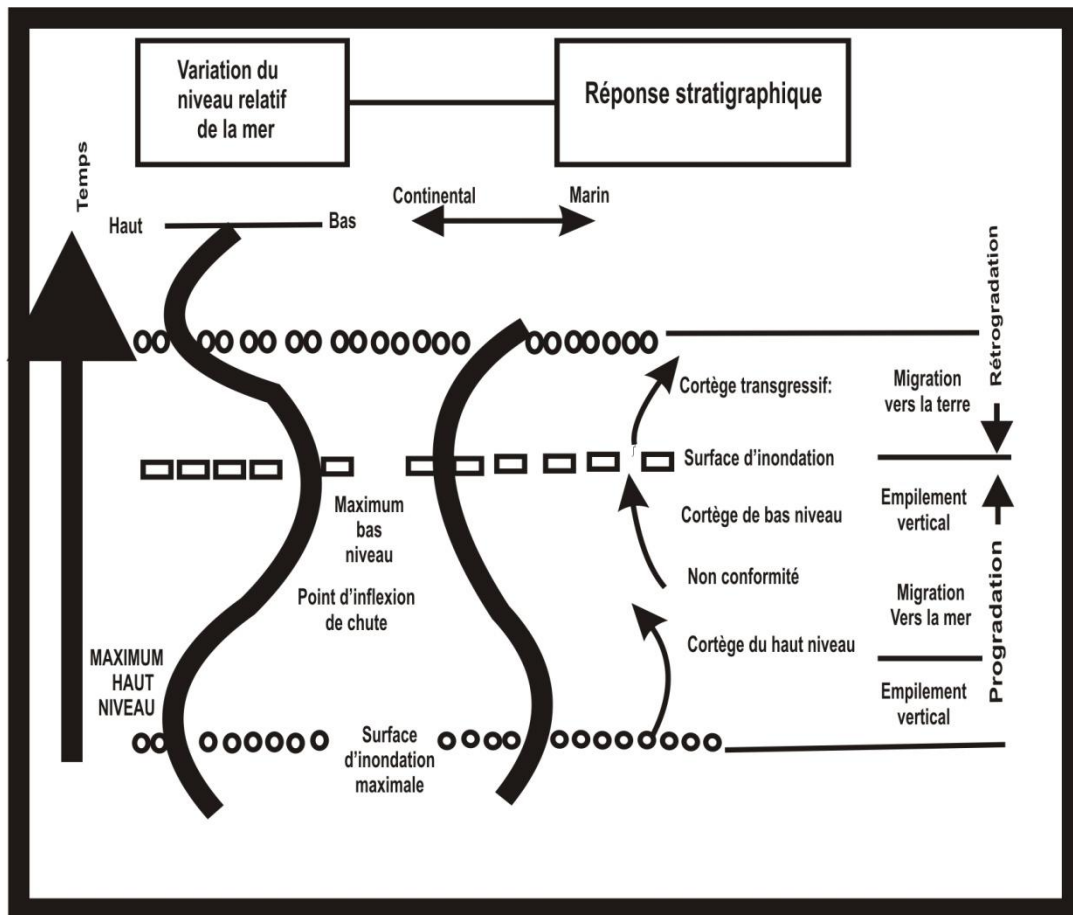


Fig. IV-5. Limite des unités génétiques: réponse stratigraphique à la variation du niveau relatif de la mer (d'après Homewood et al., 1992)

IV. 6 METHODOLOGIE DE L'ANALYSE SEQUENTIELLE

Une détermination des séquences d'environnement appelées également séquences paysage est élaborée en fonction de la terminologie anglo-saxonne, dont la subdivision de la plate-forme s'étend du *shoreface* au talus distal (fig. IV-1, p. 170).

Ces milieux m'ont permis d'adopter le découpage de stratigraphie séquentielle du troisième ordre dans le modèle d'Exxon, afin de circonscrire les cortèges qui progradent ou rétrogradent dans l'aire du bassin. Rétrogradation et progradation sont soumises à des fluctuations du

niveau relatif des océans, à une tectonique donnant subsidence ou upsidence avec 'uplifts' et au taux d'apports sédimentaires.

L'ensemble des facteurs cités, donne l'accommodation d'un espace disponible où s'organisent des séquences de cycle 3, au cours de l'histoire du bassin, depuis le Frasnien pro-part jusqu'au Tournaisien supérieur. Cependant, le modèle d'Exxon a fait ces preuves surtout pour les dépôts silico-clastiques.

La charte stratigraphique internationale (2009), donne une périodicité du Frasnien qui s'étend sur un intervalle d'âge: 385,3 (+/-) 2,6MA jusqu'à 374,2 (+/-) 2,6MA, donc ce sous-étage peut comprendre jusqu'à 13,6 MA

Le Famennien est un étage ayant pour intervalle d'âge est de 374,5 (+/-) 2,6MA à 359,2 (+/-) 2,5MA, ce qui donne une périodicité d'environ 15,3MA.

Le Tournaisien est un étage dont l'intervalle d'âge est 359,2 (+/-) 2,5MA jusqu'à 345,3 (+/-) 2,1MA, donc le Tournaisien a pu durer 16,4MA.

La périodicité qui s'étend du Frasnien pro-part au Tournaisien supérieur, fait partie des variations du niveau marin du cycle de troisième ordre.

IV. 7 Déterminations de paléomilieux et découpage stratiséquentiel.

Ce découpage séquentiel a pour objectif en premier lieu d'individualiser l'emboîtement de paraséquences en fonction de la lithologie et de la biostratigraphie, organisé en séquences paysages et en fonction de la sédimentologie et de la profondeur, et en second lieu de circonscrire latéralement l'enregistrement de cortèges sédimentaires. La corrélation de ces derniers aboutit à une imbrication de séquences de troisième ordre du modèle d'Exxon.

IV.7.1 Formation des Argiles de Marhouma

IV.7.1.1 Dans la coupe de la Gara Diba (fig. IV-6)

- Membre (1) « Calcaire-argileux » de la Gara Diba

Ce membre affleure dans la Gara Diba. Il est caractérisé par une alternance composée par une succession de séquences (Argiles-Calcaires à *Manticoceras* sp., et brachiopodes pyriteux). La faune naine et pyriteuse montre un milieu réducteur assez profond. l'*offshore* inférieur où est organisée la séquence **S0**. Ces dépôts évoluent en contexte de cortège transgressif, on déduit que le Frasnien est une période de transgression.

- Membre (2) « Argile silteuse à nodules de griottes» de la Gara Diba

La limite entre le Membre 1 daté Frasnien (Ch. III, tabl. III-1, p. 120) au Membre 2 daté Famennien (Ch. III, tabl. III-1, p. 120) est matérialisée par le passage de faciès transgressifs, rétrogradants du Membre 1 aux faciès régressifs, progradants de la partie inférieure du Membre 2.

Ce changement de faciès désigne la discontinuité **D1**, qui coïncide avec la limite entre le Frasnien et le Famennien inférieur.

Ces faciès régressifs sont représentés par une succession de trois décharges ; dont la première argilo – détritique suivie d'une seconde à argiles à nodules de calcaires 'griottes' détachés et une troisième argilo-détritique dont les grès silteux sont affectés de slumping (fig. II-3, ch. II, ph. 3, p. 61). La seconde décharge est scellée d'un niveau condensé à *Evanidisinurostrum* pyritisés témoignant d'une inondation ou surface transgressive qui matérialise la discontinuité '**d1**'. Le second niveau condensé est aussi matérialisé par un niveau à *Evanidisinurostrum* pyritisés ; témoin d'une seconde surface transgressive qui matérialise la discontinuité **D2**. Ces décharges sont progradantes en talus proximal, et évoluent en cortège de haut niveau **CHN1**.

Les dépôts sus-jacents sont une succession de séquences élémentaires (argiles-calcaires 'griottes') dont l'intervalle argileux devient de plus en plus épais vers le sommet de la séquence. A la base des 'griottes', les *Evanidisinurostrum* persistent. Ces séquences évoluent dans un milieu distal ; l'*offshore* inférieur, où ces dépôts ont enregistré un cortège transgressif **CT1**.

L'emboîtement des dépôts du Membre 2 « Argilo-silteux à nodules de griottes», forment une séquence paysage **S1** allant du talus à l'*offshore* inférieur.

Les caractères anatomiques de ces faunes se rapportent probablement à l'évènement d'extinction, connu mondialement entre le Frasnien et le Famennien.

IV.7.1.2 Dans la coupe du flanc nord est de l'anticlinal de Ouarourout (fig. IV-7)

- Membre 3 à Ouarourout

Les termes (a) et (b) sont deux séquences composés de dépôts argilo-silteux recouverts de calcaires grainstones entroquitiques à goniatites et bivalves. A la base du terme (a) les dépôts argilo-silteux sont interceptés par le niveau à boules formé de calcaire bioturbé, qui matérialise une discontinuité 'd3'. Ces séquences ont évolués en *shoreface*.

Le niveau à *Vevodia* sp., désigne une isochronie par son extension vers le Sud, et matérialise une discontinuité 'd4', qui indique aussi une inondation.

Les argiles noires interceptés par un niveau à ammonoïdes pyritisées, forment la base du terme (c). Le niveau à ammonoïdes matérialise la discontinuité 'D4' et indique un approfondissement du milieu. Ces argiles se poursuivent par la prédominance des calcaires 'griottes' riches en clyménies et de bivalves. Ces derniers forment des niveaux à extension kilométriques, ce sont des témoins d'inondations; le niveau 'Ou1/13' à *Kochia* sp., forme une discontinuité 'd5' et le niveau à Ou1/14 à *Cypricardinia* sp., matérialise une discontinuité 'd6', qui prouve également une inondation. Ce sont des faunes vivant en *offshore* inférieur, leur pyritisation indique aussi un milieu réducteur. Argiles et 'griottes' montrent l'enregistrement d'un cortège transgressif CT1.

- Membre 4 de Ouarourout

Le terme (a) est organisé en huit séquences de dépôts avec des intervalles argileux larges interceptés de grès silteux affectés de *HCS*, les moins larges sont composés uniquement par des argiles. Les bancs de calcaires 'griottes' qui recouvrent ces argiles sont pseudonoduleux et moins épais que les calcaires du membre sous-jacent. Les séquences du terme (a) de ce membre sont des faciès transgressifs qui se terminent par le niveau 'Ou1/15 à goniatites pyriteuses associés à *Pugnaria*, qui prouvent l'approfondissement du milieu. Ce niveau matérialise la discontinuité 'D5' témoin d'une inondation maximale (*MFS; maximum flooding surface*). Ces dépôts sont également en *offshore*. La discontinuité 'D5' coïncide avec la limite entre le Famennien V et le Famennien VI ; âge des dépôts sus-jacents (terme b) prouvé par la présence de *Spelaeotriletes lepidophytus*.

Les dépôts du terme (a) s'enchainent en terminant la séquence 'S1' dans l'*offshore*, en enregistrant le cortège transgressif CT1. Ces dépôts sont scellés par 'D5'.

Les dépôts du terme (b) sont organisés en deux séquences composées par de larges intervalles d'argiles entrecoupés de grès silteux, affectés de *slumping*, de *HCS* et même de rides de courants. Les deux intervalles se terminent par des niveaux calcaires qui indiquent des

inondations. Les figures sédimentaires de ces dépôts indiquent une pente très proximale. Ce sont des dépôts qui progradent en cortèges de haut-niveau.

Les dépôts du terme (c) sont des argiles bariolées à intercalations millimétriques de silts à stratifications microentrecroisées, ce sont des dépôts fins à caractère turbiditique (Pl. 2, photo. A). Ce sont des dépôts progradants en talus proximal, enregistrant un cortège de haut-niveau.

Les dépôts de la séquence '**S2**' ont évolué en talus très proximal, ce sont des dépôts qui ont progradé en trois phases, séparées par des inondations, ce qui implique un enregistrement en trois cortèges de haut-niveau. La seconde inondation est prouvée par le niveau 'Ou1/16' à petits orthocères, elle matérialise la discontinuité '**D6**' ; témoin d'une surface transgressive. Le télescopage de ces cortèges donne un seul cortège de haut-niveau le **CHN2**.

IV.7.1.3 Dans la coupe du Cheffar El Ahmar (fig. IV-8)

- Membre (2) au Cheffar El Ahmar

La partie inférieure du terme (a) est composée à sa base par un calcaire gréseux contenant des filaments rouges qui désignent un milieu assez profond. Ce calcaire comporte à sa base des empreintes de brachiopodes et d'orthocères qui matérialisent la discontinuité 'd1', témoignant d'une inondation.

Ensuite vient un second banc de calcaire gréseux, suivi des grès fins sombres où se trouve intercalé le niveau de calcaire 'griotte' 'CA1', fortement noduleux, micritique ayant livré un Thoracopygon (attribué à *Dianops* ?) ; et des ammonoïdes mal conservées.

C'est un calcaire riche en ostracodes. Le niveau 'CA1' désigne une discontinuité 'd2' qui matérialise également une inondation. Les inondations matérialisées par les discontinuités 'd1' et 'd2' marquent trois phases de dépôts de matériel calcaro-détritique à détritique fins et sombres, évoluant en *offshore* inférieur, dans lequel est enregistré un télescope de cortèges de haut niveau, formant le **CHN1**. Ce matériel occupe une position proximale relativement à celui de la Gara Diba.

La partie supérieure du terme (a) composée de calcaires à terriers horizontaux à *Sphaeridiorhynchus* sp., ces dépôts traduisent un approfondissement du milieu, qui est l'*offshore* inférieur, où se forme le cortège transgressif **CT1**.

Le changement de facies et par conséquent une différence d'énergie entre les dépôts des parties inférieure et supérieure de ce terme (a) qui témoigne d'une surface transgressive matérialisant la discontinuité 'D2'.

Les dépôts du terme (b), sont représentés par une succession de séquences (argiles –calcaires 'griottes'), où les intervalles d'argiles sont épais et se trouvent intercalées de niveaux de calcaires 'griottes' pseudonoduleux à noduleux, dont le niveau de calcaire 'griotte' 'CA1c' à *Leptoterhynchus* n. sp., de petite taille, montre un milieu réducteur, pauvre en nourriture et à faible énergie ; ce milieu est également l'*offshore* inférieur.

Les failles synsédimentaires affectant cet ensemble argilo-calcaire 'griotte' provoquent la création de l'espace disponible. Cette sédimentation argilo-calcaire n'arrive pas encore à combler ce milieu et continue à s'inscrire dans le même cortège transgressif **CT1**.

- Membre 3 « Calcaires griottes » à Cheffar El Ahmar

Les dépôts du Membre 3 « Calcaires Griottes » sont aussi une succession de séquences d'ordre 2 dans le sens de Delfaud (argiles –calcaires griottes). Généralement les couches d'argiles rouges à interlits de grès silteux, sont plus épaisses que les bancs de calcaires 'griottes', surtout au niveau du terme (a) où on retrouve l'extension latérale des grainstones entroquitiques avec des oolithes et oncolithes ferrugineuses. Parmi ces calcaires 'griottes' à goniatites on retrouve le niveau à *Vevodia* qui matérialise 'd4'.

Les dépôts du terme (a) sont rétrogradants en *shoreface* où le cortège transgressif **CT1** continue à se former.

Les dépôts du terme (b) sont également une alternance dilatée à argiles et niveaux calcaires 'griottes'. Vers le haut, les argiles sont interceptées de niveaux à silts noirs; indiquant un approfondissement du milieu jusqu'à l'*offshore* inférieur. Ces argiles sont surmontés par les calcaires 'griottes' bioturbés, caractérisant un milieu à forte énergie; ce qui dénote un retour au *shoreface*.

Le terme (c), débute par des argiles noirâtres (black shales ?) à goniatites et clyménies pyritisées formant la discontinuité 'D4', et caractérisent un milieu anoxique. Ces argiles noirâtres occupent l'*offshore* inférieur. Ensuite vient le niveau de calcaire 'griottes' riche en *Erfoudites* sp., et *Protactoclymenia* sp., de grandes tailles mais également pyritisées ; ces faunes ont également évolué en *offshore* inférieur.

L'emboîtement des ces séquences argiles-calcaires 'griottes' du Membre 3 indiquent un passage du milieu *shoreface* à *offshore* inférieur où le cortège transgressif **CT1** continue à se développer.

A Cheffar El Ahmar, la Séquence **S1** englobe les dépôts du Membre 2 et du Membre 3, cette séquence est cyclique, elle débute et termine dans l'*offshore* inférieur.

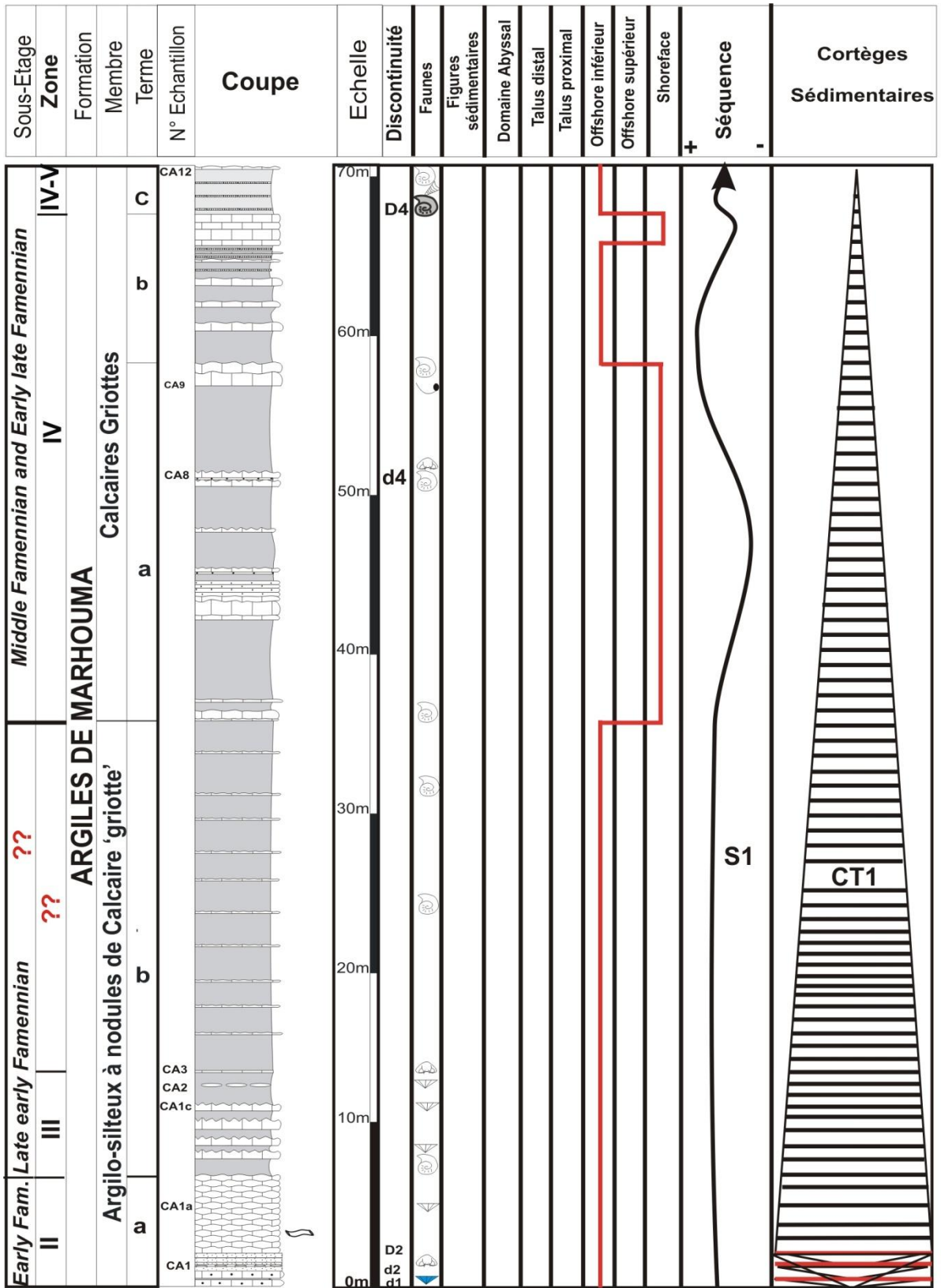


Fig.IV-8. Découpage stratiséquenciel et détermination des milieux de dépôts des assises fameniennes de la Formation des Argiles de Marhouma dans la coupe du Cheffar Ahmar

IV.7.1.4 Dans la coupe de Béchir (fig. IV-9)

- Membre 3 à Béchir

A Béchir dans les dépôts du terme (a), on retrouve également les grainstones entroquitiques qui continuent leur extension vers le Sud Ouest. Contrairement à Ouarourout et à Cheffar El Ahmar, ce membre débute par une succession de calcaires ‘griottes’ fortement noduleux, contenant des *Armatites* et des bivalves. Cette succession est légèrement slumpée et recoupée par des failles synsédimentaires. Une tectonique synsédimentaire crée un espace disponible dans le bassin.

Ce sont des dépôts de *shoreface* qui s’inscrivent également dans le cortège transgressif **CT1**. Les dépôts du terme (b) sont organisés en trois séquences, constituées par de larges intervalles d’argiles à nodules de ‘griottes’, surmontés de niveaux calcaires pseudonoduleux à *Armatites* et à *Kochia*. Ces niveaux indiquent l’approfondissement du milieu.

Les séquences de ce terme, ont évolué en *offshore* supérieur, en développant le cortège transgressif **CT1**. Les dépôts du terme (c) sont aussi organisés en cinq séquences, composées par de larges intervalles d’argiles à fines intercalations de grès silteux, surmontés par calcaires pseudonoduleux riches en *Armatites*. Ces dernières traduisent des inondations, l’approfondissement du milieu se poursuit. On retrouve le niveau à *Kochia* qui matérialise ‘d6’. Le terme (c) est clôturé par le niveau calcaire B4/6 à *Cymaclymenia* sp., *Kosmoclymeniinae* indet., du Famennien V. Il marque la limite entre les Membres 3 et 4, et montre une inondation maximale. Ce niveau matérialise ‘D5’.

Les cinq séquences du terme (c) ont évolué dans un *offshore* inférieur. A Béchir, l’absence du Famennien moyen s’explique par un hiatus sous marin. Les dépôts du Membre 3 de Béchir forment la séquence paysage ‘S1’ qui marque un approfondissement depuis le *shoreface* à l’*offshore* inférieur, où, les dépôts enregistrent le cortège transgressif **CT1**.

- Membre 4 de Béchir

Les dépôts de ce membre, alimentent le bassin pendant le Famennien V par un flux de sédimentation assez élevé. Ces dépôts correspondent à une décharge argilo-silteuse scellée d’un niveau à nodules siliceux noirâtres qui matérialise la discontinuité ‘d7’, marquant

un arrêt de sédimentation. Une seconde décharge se poursuit constituée d'un matériel fin, argilo-silteux à figures d'écoulement et à terriers horizontaux.

Ces décharges progradent vers le talus distal en deux phases, avec un enregistrement de cortèges de haut-niveau ; leur télescopage donnent le cortège de haut-niveau 'CHN2'.

Vers le haut, parmi le matériel fin argilo-silteux, réapparaissent des calcaires 'griottes' noduleux à pseudonoduleux, à clyménies du Famennien V, qui ont transgressé en *offshore* inférieur.

Du talus à l'*offshore*, les dépôts de ce membre forment la séquence 'S2'. Vers le haut de la séquence, on a une apparition de niveaux calcaires 'griottes', qui terminent 'S2', en milieu d'*offshore* inférieur avec enregistrement du cortège transgressif 'CT2'. Le dernier niveau à calcaires 'griottes' 'B4/8' à *Kosmoclymeniinae* et *Cymaclymenia*, indique une inondation maximale (*MFS3* ?), qui termine l'enregistrement du cortège transgressif 'CT2'.

Le passage de l'Oued Saoura a érodé une importante épaisseur de dépôts dans la région de Béchir, par conséquent, le contact entre la Formation des Argiles de Marhouma et la Formation des Grès de Ouarrout n'existe pas à Béchir; donc l'inondation maximale *MFS3*, est peu probable.

IV.7.1.5 Dans la coupe du Tamtert-Zereg (fig. IV-10)

- Membre (2) au Tamtert – Zereg

La partie inférieure du terme (a) est aussi composée d'un matériel argilo-silteux, dépôts occupant le talus distal avec enregistrement d'un cortège de haut niveau (**CHN1**).

En sus-jacence, la partie supérieure du terme (a) et le terme (b) sont formés par une succession de paraséquences, formées par de puissantes combes d'argiles, séparés l'une de l'autre par des calcaires micritiques sous forme de niveaux noduleux ou de bancs, dont le dernier est un calcaire recouvert d'un niveau condensé à crinoïdes et *Pterinopecten*, qui probablement représente une discontinuité **D3**. Cette alternance dilatée argilo-calcaire traduit un milieu profond ; l'*offshore* inférieur où se forme le cortège transgressif (**CT1**).

- Membre 3 au Tamtert-Zereg

Les dépôts du terme (a) sont organisés en trois séquences composées d'intervalles d'argiles vertes à interlits de silts affectés d'un léger *slumping* et de calcaire 'griottes' ; ce sont également des grainstones entroquitiques en extension latérale. Ces grainstones sont riches en bivalves. Dans la première combe d'argile on retrouve le niveau de boules calcaires bioturbées qui matérialise la discontinuité 'd3'.

Les séquences qui forment le terme (a), ce sont aussi déposées en *shoreface* et continuent de former le cortège transgressif **CT1**.

Les dépôts du terme (b), comportent quatre séquences constituées des mêmes faciès que le terme sous-jacent, sauf que les intervalles d'argiles diminuent d'épaisseur vers le haut. Les calcaires qui séparent ces intervalles d'argiles sont aussi des grainstones entroquitiques à oolithes ferrugineuses, le second est un calcaire gréseux. On déduit que les dépôts de *shoreface* persistent. Le calcaire de la troisième séquence est microsparitique à texture plus fine (wackestone), le quatrième est riche en *Armatites*, c'est le niveau Ze2/4 signalée également à Béchir (B4/1, fig. IV- 9, p. 181) et plus au Nord à Ouarourout dans le niveau (Ou1/12, fig. IV-7, p. 175), un approfondissement du milieu s'annonce.

Dans l'intervalle d'argile de la quatrième séquence on retrouve le niveau à goniatites pyriteuses qui matérialise la discontinuité '**D4**'. Ces goniatites montrent un milieu réducteur et profond ; l'*offshore* inférieur.

Une succession de sept séquences (argiles vertes-calcaires griottes) forment le terme (c). Les calcaires sont plus épais relativement aux intervalles d'argiles. Ces calcaires contiennent des clyménies de la zone à *Platyclymenia annulata*, des *Novatiplanirostrum*, ainsi que des Phacops et Dianops. Les calcaires de la dernière séquence sont des oobiomicrosparitiques

avec des oolithes ferrugineuses. Ces séquences ont aussi des caractères de dépôts de milieu assez profond ; l'*offshore* inférieur, où elles continuent à enregistrer le cortège transgressif **CT1** au cours d'une élévation du niveau relative de la mer, dont son maximum est témoigné par le niveau Ze2/10 à Phacops et Dianops ; il s'agit d'une inondation maximale (*maximum flooding surface*). Le niveau Ze2/10 matérialise la discontinuité **D5**.

- Membre 4 du Tamtert –Zereg

Les dépôts de ce membre sont datés Famennien VI, cela implique que dans la région de Tamtert-Zereg, le flux de sédiments argilo-détritiques s'est produit au cours d'une période plus récente, relativement à Béchir, mais en même temps à Ouarourout.

Les dépôts du terme (a) sont la manifestation de plusieurs épisodes d'arrivage de décharges argilo-détritiques dont les niveaux grésos-silteux sont affectés de convolutes (Pl. 11, photos A et B), et leur toit affectés de rides de courants (Pl. 11, photos C et D). Ces dépôts sont relayés par des décharges argile-nodules calcaires détachés. L'ensemble a progradé vers le talus distal, en formant un cortège de haut niveau.

Un niveau à calcaire microsparitique contenant une grosse section d'ammonoïde à contours stylolithiques, qui renferme des ammonoïdes mal conservés; ce sont des débris d'ammonoïdes du Famennien VI (*erratics from late Famennian*), indique une inondation, désignant une surface transgressive.

Les dépôts du terme (b) sont aussi caractérisés par une sédimentation argilo-silteuse, dont les argiles verdâtres comprennent de nombreuses intercalations centimétriques à millimétriques de grès silteux également affectés de convolutes ou de figures de charges, les *load-casts* (Pl.11, photo E). Les niveaux à silts verdâtres comportent des helminthoïdes, des paleodyctions, des terriers horizontaux. Certaines plaquettes grésos-silteuses sont affectées de microstratifications entrecroisées et de *microslumps*, ce sont des caractères d'une sédimentation turbiditique en talus assez profond.

Dans l'ensemble, ces dépôts sont affectés d'un *slumping* important et se terminent par un *hard-ground* matérialisant la discontinuité '**D6**', qui prouve un arrêt de sédimentation.

Ces turbidites désignent une seconde phase de progradation en talus distal, avec enregistrement d'un second cortège de haut-niveau.

Les dépôts du terme (c) (Pl. 10, ph. C), sont aussi des décharges argilo-détritiques. A la base, ces argiles sont noirâtres ; cette couleur est due au passage de la faille, et sont interceptées par un niveau à boules de calcaires bioturbés, que Petter (1959) a considéré comme des plissements sous-aquatiques; je pense que ces boules proviennent d'un calcaire bioturbé. Semblable à la séquence turbiditique sous-jacente du terme (b), les grès silteux sont affectés de *slumping*, avec des terriers horizontaux et imprégnés de bourgeons ferrugineux. Ces dépôts sont recoupés par de nombreux niveaux à *cone in cone*, et des niveaux à nodules détachés de calcaires noirs et rouges. Vers le haut, réapparaissent les intercalations en grès silteux, affectés de laminations parallèles, de convolutes et de *load-casts* (Pl.11, photos H, I, J), par conséquent ces grès silteux caractérisent bien des microséquences de Bouma. Ce sont des dépôts turbiditiques de talus distal. Le télescopage de quatre cortèges de haut-niveau implique une progradation évoluant en un seul cortège de haut-niveau 'CHN2'.

Ce matériel sédimentaire turbiditique se termine par un grès à microstratifications entrecroisées, recouvert d'argiles à ammonoïdes signalées par Petter ((1959), il se poursuit par le dernier niveau calcaire de la Formation des Argiles de Marhouma. Ce sont des dépôts qui transgressent vers l'*offshore* en formant le cortège transgressif 'CT2'.

Les dépôts ce membre forment la séquence 'S2' qui va du talus distal à l'*offshore*.

IV.7.1.6 Dans la coupe du flanc sud ouest d'Idhir (fig. IV-11)

- Membre 3 du flanc Sud Ouest d'Idhir

Le terme (c) est composé par 13 séquences de dépôt (argiles – calcaires 'griottes'). Ces séquences possèdent un intervalle d'argiles épais relativement aux bancs calcaires. Les couches d'argiles sont verdâtres souvent rougeâtres et contiennent des goniatites et clyménies. Ces séquences appartiennent à un milieu assez profond l'*offshore* supérieur.

Vers le haut au niveau de la faille ougartienne, les calcaires 'griottes' sont plus épais et contiennent également des bivalves et goniatites assombris par la fracturation. Ces dépôts de 'griottes' ont évolués en transgressant vers le *shoreface*.

La faille ougartienne crée un espace disponible par conséquent une subsidence plus élevée que le taux de sédimentation. En sus-jacence, les séquences argiles – calcaires 'griottes' réapparaissent avec des *Procymaclymenia*, l'approfondissement du milieu est de nouveau amorcé jusqu'à l'*offshore* supérieur.

Au niveau de ce terme la séquence **S1** est cyclique. Les dépôts de cette séquence S1, s'organisent également en cortège transgressif **CT1**. Ce cortège se termine par un *maximum flooding surface* témoigné par des trilobites, comme à Tamtert-Zereg. Ces trilobites matérialisent la discontinuité **D5**.

- Membre 4 sur le flanc sud ouest de l'anticlinal d'Idhir

Les dépôts des termes (a) et (b) représentent les mêmes décharges argilo-silteuses qu'à Béchir et à Tamtert-Zereg, par conséquent, il s'agit d'un flux sédimentaires qui a progradé jusqu'au talus distal. C'est également la séquence '**S2**' qui évolue dans le talus, où elle enregistre le cortège de bas niveau **CHN2**.

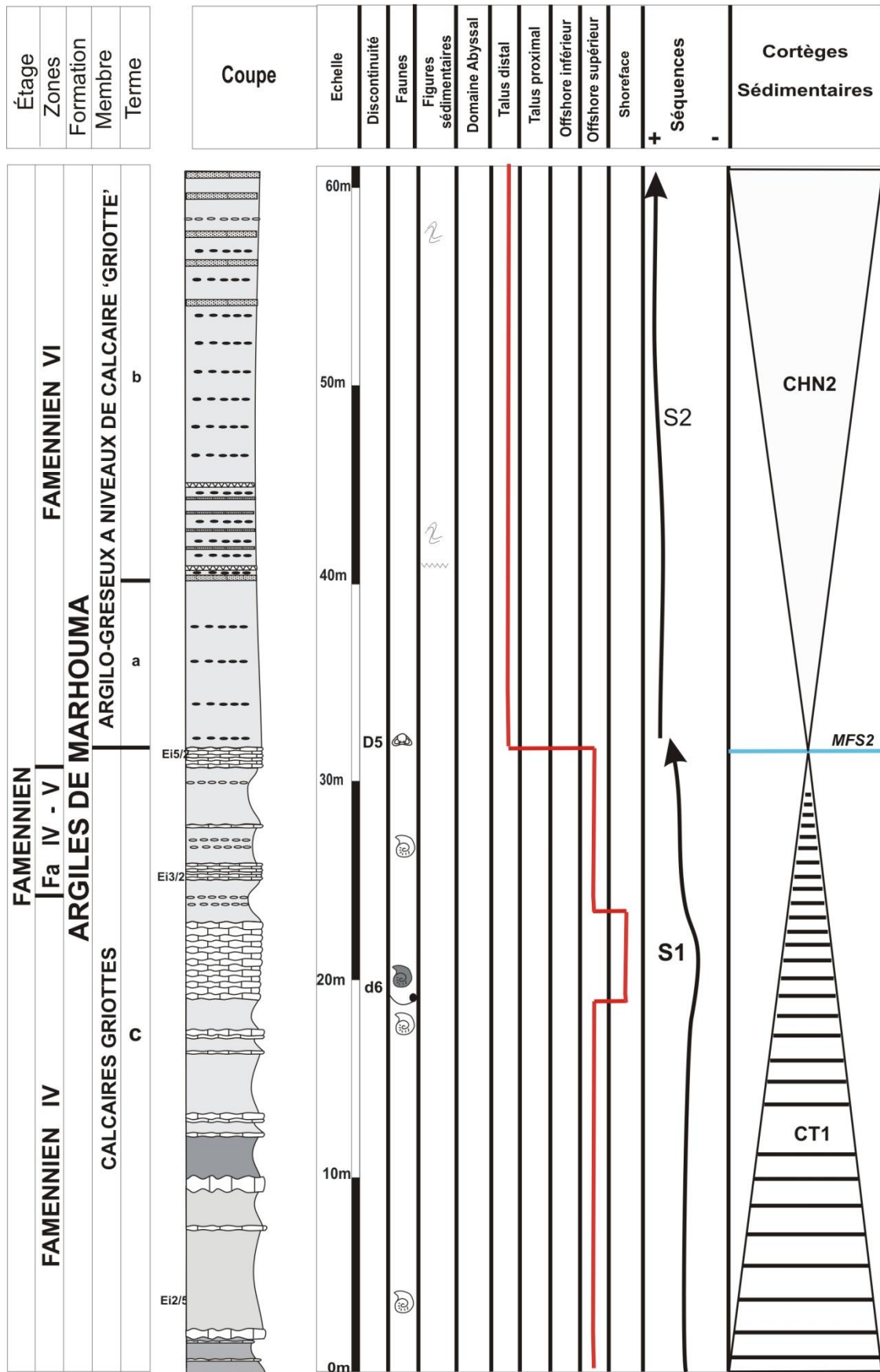


Fig. IV-11. Détermination des milieux de dépôt et découpage séquentiel des assises de la Formation des Argiles de Marhouma du flanc Sud - Ouest d'Idhir

IV.7.2 La Formation des ‘Grès de Ouarourout’

L'étude de milieux de dépôt et l'étude de stratigraphie séquentielle de cette formation sont présentées par région. Dans les régions de Ouarourout et de Marhouma, la Formation des Grès de Ouarourout a été régie par deux manifestations dynamiques différentes au cours du Famennien terminal, alors qu'à Béchir et à Tamtert, le dynamisme est identique ; une seule étude suffira.

7. 2. 1 Région de Ouarourout (fig. IV-12)

Les dépôts de la base du Membre 1 « Argilo-gréseux », sont des décharges à prédominance détritique, à grès silteux sous forme de plaquettes arrondies (fig. II-5, photo 1, p. 79), avec des semelles de bancs incrustés de terriers horizontaux et sont affectés par des *flut-casts*. Ces plaquettes affectées d'un faible *slumping* montrent une pente faible ; celle du *shoreface*.

Une alternance à argile verte à intercalations millimétriques de silts, est recouverte d'un grès sombre à terriers horizontaux. En sus-jacence, des grès légèrement slumpés sont affectés de *fluts-casts*. Ce sont des dépôts en *offshore* supérieur.

Au-dessus, vient des grès sableux, suivis d'une alternance à fines plaquettes de grès affectés de stratifications subparallèles (Pl. 3, ph. A) et à bancs de grès grossiers, séparés par de fines intercalations d'argile. Les figures sédimentaires qui affectent ces grès montrent un milieu de *shoreface*.

La partie supérieure du Membre 1 est composée de dépôts de siltstones slumpés intercalés par des fines couches d'argiles. Ce sont des dépôts qui occupent l'*offshore* supérieur.

Les dépôts du terme (a) du Membre 2, sont des grès silteux affectés de *flut-casts* et de rides de courant (Pl. 3, ph. B et C) ; figures de forte énergie; ce sont les dépôts de *shoreface*.

Les dépôts du Membre 1 et du terme (a) du Membre 2, sont organisés en une succession de séquences régressives à matériel de front de delta, elle termine la séquence 'S2' dont la partie inférieure se trouve dans la Formation des Argiles de Marhouma. L'évolution de 'S2' continue avec une tendance régressive qui continue l'enregistrement de 'CNH2'.

Les dépôts du terme (b) évoluent en une succession de séquences de dépôts argiles illitiques – grès silteux à silts, formant une alternance dilatée, qui traduit un approfondissement du milieu de dépôt. Les grès silteux parfois chenalisés, souvent affectés d'*hummocky cross stratification* (HCS), de *flut-casts*, de *groove-marks* et de nombreux terriers horizontaux. Au sein de ces argiles se trouvent des blocs décimétriques arrondis de grès (Pl. 4, Ph. A). Le toit de certaines plaquettes de grès est affecté de rides lingoïdales (Pl. 4, photo B), et parfois leur toit est affecté de rides asymétriques de courants (Pl. 4, photo C).

Les larges intervalles d'argiles, ainsi que les figures sédimentaires affectant les grès silteux (*flut-cast*, *groove marks*) montrent un milieu assez profond ; le talus

Les dépôts à grès silteux de la partie supérieure de ce terme sont affectés de rides courant prouvant plutôt un milieu moins profond ; le *shoreface*.

Les dépôts du terme (c) débutent par des paraséquences (argiles-grès silteux), dont les intervalles argileux sont larges et les grès silteux à laminations planiparallèles, et rides de courant, sont sous forme de fines plaquettes. La stratonomie de ces paraséquences montre un milieu profond, alors que les figures sédimentaires (laminations parallèles et rides de courant) montrent une énergie faible à forte ; C'est un milieu de talus proximal. Vers le haut, ce sont les bancs de grès chloritisés qui se développent au détriment des argiles. Ces bancs sont affectés par une stratification en *HCS*, ce qui montre un milieu à forte énergie ; le *shoreface*. Cette succession de paraséquences est de tendance régressive.

Les dépôts des termes b, c du Membre 2, forment une séquence '**S3**' régressive, qui occupe le talus au *shoreface* où évolue un cortège de haut niveau.

Le terme (d), commence par deux décharges argilo-détritiques; la première est à silts affectées de *flut-casts*, les terriers horizontaux sont omniprésents; ce sont des dépôts prodeltaïques occupant un talus distal. La seconde est caractérisée par des grès chenalisés également affectés de *flut-casts*. Ce sont des dépôts qui occupent le bord du talus proximal.

En sus-jacence, réapparition d'une puissante alternance d'argile intercalée par des plaquettes gréso-silteuses, c'est un matériel fin turbiditique, prodeltaïque occupant le talus distal.

Vers le haut, l'argile englobe de spectaculaires *pillows-forms* structures, ainsi que des grès fortement slumpés. Parmi les dépôts détritiques, il y a des grès sableux et de rares bancs de

grès à stratifications parallèles, alors que la stratification la plus fréquente est l'*hummocky cross stratification*. Ce sont des dépôts de front de delta, milieu de très forte énergie, mais à faible tranche d'eau ; le *shoreface*.

Les dépôts du terme (d) sont une alternance à dépôts prodeltaïques à front de delta, qui montre une tendance régressive, avec l'enregistrement d'un cortège de haut niveau.

Les dépôts du terme (e) sont une succession de paraséquences à larges intervalles d'argiles et de plaquettes de grès silteux. Ce sont également des argiles illitiques à palynomorphes (miospores et acritarches).

Vers la partie inférieure du terme (e), les plaquettes de grès fins sont ferrugineuses, vers la partie supérieure, elles sont verdâtres et affectées de *hummocky cross stratification* (Pl. 5, ph. C). Un niveau à nodules de calcaires rouges intercepte l'intervalle argileux. Le dernier banc à grès silteux est scellé d'un enduit ferrugineux, qui témoigne d'un intervalle condensée.

Ce sont des dépôts de front de delta occupant l'*offshore* supérieur où se forme un cortège à haut niveau. Ces dépôts sont surmontés du calcaire 'NC' remanié, formé en *nearshore*.

Les dépôts des termes (d) et (e) forment la séquence régressive '**S4**' qui débute en talus distal pour terminer en *neashore*, elle est composée d'une alternance de dépôts prodeltaïques à front de delta.

Les dépôts de la Formation des 'Grès de Ouarourout, sont des sédimentaires progradants, organisés en trois séquences deltaïques régressives, qui continuent l'enregistrement du cortège de haut-niveau **CHN2**, au cours du Famennien VI (Famennien terminal).

Ces dépôts progradants se terminent par l'intervalle condensé '**D7**', qui marque un arrêt de sédimentation. Le niveau 'NC'; avec réapparition de calcaire à gros galets de grès remaniés (Pl. 6, ph. B et C), prélude à la transgression tournaisienne.

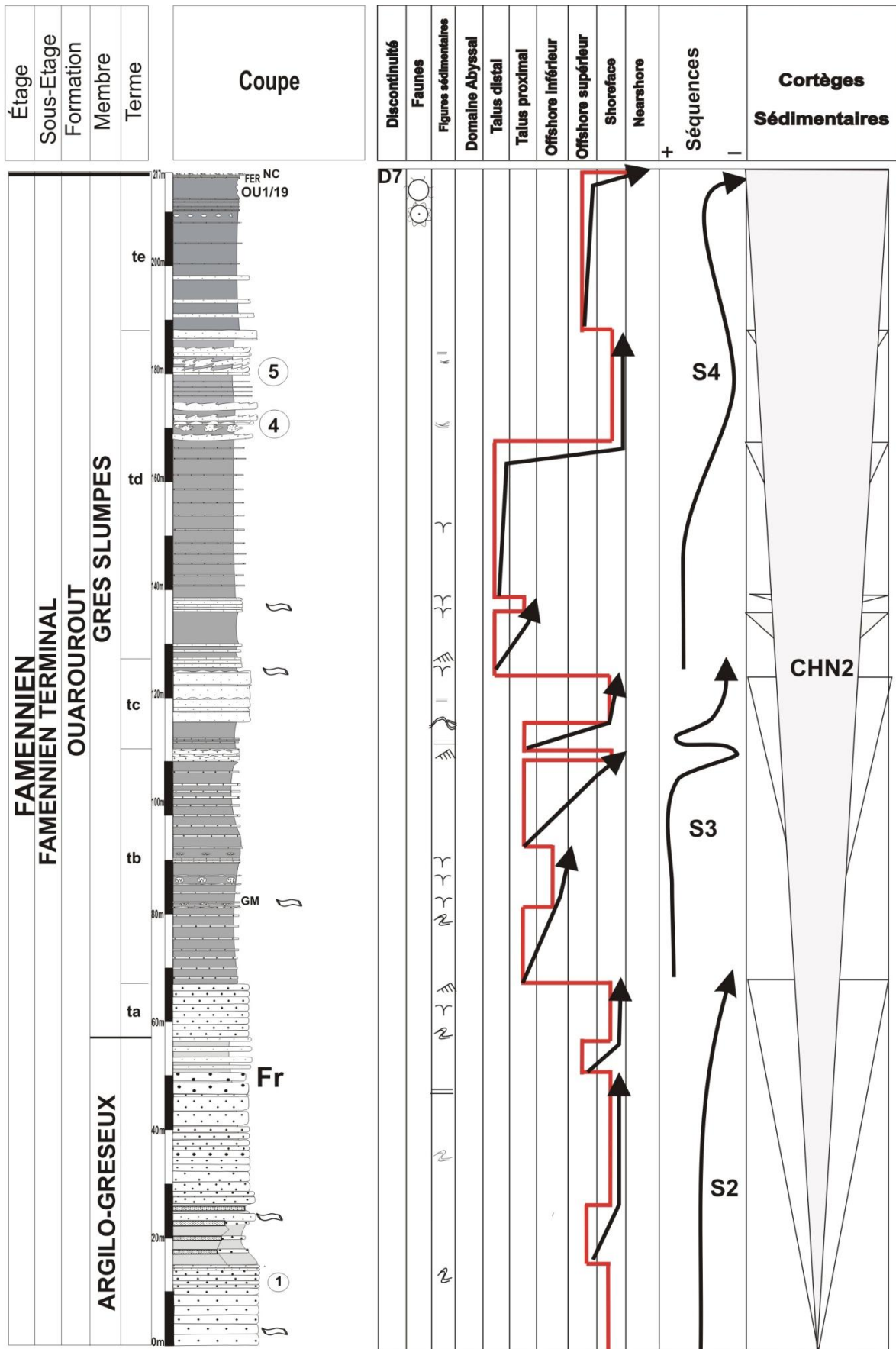


Fig. IV-12. Détermination des milieux de dépôt et découpage séquentiel de la Formation des Grès de Ouarourout dans la région de Ouarourout

7.2.2 Région de la cluse de Marhouma (fig. IV-13)

Le terme (a) du Membre (1) est composé d'une succession de paraséquences (argiles vertes - silts) à aspect turbiditique, dont les silts sont légèrement slumpés (Pl. 7, Ph. A). Ils sont recoupés par une faille qui les redresse verticalement par endroit. Cette faille a créé un espace disponible. Ces paraséquences ont pour milieu le talus distal.

Le terme (b) du même membre est également constitué par une succession de paraséquences (argiles vertes – grès fins) avec des stratifications parallèles qui affectent les grès. Cette succession se poursuit par un retour de paraséquences (argiles vertes – silts), dont les silts sont affectés de *flut-casts*. Des helminthoïdes sont observables sur les plaquettes de silts. Le caractère turbiditique de ces dépôts persiste. Ichnofossiles et figures d'écoulement montrent également un milieu profond ; le talus distal.

Cette décharge à aspect turbiditique est surmontée par une décharge argileuse dans laquelle sont emballés des blocs de grès de toutes dimensions ; l'ensemble est fortement slumpé (Pl. 8, Ph. C). Vers la partie supérieure de ce terme, réapparaît le matériel fin turbiditique (argile verdâtre-silts). Ce sont des décharges de talus proximal.

Dépôts turbiditiques et matériel emballé du Membre 1, sont des dépôts prodeltaïques à front de delta, qui occupent le talus, en évoluant en trois cortège de haut niveau, dont le télescopage de ces cortèges forment le cortège de haut niveau 'CHN2'.

Dans le terme (a) du Membre 2, un empilement de grès silteux, slumpés, affectés de rides de courant prouvent un milieu à forte énergie, mais moins profond que le précédent; le *shoreface*.

Les dépôts du terme (a) et de la partie inférieure du terme (b) forment la séquence (S2) qui va du talus au *shoreface*.

Les dépôts de la partie médiane du terme (a) sont aussi une suite de paraséquences argiles claires – grès silteux, mais avec des intervalles d'argiles plus faibles que les grès silteux. Des terriers horizontaux se trouvent sur la semelle de ces grès, ce qui prouve un approfondissement du milieu jusqu'à l'*offshore* supérieur.

Dans la partie supérieure de ce terme, se trouvent des grès massifs, légèrement slumpés et imprégnés d'helminthoïdes, ce qui prouve aussi un milieu profond ; l'*offshore* inférieur. Les dépôts du terme (a) sont des dépôts de front de delta qui tendent vers l'approfondissement en passant du *shoreface* à l'*offshore*, où s'est formé le cortège transgressif ; 'CT2'.

Les dépôts du Membre 1 et du terme a du Membre 2, sont organisés en séquence 'S2' composé d'un cycle régressif, suivi d'un cycle transgressif.

Les dépôts détritiques du terme (b) débutent par des argiles noires intercalés de grès silteux noirs. L'apparition de ces argiles noires, marque un approfondissement du milieu jusqu'au talus proximal et montrent une inondation maximale ; qui est peut être la '**MFS3**'.

Ces argiles noires sont interceptées par des bancs de grès boudinés. Plus haut, ces grès augmentent d'épaisseur au détriment des argiles. Les dépôts du terme (b) montrent également un matériel de front de delta, qui a progradé en talus proximal.

Les dépôts du terme (c) sont composé d'une décharge détritique à grès noirs fortement slumpés intercalés par des argiles noires, qui se terminent par un grès sableux à convolutes (terme E de la séquence de Bouma), scellée par une surface remaniée (**d8**) (fig. II-6, ph. 5, p. 95, ch. II). En sus-jacence, à cette décharge sombre, se trouvent des grès slumpés imprégnés d'helminthoïdes et des rides de courants, suivi des grès feuilletés, de grès à chailles de silex et à helminthoïdes; ce sont des dépôts profonds. Dans la partie supérieure du terme (c), les grès sont ferruginisés et se terminent par un *hard ground* qui matérialise la discontinuité (D6), qui peut être un intervalle condensé. Ce sont également des dépôts de front de delta. Les caractères sédimentologiques des dépôts de ce terme (c) (convolutes, slumps, rides de courant, helminthoïdes, chailles de silex) montrent un milieu de talus.

Les dépôts du terme (d) sont des grès avec une silice en forme de rubanement (Pl. 9, photo. A), retraçant bien le mouvement du *slumping* lors de la décharge de ces détritiques. La silice est d'origine tectonique ; solution hydrothermale circulant dans les fractures.

Sur les grès rubanés vient des grès ferrugineux, dont le toit du banc comporte une figure (fig. II- 6, ph. 6, p. 87, ch. II); c'est peut être une figure de ravinement (?), qui matérialise la discontinuité (**D7**). L'ensemble des dépôts du terme (d) sont moins profond; de *shoreface*.

Les dépôts des termes (b) et (c), sont des dépôts profonds de talus, qui se terminent par les dépôts du terme (d) de *shoreface*. Leur emboîtement donne la séquence '**S3**' régressive et l'enregistrement de cortège de haut niveau '**CHN3**'.

Comparativement à la région de Ouarourout, le *slumping* s'est fortement manifesté et les dépôts sont plus profonds avec un aspect turbiditique ; ce sont des dépôts prodeltaïques, suivis de dépôts de front de delta représentés par les décharges détritiques slumpés. Les helminthoïdes sont en abondance dans la région de la Cluse de Marhouma, par contre les *HCS* sont absents. Les dépôts de la coupe de la cluse de Marhouma ont subi fortement une tectonique synsédimentaire prouvée par les failles synsédimentaires, par les *slumps*, les chailles de silex, le boudinage et le rubanement siliceux affectant les derniers bancs de grès.

7. 2. 3 Régions de Béchir et de Tamtert-Zereg

La dynamique des dépôts de la Formation des Grès de Ouarourout est totalement similaire dans les régions de Béchir et de Tamtert-Zereg (fig. II-13, p. 93, ch. II) et (fig. II-15, p. 103, ch. II), ainsi la présentation dynamique de cette formation sera portée par un seul schéma ; celui de Tamtert- Zereg (fig. IV-14).

Dans les deux régions, les dépôts du terme (a) du Membre 1 « Argilo-gréseux », sont aussi une suite de paraséquences (argiles vertes – silts verts) à aspect turbiditique. Les silts sont slumpés et comportent des figures d'écoulement, ce sont des dépôts prodeltaïques occupant le talus distal.

Les dépôts du terme (b) du même membre (1) sont totalement détritiques et se présentent à la base du Djebel Kahal sous forme d'une stratonomie croissante. Ces grès siliceux sont à rubanement ferrugineux affectés de stratifications parallèles à obliques, ce sont des dépôts de front de delta occupant le *shoreface*.

Les dépôts de la partie inférieure du Membre 2 «Grès Massifs», sont des grès à *ripple-marks* et parfois avec figures de ravinement, suivis par des grès sableux à stratifications entrecroisées, et présentent une granocroissance. Par endroit, ces grès sont affectés de *flasers* et sont intercalés par de rares niveaux de *cone in cone*.

Vers la partie supérieure du Membre 2, ces dépôts, la stratification est plutôt parallèle, le toit de ces grès est tapissé d'une surface à empreintes petits galets matérialisant la discontinuité **D7**, qui témoigne d'un ravinement.

Dans la Garet Deba (fig. II-11, p. 96, ch. II), située à 2km au Nord de la localité de Béchir, la discontinuité D7, est matérialisée par les 'grès cendriers'. Les dépôts du Membre 2, sont des décharges détritiques sont supradeltaïques occupant le *nearshore*.

L'imbrication des dépôts de la 'Formation des Grès de Ouarourout' présentent une granocroissance et une stratocroissance. Ces dépôts ont évolué en une séquence deltaïque régressive '**S3**' qui occupe le talus jusqu'au *nearshore*, où s'est formé un cortège de haut niveau **CHN3**.

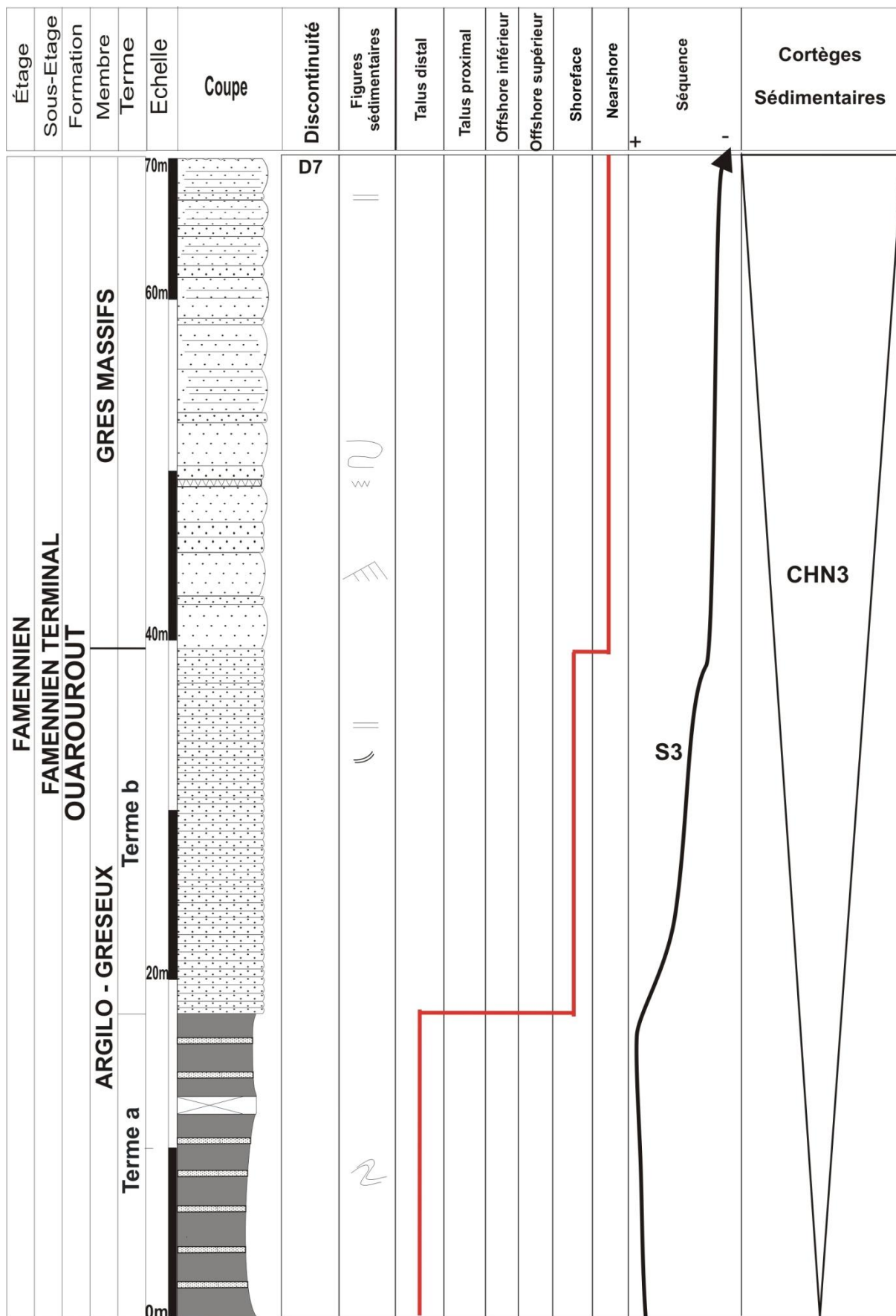


Fig.IV- 14. Détermination des milieux de dépôt et découpage séquentiel des assises de la "Formation des Grès de Ouarourout" dans la coupe du Tamtert-Zereg

IV. 7. 3. Dans la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid du Tournaisien inférieur

Les dépôts du Membre 1 «Argilo-silteux », débute par le 'Niveau Conrad' ; calcaire remanié (Pl. 6, photos B et C), contenant des conodontes de la zone à *expensa* voire la zone à *Siphonodella sulcata*. Les argiles sus-jacentes sont dotées de faunes naines, telles que *Gattendorfia*, *Trigorirhynchiidae*, *Rhipidomella*, ainsi que des gastéropodes. La réapparition du calcaire, ainsi que les argiles riches en *Gattendorfia*, et en brachiopodes indiquant un approfondissement du *nearshore* à l'*offshore* inférieur. Ces dépôts ont enregistré un cortège transgressif 'CT2'. Le 'NC' remanié, matérialise la discontinuité (D8). Les *Gattendorfia* montrent une inondation maximale 'MFS3'. A ces argiles claires, succèdent des argiles rouges à fines intercalations gréso-silteuses occupant le talus proximal, et enregistrent un cortège de haut niveau 'CHN3'. Les dépôts du Membre 1 forment une séquence 'S5' qui s'étend de l'*offshore* au talus proximal. Elle traduit un approfondissement du milieu.

Dans le Membre 2 « Argile à niveaux de nodules calcaires », les calcaires à *Spiriferidea* (D9) et les calcaires à *chonetoide indet.* (D10), sont témoins d'inondations, L'ensemble des dépôts du terme (a) sont transgressifs et ont évolué en milieu assez profond, l'*offshore* inférieur. Ces dépôts du terme a, correspondent à un cortège transgressif 'CT3' terminé par une inondation maximale 'MFS4', témoignée par le niveau à *chonetoïdes* (D10). Les argiles chargées de nodules riches en crinoïdes et en petits orthocères du terme (b), forment une décharge déposée en talus proximal en enregistrant un cortège de haut niveau. Plus haut, l'argile rouge est entrecoupée par des grès marron à *ripples-marks*, également boudinés (fig. II-6, ph. 4, ch. II, p. 83), avec une partie terminale entrecoupée par des grès sableux à stratifications entrecroisées. Ce sont aussi des dépôts à séquences granocroissantes. Ces argiles à palynomorphes montrent un milieu marin à influences continentales ; le *nearshore*, où ces dépôts continuent à former le cortège de haut niveau. Les dépôts du terme (a) et de la base du terme (b) évoluent en une séquence 'S6', qui s'étend du *shoreface* au talus proximal et se termine en *nearshore*, ce qui montre un cycle transgression – régression. Dans la partie supérieure du Membre 2, on a une réapparition de décharge d'argiles rouges à niveaux de nodules rouges de calcaires détachés, vers le haut ces argiles rouges sont plutôt interceptés par des grès silteux; cette décharge prograde en talus proximal. Un niveau calcaire riche en *Unispirifers*; faciès transgressif, rétrogradant en *offshore*.

Ces dépôts sont organisés en une séquence 'S7' qui débute en talus proximal en passant en *nearshore* et se termine en *offshore* supérieur. La séquence 'S7' est régressive – transgressive. Le calcaire à *Unispirifers* forme le cortège transgressif 'CT4', les nombreux *Unispirifers* matérialisent la discontinuité 'D11' et témoignent d'une inondation maximale 'MFS5', qui coïncide avec la fin du Tournaisien inférieur (Fig. IV-15).

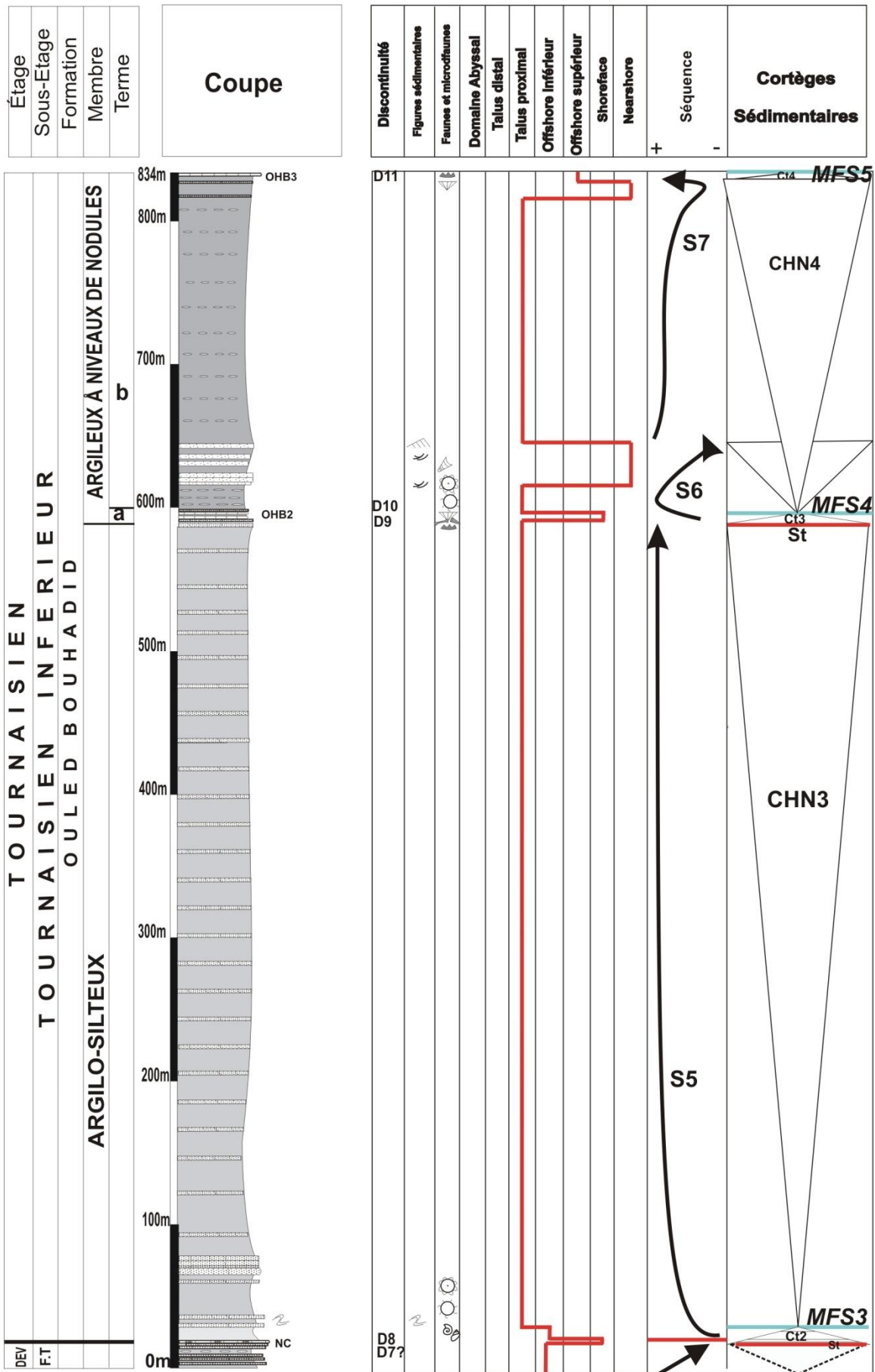


Fig. IV-15. Détermination des milieux de dépôt et découpage séquentiel des assises de la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid du Tournaisien inférieur

IV. 7. 4 Dans la Formation de Hassi Sguilma (fig. IV-16)

Ce sont également des décharges argilo-gréso-silteuses organisées en paraséquences (argiles – grès silteux) avec des intervalles d'argiles épais, qui prouvent un approfondissement du milieu ; l'*offshore* inférieur. Cette alternance dilatée est surmontée de grès à *ripples-marks* qui dénotent un milieu agité peu profond; le *nearshore*. Ces dépôts à tendance régressive enregistrent un cortège de haut niveau.

En sus-jacence, les argiles rouges sont surmontées par grès verdâtres, en formant une séquence stratocroissante et granocroissante dans un milieu d'*offshore*, où se forme un second cortège de haut niveau.

Le télescopage des deux cortèges de haut-niveau déterminés, forment un seul cortège 'CHN5'.

Cet ensemble se poursuit par une succession de paraséquences argiles rouges (métriques) – grès (centimétriques), qui marquent un milieu profond ; le talus proximal. Plus haut, vient des argiles verdâtres à fines intercalations de silts qui montrent un approfondissement jusqu'au talus distal. L'imbrication de ces deux types de paraséquences (argiles-grès et argiles –silts) forment un cortège transgressif 'CT5'.

L'emboîtement de tous ces dépôts forment une séquence d'environnement 'S8' transgressive, qui évolue de l'*offshore* au talus et correspond à une séquence d'ordre 3 de type 2.

Les dépôts fins de talus passent à des grès verdâtres argileux, à *ripple-marks* en toit de banc et des figures de stratifications obliques en surface de banc (fig. II-7, photo. 2).

Ces grès se poursuivent par des grès sableux en boules, suivis de grès verts. Cette succession de grès présentent aussi une stratocroissance avec granocroissance, ce sont des dépôts de milieu agité à faible tranche d'eau ; le *nearshore*. Ils se poursuivent par des grès fins à moyens, à stratifications parallèles, qui indiquent un milieu calme, à faible tranche d'eau ; le *backshore*. Cette série de détritique de tendance régressive, enregistre un cortège de haut niveau.

Sur ces faciès proximaux, se poursuit une paraséquence; argiles verdâtres intercalées par de fines plaquettes de grès et recouverte par une succession de grès moyens à stratifications parallèles. Cette paraséquence indique le passage régressif depuis l'*offshore* au *backshore*, avec enregistrement d'un cortège de haut-niveau.

Une autre paraséquence argile verte –grès fin, suivie de la paraséquence argile-verte- grès à stratifications qui semblent être de large ‘HCS’ (fig. II-7, photo. 3). Les argiles vertes à fines intercalations de grès silteux montrent un milieu d’*offshore* supérieur et les grés en *large-scale hummocky cross-stratification*, caractérisent le *nearshore*. Ces dépôts ont également une tendance régressive avec enregistrement de cortège de haut niveau.

Cette succession de dépôts forme un télescopage de cortèges de haut niveau qui forme un seul dans le sens de la progradation ‘**CHN6**’.

Sur ces dépôts argilo-détritiques reposent des calcaires rouges graveleux à larges bryozoaires et sections de productidés. C’est un calcaire à orthocères, crinoïdes, polypiers, ammonoïdes et conodontes (fig. II-7, photo. 4, 5), qui enregistre un cortège transgressif ‘**CT6**’.

Ces faunes et microfaunes vivaient en *shoreface* et prouvent une inondation maximale ‘**MFS6**’.

Cette imbrication de dépôts, forment la séquence ‘**S9**’ d’environnement, transgressive du *backshore* au *shoreface*.

Le cortège de haut niveau ‘**CHN6**’ et le cortège transgressif ‘**CT6**’ forment la seconde séquence de troisième ordre de type 2, terminé par ‘**MFS6**’ qui clôture le cycle du Tournaisien supérieur.

IV. 8 Evolution tectono-sédimentaire et conclusions

La détermination des différentes séquences d'environnement avec les discontinuités qui les encadrent, ainsi que leur interprétation en séquences d'ordre 3, en fonction de la variation du niveau relatif de la mer ont été établie dans l'étude ci-dessus.

Afin d'obtenir une manifestation dynamique depuis le Frasnien au Famennien terminal, il est nécessaire de transposer latéralement cette étude, en une ligne de corrélation suivant le transect nord ouest – sud est ; du Nord de Ouarourout à Idhir (fig. I-2, p. 3, ch. I). Cette corrélation indique l'évolution des cortèges sédimentaires.

L'étude du Tournaisien a été faite en fonction d'une seule coupe à partir du Nord de Ouarourout à Hassi-Sguilma (fig. II-1, p. 56, ch. II), qui est le seul tronçon régional où affleurent les assises tournaisiennes.

IV.8.1 Au cours du Frasnien supérieur

Il se distingue par des dépôts transgressifs, argilo-calcaires à faunes de milieu assez profond ; l'*offshore* inférieur. Le Frasnien est une période transgressive. Au Sahara le Frasnien est connu comme un retour à la transgression après une régression qui a duré pendant tout le Dévonien moyen.

IV.8.2 Au cours du Famennien inférieur (fig. IV-17)

Les dépôts du Membre 2 ont une épaisseur de 27m dans la région de la Gara Diba (Station d'essence), passent à 37m au Cheffar El Ahmar et augmente jusqu'à 62m au Tamtert-Zereg. Rappelons que les dépôts de ce membre, sont principalement datés Famennien II (voir chapitre III).

La séquence 'S1' d'environnement correspond au Membre 2. A Gara Diba et au Tamtert – Zereg, les dépôts argilo-détritique formant la base de cette séquence, ont progradé en milieu de talus distal alors que dans la région de Cheffar El Ahmar ces dépôts sont plutôt argilo-calcaire et ont occupé l'*offshore* inférieur; milieu moins profond que le talus distal, ce qui implique la formation d'un haut-fond dans cette région, qui a été signalé par Benhamou et *al* (2004). Ces dépôts riche en matériel détritique progradent dans leur milieu en enregistrant un cortège de haut niveau 'CHN1'. La limite inférieure de CHN1 visible dans la Gara Diba, où elle est désignée par la discontinuité 'D1', qui témoigne d'une première inondation maximale 'MFS1' et coïncide avec la limite entre le Frasnien et le Famennien inférieur. Sa limite supérieure est témoignée par la discontinuité 'D2' dans la Gara Diba matérialisée par le second niveau à *Evanidisinurostrum* pyritisés, qui est une surface transgressive. A Cheffar

El Ahmar et à Tamtert – Zereg, cette limite est un passage de faciès régressifs au faciès transgressifs. De la Gara Diba à la Tamtert- Zereg, les dépôts sont transgressifs sont en milieu d'*offshore* inférieur et forment un cortège transgressif 'CT1'.

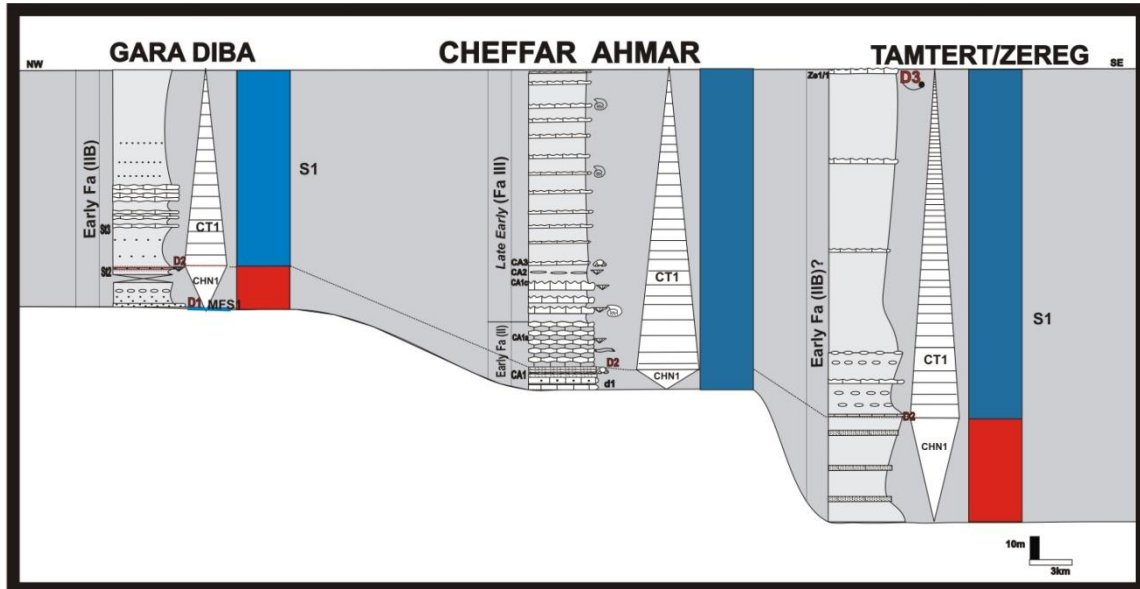


Fig.IV-17. Répartition latérale des milieux de dépôt et des cortèges sédimentaires du Membre 2 de la Formation des Argiles de Marhouma dans la vallée de la Saoura

IV. 8. 3 Au cours de la partie supérieure du Famennien inférieure, Famennien moyen voire limite entre Famennien moyen et supérieur (fig. IV-18)

Les dépôts du Membre 3 argiles-calcaires 'griottes' riches en faunes et microfaunes marines (ammonoïdes, brachiopodes, trilobites, bivalves et présence de conodontes), sont des alternances dilatées riches en grainstones entroquitiques déposés en *shoreface* au cours du Famennien II-III. Dans le Cheffar El Ahmar, les dépôts de *shoreface* persistent jusqu'au Famennien IV. En général, c'est pendant le Famennien IV, jusqu'à la limite entre le Famennien IV et le Famennien V, que se manifeste un approfondissement du milieu jusqu'à l'*offshore* inférieur. Cet approfondissement est annoncé par la discontinuité 'D4', matérialisé par des ammonoïdes pyriteuses, qui ont été déterminables seulement au Cheffar El Ahmar comme des *Protactoclymenia*. La discontinuité 'D4' est signalée à Ouarourout, au Cheffar El Ahmar, au Tamtert-Zereg. Cette discontinuité coïncide avec la limite entre le Famennien IV et le Famennien IV-V. A Béchir, les dépôts sont différents, et sont sous forme de décharges argilo-silteuses et argilo-calcaires, l'approfondissement s'est manifesté précocement; dès le Famennien II-III et progressivement de l'*offshore* supérieur à l'*offshore* inférieur. L'absence du Famennien IV à Béchir est probablement un hiatus.

Les dépôts du Membre 3 complètent la séquence ‘S1’ d’environnement qui est de tendance transgressive. Ces dépôts évoluent dans la continuité de l’enregistrement du cortège transgressif ‘CT1’. Ce cortège se termine par une seconde inondation maximale ‘MFS2’, témoignée par la discontinuité ‘D5’.

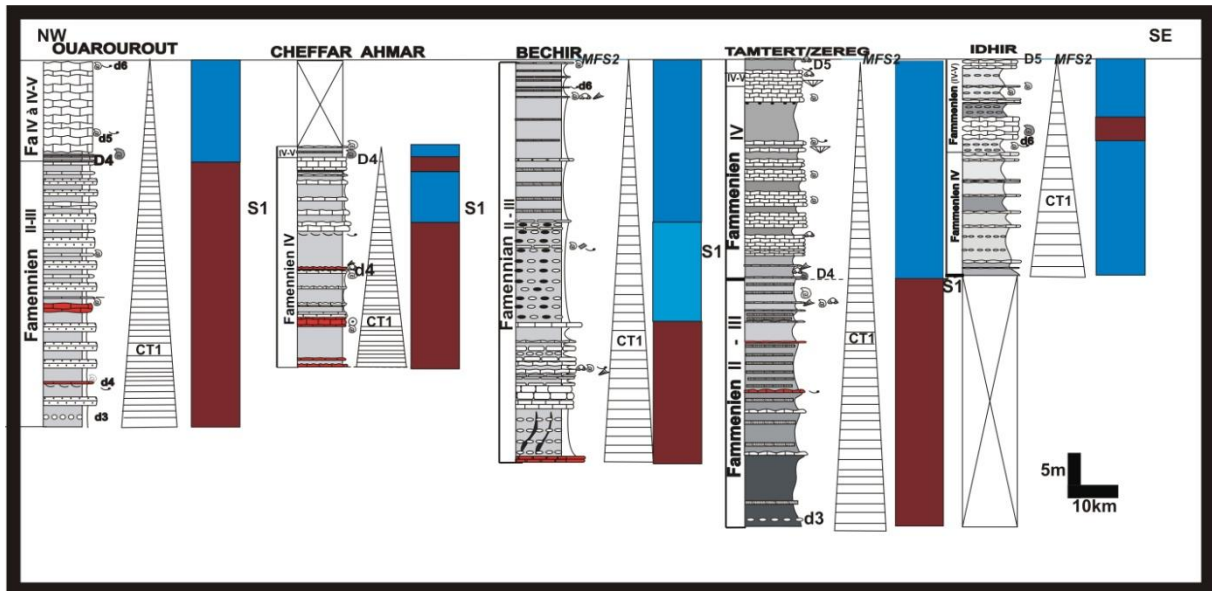


Fig. IV - 18. Répartition latérale des milieux de dépôt et des cortèges sédimentaires du Membre 3 de la Formation des Argiles de Marhouma dans la Vallée de la Saoura

IV. 8. 4 Famennien supérieur à partie inférieure du Famennien terminal (fig. IV-19).

Le Membre 4 est caractérisé par la prédominance de décharges argilo-détritiques affleurant sur une épaisseur de 100m à Ouarourout, de 35m à Béchir, et sur une épaisseur de 200m au Tamtert-Zereg, et sur la rive droite de l’Oued Saoura, entre Tamtert et Idhir, ce membre a une épaisseur moyenne de 50m (Pl. 12, ph. C).

La Séquence d’environnement ‘S1’ se termine à la fin du Membre 3, sauf à Ouarourout, où elle est constituée par les dépôts argilo-calcaires du terme (a) du Membre 4. Ces dépôts continuent à évoluer dans l’*offshore* inférieur, et se terminent par l’inondation ‘MFS2’.

A Ouarourout cette inondation est témoignée par ‘D5’, matérialisée par le niveau calcaire Ou1/15 à goniatites pyriteuses associés à *Pugnaria*. Cette inondation maximale ‘MFS2’ a eu lieu au Famennien V (Famennien supérieur).

De Ouarourout à Idhir, les cortèges sédimentaires CHN1 et CT1, constituent une séquence de troisième ordre de type 2, enregistrée dès la fin du Frasnien avec la première inondation maximale ‘MFS1’ jusqu’à une seconde inondation maximale ‘MFS2’ à la fin du Famennien V (Famennien supérieur).

De Ouarourout jusqu'à Idhir, la séquence d'environnement 'S2' est constituée par des décharges argilo-détritiques à rares niveaux calcaires qui forment le Membre 4. Ce sont des dépôts de talus distal, où est enregistré un cortège de haut niveau 'CHN2'. A Tamtert- Zereg, le niveau calcaire à ammonoïdes probablement du Famennien VI, s'est constitué en *offshore* inférieur. Ce calcaire forme un cortège transgressif 'CT2'. Ces ammonoïdes montrent la manifestation d'une troisième inondation maximale 'MFS3'. Cette inondation a eu lieu probablement au Sud, mais n'existe pas dans la région de Ouarourout.

De Ouarourout à Idhir, le cortège de haut-niveau 'CHN2' est enregistré au cours du Famennien VI (Famennien terminal), sauf à Béchir où ces décharges ont progradé dans le talus, dès le Famennien V (Famennien supérieur).

Au Tamtert-Zereg, les cortèges 'CHN2' et 'CT2', forment une seconde séquence de cycle de troisième ordre, de type 2, donc D5 est une limite de séquence de type 2; LS2 (Limite de séquence de type 2). Cette séquence est fortement épaisse au Tamtert-Zereg, qui est le dépôcentre.

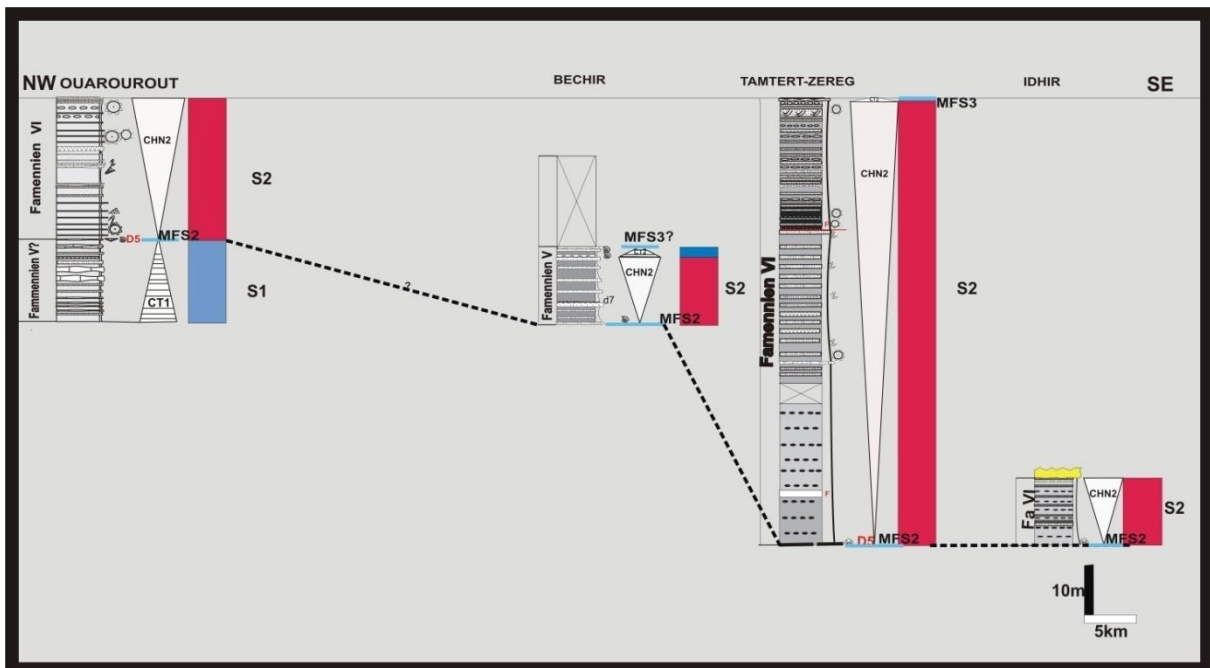


Fig. IV-19. Répartition latérale des milieux de dépôt et des cortèges sédimentaires du Membre 4 de la Formation des Argiles de Marhouma dans la Vallée de la Saoura

IV.8.5 Au cours du Famennien terminal (Fig. IV-20)

La Formation des 'Grès de Ouarourout' est complète dans la région de Ouarourout et son contact avec la Formation des 'Argiles de Marhouma' est visible sur terrain.

A Ourarourout, cette formation est composée de dépôts prodeltaïques et de front de delta, organisés en trois séquences régressives ; S2, S3, S4.

La séquence 'S2' débute par les termes (b) et (c) du Membre 4 de la Formation des Argiles de Marhouma, alors que dans la région de Tamtert-Zereg, 'S2' débute plus bas, dès le terme (a) du Membre 4.

Ces séquences ont évolué dans un milieu qui oscille du talus au *shoreface*, où elles enregistrent une succession de cortège de haut niveau, dont leur télescopage traduit une progradation en un seul cortège de haut niveau **CHN2**. Ce cortège (**CHN2**) a pour limite inférieure une inondation maximale témoignée par '**D5**' et pour limite supérieure **D7**.

Dans la cluse de Marhouma, le contact des deux formations (Formation des Argiles de Marhouma et Formation des Grès de Ourarourout) a été érodé. La Formation des Grès de Ourarourout, constituées de dépôts deltaïques, est organisée, seulement par deux séquences régressives (S2, S3). La séquence S2 correspond à l'enregistrement du **CHN2** et de **CT2**, dont **CT2** se termine par le changement de faciès plus profond; les schistes noirs. Ces derniers marquent l'arrivée d'une décharge à sédiments plus fins que ceux de Ourarourout, l'enregistrement d'un troisième cortège de haut-niveau '**CHN3**' se manifeste et se prolonge vers le Sud-Est. Ce changement de faciès peut impliquer une inondation maximale (MFS3 ?) qui n'arrive pas au Nord-Est jusqu'à Ourarourout.

Dans la région de Béchir, la progradation des décharges argilo- détritiques s'est manifestée beaucoup plutôt; dès le Famennien V, par conséquent l'inondation maximale 'MFS3' s'est déroulée plutôt. Au niveau de Béchir, le contact entre les deux formations a été érodé par le réseau hydrographique. Seul les affleurements du Djebel Kahal, montrent une seule séquence qui correspond peut être à S3 ? Où S4 ?, dont les dépôts correspondent à la continuité latérale du cortège de haut niveau '**CHN3**', qui continue jusqu'à Tamtert-Zereg, où l'inondation maximale 'MFS3' s'est manifestée plutôt ; dans la partie inférieure du Famennien VI ; son témoignage se situe au contact des deux Formations. Il est probable que cette inondation maximale (MFS3) vient du Sud-Est, et ne dépasse probablement pas la région de Béchir.

L'érosion des dépôts par le réseau hydrographique de la région, ne facilite pas les corrélations, par conséquent la circonscription latérale des différents cortèges sédimentaires, est difficile à suivre et les inondations sont difficiles à détecter chronologiquement.

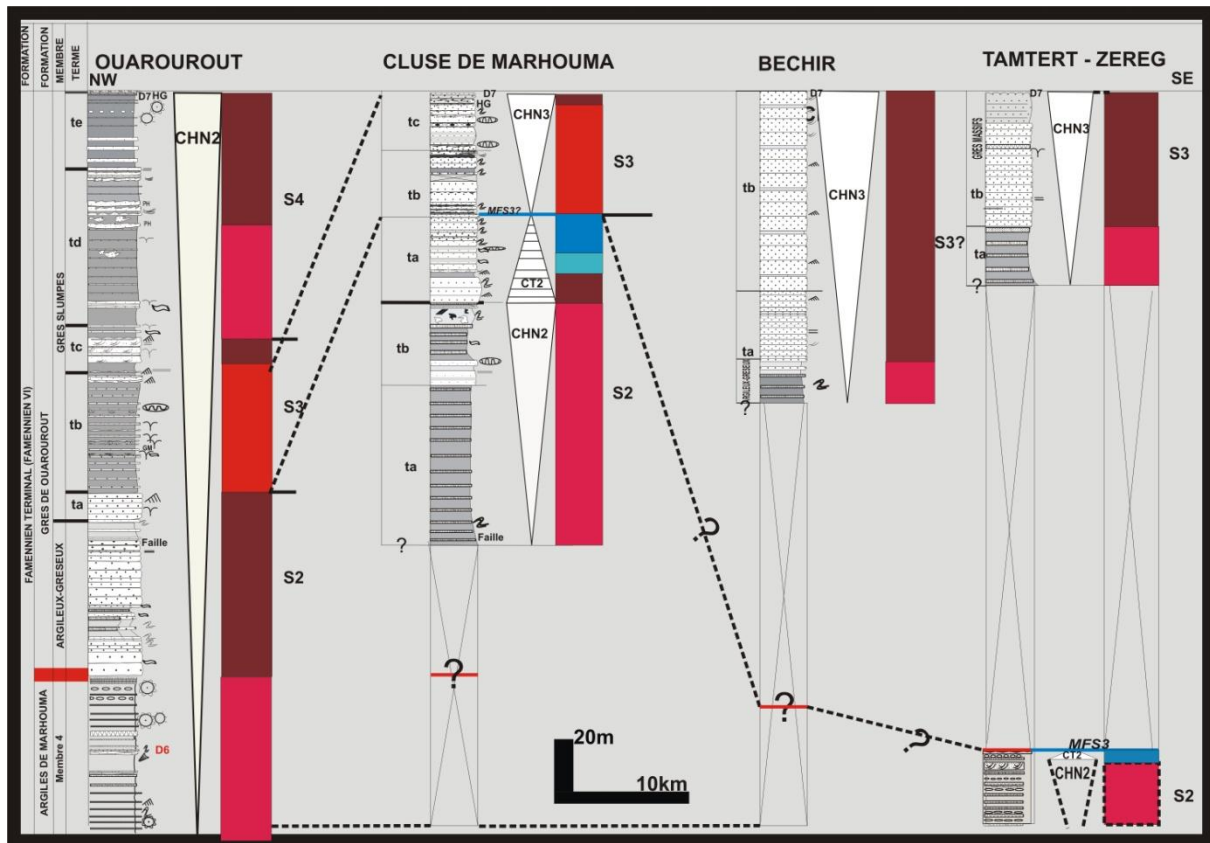


Fig. IV-20. Répartition latérale des milieux de dépôt et des cortèges sédimentaires de la partie supérieure de la Formation des 'Argiles de Marhouma' et de la Formation des grès de Ouarourout

IV. 8. 6 Au cours du Tournaisien inférieur (fig. IV-15, p. 202)

La régression du Famennien terminal est suivie par une transgression de la base du Tournaisien inférieur prouvée par le niveau 'NC', qui montre une inondation correspondant à une surface transgressive.

L'emboîtement des dépôts de la Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid débute par des dépôts marins rétrogradants correspondent à l'enregistrement d'un cortège transgressif 'CT2'. Ce dernier termine la séquence de cycle de troisième ordre 'de type 2 qui a débuté au Famennien terminal. Ce cortège se termine par l'inondation maximale 'MFS3' qui se manifeste à la base du Tournaisien inférieur. Les dépôts du premier membre de cette Formation sont organisés en trois séquences d'environnement (S5, S6, S7).

La séquence 'S5' montre un approfondissement qui s'est manifesté plutôt ; au Famennien terminal. S5 a pour limite inférieure l'inondation 'MFS3' et pour limite supérieure 'MFS4'. La séquence 'S6' a pour limite inférieure une inondation correspondant à une surface transgressive où, rétrogradent et progradent les dépôts de base du second membre. La séquence 'S7' à une tendance transgressive marquée par la 'MFS7'.

La période du Tournaisien inférieur est caractérisée par des approfondissements et des comblements du milieu, saccadés par trois phases d'envahissement de la mer (**MFS3**, **MFS4**, **MFS5**).

Cette dynamique correspond à l'enregistrement de deux principales séquences du cycle de troisième ordre, de type 2, composées de **CHN3** et **CT3** suivis de **CHN4** et **CT4**. Les limites de séquences de cycle du troisième ordre, sont des inondations maximales (**MFS**).

IV. 8. 7 Au cours du Tournaisien supérieur (fig. IV-16, p. 205)

L'imbrication des dépôts de la Formation de Hassi-Sguilma, ont évolués en deux séquences d'environnement '**S8** et **S9**'. Ces séquences traduisent un enregistrement de deux séquences de troisième cycle de type 2 avec **CHN5** et **CT5**, ainsi que **CHN6** et **CT6**.

L'imbrication des ces cortèges montrent une première phase d'approfondissement qui atteint le talus distal, et une seconde phase de comblement avec installation de dépôts proximaux, suivi de l'installation de dépôts transgressifs (banc de Menchikoff), qui indiquent la transgression fini-tournaisienne.

*** CONCLUSION**

Le découpage stratigraphique des assises allant du Frasnien pro-part au Tournaisien supérieur, a identifié six séquences de cycle de troisième ordre, toutes de type 2.

Le Frasnien pro-part est identifié comme un cortège transgressif qui montre la manifestation d'une transgression au cours de cette période.

Le Famennien englobe trois séquences de cycle de troisième ordre, avec une première séquence (**CHN1/ CT1**), dont l'âge s'étend du Famennien II au Famennien V, à Ouarourout et à Béchir, mais avec une absence du Famennien IV. Au Tamtert- Zereg, où, elle peut aller jusqu'au début du Famennien VI. Elle peut être de 3,5MA.

Cette séquence se rapporte aux Membres 2 et 3 de la Formation des Argiles de Marhouma. Des failles synsédimentaires affectent les assises de cette Formation. Elle se termine par une inondation maximale qui se rapporte à la discontinuité **D5** ; C'est la '**MFS2**', qui prouve une transgression entre le Famennien V et le Famennien VI ; elle atteint au Nord-Est la région de Ouarourout.

La seconde séquence (**CHN2/CT2**), son âge est du Famennien terminal à base du Tournaisien, elle peut être de 2MA. Elle se termine par la '**MFS3**', qui ne semble pas isochrone. Cette constatation est peu probable vu le jeu de la tectonique (Failles, failles synsédimentaires, nombreux *slumps*, chailles de silex) et de l'érosion qui affecte la région.

La troisième séquence (**CHN3/CT3**), se rapporte au Membre 1 et le terme (a) du Membre 2 de la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid (Tournaisien inférieur), elle peut être de 3,5MA

La quatrième (**CHN4/CT4**) se rapporte au terme (b) Membre 2 de la même Formation (Tournaisien inférieur). Elle se termine par une inondation maximale '**MFS5**' où se trouve la limite entre le Tournaisien inférieur et le Tournaisien supérieur. Elle peut être de 4MA.

La cinquième (**CHN5/CT5**) et la sixième (**CHN6/CT6**) sont du Tournaisien supérieur. Chaque séquence peut être de 2,5MA

Elles sont séparées par une inversion montrée par le passage de dépôts distaux à des dépôts proximaux. La sixième se termine par un retour aux conditions franchement marines.

Cette succession séquentielle s'interprète comme une importante période de comblement du bassin, saccadée par des incursions marines assez brèves.

CHAPITRE V

PALEOGEOGRAPHIE ET CONCLUSIONS

V-1. Rappels paléogéographiques du Dévonien supérieur et du Tournaisien de la vallée de la Saoura

Ces rappels paléogéographiques correspondent à la période allant du Frasnien *p.p* au Tournaisien supérieur.

Rappelons tout d'abord que les Monts de l'Ougarta appartiennent paléogéographiquement à un cadre gondwanien. Plusieurs auteurs leur confèrent une origine panafricaine, une orogénèse calédonienne liée à la phase taconique (Aït Ouali et Nedjari, 2006, p. 23), mais moins importante, alors que ces Monts doivent leur édification à l'orogénèse hercynienne (Donzeau, 1971).

Leur évolution géodynamique s'est déroulée sur une suture d'âge Précambrien supérieur – Cambrien, du craton Ouest –Africain formé à l'Eburnéen (2000-1650Ma) au SW et du néocraton panafricain (650-550 Ma) au Nord Est et à l'Est (Donzeau, 1981, p. 144), avec l'influence d'une marge passive au Nord de la Paléotéthys.

La vallée de la Saoura constitue la partie nord-est du bassin d'Ougarta où les assises allant du Dévonien supérieur au Tournaisien supérieur, présentent les meilleurs affleurements.

L'étude tectono-sédimentaire de la vallée de la Saoura par plusieurs auteurs a toujours abouti à la mise en évidence d'un sillon assez profond. Fabre (1976, 2005) précise que la région de la Saoura est un sillon qui ne peut pas être comparable aux sillons océaniques actuels des Phillipines, et du Tunga.

Pour G. Petter (1959) la sédimentation est estuarienne (ch. I, p. 49). Pour Moussine-Pouckine (*in* Fabre, 1976), ces dépôts sont de faible profondeur en front d'un delta sous-marin qui finit de combler le sillon, tandis que le niveau des mers baisse au Sahara comme ailleurs sur la plate-forme russe, en Europe, et en Amérique du Nord (Johnson et *al.*; 1985, Ross et Ross, 1985).

Le creusement des sillons de la Saoura et de Bou Dnib, s'est réalisé au cours du Famennien. Ces sillons ont eu pour tréfonds d'anciennes zones de faiblesse panafricaine produisant la première manifestation de la distension reprise plus tard par des dykes doléritiques ainsi que par le magmatisme permo-jurassique lors de la disjonction du Gondwana.

Les faciès ‘griottes’ de la vallée de la Saoura, sont équivalents à ceux du Dévonien supérieur dans l’Anti-Atlas, ou aux faciès ammonitico –rosso décrits par de nombreux auteurs dans le Jurassique (Auboin, 1964, Elmi, 1981).

Le Dévonien supérieur est caractérisé par un développement du faciès ‘griottes’ qualifié par plusieurs auteurs (Benhamou et *al.*, 2004 et Aït Ouali et *al.*, 2007) comme une phase de vacuité, suivie par un comblement par des décharges argilo-silteuses prodeltaïques à grès deltaïques; c’est une série syntectonique où les déformations sont spectaculaires.

Abbache (2001) a étudié la sédimentation du Dévonien supérieur sur le tronçon allant de Ouarourout jusqu’à Marhouma, en englobant Fegaguira qui normalement appartient au bassin de Timimoun. Il a reconnu une sédimentation de pente pour les ‘griottes’ au cours du Frasnien Ib, une sédimentation de zone de gouttière pendant le Famennien précoce, un haut-fond au cours du Famennien III, et une sédimentation de talus voire de bassin pendant le Famennien IV.

Aït-Ouali (2006), cite également une sédimentation de pente; avec des indices d’une certaine instabilité au cours d’une période de vacuité.

Les décharges du Famennien terminal, se sont manifestées lors de la phase hercynienne précoce; la phase bretonne.

Le sillon de la Saoura comblé et émergé, à la fin du Dévonien est le siège d’une brève transgression prouvée par la réapparition d’un calcaire à conodontes suivi par des argiles à *Gattendorfia* et brachiopodes dès la base du Tournaisien.

La découverte des *Gattendorfia* de la base du Tournaisien a permis à Conrad (1970) de prouver que la transgression tournaisienne est venue du Sud en envahissant le sillon de la Saoura, qui est suivie d’une phase de comblement par une grande épaisseur d’argiles rouges et vertes intercalées par des épisodes grés-silteuses de la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid du Tournaisien inférieur.

Pour Pareyn (1961) la Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid est de milieu lagunaire.

Les dépôts siliciclastiques de la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid, sont affectés de *slumping*. Ce sont des faciès de talus qui se terminent en *onlaps*, vers le haut-fond d’Ioucha, région située plus au Nord dans le bassin de Bechar, et qui remplissent le demi-graben du sillon de la Saoura (Malti et *al.*, 2008).

Une autre transgression est prouvée par des calcaires argileux rougeâtres à *Unispirifer tornacensis*, *Imitoceras*, *Munsterocas* et *Merocanites* qui indiquent le passage entre le Tournaisien et le Viséen ; ainsi, il a été suggéré un âge Viséen basal pour la Formation de Hassi-Sguilma (Pareyn, 1961 in Fabre, 2005). Ces calcaires se trouvent dans la partie

somitale de la Formation de Hassi-Sguilma et contiennent des conodontes dont *Scaliognathus anchoralis*, *Bispathodus stabilis* et *Pseudopolygnathus pinnatus*, qui lui confèrent un âge du Tournaisien terminal (Nemyrovska *et al.*, 2006).

V-2. Interprétation paléogéographique du Dévonien supérieur au Tournaisien supérieur dans la vallée de la Saoura

La partie supérieure du Frasnien est caractérisée par l'apparition progressive du faciès 'griotte' altéré, où j'ai retrouvé des *Manticoceras* sp., ferrugineux.

Au Nord de la vallée de la Saoura, dans le bassin de Béchar, le Frasnien est soit absent, soit sous forme de récifs, comme dans la région des Meharez.

Au Sud, dans le bassin de Timimoun et à Hassi Feguiguira, la Formation des Argiles de Kahla datée du Frasnien, contient aussi des *Manticoceras*.

Au Nord-Ouest de la vallée de la Saoura, dans le Rich Gaouz au Tafilalt, les *Manticoceras* sont aussi présents. Par conséquent, la mer frasnienne profonde a été transgressive dans une grande partie des bassins de la plate-forme saharienne.

Au cours du Famennien II, quelques inondations se manifestent, en interrompant les décharges détritiques et le développement progressif du 'griotte', dont le milieu est le talus à Gara Diba au Nord et à Tamtert-Zereg au Sud, alors qu'au Cheffar El Ahmar, c'est l'*offshore*, ce qui montre bien la formation d'un haut-fond (voir Benhamou *et al.*, 2004). Ces inondations sont témoignées par la présence de niveaux à faunes naines et pyritisées.

Pyritisation et nanisme traduisent probablement une crise liée à l'extinction faunistique qui s'est manifestée entre le Frasnien I β et le Famennien précoce; signalée dans plusieurs endroits de la planète. Cette crise est due à un évènement anoxique.

Au Sud – Ouest, dans la partie sud du bassin de Tindouf, la Formation des Argiles de Tsubia (voir ch. I, tabl. I-8, p. 53), renferme des rhynchonelles, des brachiopodes, des *Manticoceras* et des *Tornoceras*. Dans la partie nord du même bassin, la Formation des Argiles du Drâ (Hollard, 1970 *in* Fabre 1976, p. 161) se poursuit et contient les mêmes goniatites datées Famennien II-III; les mêmes que celles de la vallée de la Saoura.

Le Famennien II-III, est caractérisé par les calcaires 'griottes' à *Armatites* sp.; goniatites abondantes dans les niveaux de 'griottes' à Béchir. Ces niveaux à *Armatites* représentent des inondations ayant interrompu les apports turbiditiques dans les régions de Béchir et de Tamtert.

Les dépôts argilo-calcaires sont plus épais vers le Sud-Est, et se terminent en *onlaps* vers le Nord –Ouest (fig. V-1), ils contiennent des rhynchonelles, des trilobites et des ammonoïdes

pyritisées et de petites tailles, par contre plus au Sud, les bivalves sont d'une taille normale et forment un niveau fossilifère. Le bassin est profond dans la région de Tamtert.

Du Frasnien au Famennien inférieur, les dépôts s'étalent de l'*offshore* au talus proximal. Le bassin prend une légère allure de sillon, dont l'approfondissement s'est produit par les failles synsédimentaires (fig. V-1).

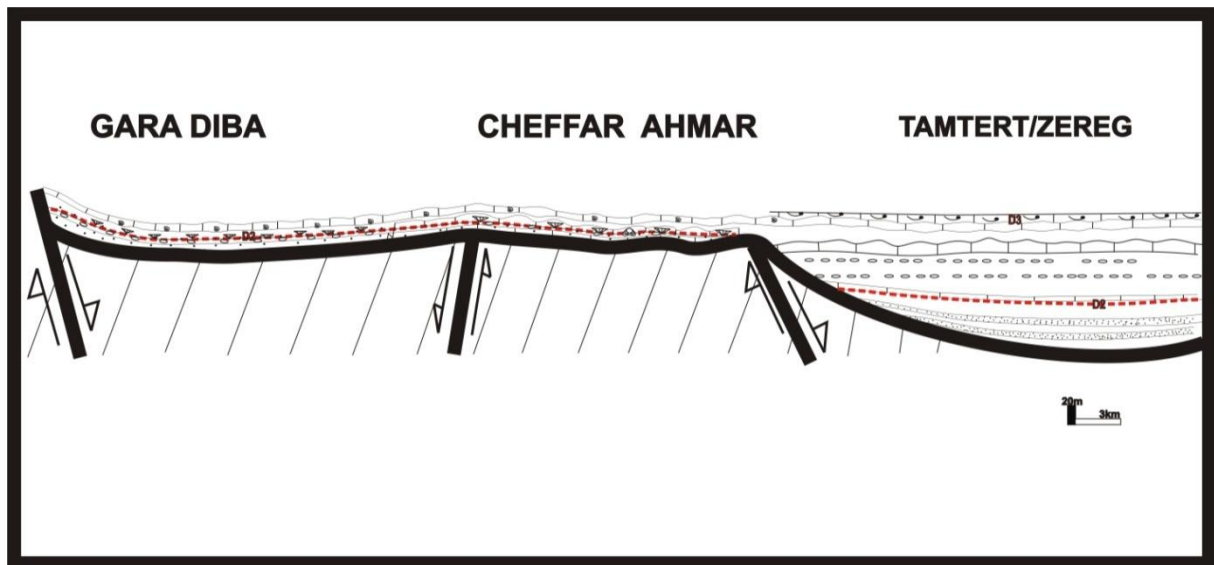


Fig. V - 1. Evolution paléogéographique de la Vallée de la Saoura au cours du Famennien II à II-III

Au cours du Famennien inférieur, les calcaires 'griottes' se sont aussi développés, au Nord de la vallée de la Saoura, à Meharez et à Oued Namous.

Cette corrélation, nous mène à déduire que la mer profonde continue à occuper une grande partie de la plate-forme saharienne au cours du Famennien inférieur jusqu'au début du Famennien moyen.

Cette tendance transgressive a été amorcée dès l'Emsien supérieur et se développe jusqu'au Dévonien supérieur. Il en est de même en Eurasie où le niveau maximum des mers est atteint vers la limite Frasnien – Famennien (Fabre 2005).

Dans la Saoura, une mer entroquitique, s'étale du NW au SE, au cours du Famennien moyen précoce.

Au Famennien moyen jusqu'à la limite entre le Famennien IV et V, le développement des 'griottes' se produit au cours d'un maximum d'élévation du niveau relatif de la mer.

Ces griottes occupent l'*offshore*, sauf au Cheffar El Ahmar où l'approfondissement n'a pas eu lieu, alors la formation du haut-fond continue. Cette structure en haut-fond a été déjà signalée dans les travaux de Abbache 2001 et Benhamou et *al.*, 2004.

Dans la région de Béchir, l'absence du Famennien IV voire IV-V a été décelé, ceci s'explique par la présence d'un hiatus, qui caractérise une profondeur considérable. Dans cette région, une distension s'est produite, elle correspond probablement à une phase locale liée à l'orogénèse hercynienne.

Le développement des 'griottes' s'est manifesté depuis le Famennien II-III jusqu'au Famennien IV-V, sauf à Bechir où, il s'interrompt, dès la fin du Famennien II-III.

Du Nord Ouest au Sud Est, le jeu de failles synsédimentaires et les fluctuations marines confèrent à cette région une structure de sillon en horsts et en grabens (fig. V-2). Ces failles ont permis à des solutions hydrothermales d'imprégner les 'griottes' en pigmentation rougeâtre ou en dendrites de manganèse.

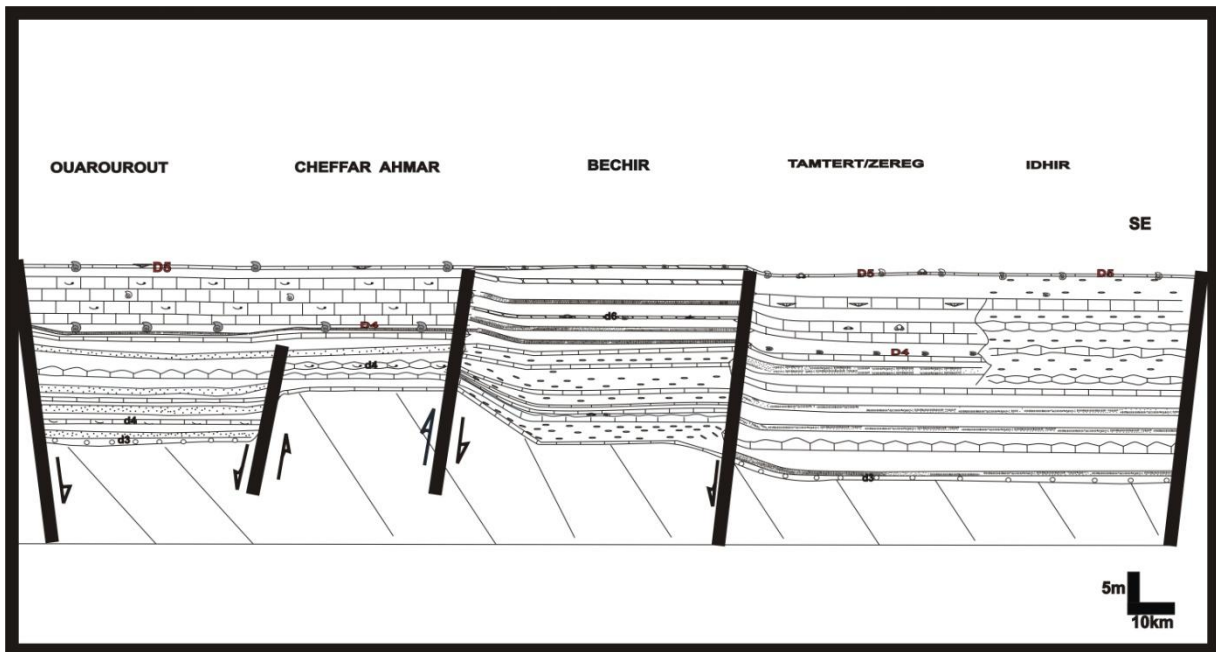


Fig. V-2. Evolution paléogéographique de la Vallée de la Saoura au cours du Famennien II-III à VI

A partir du Famennien supérieur, des dépôts turbiditiques se sont manifestés grâce à une vitesse de flux sédimentaire élevée, au détriment des 'griottes'. Au cours d'une baisse du niveau relatif de la mer, se produit l'alimentation du sillon. Un rejeu de failles synsédimentaires, provoque une subsidence, mais moins forte que la vitesse du flux sédimentaire. Le dépôcentre se situe au Tamtert-Zereg (fig. V – 3).

Une inondation est témoinnée par la réapparition d'un petit banc de calcaires 'griottes' à ammonoïdes, qui termine la Formation des Argiles de Marhouma. Ce niveau calcaire a été

peut être érodé dans les autres régions, mais n'existe certainement pas à Ouarourout, ce qui prouve que l'inondation n'a pas atteint la partie nord du sillon.

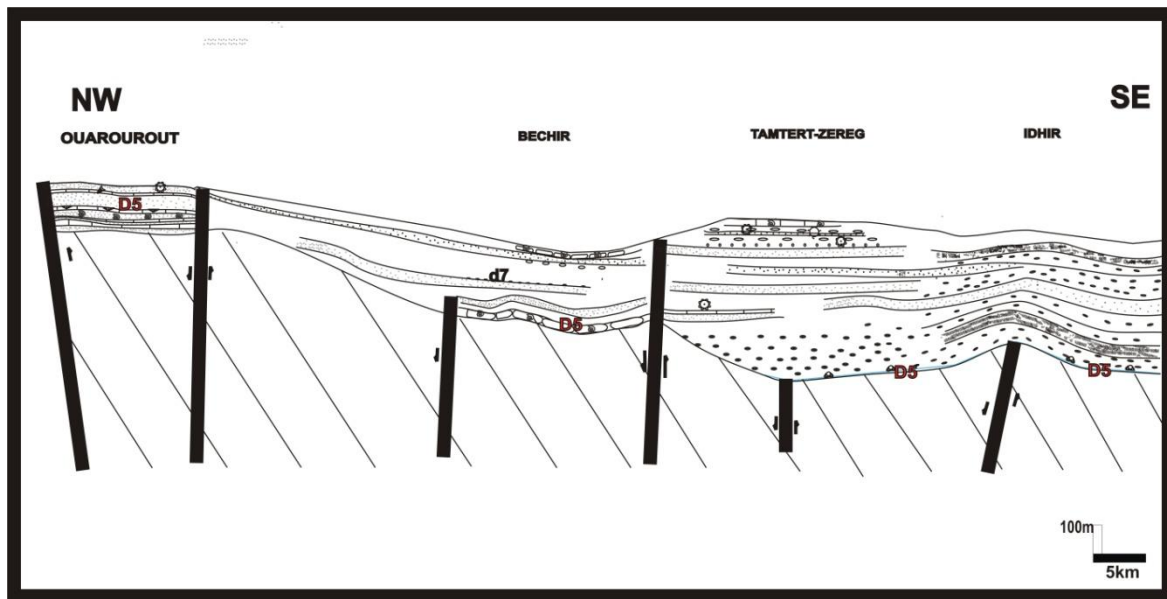


Fig. V-3. Evolution Paléogéographique de la Vallée de la Saoura au cours du Famennien V à VI

A Béchir, un apport argilo-détritique réalimente le bassin. Cet apport est interrompue par des inondations témoignées par des dépôts de calcaires 'griottes' qui renferment des clyménies de la zone à *Gonioclymenia* connue également dans la Formation des Argiles de Kahla dans le bassin de Timimoun.

Au cours du Famennien terminal; les calcaires disparaissent totalement et affluent les décharges argilo-détritiques qui constituent la Formation des Grès de Ouarourout.

Du Nord- Ouest au Sud- Est, les argiles illitiques à fines intercalations silteuses, forme des dépôts profonds turbiditiques qui correspondent à des dépôts prodeltaïques. Ces argiles occupent le talus proximal voire distal.

A Ouarourout, à ces décharges turbiditiques, succèdent les dépôts de front de delta, constitués des grès de la partie inférieure de la Formation des Grès de Ouarourout en milieu peu profond ; le *shoreface*, alors que des dépôts d'argiles intercalées de grès slumpés, sont des intermittences entre des dépôts de talus et de *shoreface*, avec une tendance régressive.

Dans la Cluse de Marhouma, les dépôts sont également deltaïques, mais plus profonds que ceux de Ouarourout, leur tendance est aussi régressive (fig. V-4).

Tout au long du Djebel Kahal et notamment dans la Garet Deba avec la région de Béchir et à Tamtert-Zereg, les dépôts turbiditiques à argiles vertes intercalées de récurrences silteuses,

laissent place à des dépôts détritiques moins profonds agradants, occupant le *shoreface* et le *nearshore* ; ce sont des dépôts supradeltaïques.

Le Famennien terminal est une période à plusieurs épisodes d'alimentation du bassin par apports argilo-détritiques, synchronisés par le rejeu des failles synsédimentaires (Pl. 8, ph. B), et ceci jusqu'à comblement du bassin.

L'intense schistification, le *slumping* et les failles synsédimentaires et décrochantes, sont des conséquences de la phase orogénique bretonne, dont la manifestation s'est produite au cours du Famennien terminal (ex. Strunien).

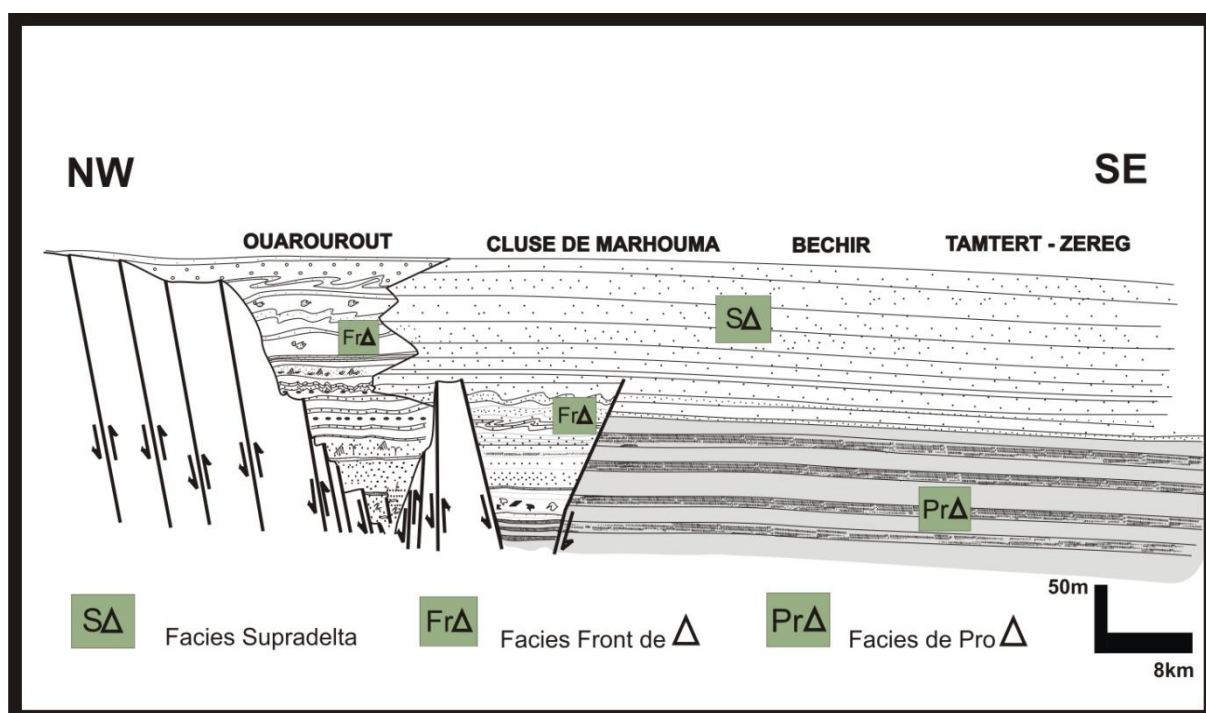


Fig. V- 4. Evolution paléogéographique de la vallée de le Saoura au cours du Famennien terminal

Dans le bassin de Timimoun, les ‘Grès inférieurs de Kahla’ équivalents aux ‘Grès de Ouarourout’ ont été déposés lors d’une baisse du niveau marin. Dans l’Ahnet et le Mouydir, ‘Les Grès de Ouarourout’ ont pour équivalence les ‘Grès du Khenig’. Sur le bord nord du bassin de Tindouf, les ‘Grès de Ouarourout’ ont pour équivalence la Formation de Tazout 1 qui est plutôt argileuse et qui a livré des brachiopodes, des goniatites et clyménies (*Woklumeria*) du Famennien VI, mais à sa base se trouve un niveau conglomératique témoignant de la régression strunienne (Conrad, 1970).

Seul au Nord de Ouarourout, affleurent en concordance, le Famennien terminal et le Tournaisien inférieur.

Au-dessus, débute la transgression tournaisienne marquée par les argiles à *Gattendorfia*, suivies par de puissants dépôts d'argiles rougeâtres, qui alimentent le sillon. Ces dépôts argileux sont interrompus par des inondations prouvées par des niveaux calcaires à *Chonetoides et Unispiriferides*.

La base du Tournaisien supérieur est caractérisée par le niveau calcaire à *Spirifers*, qui témoigne d'une brève incursion marine, suivie par un apport détritique matérialisé par les grès à stratifications qui semblent être de larges 'HCS', et qui progradent jusqu'au talus. Cet apport détritique se poursuit par le 'Banc de Menchikoff' ; calcaires à faunes marines, déposés lors d'une remontée du niveau marin.

Ainsi, le sillon de la Saoura a subi un approfondissement progressif et continu du Dévonien supérieur, jusqu'au Tournaisien. Son comblement total se termine à la fin du Tournaisien supérieur.

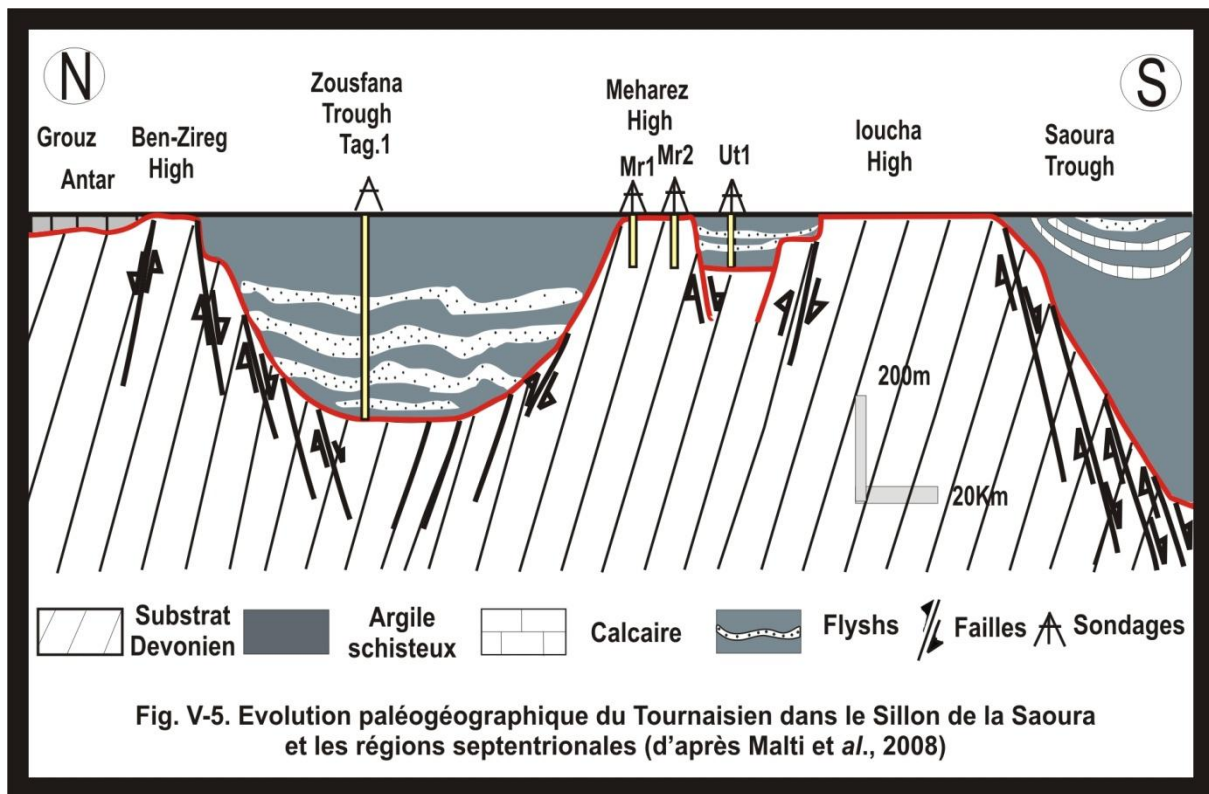
Au Nord, du bassin de Béchar, dans la coupe de Teniet El Haïdoura au Djebel Grouz, le Tournaisien daté par des conodontes de la zone à *Scaliognathus anchoralis*, se présente, en série condensée. Comparativement au Tournaisien du sillon de la Saoura, cette série condensée a été déterminée comme faciès de type bassin.

Le Tournaisien se présente sous forme d'olisthostrome dans le flysch viséen de Ben-Zireg, Cette absence du Tournaisien à Ben-Zireg montre la présence d'un haut-fond Dévonien. Le Tournaisien se présentait en haut fond dans les régions de Meharez et Ioucha.

Dans la vallée de la Zousfana, le Tournaisien recoupé par le forage Tag.1, se présente sous forme de flysch. Dans ce forage, une discordance angulaire a été repérée entre Dévonien et Tournaisien, ce qui prouve une phase orogénique locale ; elle peut être due à la phase bretonne.

Dans la partie sud, de la vallée de la Zousfana, le sondage Ut1 a recoupé des dépôts daté Tournaisien inférieur par *Vallatisporites vallatus* et *Speleaotriletes pretiosus*.

Au Sud de ce forage, les dépôts tournaisiens du Sillon de la Saoura se terminent en *Onlaps* vers le Haut-fond d'Ioucha (fig. V-5).



Plus au Sud, dans le bassin de Timimoun, la Formation des Grès Supérieurs de Kahla, comporte des argiles intercalées par des récurrences à abondantes *Gattendorfia* (Ebbighausen, *et al.*, 2004), alors que dans la vallée de la Saoura, les *Gattendorfia* se présentent en un seul niveau.

La Formation des ‘Grès de Kahla’ est suivie par la Formation des Argiles de Timimoun, qui débute par un niveau repère ; la ‘dalle à *Merocanites*’. La Formation des Argiles de Timimoun est équivalente à la Formation des Grès de Hassi-Sguilma.

Dans les bassins l’Ahnet-Mouydir, le contenu faunistique des Grès supérieur du Khenig, montre l’amorçage de la transgression tournaisienne avec un développement de dépôts marins. C’est avec les ‘Argiles de Tiguentour’, suivies des Grès de Tiguentour, recouverts par la ‘Dalle des Iridet’ du Tournaisien supérieur, que la transgression prend une grande ampleur. Cette dalle est équivalente à la Formation de Hassi-Sguilma.

Dans les bassins situés au Sud du Sillon de la Saoura, la transgression de la mer tournaisienne est d’une grande étendue, alors que vers le Nord, elle a rencontrée des obstacles tels que les haut-fonds, ou elle a occupé d’autres sillons. Cette mer a envahi tous les bassins du Sud Ouest du Sahara.

V-3. Conclusion générale

Les nouvelles découvertes macrofaunistiques en ammonoïdes, brachiopodes, trilobites ainsi que microfaunistiques en conodontes et palynomorphes apportent beaucoup de données par rapport aux travaux antérieurs.

La relation entre les associations faunistiques, microfaunistiques et leur paléoenvironnement, a été établie par l'analyse des faciès.

Une meilleure compréhension des fluctuations du niveau relatif de la mer et de la dynamique tectono-sédimentaire a permis d'établir les étapes qui ont mené à l'individualisation du bassin.

Ce bassin fût alimenté en permanence par décharges argilo-détritiques interrompues par inondations.

L'évolution paléogéographique de la région d'étude est fonction de cette dynamique qui se déroule dans le temps et dans l'espace :

- Du Frasnien supérieur jusqu'au début du Famennien inférieur, les dépôts sont en mer profonde où vivait une faune naine. Le Famennien inférieur est nettement caractérisé par les rhynchonelles (*Evanidisinurostrum* et *Sphaeridiorhynchus* sp.).

- Au cours du Famennien moyen (Zone IV) essentiellement datée par la zone à *Platyclymenia annulata*, se manifeste le développement du faciès 'griottes' dans tout le bassin, au cours d'une élévation du niveau relatif de la mer.

- A partir de la limite du Famennien IV et du Famennien V (Zone à *Procymaclymenia*), le développement des 'griottes' diminue.

- Le Famennien supérieur (zone V ou zone à *Gonioclymenia*), est d'une présence franche, dans la région de Béchir. Au cours de cette période, les décharges argilo-détritiques commencent à affluer au détriment des 'griottes', qui apparaissent sous forme de niveaux. Cette période se termine par une brève incursion marine.

- Au Famennien terminal, un flux sédimentaire assez fort, amène un matériel slumpé, dont le caractère turbiditique est prédominant dans la partie sud de cette région. Ces apports sont synchronisés par le jeu d'une tectonique synsédimentaire, qui donne l'élargissement et approfondissement du bassin vers le Sud. Cette région prend la forme de sillon.

- Le Passage Dévonien –Tournaisien est de tendance régressive ; il s'est déroulé dans un milieu marin à influences continentales, caractérisé par la présence des acritarches (*Umbellasphaeridium saharicum* et *Umbellasphaeridium* sp.) en association avec des miospores (*Vallatusporites pusillites*). Au Sud, dans la région du Tamtert-Zereg, ce passage est décelé plutôt par la présence de miospores (*Vallatisporites vallatus* et *Retusotriletes incohatus*) marquant bien le passage Dévono-Tournaisien.

Les conodontes appartenant à la zone à *Expensa* supérieure (*Bispathodus Stabilis* et *Bispathodus aculeatus*) du Famennien terminal et à la zone *Sulcata* (*Polygnathus communis communis*) de la base du Tournaisien inférieur prouvent que le 'NC' est une zone à microfaunes mixtes.

La transgression de la mer pendant le Tournaisien basal est prouvée par les argiles à faunes marines dont les principales sont les *Gattendorfia*.

Pendant le Tournaisien inférieur, le sillon de la Saoura est soumis à un fort comblement par les argiles rouges, et à une tectonique synsédimentaire produite par le boudinage des bancs de grès sous forme d'intercalations dans les argiles rouges. Cette manifestation permet une création de l'espace disponible.

Le comblement du sillon se termine par les grès du Tournaisien supérieur. Une transgression fini-tournaisienne change le régime sédimentaire et prend de l'ampleur dans les bassins situés au Sud du Sillon.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABBACHE A (2001). Etude sédimentologique des calcaires 'griottes' et faciès associés du Givétien au Dévonien supérieur des environs de l'Ougarta (Beni-Abbes, Sahara Occidental), *Mem. Magistère*. Université d'Oran, 115 p, 49 fig., 11 pl.

ABDELSSELEMEN. ROUGHY. F (1986) - Premiers résultats biostratigraphiques (Miospores, Acritarches et Chitinozoaires) concernant le Dévonien Moyen et Supérieur du Môle d'Ahara (Bassin d'Illizi, Algérie). *Revue de Micropaléontologie*, Vol. 9, n°2, pp. 87 – 92), 2figs.

ABDESSELEM ROUGHY F. (1987). Premiers resultants biostratigraphiques (miospores, acritarches et chitinozoaires) concernant le Dévonien moyen et supérieur du môle d'Ahara (Bassin d'Illizi, Algérie). *Rev. Micropal.*, Paris, 29, 2 : 87 – 92, 1pl.

ABDELSELEM-RHOUGHY, F., (1996). Biostratigraphie des spores du Dévonien de la synéclise Illizi -Ghadamès (Algérie) *Bull. serv. Géol. Algérie*, **7**, 2, 171 – 209.

ABDELSELEM-RHOUGHY, F., (1997). Spores, Acritarches et Chitinozoaires du Dévonien de la Synéclise Illizi-Ghadamès (Sahara Oriental). Systématique et biostratigraphie. Mise en évidence de lacunes, pièges stratigraphiques. Thèse, Université Houari Boumédiène, Inst. Sci. Terre, Alger, 190 p.

ABDESSELAM-ROUGHY F. & COQUEL R. (1997). Palynology du Devonien terminal-Carbonifère Inferieur dans le sud-est du bassin D'Illizi (Sahara algérien). Position des premières lycospores dans la série stratigraphique. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **5**:47-57.

ABDESSELAM-ROUGHY, F. (2003). Biostratigraphie des spores, acritarches et chitinozoaires du Dévonien moyen et superieur du Bassin d' Illizi (Algérie). *Bull. Serv. Géol .Alg.*, **14**, 97-117.

AKKOUCHE, M. (2007) : Apport de la méthode de datation par les traces de fission à l'analyse de la thermique de bassins à potentiel pétrolier. Exemple de la cuvette de Sbaa et du bassin de l'Ahnet Nord (Plate-forme saharienne occidentale, Algérie). Thèse d'état Univ. De Grenoble.

AEROSERVICES PATTERSON (1974). Etudes géophysiques. Cartes aéromagnétiques et aérospectrométriques au 1/200 000 et 1/500 000 (cartes inédites).

ALBERTI, H. (1970). Neue Trilobiten-Faunen aus dem Ober-Devon Marokkos. *Göttinge Arbeiten zur Geologie und Paläontologie* **5**, 5-29.

ALBERTI (1980). Neue arten der Nowakiidae (Dacryonarida) aus dem Unter- Devon von Algerien. In: BOUMENDJEL et al (1997). Synthèse chronostratigraphique du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. du Nord.* **5**, p. 117 – 121.

ALIMEN H., LE MAITRE D., MENCHIKOFF N., PETTER G. et POUEYTO A. (1952). Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. XIXème Congrès géologique International, Alger. 1ère série. (15) : 49-62, fig. 11-13, pl. II-III.

AÏT – OUALI R., et NEDJARI A. (2006). Le bassin Ougarta une Mobilité permanente au Paléozoïque. *Mém. Serv. Géol. Nation.* n° 13 pp 23-40, 5 fig, 17 ph.

ARBHEY F. et CABY R. (1966). Présence de dreikanterers à la base du Cambrien de la Sebkhath El Mellah ; remarques sur la discordance du Paléozoïque et sur l'âge du soubassement dans la région des Monts d'Ougarta (Sahara algérien). – C. R. somm. Soc. Geol. France, 2, p. 63.

AÏT-KACI A. (1990). Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des Monts de l'Ougarta pendant le Cambrien (Sahara sud oranais). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle USTHB.* Alger. 168p, 49 fig.

ASKRI, H., BELMECHERI A., BENRABAH B., BOUDJEMA, A., BOUMENDJEL, K., DAOUDI, M., DRID M., GHALEM, T, DOCCA, M., GHANDRICHE, H., GHOMARI, A., GUELLATI, N., KHENNOUS, M., LOUNICI, R., NAILI, D.,

TAKHERIST, D., ET TERKMANI., M., (2009). Géologie de l'Algérie- *Contribution* SONATRACH Divisin Exploration, Centre de Recherche et Développement.

ATTAR A., FOURNIER J., CANDILIER A.M. & COQUEL R. (1980). Etude palynologique du Dévonien terminal et du Carbonifère inférieur dans le bassin d'Illizi (Fort-Polignac) Algérie. *Rev. Inst. Fr. Pet.*, 35: 585 – 608.

AUBOUIN J. (1964). Réflexion sur le faciès « Ammonitico-rosso » dans les Alpes. *Bull. Soc.géol. France.* (7), 6, pp. 475 – 501, 10 fig.

AVCHIMOTICH V., TAMARA V., BIVSCHEVA., HIGGS KENNETH., STREEL M. and VALENTINA T. UMN OV A. (1988). Miospore systematic and stratigraphic correlation of Devonian – Carboniferous Boundary deposits in the European part of USSR and Western Europe. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 100: 169 – 192, 2 text-figs, 5 pls – Frankfurt a. M., 2.5.

BASTIEN, CH. CHENNAUX G. MAZELET, O. UMBACH, BP. & BASCONE – LEHMANN, J.P. (1965). Dévonien de l'Ougarta. Etude Sédimentologique. SN- Repal. Rapport interne (inedit).

BECKER, R. T. et PAPROTH, E., (1993)- Auxiliary stratotype sections for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Devonian – Carboniferous boundary: Hasselbachtal. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115 – 2, pp. 703-706, 1 figure.

LEGRAND – BLAIN, M ET VACHARD D. (2005). Carbonifère (Mississipien et Pennsylvanien). *Ann. Soc. Geol. du Nord.* T11 (2^{ème} série), p 151 – 158.

BENHAMOU, M., ABBACHE, A., ELMI, S., MEKAHLI, L., RACHEBOEUF, P., OUALI-MAHADJI, A. & BOUMENDJEL, K. (2004) - Les calcaires “griottes” et faciès associés du Dévonien supérieur des environs de Beni-Abbes au Djebel Heche (Saoura, Algérie) : environnements et implications paléogéographiques. *Bulletin du Service Géologique d'Algérie* 15, 27-49.

BERTRAND-SARFATI J., MOUSSINE-POUCHKINE A., AFFATON P., TROMPETTE R. ET BELLION Y. (1990). Cover sequences of the West-African craton,

in: DALLMEYER R.D. et LÉCORCHÉ J.-P. (Eds.), *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives*. Springer Verlag. 65-82.

BIJU-DUVAL B. (1999). Géologie sédimentaire. Bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole. Centre exploration, Edition Technip, p. 155- p. 492, 248 figs.

BLESS M. J. M., BECKER R. T., HIGGS K., PAPROTH E. et STREEL M. (1993). Eustatic cycles around the Devonian-Carboniferous boundary and the sedimentary and fossil record in Sauerland (Federal Republic of Germany). In: LEGRAND – BLAIN, M ET VACHARD., D (2005). Carbonifère (Mississipien et Pensylvanien). *Ann. Soc. Geol. du Nord*. T11 (2^{ème} série), p 151 – 158.

BOUMENDJEL. K. (1985). Nouvelles espèces de Chitinozoaires dans le Silurien et le Dévonien du Bassin d'Ilizi (SE du Sahara algérien). *Rev. Microp., Paris*, 28, 3, 155 – 166.

BOUMENDJEL K. (1987). Les Chitinozoaires du Silurien supérieur et Dévonien du Sahara algérien. Cadre géologique, systématique, biostratigraphie. *Thèse D. Sc. Univ Rennes*, 1 vol, 181 p, 26 pl.

BOUMENDJEL K., LOBOZIAK S., PARIS F., STEEMANS PH. ET STREEL M., (1988). Biostratigraphie des miospores du Silurien et du Dévonien du Bassin d'Ilizi (S. E. du Sahara algérien). *Géobios*, 21 (3) : 329 - 357

BOUMENDJEL K., MORZADEC P., PARIS F., ET PLUSQUELLEC Y. (1997). Le Dévonien de l'Ougarta (Sahara Occidental, Algérie). *Annales de la société géologique du Nord*, 5 (2), 73 – 87.

BOUMENDJEL K., BRICE D., COPPER P., GOUVERNNEC R., JAHNKE H., LARDEUX H., LE MENN J., MELOU M., MORZADEC P., PARIS F., PLUSQUELLEC Y., et RACHEBOEUF P. (1997). Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidentale, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord* 5 (2), p. 89-116.

BRICE D. (1985). Brachiopodes de la Serre (Sud de Cabrières-Supérieur. *Hercynica*. 1, 2, p. 131 – 154.

BRICE D. (1997). Brachiopodes Pentamoreidea, Rhynchonellidea, Retzoidea, Atrypoidea et Terebratuloidea. In: BOUMENDJEL K., et al (Eds). Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord* 5 (2) (1997) 105-107.

BRICE D. (2000). Strati-Info, lettre d'information – N°19, Comité Français de stratigraphie, 86^{eme} réunion – 6juin 2000 – Maison de la Géologie – Paris.

BRICE D & MISTIAN B. (2003). Le Devonien: ses subdivisions. Le Strunien un sous étage du Famennien? *Annales de la société géologique du Nord*, 2^{eme} Série 10. 97 – 109.

BRICE D., LEGRAND BLAIN M., NICOLIN J P. (2005). New data on late Devonian and early Carboniferous Brachiopodes from new Sahara: Morocco, Algeria. *Ann. Soc. Géol. du Nord*. T12 (2^{eme} série), p. 1 – 45, 5 tabl., 5 pl.

B. R. P. (compagnie pétrolière). (1964). Essai de nomenclature lithostratigraphique du Cambro-Ordovicien saharien. Colloque tenu par les compagnies pétrolières – *Mém. hors série Soc. Géol. Fr.*, 2, 56p.

CABY, R. (1996). Rapport de mission de terrain dans le Grand Sud-Ouest Algérien. *Mémoires du Service géologique d'Algérie*, 8, 49–51.

CABY, R., MOUSSINE POUCHKINE, A., AÏT KACI, A (2010). Les séries volcano-sédimentaires orogéniques néoprotérozoïques de la basse Saoura (Algérie) : Signification géodynamique dans la chaîne pan africaine. *Bulletin du Service Géologique National*, vol. 21, n° 3, pp. 257- 284, 8 fig.

CARLOS L. AZCUY & DI PASQUO M. (2006). Additiona systematic information on the early Carboniferous palynoflora from the Ambo Formation, Pongo de Mainique, Peru. *Revista Brasileira de Paleontologia* 9(1); 41-52.

CASIER J G. (1983). Les ostracodes du Frasnien et de la base du Famennien de la coupe du Km 30 (Saoura, Sahara algérien). *Bulletin de la société belge de géologie*, 91, p. 195 – 207, 1fig, 1 tabl., 2pl. h.t.

CASIER, J G. (1985). Les Ostracodes de la partie supérieure de la Formation de Tiferguenite (Givétien) et de la Formation de Marhouma (Givétien – Famennien) de la coupe du Km 30 (Saoura, Sahara Algérien). *Géobios*, Lyon, n° 18, fasc. 6, p. 833 – 846, 2 fig., 3 tabl., 4pl.

CHIKHAOUI M. (1974). Les ignimbrites et les roches basiques du Précambrien supérieur des monts de l'Ougarta (Saoura). *Thèse de 3^e cycle ; Alger*, 154 p.

CLAYTON G., HIGGS K., KEEGAN J B., & SAVASTOPULO G. D. (1978). Correlation of palynological zonation of the Dinantian of the British Isles. *Palinologia. Num. Extraord., I*: 137-147.

CLAYTON G., WICANDER R., AND PEREIRA Z. (2001)- Palynological evidence concerning the relative positions of Northern Gondwana and Southern Laurussia in latest Devonian and Mississippian Times. (p. 45 à 56). (5 appendices) (3figures).

COMBAZ, A. and STREEL, M. (1970). Microfossiles végétaux du Tournaisien inférieur dans le core-drill de Brevillers (Pas-de-Calais, France); Congrès et Colloques de l'Université de Liège, v. 55, 240-277.

CONIL R., GROSSENS E., LALOUX M. ET POTY E. (1989). La limite Tournaisien/Viséen dans la région –type. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112 (1) : 177 – 189.

CONIL, R., GROESSENS, E., LALOUX, M., POTY, E. ET TOURNEUR, F. (1991). Carboniferous guide Foraminifera, corals and conodonts in the Franco-Belgian and Campine Basins: their potential for widespread correlation. In: **LEGRAND – BLAIN, M ET VACHARD D.** (2005). Carbonifère (Mississippien et Pennsylvanien). *Ann. Soc. Geol. du Nord*. T11 (2^{ème} série), p 151 – 158.

CONRAD J, PAREYN CL, WEYANT M. (1970). Mise en évidence du Tournaisien inférieur dans la vallée de la Saoura (Sahara occidental) et conséquences paléogéographiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 271: 900–903.

CONRAD J. et LEMOSQUET Y. (1984). Du craton vers sa marge : évolution sédimentaire et structurale du bassin de l'Ahnet- Timimoun –Béchar (Sahara algérien) au cours du Carbonifère, des données paléoclimatiques. *Trav. lab. sci., Terre, Marseille-St Jérôme*, 7, XXVI, 6, 987-994.

CONRAD, J. (1984). Les series carbonifères du Sahara Central Algérien. Stratigraphie, sédimentation, évolution structurale. *Thèse de Doctorat d'Etat Es Sciences Naturelles, Université Aix- Marseille, Faculté des Sciences et Techniques de St Jérôme*, 1 – 370.

CONRAD, J., 1985. NORTH AFRICA. In: **WAGNER, R. H., WINKLER PRINS, C. F. AND GRANADOS, L. F. (EDITORS).** The Carboniferous of the World. II. Austria, Indian subcontinent, South Africa, South America and North Africa. *IUGS Publication n° 20*, 299 – 447.

COPPER P., (1997) BRACHIOPODES A TRYPIDA in : Boumendjel K, et al. (Eds). Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidentale, Algérie). *Ann. Soc. Géol.Nord* 5 (2) (1997), p 107 – 108.

COQUEL R. (1985). Carboniferous of the World Microfloras. North Africa, in: **WAGNER, R. H., WINKLER PRINS, C. F. and GRANADOS, L. F. (Editors),** The Carboniferous of the World. II. Austria, Indian subcontinent, South Africa, South America and North Africa. *IUGS Publication n° 20*, pp. 381– 437.

COQUEL R. et MOREAU-BENOIT A. (1986). Les spores des séries struniennes et tournaisiennes de Lybie occidentale. *Rev. De Micropal.* Vol. 29, n°1, p. 17 – 43, pl. 1 – 3.

COQUEL R. and ABDESSELAM-RHOUGHY F. (2000). Palynostratigraphic revision of the uppermost Devonian-Lower Carboniferous in the Western Great Erg (Bechar Basin), Western Algeria Sahara. *Revue de Micropaleontologie* 43: 353–364.

CROSS T. A. (1988). Controls on coal distribution in transgressive- regressive cycles, upper Cretaceous, western interior, USA. In: **BIJU-DUVAL B.** (1999). Géologie sédimentaire. Bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole. Centre exploration, Edition Technip, p. 155- p. 492, 248 figs.

DELFAUD J. (1973). Sur l'appartenance de certains pseudoflyschs aux faciès pro-deltaïques de plate-forme. In: FABRE J. (1976). Introduction à la géologie du Sahara Algérien et des régions voisines. I. La couverture Phanérozoïque. *Société National d'Édition et de Diffusion*. Alger, 1 - 422

DENCKAMANN A. (1900). Uber das Vorkommen von Prolecaniten im Sauerlande: in Korn D. (2004). The mid-Famennian ammonoid succession in the Rhenish Mountains: the “*annulata* Event” reconsidered. *Geological Quarterly*, 48 (3): 245–252. Warszawa.

DESTOMBES J., HOLLARD H., ET WILLEFERT S. (1985). In : *Lower Paleoz. Of NW and W central Africa* (édité par Holland C. H.) pp. 291 – 335. John Wiley.

DONZEAU M. (1971). Etude structurale dans le Paléozoïque des Monts de l'Ougarta. *Thèse D. 3^e Cycle. Univ. Orsay*.

DONZEAU M. (1972). Les déformations hercyniennes dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **274**, 2519-3522.

DONZEAU M. (1974). L'arc Anti-Atlas-Ougarta (Sahara Nord occidental, Algérie, Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **278**, 417-420.

DONZEAU M. (1983). Tectonique des Monts d'Ougarta, In : *Afrique de l'Ouest Africa, Lexique strat. Intern. (Fabre ed)*, n. sér. Pergamon, 118 – 120.

DONZEAU M., FABRE J. ET MOUSSINE POUCHKINE A. (1981). Comportement de la dalle saharienne et orogénèse varisque. Essai d'interprétation. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord*, Alger, **69**, 3-4, 137-172.

DUENAS H. & CESARI S. N. (2005). Systematic study of early Carboniferous palynological assemblages from the Llanos Guentales Basin, Colombia. Buenos Aires, ISSN 1514-5158. *Rev. Mus. Argentino. Cienc. Nat., n.s.* 7 (2): 139 – 152, Buenos Aires.

EBBIGHAUSEN V., BOCKWINKEL J., KORN D., WEYER D. (2004). Early Tournaisian ammonoids from Timimoun (Gourara, Algeria). *Mitteilungen aus dem Museum für Naturkunde in Berlin Geowissenschaftliche Reihe –Band 7*. 2004

ELF AQUITAINE (1977). Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. Eléments d'interprétation. *Centre de Recherches de Baussens et de Pau*. 76 figs, 28 tabl., 17pl, 231p.

ELMI S., (1981). Classification typologique et génétique des *Ammonitico-Rosso* des faciès noduleux ou grumeleux. In: Farinacci, A., Elmi, S. (Eds.), *Rosso Ammonitico, Symposium Proceedings*. Edizione Tecnoscienza, Rome. pp. 233–243.

FABRE J., CABY R., GIROD M. ET MOUSSINE POUCHKINE A., (1976). Introduction à la géologie du Sahara Algérien et des régions voisines. I. La couverture Phanérozoïque. *Société National d'Édition et de Diffusion*. Alger, 1 - 422

FABRE J. (1988). Les séries Paléozoïques d'Afrique : une approche. *J. Afric. Earth Sci.*, **7**, **1**, 1-40.

FABRE, J., LATOUCHE L., KAZI-TANI, N., MOUSSINE POUCKINE, A., AÏT HAMOU, F., DAUTRIA J.M., MAZA M. (2005). Géologie du Sahara Occidental et Central. Musée Royal de l'Afrique Central, p. 227 – 304.

FLAJS G., et FEIST R. (1988). Index conodonts, trilobites and environment of the Devonian –Carboniferous boundary beds at La Serre (Montagne Noire, France). In: LEGRAND-BLAIN M. (2002). Le Strunien et Tournaisien au Sahara Algérien : Limites, échelles lithostratigraphiques et biostratigraphiques régionales. *Mém. Serv. Géol. Alg.* n°11, pp. 61 – 85, 2 fig., 6 tab.

FEKIRINE, B., BELHADJ, E. M et OUMMAD. Y., 1998. Coupe lithostratigraphique synthétique d'Ougarta. SONATRACH (C.R.D). Log inédit.

FOLLOT J. (1952). Ahnet et Mouydir. *19^{ème} Cong. Géol. Intern. Alger, Monographies régionales*. 1^e sér. N°1, 80 p.

GAUTIER E.F. (1906). Contribution à l'étude géologique du Sahara (Saoura–Gourara–Touat), *Bull. Soc. Géol. France*, 4, **6**, 729–766.

GEVIN P. (1960). Etude et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti – Eglab et ses bordures sédimentaires (1^e partie). *Serv. carte géol. Algérie, Bull.* **23**, 1 vol. 300 p.

GHAVIDEL-SYOOKI M. & OWENS B. (2007) - Palynostratigraphy and Palaeogeography of the Padeha, Khoshyeilagh, and Mobarak Formations in Eastern Alborz Range (Kopet-Dagh region), northeastern Iran, *Revue de micropaléontologie* 50 (2007) 129-144

GHIENNE J. F., BOUMENDJEL K., PARIS F., VIDET B., RACHEBOEUF P., AIT SALEM H. (2007). The Cambrian – Ordovician succession in the Ougarta Range (Western Algeria, North Africa) and interference of the Late Ordovician of the Lower palaeozoic transgression on northern Gondwana. *Bulletin of Geosciences*, Vol. 82, 3, 2007.

GÖDDERTZ B. (1987). Devonische Goniatiten aus SW – Algerien und ihre stratigraphische Einordnung in die Conodonten-Abfolge, *Palaeontographica Abt A* 197, 127-220.

GOMEZ SILVA M., PACAUD M. et WIEL F. (1963). Contribution à l'étude du Cambro-Ordovicien des chaînes de l'Ougarta (Sahara algérien). *Bull. Soc géol. Fr.*, 7, V, 1, 134 – 141.

GOUVERNNEC R., (1997). Brachiopodes Spiriferida. In: BOUMENDJEL K., et al. (Eds). 'Les faunes du Dévonien de l'Ougarta Sahara occidental, Algérie'. *Annales de la société Géologique du Nord, Lille*, 5 (2^{ème} série) (1997), 108 -111.

GOUVERNNEC R., BITAM L. & ROBARDET M. (1997). Les formations paléozoïques anté-carbonifères du sous-bassin de l'Iguidi (Flanc Sud du bassin de Tindouf, nord ouest du Sahara Algérien). *Bulletin du Service géologique de l'Algérie*, 8, 2, p 135 – 148.

GUERRAK S. (1984). Les minéralisations ferrifères du bassin de Tindouf: le gisement de fer oolithique dévonien de Mecheri Abdelaziz (Sahara algérien). *Thèse 3e cycle Alger*. 1 vol., 317 p, 14 planches photos

HANCE et al., (2001). Stratigraphie séquentielle du Dinantien type (Belgique) et corrélation avec le Nord de la France (Boulonnais, Aviennois. In: **LEGRAND-BLAIN M.** (2002). Le Strunien et Tournaisien au Sahara Algérien : Limites, échelles lithostratigraphiques et biostratigraphiques régionales. *Mém. Serv. Géol. Alg.* n°11, pp. 61 – 85, 2 fig., 6 tab.

HARTMUT JÄGER. (2002). Palynology of the Carboniferous (Mississippian) Kammquartzite Formation in the Rhenohercynian Zone, Germany. *Senckenbergiana lethea*, 82 (2), p. 609- 637, 13 figs –Text, 5 pls.

HAUG, E. (1903). Deux horizons à Céphalopodes du Dévonien supérieur du Sud – Oranais. *C.R. Acad. Sciences*, t. CXXXVIII, p 85 – 87.

HECKER M. (2002). Correlation of the Dinantian of the East European Platform and Urals with the type area (Belgium). In: **HILLS L.V, HENDERSON C.M & BAMBERE. W** (eds). Carboniferous and Permian of the World - Canada. Soc. Petrol. Geol. Memoir. 19.

HIGGS, K., CLAYTON, G., and KEEGAN, J. B. (1988). Stratigraphic and systematic palynology of the Tournaisian of Ireland: Special Paper, Geological Survey of Ireland 7, 1-82.

HIGGS, K & STREEL, M. (1984). Spore stratigraphy at the Devonian-Carboniferous boundary in the northern <<Rheinisches Schiefergebirge>>, Germany. In: **PEREZ – LEYTON M.** (1991). Miospores du Devonien moyen et supérieur de la coupe de Bermajo-La Angostura (Sud –Est de la Bolivie). *Annales géologiques de la société de Belgique.* T. 113, (fascicule 2), pp. 373-389. 3 figures, 1 tableau et 2 pl.

HOLLARD H. (1956). Sur le Tournaisien de la Vallée du Draa (Sud marocain) – Compte rendu hebdomadaire des séances de l'Académie des Sciences [Paris] 242 (23) : 1958. Découverte des Goniatites tournaisiennes dans le Maider (Province du Tafilalet, Maroc) ; Compte Rendu Hebdomadaire des séances de l'Académie des Sciences 247 (10) : 789 – 792.

HOLLARD H. (1958). Découverte de Goniatites tournaisiennes dans le Maider (province du Tafilalet, Maroc). C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci. Paris, 247, 789 – 792.

HOLLARD H. (1960). Une phase tectonique intra-famennienne dans le Tafilalt et le Maïder (Maroc pré-saharien). In: **PAREYN C.** (1961). - Les Massifs Carbonifères du Sahara Sud-

Oranais. *Publications du Centre de Recherches Sahariennes (Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris)*. Série géologie, 1. Tome I : 1- 326. Tome II : 1 – 324.

HOLLARD H. (1970). Sur la transgression dinantienne au Maroc présaharien. *C.R. 6^e Congr. Intern. Strat. Géol. Carbon.*, Sheffield 1967. **III** : 923 – 936.

HOLLARD H. (1970). Silurien-Dévonien-Carbonifère. *Notes et mém.serv.géol. Maroc*, 229, 161-168.

HOMEWOOD et al., (1992). Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. In: BIJU-DUVAL B. (1999). Géologie sédimentaire. Bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole. Centre exploration, Edition Technip, p. 155- p. 492, 248 figs.

JAHNKE H. (1997). Brachiopodes Strophomenida. In : BOUMENDJEL K., et al. ‘Les faunes du Dévonien de l’Ougarta Sahara occidental, Algérie’. *Ann. Soc. Géol.Nord* 5 (2) (1997)) : 101 -103, tabl. IV.

JANSEN U., LAZREQ N., PLODOWSKI G., SCHEMM-GREGORY M., SCHINDER E. & WEDDIGE K. (2007). Neretic-pelagic correlation in the Lower and basal Middle Devonian of the Dra Valley (Southern Anti-Atlas, Moroccan, Pre-Sahara). In Ed. Becket R.T. and Kirchgasser W. T. *Geological society*, London, special publications, **278**, 9 – 37.

JARDINE S., COMBAZ A., MAGLOIRE L., PENIGUEL G. et VACHEY G. (1974). Acritarches du Silurien et Dévonien du Sahara algérien. *C. R. 7e Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifère*, Krefeld 1969, vol. 1, p. 295 – 311.

JOHNSON C. A., KLAPPER G. et SANDBERG C. A. (1985). Devonian eustatic fluctuation in Euramerica. *Geol. Soc. America bull.*, 96, 5, 467 – 587. Discussion: J. M. Dennison, 1595 – 1597.

JERVEY MT. (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. Lidz, B. H. Sea level changes; an integrated approach: in BIJU-

DUVAL B. (1999). Géologie sédimentaire. Bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole. Centre exploration, Edition Technip, p. 155- p. 492, 248 figs.

KAZI-TANI N. (1986). Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine: le domaine intra-plaque Nord algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse D. Sc. Pau*, 59, 3 vol., 872 p., 348 fig.

KEEGAN J. B. (1977). Late Devonian and Early Carboniferous miospores from the Galley Head. Leap Harbor region of southwest Ireland; *Pollen et Spores*, XIX, 4, 545-573.

KEEGAN J. B. (1981). Stratigraphic palynology of the early Carboniferous sediments into two borehole cores from Moate, County Westmeath, Ireland: Unpublished M.Sc. Thesis, University of Dublin.

KORN D. (1993). The ammonoid faunal change near the Devonian-Carboniferous boundary. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **115** (for 1992): 581–593.

KORN D. (1994). Oberdevonische und unterkarbonische Prionoceraten aus dem Rheinischen Schiefergebirge. *Geol. Paläont. Westfalen*, **30**: 1–85.

KORN D. (1999). Famennian Ammonoid Stratigraphy of the Ma'der and Tafilalt (Eastern Anti – Atlas, Morocco). *Abh. Geol. B.- A. ISBN 3 – 85316-02-06, Band 54, S.147 – 179, in:* LEGRAND-BLAIN M. (2002). Le Strunien et Tournaisien au Sahara Algérien : Limites, échelles lithostratigraphiques et biostratigraphiques régionales. *Mém. Serv. Géol. Alg.* n°11, pp. 61 – 85, 2 fig., 6 tab.

KORN D., KLUG C., REISDFORD A. (2000). Middle Famennian ammonoids stratigraphy in the Amessoui syncline (Late Devonian; eastern Anti-Atlas, Morocco). *Trav. Inst. Geol., Rabat. Série Geol & Geogr. Phys.*, **20**, 2000, pp. 69 – 77.

KORN D. (2004). The mid-Famennian ammonoid succession in the Rhenish Mountains: the “*annulata* Event” reconsidered. *Geological Quarterly*, **48** (3): 245–252. Warszawa.

LARDEUX H. (1997). Tentaculites, in : Boumendjel K, et al. (Eds). Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidentale, Algérie). *Ann. Soc. Géol.Nord* 5 (2) (1997), p. 116.

LANZONI E., ET MALGLOIRE L. (1969). Associations palynologiques et leurs applications stratigraphiques dans le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur du Grand Erg Occidental. *Rev. Inst. Fr. Petr.* (1969), XXIV, **4**, 441 et s.

LEGRAND PH. (1964). Nouvelles connaissances acquises sur la limite des systèmes siluriens et dévoniens au Sahara algérien. *Mém., B. R.G. M. , France, N° 33*. Pp. 50 – 52.

LEGRAND PH. (1966). Précisions biostratigraphiques sur l'Ordovicien inférieur et le Silurien des Chaînes de l'Ougarta (Sahara algérien). *Comptes rendus sommaires de la Société géologique de France* 97, 243 – 245.

LEGRAND PH. (1967). Le Dévonien du Sahara algérien. *Int. Sympos. Devonian system, Calgary 1967, Alberta soc. petrol. geol. publ.* 254 – 284.

LEGRAND PH. (1977). Les chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). Une région type pour l'étude de la limite Silurien-Dévonien, *The Silurian-Devonian Boundary, IUGS A5*, p 195-202.

LEGRAND PH. (1981). Essai sur la Paléogéographie du Silurien au Sahara algérien. *Notes et mém. C, Fr. Petr., Paris*, **16**, 13 – 23.

LEGRAND, PH. (1983). Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie Paléozoïque: Le Paléozoïque Inférieur et le Dévonien. 96-104. In: Fabre, J, West Africa, Geological introduction and stratigraphic terms. Pergamon Press.

LEGRAND PH. (1985). Réflexions sur la transgression silurienne au Sahara algérien. *110^e cong. Soc sav, Montpellier*, VI, 233 – 344.

LEGRAND-BLAIN. M. (1979). Répartition des Productinidae et des Spiriferinidina dans le Carbonifère du Sahara Algérien. *C. R. 8^e Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonifère. Moscou*. 1975. Vol II.

LEGRAND-BLAIN M. (1983). Le Carbonifère marin du Sahara algérien, in : J. Fabre (ed.), Afrique de West Africa, Lexique stratigraphique international, n. s., n° 1. 1983, pp. 109-117.

LEGRAND-BLAIN M. (1986). Spiriferacea (Brachiopoda) viséens et serpukhoviens du Sahara algérien. Biostratigraphie du Paléozoïque, Brest, 5, 1 – 85.

LEGRAND-BLAIN., M. (1995). Relations entre les domaines d'Europe occidentale ? d'Europe méridionale (Montagne noire) et d'Afrique du nord à la limite Devon-Carbonifère : Les données des brachiopodes. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 103 (1 – 2), 77 – 97.

LEGRAND-BLAIN M. et PERRET MIROUSE MF. (2000). Brachiopodes et Conodontes du bassin de Taoudeni (Mali, Afrique de l'Ouest) : Biostratigraphie, Paléogéographie. Travaux de l'Institut Scientifique, Série Géologie et Géographie Physique, Rabat, 20, 92 – 107.

LEGRAND-BLAIN M. (2002). Le Strunien et Tournaisien au Sahara Algérien : Limites, échelles lithostratigraphiques et biostratigraphiques régionales. *Mém. Serv. Géol. Alg.* n°11, pp. 61 – 85, 2 fig., 6 tab.

LEGRAND – BLAIN, M ET VACHARD., D (2005). Carbonifère (Mississipien et Pennsylvanien). *Ann. Soc. Geol. du Nord*. T11 (2^{ème} série), p 151 – 158.

LE MAITRE D. (1952). La faune du Dévonien inférieur et moyen de la Saoura et des abords de l'Erg El Djemel, Mat. Carte géol. Alg. (1) Paléont. 12 (1952) 1–170.

LEMOSQUET Y., PAREYN C. ET WEYANT M. (1975) - Transgression dinantienne et mouvements hercyniens précoces sur la bordure septentrionale du Craton Ouest Africain (Bassin de Béchar, Sahara Sud Oranais, Algérie). *C. R. 8^e cong. Int. Strat. Géol. Carbonifère, Moscou*, VI, 199 – 209.

LEMOSQUET Y., PAREYN C. et WEYANT M. (1980). Transgressions dinantiennes et mouvements hercyniens précoces sur la bordure septentrionale du craton africain (bassin de Béchar, Sahar sud oranais, Algérie). *8^e Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonifère, Moscou*

LOBOZIAK S., STREEL M., CAPUTO M. V., & MELO J. H. G. (1991). Evidence of West European of miospores zones in the uppermost Devonian and Lower Carboniferous of the Amazonas basin (Brazil). *Geobios*, **24**, 5, 11.

LOBOZIAK, S & MELO. J. H. G. (2002). Devonian miospores successions of western Gondwana: update and correlation with southern Euramerican miospores zones. *Review of Paleobotany and Palynology* (121), 2002, (123-148), 2 figs, 2 pl.

LYS M. 1979. Micropaléontologie (Foraminifères) des formations marines du Carbonifère. C. R. VIII Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifère, Moscou, 1975, 2: 37 – 47.

MALTI FZ., SABRI N. (1999). Prospection final sur la prospection de la Baryte dans la région de Draïssa. Rapport inédit, *O.R.G.M.* 132 p.

MALTI, FZ., BENHAMOU M., MEKAHLI L., and BENYOUCEF M. (2008). The development of the Carboniferous Ben-Zireg-Zousfana Trough in the northern part of the Béchar Basin, Western Algeria: implications for its structural evolution, sequence stratigraphy and paleogeography. *Geol. J.* 43: 1-24 (2008). John Wiley.

MAMET B. (1974). Une zonation par foraminifères du Carbonifère Inférieur de la Téthys Occidentale. Compte rendu VII Congrès international de stratigraphie et de géologie du Carbonifère, 3 : 391 – 408.

MASSA D, COMBAZ A et MANDERSIED G. (1965). Observations sur les séries Siluro – Dévoniennes des confins algéro-marocains du Sud. Notes et mém. C. Fr. Petr, Paris, 8, 1 vol, 18 fig, 11h.t, 188p.

MASSA D., COQUEL R., LOBOZIAK S., TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1980). Essai de synthèse stratigraphique et palynologique du Carbonifère en Lybie occidentale. *Ann. Geol. Nord.* 99, 429 – 442.

MC GREGOR D.C. et PLAYFORD G. (1992). Canadian and Australian Devonian spores, zonation and corrélation. In: GHAVIDEL-SYOOKI M. & OWENS B. (2007) - Palynostratigraphy and Palaeogeography of the Padeha, Khoshyeilagh, and Mobarak

Formations in Eastern Alborz Range (Kopet-Dagh region), northeastern Iran, *Revue de micropaléontologie* 50, 129-144.

MELO, J.H.G., LOBOZIAK S. & STREEL M. (1999). Latest Devonian to early Late Carboniferous biostratigraphy of northern Brazil: an update. *Bulletin of Centre de Recherche Elf-Aquitaine Exploration and Production*, **22**(1998):13-33. Menéndez, C.A. & Azcuy, C.L. 1969. Microflora.

MELO, J.H.G., and LOBOZIAK, S. (2000). Viséan miospore biostratigraphy and correlation of the Poti formation (Parnaíba Basin, northern Brazil). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 112(1-3): 147-165.

MELO J. H. G. & LOBOZIAK S. (2003). Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon basin, Northern Brazil. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 124: 131 – 202.

MELOU M., Brachiopodes Orthida. In: **BOUMENDJEL K. et al.** (1997) – Le Dévonien de l'Ougarta (Algérie) : lithologie et faunes. *Ann. Soc.géol. Nord*, 5, 2er sér., 2 : p.101.

MENCHIKOFF, N., (1928). Sur l'âge des grès d'Ougarta (Sahara occidental), *C. R. Acad. Sci. Paris* 187, 733–734.

MENCHIKOFF, N. (1930). Recherches géologiques et morphologiques dans le nord du Sahara occidental. *Extrait de la revue de géographie physique et de géologie dynamique, volume III, fascicule 2*, 147p.

MENCHIKOFF N. (1932). Sur le Dévonien à Cephalopodes de l'Oued Saoura et les chaînes Ougarta (Sahara Oranais). *C.R. Acad. Sci. Paris.* 194, pp. 1966- 1958.

MENCHIKOFF N. (1933). La série primaire de la Saoura et des Chaînes Ougarta. *Bulletin du Service de la carte géologique de l'Algérie, Travaux récents des collaborateurs, Fasc, I*, 11, p. 109 – 123.

MENCHIKOFF N. (1936). Etude géologique sur les confins algéro-marocains du Sud. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), 4, 132 p.

MENCHIKOFF M. (1949). Histoire géologique du Sahara- *Annales Hebert et Haug- publiées par le laboratoire de géologie de la faculté des sciences de l'université de Paris – Tome VII – Livre jubilaire – Charles Jacob.* 303-325

MEYENDORFF A. (1938). La série primaire du Gourara. *C. R. Ac. Sc., Paris*, 206 : 199 – 201.

MEYENDORFF A. (1939). Les couches de passages du Dévonien au Carbonifère dans le Gourara. *C. R. Ac. Sci. Paris*, **209**, 228 – 229.

MITCHUM R., VAN WAGONER J.C. (1990). High frequency sequences and eustatic cycles in the Gulf Coast of Mexico basin. In: **AKKOUCHE, M.** (2007) : Apport de la méthode de datation par les traces de fission à l'analyse de la thermique de bassins à potentiel pétrolier. Exemple de la cuvette de Sbaa et du bassin de l'Ahnet Nord (Plate-forme saharienne occidentale, Algérie). Thèse d'état Univ. De Grenoble.

MORZADEC P. (1990). Evolution, Biozotation et Biogéographie de *Protacanthina Gandl*, Trilobite du Dévonien inférieur nord- gondwanien. *Geobios*, 23, p. 719-735.

MORZADEC P. (1997). Trilobites. In: Boumendjel K, et al. (Eds). Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol.Nord* 5 (2) (1997), p. 114 - 115.

MOREAU - BENOIT A. (1979 – 1980). Les spores du Devonien de Lybie. *Cah. Micropal.* 1979, vol. 4, **58** p., 8 pl. et 1980, vol. 1, **53** p., 7 pl, in Abdelselemn-Rhouighi F (1986) p. 88 et 92). In: **ABDELSSELEMEN. RHOUGHI. F** (1986) - Premiers résultats biostratigraphiques (Miospores, Acritarches et Chitinozoaires) concernant le Dévonien Moyen et Supérieur du Môle d'Ahara (Bassin d'Illizi, Algérie). *Revue de Micropaléontologie*, Vol. 9, n°2, pp. 87 – 92), 2 figs.

MOUSSINE-POUCHKINE A. (1976). Le Dévonien in **FABRE**: Introduction à la géologie du Sahara algérien (Fabre ed.), *SNED*, Alger, 117-169.

MOUSSINE-POUCHKINE A. (1983). Définitions de termes stratigraphiques in : Lexique stratigraphique "Afrique de l'Ouest – West Africa (Fabre ed.), Permagon press.

NEMYROVSKA T., PERRET-MIROUSE M-F., WEYANT M. (2006). The early Viséan (Carboniferous) conodonts from the Saoura Valley. *Acta Geologica Polonica* 56: 361–370.

OUALI MEHADJI A., ELMI S., RACHEBOEUF P., ET MEKAHLI L. (2004). Caractéristiques et signification d'un niveau coquillier majeur à brachiopodes, marqueur événementiel dans l'évolution dévonienne de la Saoura (Sahara du nord ouest, Algérie). *C.R. Geoscience*, **336**, p. 1283-1292.

PAPROTH E. et STREEL M. (1984). The Devonian-Carboniferous boundary. *Cour. Forsch.-inst. Senckenberg*, 67: 258p.

PAREYN C. 1960. Zones à goniatites du Carbonifère inférieur du Bassin de Béchar (Sahara –Sud – Oranais). Tirés à partir du Compte rendu du IV^e Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie et de Géologie du Carbonifère (Heerlen 15 – 20 Septembre)- Edition, 'ERNEST VAN AELST', MAESTRICHT (PAYS BAS).

PAREYN C. (1961). - Les Massifs Carbonifères du Sahara Sud-Oranais. *Publications du Centre de Recherches Sahariennes (Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris). Série géologie*, 1. Tome I : 1- 326. Tome II : 1 – 324.

PAREYN C., LEMOSQUET Y., ET WEYANT M. (1974). Zones dans le Carbonifère du Sahara Nord – Occidental. *Extrait de la 2^e réunion annuelle des Sc. de la terre : Pont- à Mousson (Nancy)*, p. 304.

PARIS F., BOUMENDJEL K., MORZADEC P., ET PLUSQUELLEC Y. (1997). Synthèse chronostratigraphique du Dévonien de l'Ougarta (Sahara Occidental, Algérie). *Annales de la société géologique du Nord*, 5 (2), 117 – 221.

PLAYFORD G. (1991). Australian Lower Carboniferous miospores relevantto extra-Gondwana correlations: evaluation. In: GHAVIDEL-SYOOKI M. & OWENS B. (2007) - Palynostratigraphy and Palaeogeography of the Padeha, Khoshyeilagh, and Mobarak

Formations in Eastern Alborz Range (Kopet-Dagh region), northeastern Iran, *Revue de micropaléontologie* 50 (2007) 129-144

PEREZ – LEYTON, M. 1991. Miospores du Devonien moyen et supérieur de la coupe de Bermajo-La Angostura (Sud –Est de la Bolivie). *Annales géologiques de la société de Belgique*. T. 113, (fascicule 2), pp. 373-389. 3 figures, 1 tableau et 2 pl.

PETTER, G. 1959. Goniatites Dévoniennes du Sahara. *Service de la carte géologique de l'Algérie*, Alger, Paléontologie, Mémoire n° 2, 313 p, 26 pl. h. t.

PETTER G. 1960. Clyménies du Sahara – *Publ. Serv. Carte géol., Algérie. Sér. Paléonto.*, **6**, 58p.

POTY E. (1985). A rugose coral biozonation for the Dinantian of Belgium as a basis for a Coral biozonation of the Dinantian of Eurasia. *Proceedings of the X International Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology*, 4: 29 – 31.

PLUSQUELLEC Y., (1997). Coraux Tabulata et Rugosa, in : Boumendjel K, et al. (Eds). Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol.Nord* 5 (2) (1997) 95-99.

POSAMENTIER H W. et Vail P. R. (1988). Eustatics controls on clastic deposition II – sequence and systems tracts models: in BIJU-DUVAL B. (1999). *Géologie sédimentaire. Bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole*. Centre exploration, Edition Technip, p. 155- p. 492, 248 fig.

POUEYTO (1952). Bordures de la Hamada entre Zeghamra et l'Erg El Atchane. ALIMEN H., LE MAITRE D., MENCHIKOFF N., PETTER G. (1952). - Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. XIXème Congrès géologique International, Alger. 1ère série. (15) : p.45.

PREIDL (1971, 1981, 1986). Recherche et Prospection des polymétaux dans la chaîne Ougarta. Rapports inédits. *Off. nat. géol. min.* Boumerdès.

RACHEBOEUF P. (1997). Brachiopodes Leptaenidae et Chonetidina; *in* BOUMENDJEL Kh., et al ; (Eds). Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol.Nord* 5 (2) (1997) 103-105.

RAYMOND D., et LETHIERS F. (1990). Signification géodynamique de l'évènement radiolaritique dinantien dans les zones externes sud-varisques (Sud de la France et nord de l'Espagne). *C. R. de l'Académie des sciences*, Paris, 310 (II), 1263 – 1269.

READ J.F. (1985). Carbonate platforms Facies Models. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, **69**, 1, pp. 1 – 20, 10 fig.

REMACK–PETITOT. M. L. (1960). Contribution à l'étude des conodontes du Sahara (Bassin de Fort Polignac, d'Adrar – Reggan et du Djebel Bechar, Comparaison avec les Pyrénées et la Montagne noire – BSGF – (7) p. 240 – 262.

RICHARDSON, J.B & AHMED, S. (1988). Miospore zonation and correlation of Upper Devonian sequences from western New York State and Pennsylvania. In: Mc Millan, N.J., Embry, A.F., Glass, D.J. (Eds.), *Devonian of the World*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 14, 541-558. In: LOBOZIAK S et MELO J. H. G. (2002). Devonian miospores successions of western Gondwana: update and correlation with southern Euramerican miospores zones. *Review of Paleobotany and Palynology* (121), 2002, (123-148), 2 figs, 2 pl.

ROSS C. A. et ROSS J. P. R. (1985). Late Palaeozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. *Geology*, 13, 194 – 197.

SARTENAER P. (1972). De l'importance stratigraphique des rhynchonelles fameniennes situées sous la Zone à *Ptychomaletoechia dumonti* (GOSSELET J., 1877). *Bulletin Institut royal des Sciences naturelles de Belgique*, 48(2):22 p.

SARTENAER P. (1975). Rhynchonellides du Famennien supérieur du Sahara occidental (Algérie). *Bull. Inst. Royal Sci.nat. Belg. Sc. Terre.* **51/5** : 1 – 12.

SEMENOFF – Tian-Chansky P. (1985). Corals. In: **WAGNER, R. H., WINKLER PRINS, C. F. AND GRANADOS, L. F. (EDITORS)**. The Carboniferous of the World. II. Austria, Indian subcontinent, South Africa, South America and North Africa. *IUGS Publication n° 20*, 374 – 381.

SMITH B. (1916). Ball or Pillow-form structures in sandstones: in PAREYN (1961) Les Massifs Carbonifères du Sahara Sud-Oranais. *Publications du Centre de Recherches Sahariennes (Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris)*. P. 39.

SN. REPAL (1963). Sondages Tag. 1, Er. 1, Ut. 2 (Partie est du bassin de Béchar), inédit.

SONATRACH. (1971). Sondage Cbml (Partie ouest du bassin de Béchar), inédit.

SONAREM (1981-1984). Zaïtsev P., Galenko V., Recherches systématiques

STREEL et al. (1998). Proposal for a Strunian substage and a subdivision of the Famennian Stage into four substages: in BRICE D. & MISTIAN B. (2003). Le Devonien: ses subdivisions. Le Strunien un sous étage du Famennien? *Annales de la société géologique du Nord*, 2^{eme} Série 10. 97 – 109.

STREEL et al. (2001). The Uppermost Famennian around the World. In: BRICE D. & MISTIAN B. (2003). Le Devonien: ses subdivisions. Le Strunien un sous étage du Famennien? *Annales de la société géologique du Nord*, 2^{eme} Série 10. 97 – 109.

VACHARD D. (1988) – Calcareous microfossils (algae, pseudoalgae and foraminifera) from La Serre, Montagne Noire, France. In: LEGRAND – BLAIN, M ET VACHARD D. (2005). Carbonifère (Mississipien et Pennsylvanien). *Ann. Soc. Geol. du Nord*. T11 (2^{eme} série), p 151 – 158.

VAIL P. R., MITCHUM, R. M., TODD R. G. et al (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Payton, C. E. Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration. Tulsa, American association petroleum geologists, AAPG, *memoir 26*, 49 – 212.

VAIL, P.R., HARDENBOL, J. ET TEDD, R.G. (1984). Jurassic unconformities, chronostratigraphy and biostratigraphy. In: Schlee, J.S. (éd.). Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation. A.A.P.G. memoir 36, 129-144.

VAN WAGONER J.C. (1985). Reservoir facies distribution as controlled by level changes. In: AKKOUCHE, M. (2007) : Apport de la méthode de datation par les traces de fission a l'analyse de la thermicité de bassins a potentiel pétrolier. Exemple de la cuvette de Sbaa et du bassin de l'Ahnet Nord (Plate-forme saharienne occidentale, Algérie). Thèse d'état Univ. De Grenoble.

VAN WAGONER J.C. (1990). Silici-clastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies. In: AKKOUCHE, M. (2007) : Apport de la méthode de datation par les traces de fission a l'analyse de la thermicité de bassins a potentiel pétrolier. Exemple de la cuvette de Sbaa et du bassin de l'Ahnet Nord (Plate-forme saharienne occidentale, Algérie). Thèse d'état Univ. De Grenoble.

WEYANT M., PAREYN C. (1975). Mise en evidence du caractère condensé de la serie dinantienne de la bordure méridionale du Djebel Grouz (Sahara sud oranais). Bulletin de la société geologique de France (Ser. 7) XVI: 52–55.

WEYANT, M., ET MASSA, D., (1985). Conodontes du Carbonifère de Lybie occidentale. *C.R. 10° Congrès international de stratigraphie et de géologie du Carbonifère*, Madrid 1983, I, 83 – 97.

WEYANT M. (1988). Relationship between Devonian and Carboniferous strata near the northern confines of the Béchar Basin, Algéria, *Cour Forschunginst. Senckenb.* 100, 245 – 245.

WEDEKIND, R, ERBEN, H. K. 1926. Die Devonische Formation in W. Salomon: Grundzüge der Geologie. Band II. Erdgeschichte, p. 201.

WICANDER, REED, CLAYTON, GEOFF, MARSHALL, JOHN E. A., RACEY, ANDREW, AND TROTH, IAN (2009). A Late Devonian Palynomorphe assemblage from Bolivia and its implication for South American Glaciation. CIMP Faro' Abstract **90**.

WINCHESTER-SEETO et **PARIS**, (1995). Late Givetian and Frasnian Chitinozoa from Australia. France and Pakistan in relation to conodont zonation. Courier Forschungs- institute Senckenberg. 182, p. 451 – 474.

ZAIGOUCHE D. (1985). Examen des phases d'instabilité orogénique au Paléozoïque supérieur du bassin de Béchar-Abadla et leurs relations avec la sédimentation. *Thèse de 3^e Cycle, Alger, géol. minière*, 1 vol., 229 p., 1 vol. planches.

ZHURAVLEV A. V. (1998). The mid-Tournaisien event in the Northern Urals and conodont dynamics. In: **LEGRAND-BLAIN M.** (2002). Le Strunien et Tournaisien au Sahara Algérien : Limites, échelles lithostratigraphiques et biostratigraphiques régionales. *Mém. Serv. Géol. Alg.* n°11, pp. 61 – 85, 2 fig., 6 tab.

**PLANCHES
PHOTOGRAPHIQUES**

PLANCHE 1

Fig. A. Alternance à calcaires ‘griottes’ sous forme de bancs et argiles sous forme de combes, formant un anticlinal à direction ougartienne (NW-SE). Cette alternance est dans le Membre (3) de ‘calcaires griottes’ de la Formation des Argiles de Marhouma dans la coupe de Ouarourout.

Fig. B- Alternance argile-calcaires ‘griottes’ (a et b) dans le Membre (3) des calcaires ‘griottes’ de la Formation des Argiles de Marhouma dans la coupe de Ouarourout. Les argiles sont fortement schistifiées.

Fig. C – Alternance argile-calcaires ‘griottes’ de la base du Membre (4) « Argilo-gréseux à niveaux de calcaires de griottes» de la Formation des Argiles de Marhouma dans la coupe de Ouarourout.

Le Néogène est en discordance angulaire sur le Membre 4 de la Formation des Argiles de Marhouma.



PLANCHE 1

PLANCHE 2

Fig. A- Membre (4) «Argile - gréseux à niveaux de «calcaires griottes» de la Formation des Argiles de Marhouma, terme (c) composé d'argiles bariolées illitiques, sous forme d'une puissante combe, à nombreuses intercalations millimétriques à centimétriques de grès silteux chloritisés affectés de stratifications microentrecroisées.

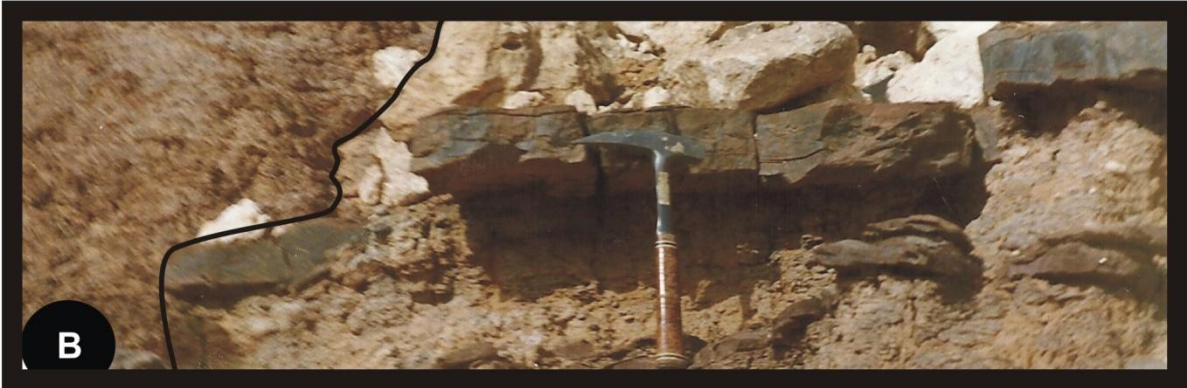
Fig. B – Passage latérale de grès silteux en 'dish structures' en siltstones argileux, fortement schistifiés du Membre (1) « Argile gréseux » dans la Formation des Grès de Ouarourout de la coupe de Ouarourout.

Fig. C – Membre (1) « Argile gréseux » de la Formation des Grès de Ouarourout, caractérisé de grès marron sous formes de plaquettes dans la partie inférieure qui passent à des bancs dans la partie supérieure. Des fines intercalations d'argile séparent plaquettes et bancs. Coupe de Ouarourout.

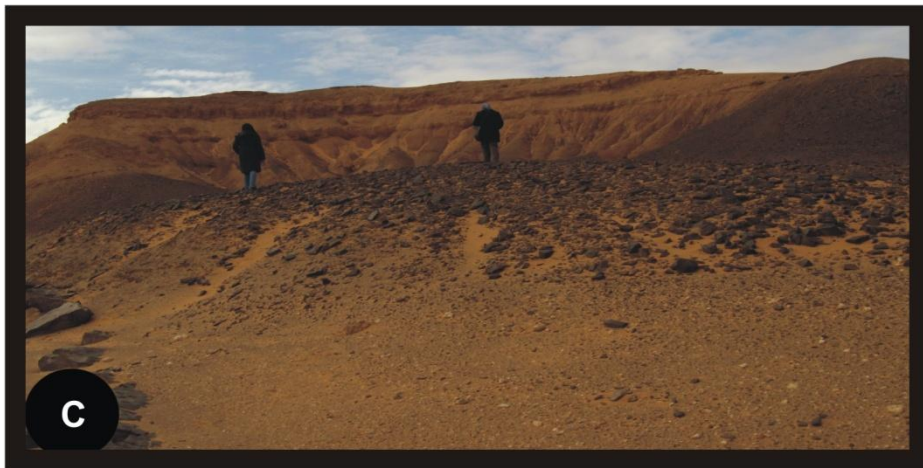
TERME C DU MEMBRE 4



A



B



C

PLANCHE 3

Fig. A – Grès à stratifications parallèles du Membre (1) « Argile gréseux » de la Formation des ‘Grès de Ouarourout’ de la coupe de Ouarourout.

Fig. B – Grès silteux grisâtres affectés de rides de courants du terme (a) du Membre (2) «Grès slumpés» de la Formation des ‘Grès de Ouarourout’ de la coupe de Ouarourout.

Fig. C - Grès silteux grisâtres affectés de *fluts-casts* du terme (a) du Membre (2) «Grès slumpés» de la Formation des ‘Grès de Ouarourout’ de la coupe de Ouarourout.



PLANCHE 3

PLANCHE 4

Fig. A – Bloc arrondi fortement slumpé emballé dans l'argile du terme (b) du Membre (2) « Grès slumpés » de la Formation des « Grès de Ouarourout » dans la coupe de Ouarourout.

Fig. B – Rides lingoïdales au toit d'une plaque de grès du terme (b) dans le Membre (2) de la Formation des Grès de Ouarourout, dans la coupe de Ouarourout.

Fig. C – Grès argileux, fortement schistifié, leur toit est affecté de rides asymétriques de courants du terme (b) dans le Membre (2) de la Formation des Grès de Ouarourout, dans la coupe de Ouarourout.

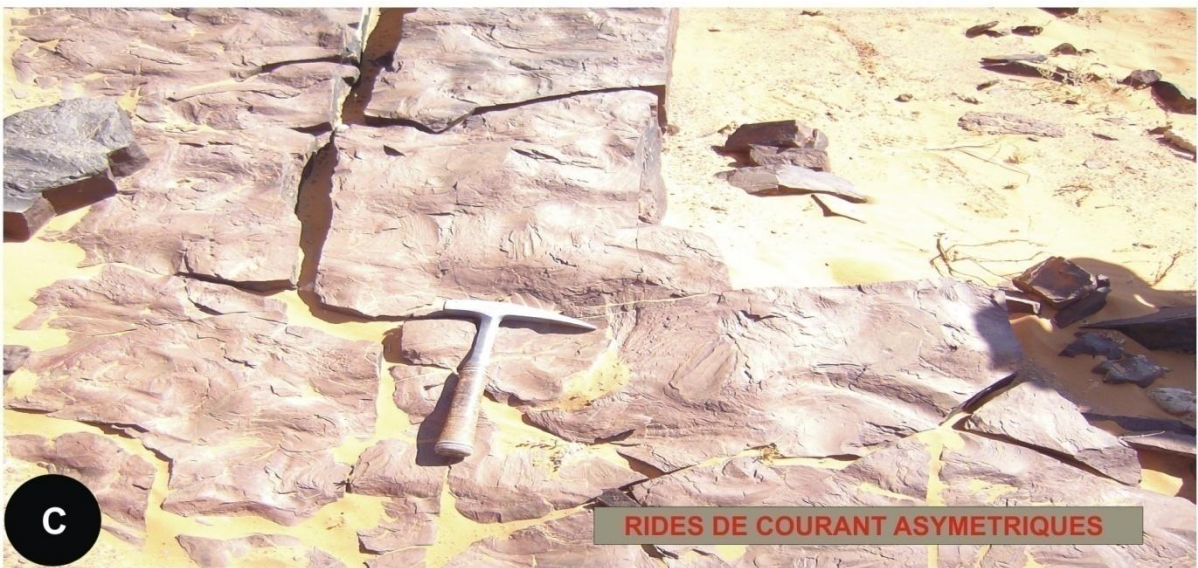


PLANCHE 4

PLANCHE 5

Fig. A – Grès massif à laminations parallèles du terme (b) dans le Membre (2) de la Formation des Grès de Ouarrourout, dans la coupe de Ouarrourout.

Fig. B – Grès sableux slumpé dédoublé par une faille du terme (b) dans le Membre (2) de la Formation des Grès de Ouarrourout, dans la coupe de Ouarrourout.

Fig. C – Grès verdâtres à *hummocky cross bedding* du terme (e) du Membre (2) de la Formation des Grès de Ouarrourout de la coupe de Ouarrourout.



PLANCHE 5

PLANCHE 6

Fig. A – Transect Nord – Sud, recoupant l'ensemble des assises de la partie supérieure (terme e) du Membre (2) des grès slumpés, de la Formation des Grès de Ouarourout, le Niveau Conrad, et la Formation des Argiles rouges d'âge Tournaisien inférieur dans la région du Reg de Ouled Bou Hadid.

Fig. B – Banc de calcaire rouge bioclastique de 0,30m d'épaisseur, dans lequel des galets de grès à différentes tailles, subanguleux. Ce calcaire forme la base des argiles de Ouled Bou-Hadid du Tournaisien inférieur.

Fig. C – Toit à galets de grès du banc calcaire rouge représenté ci-dessus en Fig. B.

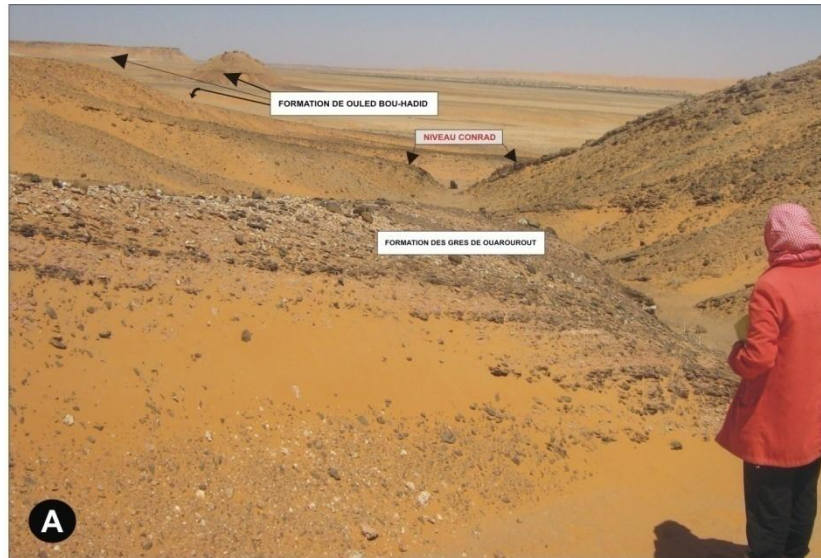


Planche 6

PLANCHE 7

Fig. A – Argile verdâtre à noirâtre fortement schistifiée et intercalée par quarante Deux barres grés-silteuses parfois légèrement slumpés. Succession de séquences turbiditiques formant le Membre (1) « Argiles à fines intercalations à grès silteux » de la Formation des Grès de Ouarourout dans la coupe de la cluse de Marhouma.

Fig. B – Vue d’ensemble de dépôts fortement slumpés de la Formation des Grès de Ouarourout, affleurant dans cluse de Marhouma.

Fig. C – Flysch de Marhouma compris dans le terme (b) du Membre (1) « Argile à fines intercalations de grès silteux » de la Formation des Grès de Ouarourout dans la coupe de la cluse de Marhouma.

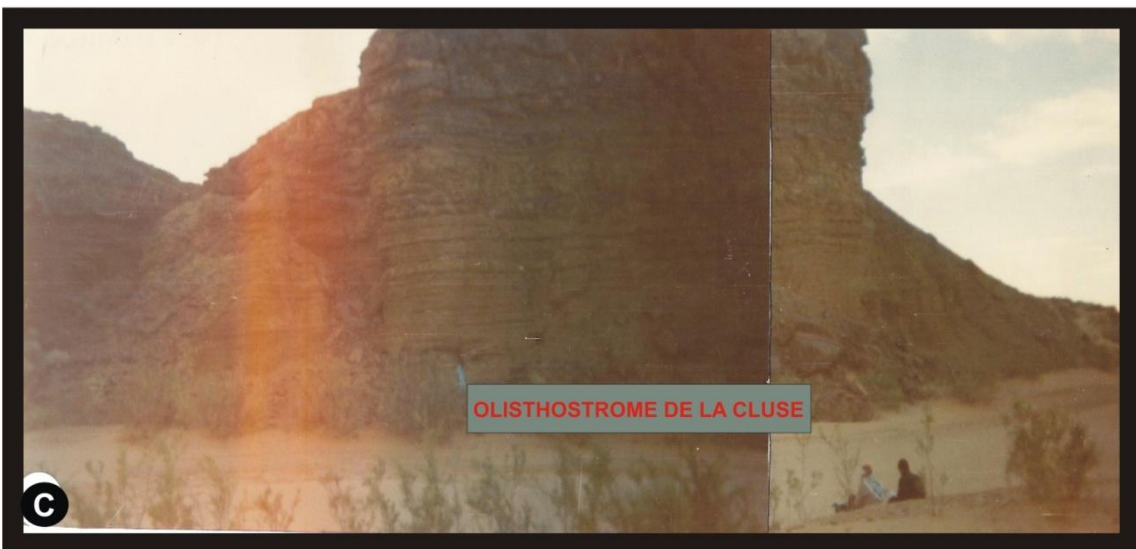
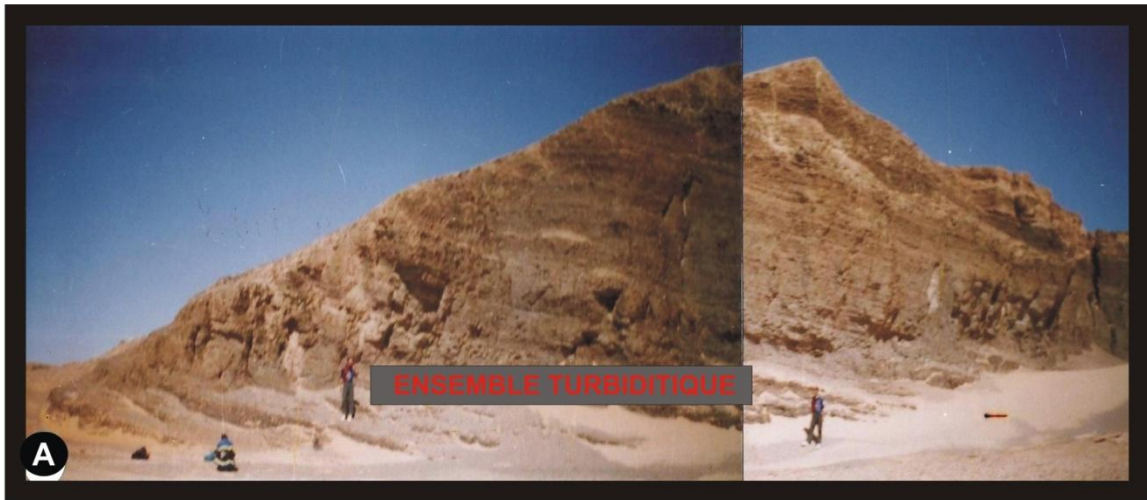


PLANCHE 7

PLANCHE 8

Fig. A – Le Djebel Kahal, ne comporte pas de Grès spectaculairement slumpés, ces assises gréseuses sont subhorizontales à direction ougartienne appartenant à la Formation des Grès de Ouarourout.

Fig. B–Failles synsédimentaires recoupant les assises de la Formation des ‘Grès de Ouarourout’, dans la cluse de Marhouma.

Fig. C – La coupe se situe dans cette cluse où l’Oued Saoura oblique vers l’Ouest. Cette coupe se termine au niveau des gravures.

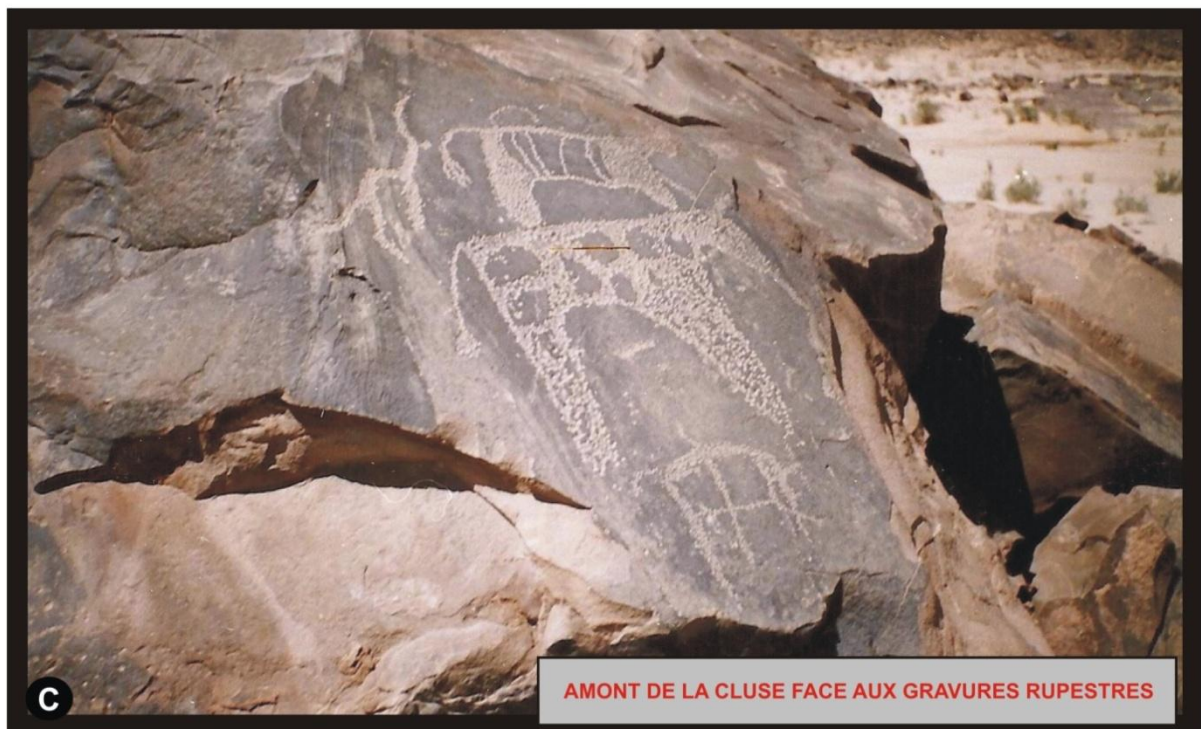
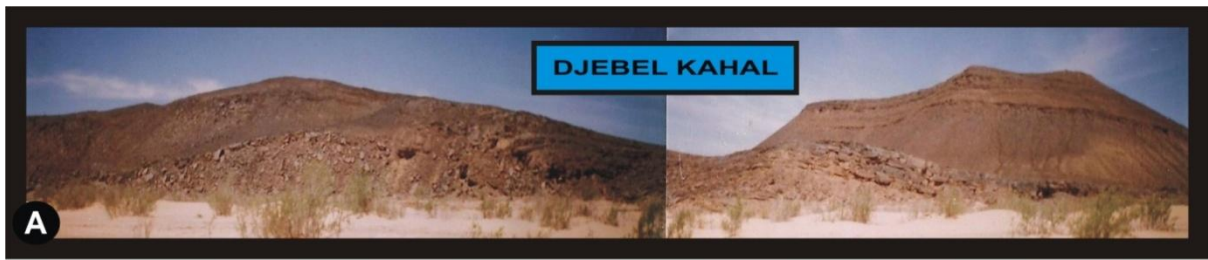


PLANCHE 8

PLANCHE 9

Fig. A – Grès slumpés se terminant dans des grès jaunâtres sableux à mégaconvolutes, dans le terme (b) du Membre (2) à Grès slumpés de la Formation des Grès de Ouarourout, dans la coupe de la cluse de Marhouma.

Fig. B – Grès massifs à helminthoïdes, fortement slumpés et affectés de stratifications entrecroisées, dans le terme (c) du Membre 2 «Grès slumpés » de la Formation des Grès de Ouarourout, dans la coupe de la cluse de Marhouma.

Fig. C – Bourgeons de silex affectant le toit des grès ferrugineux fortement slumpés, dans le terme (c) du Membre (2) des Grès slumpés de la Formation des Grès de Ouarourout dans la cluse de Marhouma.



PLANCHE 9

PLANCHE 10

Fig. A – Les géologues se trouvent debout sur le toit des calcaires ‘griottes’ du terme (c) du Membre (3) des calcaires ‘griottes’ de la Formation des ‘Argiles de Marhouma’, dans la coupe du Tamtert – Zereg.

Fig. B - Assises argilo-détritiques des termes (a) et (b) du Membre (4) « argilo-gréseux à niveaux de calcaires ‘griottes’ » dans la Formation des Argiles de Marhouma, dans la coupe de Tamtert-Zereg.

Fig. C - Rive orientale de l’Oued Saoura, où affleurent les assises argilo-silteux à niveaux de nodules détachés de calcaires ‘griottes’. Affleurement représenté par le terme (c) du Membre (4) “argilo-silteux à nodules de ‘griottes’”, de la Formation des Argiles de Marhouma, dans la coupe de Tamtert –Zereg.



PLANCHE 11

Fig. A – Niveau de grès silteux affectés par des convolutes formant le terme (c) de la séquence de Bouma fréquente dans ce Membre (4) « argilo-silteux à nodules de ‘griottes’ », de la Formation des Argiles de Marhouma, dans la coupe de Tamtert – Zereg.

Fig. B – Même Niveau de grès silteux affectés par des convolutes

Fig. C – Grès silteux dont le toit est affecté de rides asymétriques, pouvant aussi faire partie du terme (c) de la séquence de Bouma trouvée dans le terme (a) du Membre (4) « argilo-silteux à nodules de ‘griottes’ », de la Formation des Argiles de Marhouma, dans la coupe de Tamtert – Zereg.

Fig. D - Grès silteux dont le toit est affecté de rides asymétriques.

Fig. E – Load-casts dans les Grès du terme (b) du Membre (4) Formation des argiles de Marhouma dans la coupe de Tamtert-Zereg.

Fig. F – *Cone in cone* omniprésents dans tous les termes du Membre (4) de la Formation des argiles de Marhouma dans la coupe de Tamtert-Zereg.

Fig. G – Plaquettes millimétriques de grès verdâtre schistifié dans du terme (c) du Membre (4) de la Formation des Argiles de Marhouma, dans la coupe de Tamtert – Zereg.

Fig. H – Load-casts dans le même terme

Fig. I et J – Laminations parallèles (terme b) et convolutes (terme c) de la séquence de Bouma du terme (c), Membre (4), Formation des Argiles de Marhouma.

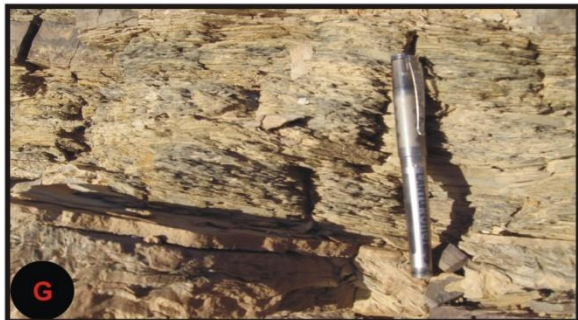


PLANCHE 11

PLANCHE 12

Fig. A – Bancs de calcaires ‘griottes’ du terme (c) du Membre (3) des calcaires ‘griottes’ de la Formation des Argiles de Marhouma dans la coupe du flanc nord-est d’Idhir.

Fig. B- Antclinal ougartien dans la région d’Idhir, affecté d’une faille redressant les bancs de calcaires ‘griottes’ du Membre (3) des ‘calcaires griottes’ de la Formation des Argiles de Marhouma, dans la coupe du flanc sud ouest de l’anticlinal d’Idhir.

Fig. C – Membre (4) « argilo-silteux à nodules de ‘griottes’ » affleurant sur la falaise de la rive occidentale de l’Oued Saoura dans la région entre Tamtert et Idhir.

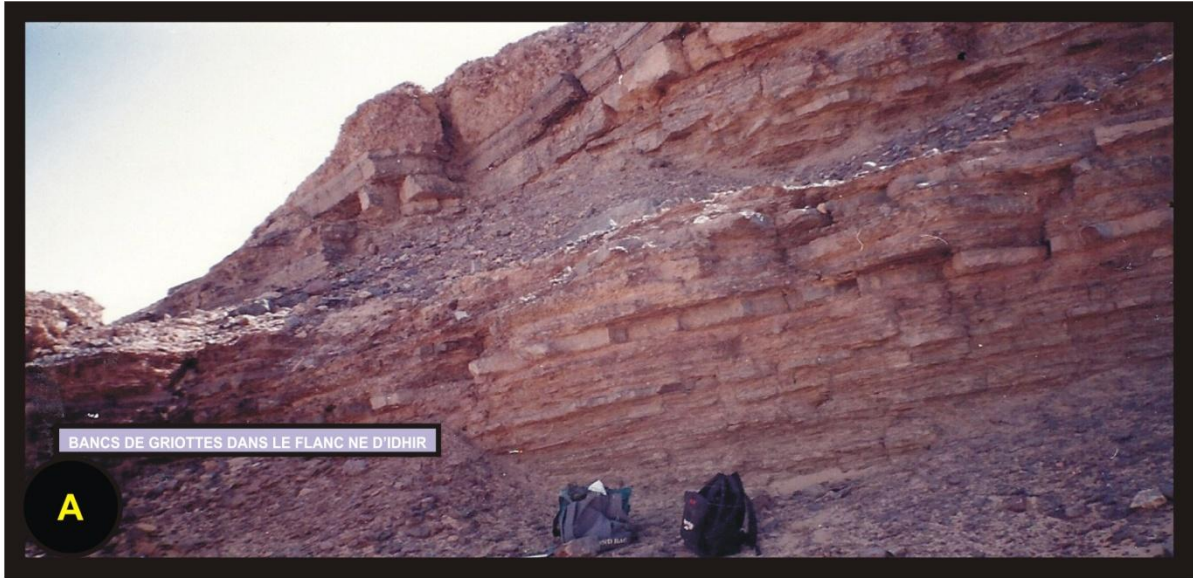


PLANCHE 13

- Fig. 1-** Biomicrosparite à ostracodes (a) et à débris de bivalves. La texture est de type wackestone. Formation : Argiles de Marhouma; Membre (2) Argilo-silteux à nodules de « griottes » (Famennien II β) ; terme b; milieu de dépôt : *offshore* inférieur. Coupe de la Gara Diba (Station d'essence). N° Sp2 (Gr. 0,02mm).
- Fig. 2-** Biomicrosparite avec plaques d'entrouques, des ostracodes, un fragment de trilobite (a), des loges de bryozoaires (b) à remplissage sparitique, des débris debivalves (c). La texture est packstone, partiellement grainstone, cela peut être dû à la nodularisation de certaines parties de ce calcaire. Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (Famennien II-III); milieu de dépôt : talus proximal. Coupe de Ouarourout. N°Oup2 (Gr. 0,02mm).
- Fig. 3-** Biomicrosparite avec des plaques d'échinodermes (a) et des bivalves (b). La texture est de type grainstone. Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (Famennien II-III); milieu de dépôt : talus proximal. Coupe de Ouarourout. N°Oup3. (Gr. 0,05mm).
- Fig. 4-** Biomicrosparite contenant une belle section d'ammonoïde (a), dont l'intérieur de la section est rempli d'ostracodes. La texture est de type grainstone. Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (b) (Famennien II-III); milieu de dépôt : talus proximal. Coupe de Ouarourout. N°Oup4 (Gr. 0,05mm).
- Fig. 5-** Grainstone entrouitique, avec un ciment sparitique et partiellement mictosparitique. Les plaques d'entrouques recouvrent 90% de la lame mince. Formation: Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (b) (Famennien II-III); milieu de dépôt : talus proximal. Coupe de Ouarourout. N°Oup5 (Gr. 0,05mm).
- Fig. 6-** Grès silteux à ciment siliceux avec présence de micas. Formation: Argiles de Marhouma; Membre (4) «Argile-gréseux à niveaux de calcaires griottes»; terme (b) (Famennien VI); milieu de dépôt : talus proximal. Coupe de Ouarourout. N°Oup6 (Gr. 0,05mm).
- Fig. 7-** Grès silteux à ciment siliceux avec présence de micas, feldspaths, dendrites de manganèse. Formation: Argiles de Marhouma; Membre (4) «Argile-gréseux à niveaux de calcaires griottes»; terme (b) (Famennien VI); milieu de dépôt : talus proximal. Coupe de Ouarourout. N°Oup7 (Gr. 0,05mm).
- Fig. 8-** Grès silteux à ciment siliceux, ferruginisé avec présence de micas, ainsi que quelques minéraux noirs de manganèse. Formation: Argiles de Marhouma; Membre (4) «Argile-gréseux à niveaux de calcaires griottes»; terme (c) (Famennien VI); milieu de dépôt : talus proximal. Coupe de Ouarourout. N°Oup8 (Gr. 0,05mm).

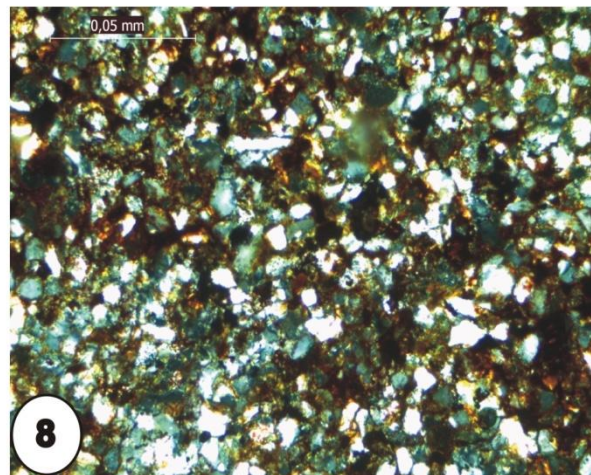
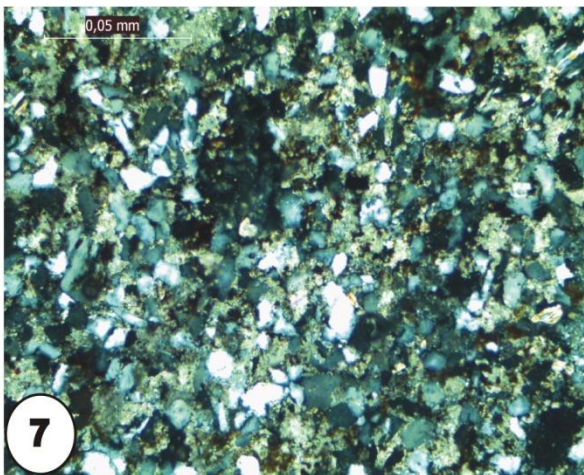
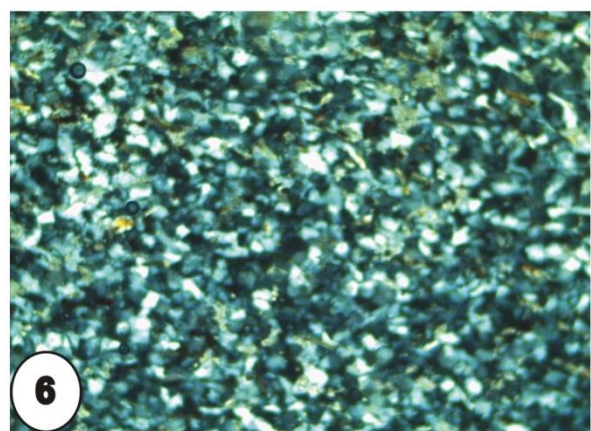
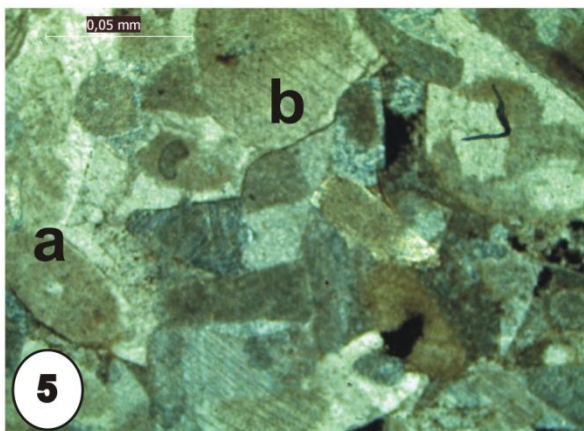
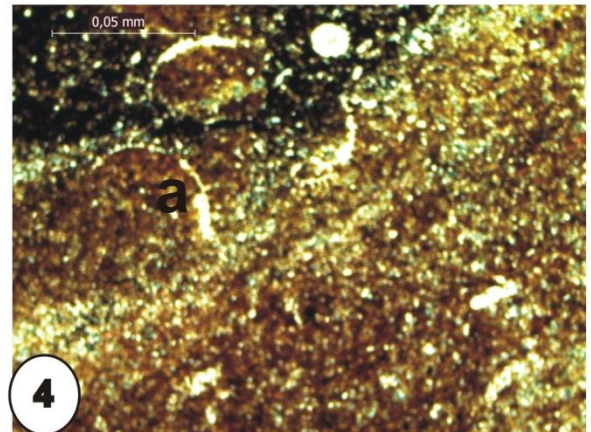
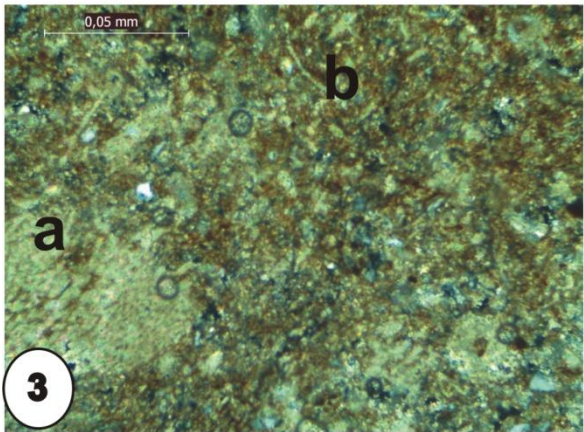
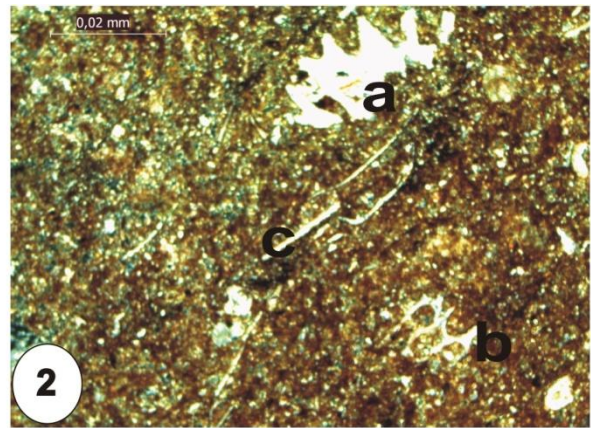
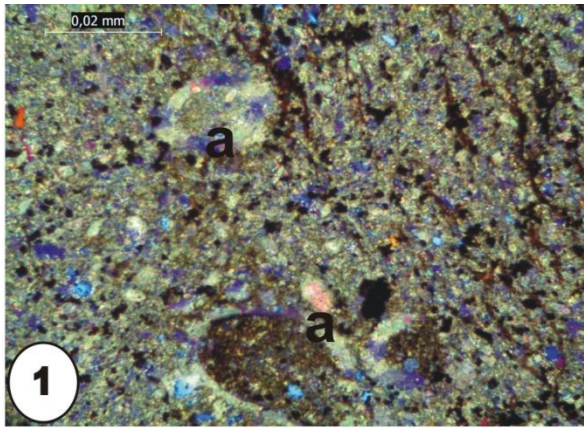


PLANCHE 13

PLANCHE 14

- Fig. 1-** Calcaire gréseux à ciment microsparitique avec présence de lamines rouges. Texture packstone. Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (2) Argilo-silteux à nodules de « griottes » (Famennien II); terme (a) ; milieu de dépôt : *offshore* inférieur. Coupe du Cheffar El Ahmar. Cp1.
- Fig. 2-** Calcaire à ciment micritique à texture packstone, avec quelques débris de bivalves, une présence de stylolithes. Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (2) Argilo-silteux à nodules de « griottes » (Famennien II); terme (a) ; milieu de dépôt : Talus proximal. Coupe du Cheffar El Ahmar. Cp2.
- Fig. 3-** Biomicrosparite à texture packstone, avec débris de bivalves, d'ostracodes, oncolithes, algues et grains de quartz. Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (3) Argilo-silteux à nodules de « griottes » (Famennien II); terme (a) ; milieu de dépôt : Talus proximal. Coupe du Cheffar El Ahmar. Cp3.
- Fig. 4-** Biomicrite à plaques d'entrouques et quelques ostracodes. La texture est de type packstone. Formation : Argiles de Marhouma ; Membre 3 « Calcaires griottes » (Famennien IV); terme (a) ; milieu de dépôt : *offshore* inférieur. Coupe du Cheffar El Ahmar. Cp4.
- Fig. 5-** Biomicrosparite à plaques d'entrouques et rares ostracodes, présence d'une faible quantité de quartz. La texture est de type grainstone. Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (3) « Calcaires griottes » (Famennien IV); terme (a) ; milieu de dépôt : *offshore* inférieur. Coupe du Cheffar El Ahmar. Cp5.
- Fig. 6-** Biomicrosparite avec présence d'entrouques, présence d'un ostracode et d'un Foraminifère (a) et bryzoaire (b). Présence d'oolithes ferrugineuses (c). La texture est de type grainstone. C'est un grainstone entroquitique. Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « Calcaires griottes » (Famennien IV); terme (a) ; milieu de dépôt : *offshore* inférieur. Coupe du Cheffar El Ahmar. Cp6.
- Fig. 7-** Biomicrite renfermant de nombreuses plaques d'entrouques, des bryozoaires et quelques ostracodes. La texture est packstone. Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (3) « Calcaires griottes » (Famennien IV); terme (a) ; milieu de dépôt : *offshore* inférieur. Coupe du Cheffar El Ahmar. Cp7.
- Fig. 8-** Calcaire micritique rougeâtre avec des nodules à contours nets, et un remplissage à ciment micritique de couleur blanchâtre. . Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (3) « Calcaires griottes » (Famennien IV); terme (b) ; milieu de dépôt : *offshore* inférieur. Coupe du Cheffar El Ahmar. Cp8.

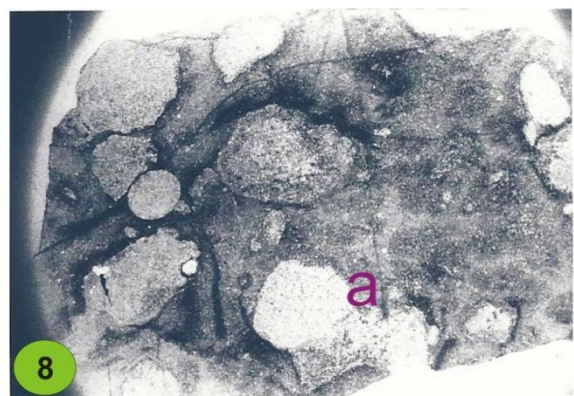
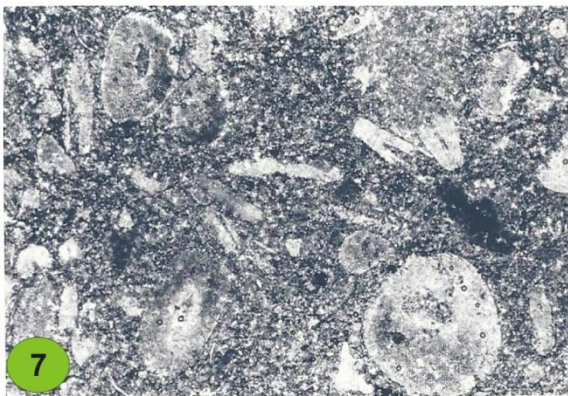
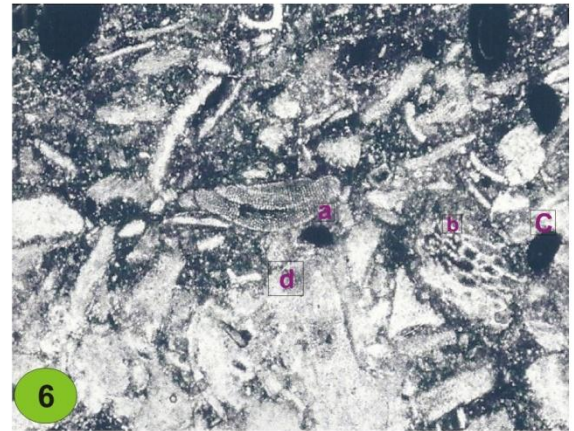
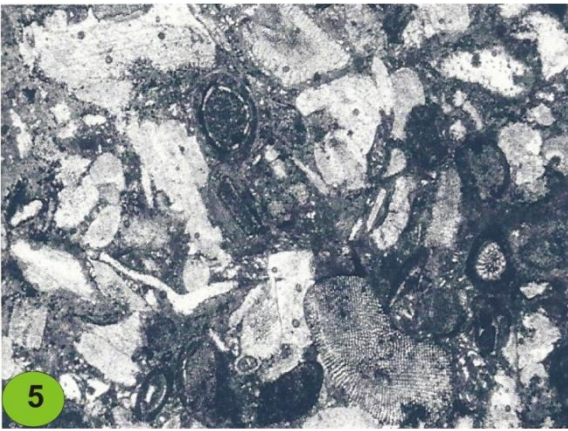
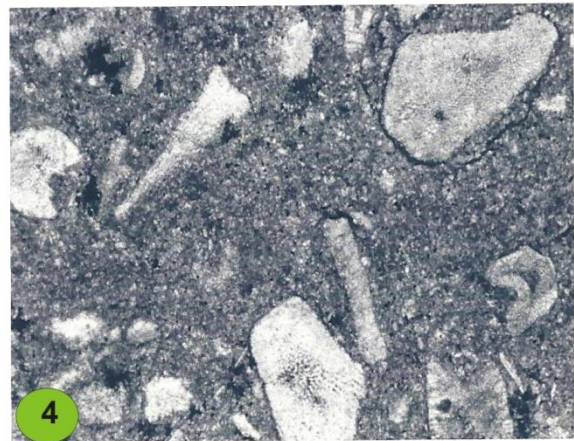
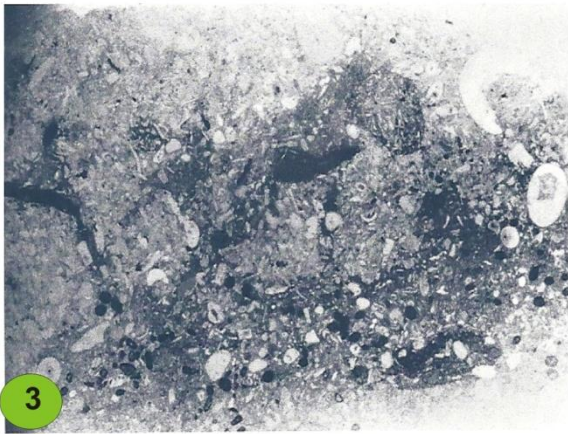


PLANCHE 14

PLANCHE 15

Fig. 1- Calcaire à ciment microsparitique, ferrugineux contenant des entroques (a), débris de bivalves, présence d'un ostracode, un bryozoaire, présence de débris d'ammonoïdes (b). La texture est plutôt packstone. Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (Famennien II-III) ; milieu de dépôt : talus proximal. Coupe du de Béchir. BeP1 (Gr. 0,02mm).

Fig. 2- Calcaire à ciment microsparitique, à nombreuses plaques d'entroques (a), quelques ostracodes et quelques algues. La texture est grainstone. C'est donc un grainstone entroquitique. Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) «calcaires griottes » ; terme (a) (Famennien II-III) ; milieu de dépôt : talus proximal. Coupe du de Béchir. BeP2 (Gr. 0,02mm).

Fig. 3- Calcaire micritique à texture wackstone à rares débris d'ostracodes et bivalves. La texture est de type mudstone à quelques débris de quartz. Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (Famennien. II-III) ; milieu de dépôt : talus proximal. Coupe du de Béchir. BeP3 (Gr. 500px).

Fig. 4, 5 et 6- Biomicrosparite à texture grainstone, riche en plaques d'entroques (a) en fig. 4, (b) en fig. 5 et (b) fig. 6. Présence d'oolithes et oncolithes à membranes ferrugineuses (a) en fig. 5 et fig. 6. Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes» terme (a) (Famennien. II-III); milieu de dépôt : talus proximal. Coupe du de Béchir. Be/P4. Fig. 4 (Gr. 0,05mm), Fig. 5 (Gr. 500micron), Fig. 6 (Gr. 0,2mm).

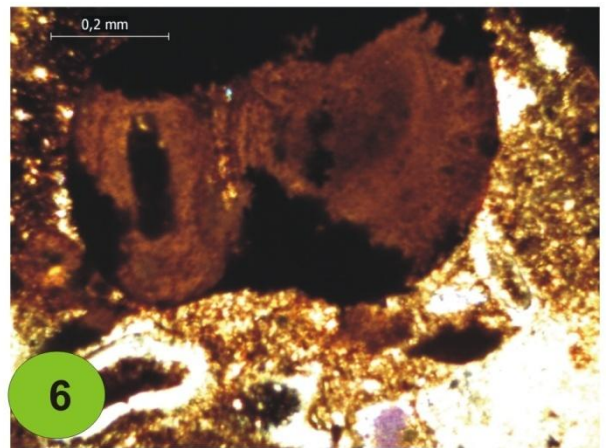
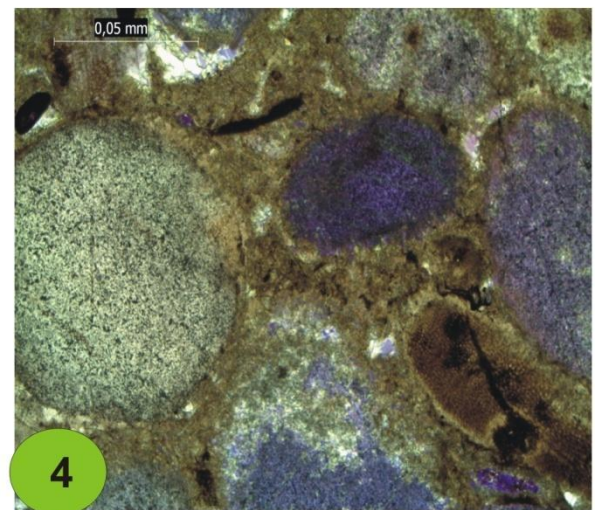
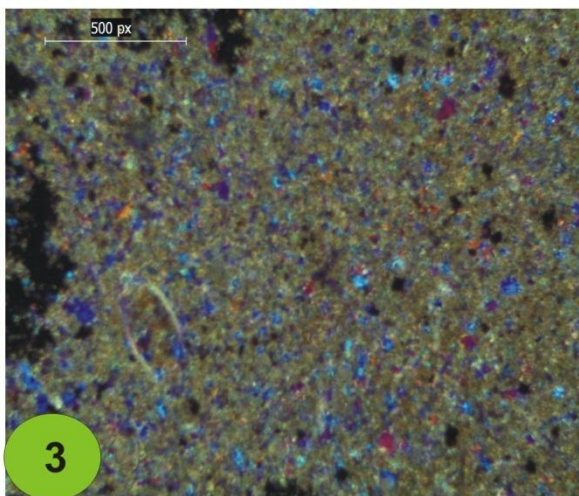
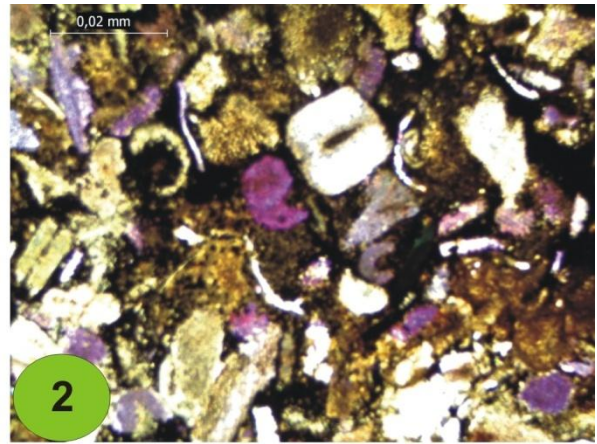
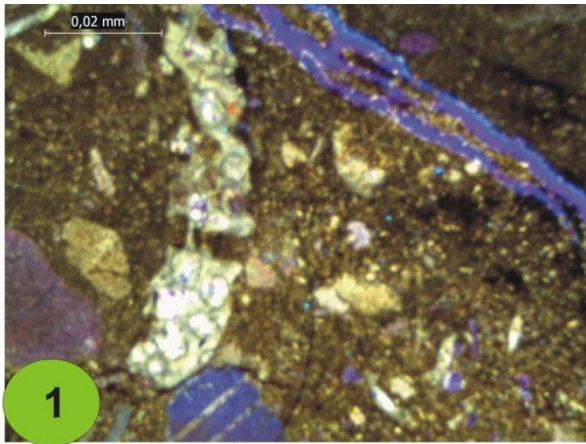


PLANCHE 15

PLANCHE 16

- Fig. 1-** Biomicrosparite à nombreuses plaques d'entroquites (a), quelques débris de bivalves, quelques ostracodes, un fragment de trilobite et présence de bryzoaire (b). La texture est de type grainstone. C'est un grainstone entroquitique. Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (Famennien. II-III); milieu de dépôt : talus distal. Coupe du Tamtert-Zereg. Ze2/P1, (Gr: 0,02mm)
- Fig. 2-** Biomicrosparite à nombreuses plaques d'entroquites (a), débris de bivalves, quelques ostracodes, quelques oolithes à membranes ferrugineuses et débris de quartz. La texture est de type grainstone. C'est aussi un grainstone entroquitique. Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (b) (Famennien. II-III); milieu de dépôt : talus distal. Coupe du Tamtert-Zereg. Ze2/P2, (Gr: 0,02mm)
- Fig. 3-** Calcaire gréseux, microsparitique, fortement ferrugineux, comportant des débris de manganèse, quelques débris déchinodermes et d'ostracodes (a). La texture est de type wackstone. Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (Famennien. II-III); milieu de dépôt : talus proximal. Coupe du Tamtert-Zereg. Ze2/P3 (Gr. 0,02mm).
- Fig. 4-** Calcaire microsparitique à quelques débris d'entroques et de quartz, la texture est de type wackstone. Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (b) (Famennien. II-III); milieu de dépôt : talus proximal. Coupe du Tamtert-Zereg. Ze2/P4 (Gr. 0,02mm).
- Fig. 5-** Calcaire microsparitique à quelques débris de bivalves, et présence d'oolithes noires ferrugineuses. La nodularisation de ce calcaire est visible en lame mince. La texture est de type wackstone. Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (b) (Famennien. IV); milieu de dépôt : *offshore* inférieur. Coupe du Tamtert-Zereg. Ze2/P5 (Gr. 0,02mm).
- Fig. 6 et Fig. 7-** Calcaire microsparitique ferrugineux, à texture wackstone, les bioclastes ne sont pas nombreux ; rares débris de bivalves et rares ostracodes, par contre nombreux débris de quartz. Une belle section d'ammonoïde visible en lame mince. Formation : Argiles de Marhouma; Membre 4 'Argile à niveaux de calcaire griotte'; terme (a) (Famennien. VI); milieu de dépôt : talus distal. Coupe du Tamtert-Zereg. Ze2/P6 (Gr. 0,02mm).
- Fig. 8-** Calcaire microsparitique avec certaines parties sparitiques. La texture est plutôt wackstone. Présence d'un seul ostracode. C'est un calcaire désignant un remaniement. Ce calcaire est en formes de 'boules' bien nettes formant un niveau à 'boules à Ouarourout et deux niveaux à boules dans la coupe de Tamtert – Zereg. Formation : Argiles de Marhouma; Membre 4 'Argile à niveaux de calcaire griotte'; terme (c) (Famennien. VI); milieu de dépôt : talus distal. Coupe du Tamtert-Zereg. Ze3/P1 (Gr. 0,02mm).

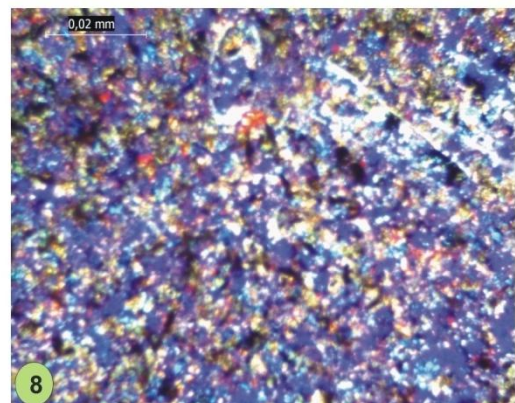
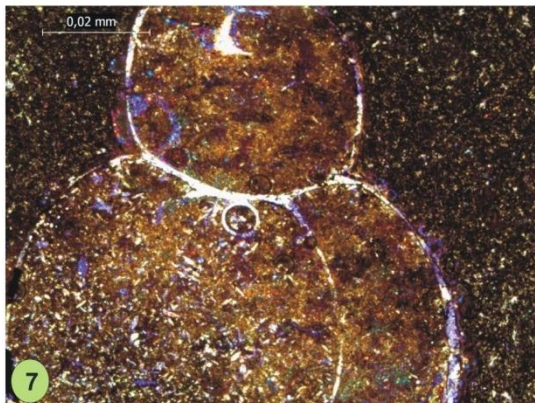
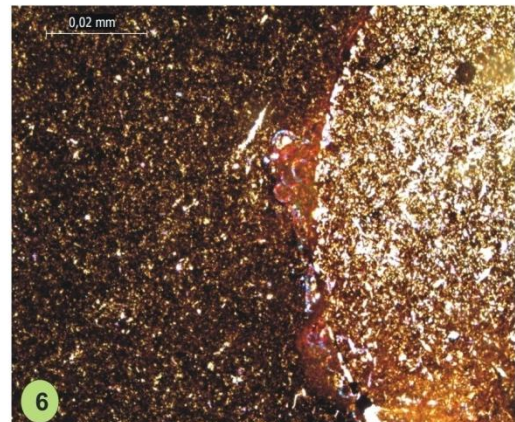
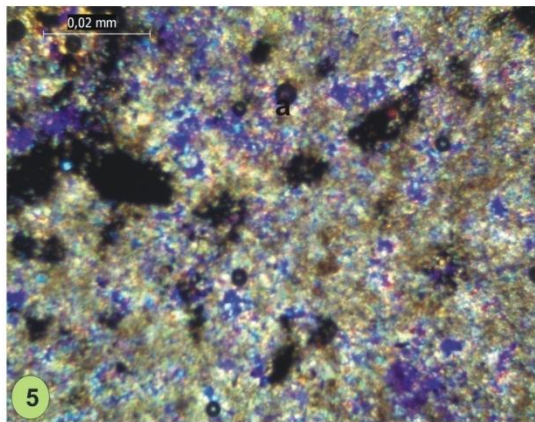
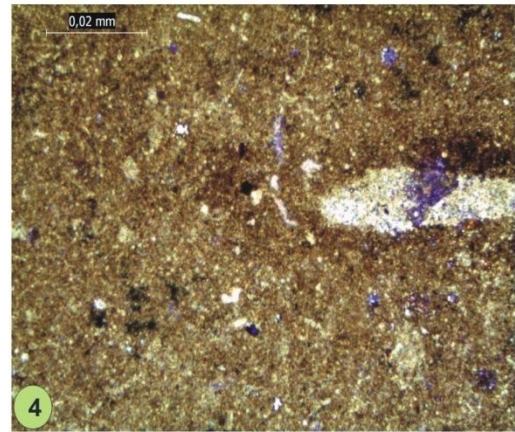
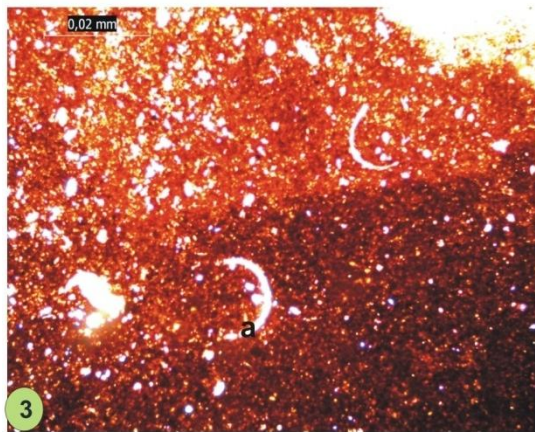
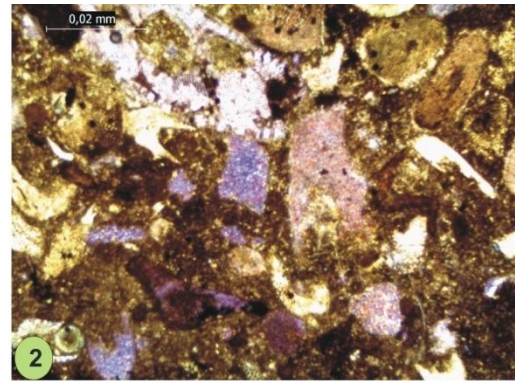
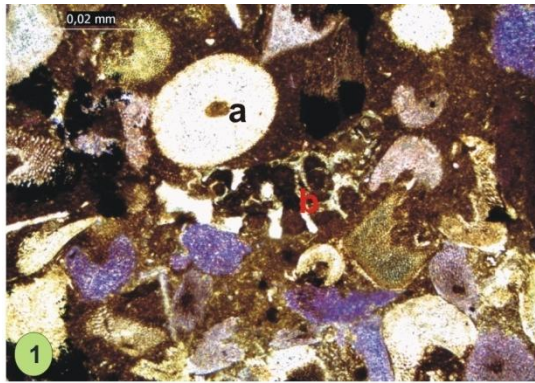


Planche 16

PLANCHE 17

BIVALVES DE LA REGION DE OUAROUROUT

Fig. 1- *Vevodia* sp., Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (Famennien. IV). Coupe de Ouarourout. Niveau Ou1/8

Fig. 2- *Vevodia* sp., Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (Famennien. IV). Coupe de Ouarourout. Niveau Ou1/8



PLANCHE 17

PLANCHE 18

Fig. 1- *Vevodia* sp., Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (b) (Famennien. IV). Coupe du Cheffar El Ahmar, niveau CA9

Fig. 2- *Leptodesma* sp., Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (b) (Famennien. IV). Coupe de Béchir, niveau B2/2



PLANCHE 18

PLANCHE 19

Fig. 1- *Kochia capuliformis Paracyclas* ?sp., Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (Famennien. II-III). Coupe de Béchir, niveau B4/4

Fig. 2- *Pterinopecten* sp., Formation : Argiles de Marhouma; Membre (2) Argilo-silteux à nodules de « griottes » ; terme (a) (Famennien. IIB). Coupe de Tamtert-Zereg, niveau Ze1/1.

Fig. 3- *Posidonia* sp., Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (Famennien. IV). Coupe de Tamtert-Zereg, niveau Ze2/7

Fig. 4- *Cypricardia* sp., Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (limite entre Famennien. IV et Famennien V). Coupe de Tamtert-Zereg, niveau Ze2/9

Fig. 5 et Fig. 6- *Kochia* sp. ind., Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (limite entre Famennien. IV et Famennien V). Coupe de Idhir, niveau Ei3/2.



PLANCHE 19

PLANCHE 20

Fig. 1- *Sporadoceras* sp., Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (Famennien. IV). Coupe du Cheffar El Ahmar, niveau CA8.

Fig. 2- *Erfoudites* sp., Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (Famennien. IV). Coupe de Tamtert-Zereg, niveau Ze2/6.

Fig. 3 et Fig. 4- *Platyclymenia* sp., Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (Famennien. IV). Coupe de Tamtert-Zereg, niveau Ze2/6.

Fig. 5 et Fig. 6- *Protactoclymenia* sp., Formation : Argiles de Marhouma; Membre (3) « des calcaires griottes » ; terme (a) (Famennien. IV). Coupe de Tamtert-Zereg, niveau Ze2/7.



PLANCHE 20

PLANCHE 21

Fig. 1. *Gattendorfia* sp. Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid, Membre (1) Argilo-silteux, Tournaisien inférieur. Coupe du Reg Ouled Bou-Hadid. (Grx2)

Fig. 2. *Gattendorfia* sp. Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid, Membre (1) Argilo-silteux, Tournaisien inférieur. Coupe du Reg Ouled Bou-Hadid. (Grx 2)

Fig. 3- *Acumitoceras* sp. Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid, Membre (1) Argilo-silteux, Tournaisien inférieur. Coupe du Reg Ouled Bou-Hadid. (Gr x 1,5)

Fig. 4- *Acumitoceras* sp. Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid, Membre (1) Argilo-silteux, Tournaisien inférieur. Coupe du Reg Ouled Bou-Hadid. (Gr x 1,5)

Fig. 5. *Gattendorfia* sp. Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid, Membre (1) Argilo-silteux, Tournaisien inférieur. Coupe du Reg Ouled Bou-Hadid. (Gr x 2)

Fig. 6. *Gattendorfia* sp. Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid, Membre (1) Argilo-silteux, Tournaisien inférieur. Coupe du Reg Ouled Bou-Hadid. (Gr x 2)

Fig. 7. *Gattendorfia* sp. Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid, Membre (1) Argilo-silteux, Tournaisien inférieur. Coupe du Reg Ouled Bou-Hadid. (Gr x 1,5)

Fig. 8- *Gattendorfia ex gr. crassa* (SCHMIDT) Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid, Membre (1) Argilo-silteux, Tournaisien inférieur. Coupe du Reg Ouled Bou-Hadid. (Gr x 2)



PLANCHE 21

PLANCHE 22

Fig. 1- *Gattendorfia jacquelinae* n. sp. Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid, Membre (1) Argilo-silteux, Tournaisien inférieur. Coupe du Reg Ouled Bou-Hadid.

Fig. 2- *Gattendorfia jacquelinae* n. sp. Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid, Membre (1) Argilo-silteux, Tournaisien inférieur. Coupe du Reg Ouled Bou-Hadid.

Fig. 3- *Gattendorfia* sp. Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid, Membre (1) Argilo-silteux, Tournaisien inférieur. Coupe du Reg Ouled Bou-Hadid.

Fig. 4- *Gattendorfia* sp. Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid, Membre (1) Argilo-silteux, Tournaisien inférieur. Coupe du Reg Ouled Bou-Hadid.

Fig. 5- *Acumitoceras* sp. Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid, Membre (1) Argilo-silteux, Tournaisien inférieur. Coupe du Reg Ouled Bou-Hadid.

Fig. 6- *Acumitoceras* sp. Formation des Argiles de Ouled Bou Hadid, Membre (1) Argilo-silteux, Tournaisien inférieur. Coupe du Reg Ouled Bou-Hadid.



PLANCHE 22

PLANCHE 23

Fig. 1a, b : *Bispathodus aculeatus* ; 1a : vue orale, 1b : vue latérale. Formation des Argiles de Marhouma, Membre des 'Calcaires griottes', terme (c). Coupe du Tamtert, niveau Ze2/9. (Petite barre d'échelle = 500µm.)

Fig. 2-4 : *Clydagnathus gilwernensis* ; vue orale. vue latérale. Formation des Argiles de Marhouma, Membre des 'Calcaires griottes', terme (c). Coupe du Tamtert, niveau Ze2/9. (Petite barre d'échelle = 500µm.)

Fig. 5-6 : *Clydagnathus cavusformis* ; 5 : vue orale, 6 : vue latéro-orale vue latérale. Formation des Argiles de Marhouma, Membre des 'Calcaires griottes', terme (c). Coupe du Tamtert, niveau Ze2/9. (Petite barre d'échelle = 500µm.)

Fig. 7 : *Palmatolepis aff. minuta* ; vue orale et vue latérale. Formation des Argiles de Marhouma, Membre des 'Calcaires griottes', terme (c). Coupe du Tamtert, niveau Ze2/9. (Petite barre d'échelle = 500µm.)

Fig. 8 : *Palmatolepis perlobata schindewolfi* ; vue orale et vue latérale. Formation des Argiles de Marhouma, Membre des 'Calcaires griottes', terme (c). Coupe du Tamtert, niveau Ze2/9. (Petite barre d'échelle = 500µm.)

Fig. 9-13 : *Polygnathus semicostatus* ; 9-10, 12 : vue orale, 11, 13 : vue latéro-orale et vue latérale. Formation des Argiles de Marhouma, Membre des 'Calcaires griottes', terme (c). Coupe du Tamtert, niveau Ze2/9 . (Petite barre d'échelle = 500µm.)

Fig. 14 : *Polygnathus sp.* ; vue orale et vue latérale. Formation des Argiles de Marhouma, Membre des 'Calcaires griottes', terme (c). Coupe du Tamtert, niveau Ze2/9. (Petite barre d'échelle = 500µm.)

Fig. 15 : *Pelkysgnathus sp.* ; vue latérale et vue latérale. Formation des Argiles de Marhouma, Membre des 'Calcaires griottes', terme (c). Coupe du Tamtert, niveau Ze2/9. (Petite barre d'échelle = 500µm.)

Fig.16 : *Palmatolepis minuta subtilis* ; vue orale et vue latérale. Formation des Argiles de Marhouma, Membre des 'Calcaires griottes', terme (c). Coupe du Tamtert, niveau Ze2/9. (petite barre d'échelle = 500µm.)

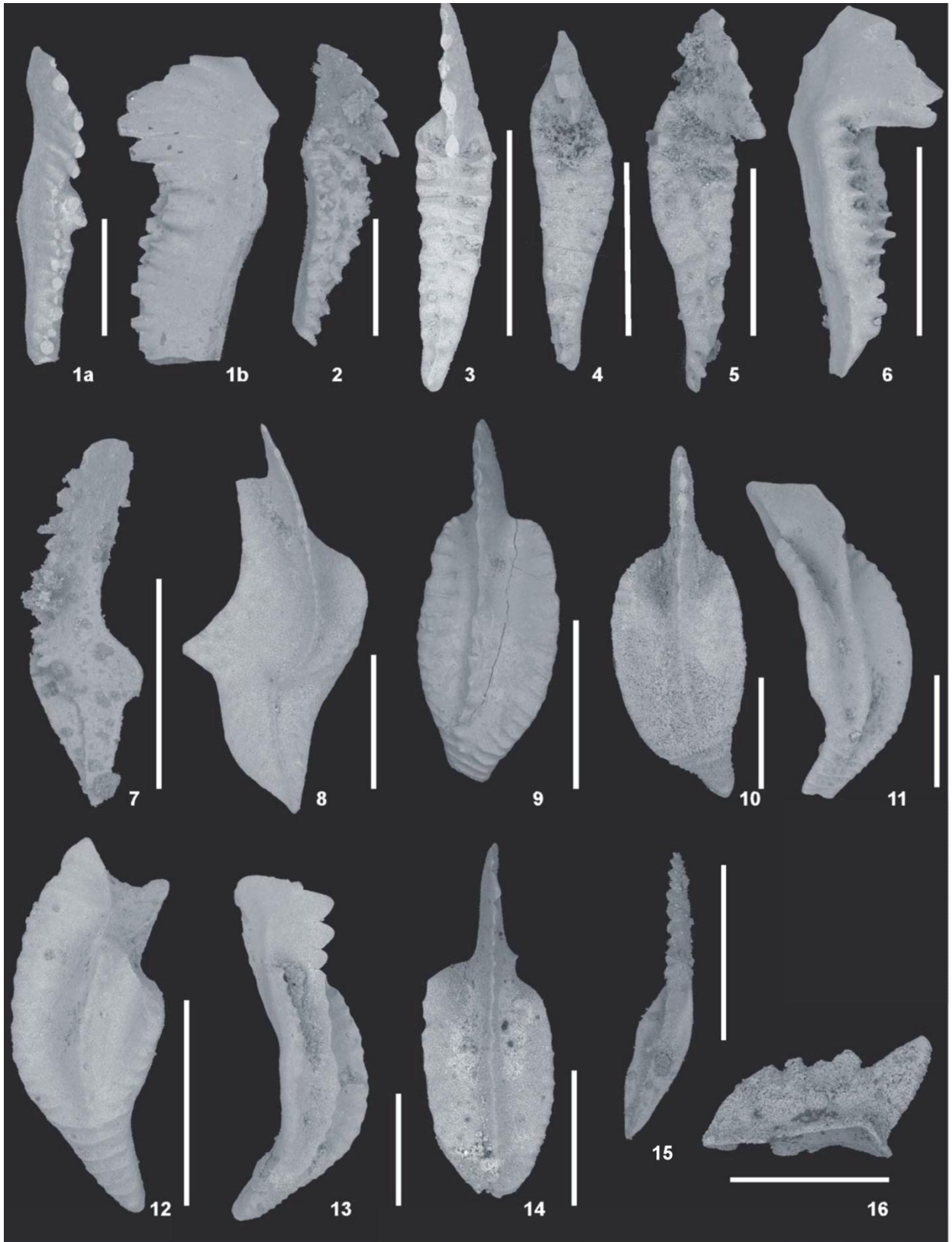


Planche 23

PLANCHE 24

Fig. 1- *Grandispora cornuta* (HIGGS); Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) « Argile à Niveaux de ‘Griottes’ » ; terme (c). Coupe de Ouarourout, Ou1/18. (Gr x400x1,2)

Fig. 2- *Speleotriletes lepidophytus* (KEDO) STREEL ; Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’» ; terme (c). Coupe de Ouarourout, Ou1/18. (Gr x400x1,2)

Fig. 3 et Fig. 4- *Spore trilete*; Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’» ; terme (c). Coupe de Ouarourout, Ou1/17. (Gr x 400x10).

Fig. 5- *Speleotriletes lepidophytus* (KEDO) STREEL; Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’» ; terme (c). Coupe de Ouarourout, Ou1/17. (Gr x 20)

Fig. 6- *Umbellasphaeridium devonicum* JARDINE ; Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’» ; terme (c). Coupe de Ouarourout, Ou1/17. (Gr x 20)

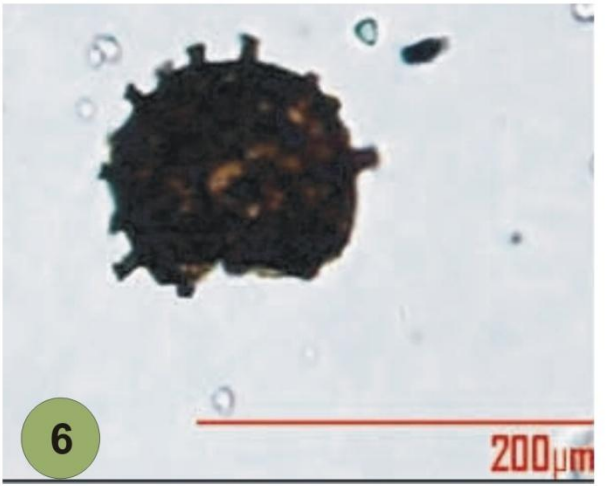
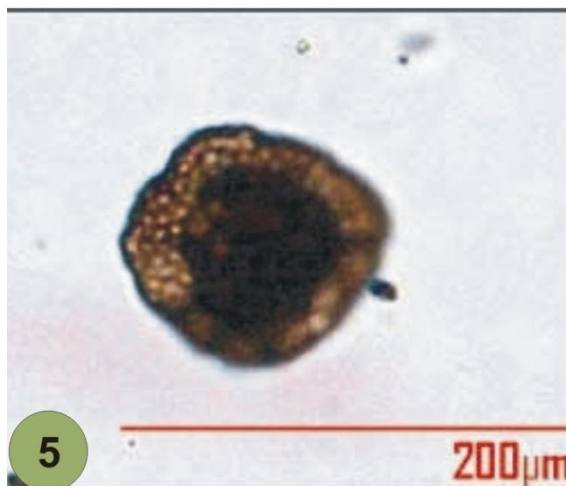
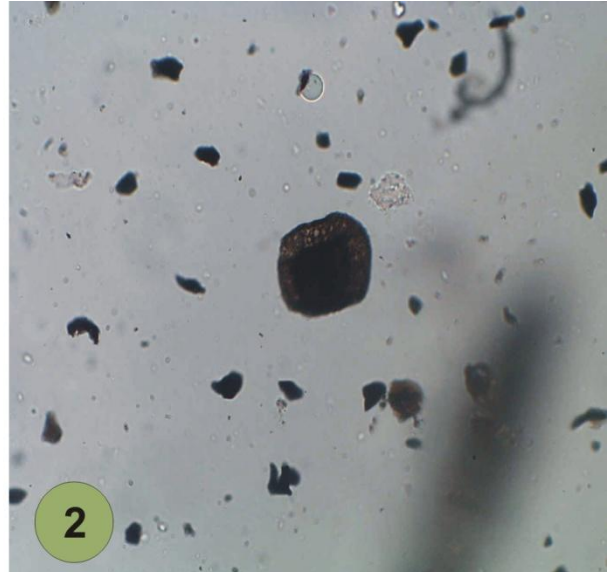
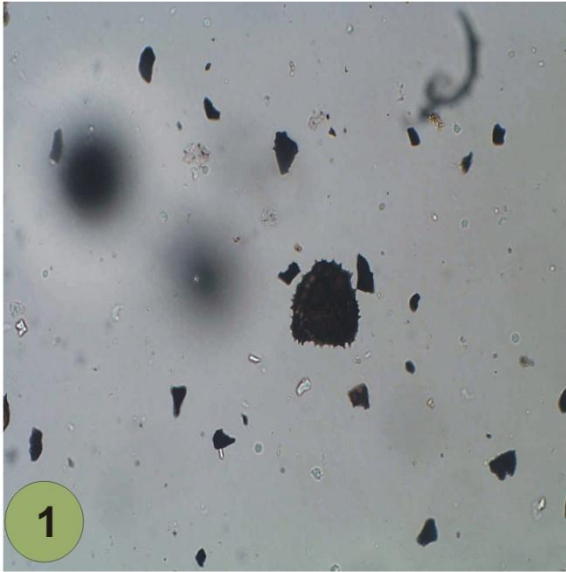


Planche 24

PLANCHE 25

Fig. 1- *Ancyrospora foliacea* (RICHARDSON) ; Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’» ; terme (b). Coupe de Ouarourout, Ou1/15a. (Gr x20)

Fig. 2- *Discernisporites* sp., Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’» ; terme (b). Coupe de Ouarourout, Ou1/15a. (Gr x20)

Fig. 3- *Vallatisporites pusillites* (KEDO, DELBY et NEVY) Formation : Grès de Ouarourout ; Membre (2) «Grès Slumpés» ; terme (e). Coupe de Ouarourout, Ou1/19. (Gr x20)

Fig. 4- *Umbellasphaeridium saharicum* (JARDINE) ; Formation : Grès de Ouarourout ; Marhouma ; Membre (2) «Grès Slumpés» ; terme (e). Coupe de Ouarourout, Ou1/19. (Gr x20)

Fig. 5- *Umbellasphaeridium* sp. ; Formation : Grès de Ouarourout ; Membre (2) «Grès Slumpés» ; terme (e). Coupe de Ouarourout, Ou1/19. (Gr x20)

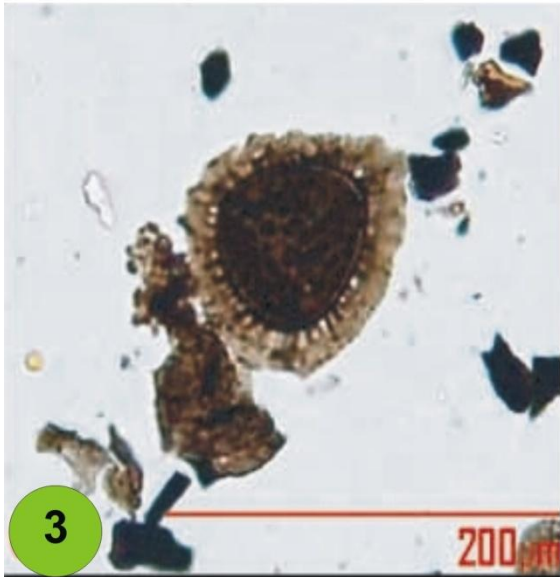
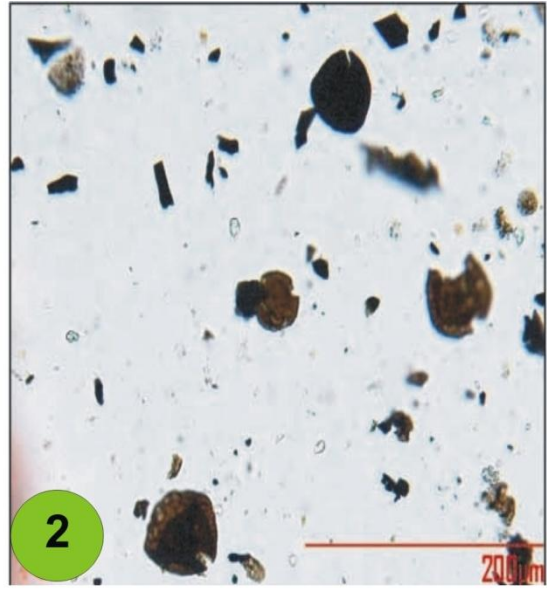
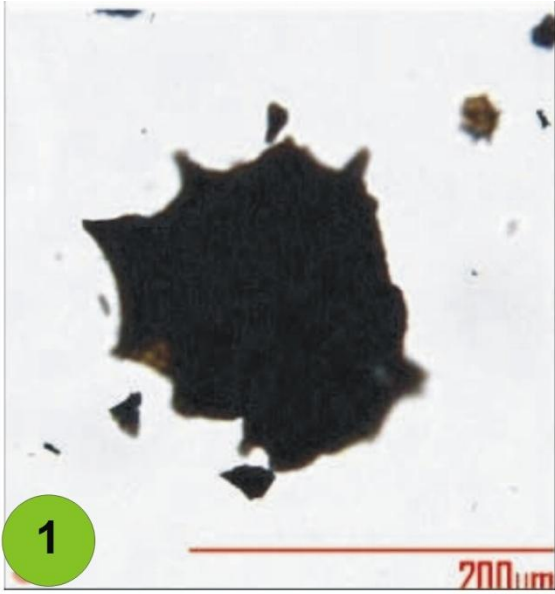


PLANCHE 26

Fig. 1- *Auroraspora-solisortus*, Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’» ; terme (b). Coupe Tamtert-Zereg, Ze3/1. (Gr x40 x 1,6)

Fig. 2- *Densosporites* sp., Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’» ; terme (b). Coupe Tamtert-Zereg, Ze3/1. (Gr x40 x 1,6)

Fig. 3- *Dislobosporites* a sp., Formation : Argiles de Marhouma Membre 4 «Argile à Niveaux de ‘Griottes’» ; terme (b). Coupe Tamtert-Zereg, Ze3/1. (Gr x40 x 1,6)

Fig. 4- *Grandispora balteatus* (PLAYFORD), Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’», terme (b). Coupe Tamtert-Zereg, Ze3/1. (Gr x40 x 1,6)

Fig. 5- *Retusotriletes incohatu*s (SULLIVAN) ; Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) « Argile à Niveaux de ‘Griottes’», terme (b). Coupe Tamtert-Zereg, Ze3/1. (Gr x40 x 1,6)

Fig. 6- *Spelaeotriletes arenacus* (NEVES & OWENS) ; Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’», terme (b). Coupe Tamtert-Zereg, Ze3/1. (Gr x40 x 1,6)

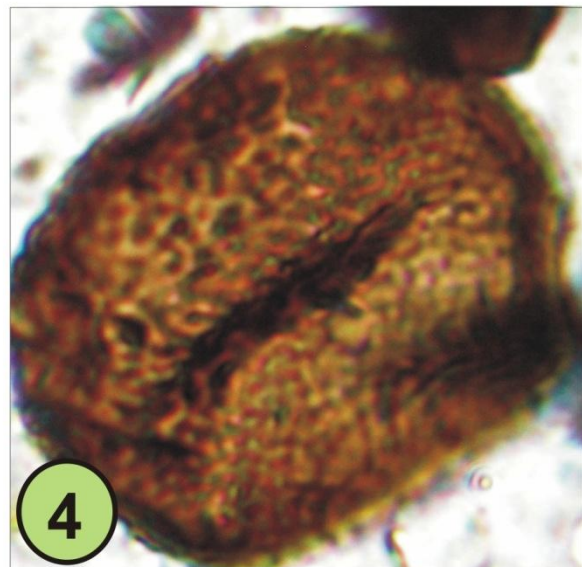
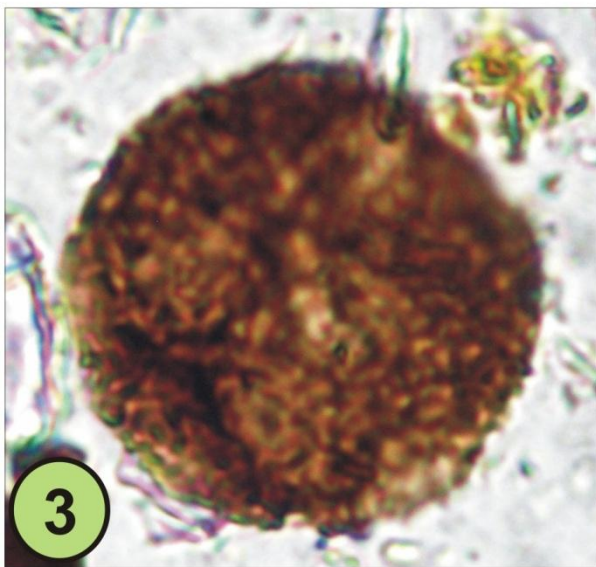
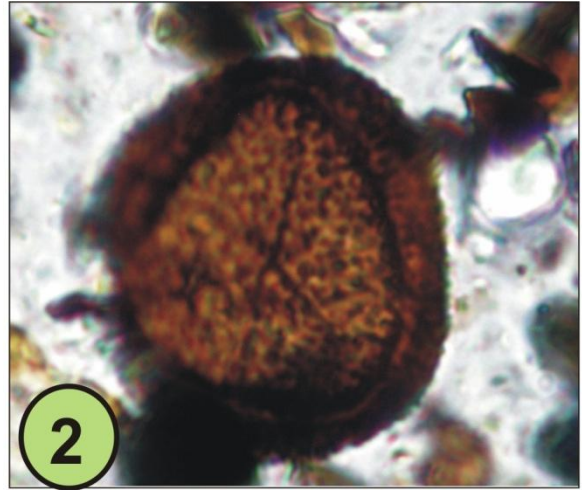
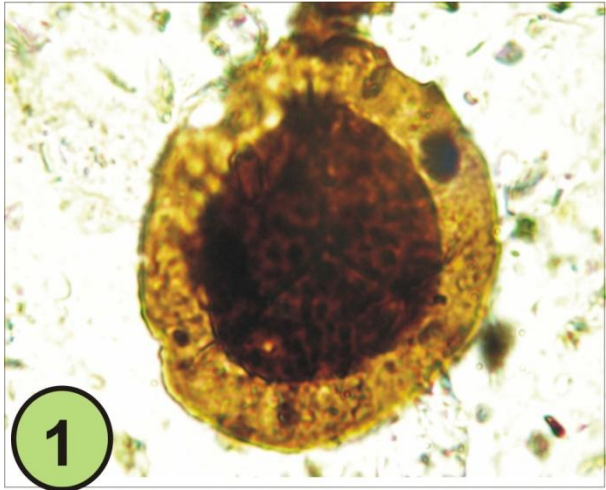


Planche 26

PLANCHE 27

Fig. 1- *Speleotriletes lepidophytus* KEDO (STREEL) ; Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’», terme (b). Coupe Tamtert-Zereg, Ze3/1. (Grx20x1,6)

Fig. 2- *Cingulizonates bialatus* (WALTZ) SMITH & BUTTERWORTH; Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’», terme (c). Coupe Tamtert-Zereg, Ze4/1. (Gr x40 x 1,6)

Fig. 3- *Vallatisporites cf vallatus* (HACQUEBARD) ; Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’», terme (b). Coupe Tamtert-Zereg, Ze3/1. (Gr x40 x 1,6)

Fig. 4- *Speleotriletes lepidophytus* KEDO (STREEL); Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’», terme (c). Coupe Tamtert-Zereg, Ze4/1. (Gr x20x1,6)

Fig. 5- *Gorgonisphaeridium solidium* JARDINE ; Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’», terme (c). Coupe Tamtert-Zereg, Ze4/1. (Gr x40x1,6)

Fig. 6- *Speleotriletes pretiosus* (PLAYFORD) ; Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’», terme (c). Coupe Tamtert- Zereg, Ze4/2. (Gr x40x1,6)

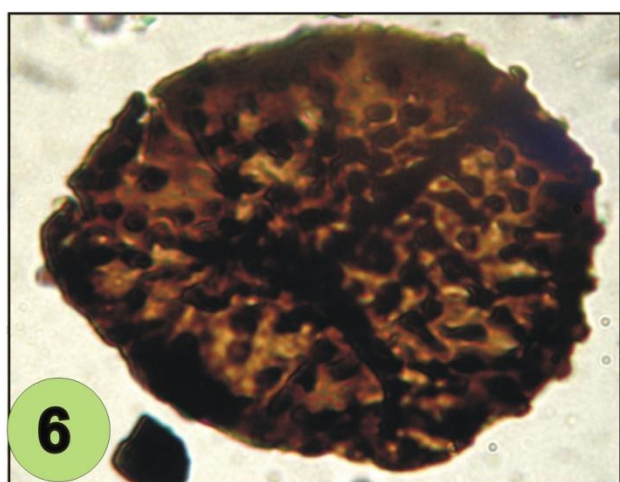
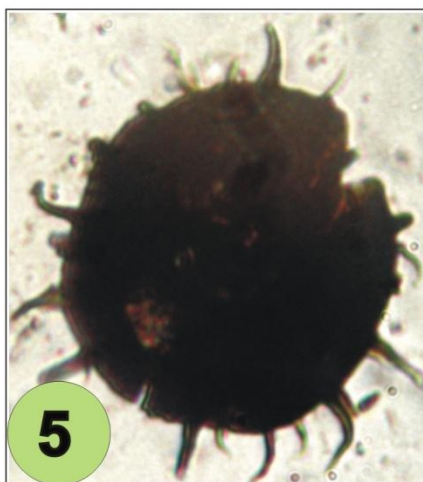
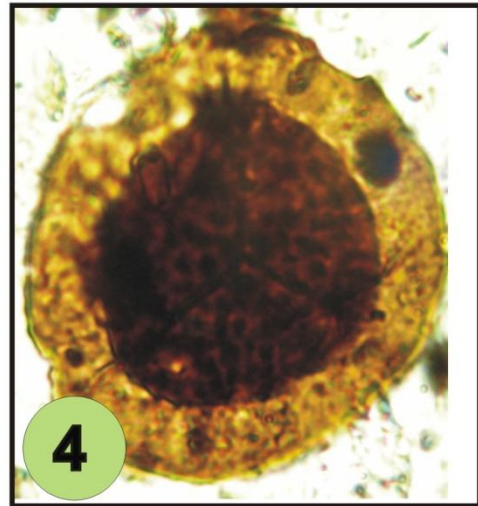
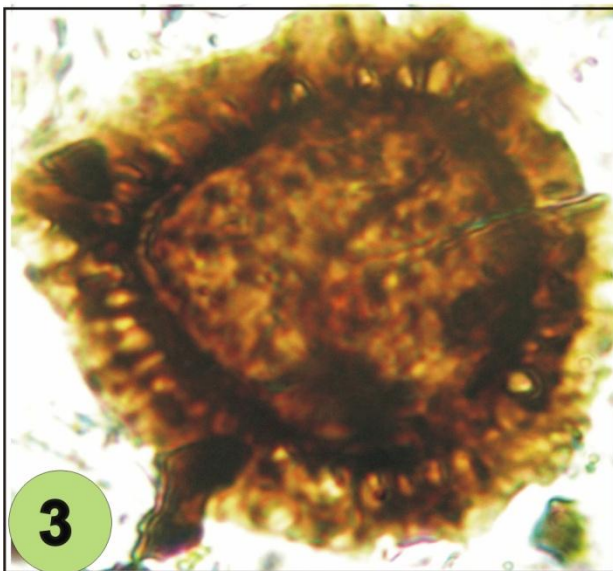
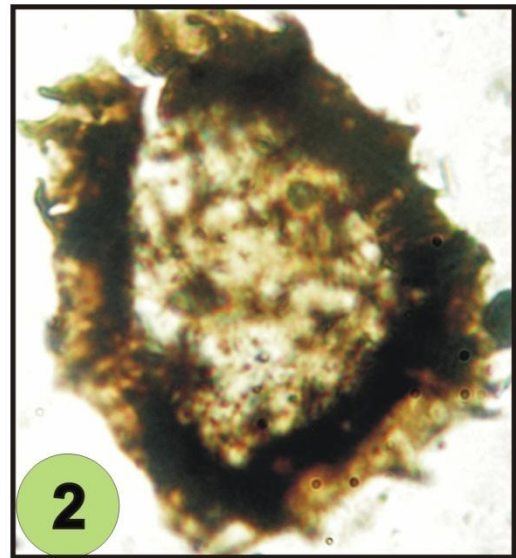
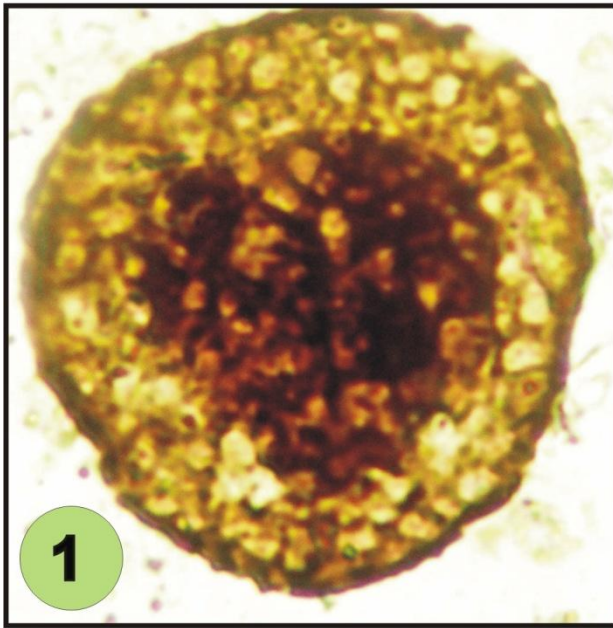


PLANCHE 28

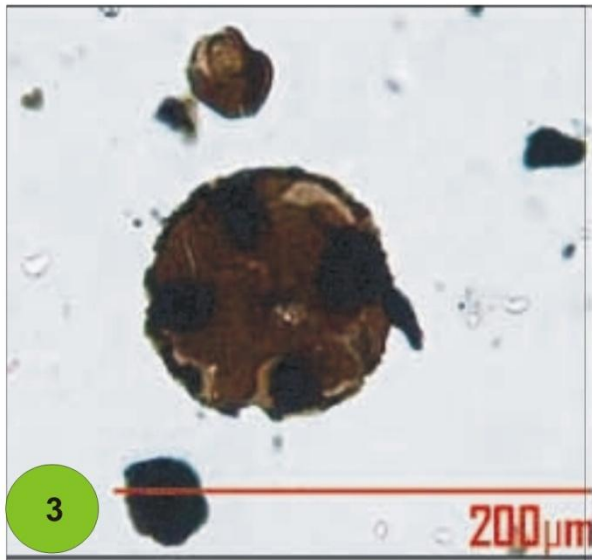
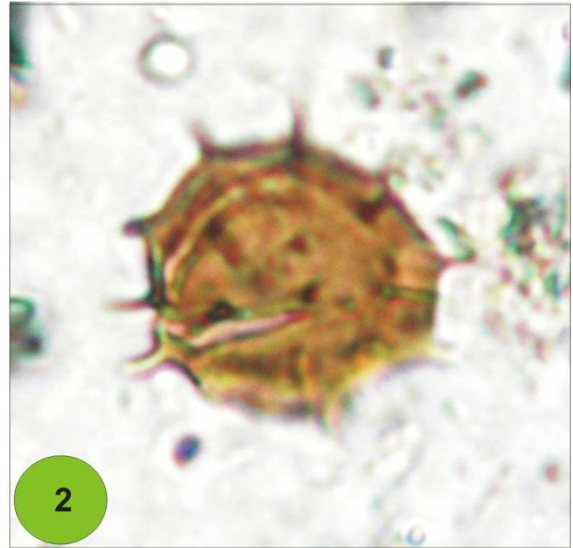
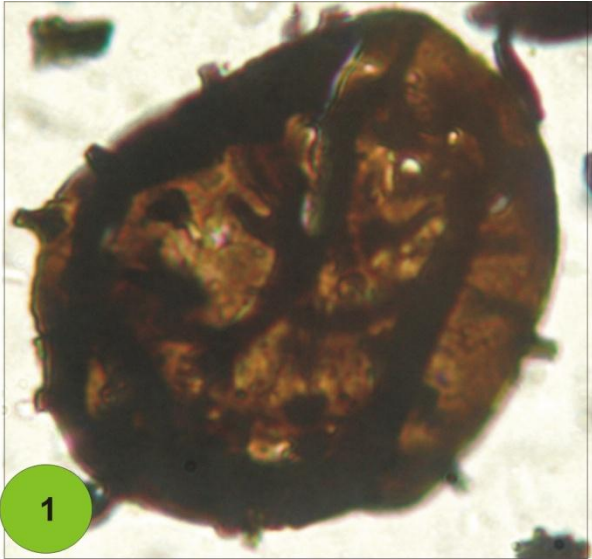
Fig. 1- *Acanthotriletes ignotus* (KEDO); Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’», terme (c). Coupe Tamtert-Zereg, Ze4/2. (Gr x40x1,6)

Fig. 2- *Polygonium* ; Formation : Argiles de Marhouma ; Membre (4) «Argile à Niveaux de ‘Griottes’», terme (b). Coupe Tamtert-Zereg, Ze3/1. (Gr x40x1,6)

Fig. 3- *Tapojonites moseii* (SOMMER); Formation des Argiles de Ouled Bou – Hadid; Membre (2) Argileux à niveaux de nodules, terme (b). Coupe de Reg Ouled Bou-Hadid à Hassi – Sguilma, OHP1.

Fig.4- *Discernisporites micromanifestus* HACQUEBARD, SABRY et NEVES; Formation des Argiles de Ouled Bou Hadi; Membre (2) Argileux à niveaux de Nodules, terme (b). Coupe de Reg Ouled Bou-Hadid à Hassi – Sguilma, OHP2.

Fig. 5- *Pterospermesis heol* DEUNFF, Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid; Membre (2) Argileux à niveaux de Nodules, terme (b). Coupe de Reg Ouled Bou-Hadid à Hassi – Sguilma, OHP2.



RÉSUMÉ

Les assises du Dévonien supérieur de la vallée de la Saoura ont été datées par les ammonoïdes en comparaison avec les zones à ammonoïdes en Allemagne.

Le passage du Dévonien supérieur au Tournaisien inférieur a été marqué par la réapparition d'un niveau calcaire et l'apparition des *Gattendorfia*. Le Tournaisien a été qualifié d'azoïque sauf dans sa partie supérieure ; 'le banc de Menchikoff' daté Tournaisien supérieur par les *Muensteroceras* et les conodontes de la zone à *anchoralis*.

Dans ce travail, une subdivision en quatre membres de la Formation des Argiles de Marhouma, est suggérée, en se basant sur le changement de faciès et complétée par l'apport des nouvelles datations :

1) Dans les assises du premier membre, les *Manticoceras* sp., ont été retrouvées et ont assigné un âge Frasnien Iβ.

2) Pour le second membre les assises renferment des *Evanidisinurostrum*, des *Sphaeridiorhynchus* sp., et *Trimerocephalus caecus* qui lui confèrent un âge Famennien II à Famennien II-III. Le Famennien II est témoigné par la présence du conodonte *Palmatolepis minuta subtilis* de la zone à *triangularis* à *trachytera*.

3) De la base au sommet, les assises du troisième membre renferment :

Les *Armatites* qui lui attribuent un âge Famennien II-III, des ammonoïdes de la zone à *Platyclymenia annulata*, associés *Paurogastroderhynchus presaharensis* nov. sp, à *Dianopsvicarius* et à *Dianops Tiphlops*, d'âge Famennien IV.

- Des ammonoïdes de la zone à *Gonioclymenia* associés à *Dianopslimbatus* assignant un âge entre le Famennien V et VI, ce même âge est confirmé également par les conodontes de la zone à *expensa*.

4) Les assises du quatrième membre et celles de la Formation des Grès de Ouarourout', ont livré des palynomorphes dont *Grandisporacornuta*, *Spelaeotriletes lepidophytus*, *Umbellasphaericum devonicum*, *Vallatisporites pusillites*, *Retusotriletes incohatus*, *Gorgonisphaeridium solidum* témoignent de l'âge Famennien terminal et du passage du Dévonien supérieur au Tournaisien.

L'âge Tournaisien inférieur de la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid est prouvé par la présence des *Gattendorfia* et des *Brachythis*.

L'âge Tournaisien supérieur de la Formation des Grès de Hassi Sguilma est affirmé par les conodontes de la zone à *anchoralis*.

Au cours de cet intervalle de temps (du Frasnien pro-part au Tournaisien supérieur), les dépôts calcaires ont occupé le *shoreface* à l'*offshore* inférieur alors que les apports argilo-détritiques souvent affectés d'un *slumping*, ont progradé dans le talus. La mise en place de ces dépôts est synchronisée par le jeu d'une tectonique synsédimentaire produisant une structure de sillon en horsts et grabens, avec un dépôcentre dans la région de Tamtert-Zereg.

Mots clés : Dévonien, Tournaisien, Famennien terminal, Ammonoïdes, *Platyclymenia annulata*, *Rhynchoneda*, Trilobites, conodontes, palynomorphes, tectonique synsédimentaire, *shoreface*, *offshore*,

ABSTRACT

The Upper Devonian of Saoura valley, were dated by the ammonoids in comparison with the ammonoids zones from Germany. The passage of upper Devonian of to lower Tournaisian was marked by reappearance of a limestone level and appearance of *Gattendorfia*. Tournaisian stage was described as azoic, except in its upper part; 'Menchikoff bed' dated upper Tournaisian by *Muensteroceras* and the conodonts from *anchoralis* zone.

In this work, a subdivision in four members of the 'Formation des Argiles de Marhouma' is suggested, while being based on the various facies and was supplemented by the new datings.

1) In the seatings from first member, the *Manticoceras* sp., were found and assigned a Frasnian I β age.

2) The seatings from second member contain *Evanidisinurostrum*, *Sphaeridiorhynchus* sp., and *Trimerocephaluscaecus* which confer to him, an age of Famennian II and Famennian II-III. The early Famennian is testified by *Palmatolepis minutasubtilis*, conodont belonging to the *trachyteratriangularis* zone.

3) From the base at the summit, the seatings from the third member are full of: *Armatites* give him a Famennian II-III age, the ammonoids from *annulataplatyclymenia* zone, were associated to *Paurogastroderhynchus presaharensis* nov.sp, to *Dianopsvicarius* and to *Dianops Tiphlops*, attributed at the Famennian IV age.

- The ammonoids from *Gonioclymenia* zone associated with *Dianopslimbatus* assigning between Famennian V and VI age, this same age is also confirmed by conodonts from *expensa* zone.

4) The seatings from fourth member and those the 'Formation des Grès de Ouarourout', delivered a palynomorphs of which *Grandisporacornuta*, *Spelaeotrileteslepidophytus*, *Umbellasphaericumdevonicum*, *Vallatisporitespusillites*, *Retusotriletes incohatus*, *Gorgonisphaeridiumsolidum* which shows the passage between the latest Famennian and the Tournaisian.

The lower Tournaisian age of the 'Formation des Argiles de OuledBou-Hadid' is proven by the presence of *Gattendorfia* and *Brachythiris*.

The upper Tournaisian age of the 'Formation des Grès de HassiSguilma' is affirmed by the conodonts from *anchoralis* zone.

During this long time interval (From Frasnian up to upper Tournaisian), the limestones deposits have occupied the *shoreface* until *lower offshore*, then the detritic -clay deposits often affected by slumping, have been prograded on the slope.

The installation of these deposits is synchronized by synsedimentary tectonic activity occurring a trough structure, composed by horsts and grabens. The depocenter of this trough took place in the Tamtert - Zereg area.

Key words: Devonian, Tournaisian, Uppermost Famennian, Ammonoïdas, Platyclymeniaannulata, Rhynchoneda, Trilobites, conodonts, palynomorphes, synsedimentary tectonic, *shoreface*, *offshore*.

ملخص

طبقات الدفوني الأعلى لسهول الساوره أرخو بامنويد وذلك مقارنتها مع طبقات امنويد المانيا من الديقوني الأعلى إلى الترنيزي الأدنى لوحظ بعودة ظهور القشرة الكلسية و ظهور القنتتورفية يتميز بخلوه من الحفريات معاد الطبقات العليا ؛ "طبقة منشيكوف" مؤرخ بترنيزي الأعلى مثبت بمنستيروسيراس (*Muensteroceras*) و الكندونت لطبقة انشوراليس (*anchoralis*).

في هذا العمل تم تقسيم تشكيلة الطينية لمرحومة إلى أربعة وحدة مقترحة وذلك استنادا إلى تغير سماتها و مكتملة بتواريخها الجديدة.

في الطبقات الوحدة الأولية تم إعادة اكتشاف (منتكوسيراس) (*Manticoceras*) الذي يبين الفرز بين I و II.

أما طبقات الوحدة الثانية نظم (إفنديزينورستر) (*Evanidisinurostrum*), (سغاريدورنشوس) (*Sphaeridiorhynchus*) و ترسميروسيفالوسكانكوس (*Trimerocephalus caecus*) التي تميز الفمانيان II إلى III-II. الفمانيان II معرف بكنودونات (بلماتليس منوت سبتليس) (*Palmatolepis minuta subtilis*) لطبقة (ترينقالريسلتر اكير) (*triangularis à trachytera*).

أما طبقة الجزء الثالث نظم :

الأرماتيتاس (*Armatites*) التي تعطىها الفامينيان III-II , أمنويد لطبقة بلاتكلمنيا أنولاتا (*Platyclymenia annulata*) مشترك مع بروقستروديرنشوسبريسارنسيس و ديانويسفيكارايوسولديانويستقلويس (*Paurogastroderhynchus presaharensis nov. Sp, à Dianopsvicarius* و (*Dianops Tiphlops*) لفمانيان IV .

أمنويد طبقة قلونيو قلمينيا (*Gonioclymenia*) مشتركة مع ديانوبس لمباتوس (*Dianopslimbatus*) ممثلين ما بين الفمانيان V و VI معرفا أيضا بكوندوننتلا كسبنا (*expensa*).

أما طبقات الوحدة الرابعة وطبقات تكوين حصيات و روروت تمد بالينومورف حيث قرندسبورا كرنوط وسيليو تيريلات تىتوفتوس و امبلا سفريديوم ديفونيكوم و فلاتوسيريتس بوزوليتاس و قورقونيو ماسفريديوم سوليديوم (*Grandispora cornuta, Spelaeotriletes lepidophytus, Umbellasphaericum devonicum, Vallatisporites pusillites, Retusotriletes incohatus, Gorgonisphaeridium solidum*) تبين فامنين النهائي ومرور دفونيا الأعلى إلى الترنيزيان .

الترنيزيا الأدنى للطين أولاد بو حديد مثبت بوجود القنتتورفية والبركترنيز (*Gattendorfia et des Brachythis*) الترنيزيا الأعلى لشكالية صلصال لحاسي اسقالماء معرفة بكنودونت طبقة انشوراليس (*anchoralis*)

من خلال هذا المتسع الزمني (من جزء من الفرزنيين الي الترنيزيا الأدنى) الطبقات الكلسية امتدوا من شط إلى عمق البحر بينما الطين والصلصال غالبا معرض للإنجرافات في المنحدر . تكوين هذه الطبقات متزامن مع الفوالق مكونا بنية حوض متكون بأشكال عالية و منحدره مع اكبر حجم طبقات ثمليء وسط الحوض في منطقة تمنتزيرق.

الديفوني, الترنيزيا, فامنين النهائي, conodonts, Trilobites, Rhynchoneda, Platyclymeniaannulata, Ammonoïdas, palynomorphes, shoreface, offshore, القوالق.

RÉSUMÉ

Les assises du Dévonien supérieur de la vallée de la Saoura ont été datées par les ammonoïdes en comparaison avec les zones à ammonoïdes en Allemagne.

Le passage du Dévonien supérieur au Tournaisien inférieur a été marqué par la réapparition d'un niveau calcaire et l'apparition des *Gattendorfia*. Le Tournaisien a été qualifié d'azoïque sauf dans sa partie supérieure ; 'le banc de Menchikoff' daté Tournaisien supérieur par les *Muensteroceras* et les conodontes de la zone à *anchoralis*.

Dans ce travail, une subdivision en quatre membres de la Formation des Argiles de Marhouma, est suggérée, en se basant sur le changement de faciès et complétée par l'apport des nouvelles datations :

1) Dans les assises du premier membre, les *Manticoceras* ont été retrouvées et ont assigné un âge Frasnien I β .

2) Pour le second membre les assises renferment des *Evanidisinurostrum*, des *Sphaeridiorhynchus* sp., et *Trimeroccephaluscaecus* qui lui confèrent un âge Famennien II à Famennien II-III. Le Famennien II est témoigné par la présence du conodonte *Palmatolepis minuta subtilis* de la zone à *triangularis* à *trachytera*.

3) De la base au sommet, les assises du troisième membre renferment :

Les *Armatites* qui lui attribuent un âge Famennien II-III, des ammonoïdes de la zone à *Platyclymeniaannulata*, associés *Paurogastroderhynchuspresaharensis* nov. sp, à *Dianopsvicarius* et à *DianopsTiphlops*, d'âge Famennien IV.

- Des ammonoïdes de la zone à *Gonioclymenia* associés à *Dianopslimbatus* assignant un âge entre le Famennien V et VI, ce même âge est confirmé également par les conodontes de la zone à *expensa*.

4) Les assises du quatrième membre et celles de la Formation des Grès de Ouarourout', ont livré des palynomorphes dont *Grandisporacornuta*, *Spelaeotrileteslepidophytus*, *Umbellasphaericumdevonicum*, *Vallatisporitespusillites*, *Retusotriletes incohatus*, *Gorgonisphaeridiumsolidum* témoignent de l'âge Famennien terminal et du passage du Dévonien supérieur au Tournaisien.

L'âge Tournaisien inférieur de la Formation des Argiles de Ouled Bou-Hadid est prouvé par la présence des *Gattendorfia* et des *Brachythiris*.

L'âge Tournaisien supérieur de la Formation des Grès de HassiSguilma est affirmé par les conodontes de la zone à *anchoralis*.

Au cours de cet intervalle de temps (du Frasnien pro-part au Tournaisien supérieur), les dépôts calcaires ont occupé le *shoreface* à l'*offshore* inférieur alors que les apports argilo-détritiques souvent affectés d'un slumping, ont progradé dans le talus. La mise en place de ces dépôts est synchronisée par le rejeu d'une tectonique synsédimentaire produisant une structure de sillon en horsts et grabens, avec un dépôcentre dans la région de Tamtert-Zereg.

Mots clés :

Dévonien; Tournaisien; Famennien terminal; Ammonoïdes; *Platyclymeniaannulata*; *Rhynchoneda*; *Trilobites*; Conodontes; Palynomorphes; Tectonique synsédimentaire; *Shoreface*; *Offshore*.