N° d'ordre : 40646

UNIVERSITE LILLE 1
ECOLE DOCTORALE SCIENCES DE LA MATIERE, DU RAYONNEMENT ET DE L'ENVIRONNEMENT
(Filière Géosciences, Ecologie, Paléontologie, Océanographie)

Thèse de doctorat en Sciences de la Terre

par **Juan José PALAFOX**

Universidad de Sonora, México

DU CRATON AU RHEÏQUE :

LE NORD ET LE CENTRE DE L'ETAT DU SONORA (MEXIQUE) AU PALEOZOÏQUE SUPERIEUR (DEVONIEN-PENNSYLVANIEN),

LITHOSTRATIGRAPHIE, BIOSTRATIGRAPHIE, APPROCHE GEOCHIMIQUE ET IMPLICATIONS GEOLOGIQUES

Thèse Dirigée par **Daniel Vachard**

Université de Lille1, FRE 3298, bâtiment SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex, France

Jury :

- **Président : Martial Caridroit, Professeur, Université de Lille 1**
- **Rapporteur : Eddy Poty, Professeur, Université de Liège**
- **Rapporteur : Markus Aretz, Maître de Conférences, Université de Toulouse**
- **Examinateur : Jean Chorowicz, Professeur, Université de Paris 6**
- **Invitée : Blanca Buitrón, Professeure, Universidad Autónoma de México**
- **Invité : Luc Hance, Géologue en Chef, Carmeuse S. A.**
- **Directeur : Daniel Vachard, Chargé de Recherche CNRS, Université de Lille 1**
- **Co-encadrant : Sébastien Clausen, Maître de Conférences, Université de Lille 1**

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

ERRATUM

P. 4. Ecrire **en Sonora** au lieu de : « en el Sonora ».
P. 4. Ecrire **en Sonora** au lieu de : « del Sonora ».
P. 8. Aligner 2.1.1.
P. 8. Mettre un espace entre 4.2.2.6. et Remarque.
P. 11. Ecrire **Cambro-ordovicien** au lieu de Cambro-Ordovicien.
P. 29. Fig. 8. Remplacer and par **et** dans les noms d'auteurs de taxa.
P. 31. Supprimer « coloniaux » pour écrire : **de rares tabulés du genre *Syringopora*.**
P. 31. Supprimer « déterminées comme » pour écrire : **éponges corallines *Chaetetes*.**
P. 35. Dernière ligne, remplacer par : « voir la **description et la discussion de ces genres chez** Termier et Termier, 1971 (…) ».
P. 36. Dernière ligne, écrire **309** au lieu de 209.
P. 37. Ecrire **exemple** au lieu de : « example ».
P. 42. Ecrire coraux **solitaires** au lieu de : « coraux zaphrentidés ».
P. 61. Ecrire : « En microfaciès, **on peut constater** » au lieu de : « oon peut contater ».
P. 81. Ecrire : « **lesquels sont dolomitisés et ferruginisés**, » au lieu de « dans lesquels sont dolomitisées et ferruginsées ».
P. 82. Ecrire : « **Ce microfossile indique qu'on est déjà dans le Tournaisien élevé »** au lieu de : « C'est déjà un Tournaisien élevé ».
P. 99. Fig. 15. Mettre la même échelle que sur la fig. 10 p. 55.
P. 99. Mettre ***grosso modo*** en italique.
P. 139. Mettre un espace à (***op. cit.***).
P. 139. Ecrire : « **sud** de l'Arizona », avec une minuscule à sud.
P. 139. Supprimer l'espace entre Megashear et le point.
P. 141. Supprimer : « selon la classification de Dunham (1962) ».
P. 144. Supprimer : « selon la classification de Dunham (*op. cit*.) ».
P. 144. Mettre, juste après, un i majuscule à : « **Il** s'agit ».
P. 144. Ecrire : « **quelquefois »** au lieu de : « éventuellement ».
P. 146. Ecrire : « **en bancs massifs »** au lieu de : « en bancs massis à épais ».
P. 146. Ecrire : « **nombreuses** *Fusulinella juncea* **»** au lieu de : « superbes *Fusulinella juncea*».
P. 147. Ecrire : « **rhizomorphes »** au lieu de : « rhizomorhes ».
P. 148. Ecrire : « **On identifie des textures de grainstones »** au lieu de : « ils peuvent être rangés parmi les grainstones ».
P. 148. Ecrire : « **l'unité »** au lieu de : « l!unité ».
P. 148. Ecrire : « **On ne quitte pas »** au lieu de : « Ils restent dans ».
P. 177. Ecrire : « *Trochiliscus* ? sp**. et** *Sycidium* ? sp. » au lieu de : « and ».
P. 177. Ecrire : « Les conodontes **avaient** permis » au lieu de : « avait ».
P. 181. Première ligne, écrire ***flexuosus*** au lieu de *flexuous*.
P. 181. 4e ligne, fermer la parenthèse après 2002.
P. 182. Ecrire : « un **intéressant** Morrowien » au lieu de : « un beau Morrowien ».
P. 183. Ecrire : « Ce Morrowien contenait **des** *Millerella* » au lieu de : « de belles *Millerella* ».
P. 185. Point final après : « (Wilde, 2006) ».
P. 215. Ecrire : « **bien conservé** » et supprimer très.
P. 224. Espace à mettre entre : « Stewart et Poole, » et : « 2002 ».
P. 234. Supprimer le second « Renema et Troelstra, 2001 ».
P. 235. Ecrire : « **Davydov et al., 2010** » au lieu de : « Menning et al., 2006 ».
P. 241. Ecrire : « Gómez-Espinosa et al., **2008** » au lieu de : « 1978 ».

© 2012 Tous droits réservés.
http://doc.univ-lille1.fr

Thèse réalisée dans le cadre de l'Action

ECOS NORD/ANUIES M06U01

"Estudio Bioestratigrafico, Micropaleontológico y Sedimentológico del Paleozoico tardío de Sonora"

Université de Lille 1,

Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM, México D.F.),

Universidad de Sonora (UNISON, Hermosillo)

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

A toute ma famille,
A mes enfants et mon épouse avec toute ma tendresse,
A mes parents et en particulier à ma mère qui me manque depuis qu'elle est partie.
Au Peuple de France pour sa générosité
Au Peuple du Mexique pour son stoïcisme et son héroïsme.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Du Craton au Rhéïque : le Nord et le Centre de l'Etat du Sonora (Mexique) au Paléozoïque supérieur (Dévonien-Pennsylvanien), lithostratigraphie, biostratigraphie, approche géochimique et implications géologiques.

RESUME

Les affleurements, localisés dans la région nord-est et centrale de l'Etat de Sonora, NO du Mexique, révèlent une série à dominance carbonatée qui s'étend du Dévonien supérieur à la base du Permien. Cinq grandes coupes sont étudiées : (1) les Cerros de Tule ; (2-3) le Cerro Los Abajeños et le Cerro El Palmar dans la Sierra Agua Verde ; (4) le Cerro El Yugo (Arivechi) et (5) le Cerro Las Moritas. Les résultats obtenus, intéressant surtout la lithostratigraphie et la biostratigraphie, sont fondés sur l'étude des foraminifères et des algues calcaires. Les biozones identifiées sont successivement : (a) *Nanicella gallowayi* ; (b) *Eogeinitzina devonica* ; (c) Moravamminides indéterminés ; (d) *Granuliferella* ; (e) *Laxoendothyra parakosvensis* et *Granuliferelloides* sp., (f) *Tuberendothyra* sp. et *Inflatoendothyra* sp. ; (g) *Endothyra prisca* et *Stacheoides tenuis*, suivies des zones de fusulinines de Wilde : M2, A2, A4, DS1, DS2, MC1/2, VC2/3 et PW1/2. Des données géochimiques ont aussi été recherchées : on a fait ainsi une interprétation des oxydes majeurs obtenus par FRX. On ajoute une réflexion sur les relations génétiques et climatiques avec les cyclothèmes du midcontinent des USA et avec la glaciation LPIA (*Late Paleozoic Ice Age*) du Gondwana. Comme le paléoclimat offre les mêmes caractéristiques que le reste du Craton Nord-américain, que l'on peut qualifier de "pays des cyclothèmes", une tectonique synsédimentaire locale a sûrement prévalu en Sonora. En fin de compte, la partie étudiée du Sonora apparaît comme une grande plate-forme (peut-être un bassin d'avant-pays) située entre le Craton Nord-américain et l'Océan Rhéïque.

Mots-clés : Lithostratigraphie, Biostratigraphie, Algues, Foraminifères, Pennsylvanien, Mississippien, Dévonien supérieur, Sonora, Mexique.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Del Cratón al Reico : el Norte y el Centro del Estado de Sonora (México) durante el Paleozoico tardío (Devónico- Pensilvánico), litoestratigrafía, bioestratigrafía, ensayo geoquimico e implicaciones geológicas

RESUMEN

Los afloramientos, localizados en la región noreste y central del Estado de Sonora, NO de México, revelan una serie carbonatada que abarca desde el Devónico superior hasta la base del Pérmico. Cinco largas sccciones son estudiadas : (1) los Cerros de Tule ; (2-3) el Cerro Los Abajeños y el Cerro El Palmar en la Sierra Agua Verde ; (4) el Cerro El Yugo (Arivechi) y (5) el Cerro Las Moritas. Resultados sobre la litoestratigrafía y la bioestratigrafía, sustentados en foraminíferos y algas calcáreas, son puestos a consideración. Las biozonas identificadas son sucesivamente : (a) *Nanicella gallowayi* ; (b) *Eogeinitzina devonica* ; (c) Moravamminides indéterminés ; (d) *Granuliferella* ; (e) *Laxoendothyra parakosvensis* et *Granuliferelloides* sp., (f) *Tuberendothyra* sp. et *Inflatoendothyra* sp. ; (g) *Endothyra prisca* et *Stacheoides tenuis*, seguidas por las zonas de fusulínidos de Wilde : M2, A2, A4, DS1, DS2, MC1/2, VC2/3 y PW1/2. Datos geoquímicos fueron investigados ; en particular se realizó una interpretación preliminar de los óxidos mayores obtenidos por FRX. Se adiciona una reflexión sobre las relaciones genéticas y climáticas con los ciclotemas del midcontinente de USA y la glaciación LPIA (*Late Paleozoic Ice Age*) del Gondwana. Como el paleoclima se presenta con características similares al del resto del Cratón Norte-Americano, “país de los ciclotemas”, una tectónica sinsedimentaria local pudiera prevalecer en el Sonora. Por fin, la parte estudiada del Sonora constituye una gran plataforma (quizas una unidad de antepais) entre el Craton Norte Americano y el Oceano Reico.

Palabras clave: Litoestratigrafía, Bioestratigrafía, Algas, Foraminíferos, Pensilvánico, Misisípico, Devónico superior, Sonora, México.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

From Craton to Rheic: Northern and Central Sonora State (Mexico) during the Late Paleozoic (Devonian-Pennsylvanian), lithostratigraphy, biostratigraphy, geochemical approach and geological implications.

ABSTRACT

The outcrops, located in the northeast and central region of the State of Sonora, NW Mexico, reveal a predominately carbonate series that ranges from Upper Devonian to the base of the Permian. Five detailed sections were studied : (1) the Cerros of Tule ; (2-3) the Cerro Los Abajeños and the Cerro El Palmar in the Sierra Agua Verde ; (4) the Cerro El Yugo (Arivechi) and (5) the Cerro Las Moritas. Results on lithostratigraphy and biostratigraphy, based on foraminifers and calcareous algae, are proposed. The identified biozones are successively: (a) *Nanicella gallowayi* ; (b) *Eogeinitzina devonica* ; (c) Moravamminides indéterminés ; (d) *Granuliferella* ; (e) *Laxoendothyra parakosvensis* et *Granuliferelloides* sp., (f) *Tuberendothyra* sp. et *Inflatoendothyra* sp. ; (g) *Endothyra prisca* et *Stacheoides tenuis*, followed by the fusulinid zones of Wilde: M2, A2, A4, DS1, DS2, MC1/2, VC2/3 and PW1/2. Geochemical data were investigated; they permit a preliminary interpretation of the major oxydes. It is added a reflection on the genetic relationships and climatic with the cyclothems of Midcontinent of USA and the LPIA (Late Paleozoic Ice Age) of Gondwana. As the palaeoclimate is presented with similar characteristics to that of the rest of the North American Craton “country of the cyclothems”, a synsedimentary and local tectonic could dominate in Sonora. Finally, the studied part of Sonora appears as a large platform (maybe a foreland unit) between the North American Craton and the Rheic Ocean.

Key words: Lithostratigraphy, Biostratigraphy, Algae, Foraminifers, Pennsylvanian, Mississippian, Late Devonian, Sonora, Mexico.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

REMERCIEMENTS

L'Université de Lille 1, en France, l'*Universidad de Cádiz*, en Espagne et l'*Universidad de Sonora*, au Mexique, m'ont fourni un solide appui pendant la réalisation de ce doctorat. J'exprime ma reconnaissance aux directions et aux personnels de ces trois établissements.

Je suis particulièrement redevable au projet international *ECOS-ANUIES-CONACYT No. M06U01* pour le financement de deux séjours de recherche à Lille 1, en 2010 et 2011.

J'ai pu compter aussi sur la *Secretaria de Educación Pública*, qui m'a octroyé une bourse dans le cadre du programme *PROMEP*, et m'a constamment soutenu.

Je tiens à honorer la mémoire du Docteur Emilio Almazán Vázquez qui m'avait invité à participer au projet.

Un remerciement tout particulier au Docteur Daniel Vachard pour son énorme patience, son hospitalité et sa générosité. Il m'a accueilli au SN5 et m'a fait bénéficier de son patrimoine bibliographique, de ses vastes connaissances et de son expérience géologique. Il a relu et vérifié ce travail avec infiniment de minutie. J'ai toujours eu le sentiment que ce que j'étais en train d'accomplir nécessitait un effort considérable, mais que, sans son soutien et celui de sa femme Thérèse, rien n'aurait été possible. Je me souviendrai longtemps de la qualité des services qu'ils m'ont rendus. Longue vie à eux deux!

J'ai, à présent, l'agréable devoir de saluer le Professeur Jean Chorowicz et son épouse Danielle, tout comme leur famille, qui m'ont reçu un jour chez eux sans me connaître et qui m'ont donné la chance de découvrir cette branche de la science française qu'est la télédétection… Leurs fruits surfent aujourd'hui sur le Net. Après 25 longues années, à mon retour en France, ils m'ont à nouveau adressé une invitation. Cela m'a ému profondément et les mots me manquent pour leur dire mes sentiments affectueux.

Je suis extrêmement honoré que deux sommités comme le Professeur Eddy Poty et le Docteur Markus Aretz aient accepté de faire partie de mon jury et d'être les rapporteurs de ce travail.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

J'associe à ce témoignage de respect le Professeur Martial Caridroit dont les qualités scientifiques et pédagogiques ne sont plus à vanter et le Docteur Luc Hance, autre sommité internationale du Carbonifère et grand spécialiste des foraminifères de ce système.

Mes respects et mes amitiés vont au Docteur Blanca Buitrón Sánchez, du Département de Paléontologie de la UNAM (Mexico), qui m'a toujours été d'un grand secours. Elle m'a rendu courage dans les moments difficiles, et sans elle ce travail ne serait pas arrivé à bon port.

Je tiens à saluer le Docteur Sébastien Clausen, mon co-encadrant, pour son assistance bienveillante lors de mon séjour en France, et ses conseils pendant la rédaction de ma thèse.

Je transmets ma profonde sympathie au Docteur Salvador Dominguez et à Luis Miguel Rodríguez Jaren pour leur participation si efficace dans l'analyse de mes échantillons. J'espère pouvoir un jour leur rendre la pareille, même si je ne doute pas un instant de leur désintéressement, de leur bienveillance et de leur noblesse de cœur et d'esprit.

Je ne saurais trop dire combien j'ai pu compter sur l'aide technique de Porfirio Sosa. Son iconographie de grande qualité, ses remarques constructives et ses commentaires pertinents ont beaucoup enrichi ce travail. J'ai beaucoup apprécié le soutien et les encouragements apportés par Olivia Pérez. J'exprime ma considération à Guadalupe Espinoza pour son intérêt et ses critiques sur la rédaction de ma thèse et sur tout ce qui a trait à la géochimie.

Je tiens à témoigner mon attachement à Manu, mon grand ami, mon "copain" de l'Université de Paris VI ; je profite de ces quelques lignes pour lui dire qu'il a un vrai trésor chez lui et que ce trésor s'appelle Jacqueline.

Ma sincère gratitude à Marisol Huerta, Santiago Medina, Mario et à Elsa pour leur aide.

J'adresse un salut tout particulier à Minera Global del Pitic et à l'Ingénieur Ruben Leyva pour leur soutien moral, leur optimisme et leur coopération.

Je ne saurais enfin oublier tous ceux qui m'ont secondé ; en particulier les étudiants qui m'ont épaulé lors des fatigants et étouffants séjours sur le terrain.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

TABLE DES MATIERES

Résumé...3
Resumen...4
Abstract...5
Remerciements...6
Table des matières...8
1. Introduction...11
1.1. Le Paléozoïque du Sonora...11
1.2. Le Paléozoïque du Nord-Est du Sonora...13
1.3. Le Paléozoïque du centre du Sonora...15
1.4. Buts du travail...15
2. Etablissement de l'échelle stratigraphique en Amérique du Nord...17
2.1. L'échelle de Ransome...17
2.1.1. Le Calcaire Abrigo...19
2.1.2. Le Calcaire Martin...19
2.1.3. Le Calcaire Escabrosa...20
2.1.4. Le Calcaire Naco...20
2.2. De Ransome à nos jours...21
2.3. Régions d'application de l'échelle de Ransome...23
2.4. Les cadres chrono- et biostratigraphiques...24
3.Les affleurements des Cerros de Tule...27
3.1. Localisation...27
3.2. Travaux précédents...27
3.3. Description de la coupe étudiée...30
3.3.1. Substratum antémississippien...30
3.3.2. Tournaisien (Osagéen inférieur)...30
3.3.3. Viséen-Serpoukhovien (Osagéen supérieur-Chestérien)...31
3.3.4. Bachkirien-Moscovien inférieur (=Morrowien-Atokien inférieur)...32
3.3.5. Partie inférieure du Moscovien supérieur (= Podolskien = Atokien supérieur)...33
3.3.6. Partie supérieure du Moscovien supérieur (= Myachkovien = Desmoinésien)...35
3.3.7. Kassimovien (= Missourien)...37
3.3.8. Gjélien (= Virgilien)...39
3.3.9. Permien inférieur...41
3.3.10. Bilans et perspectives...43
4. Les affleurements de la Sierra d'Agua Verde...53
4.1. Localisation...53
4.2. Travaux précédents...53
4.2.1. Travaux pionniers ...55
4.2.2. L'apport d'Ochoa et Sosa (1993)...56
4.2.2.1. Formation El Boquinete ...56
4.2.2.2. Formation El Pollo...56
4.2.2.3. Formation Santiago...56
4.2.2.4. Formation La Joya...57
4.2.2.5. Formation Tuntunudé...57
4.2.2.6.Remarque...57
4.2.3.Travaux récents...58
4.3. Coupe principale au Cerro Los Abajeños ...59
4.3.1. Unité I ...60
4.3.2. Unité II...62

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

4.3.3. Unité III……63
4.3.4. Unité IV……65
4.3.5. Unité V……66
4.3.6. Unité VI……66
4.3.7. Unité VII……67
4.3.8. Unité VIII……68
4.3.9. Unité IX……69
4.3.10. Unité X……70
4.3.11. Bilan et perspectives……72
4.4. Coupe secondaire au Cerro El Palmar……72
4.4.1. Unité I ……73
4.4.2. Unité II……74
4.4.3. Unité III……77
4.4.4. Unité IV……79
4.4.5. Unité V……81
4.4.6. Bilan et perspectives……84
5. Les affleurements d'Arivechi……99
5.1. Localisation……99
5.2. Travaux précédents……100
5.3. Description de la coupe étudiée……102
5.3.1. Unité I……102
5.3.2. Unité II……103
5.3.3. Unité III……105
5.3.4. Unité IV……106
5.3.5. Unité V……107
5.3.6. Unité VI……108
5.3.7. Unité VII……109
5.3.8. Unité VIII……109
5.3.9. Unité IX……110
5.3.10. Bilan et perspectives……111
6. Les affleurements du Cerro de La Morita……137
6.1. Localisation……137
6.2. Travaux précédents……138
6.3. Description de la coupe étudiée……139
6.3.1. Unité I……141
6.3.2. Unité II……143
6.3.3. Unité III……143
6.3.4. Unité IV……144
6.3.5. Unité V……144
6.3.6. Unité VI……145
6.3.7. Unité VII……145
6.3.8. Unité VIII……146
6.3.9. Unité IX……147
6.3.10. Bilan et perspectives……148
7. Résultats de la fluorescence X……161
7.1. Méthodologie……161
7.1.1. Généralités……161
7.1.2. Spectromètre de fluorescence X……161
7.1.3. Discussion de la méthode……163
7.2. Analyses géochimiques de la coupe du Cerro Los Abajeños ……164
7.3. Analyses géochimiques de la coupe du Cerro El Palmar……166
7.4. Analyses géochimiques de la coupe du Cerro El Yugo……168
7.5. Analyses géochimiques de la coupe du Cerro La Morita……170

© 2012 Tous droits réservés.

7.6. Oxydes majeurs (SO_3 et MnO) des Cerros Los Abajeños, El Yugo et La Morita……172
7.7. Synthèse des résultats……173
8. Données biostratigraphiques……175
8.1. Frasnien……177
8.2. Famennien……178
8.3. Tournaisien……178
8.4. Viséen-Serpoukhovien……180
8.5. Bachkirien inférieur……182
8.6. Bachkirien supérieur-Moscovien inférieur……183
8.7. Moscovien supérieur……184
8.8. Pennsylvanien supérieur……185
8.9. Permien inférieur……186
9. Données paléontologiques…… 187
9.1. Généralités……187
9.2. Microflore algaire……187
9.3. Petits foraminifères Fusulinata……189
9.4. Fusulinines……198
9.5. Petits foraminifères Nodosariata……211
9.6. Incertae sedis Algosponges……212
9.7. Macrofaune……214
10. Eléments de discussion paléogéographique et paléoclimatique……217
10.1. Impacts régionaux des événements Kellwasser et Hangenberg……217
10.2. Elargissement du concept de Bassin de Pedregosa……218
10.3. Limites du Craton Nord-américain et de l'Océan Rhéïque en Sonora……221
10.4. Place du Sonora dans la paléogéographie de l'Amérique du Nord……225
10.5. Existe-t-il des cyclothèmes en Sonora ? ……227
10.5.1. Les cyclothèmes classiques……228
10.5.2. Liaison des cyclothèmes et de la LPIA……229
10.5.3. Les cryptocyclothèmes de la Horquilla……232
10.5.4. Un modèle indonésien ? ……234
10.6. Autres données sédimento-climatologiques……235
10.6.1. Absence de biscuits algaires……235
10.6.2. Les tempestites finidesmoinésiennes……235
10.7. Conséquences sur l'eustastisme et la paléotectonique locale……237
10.7.1. Conséquences paléoclimatiques……237
10.7.2. Importance de la tectonique locale en Sonora……239
10.8. Possibilités de migrations des faunes et flores d'Amérique du Nord……239
10.8.1. Corrélations paléobiogéographiques nord-américaines……238
10.8.2. Migrations des espèces nord-américaines……242
11. Conclusions……247
12. Références bibliographiques……251
Index des figures ……313
Index des planches ……315

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

1. INTRODUCTION

Cette thèse représente une contribution au projet franco-mexicain : “Estudio Bioestratigrafico, Micropaleontológico y Sedimentológico del Paleozoico tardío de Sonora” ECOS NORD/ANUIES M06U01, auquel ont pris part les Université de Lille 1, de la UNAM México (D.F.) et l’Universidad de Sonora UNISON (Hermosillo).

1.1. Le Paléozoïque du Sonora

L’Etat de Sonora a un territoire six fois plus étendu que celui de la Belgique. Sa diversité géologique est la plus grande de toute la République mexicaine. Je ne la décrirai pas en détail, mais entrerai directement dans mon sujet qui se limite au Paléozoïque. Cette série de commentaires thématiques empruntera largement, y compris les références bibliographiques, aux travaux de López-Ramos (1982, 1983), Sánchez-Zavala et al. (1999), Stewart et Poole (2002) et à l’excellent mémoire inédit de Pérez-Ramos (1996).

Les séries paléozoïques débutent en Sonora par un Cambro-Ordovicien qui paraît succéder en parfaite continuité au Précambrien, notamment dans la région de Caborca (voir Cooper et al., 1952 ; étude reprise en 2010 par L. Dewaere et S. Clausen). Ces séries paléozoïques se terminent dans le même secteur, à El Antimonio, par des calcaires de la partie terminale du Permien moyen à très grandes fusulinines (Cooper et al., 1953 ; Dunbar, 1959 ; Brunner, 1984a ; Vachard et al., 2000 ; Buitrón et al., 2007).

Le Dévonien est connu dans différentes régions du Sonora : au NO, près de Caborca à El Bisani (Formation Murciélagos), au NE près d’Agua Prieta et Cananea (Formation Martin), dans le centre au Cerro Cobachi, à Barita de Sonora, Las Norias et Sierra Agua Verde (formations Los Pozos, Aparejo et El Pollo et partie supérieure du Groupe Guayacán). Le Carbonifère-Permien affleure *grosso modo* dans les mêmes régions : près de Caborca à El Bisani (formations Represo et Venada), dans la région de Cananea (formations Escabrosa et Horquilla ; en particulier dans les Cerros de Tule : voir chapitre 3) et dans le centre de l’Etat (Fm Picacho à Cobachi ; Fm Las Tierras à Bacanora ; Fm Cerro Tasajo et Fm Rancho Nuevo à Barita de Sonora ; Fm Santiago et Fm La Joya à Agua Verde).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

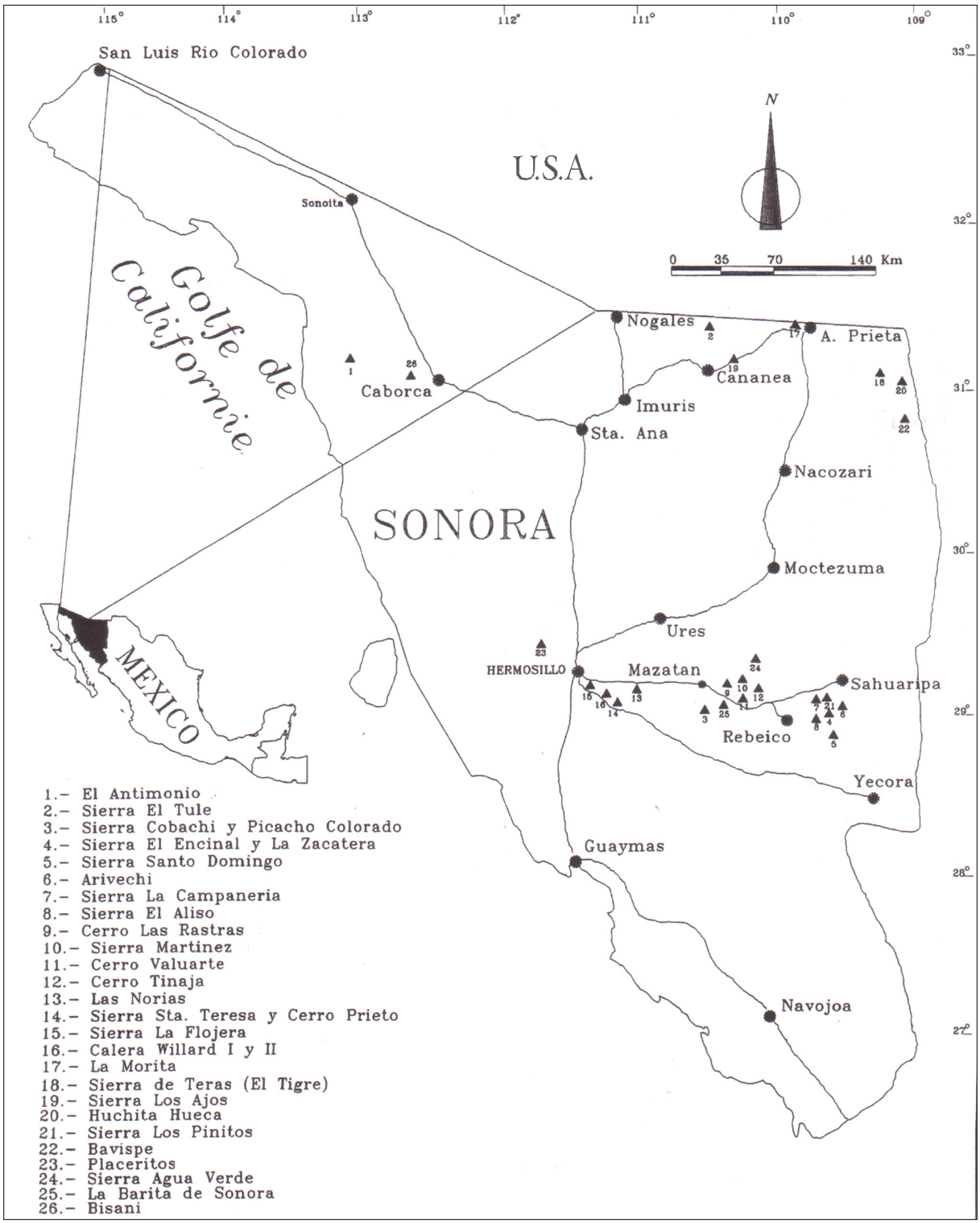


Fig. 1 : Localités paléozoïques du Sonora (d'après Pérez-Ramos, 2001). Gisements du Nord-Est (Tule = 2 et La Morita = 17) et gisements du Centre (Arivechi = 6 et Agua Verde = 24).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Plusieurs travaux régionaux mentionnent le contenu fossile macro- et microfaunistique des dépôts sédimentaires paléozoïques. Cependant, ils manquent souvent de la précision qui permettrait d'établir des corrélations entre localités distinctes ou de distinguer les biozones-index qui y sont representées. La pauvreté de l'iconographie des fossiles limite aussi la précision des études sédimentaires régionales. Les deux paragraphes suivants donneront des détails supplémentaires sur les deux régions du Sonora que j'ai spécialement étudiées : le Nord-Est de l'Etat et sa partie centro-orientale (Fig. 1).

1.2. Le Paléozoïque du Nord-Est du Sonora

Le Craton Nord-américain est largement exposé au SE de l'Arizona et au NE du Sonora. Il y est composé d'un socle précambrien métamorphique et granitique, surmonté d'une pile sédimentaire paléozoïque, d'un à trois kilomètres d'épaisseur, constituée de roches détritiques et calcaires.

Dans le NE du Sonora, les différentes séries paléozoïques affleurent sur une surface de plus de 15.000 kilomètres carrés. Présentant généralement des faciès de plate-forme, elles varient en âge du Cambrien moyen au Permien inférieur, avec un hiatus entre le Cambrien supérieur et le Dévonien inférieur. La série commence avec le dépôt de la Quartzite Bolsa et de la Formation Abrigo du Cambrien moyen ; celles-ci sont surmontées par les formations Martín, Escabrosa, Horquilla et d'autres subdivisions du Groupe Naco, s'échelonnant du Dévonien moyen au Permien inférieur. Ces formations, définies au Sud de l'Arizona par Ransome (1904), comme nous le verrons en détail au chapitre suivant, ont été introduites au Mexique par Taliafierro (1933) et Viveros (1965).

Le secteur le plus anciennement étudié, de cette partie du Sonora, se situe dans les Sierras de Teras, où, d'Imlay (1939) et Dunbar (1939) à Tovar (1968), les géologues ont identifié des calcaires du Mississippien moyen au Permien inférieur. Les premières fusulinines ont été décrites par Dunbar (1939), avec en particulier deux petites espèces de *Triticites*. Une étude micropaléontologique du Mississippien a ensuite été fournie par Tellez-Girón et Malpica (1987). Les gisements classiques sont : (1) le Cañón de Santa Rosa (autrement dit la zone d'El

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Tigre ; de 30°34' à 30°37' de latitude Nord et 109°06' à 109°10' de longitude Ouest ; c'est le gisement NZ-2A de Stewart et Poole (2002)) ; (2) le Cañón de Noche Triste (ou le secteur de Pilares de Teras ; 30°36'30"-30°42' de latitude Nord et 109°12'W-109°15'30" de longitude Ouest ; et le gisement NZ-3 de Stewart et Poole (2002) ; (3) la Sierra Hachita Hueca ; 30°35'-30°37'30"de latitude Nord et 108°55'-108°52' de longitude Ouest ; c'est le gisement NZ-4 de Stewart et Poole (2002) qui continuaient à l'orthographier par erreur Huchita Hueca comme l'avait déjà fait Dunbar (1939, p. 1746).

Peiffer-Rangin (1987) a largement contribué à l'étude de la biostratigraphie du Paléozoïque du NE et du centre du Sonora. Malheureusement son colossal travail de thèse est resté inédit. Cette auteure a notamment étudié la région de Cananea en utilisant les subdivisions litho- et chronostratigraphiques suivantes : Formation Escabrosa (Mississippien inférieur), Formation Paradise (Mississippien supérieur), Formation Horquilla (Pennsylvanien), Formation Earp, (Permien). Elle a aussi décrit les relations structurales qui s'observent dans la région Agua Prieta-Naco, et a placé celle-ci dans la province nord-américaine des "Basins and Ranges". Elle a enfin signalé, dans la région de Cananea, des séquences très déformées et structuralement complexes, dans des coupes réalisées dans les Cerros El Tule, Cerros La Morita, Sierra San José et le Groupe Naco.

Plus récemment, dans cette région du Sonora, des recherches ont eu lieu au Rancho La Cueva (Blodgett et al., 2002) et à la Sierra Los Ajos (Page et al., 2010). L'historique des recherches sur ces deux affleurements peut être trouvé, en dehors des deux travaux qui viennent d'être cités, chez Stewart et Poole (2002), qui les désignent respectivement par NG-2 et NZ-1. Le Rancho La Cueva livre une série permienne ; la Sierra Los Ajos (ou de Mesteñas) montre les formations Bolsa, Abrigo, Martin et Escabrosa.

J'ai réussi à mener à bien, dans le cadre de cette thèse, l'étude des Cerros de Tule et des Cerros la Morita (cerros signifiant de grosses collines arrondies, plus importantes que les lomas (simples éminences) ou les colinas (équivalent du français colline) et moins que les sierras, petites chaînes aux sommets plus découpés, car leur nom signifie scie en espagnol) ; la Sierra de Las Mesteñas est en cours d'étude avec toute notre équipe, elle a déjà montré sa richesse en fusulinines *Fusulinella* spp. et en entroques diverses de l'Atokien supérieur.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

1.3. Le Paléozoïque du centre de Sonora

King (1939) entreprit la première étude régionale sur le Sonora central. Les figures de cet incunable, dont l'une est reproduite ici (Fig. 2), restent toujours aussi évocatrices.

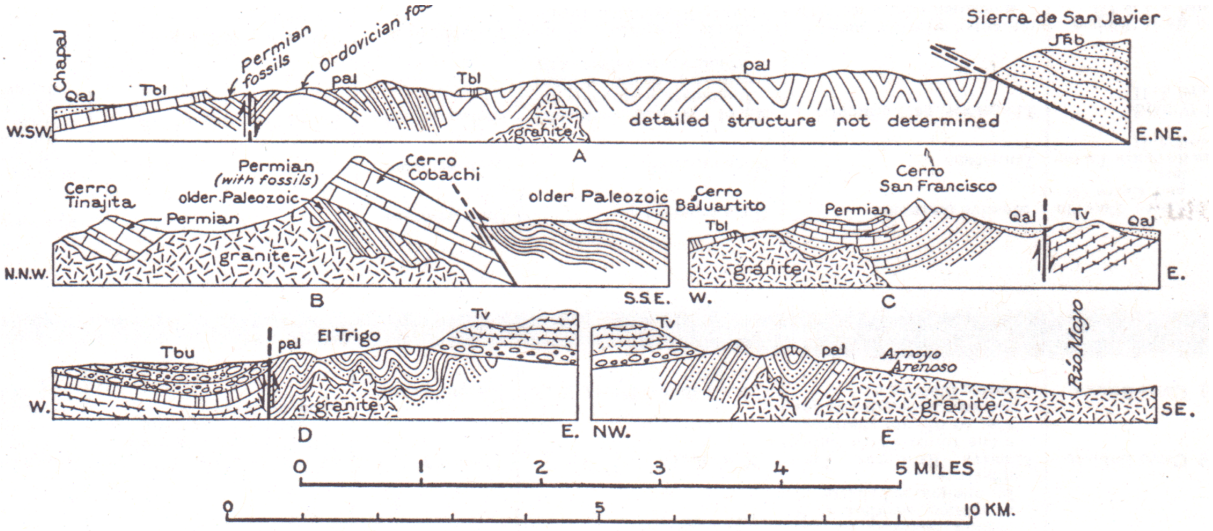


FIGURE 2.—*Sections showing structure and stratigraphy*

Outcrops of Paleozoic rocks in central Sonora.
(A) Casita area (Co-ord C-II). (B) Cerro Cobachi area (Co-ord B-II). (C) Zubiate area (Co-ord A-II). (D) El Trigo area (Co-ord D-IV). (E) Arroyo Arenoso area (Co-ord D&E-V). The relations between the older Paleozoic rocks and the Permian on the north side of Cerro Cobachi in Figure B are based on Dumble's observations and were not verified by the writer. (pal) Paleozoic rocks; (JTrb) Barranca formation; (Tv) early Tertiary volcanic rocks; (Tbl) lower member of Báucarit formation; (Tbu) upper member of Báucarit formation; (Qal) alluvium.

Fig. 2 : Un incunable de King (1939) avec sa légende (p. 1633).

Ensuite Noll (1981), Noll et al. (1984) et Ketner et Noll (1987) cartographièrent et décrivirent le Dévonien du Cerro de Guayacán et le Mississippien de la Fm Picacho Colorado dans la région de Cobachi. Ces auteurs se rendirent compte que ce secteur exposait deux ensembles structuraux juxtaposés, l'un de mer peu profonde, l'autre de bassin, et que cette situation avait duré de l'Ordovicien au Permien (voir l'historique de Pérez-Ramos et Nestell, 2002 et de Stewart et Poole, 2002). De plus, Noll et al. (1984) reportèrent l´existence de brachiopodes famenniens *Dzieduszyckia*, connus aussi en Pologne, au Maroc et au Nevada. A la fin de cette période pionnière, Soto-Contreras et Navarro-Martínez (1987) firent une thèse sur les gisements de charbon et de graphite de la partie centro-orientale du Sonora.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Puis Peiffer-Rangin (1987) renouvela complètement les études sur la bande centrale du Sonora ; elle retraça l'historique des recherches, et donna une analyse détaillée des affleurements suivants : (1) Sierra San Juan de Dios ; (2) Cerro Cobachi ; (3) partie méridionale de la Sierra Martínez (région de Los Chinos) ; (4) Sierra Agua Verde ; (5) Cerro Prieto ; (6) Cerro Tepupa ; (7) Cerro Azogue (que j'aimerai réétudier pour son Tournaisien et Viséen inférieur qui paraissent très riches selon les listes de Peiffer-Rangin ; trop peut-être, dans la mesure où cette auteure va jusqu'à y adjoindre (p. 53) des *Millerella* morrowiennes et des *Pseudostaffella* atokiennes…) ; (8) la Sierra Santa Teresa ; (9) Sierra Martínez ; (10) Cerro La Tinaja ; (11) Sierra Los Pinitos ; (12) Cerro de Willard et (13) Cerro Valuarte.

La Sierra Santa Teresa est le seul affleurement qui ait fait l'objet d'une exploration plus récente et plus détaillée de la part de Pérez-Ramos (1992) et de Stewart et al. (1997).

1.4. Buts du travail

Le but de ce travail est de décrire et d'illustrer les aspects les plus représentatifs des roches sédimentaires formées pendant le Dévonien supérieur, le Mississippien et le Pennsylvanien dans le Sonora, et de mentionner la microfaune qui permet, en première instance, de constater si les différentes subdivisions de ces systèmes et sous-système sont bien représentées dans une localité donnée, et, d'autre part, d'y illustrer les organismes qui sont de bons indicateurs stratigraphiques. Ensuite je tenterai de comprendre les différences paléoenvironnementales entre le midcontinent Nord-américain, où prédominent les cyclothèmes, et les affleurements du Nord et du Centre du Sonora où la sédimentation reste majoritairement carbonatée. De plus j'essaierai d'expliquer : (a) certains paradoxes climatiques que l'on constate pendant la phase paroxysmale de la LPIA (Late Paleozoic Ice Age) et (b) les quelques migrations tardives de genres de foraminifères, de la Téthys vers l'Amérique du Nord. Enfin, j'essaierai de replacer le Sonora aussi précisément que possible dans les limites du Craton Nord-américain et de l'Océan Rhéïque.

2. ETABLISSEMENT DE L'ECHELLE STRATIGRAPHIQUE EN AMERIQUE DU NORD

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Dans le Sud des USA et le Nord du Mexique, on utilise la lithostratigraphie de Ransome (1904). Etablie dans la région de Bisbee, tout près de la frontière mexicaine (Fig. 3), cette échelle fut complétée aux alentours : près de Tombstone par Gilluly et al. (1954), dans les Chiricahua Mountains (Sabins et Ross, 1963, Ross et Sabins, 1965, Ross et Tyrrell, 1965), puis dans les Whetstone Mountains (Wrucke et Armstrong, 1987) (Fig. 3).



Fig. 3 : Carte des localités citées du SE de l'Arizona (d'après Ross et Tyrrell, 1965).

2.1. L'échelle de Ransome

Outre son importante étude du Mésozoïque, Ransome (*op. cit*.) sut rendre compte, avec beaucoup de clairvoyance, des roches paléozoïques qu'il divisa en cinq formations : à la base le Schiste Pinal, puis la Quartzite Bolsa suivie du Calcaire Abrigo contenant des fossiles du Cambrien moyen, lui-même surmonté par le Calcaire Martin d'âge dévonien, suivi à son tour du Calcaire Escabrosa d'âge mississippien (Carbonifère inférieur). Le Calcaire Naco, la plus jeune des formations paléozoïques dans ce schéma, était supposé d'âge pennsylvanien (Fig. 4).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

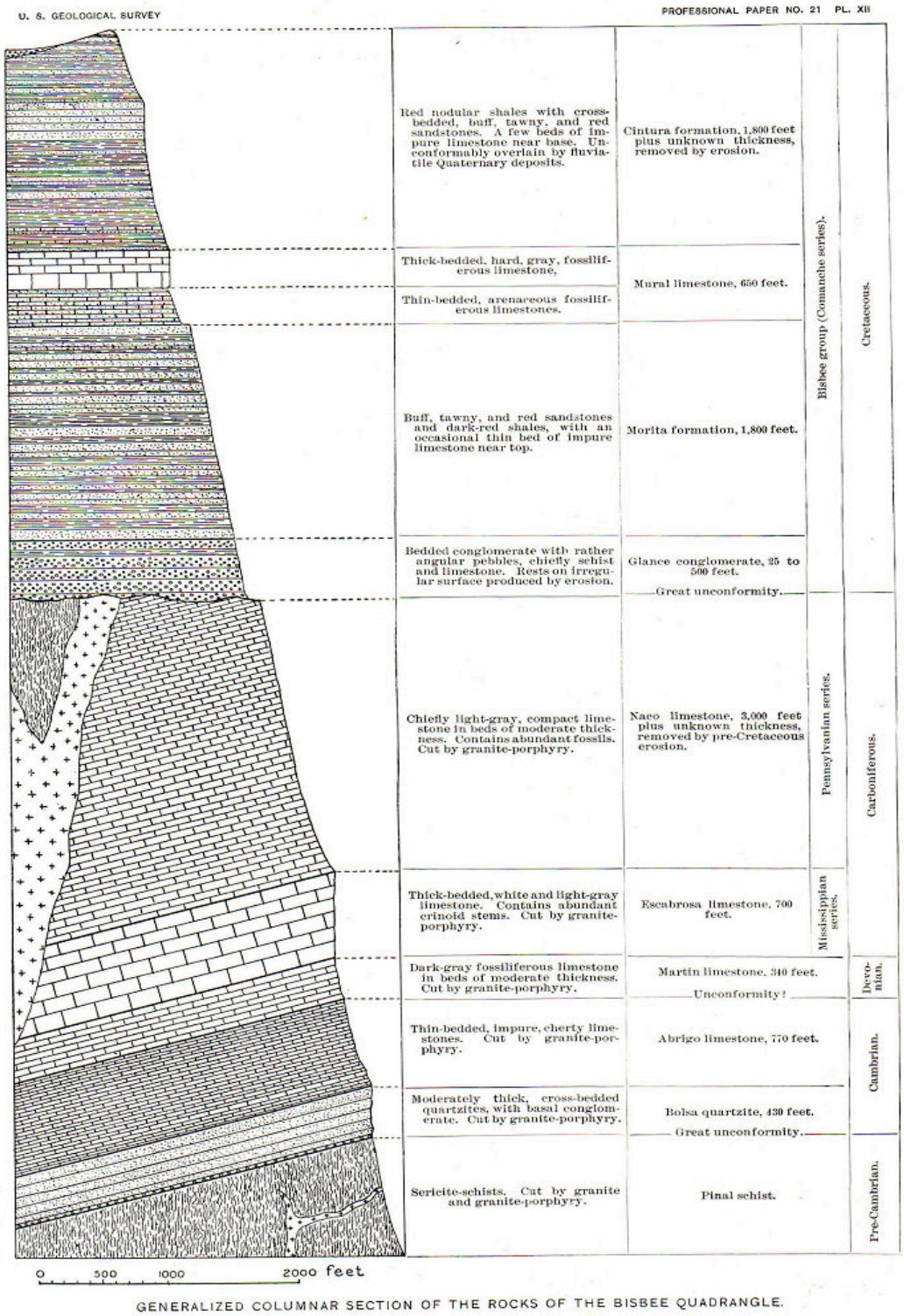


Fig. 4 : Colonne lithostratigraphique de Ransome (1904).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

2.1.1. Le Calcaire Abrigo

Le nom du Calcaire Abrigo vient de celui du Canyon d'Abrigo, situé 3 milles au SO de Bisbee, où ses dépôts sont les plus typiques. La Quarzite Bolsa et le Calcaire Abrigo occupent principalement la partie NW du périmètre de Bisbee.

Lithologiquement, le Calcaire Abrigo, à l'instar d'autres unités de la série paléozoïque locale, se compose de calcaires gris en bancs peu épais et de passées de silex intercalées, présentant une stratification mince pouvant devenir laminaire.

Les épaisseurs des couches calcaires atteignent 5 à 7 cm ; celles des silex peuvent être plus minces. Cette lamination par des silex est caractéristique du Calcaire Abrigo, notamment dans les montagnes de Mule (Fig. 3). Elle permet d'identifier aisément les couches appartenant à cette formation, car les silex ne se rencontrent qu'occasionnellement dans les roches dévoniennes et carbonifères du périmètre de Bisbee. Le Calcaire Abrigo correspond à un regain de subsidence après le dépôt de la Quartzite Bolsa et le passage de sédiments grossiers à des sédiments fins calcaires d'eau un peu plus profonde.

2.1.2. Le Calcaire Martin

Le Calcaire Martin emprunte son nom au Cerro Martin où cette formation est développée, bien exposée et atteint environ 110 mètres d'épaisseur. Lithologiquement, le Calcaire Martin est composé de calcaires compacts, durs, gris et généralement fossilifères. De petits brachiopodes (*Atrypa reticularis* et *Spirifer hungerfordi*) peuvent y abonder. Certaines couches prennent parfois cette apparence noduleuse qui permet d'identifier à coup sûr la Formation Martin dans le périmètre de Bisbee, tandis que d'autres sont riches en coraux.

Associées aux calcaires sombres, on trouve occasionnellement des lutites claires avec des tonalités roses. Ces lutites friables sont bien exposées au NE du Cerro Martin, où les fossiles dévoniens sont nombreux. La limite supérieure du Calcaire Martin n'est pas toujours bien définie. En général elle correspond au passage des calcaires compacts et durs, typiques de cette formation, aux calcaires granulaires blancs à tiges de crinoïdes, qui symbolisent davantage la Formation Escabrosa. Le calcaire pur de la Formation Martin, l'absence de dolomies et de sédiments terrigènes, de même que les restes abondants d'organismes marins,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

témoignent d'une accumulation dans une mer ouverte à faible distance des côtes et sans doute en eaux de profondeurs moyennes.

2.1.3. Le Calcaire Escabrosa

Le Calcaire Escabrosa tire son nom de la Sierra Escabrosa, où son observation est facile. Il est assez habituel que cette formation surmonte sans hiatus le Calcaire Martin, mais elle s'en distingue assez facilement par sa teinte plus claire et ses couches plus minces et plus résistantes à l'érosion. Le sommet du Cerro Martin présente des escarpements très colorés qui se voient du village de Bisbee.

Dans la partie supérieure du Calcaire Escabrosa, le changement lithologique est trop faible pour permettre de le distinguer aisément du Calcaire Naco susjacent. Etant donné ces différences lithologiques minimes, la séparation des deux formations repose essentiellement sur des critères paléontologiques. L'épaisseur du Calcaire Escabrosa n'ait pu être déterminée avec précision dans sa région-type, mais elle paraît être d'environ 250 mètres.

Les lithologies caractéristiques de la Formation Escabrosa sont des calcaires granulaires, gris foncé, en couches minces. Près de leur base, ces calcaires livrent souvent de longs fragments de tiges de crinoïdes. Les couches ont généralement une épaisseur de 3 à 5 mètres. Elles s'amincissent vers le haut, bien que des couches massives puissent subsister. La formation est avant tout un calcaire non magnésien, sans apport sableux, ni nodules de silex.

L'absence de sédiments terrigènes et de couches dolomitiques dans le Calcaire Escabrosa indique un dépôt dans une mer ouverte et relativement profonde. Pour autant que l'on puisse en juger, le Calcaire Escabrosa se déposerait à 30 ou 40 milles des côtes et à une profondeur de 100 m environ.

2.1.4. Le Calcaire Naco

Le nom de Calcaire Naco est dû aux Collines Naco situées à la bordure ouest du périmètre de Bisbee. Le Calcaire Naco, comme le Calcaire Escabrosa, est formé de couches claires. Les couches peuvent aller d'une épaisseur de quelques centimètres à 3 mètres mais sont généralement minces comme dans le Calcaire Escabrosa. Le Calcaire Naco est compact ; il a

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

une texture presque aphanitique, et apparaît miroitant à la cassure, alors que le Calcaire Escabrosa est plus granulaire et plus cristallin. Les fossiles, les brachiopodes en particulier, sont plus abondants dans le Calcaire Naco que dans le Calcaire Escabrosa. Au maximum de sa puissance, la Formation Naco atteint une épaisseur de près de 1000 mètres et se présente comme un calcaire gris pur. Certaines couches minces ont une coloration rose qui distingue le Calcaire Naco de l'Escabrosa.

2.2. De Ransome à nos jours

En 1926, Stoyanow décrit, au-dessus de l'Escabrosa, une Formation Paradise, tirant son nom d'une localité située dans les Chiricahua Mountains d'Arizona. La Paradise ne sera plus guère utilisée que par Hernon (1935) qui identifie sa faune et par Zeller (1966) qui indique son extension au SE Arizona, SO New Mexico et NO Chihuahua et donne une liste des macrofossiles qu'elle contient dans les Monts de Big Hatchet au Nouveau Mexique. La Formation Paradise sera rapidement supplantée par la Formation Black Prince, créée par Gilluly et al. (1954) pour désigner la vire qui existe entre les escarpements de l'Escabrosa et les crêtes de Naco notamment près de la mine de Black Prince dans les Little Dragoon Mountains (voir Nations, 1963, Ross, 1973 et Blakey et Knepp, 1989 et Fig. 3).

Le Groupe de Naco a été porté à ce rang par Gilluly et al. (1954) qui, en même temps, l'ont divisé en plusieurs formations successives : (1) la formation pennsylvanienne Horquilla et (2) différentes formations permiennes : Earp, Colina, Epitaph, Scherrer et Concha. La Formation Horquilla de Gilluly et al. (1954) est composée des 300 m de calcaires qui sont exposés au Pic d'Horquilla dans les collines de Tombstone (Fig. 3). Il est certain aujourd'hui que l'Horquilla, vu sa multiplicité biostratigraphique, constitue un groupe qu'il faudrait zoner de façon à se tenir au plus près des étages. Malheureusement, nulle part, ni au Sonora, ni en Arizona, la lithostratigraphie ne semble s'y prêter.

Enfin, entre la Formation Concha et la discordance crétacée, Bryant et McClymonds (1961) définirent une Formation Rainvalley. Peiffer-Rangin (1987) utilisa sûrement cette lithostratigraphie achevée dans la rédaction de sa thèse que nous citerons si souvent ; c'est pourquoi nous reproduisons ici cette colonne définitive (Fig.5).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

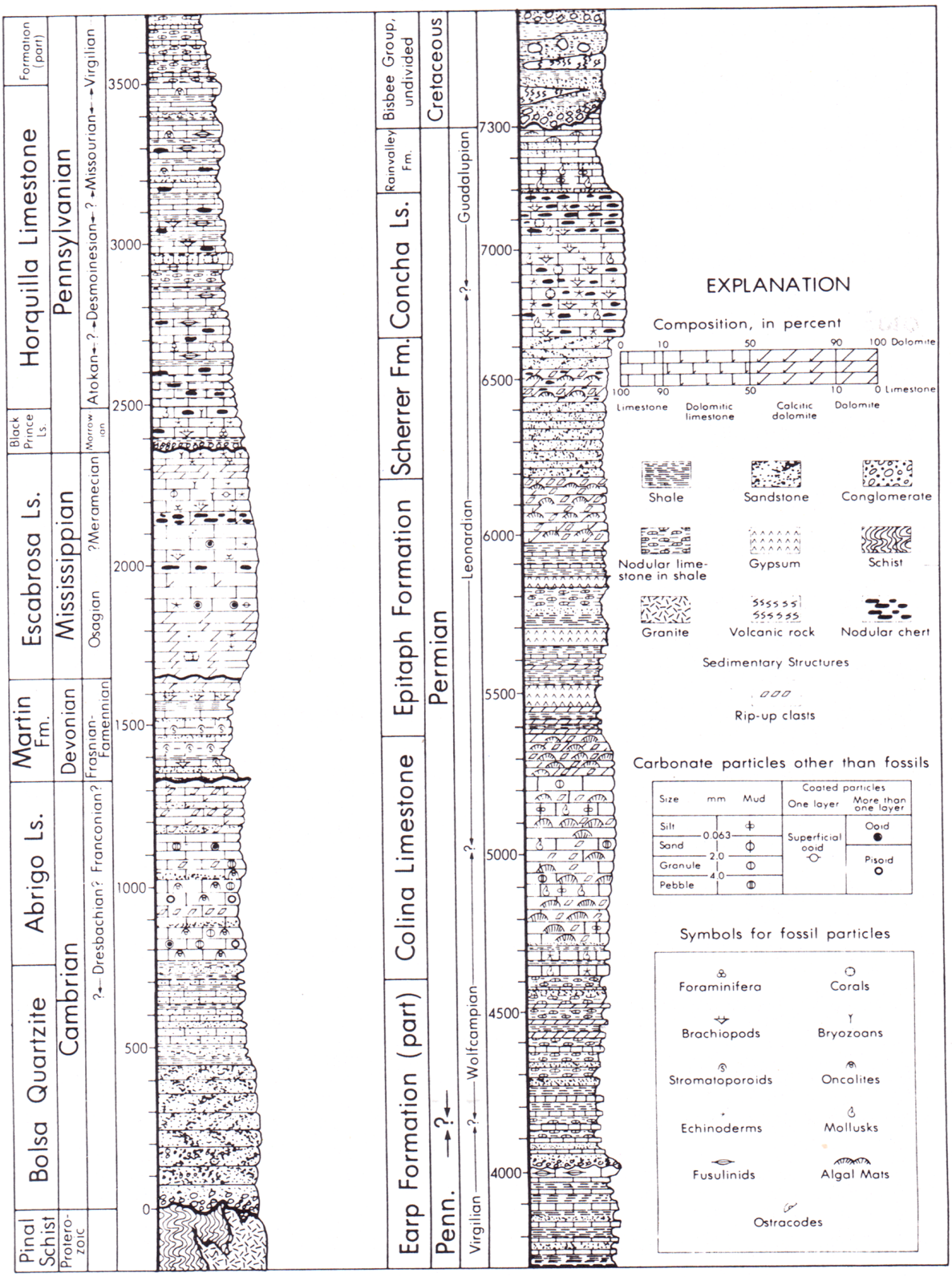


Fig. 5 : Colonne lithostratigraphique de Ransome complétée (selon Schreiber et al., 1990).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

En fait, après son emploi par Peiffer-Rangin (1987), l'échelle connut encore des rajustements de détail dus à Wrucke et Armstrong (1987) et Schreiber et al. (1990), qui préférèrent notamment le nom de Black Prince à celui de la Paradise morrowienne parce que celle-ci avait été insuffisamment définie, et qui soulignèrent l'importance de la Formation Rainvalley, probablement à cause de sa position sous la discordance crétacée (Fig. 5).

2.3. Régions d'application de l'échelle de Ransome

Cette nomenclature a été étendue aux formations: (1) de l'Arizona : Mogollon Rim (Blakey et Knepp, 1989 ; Blakey, 1990) ; (2) du Nouveau Mexique (USA) suite aux travaux de Zeller (1966), Toomey et Windland (1973), Thompson III et Jacka (1981) et Wilde (2006) ; (3) à celles de l'Etat Chihuahua (Mexique) avec Wilson et al. (1969), Téllez-Girón (1979) et Vachard et Téllez-Girón (1986) ; (4) à plusieurs régions du Sonora comme les Cerros El Tule (ce travail) et La Morita (Peiffer-Rangin, 1987 ; ce travail), le Rancho La Cueva (Blodgett et al., 2002), le secteur Mesteñas-Cananea (Eguizábal-Martínez, 1988, avec la Sierra Los Ajos (Page et al., 2010)) et la Sierra Hachita Hueca **(**Tovar, 1968). Il est dès lors possible, d'une part d'élaborer un modèle pour les séries pennsylvaniennes, d'autre part de comparer les microfaunes de fusulinines avec celles du Texas, de l'Arizona, du midcontinent et des Appalaches, aux USA, en s'aidant des travaux de Barkley (1990) ; Ross (1965 et 1969b) ; Toomey (1983) ; Douglass (1987) et Groves (1991). Les séries du SE de l'Arizona sont également importantes pour la stratigraphie séquentielle, parce que c'est là que furent définies les séquences de référence de Ross et Ross (1987, 1988). Par contre, faute d'un travail régional détaillé, la référence paléontologique et paléoécologique, pour ce type de séries, restait le travail de Toomey (1983) sur le Leavenworth Limestone (Gjélien ou Virgilien local) du midcontinent (USA).

Des noms locaux ont toutefois été donnés au Mexique à des formations de lithologies semblables à celles de Ransome ; ils ont été complilés récemment par Sánchez-Zavala et al. (1999). Par ailleurs, en Arizona, l'Escabrosa passe au Redwall Limestone, notamment dans le Grand Canyon du Colorado (voir McKee et Gutschick, 1969 ; Skipp, 1969, etc.) et le Groupe El Naco au Groupe Supai (Blakey et Knepp, 1989 ; Blakey, 1990) formé de couches rouges continentales. En fait, selon Ross (1991), le Pennsylvanien des USA peut parfois comporter plus de 3000 m de couches rouges. Aucune de ces intercalations continentales n'est visible au

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Mexique, confirmant que nous sommes bien au coeur d'une plate-forme marine, assez loin des côtes, voire au bord d'un bassin océanique (voir au chapite 10).

SYSTEME	SOUS-SYSTEEME	SERIE GLOBALE	ETAGE GLOBAL EUROPE DE L'EST	ETAGE REGIONAL AMERIQUE DU NORD	ETAGE GLOBAL EUROPE DE L'OUEST	
CARBONIFERE	PENNSYLVANIEN				AUTUNIEN INFERIEUR	
		SUPERIEUR	GJELIEN	VIRGILIEN	STEPHANIEN	SILESIEN
			KASSIMOVIEN	MISSOURIEN		
				DESMOINESIEN	WESTPHALIEN	
		MOYEN	MOSCOVIEN	ATOKIEN		
		INFERIEUR	BACHKIRIEN	MORROWIEN		
	MISSISSIPPIEN				NAMURIEN	
		SUPERIEUR	SERPOUKHOVIEN	CHESTERIEN		
		MOYEN	VISEEN	MERAMECIEN	VISEEN	DINANTIEN
				OSAGEEN		
		INFERIEUR	TOURNAISIEN	KINDERHOOKIEN	TOURNAISIEN	

Fig. 6 : Tableau de chronostratigraphie du Carbonifère (d'après Heckel et Clayton, 2006).

2.4. Les cadres chrono- et biostratigraphiques

Dans ce travail, on décrira la litho- et la biostratigraphie du Dévonien supérieur au Pennsylvanien ; on utilisera, pour le Carbonifère, la classification en étages d'Heckel et Clayton (2006) (Fig. 6) et les datations radiométriques de Menning et al. (2006) et Davydov et al. (2010).

Pour la biostratigraphie, j'aurai recours aux échelles nord-américaines de Skipp (1969), Armstrong et Mamet (1977), Brenckle (1991), Groves (1983, 1986, 1991) et Wilde, (1990, 2006). Par contre, on me permettra d'émettre certaines réserves sur les échelles de Ross et Ross (1987, 1988), fondées sur des fossiles peu représentatifs ou mal placés les uns par rapport aux autres ; cette biostratigraphie discutable fausse un peu la représentativité des

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

courbes de hausse et de baisse du niveau marin établies par ces auteurs en fonction d'elles. Pourtant elles auraient pu nous être fort utiles, car elles avaient souvent été établies dans le SE de l'Arizona (voir les supercycles de Pedregosa et Tombstone de Ross et Ross (1987)).

Pour les synthèses bibliographiques sur les fusulinines et les divers petits foraminifères du Mexique je renvoie à Téllez-Girón (1979), Brunner (1984a), Vachard et al. (2000a-b, 2004a) et Pérez-Ramos (1992, 2005). Presque toutes les références bibliographiques y sont citées.

Les études géologiques régionales dans les Etats voisins des USA, dont je me suis servi, sont celles de Dunbar et Condra (1927), Dunbar et Skinner (1937), Thompson (1954), Sabins et Ross (1963), Ross (1965, 1969a-b, 1991), Ross et Sabins (1965), Ross et Tyrrell (1965), Skinner et Wilde (1965a-b), Kauffman et Roth (1966), Stewart (1968), Wilde (1975a, 1990, 2006), Sutherland et Manger (1984), Douglass et Nestell (1984), Langenheim et al. (1984), Armin (1987), Armstrong et Mamet (1988), Magginetti et al. (1988), Blakey et Knepp (1989), Blakey (1990), Wilt (1990), Connolly et Stanton, (1990, 1992), Clopine (1992a-b), Groves (1992), Krainer et Lucas (1995, 2004), Kues et al. (2002), Samankassou et West (2002), Krainer et al. (2005a-b, 2009), Mack (2007), Stevens et Stone (2007, 2009), Groves et Reisdorph (2009), Groves et Yue (2009), Ross et Ross (2009) et Lucas et al. (2011).

Les conodontes n'ont pas été pris en considération dans ce travail. Ils feront l'objet de recherches de la part de C. Randon (Paris 6). J'ai consulté, cependant, pour m'aider dans mes travaux stratigraphiques, les ouvrages suivants concernant ce groupe : Anderson (1966), Collinson et al. (1962, 1971), Lane et al. (1972), Brunner (1984b), Grayson (1984), Groves et Grayson (1984), Thompson (1984), Stewart et al. (1997, 1999), Heckel et al., (1998), Lambert et al. (2001), Heckel (2002b) et Barrick et al. (2004).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

3. LES AFFLEUREMENTS DES CERROS EL TULE

3.1. Localisation.

La région d'étude se situe au centre de la partie septentrionale de l'Etat de Sonora, très près de la frontière avec les USA. Elle se localise à 35 km à vol d'oiseau au NNE de la ville de Cananea à proximité du Rancho El Tule (Fig. 7), par 31°16'50" à 31°19'00" de latitude Nord et 110°15'50"-110°20'00" de longitude Ouest. Les nombreux groupes armés, sévissant dans le secteur, empêchent pour l'instant l'accès aux affleurements.

Pour parvenir à la zone d'étude, il faut emprunter, à partir de la ville de Cananea et de la Route Fédérale No. 2, quelque 45 km de piste conduisant d'abord au Rancho El Tule puis aux Cerros El Tule, où la petite colline (1620 m d'altitude), située à 500 m du Rancho (qui est lui à l'altitude de 1490 m), offre d'excellents affleurements de la séquence pennsylvanienne.

3.2. Travaux antérieurs

Les Cerros El Tule avaient assez peu attiré l'attention jusqu'ici (Peiffer-Rangin, 1987 ; González-León, 1984, 1986 ; Gómez-Espinosa et al., 2008), de sorte que seuls quelques stromatoporoïdes dévoniens, coraux tournaisiens et de fusulinines du Pennsylvanien avaient été cités et/ou illustrés par Cevallos-Ferríz et Gónzalez-León (1984), González-León (1986) ou Gómez-Espinosa et al. (2008). De plus, comme l'avaient remarqué Stewart et Poole (2002), l'affleurement avait été nommé Sierra de la Huachuca par López-Ramos (1982) ; ce qui augmentait la confusion avec une colline située de l'autre côté de la frontière (Fig. 3).

Je reprendrai ici les illustrations et les figures (Fig. 8 ; Pl. 1-4) qui paraîtront dans un article sous presse avec B. Buitrón comme première auteure.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

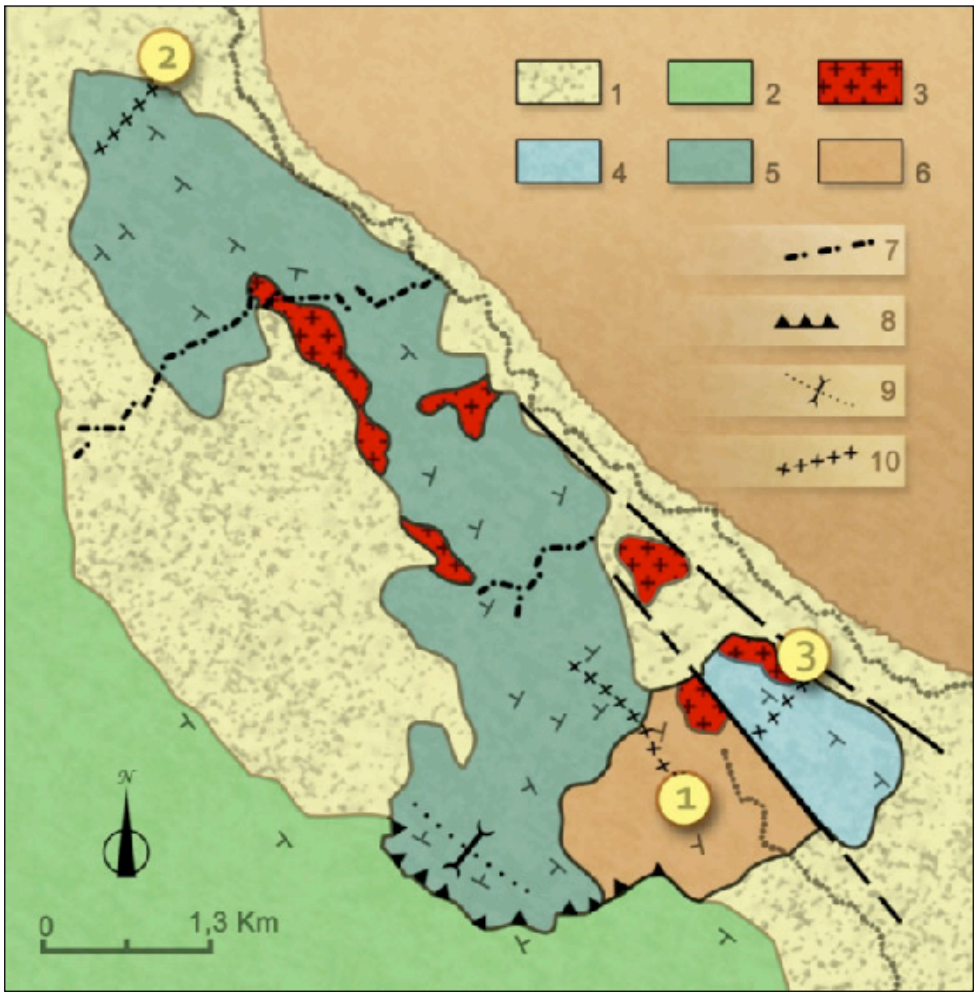


Fig. 7 : Carte géologique des Cerros El Tule (d'après Peiffer-Rangin, 1987, légèrement modifié). Abréviations = 1 : Dépôts récents ; 2 : Crétacé supérieur ; 3 : roches intrusives ; 4 : Pennsylvanien; 5 : Mississippien ; 6 : Dévonien ; 7 : failles ; 8 : chevauchements ; 9 : axe d'anticlinal ; 10 : coupes (1)-(3) de Peiffer-Rangin (1987). Notre coupe emprunte à peu près le trajet de la coupe (3).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

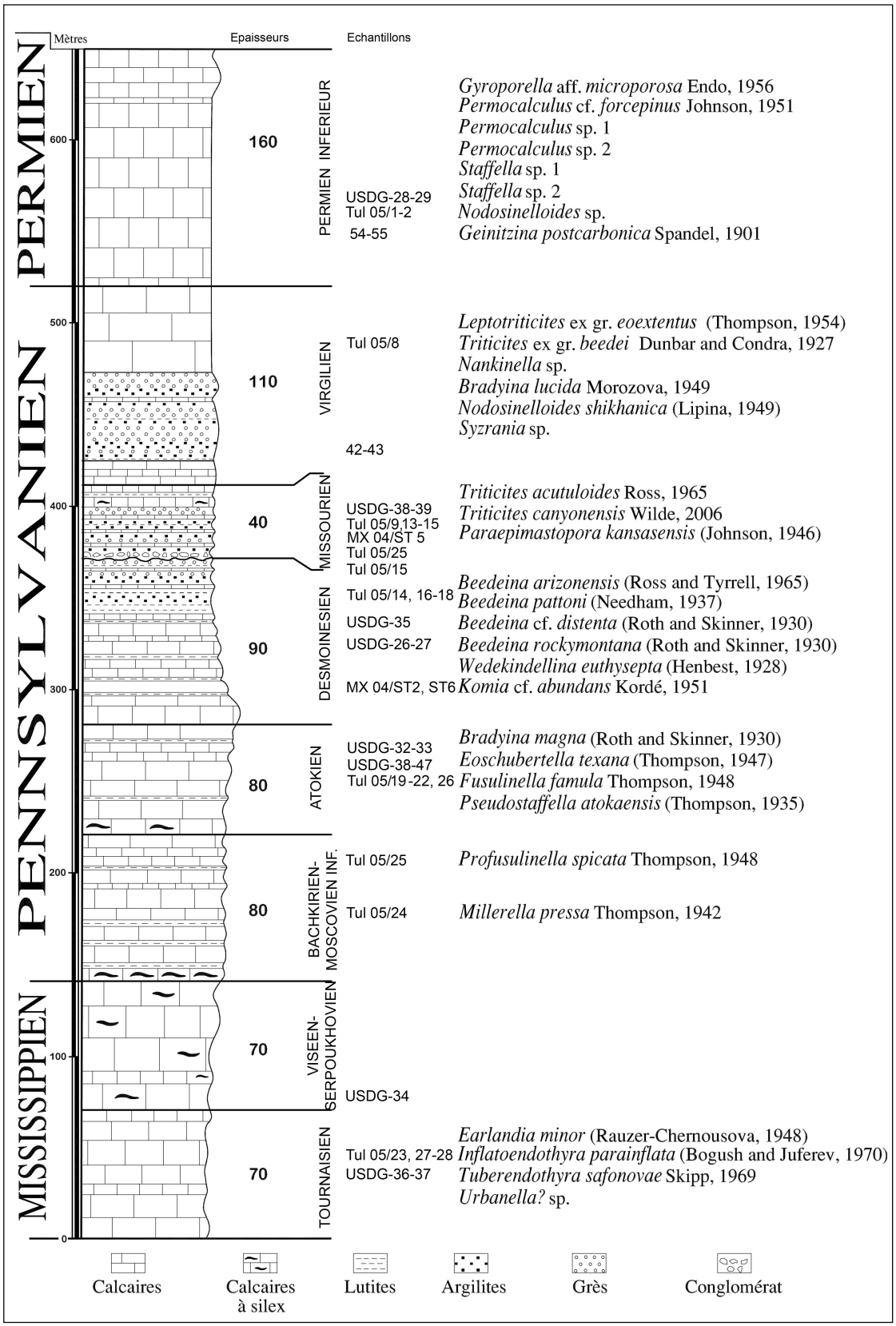


Fig. 8 : Colonne stratigraphique du Mississippien au Permien des Cerros El Tule.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

3.3. Description de la coupe étudiée

3.3.1. Substratum antémississippien

A la base de la série permo-carbonifère de Tule, existe une série cambro-dévonienne d'environ 400 m d'épaisseur (Gónzalez-León (1984)). Nous n'avons pas pu réétudier cette série. Peiffer-Rangin (1987), qui ne mentionne pas ce socle cambro-ordovicien, commence sa coupe avec 20 m de Frasnien calcaire à coraux tabulés *Alveolites* sp., stromatoporoïdes *Amphipora ramosa* Phillips (auxquels Cevallos-Ferríz et Gónzalez-León (1984) avaient déjà consacré une étude) et brachiopodes. Nous n'avons pas revu non plus ce Dévonien.

La séquence, que nous avons étudiée, dans les Cerros El Tule, se prolonge du Mississippien au début du Permien sur une épaisseur de 680 m (Fig. 8). Les roches du Mississippien sont représentées par les 140 premiers mètres de la colonne stratigraphique, puis viennent 380 m qui correspondent aux dépôts du Pennsylvanien, tandis que dans la partie supérieure sont exposés 160 m du Permien basal (Fig. 8).

3.3.2. Tournaisien (Osagéen inférieur)

Epaisseur 70 m (de 0 à 70 m)

La base de la colonne stratigraphique, formée par les 70 premiers mètres exposés dans Cerros El Tule, se dépose durant le Mississippien et plus spécialement pendant le Tournaisien. Une faille fortement inclinée limite son bord oriental.

Les 30 premiers mètres de la colonne exposent des calcaires de couleur gris foncé, à texture fine, constitués par de la boue micritique, disposés en strates dont l'épaisseur varie de 30 cm à 1,5 m et affectés par un réseau serré de filonnets remplis de calcite blanche. Certains niveaux présentent quelquefois des corps irréguliers de silex prenant une patine rougeâtre, parallèles à la stratification. Dans d'autres existent des structures de lamination faisant alterner des couches millimétriques obscures et claires. Quelques niveaux de roches présentent une structure tachetée, souvent mal visible, due à des processus de dolomitisation.

Entre les niveaux 30 à 50 m de la colonne, les strates deviennent moins épaisses et ne dépassent pas 10 à 20 cm. Elles comportent de fréquentes figures de lamination. Les 20 m supérieurs déposés durant le Tournaisien sont représentés par des calcaires compacts à massifs, similaires à ceux du début de la série stratigraphique. Les tiges de crinoïdes y sont abondantes et confèrent à certains bancs l'aspect d'une encrinite. Divers horizons renferment des coraux solitaires zaphrentidés et des restes de brachiopodes en nombre toujours faible.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

En général, la lithologie se compose de couches carbonatées de 40 cm d'épaisseur. Gris foncé à la cassure, gris clair à la patine, elles ont une texture fine et renferment une macrofaune composée de coraux solitaires zaphrentidés (qui constituent jusqu'à 5% du volume de la roche), de rares tabulés coloniaux du genre *Syringopora* (Pl. 4, fig. 11) de quelques éponges corallines déterminées comme *Chaetetes*, de rares brachiopodes spiriféridés ou des genres *Crurithyris* et *Cleiothyridina*, de fréquents fragments de tiges de crinoïdes (à contour circulaire et d'un diamètre atteignant un à deux cm) et de bryozoaires fenestellidés (Pl. 4, fig. 12).

Au microscope, les roches sont des packstones-grainstones bioclastiques : ils livrent de rares foraminifères endothyridés, de nombreux fragments de tiges de crinoïdes, quelques bryozoaires, de très rares bivalves du genre *Conocardium* et des coraux zaphrentidés.

Parmi les microorganismes caractéristiques de l'Osagéen définis notamment par Armstrong et Mamet (1988), Brenckle (1991), Brenckle et Groves (1987) et Skipp (1969)), nous avons identifié les foraminifères : *Earlandia minor* (Rauzer-Chernousova, 1948a) ; *Tuberendothyra safonovae* Skipp, 1969 (Pl. 1, fig. 1) ; *Inflatoendotothyra parainflata* (Bogush et Yuferev, 1970) (Pl. 1, fig. 2) et *Urbanella* ? sp. (Pl. 1, fig. 3).

Un âge tournaisien avait déjà été proposé par González-León (1986), dans la colline voisine du Cerro Caloso, avec des polypiers *Stelchophyllum microstylum* et *Sychnoelasma* sp. Peiffer-Rangin (1987) avait parlé de *Sychnoelasma konincki*, en soulignant que le genre *Sychnoelasma* était caractéristique du Kinderhookien-Osagéen (donc du Tournaisien).

Cette première unité passe probablement au Tournaisien terminal-Viséen inférieur car Peiffer-Rangin (1987) y signale des *Endothyra* sp. et des *Stacheoides* sp. (qu'elle écrit "*Stacheioides*") ; une association et sa datation dont nous reparlerons au chapitre 8.

Les dépôts carbonatés paraissent correspondre à des tempestites formées à de très faibles profondeurs (plus ou moins 10 m de fond).

3.3.3. Viséen-Serpoukhovien (Osagéen supérieur-Chestérien)

Epaisseur 70 m (de 70 à 140 m)

Les 70 m suivants représentent les dépôts effectués durant le Viséen-Serpoukhovien, période terminale du Mississippien.

La colonne stratigraphique se poursuit avec des niveaux calcaires seulement interrompus par

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

de très fins horizons argilo-carbonatés. Les bancs carbonatés, qui présentent une stratification variant de grosse à massive, renferment des nodules irréguliers de silex (Fig. 8).

Par rapport aux 70 premiers mètres de la colonne, les 70 suivants présentent une faune fossile beaucoup plus abondante, avec principalement deux genres de coraux solitaires, dont l'un appartient au genre *Amplexizaphrentis* (Pl. 4, fig. 9), tandis que l'autre, de plus grande taille et possédant des parois presque parallèles, reste indéterminé. Il est habituel que certains horizons carbonatés englobent de nombreux fragments de tiges de crinoïdes et que cela en fassent des grainstones ou même des encrinites (Pl. 14, fig. 13), où la trop mauvaise conservation des tiges empêche toutefois que la détermination puisse atteindre le genre ou l'espèce.

Ces roches contiennent, en plus des coraux solitaires zaphrentidés, de rares fossiles de brachiopodes térébratulidés et de plus fréquents spiriferidés; des fragments de tiges de crinoïdes (à contours circulaires, rarement pentagonaux et exceptionnellement en forme d'étoiles) et des bryozoaires fenestellidés et rameux.

Au sommet de cette série et/ou à la base de la suivante apparaissent plusieurs horizons de silex d'une épaisseur totale de 30 cm, noirs à la cassure, blanchâtres à jaunâtres à la patine, qui pourraient servir de limite lithostratigraphique entre le Mississippien et le Pennsylvanien.

3.3.4. Bachkirien-Moscovien inférieur (Morrowien-Atokien inférieur)

Epaisseur 40 m (de 140 à 180 m)

Durant le laps de temps correspondant au début du Pennsylvanien (et spécíalement au Bachkirien et à la partie inférieure du Moscovien), la sédimentation carbonatée s'est poursuivie entre 140 et 180 m. Elle se caractèrise par des strates plus minces que les précédentes puisque leur épaisseur varie entre 30 et 80 cm. Ces calcaires présentent à la cassure une couleur gris foncé, alors que leur patine est gris clair. La lithologie est toujours affectée par un dense réseau de filonnets de calcite blanche. L'un des traits le plus notable des roches, dans cette partie de la colonne stratigraphique, est leur aspect souvent tacheté, probablement dû à des processus de dolomitisation diffuse.

Les 40 mètres de calcaires sont assez fréquemment interrompus par des niveaux minces de pélites et de siltites calcaires.

Le début de la séquence du Pennsylvanien contient une faune extrêmement pauvre d'invertébrés fossiles, qui se compose de fragments de tiges de crinoïdes à contour circulaire,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

d'ntraclastes contenant des morceaux de stromatolithes et de rares épines de brachiopodes productidés.

La composition des roches pourrait être indicative d'un paléoenvironnement de dépôt situé sur une plate-forme interne peu profonde ou d'un milieu voisin d'une zone intertidale. Dans ces niveaux, on est conduit à reconstituer des paléomileux caractéristiques d'un milieu marin très peu profond, avec des petites fentes de dessication comparables à celles illustrées par Ainardi et Champetier (1976) ou Thériault et Desrochers (1994). C'est donc un dépôt marin, sous une très faible tranche d'eau, qui évolue vers le haut, pour se transformer en un paléosol calcaire de type "vertic calcisol" (Mack et al., 1993).

Au microscope, il est possible de constater que les calcaires renferment des fusulinines de l'espèce *Millerella pressa* Thompson, 1944 (Pl. 1, fig. 4, Pl. 3, fig. 10), espèce contemporaine de *Millerella marblensis* Thompson, 1942, indicatrice du Morrowien terminal et de la zone supérieure à *Eostaffella-Millerella* M2 (Wilde, 1990) et fossile abondant dans les affleurements de la Formation Horquilla situés dans l'Etat de Chihuahua (Téllez-Girón, 1979). Cet âge bachkirien est confirmé par *Asteroarchaediscus postrugosus* (Reitlinger, 1949), un foraminifère qui avait été signalé par Peiffer-Rangin (1987).

Par rapport à l'article de Buitrón et al. (sous presse), j'ajoute que, dans de nouvelles lames minces, je viens de trouver des *Profusulinella spicata*, mais il me manque toujours les *P. apodaciensis* mentionnées autrefois par González-León (1986).

3.3.5. Partie inférieure du Moscovien supérieur (Podolskien = Atokien supérieur)

Epaisseur 100 m (de 180 à 280 m)

Les 100 mètres suivants de la série, correspondant d'un point de vue temporel à la partie inférieure du Moscovien terminal, sont représentés par des calcaires de couleur gris foncé à la cassure et gris blanchâtre à la patine, dont les strates varient en épaisseur de 40 cm à 2 m et montrent un dense réseau de filonnets de calcite blanche. Parfois, dans la colonne, ce sont des niveaux calcaires minces de 10 à 20 cm qui s'intercalent ; d'autres fois ils atteignent de 2,5 à 3 m d'épaisseur et leur stratification devient alors difficilement discernable. Ils sont de plus recouverts par un sol régolithique.

Souvent la roche présente une structure grossière à cause de son contenu élevé en fragments de tiges de crinoïdes ; elle prend alors tous les caractères d'un grainstone. Il est possible de déterminer que le pendage des couches est Nord-Est Sud-Est, avec de fortes inclinaisons vers

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

le Sud-Ouest. La séquence a subi une diastratification qui empêche de voir facilement les plans de stratification.

Il est fréquent d'observer, entre les niveaux 220 et 250 m, des nodules irréguliers et des petits lits parallèles à la stratification ainsi que des structures rognonneuses de silex dont la patine est ocre jaune.

Les roches carbonatées renferment assez souvent un contenu fossilifère composé de fragments de tiges de crinoïdes dont le contour varie de circulaire à pentagonal ou d'étoilé à bilobé.

La macrofaune fossile est abondante et diversifiée ; elle se compose d'abondants fragments de tiges de crinoïdes ; brachiopodes térébratulidés ; productidés et spiriferidés ; coraux syringoporidés et zaphrentidés ; éponges corallines de type *Chaetetes* ; bryozoaires fenestellidés et rameux ; fusulinines ; algues et gastéropodes.

Certains niveaux carbonatés sont des grainstones bioclastiques, riches en épines de brachiopodes, en oolithes et en fragments de coquilles d'invertébrés fossiles qui sont parfois encroûtées par des cyanobactéries.

D'autres niveaux montrent plutôt des wackestones et des packstones, où se dessinent des structures de micropellets plus ou moins liées à des croûtes cyanobactériennes, ainsi que des rhizomorphes, ostracodes, bivalves, crinoïdes, fragments de trilobites et figures de "*birdseyes*" et autres fenestrées. En conséquence, il s'agit probablement de dépôts qui se sont mis en place sur les confins des milieux intertidaux et supratidaux.

Les fusulinines, comme par exemple *Fusulinella* sp. (Pl. 1, fig. 7), ont été concentrés par "*overwash*" comme peuvent l'être certains foraminifères actuels qui ont été décrits Hippensteel et Martin (1999). Outre les *Fusulinella*, seules des *Endothyra* sp. et *Globivalvulina* sp. réunissent à coloniser ces milieux apparemment assez défavorables.

Localement, les microorganismes fossilisés sont beaucoup plus nombreux et il est possible d'observer parmi les petits foraminifères les taxons suivants : *Planoendothyra* sp. ; *Bradyina magna* Roth et Skinner, 1930 exceptionnellement grandes (Pl. 1, fig. 5) ; *Climacammina* sp. ; *Tetrataxis* sp. ; *Globivalvulina minima* Reitlinger, 1950 ; *G. moderata* Reitlinger, 1949 et *G.* sp. Il y a aussi des algues incertae sedis *Komia* sp. ; des *Spirorbis* sp. (petites annélides à paroi calcaire) ; et enfin les fusulinines *Millerella* sp. (Pl. 3, fig. 14) ; *Pseudostaffella atokaensis* (Thompson, 1935) ; *Schubertellina texana* (Thompson, 1947) et *Fusulinella famula* Thompson, 1948 (Pl. 1, fig. 8, Pl. 3, fig. 5, 14?), qui sont révélateurs (et c'est spécialement vrai pour ce dernier taxon) du Moscovien supérieur (= Atokien supérieur) et de la zone A4 de

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Wilde (1990). Les environnements littoraux restent très peu profonds, car : (a) *Fusulinella famula* est associée à des oolithes ("ooïdes radiales-fibreuses" au sens de Flügel, 2004, p. 144) (Pl. 3, fig. 5); (b) ces couches franchement marines passent vers le haut à des niveaux à rhizomorphes (Pl. 2, fig. 1).

Je n'ai pas retrouvé pour l'instant les espèces suivantes du marqueur de zone, *Fusulinella*, signalées par González-León (1986) : *F. velmae*, *F. devexa* et *F. iowensis*.

3.3.6. Partie supérieure du Moscovien supérieur (Myachkovien = Desmoinésien)

Epaisseur 90 m (de 280 à 370 m)

Ensuite, on trouve 90 m de strates qui se sont déposées durant le Moscovien terminal. Elles se caractérisent lithologiquement par des niveaux de couleur ocre jaune qui sont apparemment appauvris en macrofaune. Ils présentent un certain degré de contamination par des argiles porteuses de fréquentes structures de stratification et où les horizons varient en épaisseur de 10 à 45 cm.

Les 20 m basaux de cette partie de la colonne stratigraphique sont occupés par des calcaires de couleur gris foncé, à patine gris clair, parcourus par un dense réseau de filonnets millimétriques de calcite blanche. Ces calcaires abritent parfois des corps irréguliers de silex noirs. Ceux-ci deviennent jaunâtres à la patine à cause de l'oxydation du fer qu'ils contiennent. Les niveaux carbonatés sont interrompus par au moins deux passées clastiques, silteuses, d'une épaisseur de 2,5 à 3,5 m, qui sont recouvertes par un sol régolithique.

Dans ce secteur de la coupe, on peut par ailleurs rencontrer une faune de fusulinines et de bryozoaires du genre *Prismopora* (Pl. 4, fig. 1).

Soreghan (1994 ; fig. 6 in texte p. 202) a indiqué que *Prismopora triangulata* était constamment présent dans les niveaux du Desmoinésien d'Arizona.

Les 60 m susjacents sont composés de roches calcaires à grain fin, de couleur gris foncé à la cassure et gris clair à la patine, avec des structures de lamination bien marquées. Ces calcaires sont découpés en strates dont l'épaisseur varie de 10 à 20 cm. Celles-ci sont contaminées par des terrigènes de la taille du silt ou du grès fin qui leur confèrent une texture granuleuse et produisent des alternances d'horizons minces ou épais de siltite et de grès à grain fin.

Certains niveaux carbonatés renferment une faune abondante constituée par des éponges corallines *Chaetetes* sp. ; des bryozoaires fenestellidés, rameux ou des genres *Prismopora* sp. et *Streblascopora* sp. (voir la littérature de référence dans Termier et Termier, 1971; Utgaard,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

1983; Nakrem et al., 1991 ; Ernst, 2000 et Legrain, 2006) ; des fragments de tiges de crinoïdes à contour circulaire ou pentagonal ; des débris algaires comme *Eugonophyllum* sp. ; des fusulinines (Pl. 2, fig. 2-6) ; des brachiopodes des groupes suivants : térébratulidés, productidés, strophoménidés et spiriferidés. Les coquilles de ces brachiopodes sont assez souvent silicifiées.

Divers horizons carbonatés montrent un empilement de coquilles brisées (le plus souvent celles des brachiopodes) qui indiquent des dépôts de tempestites.

La partie sommitale des roches du Moscovien est couverte par du matériel de piémont qui empêche d'observer la lithologie.

La lithologie, au microscope, apparaît riche en petits fossiles ; comme par exemple les foraminifères des espèces *Eotuberitina reitlingerae* Miklukho-Maklay, 1958 ; *Endothyra* sp. ; *Planoendothyra* sp. ; *Bradyina magna* ; *B.* sp. ; *Climacammina moelleri* Reitlinger, 1950 (Pl. 2, fig. 6) ; *C.* sp. ; *Deckerella* sp. ; *Tetrataxis* sp. ; *Polytaxis* sp. ; *Globivalvulina minima* Reitlinger, 1950 ; *G.* sp. ; *Syzrania bella* Reitlinger, 1950 ; des microalgues (au sens large) comme *Bevocastria* sp. ; *Efluegelia johnsonii* (Flügel, 1966) Vachard in Massa et Vachard, 1979 ; *Komia* cf. *abundans* Kordé, 1951 (Pl. 3, fig. 3) et des fusulinines, avec des représentants généralement abondants, comme *Eostaffella grozdilovae* Maslo et Vachard, 1997 ; *Pseudostaffella atokaensis* (Thompson, 1935) (Pl. 3, fig. 6) ; *Schubertellina* sp. ; *Wedekindellina euthysepta* (Henbest, 1928) (Pl. 1, fig. 9, 13) ; *Beedeina arizonensis* (Ross et Tyrrell, 1965) (Pl. 1, fig. 10-12, Pl. 3, fig. 1) ; et *B. pattoni* (Needham, 1937) (Pl. 1, fig. 15). Ces derniers fossiles sont des indicateurs du Moscovien supérieur équivalent du Desmoinésien inférieur et, plus précisément, sont représentatifs de la zone DS1 de Wilde (1990).

Le contenu en organismes fossiles des roches et leurs caractéristiques pétrographiques semblent pouvoir indiquer que les sédiments se déposèrent dans un cadre paléogéographique de plate-forme interne, à une profondeur qui a pu varier entre 10 et 20 mètres.

Wedekindellina euthysepta (Pl. 1, fig. 9, 13), *Beedeina arizonensis* et *B. pattoni* (Pl. 1, fig. 10-12, 15, Pl. 3, fig. 1), *B.* cf. *distenta* (Roth et Skinner, 1930) (Pl. 1, fig. 13, 16-18, Pl. 2, fig. 2) et *B. rockymontana* (Roth et Skinner, 1930) (Pl. 1, fig. 13-14, Pl. 3, fig. 2), très communes dans les couches susjacentes sont indicatives des zones inférieure et moyenne à *Beedeina* (DS1 et DS2) et des zones inférieure et supérieure à *Wedekindellina* (Wilde, 1990) ; ceci représente un laps de temps compris entre 209 et 304,5 Ma qui correspond plus ou moins à la

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

partie inférieure et moyenne du Desmoinésien. *Komia* est rare dans le Moscovien supérieur (Atokien et Desmoinésien) du Mexique (Téllez-Girón, 1979, Almazán et al., 2007a, Gómez-Espinosa et al., 2008).

Dans les niveaux 330 à 370 m, on observe différents dépôts de bindstones ou de tempestites, avec un contenu prédominant de bryozoaires, brachiopodes et de fragments de tiges de crinoïdes. Ils représentent, dans le temps géologique, un intéressant example d'"eventstone" qui peut être comparé à ceux évoqués par Flügel (2004). Il se situe, en ce cas, à la partie terminale du Desmoinésien moyen (DS3), daté par le fait que certaines de ces tempestites contiennent uniquement *Beedeina* cf. *B. distenta* (Roth et Skinner, 1930) (Pl. 2, fig. 2) associées à d'abondants crinoïdes et bryozoaires comme *Prismopora* et *Streblascopora* (Pl. 2, fig. 5). D'autre part, le Desmoinésien terminal (DS4-DS5) n'enregistre peut-être pas de dépôt, mais seulement la baisse du niveau marin et l'érosion chenalisée que l'on constate au début du Missourien. Ce niveau de tempestites DS3 se corrèle probablement avec l'unité 21 de González-León (1986).

3.3.7. Kassimovien (Missourien)

40 m d'épaisseur (de 370 à 410 m)

Ensuite sont exposés 40 mètres d'horizons sédimentaires déposés durant le Kassimovien, parmi lesquels les 20 premiers sont une alternance de minces horizons clastiques, fondamentalement silteux, qui alternent avec des bancs de calcaires, dont l'épaisseur des strates varie entre 20 et 70 cm. Les calcaires, fréquemment de couleur gris clair, possèdent une texture fine, car ils sont constitués par de la boue calcitique. Comme constituants des roches carbonatées, il est possible de rencontrer de rares exemplaires silicifiés de crinoïdes correspondant à des tiges de contour principalement circulaire et d'un diamètre d'une dizaine de millimètres ; quelques coraux solitaires zaphrentidés ; ainsi que de rares brachiopodes à coquille lisse, de la classe des térébratulides et d'une longueur d'un centimètre et demi.

La sédimentation de la moitié supérieure du Kassimovien est avant tout clastique, variant de silteuse à finement gréseuse, avec occasionnellement des horizons conglomératiques, à galets d'un cm de diamètre, qui résultent de l'émersion et de l'érosion de calcaires fluviatiles et lacustres (Pl. 2, fig. 15-16), ainsi que de quelques fragments de silex ; le tout cimenté par du carbonate de calcium.

Au niveau 370 m de la colonne stratigraphique, à la base des roches du Kassimovien, affleure

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

une structure d'érosion remplie par un conglomérat constitué par des fragments de roches carbonatées et de dolomies, présentant une forme arrondie et un diamètre qui varie de 2 mm à 5 cm, avec une moyenne de 3 cm. L'épaisseur maximale de la strate conglomératique est de 45 cm ; celle-ci va en s'amincissant rapidement, de manière latérale, jusqu'à ne plus atteindre que 5 cm. Cependant, elle peut être suivie sur une distance de quelque 400 m et joue le rôle de niveau-repère stratigraphique. Les fragments baignent dans une matrice sableuse à grain grossier. Leur composition provient aussi de roches carbonatées. La roche possède une excellente lithification et apparaît recoupée par de nombreuses fractures remplies de calcite blanche, d'un à deux mm d'épaisseur. Une quantité significative de galets ressemblent à des oncoïdes de type tufs ou à des stromatolithes fluviatiles ou lacustres, mentionnés par de nombreux auteurs, par exemple Bradley, 1929 ; Bertrand-Sarfati et al., 1966 ; Crouzel et al., 1972 ; Donsimoni et Giot, 1977 ; Durand et al., 1984 ; Freytet et Plet (1991) ; Rouchy et al., 1996 ; Freytet et al., 1999 ; Flügel, 2004 ; Eberth et Berman, 2005 et Arenas et al., 2007. Il s'agit probablement de bioconstructions d'algues Rivulariacae. Seul le foraminifère *Globivalvulina mosquensis* Reitlinger, 1950 atteste une possible sédimentation marine ; de sorte que la base de la séquence caractérisée par une structure érosive est un témoin indirect d'une émersion et d'un LST.

Le TST, qui leur succède, est formé de calcaires micritiques qui alternent avec des wackestones, dont la faune fossile se compose de rares brachiopodes spiriférides, des coraux zaphrentidés et des fragments de tiges de crinoïdes de contour circulaire ; tandis que la présence de fusulinines est fréquente. Les niveaux stratigraphiques, riches en micro-organismes fossiles, renferment des espèces de microalgues (sensu lato) *Bevocastria* sp., *Efluegelia johnsonii* et *Paraepimastopora kansasensis* (Johnson, 1946) Roux, 1989 ; des petits foraminifères correspondent aux taxons suivants : *Bradyina lucida* Morozova 1949 ; *B.* sp. ; *Climacammina* sp. ; *Globivalvulina bulloides* (Brady, 1876) ; *G. minima* ; *G. moderata* ; *G.* sp. ; *Polytaxis* sp. ; *Syzrania bella* et *Tetrataxis* sp. et des fusulinines qui se rattachent à *Triticites canyoensis* Wilde, 2006 (Pl. 2, fig. 7, 11) et *Triticites acutuloides* Ross, 1965 (Pl. 3, fig. 8-9).

Les espèces mentionnées sont celles qui vécurent au cours du Missourien inférieur et moyen (Wilde, 1990), soit un laps de temps compris entre 293 et 296 Ma et appartenant aux première, seconde et troisième zones (MC1, MC2 et MC3) à *Triticites*. De plus, selon Ross (1969a), *T. acutuloides* peut monter jusque dans le Missourien supérieur.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Les niveaux stratigraphiques qui enregistrent l'inondation maximale (MFS) se caractérisent par des rudstones à *Triticites acutuloides* Ross, 1965; ils se situent dans la colonne stratigraphique entre les niveaux 380 et 390 m.

Il est fréquent de constater que les niveaux carbonatés sont surtout composés par de la micrite et des grains de quartz silteux qui peuvent constituer jusqu'à 30% du volume total de la roche.

Entre les niveaux 380 et 400 m, les strates calcaires, qui varíent d'une épaisseur faible à moyenne, alternent avec de très minces niveaux argilo-calcaires.

Vers le niveau 390 mètres, il y a un horizon calcaire, de 20 cm d'épaisseur, bourré de fusulinines ; de plus, dans la strate massive qui s'y superpose, les 50 premiers centimètres sont aussi pétris de fusulinines.

Entre les niveaux 380 et 410 m de la colonne stratigraphique, les caractéristiques lithologiques et le contenu en faune fossile peuvent se résumer de la manière suivante. Il est fréquent de rencontrer dans les calcaires des fragments de tiges de crinoïdes, quelques brachiopodes à tests lisses, qui pourraient correspondre à des térébratules, en même temps que des coraux solitaires, de 8 cm de longueur et qui présentent des parois sensiblement parallèles.

Un horizon de calcaire, de 12 cm d'épaisseur, renferme des fusulinines qui peuvent atteindre 3 mm de longueur. Cet horizon se situe entre 380 et 390 m à partir de la base de la coupe et contient des *Triticites acutuloides* typiques.

Après cela, à partir du niveau 400 m, les roches carbonatées, jusqu'à leur passage à celles du Virgilien, augmentent en épaisseur. Certains horizons, à leur base, renferment des fragments de crinoïdes et des fusulinines bien conservés.

Les roches ont généralement été engendrées dans des milieux correspondant à des dépôts marins peu profonds, allant probablement jusqu'à des lagunes, dont la profondeur devait se situer entre 10 et 25 m.

3.3.8. Gjélien (Virgilien)

Epaisseur 110 m (de 410 à 520 m)

La colonne stratigraphique correspondant au Gjélien, dernière subdivision du Pennsylvanien, est constituée de 110 m de roches sédimentaires principalement carbonatées, qui varient d'épaisses à massives. Elles ont une couleur gris clair à grise ; elles présentent généralement une texture fine et une composition micritique, qui leur confèrent une cassure conchoïdale.

Les 20 premiers mètres sont constitués par une série d'horizons calcaires, d'une tonalité gris

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

très clair à gris foncé, en couches dont l'épaisseur varie de 30 cm à 1,50 m, à texture fine. Ils contiennent de rares débris de coquilles fossiles de brachiopodes ; quelques exemplaires de gastéropodes (atteignant 5 cm de diamètre) et des fragments de tiges de crinoïdes. Par conséquent, ces roches peuvent être classées comme des mudstones ou des wackestones. Parfois elles contiennent quelques fusulinines (par exemple *Triticites* ex gr. *beedei* Dunbar et Condra, 1927 (Pl. 3, fig. 4). *T . beedei* occupe toute la partie moyenne du Virgilien du Kansas (Sanderson et al., 2001, text-fig. 2) indiquant une possible lacune ou série condensée du Virgilien inférieur dans les Cerros El Tule. Le niveau 410 m est un horizon d'un mètre d'épaisseur où un calcaire est riche en fusulinines. Quelque 25 m plus haut, on trouve un horizon mince de 25 cm d'épaisseur, de calcaires couleur café au lait, qui sont des floatstones bioclastiques et contiennent d'importantes concentrations de fusulinines bien conservés comme des *Leptotriticites* ex gr. *eoextentus* (Thompson, 1954) (Pl. 2, fig. 13) associés à des *Eugonophyllum* sp.*, Bradyina lucida, Climacammina* sp.*, Globivalvulina* sp. et *Syzrania* sp. L'âge est déjà virgilien supérieur (VC-3). Jusqu'au contact avec le Permien, la série bursumienne (c'est-à-dire finipennsylvannienne), assez épaisse, n'est cependant pas caractérisée paléontologiquement, à la grande différence de ce qu'on trouve au Texas ou au Nouveau Mexique (Wilde, 1990, 2006 ; Vachard et al., sous presse).

Les roches carbonatées sont recoupées par de nombreux filonnets millimétriques de calcite ainsí que de minces lits et des nodules irréguliers de silex.

A partir du niveau 430 m, et jusqu'à celui de 470 m, on rencontre une série de niveaux clastiques, principalement des siltites et des grès fins de couleur rougeâtre souvent recouverts par des graviers et des blocs venus de parties topographiquement plus élevées. Les grès du niveau 466 m correspondent à un horizon de 10 cm d'épaisseur, de coloration tachetée, dont les fragments varient de subanguleux à subarrondis avec un diamètre moyen situé entre 0,1 et 0,2 cm. D'une manière remarquable, au niveau 469 m affleure un niveau bréchoïde, de quelque 45 cm d'épaisseur, avec de nettes figures de classement sédimentaire ; des lithoclastes, d'un diamètre moyen d'1,5 cm, provenant de calcaires et de silex ; et une matrice argileuse rougeâtre.

Le niveau 432, lui-aussi, est un horizon carbonaté, de 40 cm d'épaisseur, de texture grossière et de couleur gris foncé, qui renferme quelques exemplaires de gastéropodes ayant jusqu'à 5 cm de diamètre; ainsi que des fragments de tiges de crinoïdes et des structures filiformes, qui correspondent à des algues phylloïdes indéterminées.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Les grès tachetés du niveau 466 m forment un horizon de 10 cm d'épaisseur, dans lequel les grains de quartz subanguleux à subarrondis ont un diamètre moyen de 0,1 à 0,2 cm.

Du niveau 473 m jusqu'au contact avec la série permienne, les bancs supérieurs du Gjélien sont entièrement calcaires et présentent une stratification épaisse (70 cm) à massive (un peu plus de 3 m). Quelquefois des passées de calcaires manifestent une structure laminaire ou sont interrompues par de minces horizons argilo-calcaires. La lithologie prédominante prend la forme d'un calcaire de couleur gris foncé à la cassure et gris clair à la patine. Le grain de la roche est fin ; de sorte qu'elle se fracture facilement pour donner naissance à des graviers anguleux. Les roches carbonatées apparaissent dépourvues de macrofaune ; il est seulement possible d'observer de rares fragments de tiges de crinoïdes (de contour circulaire et qui peuvent atteindre un diamètre de 3 mm) et/ou quelques coraux solitaires. La roche est intensément recoupée par un dense réseau de filonnets de calcite blanche. En outre, certains horizons carbonatés montrent des joints stylolithiques. Le pendage des strates, au niveau 510 m, devient NO 25º SE.

Dans l'intervalle 510-514 m est exposé un conglomérat constitué par des fragments de roches carbonatées et de dolomies présentant une forme arrondie et un diamètre qui varie de 2 mm à 5 cm, avec une moyenne de 3 cm. Les fragments sont dispersés dans une matrice sableuse, à grain grossier, dont la composition provient aussi de roches carbonatées. La roche, qui a subi une excellente lithification, apparaît recoupée par de nombreuses fractures remplies de calcite blanche, d'un à deux mm d'épaisseur.

Le contenu en microorganismes, tant animaux que végétaux, des roches carbonatées composant cette partie de la colonne stratigraphique du Pennsylvanien, regroupe les catégories paléontologiques suivantes : des microalgues *Eugonophyllum* sp. et *Epimastopora alpina* (Pia, 1937) Kochansky et Herak, 1960 ; des fusulinines *Nankinella* sp. et *Triticites* sp., et des petits foraminifères *Bradyina lucida* ; *Climacammina* sp. ; *Globivalvulina minima* ; *G. mosquensis*; *Calcivertella* sp. ; *Syzrania* sp. et *Nodosinelloides shikhanica* (Lipina, 1949) ; dont l'association permet de préciser un âge virgilien pour cette partie de la colonne lithostratigraphique.

Les caractéristiques pétrographiques des roches du Virgilien indiquent qu'elles se sont formées sous des conditions d'environnement de plate-forme interne.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

3.3.9. Permien inférieur

Epaisseur 130 m (de 520 à 680 m)

Les niveaux sommitaux d'El Tule, formés par 130 m de roches carbonatées et 30 m de roches clastiques, correspondent à une série très monotone du Permien inférieur. En majeure partie, elle est constituée de calcaires gris foncé, à patine gris clair, à cassure conchoïdale, à grain fin du fait de la composition micritique des roches, qui dans leur majorité correspondent à des mudstones. En moindre proportion, on peut observer quelques alternances avec des wackestones et des packstones, ainsi qu'avec de rares grainstones et rudstones bioclastiques. Les strates, qui sont majoritairement massives, peuvent parfois devenir encore plus épaisses (avec une variation d'épaisseur de 80 cm à 5 m). Leur teneur en macrofossiles est très pauvre et réduit à de rares épines d'échinodermes cidaridés ayant jusqu'à 6 cm de longueur, de gastéropodes de plusieurs centimètres de diamètre, de fragments de tiges de crinoïdes et de rares brachiopodes spiriféridés. La roche présente de nombreux filonnets millimétriques de calcite blanche, à laquelle des oxydes de fer donnent parfois une teinte rougeâtre clair. Plus occasionnellement, elle comporte des nodules irréguliers de silex blanchâtres, de quelques centimètres de longueur, qui se patinent dans des tonalités jaunâtres.

Au microscope, les roches calcaires, situées entre 520 et 550 m, présentent des fragments de tiges de crinoïdes, des algues, de rares bivalves et quelques bryozoaires. L'horizon carbonaté à 523 m contient *Nodosinelloides shikhanica* et de nombreux fragments d'*Epimastopora alpina*. La microflore algaire s'accroît, entre les niveaux 540 et 550 m, des genres *Epimastopora, Gyroporella* et *Permocalculus* ; seulement accompagnées par de petits foraminifères *Calcitornella* sp.

Entre les niveaux 610 et 650 m, la stratification des calcaires se réduit à des bancs ne dépassant pas de 20 à 60 cm et présentant fréquemment une structure tachetée ; tandis qu'augmente la fréquence des épines de cidaridés associées à des fragments de tiges de crinoïdes, coraux zaphrentidés et brachiopodes terebratulidés. Au microscope, il est possible d'observer des épines de brachiopodes productidés, des ostracodes, crinoïdes, bivalves, gastéropodes, coprolithes, bryozoaires, oncolithes et pellets.

Le niveau 622 m de cette séquence montre des calcaires à grain grossier, de couleur gris foncé qui renferment une riche faune d'épines de cidaridés, associés à de rares fossiles de brachiopodes, particulièrement de térébratulidés et de productidés, de même qu'un grand nombre de gastéropodes pouvant correspondre au genre *Euomphalus*.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Souvent les calcaires contiennent des microfossiles algaires classés comme *Epimastopora alpina* ; *Gyroporella* aff. *microporosa* Endo, 1956 ; *Permocalculus forcepinus* Johnson, 1951 ; *P.* sp. 1 et *P.* sp. 2 ; de petits foraminifères des espèces *Endothyra* sp. ; *Globivalvulina minima* ; *Hemigordius* sp. ; *Nodosinelloides* sp. ; *Geinitzina postcarbonica* Spandel, 1901 ; et *G.* sp. ; ainsi que des fusulinines des espèces indéterminées *Nankinella* sp. ; *Staffella* sp. 1 (une espèce très petite du genre ; Pl. 3, fig. 7), *S.* sp. 2 (Pl. 3, fig. 9) et *Pseudoreichelina* sp. (Pl. 3, fig. 10). Conformément à l'opinion de Groves et Wahlman (1997) et Groves (1997, 2000, 2002), notamment dans ce dernier article où il était indiqué que : "*common to abundant occurrences of Geinitzina are reliable indicators of an early Asselian age or younger*", nous pouvons conclure que les roches, qui livrent la FO/FAD ? de ce genre de Nodosariata relativement primitif, indiquent nettement un âge permien.

Les 30 m supérieurs de la série permienne correspondent à des roches clastiques dont la taille de grain est celle du silt, de couleur rougeâtre, intensément fracturées et qui parfois présentent des zones irrégulières conglomératiques ; elles sont apparemment dépourvues de toute macrofaune fossile. Le niveau 622 m est constitué de calcaires à grain grossier, de couleur gris foncé, qui renferment une riche faune à épines de cidaridés, associées à de rares brachiopodes, particulièrement des térébratulidés et des productidés, de même qu'un grand nombre de gastéropodes appartenant probablement au genre *Euomphalus*.

Ces faciès lithologiques sont interrompus par une faille fortement inclinée qui les met en contact avec une brèche sédimentaire formée de graviers et de blocs de calcaires et de silex, enchâssés dans une matrice sableuse et cimentés par du carbonate de calcium ; qui de plus ont été affectées par des roches ignées mises en place durant le Tertiaire. C'est dans ces niveaux, que je n'ai pas échantillonnés, que González-León (1986) aurait trouvé des fusulinines de la base du Permien (Wolfcampien local) : *Thompsonites* ? sp. (sic *Schwagerina* sp.) et des *Schubertella* sp.

3.3.10. Bilan et perspectives

La Formation Horquilla des Cerros de Tule s'est montrée assez richement fossilifère et a permis de retrouver, dans un cadre tectonique assez simple, les zones classiques de fusulinines de Wilde (1990, 2006) : M2, A2, A4, DS1, DS2, MC1/2, VC2/3 et PW1/2. Malheureusement cette coupe de référence ne peut plus être visitée pour l'instant et il conviendra d'en redéfinir une autre dans l'Etat de Sonora.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Planche 1. Foraminifères du Mississippien-Pennsylvanien moyen des Cerros de Tule (Sonora, Mexique).

.

Fig. 1. *Tuberendothyra safonovae* Skipp, 1969. Section subaxiale. Tournaisien supérieur/Viséen inférieur (Osagéen). Echantillon TUL05/28. x 39 (barre d'échelle = 500 µm).
Fig. 2. *Inflatoendothyra parainflata* (Bogush et Yuferev, 1970). Section axiale.Tournaisien supérieur/Viséen inférieur (Osagéen). Echantillon TUL05/28. x 39 (barre d'échelle = 500 µm).
Fig. 3. *Urbanella?* sp. Section subaxiale. Tournaisien supérieur/Viséen inférieur (Osagéen). Echantillon TUL05/28. x 39 (barre d'échelle = 500 µm).
Fig. 4. *Millerella pressa* Thompson, 1944. Sections axiales et subaxiales. Bachkirien (Morrowien). Echantillon TUL05/24. x 39 (barre d'échelle = 500 µm).
Fig. 5. *Bradyina magna* Roth et Skinner, 1930. Section transversale. Moscovien supérieur (= Atokien supérieur). Echantillon TUL05/26. x 17,5 (barre d'échelle = 200 µm).
Fig. 6. *Climacammina moelleri* Reitlinger, 1950. Section axiale. Moscovien supérieur (Desmoinésien inférieur). Echantillon TUL05/20. x 22 (barre d'échelle = 200 µm).
Fig. 7. *Fusulinella* sp. Section axiale oblique. Moscovien supérieur (= Atokien supérieur). Echantillon TUL05/25. x 28 (barre d'échelle = 250 µm).
Fig. 8. *Fusulinella famula* Thompson, 1948. Section subaxiale. Moscovien supérieur (= Atokien supérieur). Echantillon TUL05/26. x 28 (barre d'échelle = 250 µm).
Fig. 9. *Wedekindellina euthysepta* (Henbest, 1928). Section axiale oblique. Moscovien supérieur (Desmoinésien inférieur). Echantillon ST2/MX04. x 17,5 (barre d'échelle = 200 µm).
Fig. 10-12. *Beedeina arizonensis* (Ross et Tyrrell, 1965). Moscovien supérieur (Desmoinésien inférieur).
10. Echantillon TUL05/20. x 17,5 (barre d'échelle = 200 µm).
11. Echantillon TUL05/20. x 17,5 (barre d'échelle = 200 µm).
12. Echantillon TUL05/20. x 17,5 (barre d'échelle = 200 µm).
Fig. 13. *Wedekindellina euthysepta* (Henbest, 1928) (section subaxiale ; à gauche et *Beedeina* cf. *distenta* (Roth et Skinner, 1930) (section transversale ; à droite). Moscovien supérieur (Desmoinésien inférieur). Echantillon ST2/MX04. x 14 (barre d'échelle = 500 µm).
Fig. 14. *Beedeina* cf. *distenta* (Roth et Skinner, 1930) (section axiale). Moscovien supérieur (Desmoinésien inférieur). Echantillon ST2/MX04. x 17,5 (barre d'échelle = 200 µm).
Fig. 15. *Beedeina pattoni* (Needham, 1937). Moscovien supérieur (Desmoinésien inférieur). Echantillon TUL05/20. x 11 (barre d'échelle = 200 µm).
Fig. 16-18. *Beedeina rockymontana* (Roth et Skinner, 1930). Moscovien supérieur (Desmoinésien inférieur).
16. Section axiale. Echantillon ST2/MX04. x 11 (barre d'échelle = 200 µm).
17. Section axiale. Echantilon ST2/MX04. x 14 (barre d'échelle = 500 µm).
18. Section subtransversale (à gauche ; la section incomplète, à droite, est complètement exposée Pl. 3, fig. 2). Echantillon ST6/MX04. x 11 (barre d'échelle = 200 µm).

© 2012 Tous droits réservés.
http://doc.univ-lille1.fr

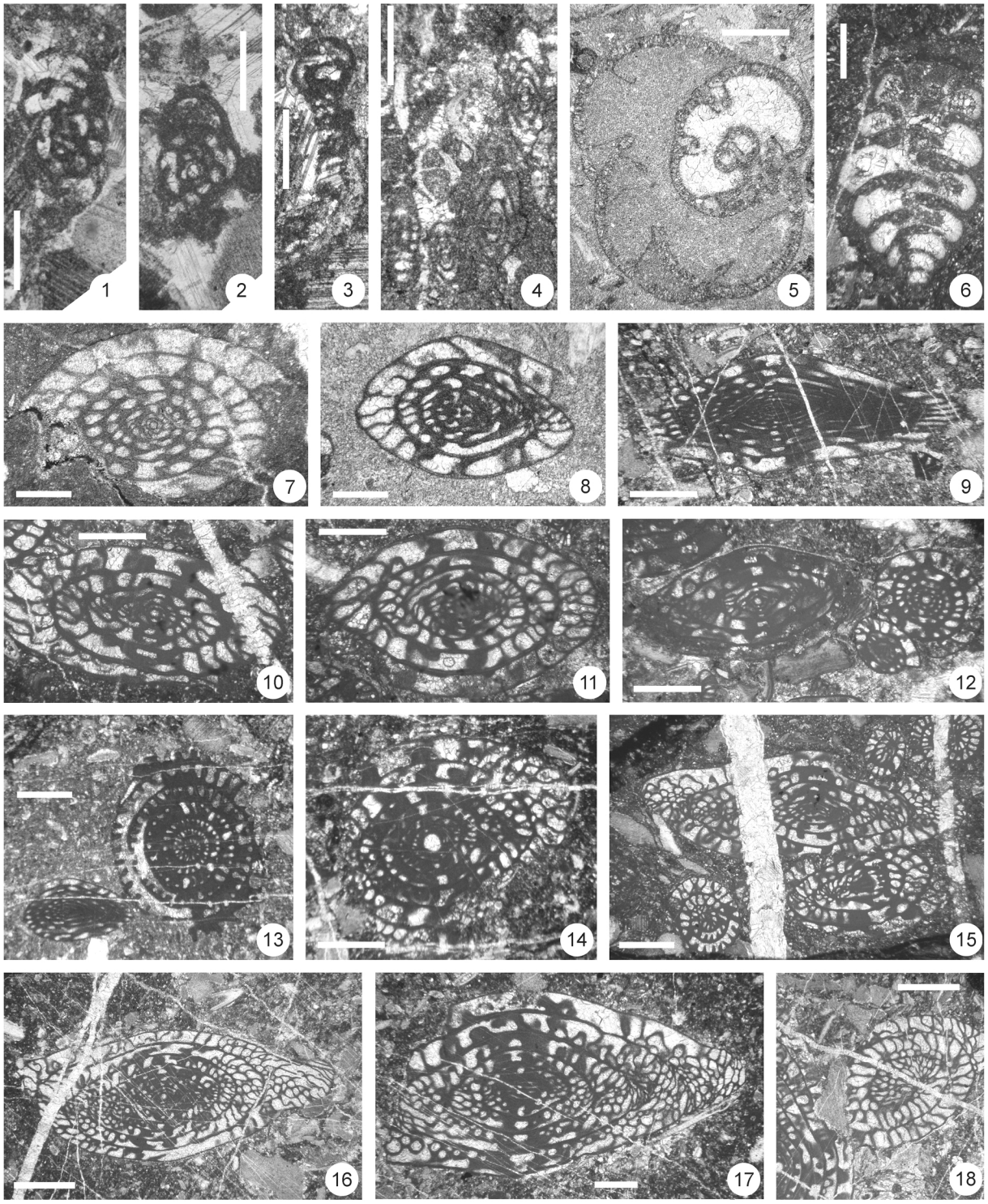


PLANCHE 1

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Planche 2. Microfaciès pennsylvaniens et permiens des Cerros de Tule (Sonora, Mexique).

Fig. 1. Wackestone à rhizomorphes. Moscovien supérieur (Atokien supérieur). Echantillon TUL05/22. x 7 (barre d'échelle = 1 mm).

Fig. 2.-6. Tempestites desmoinésiennes.

2. Packstone bioclastique à *Beedeina* cf. *distenta* (sections transversales et obliques). Moscovien supérieur (Desmoinésien moyen). Echantillon TUL05/14. x 17,5 (barre d'échelle = 200 µm).

3. Wackestone silteux à bryozoaires. Moscovien supérieur (Desmoinésien moyen). Echantillon TUL05/18. x 8,75 (barre d'échelle = 1 mm).

4. Wackestone silteux à bryozoaires et brachiopodes. Moscovien supérieur (Desmoinésien moyen). Echantillon TUL05/18. x 5,5 (barre d'échelle = 1 mm).

5. Wackestone silteux à bryozoaires (en particulier trois sections transversales de *Prismopora*) et crinoïdes. Moscovien supérieur (Desmoinésien moyen). Echantillon TUL05/14. x 5,5 (barre d'échelle = 1 mm).

6. Alternance de packstones bioclastiques avec des micrites silteuses. Moscovien supérieur (Desmoinésien moyen). Echantillon TUL05/17. x 3,1 (barre d'échelle = 5 mm).

Fig. 7. Floatstone à *Triticites canyonensis* Wilde, 2006. Kassimovien (Missourien moyen). Echantillon TUL05/12. x 22 (barre d'échelle = 200 µm).

Fig. 8. Wackestone à *Staffella* sp. 1 (voir Pl. 3, fig. 7) et un autre staffellidé (au centre) fortement remanié. Permien inférieur. Echantillon TUL05/2. x 17,5 (barre d'échelle = 200 µm).

Fig. 9-10, 16. Wackestone à *Permocalculus forcepinus* Johnson, 1951.

9. Section longitudinale présentant deux segments. Echantillon 54/55. x 14 (barre d'échelle = 1 mm).

10. Section transversale. Echantillon 54/55. x 14 (barre d'échelle = 1 mm).

16. Section longitudinale présentant de nombreux segments. Echantillon 54/55. x 11 (barre d'échelle = 1 mm).

Fig. 11. Wackestone bioclastique montrant un staffelidé (en haut à gauche), *Globivalvulina* ex gr. *bulloides* (Brady, 1876) (au centre, en bas) et des coprolithes (en haut à droite). Permien inférieur. Echantillon TUL05/2. x 28 (barre d'échelle = 250 µm).

Fig. 12. Floatstone à *Triticites* sp. faisant transition entre *T. canyonensis* Wilde, 2006 et *T. acutuloides* Ross, 1965. Kassimovien (Missourien supérieur). Echantillon MX04ST5. x 14 (barre d'échelle = 1 mm).

Fig. 13. Floatstone à *Leptotriticites* ex gr. *eoextentus* (Thompson, 1954). Section subaxiale (en haut à gauche) et subtransversale (en bas à droite). Gjélien terminal (= Orenburgien = Bursumien). Echantillon 42/43. x 5,5 (barre d'échelle = 1 mm).

Fig. 14. Oncolithe fluviatile remanié dans les conglomérats basaux du Kassimovien (Missourien). Echantillon TUL05/25. x 4,4 (barre d'échelle = 5 mm).

Fig. 15. Fragment de tuf (à droite) et intraclaste de micrite sableuse (à gauche) remanié dans les conglomérats basaux du Kassimovien (Missourien). Echantillon TUL05/25. x 11 (barre d'échelle = 1 mm).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

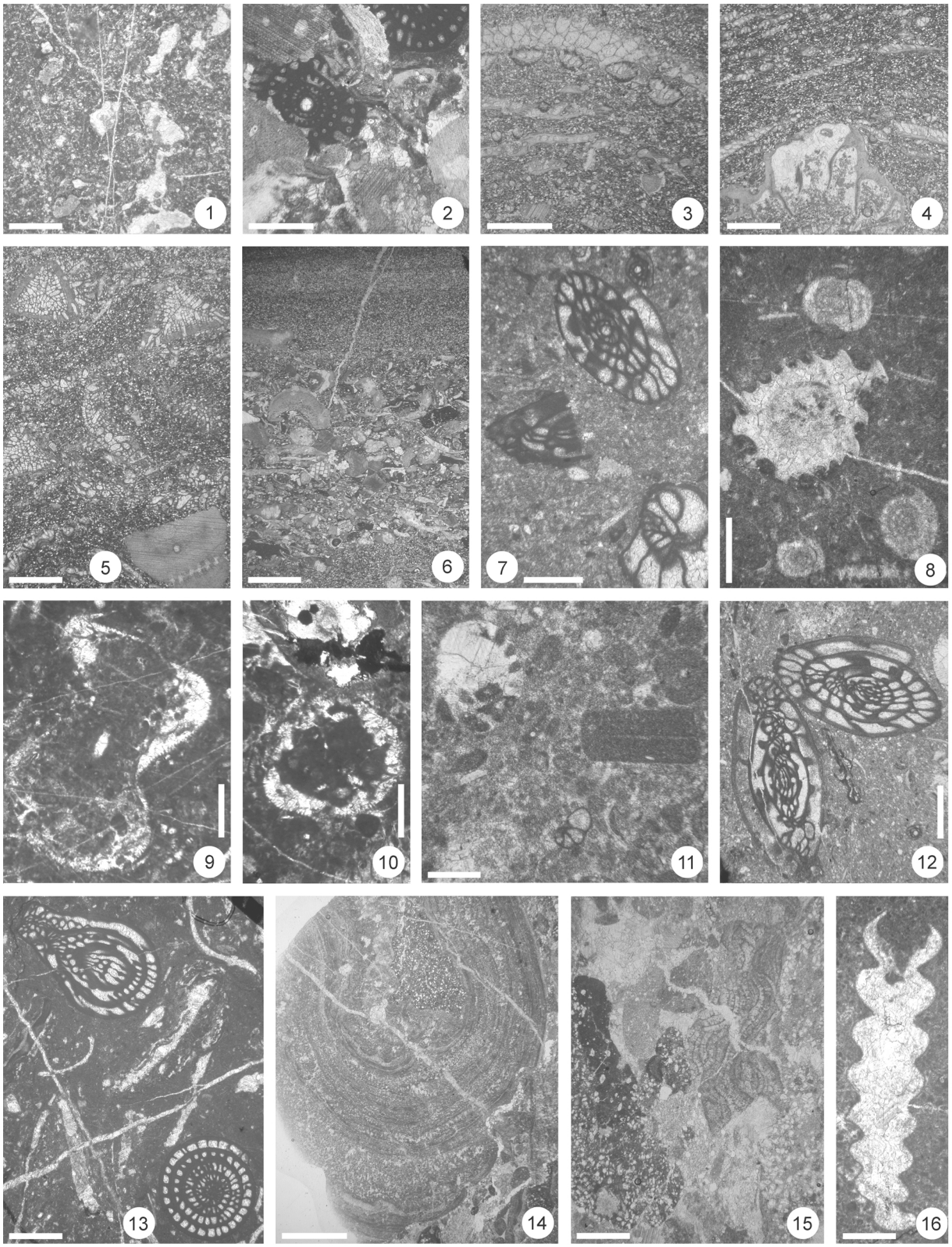


PLANCHE 2

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Planche 3. Foraminifères du Pennsylvanien supérieur-Permien de los Cerros de Tule (Sonora, Mexique).

Fig. 1. *Beedeina arizonensis* (Ross et Tyrrell, 1965). Moscovien supérieur (Desmoinésien inférieur). Echantillon TUL05/21. x 11 (barre d'échelle = 0,250 mm).
Fig. 2. *Beedeina rockymontana* (Roth et Skinner, 1930). Moscovien supérieur (Desmoinésien inférieur). Section axiale (voir Pl. 1, fig. 18). Echantillon ST6/MX04. x 10 (barre d'échelle = 0,200 mm).
Fig. 3. *Komia* cf. *abundans* Kordé, 1951. Section transversale. Moscovien supérieur (Desmoinésien inférieur). Echantillon TUL05/20. x 11 (barre d'échelle = 0,250 mm).
Fig. 4. *Triticites* ex gr. *beedei* Dunbar et Condra, 1927. Section axiale. Echantilon MXO4/T5. Gjélien (Virgilien). x 14 (barre d'échelle = 1 mm).
Fig. 5. *Fusulinella famula* Thompson, 1948 (section subaxiale) et un ooïde radiaire (r.o.). Moscovien supérieur (= Atokien supérieur). Echantillon TUL05/26. x 28 (barre d'échelle = 0,500 mm).
Fig. 6. *Pseudostaffella atokaensis* (Thompson, 1935). Section axiale. Moscovien supérieur (= Atokien supérieur). Echantillon TUL05/19. x 39 (barre d'échelle = 0,500 mm).
Fig. 7. *Staffella* sp. 1. Section axiale. Echantillon TUL05/19. x 78 (barre d'échelle = 0,250 mm).
Fig. 8-9. *Triticites acutuloides* Ross, 1965.
8: Section subaxiale. Kassimovien (Missourien). Echantillon 38/39. x 14 (barre d'échelle = 1 mm).
9: Section axiale. Kassimovien (Missourien). Echantillon TUL05/13. x 9 (barre d'échelle = 1 mm).
Fig. 10. *Millerella pressa* Thompson, 1944. Section transversale. Bachkirien inférieur (Morrowien). Echantillon TUL05/24. x 78 (barre d'échelle = 0,250 mm).
Fig. 11. *Nodosinelloides* ou *Geinitzina* sp. Section axiale. Permien inférieur. Echantillon TUL05/2. x 78 (barre d'échelle = 0, 250 mm).
Fig. 12. *Geinitzina postcarbonica* Spandel, 1901. Section transversale oblique. Permien inférieur. Echantillon TUL05/2. x 78 (barre d'échelle = 0,250 mm).
Fig. 13. *Nodosinelloides* sp. Section axiale. Permien inférieur. Echantillon TUL05/2. x 78 (barre d'échelle = 0,250 mm).
Fig. 14. *Fusulinella* sp. et *Millerella* sp. (M). Moscovien supérieur (Atokien supérieur). Echantillon TUL05/26. x 39 (barre d'échelle = 0,500 mm).
Fig. 15. *Staffella* sp. 2. Section transversale. Permien inférieur. Echantillon 54/55. x 39 (barre d'échelle = 0,500 mm).
Fig. 16. *Pseudoreichelina* sp. Section axiale. Permien inférieur. Echantillon 54/55. x 39 (barre d'échelle = 0,500 mm).
Fig. 17-18. *Gyroporella* aff. *microporosa* Endo, 1956.
17. Sections longitudinales et tangentielles. Permien inférieur. Echantillon 54/55. x 11 (barre d'échelle = 1 mm).
18. Sections longitudinales. Permien inférieur. Echantillon 54/55. x 8,8 (barre d'échelle = 1 mm).
Fig. 19-20 *Permocalculus forcepinus* Johnson, 1951.
19. Permien inférieur. Echantillon 54/55. x 11 (barre d'échelle = 1mm).
20. Permien inférieur. Echantillon 54/55. x 17,5 (barre d'échelle = 0,200 mm).

© 2012 Tous droits réservés.
http://doc.univ-lille1.fr

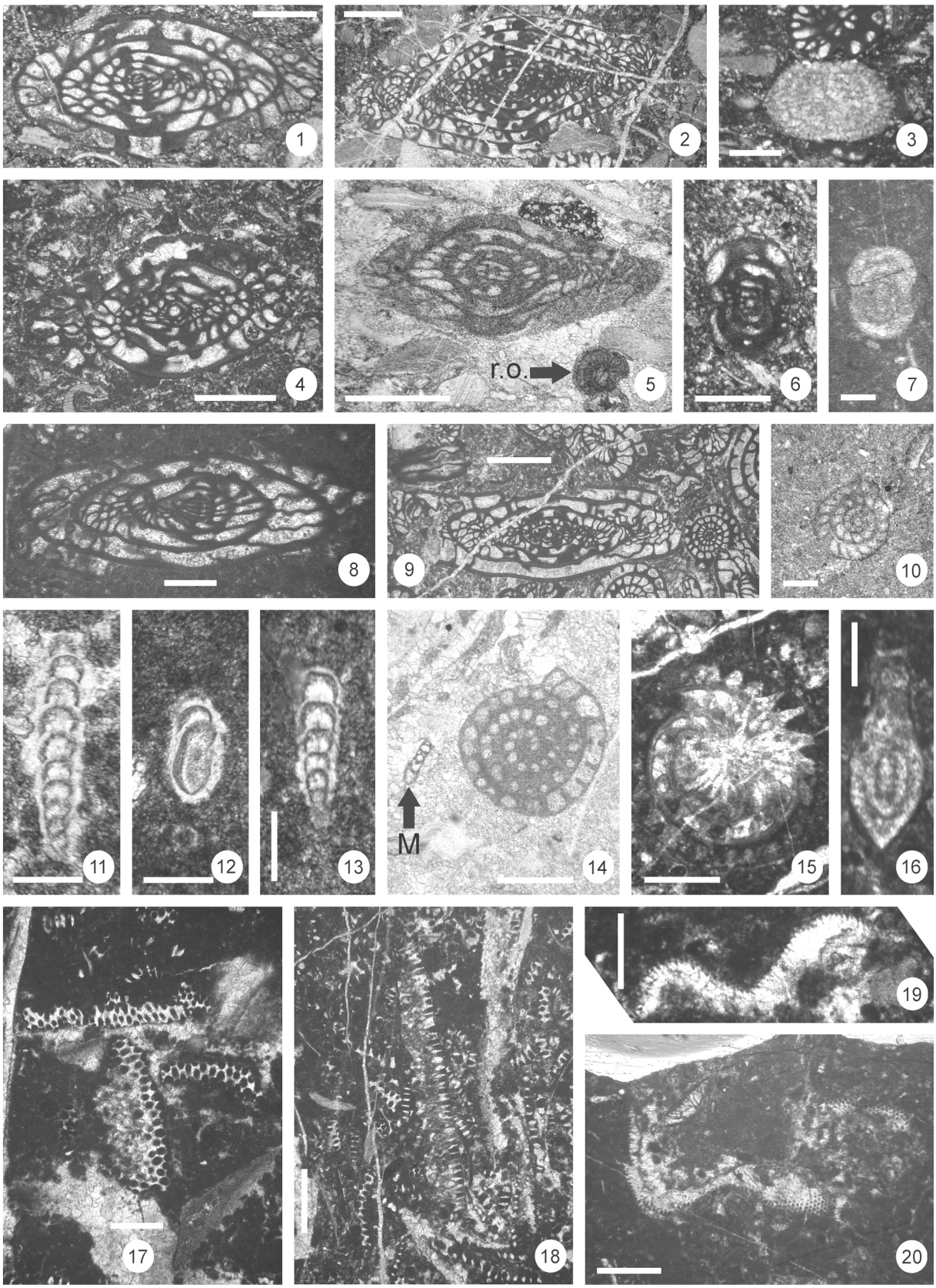


PLANCHE 3

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Planche 4. Macrofaune du Mississippien-Pennsylvanien des Cerros de Tule) (Sonora, Mexique).

.

Fig. 1: Bryozoaire *Prismopora* sp. Echantillon USDG-26 (barre d'échelle = 5 mm).
Fig. 2: Porifère *Chaetetes* sp. Echantillon USDG-27 (barre d'échelle = 1 cm).
Fig. 3. Radioles d'échinides cidaridés. Echantillon USDG-28 (barre d'échelle = 1 cm).
Fig. 4. Gastéropode tylostomide. Echantillon USDG-29 (barre d'échelle = 1 cm).
Fig. 5. Gastéropode *Trachydomia* sp. Echantillon USDG-30 (barre d'échelle = 1 cm).
Fig. 6. Bryozoaire *Thamnopora* sp. Echantillon USDG-31 (barre d'échelle = 1 cm).
Fig. 7. Brachiopode *Neospirifer* sp. Echantillon USDG-32 (barre d'échelle = 1 cm).
Fig. 8. Brachiopode *Punctospirifer* sp. Echantillon USDG-33 (barre d'échelle = 1 cm).
Fig. 9. Corail *Amplexizaphrentis* sp. Echantillon USDG-34 (barre d'échelle = 1 cm).
Fig. 10. Algue *Eugonophyllum* sp. Echantillon USDG-35 (barre d'échelle = 1 cm).
Fig. 11. Corail *Syringopora* sp. Echantillon USDG-36 (barre d'échelle = 1 cm).
Fig. 12. Bryozoaires fenestellidés. Echantillon USDG-37 (barre d'échelle = 1 cm).
Fig. 13. Encrinite/grainstone. Collection Almazán-Vázquez (barre d'échelle = 2 cm).
Fig. 14. Niveau de tempestites. Collection Almazán-Vázquez (barre d'échelle = 5 cm).
Fig. 15. Structure d'érosion remplie par un conglomérat. Collection Almazán-Vázquez (barre d'échelle = 2 cm).
Fig. 16. Crinoïde *Lamprosterigma erathense* Moore et Jeffords, 1968. Echantillon USDG-38 (barre d'échelle = 5 mm).
Fig. 17. Crinoïde *Lamprosterigma mirificum* Moore et Jeffords, 1968. Echantillon USDG-39 (barre d'échelle = 5 mm).
Fig. 18. Crinoïde *Cyclocaudex jucundus* Moore et Jeffords,1968. Echantillon USDG-40 (barre d'échelle = 1 mm).
Fig. 19. Crinoïde *Cyclocrista martini* Moore et Jeffords, 1968. Echantillon USDG-41 (barre d'échelle = 1 mm).
Fig. 20. Crinoïde *Preptopremmun laeve* Moore et Jeffords, 1968. Echantillon USDG-42 (barre d'échelle = 1 mm).
Fig. 21. Crinoïde *Preptopremmun rugosum* Moore et Jeffords, 1968. Echantillon USDG-43 (barre d'échelle = 1 mm).
Fig. 22. Crinoïde *Cycloscapus laevis* Moore et Jeffords, 1968. Echantillon USDG-44 (barre d'échelle = 1 mm).
Fig. 23. Crinoïde *Barychyr anosus* Moore et Jeffords, 1968. Echantillon USDG-45 (barre d'échelle = 5 mm).
Fig. 24. Crinoïde *Pentadirica rothi* Moore et Jeffords, 1968. Echantillon USDG-46 (barre d'échelle = 1 mm).
Fig. 25. Crinoïde *Cyclocaudex costatus* Moore et Jeffords, 1968. Echantillon USDG-47 (barre d'échelle = 1 mm).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

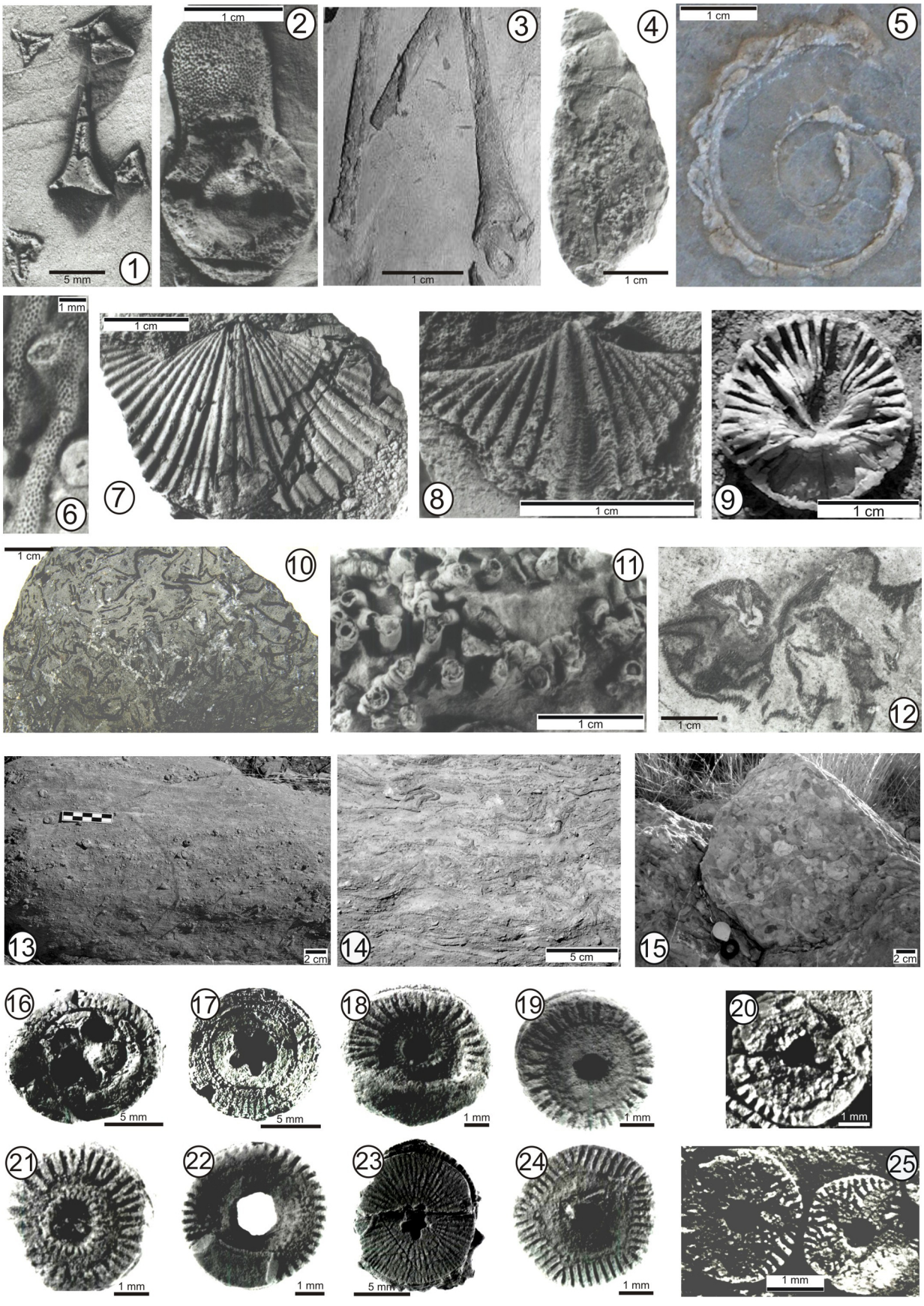


PLANCHE 4

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

4. LES AFFLEUREMENTS DE LA SIERRA AGUA VERDE

4.1. Localisation

La Sierra Agua Verde se situe à 115 km à l'Est d'Hermosillo, la capitale du Sonora. Ses coordonnées topographiques sont : 29°17´45" à 29°08'37" de latitude Nord et 109°56´24" à 109°47´9" de longitude Ouest. Son centre est situé par 29°14' de latitude Nord et 109°53' de longitude Ouest, sur la carte au 1:50.000e du périmètre H12D44 (Stewart et Poole, 2002).

L'accès à la Sierra Agua Verde se fait par la route principale qui va d'Hermosillo à Mazatán (Fig. 9). Arrivé dans cette ville, on doit prendre la piste conduisant à Mátape, Villa Pesqueira et finalement au village de San Pedro de la Cueva, qui connut pendant la Révolution mexicaine un sort tragique semblable à celui d'Ascq. Le long du trajet, plusieurs chemins vicinaux et des pistes communiquent avec le secteur d'étude. A 35 km environ de Mátape, on parvient au Rancho Agua Caliente, à partir duquel on peut accéder aux collines que nous venons de mentionner. Cette sierra regroupe plusieurs "cerros" (grosses collines) appelés : Tuntunudé, El Palmar et Los Abajeños (Fig. 10).

Sur la carte physiographique de l'INEGI (1983), la région étudiée est placée dans la province de la Sierra Madre Occidentale et, plus généralement, dans celle des "Sierras y Valles" (c'est-à-dire les "Basins and Ranges" des USA).

4.2.Travaux précédents

La Sierra Agua Verde contient toutes sortes de roches sédimentaires, ignées et métamorphiques, qui se sont déposées ou mises en place durant le Paléozoïque, le Mésozoïque et le Cénozoïque. Je ne retracerai que l'historique des recherches sur les séries sédimentaires du Paléozoïque.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

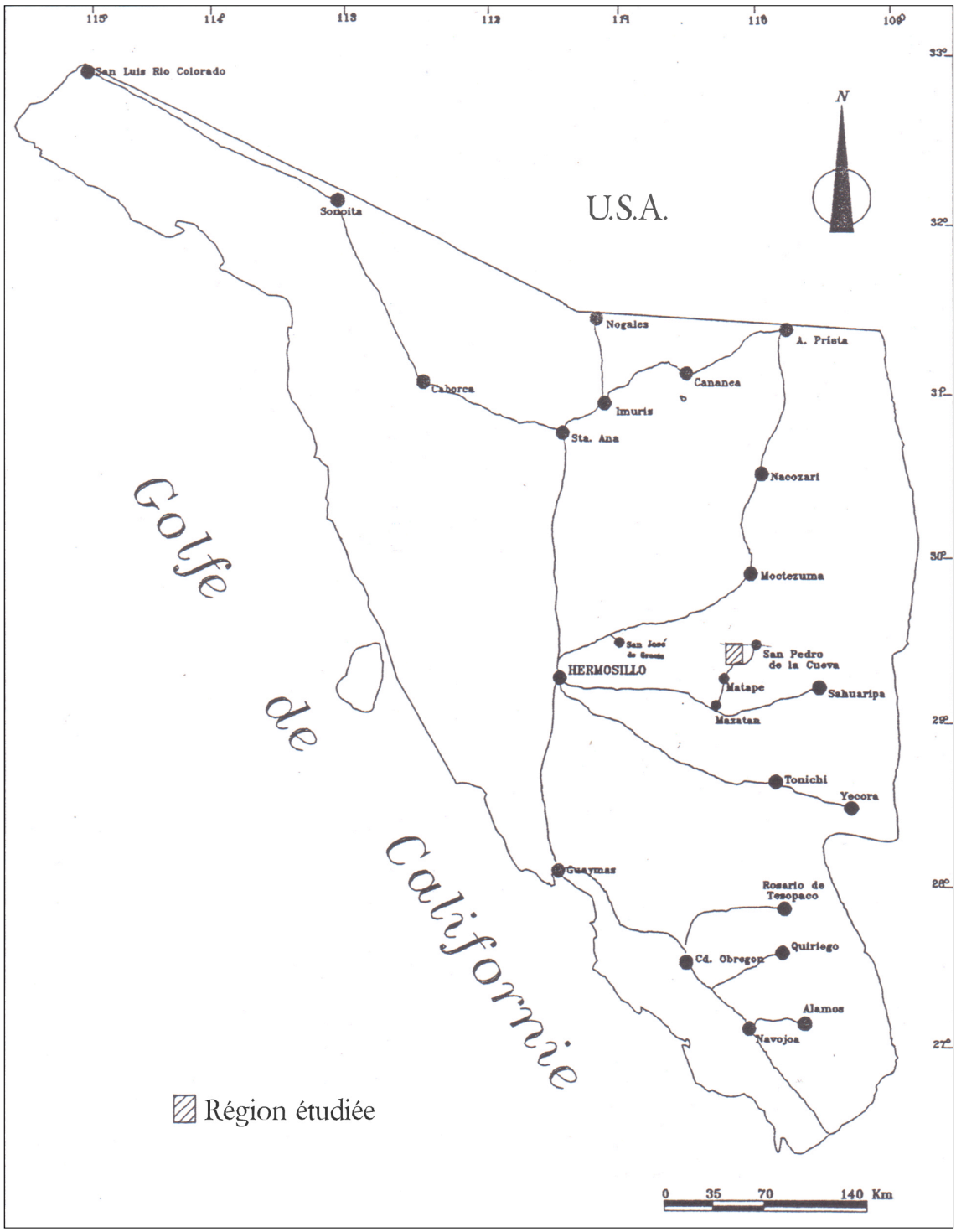


Fig. 9 : Routes conduisant à la Sierra Agua Verde (d'après Ochoa et Sosa, 1993).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

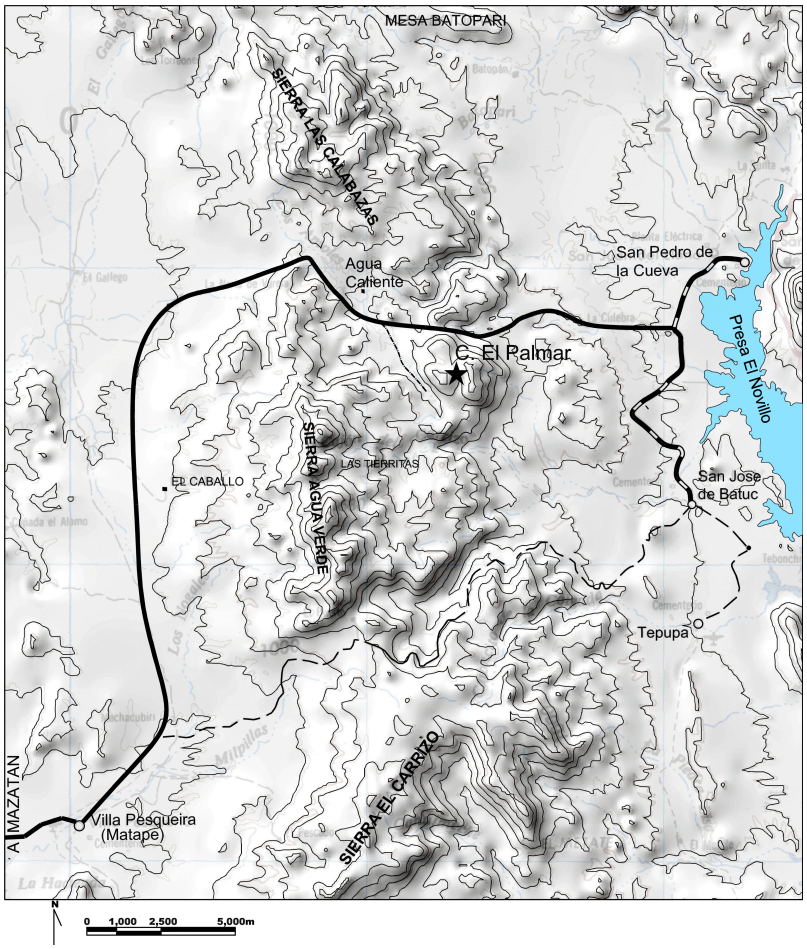


Fig. 10 : Carte de détail de la Sierra Agua Verde.

4.2.1. Les travaux pionniers

La région fut explorée par Peiffer-Rangin dans les années 70, mais la première publication vint de Stewart et al. (1984) qui ne décrivirent d'ailleurs que le socle cambro-ordovicien. Peiffer-Rangin (1987) ajouta, à la série, des calcaires mississippiens à tiges de crinoïdes, brachiopodes indéterminés et coraux : *Caninia torquia Koninckophyllum* sp., *Rylstonia* sp., *Vesiculophyllum* sp., *Amygdalophyllum* et *Dibunophyllum* sp. dont l'âge serait viséen selon cette auteure. D'autres recherches, pendant les années 80, ont permis de comprendre que plus de 3.700 m de séries du Néoprotérozoïque (?), du Cambrien, de l'Ordovicien, du Dévonien supérieur, du Mississippien et du Pennsylvanien inférieur-moyen étaient exposées (Stewart et al., 1984, 1988, 1990, 1999 ; Poole et al., 1984, 1995 ; Repetski et al., 1985).

La région fut ensuite décrite par Ochoa-Granillo et Sosa-León (1993) et Minjarez-Sosa et al. (1993) qui complétèrent la série par la découverte de sédiments permiens.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

4.2.2. L'apport d'Ochoa et Sosa (1993)

Ochoa et Sosa (1993) ont proposé le nom de Groupe Agua Verde afin de réunir les formations El Boquinete, El Pollo, Santiago, La Joya et El Tuntunudé qu'ils venaient d'ériger. Je vais en rappeler ci-dessous les principales caractéristiques.

4.2.2.1. Formation El Boquinete

Elle est constituée d'un ensemble de lutites, calcaires et orthoquartzites. Les principales caractéristiques de cette formation sont : (1) des intercalations de silex blancs de 15 cm d'épaisseur ; (2) des faunes de crinoïdes, brachiopodes, bivalves et restes algaires. Les fossiles les plus représentatifs sont les coraux *Palaeoalveolites* sp. d'âge ordovicien moyen et *Palaeophyllum* sp. de l'Ordovicien moyen-supérieur, et les brachiopodes *Liricamera* sp., *Diparelasma* sp. et *Streptelasma* sp. ; ce dernier genre atteint l'Ordovicien supérieur.

4.2.2.2. Formation El Pollo

Cette unité est formée par des calcaires et des grès avec des couches et des nodules de silex. Les fossiles les plus remarquables sont le bryozoaire *Ampliospora* sp., le corail tabulé *Alveolites* sp. (dont la répartition va du Silurien supérieur au Dévonien supérieur) et le stromatoporoïde *Actinostroma* sp. du Dévonien. On y trouve aussi des coraux à large répartition stratigraphique : *Favosites* sp. (Ordovien supérieur-Dévonien moyen), *Syringopora* sp. (Silurien moyen-Pennsylvanien) et *Michelinia* sp. (Dévonien-Permien). Etant donné le manque de précision fournie par les fossiles, Ochoa et Sosa (*op. cit.*) n'ont pu assigner à cette formation qu'un âge dévonien inférieur à supérieur.

4.2.2.3. Formation Santiago

Elle est constituée par des calcaires et des grès qui recouvrent en concordance la Formation El Pollo. La faune récoltée dans cette unité est composée de tiges de crinoïdes, du corail *Amplexizaphrentis* sp. du Mississippien, du brachiopode *Brachythyrina* sp. (Carbonifère inférieur-Permien) et de quelques bryozoaires. Les auteurs ont attribué un âge mississippien à cette unité. On remarquera que ce nom de formation est mal choisie car une Formation Santiago créée par Pantoja-Alor en 1970 - de même âge qui plus est - existe dans l'Etat d'Oaxaca au Sud du Mexique (voir par exemple l'étude récente de Navarro-Santillán et al., 2002).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

4.2.2.4. Formation La Joya

Elle est décrite comme une série de calcaires intercalés de passées argilitiques et de lentilles sableuses. A la partie supérieure de cet ensemble ils ont recueilli le corail *Syringopora* sp (Silurien moyen-Pennsylvanien), le brachiopode *Crurithyris* sp. (Dévonien-Permien), le bryozoaire *Glyptopora* sp. (Mississippien-Pennsylvanien) et des restes de crinoïdes. Ils mentionnent encore des spongiaires *Chaetetes* sp. qu'ils restreignent au Mississippien moyen-Pennsylvanien, des bryozoaires *Fenestrellina* sp. (Silurien-Permien) et le brachiopode *Neospirifer* sp. (Pennsylvanien-Permien). Bien que ne bénéficiant que de données paléontologiques assez imprécises, les auteurs parviennent tout de même à assigner à la formation un âge pennsylvanien moyen ; ce que vont confirmer Almazán-Vázquez et al. (2007a-b) ; Gómez-Espinosa et al. (2008) ; Gómez-Espinosa (2010) et mon propre travail, en s'appuyant sur les fusulines *Mediocris breviscula*, *Eostaffella grozdilovae*, *Millerella* sp., *Pseudostaffella* sp., *Staffella powwowensis*, S*chubertellina texana*, *Fusulinella llanoensis* (= *F. thompsoni*), *F.* aff. *llanoensis* et *Zellerella* sp. 1. Ce sont des espèces qui indiquent la biozone A3 de Wilde (1990), c'est-à-dire l'Atokien supérieur, autrement dit le Moscovien supérieur de la division internationale (Heckel, 1994; Heckel & Clayton, 2006).

4.2.2.5. Formation Tuntunudé

Cette formation fut décrite par les auteurs comme une série de calcaires massifs et de grès. La faune s'y compose de restes de crinoïdes, de brachiopodes, de petits foraminifères : *Tuberitina* sp. et *Globivalvulina* sp., et de la fusulinine "*Schwagerina*" qui désigne habituellement dans la littérature nord-américaine les *Thompsonites* qui sont caractéristiques de la base du Permien (Wolfcampien local).

4.2.2.6. Remarque

Le travail litho- et biostratigraphique d'Ochoa et Sosa (1993) est très important, car il a fait de la Sierra Agua Verde l'une des collines les mieux connues géologiquement du Sonora, cependant force est de constater que ces nouvelles formations correspondent assez exactement aux anciennes formations de Ransome. Je n'utiliserai donc pas, dans ce travail, El Pollo, Santiago et La Joya, mais Martin, Escabrosa et Horquilla.

4.2.3. Travaux récents

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Les travaux contemporains ont été consacrés à des études plus thématiques ; par exemple, Gehrels et Stewart (1998) et Stewart et al. (2001) ont déterminé l'âge des zircons détritiques de la Quartzite Bolsa locale et de ceux d'un grès du Dévonien supérieur dans la coupe de la Sierra d'Agua Verde (voir Stewart et Poole, 2002).

Durant ce contrat ECOS M06-U01, notre équipe mexicano-française s'est surtout intéressée à la paléontologie et la micropaléontologie du Moscovien supérieur (Atokien supérieur) de la Sierra Agua Verde. Nous avons publié des contributions sur les bioconstructions de chaetétidés, les accumulations de crinoïdes et la taphonomie des gastéropodes (Almazán-Vázquez et al., 2007a-b ; Buitrón et al., 2007 ; Gómez-Espinosa, et al., 2009 ; Gómez-Espinosa, 2010), tandis que Gómez-Espinosa et al. (2008) ont décrit des associations d'algues, algosponges, petits foraminifères et fusulinines à : *Eugonophyllum* sp., *Kamaena* (?) sp., *Zidella* (?) sp., *Komia abundans*, *Pachysphaerina pachysphaerica*, *Eotuberitina reitlingerae*, *Insolentitheca horrida*, *Endothyra* ex gr. *bowmani*, *Globivalvulina bulloides*, *Climacammina* ex gr. *moelleri*, *Deckerella* sp., *Mediocris breviscula*, *Staffella powwowensis*, *Eostaffella grozdilovae*, *Millerella* sp., *Pseudostaffella* sp., *Schubertellina texana*, *Fusulinella llanoensis*, *F.* aff. *llanoensis, Zellerella* sp. 1, *Calcivertella* sp., *Baryshnikovia* sp. et *Syzrania* sp. Comme je n'ai pas participé directement au levé de cette partie de la coupe, je ne reproduis pas ici l'iconographie de ces auteurs mais j'y renvoie pour certains taxons comme les algues *Eugonophyllum* ou les fusulinines *Zellerella* que je n'ai pas réillustrées, faute d'un nouveau matériel.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

4.3. Coupe principale au Cerro Los Abajeños

La coupe principale levée dans la Sierra Agua Verde, dont les échantillons sont notés TT, se situe dans le Cerro Los Abajeños (Fig. 11-12). J'y décrirai 9 unités lithostratigraphiques qui correspondent à peu près à des séquences de 3^{e} ou 4^{e} ordre (voir Myers et Milton, 1996) et une cinquantaine de sous-unités qui groupent autant d'échantillons. La tectonique locale est parfois si indéchiffrable, qu'il m'est arrivé de confondre, sur le terrain, des contacts anormaux ou des failles directionnelles avec des limites de séquences ; seule l'étude biostratigraphique ultérieure m'a permis de trancher.

C'est ainsi que cette coupe, qui était destinée à étudier la Formation Escabrosa dans sa totalité, a livré une passée de Martin et révélé une complication tectonique imprévue.

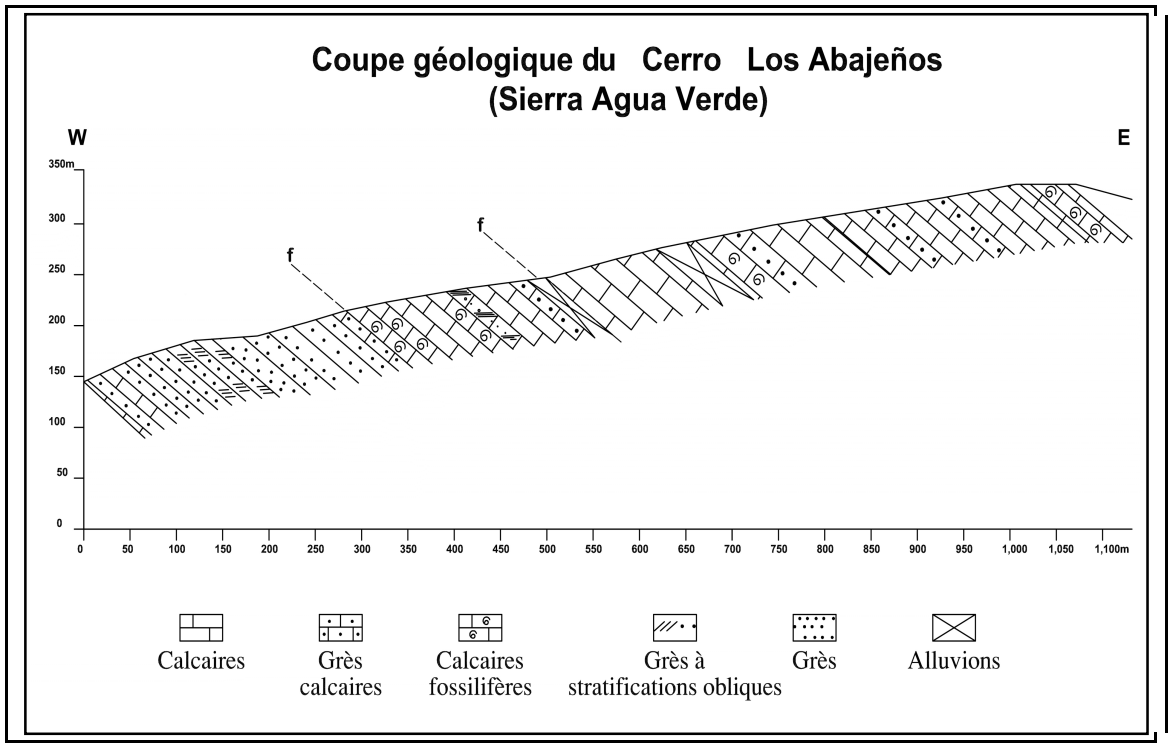


Fig. 11 : Coupe géologique du Cerro Los Abajeños (voir texte et Fig. 12 pour explication).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

4.3.1. Unité I

TT-1 Epaisseur 11 m (0-11 m)

Calcaires gris clair à la patine, gris ou rose à la cassure, en couches minces à moyennes, alternant avec des passées de grès intensément fracturées. La direction des couches est NW10° SE et le pendage de 41°NE ; paramètres qui vont rester à peu près constants pendant toute la coupe. Le microfaciès est un grainstone avec d'abondants pellets, des restes biogéniques non identifiables, de larges filonnets de sparite et de minces filonnets d'oxydes de fer mélangés à des cristaux de dolomite.

TT-2 Epaisseur 2 m (11-13 m)

Grès de couleur rose foncé à la patine et à la cassure, en bancs minces mal exposés. Au microscope, on constate que ces grès sont formés de grains de quartz de taille moyenne, texturalement matures et réunis par un ciment dolomitique.

TT-3 Epaisseur 16,40 m (13-29,40 m)

Grès calcaires roses à la patine et à la cassure, en bancs minces, mal exposés. Au microscope, les grains de quartz sont de taille moyenne, bien classés, texturalement matures, anguleux et subanguleux, à extinction parallèle, et sont englobés dans des plages de matrice calcitique associées à des cristaux de dolomite et à quelques liserés ferrugineux.

TT-4 Epaisseur 3 m (29,40-32,40 m)

Grès calcaires roses à la patine et à la cassure, mal exposés dans les ruisseaux asséchés ("arroyos"), en bancs minces à épais, parfois laminaires. En lame mince, on distingue des grains de quartz moyens subanguleux, ainsi que des filonnets de calcite légèrement dolomitisés. On identifie les foraminifères *Laxoendothyra* sp. et *Inflatoendothyra* sp. qui indiquent que ce niveau appartient au Tournaisien.

TT-5 Epaisseur 30 m (32,40-62,40 m)

Grès roses à la patine et à la cassure, en bancs minces à épais, mal exposés. Au microscope, il s'agit d'un grès calcaire formé par des grains de quartz subanguleux de taille moyenne, à classement modéré, avec de rares feldspaths. Il y a aussi des filonnets de calcite et des filonnets d'hématite légèrement dolomitisés, qui témoignent de l'histoire tardidiagénétique de ces roches.

TT-6 Epaisseur 8,60 m (62,40-71 m)

Grès quartzeux gris foncé à la patine comme à la cassure, en bancs d'épaisseur moyenne, mal exposés et très fracturés. En microfaciès, les grains de quartz sont fins, subanguleux, bien

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

classés et à extinction parallèle. De fins filonnets ferrugineux sont présents.

TT-7 Epaisseur 14 m (71-85 m)

Grès rose foncé à la patine et à la cassure, avec des intercalations de couches de silex de 15 à 20 cm d'épaisseur. Ils se présentent en strates massives, bien exposées et affectées par de petites failles. En lame mince, les grains moyens de quartz, bien classés, à extinction parallèle, sont inclus dans un ciment sparitique. On observe aussi de rares feldspaths, des filonnets de micrite et une légère oxydation.

TT-8 Epaisseur 4 m (85-89 m)

Grès calcaires gris foncé à la patine comme à la cassure, finement grenus, en bancs minces à épais, à stratification entrecroisée et à lamination interne. Le microfaciès révèle des grès calcaires à grains de quartz subanguleux, de taille moyenne, bien classés, cimentés par des cristaux de sparite grossière, avec quelques micas. On peut y observer de fines laminations faisant alterner des passées claires formées de grains de quartz et d'autres plus sombres constituée de calcite.

TT-9 Epaisseur 9 m (89-98 m)

Grès calcaires gris clair à la patine et à la cassure, avec des taches de couleur café, en bancs médians à épais, bien exposés et à stratifications planes ou obliques. En microfaciès, oon peut contater qu'il s'agit de grès calcaire à grains de quartz subanguleux et de taille moyenne, bien classés. Il s'y ajoute parfois de légères laminations claires (quartz moyennement grenus) et foncées (micrites), de faibles traces d'oxydation et quelques plages recristallisées de dolomite et de sparite.

TT-10 Epaisseur 2 m (98-100 m)

Grès calcaires gris foncé à la patine et roses à la cassure, en couches massives, très fracturées par des filonnets de calcite. Leur microfaciès est un packstone sableux, avec des grains de quartz mal classés.

TT-11 Epaisseur 41 m (100-141 m)

Grès calcaires gris foncé à la patine et roses à la cassure, en bancs massifs, très fracturés et bien exposés. Leur microfaciès est un packstone-grainstone sableux, mal classé, avec des grains de quartz à extinction ondulante ; il y a aussi des filonnets de sparite et des oxydes de fer (hématite) ; les bioclastes, formés de fragments de zaphrentidés, crinoïdes, fenestellidés, ostracodes et bivalves, indiquent typiquement le Mississippien inférieur de type Escabrosa.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

4.3.2. Unité II

TT-12 Epaisseur 24 m (141-165 m)

Calcaires sableux roses à la patine et à la cassure, en strates massives, à filonnets de calcite et de silice, et d'éléments bréchiques. En lame mince, il s'agit de mudstones (= micrites) fortement sableux, où les grains de quartz, modérément classés, ont une extinction parallèle. Les filonnets de sparite présentent la particularité de renfermer, en leur partie centrale, de fins filonnets d'oxydes de fer, dont ils semblent constituer les épontes.

TT-13 Epaisseur 21 m (165-186 m)

Grès gris foncé à la patine et de couleur rose à la cassure. Ils sont en bancs massifs, bien exposés, et offrent des stratifications obliques. Le microscope montre qu'il s'agit de grès moyens où les grains de quartz, bien classés, à extinction parallèle, baignent dans une matrice micritique, Les laminations résultent d'alternances entre les quartz et la micrite.

TT-14 Epaisseur 14 m (186-200 m)

Grès calcaires roses à la patine comme à la cassure , à stratification massive, assez bien exposés et intensément fracturés par des filonnets de silice. Microscopiquement, ce sont des grès calcaires, à grains de quartz arrondis à subarrondis, mal classés, avec des plages de quartz cimentés formant des mosaïques entre les plages de calcite. Il y a aussi des filonnets de sparite et des trainées ferrugineuses.

TT-15 Epaisseur 30 m (200-230 m)

Calcaires dolomitiques gris clair à la patine et rose à la cassure, dont la granulométríe varie de fine à moyenne, et qui affleurent en bancs massifs, bien exposés, très fracturés et recoupés par des filonnets de calcite. Microscopiquement, c'est une dolosparite, moyennement à grossièrement grenue, affectée par des filonnets de sparite et des plages de dolomite ferrugineuse à grains grossiers ; des stylolithes remplis d'oxydes de fer assurent la touche diagénétique finale.

TT-16 Epaisseur 16 m (230-246 m)

Calcaires sableux gris clair à la patine et gris foncé à la cassure, en strates massives et bien exposées. Microfaciès de wackestone-packstone bioclastique, à zaphrentidés, crinoïdes et fenestellidés, typiques du Mississippien inférieur de l'Escabrosa.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

4.3.3. Unité III

TT-17 Epaisseur 27 m (246-273 m)

Calcaires sableux gris clair à la patine et gris foncé à la cassure, affleurant en strates massives bien exposées, fortement recoupés par des fissures remplies de calcite. Ils contiennent des restes de coraux solitaires parfois bien conservés. Leur microfaciès est un wackestone-packstone bioclastique, à plages de dolomite, incluant des bryozoaires, des foraminifères indéterminés, quelques radioles de paléchinides, des crinoïdes et des calcitarcha (c'est-à-dire le nouveau nom des calcisphères ; voir Versteegh et al., 2009). Des filonnets de sparite complètent le microfaciès.

TT-18 Epaisseur 7 m (273-280 m)

Calcaires gris clair à la patine et gris foncé à la cassure (subconchoïdale), en strates minces à moyennes, avec d'abondants filonnets de calcite et des poches de dissolution de type karstique. La faune est composée de coraux solitaires et de brachiopodes spiriféridés. C'est un wackestone-packstone bioclastique à ostracodes, foraminifères, crinoïdes, calcitarcha et bryozoaires. Il est recoupé par des filonnets de sparite et de nombreux stylolithes. Les foraminifères *Eogeinitzina devonica* et *Nanicella gallowayi* permettent de l'attribuer au Frasnien supérieur. Un peu plus haut, un second microfaciès montre un wackestone bioclastique à *Tikhinella* sp. et *Nanicella gallowayi* (Pl. 5, fig. 4-6), brachiopodes et crinoïdes, qui est aussi de cet âge.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

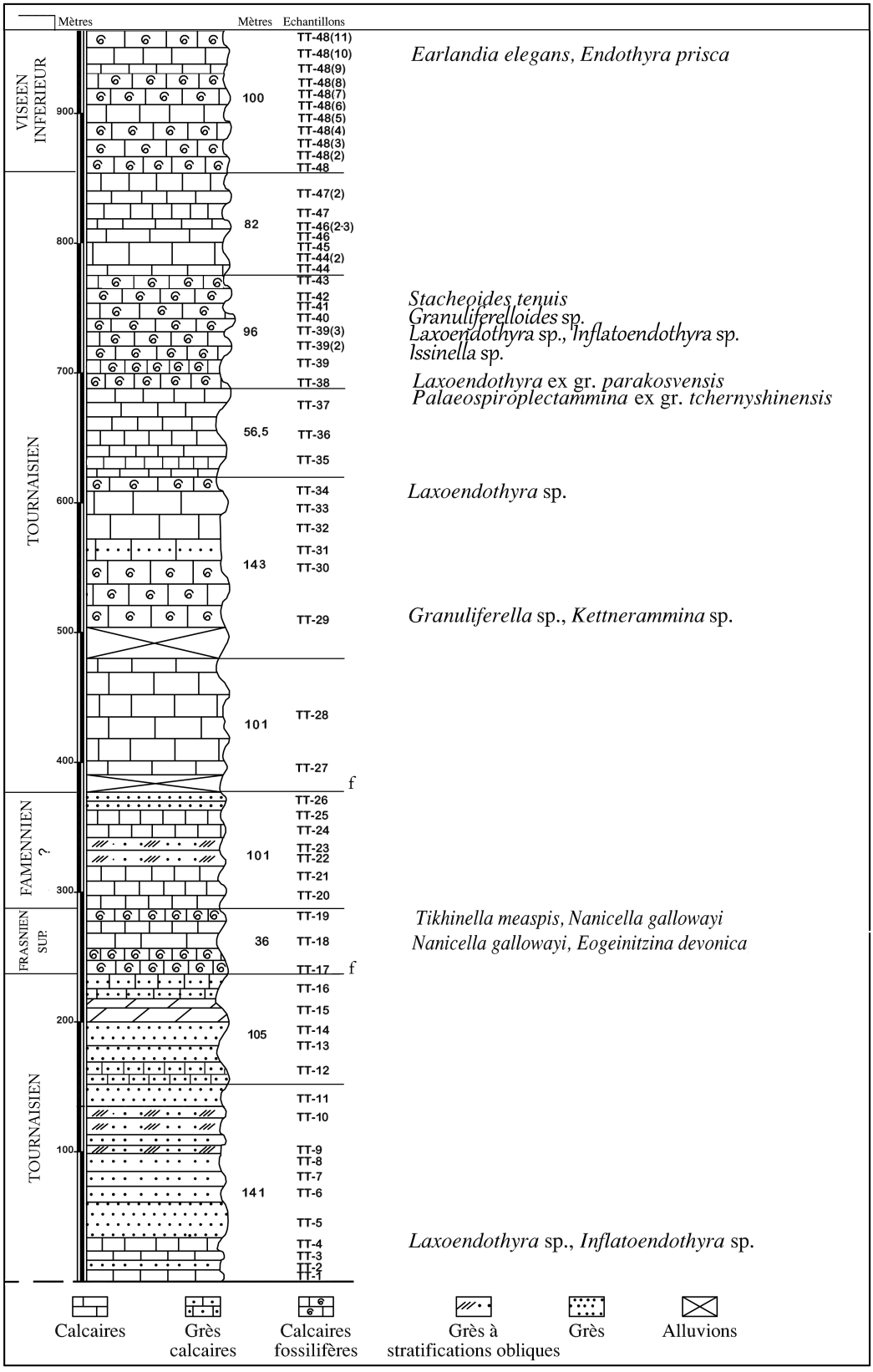


Fig. 12 : Colonne stratigraphique du Cerro Los Abajeños

TT- 19 Epaisseur 2 m (280-282 m)

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Calcaires gris à la patine et gris clair à la cassure, en bancs moyens, bien exposés, avec des filonnets de calcite. Au microscope, on identifie un wackestone bioclastique à foraminifères *Tikhinella* sp. et *Nanicella gallowayi*, brachiopodes et crinoïdes. Les deux foraminifères datent sans doute encore, par superposition, le Frasnien supérieur, bien qu'il manque *Eogeinitzina*. pour que cette datation soit entièrement justifiée.

4.3.4. Unité IV

TT-20 Epaisseur 30 m (282 -312 m)

Calcaires gris à la patine et gris foncé à la cassure, bien exposés en couches moyennes recoupées de filonnets de calcite. Le microfaciès est un calcaire sparitisé avec des plages dolomitisées, des filonnets de sparite et d'oxyde de fer.

TT-21 Epaisseur 10 m (312-322 m)

Grès moyens, gris clair à la patine et à la cassure, en strates massives bien exposés et très fracturés. Ils montrent des stratifications obliques. Microfaciès : grès poreux à grains de quartz subarrondis à subanguleux, mal classés et ayant une extinction ondulante.

TT-22 Epaisseur 10 m (322-332 m)

Calcaires gris clair à la patine et gris foncé à la cassure, moyennement granulaires, en strates massives et très fracturées, avec des surfaces de dissolution karstique et des stratifications entrecroisées. Le microscope y révèle une dolosparite sableuse avec des grains de quartz arrondis à subarrondis, à extinction ondulante et parallèle.

TT-23 Epaisseur 10 m (332-342 m)

Dolomie avec quelques grains grossiers de quartz et des laminations ; le microfaciès ne fournit pas de données supplémentaires.

TT-24 Epaisseur 10 m (342-352 m)

Calcaires sableux de couleur gris clair, massifs, en strates moyennes. Ce sont des mudstones sableux présentant des laminations alternativement fines et moyennes. Les grains de quartz sont fins à moyens et subarrondis. Des stylolithes affectent ce microfaciès.

TT-25 Epaisseur 25 m (352-377 m)

Calcaires sableux rose clair à lamination planes. Le microfaciès est aussi un mudstone sableux et ferrugineux. Les fines laminations résultent de différences de tailles entre quartz. Il peut s'agir de dépôts de dunes sous-marines ou de niveaux de plages.

TT-26 Epaisseur 6 m (377-383 m)

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Calcaires sableux gris clair à la patine et gris rose à la cassure qui est subconchoïdale. Ils sont bien exposés, en bancs d'épaisseurs moyennes, très fracturés, parfois à stratifications obliques. Le microfaciès est un mudstone sableux, à grains de quartz moyens à grossiers, mal classés, anguleux et arrondis, à extinction parallèle. Des filonnets de sparite et des traces d'oxydation sont visibles.

4.3.5. Unité V

L'unité commence par un non-vu de 14 m (383-397 m).

TT-27 Epaisseur 40 m (397-437 m)

Calcaires sableux gris foncé à la patine comme à la cassure, de grain fin à moyen, affleurant en bancs moyens, mal exposés, fracturés et à stratifications laminaires. En microfaciès, ces roches sont des mudstones sableux, légèrement dolomitiques, à grains de quartz anguleux, moyens à grossiers et bien classés.

TT-28 Epaisseur 34 m (437-471 m)

Calcaires gris clair à la patine et gris foncé avec des taches roses à la cassure, bien exposés en strates massives, très fracturées avec des filonnets de calcite et des coraux solitaires. Le microfaciès ne livre aucune donnée supplémentaire.

4.3.6. Unité VI

L'unité commence par un non-vu de 25 m (471-496 m).

TT-29 Epaisseur 15 m (496-511 m)

Calcaires roses à taches rouges à la patine et de gris foncé à taches rouges à la cassure, en bancs massifs, bien exposés, très fracturés avec des filonnets de calcite et des restes de crinoïdes. Au microscope, on identifie un wackestone-packstone bioclastique à crinoïdes, brachiopodes, rares ostracodes, calcitarcha, foraminifères (tournayellidés indéterminés et *Granuliferella* sp.) et algosponges *Kettnerammina* sp. (Pl. 5, fig. 5-6, Pl. 6, fig. 1). Les foraminifères indiquent le Tournaisien inférieur.

TT-30 Epaisseur 10 m (511-521 m)

Calcaires granulaires gris clair à la patine et gris foncé à la cassure, à taches roses, en strates massives très fracturées et avec des surfaces affectées de dissolutions karstiques. En microfaciès, ce sont des wackestones bioclastiques à crinoïdes, où la diagenèse tardive se traduit par des plages faiblement ferruginisées et dolomitisées, recoupées par d'assez

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

nombreux filonnets de sparite.

TT-31 Epaisseur 38 m (534-572 m)

Calcaires sableux, gris clair à la patine et à la cassure, en strates moyennes à épaisses, bien exposées, très fracturées et contenant des tiges de crinoïdes. Le microfaciès est un calcaire recristallisé, moyennement à grossièrement grenu, partiellement dolomitisé, avec des grains de quartz anguleux bien classés et des fragments d'échinodermes.

TT-32 Epaisseur 10 m (572-582 m)

Calcaires granulaire, gris clair, de type encrinite, en strates massives, bien exposées, avec des fractures et des filonnets de calcite. Microfaciès : grainstone à grain grossier, à plages dolomitisées, à nombreuses tiges de crinoïdes.

TT-33 Epaisseur 20 m (582-602 m)

Calcaires de couleur gris clair à la patine et à la cassure, affleurant en strates massives et bien exposées, très fracturées et avec d'abondants filonnets de calcite. C'est un grainstone avec de nombreuses oolithes, et des cristaux de dolomite dans le ciment. On y trouve de rares fragments de brachiopodes. Quelques filonnets affectent la roche.

TT-34 Epaisseur 25 m (602-627 m)

Calcaires fossilifères gris clair à la patine et gris foncé à la cassure, en bancs massifs, bien exposés et très fracturés, avec des lentilles et des nodules de silex orientés parallèlement à la stratification. La faune comprend des coraux, des éponges et des brachiopodes. Le microfaciès est un wackestone bioclastique à foraminifère *Laxoendothyra* sp. (Pl. 6, fig. 2-5), donc toujours tournaisien.

4.37. Unité VII

TT-35 Epaisseur 17 m (627-644 m)

Calcaires gris à la patine et rougeâtres à la cassure, en strates massives, bien exposées et comportant des intercalations de grès calcaires. Au microscope, ce sont des wackestones riches en pellets, faiblement dolomitisés, contenant des fragments de crinoïdes. De fines fractures remplies d'hématite y témoignent de la diagenèse la plus tardive.

TT-36 Epaisseur 13 m (644-657 m)

Calcaires sableux gris clair à la patine et gris rougeâtre à la cassure, en strates massives très fracturées. Ils livrent des microfaciès de mudstones sableux et ferrugineux, à rares pellets et à grains de quartz moyens à grossiers, régulièrement classés et à extinction parallèle.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

TT-37 Epaisseur 26,50 m (657-683,50 m)

Calcaires fins à débris bioclastiques non identifiés (peut-être des tubes d'annélides), avec d'abondants pellets et de fines fractures remplies de calcite. Ce sont des mudstones.

4.3.8. Unité VIII

TT-38 Epaisseur 15 m (683-698,50 m)

Calcaires gris foncé à la patine et gris clair à la cassure, bien exposés, en bancs massifs, et avec des stratifications obliques. Ces bancs ont 3 m d'épaisseur et portent des lentilles de silex et de multiples fractures remplies de calcite. Microfaciès : wackestone bioclastique et sableux où les grains de quartz sont arrondis à subarrondis, grossiers, mal classés et ont une extinction parallèle et ondulante. Il s'y ajoute des fragments de tiges de crinoïdes et de possibles terriers remplis de sparite. La présence des foraminifères *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* et *Palaeospiroplectammina* ex gr. *tchernyshinensis* assigne à ces bancs un âge tournaisien et probablement hastarien supérieur (Pl. 6, fig. 6, Pl. 7, fig. 1).

TT-39 Epaisseur 10 m (de 698,50-708,50 m)

Calcaires fossilifères gris à la patine et gris foncé à la cassure, à odeur fétide au choc du marteau, bien exposés et porteurs des lentilles de silex épaisses de 15 cm, de restes de brachiopodes, de coraux solitaires et de fragments de crinoïdes. Ce sont des wackestones riches en pellets et en bioclastes. Les stylolithes sont les indices d'une diagenèse oxydante, mais il y a aussi des cristaux de pyrite de taille petite à moyenne.

TT-39 (2) (F) Epaisseur 10 m (708,50-718,50 m)

Calcaires gris à grain fin, à coraux solitaires, bivalves et crinoïdes. Le microfaciès est un packstone bioclastique à algues incertae sedis *Issinella* sp., foraminifères indéterminés, plaques de crinoïdes et ostracodes. De longs filonnets d'oxydes de fer peuvent traverser la lame mince, ainsi que des filonnets de sparite et des stylolithes. *Issinella* a une répartition stratigraphique peu précise qui va du Frasnien supérieur au Viséen moyen.

TT-39 (3) Epaisseur 10 m (718,50-728,50 m)

Calcaires gris à grain fin. C'est un wackestone bioclastique riche en pellets et à rares ostracodes, plaques de crinoïdes et foraminifères *Laxoendothyra* sp. et *Inflatoendothyra* sp. du Tournaisien moyen ou supérieur. C'est probablement le niveau le plus riche en foraminifères de ce désert organique qu'est le Tournaisien du Sonora.

TT-40 Epaisseur 10 m (728,50-738,50 m)

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Calcaires granulaires gris clair à la patine et gris foncé à la cassure, contenant des restes de crinoïdes, des coraux solitaires et des brachiopodes (mal conservés), en strates massives, bien exposées, avec des lentilles de silex de 20 cm. Le microfaciès montre un packstone-grainstone à nombreux pellets, crinoïdes, bivalves et brachiopodes ; il est caractérisé par des *Granuliferelloides* sp. qui disparaissent à l'Hastarien terminal.

TT-41 Epaisseur 27 m (738,50-765,50 m)

Calcaires granulaires gris foncé à la patine et à la cassure, à odeur fétide, en strates massives, bien exposées, à texture karstique, lentilles de silex, et coraux solitaires, brachiopodes et tiges de crinoïdes. C'est un packstone-grainstone à pellets et bioclastes : crinoïdes, bivalves et brachiopodes ; avec des plages sparitisées ou dolomitisées.

TT-42 Epaisseur 10 m (765,50-775,50 m)

Calcaires roses à la patine et rose foncé à la cassure, en strates massives, bien exposées, avec des lentilles sableuses et de nombreux filonnets remplis de calcite, avec pour fossiles des bryozoaires, des crinoïdes et des brachiopodes. C'est un wackestone-packstone bioclastique, ferrugineux, partiellement dolomitisé, à crinoïdes, bryozoaires, brachiopodes et avec l'incertae sedis, *Stacheoides tenuis* (Pl. 7, fig. 2) qui, en Europe, apparaît au Tournaisien supérieur, connaît son acmé au Viséen, mais subsiste jusqu'à la fin du Permien. On observe aussi des coraux zaphrentidés (Pl. 5, fig. 3) en microfaciès.

TT-43 Epaisseur 4 m (775,50 -779,50 m)

Calcaires à patine gris foncé et à cassure gris clair (celle-ci étant conchoïdale), en bancs massifs, bien exposés avec des fossiles indéterminés, des lentilles de silex et des filonnets de calcite. Microfaciès : wackestone bioclastique à crinoïdes, partiellement dolomitisé, affecté par des filonnets de sparite et des stylolithes remplis d'oxydes.

4.3.9. Unité IX

TT-44 Epaisseur 9 m (779,50-788,50 m)

Calcaires sableux gris foncé à la patine et gris clair à la cassure, à fossiles non identifiables, en strates massives, bien exposées, avec des lentilles de silex noir. C'est un mudstone-wackestone très pauvre en crinoïdes et pellets.

TT-44 (2) Epaisseur 10 m (788,50-798,50 m)

Calcaires à patine gris clair et gris foncé à la cassure, en bancs massifs et bien exposés. Microfaciès : wackestone à abondants pellets et rares plaques de crinoïdes.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

TT-45 Epaisseur 3 m (798,50-801,50 m)

Calcaires à patine gris foncé et gris à la cassure, en strates massives, bien exposées, avec des silex. Au microscope, on a un grainstone bioclastique.

TT-46 (2) Epaisseur 10 m (801,50- 811,50 m)

Calcaires à patine gris foncé et gris à la cassure, en strates massives, bien exposées, avec des couches de silex. Le microfaciès est un wackestone à pellets abondants.

TT-46 (3) Epaisseur 10 m (811,50-821,50 m)

Calcaires gris foncé à la patine et gris clair à la cassure, en strates minces de 15 cm bien exposées, avec des intercalations de silex et des filonnets de calcite.

TT-47 Epaisseur 30 m (821,50-851,50 m)

Calcaires à grain fin, de couleur claire, alternant avec un calcaire de couleur plus foncée (de 10 m), à rares restes fossiles dont des fragments d'échinodermes (crinoïdes).

TT-47 (2) Epaisseur 10 m (851,50-861,50 m)

Calcaires silicifiés, gris foncé à la patine et à la cassure, avec des lentilles de silex. Ils se débitent en strates minces, bien exposées et très fracturées. Les calcaires sont épais de 5 à 7 cm, tandis que les silex oscillent entre 1 et 10 cm. Au microscope, on observe une micrite silicifiée, à très rares restes fossiles (non identifiables) silicifiés et des filonnets de sparite.

4.3.10. Unité X

TT-48 Epaisseur 10 m (861,50-871,50 m)

Calcaires granulaires gris foncé à la patine et à la cassure, alternant avec des silex disposés en strates massives et mesurant 1 à 1,50 m, bien exposées. Le microfaciès est celui d'un packstone bioclastique à crinoïdes (encrinite).

TT-48 (2) Epaisseur 10 m (871,50-881,50 m)

Calcaires granulaires gris foncé à la patine et à la cassure, en strates massives bien exposées avec des restes de tiges de crinoïdes. Microfaciès de packstone crinoïdique (encrinite).

TT-48 (3) (F) Epaisseur 10 m (881,50 m à 891,50 m)

Calcaires gris, en bancs grossiers à massifs, avec des lentilles de silex blancs de 10 cm d'épaisseur et des restes de tiges de crinoïdes. Il constitue un grainstone riche en plaques de crinoïdes, radioles de paléchinides et algues phylloïdes formant des cortoïdes au sens de Flügel, c'est-à-dire des structures sparitiques allongées entourées d'un anneau de micrite.

TT-48 (4) Epaisseur 10 m (891,50-901,50 m)

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Calcaires gris, en bancs massifs, riches en pellets et partiellement silicifiés (avec des lentilles de silex). Au microscope c'est un grainstone localement recristallisé à articles de crinoïdes partiellement silicifiés, avec des plages dolomitisées.

TT-48 (5) Epaisseur 10 m (901,50-911,50 m)

Calcaires gris à la cassure et à la patine, en strates massives, bien exposées, et contenant des tiges de crinoïdes. Microfaciès : grainstone à articles de crinoïdes localement silicifiés.

TT-48 (6) Epaisseur 10 m (911,50-921,50 m)

Calcaires gris en strates massives, bien exposées, riches en fossiles : coraux, brachiopodes et tiges de crinoïdes. Microfaciès : grainstone fortement bioclastique à crinoïdes (encrinite).

TT-48 (7) (F) Epaisseur 10 m (921,50-931,50 m)

Calcaires gris, en strates massives, mal exposées, à lentilles de silex, à brachiopodes et rares tiges de crinoïdes. Microfaciès : wackestone-packstone bioclastique à crinoïdes, brachiopodes et cortoïdes ; avec des familles de stylolithes dans au moins deux directions.

TT-48 (8) Epaisseur 10 m (931,50-941,50 m)

Calcaires gris clair, en bancs gros à massifs, affleurant bien, et contenant des brachiopodes et des tiges de crinoïdes. Microfaciès : packstone bioclastique à nombreux cortoïdes, débris algaires et fragments d'échinodermes dont certains sont légèrement silicifiés.

TT-48 (9) Epaisseur 10 m (941,50-951,50 m)

Calcaires gris à la patine comme à la cassure, affleurant en bancs massifs, mal exposés, et renfermant des restes de coraux. Au microscope on observe un packstone bioclastique partiellement dolomitisé, à fragments d'échinodermes (crinoïdes), coraux solitaires avec des septes légèrement silicifiés, cortoïdes et plages recristallisées en sparite grossière.

TT-48 (10) Epaisseur 10 m (951,50-961,50 m)

Calcaires gris à la patine et à la cassure, en bancs massifs, mal exposés, avec des lentilles de silex et des restes de coraux. Microfaciès : grainstone bioclastique à nombreux fragments arrondis à subarrondis d'échinodermes, partiellement silicifiés, et à cortoïdes. Il contient les foraminifères *Earlandia* ex gr. *elegans* et *Endothyra prisca* du Viséen inférieur ou moyen.

TT-48 (11) Epaisseur 10 m (961,50-971,50 m)

Calcaires à grain fin, dolomitisé, à abondants fragments d'échinodermes (plaques de crinoïdes) et rares calcitarcha (= calcisphères *auctorum*).

4.3.11. Bilan et perspectives

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

La coupe du Cerro Los Abajeños nous a permis de connaître les faciès et les microfaciès de la Formation Escabrosa,. Elle livre en plus une courte réapparition tectonique des calcaires de la Formation Martin appartenant au Frasnien supérieur et peut-être au Famennien. C'est probablement la meilleure coupe permettant d'étudier la succession du Mississippien (= Carbonifère inférieur), de TT 27?, TT29 à TT48(11). Je reprendrai donc, après ma thèse, un levé de détail de cette partie de la coupe, afin de préparer une publication. Les conodontes seront recherchés, bien que les faciès dominants, calcaires granulaires et encrinites, paraissent leur être peu favorables *a priori*. Des études isotopiques seront utiles, car les modèles tournaisiens commencent à être nombreux dans la Paléotéthys et dans l'Oural, et parce que la diagenèse subie par les calcaires paraît assez homogène d'un bout à l'autre de la coupe, comme cette étude des microfaciès l'a montré.

4.4. Coupe secondaire au Cerro El Palmar

La coupe du Cerro El Palmar (Fig. 13-14), dont les échantillons sont notés TUN, était destinée à fournir davantage de détails sur le passage des formations Martin et Escabrosa, et plus de renseignements éventuels sur les événements Kellwasser et Hangenberg, à la limite du Frasnien et du Famennien et du Dévonien et du Carbonifère. On verra que les résultats sont assez encourageants, mais qu'ils réclament des études ultérieures.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

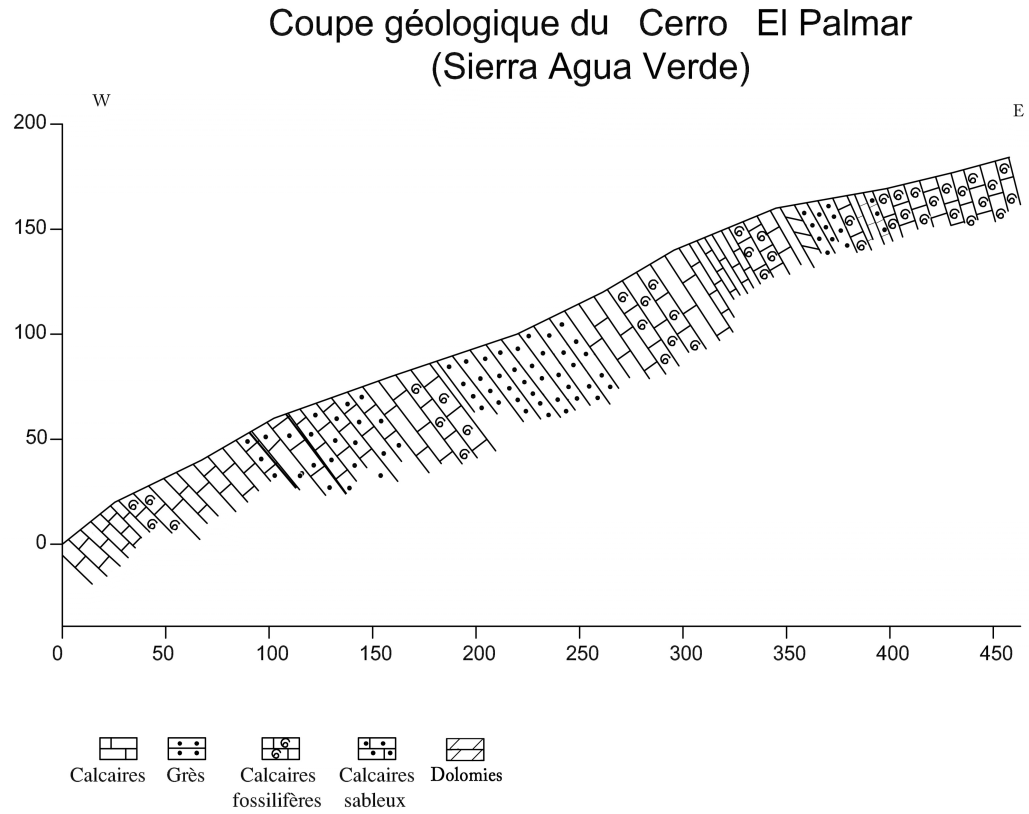


Fig. 13 : Coupe géologique du Cerro El Palmar de la Sierra Agua Verde

4.4.1. Unité 1

TUN-1 Epaisseur 9 m (0-9 m)

Calcaires à patine gris foncé, gris à la cassure; passant localement à des calcaires sableux. Ils se présentent en gros bancs avec des lentilles de silex et contiennent différents fragments de fossiles indéterminés, des structures laminaires et des stratifications entrecroisées. Au microscope il s'agit d'un calcaire recristallisé pauvre en brachiopodes, parfois partiellement dolomitisé, où il y a des filonnets oxydés.

TUN-2 Epaisseur 20 m (9-29 m)

Calcaires gris tachetés de rose à la patine et rougeâtres à la cassure, avec des cristaux de calcite de 0.2 à 3 mm. Ils forment des bancs massifs, bien exposés, où s'observent parfois des horizons laminaires. Ils ont un microfaciès de grainstone bioclastique à nombreuses algues phylloïdes, plaques de crinoïdes et restes de trilobites. Des filonnets d'oxydation s'y manifestent ainsi que de rares phénomènes de dolomitisation.

TUN-3 Epaisseur 35 m (29-64 m)

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Calcaires gris foncé à la patine et gris rougeâtre à la cassure ; ils se présentent en bancs massifs avec des laminations de silex et des filonnets de calcite ; les nodules sableux y sont fréquents. Au microscope il s'agit d'un calcaire recristallisé pauvre en brachiopodes.

TUN-4 Epaisseur 12 m (64-76 m)

Calcaires gris foncé, en bancs minces, mal exposés, remplis de filonnets de calcite, avec des clastes allongés et arrondis semblant être d'origine synsédimentaire. On remarque que les lentilles de silex se rencontrent plutôt au voisinage de zones où se concentrent des restes indéterminés de fossiles. En lame mince on voit un calcaire recristallisé avec des restes de crinoïdes englobés dans des cristaux entrelacés de sparite.

TUN-5 Epaisseur 64 m (76-140 m)

Calcaires sableux gris avec dans les parties les plus sableuses des stratifications obliques ou laminaires. On voit aussi des couches de silex et des passées à coraux mal conservés. Sous le microscope, c'est un calcaire recristallisé au sens de Dunham (1962), à structures laminaires ferrugineuses et finement quartzeuses, en partie dolomitisées. Les débris organiques sont indéterminables. Les fines laminations pourraient résulter ici de mouvements des marées.

TUN-6 Epaisseur 51 m (140-191 m)

Calcaires gris foncé à la patine et à la cassure, en bancs moyens à massifs, présentant des lentilles de silex noirs et des filonnets d'oxydes de fer. Le microfaciès est un grainstone riche en bioclastes (surtout des restes d'échinodermes) et intraclastes, avec des plages de dolomitisation ; on rencontre aussi des terriers allongés remplis de sparite et contenant des pellets qui démontrent que le sédiment a pu constituer un firm-ground. Le seul foraminifère observé est *Vicinesphaera* sp. qui est connu du Dévonien au Carbonifère inférieur. Enfin, des oolithes confirment le niveau d'énergie forte et la faible bathymétrie.

4.4.2. Unité II

TUN-7 Epaisseur 8 m (191-199 m)

Grès calcaires moyens, de couleur café, bien classés, montrant, au microscope, des grains de quartz anguleux à subanguleux, à extinction parallèle, accompagnés de cristaux de feldspaths (microcline et plagioclases), dans un ciment sparitique.

TUN-8 Epaisseur 72 m (199-265 m)

Grès de couleur café à la patine et à la cassure, en strates massives à minces ; des passées plus boueuses montrent des fentes de dessication tandis que des nodules d'oxydes complètent la

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

lithologie. Le microfaciès révèle des grès calcaires à grains quartzeux fins, bien classés, avec des pigments d'oxydation rougeâtres et de rares feldspaths.

TUN-9 Epaisseur 10 m (265-275 m)

Grès de couleur café à la patine et à la cassure, en strates massives à minces ; avec des nodules d'oxydes complétant la lithologie. Le microfaciès révèle des grès calcaires à grains quartzeux fins, bien classés.

TUN-10 Epaisseur 68 m (275-343 m)

Grès à patine grise et de couleur café à la cassure, à grains moyens, bien classés. Ils affleurent en bancs massifs, à stratifications entrecroisées, avec quelques intercalations de brèches synsédimentaires. La matrice de ces brèches est un wackestone à stromatoporoïdes rameux *Amphipora ramosa* que je trouve assez communément dans les lagons du Frasnien supérieur de mes coupes du Sonora.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

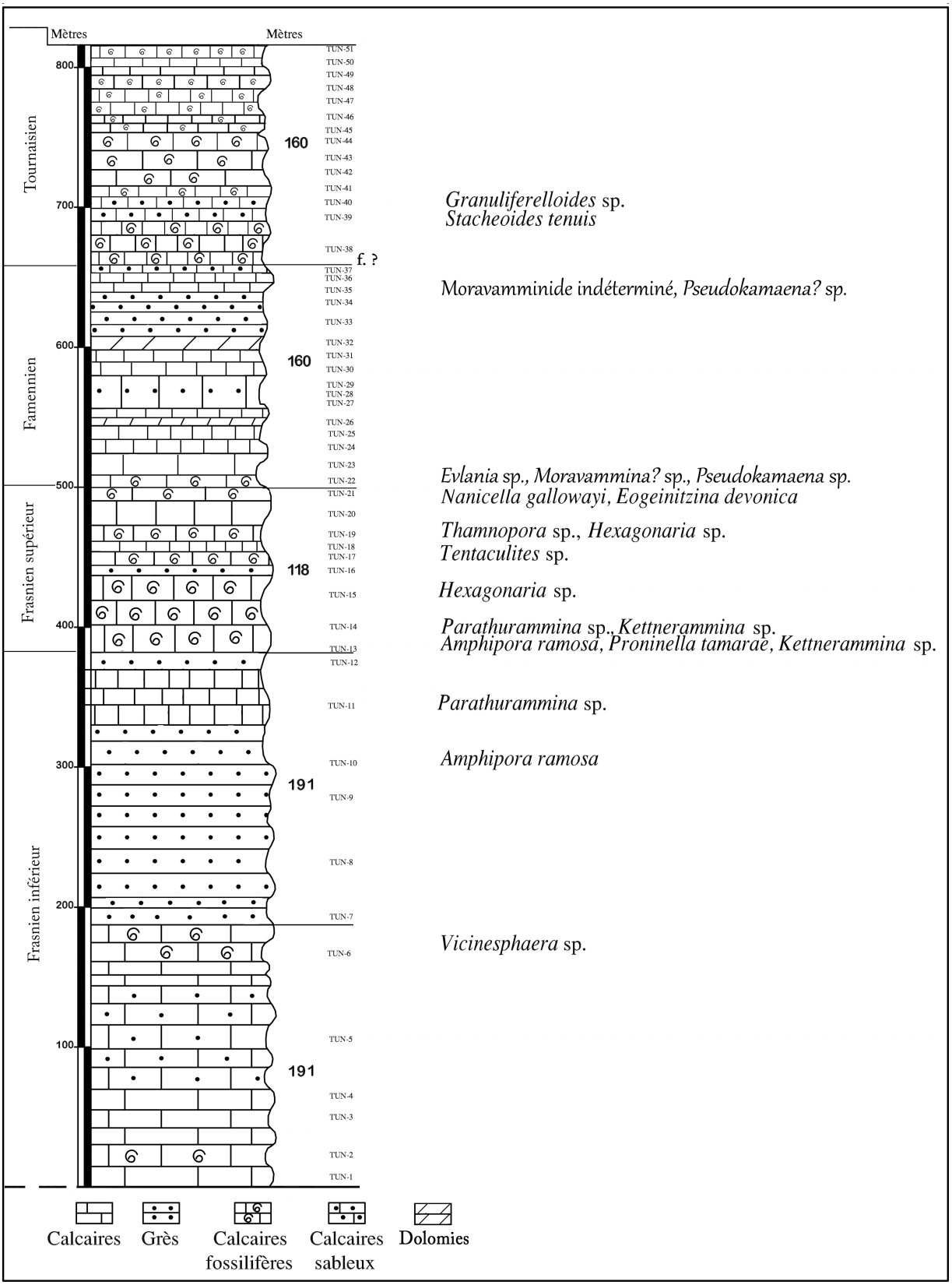


Fig. 14 : Colonne stratigraphique du Cerro El Palmar dans la Sierra Agua Verde.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

TUN-11 Epaisseur 29 m (343-372 m)

Calcaires gris à la patine comme à la cassure, affleurant en bancs massifs, bien exposés et affectés par de nombreux filonnets de calcite. Au microscope, on peut observer un wackestone pauvre en bioclastes (indéterminables pour la plupart) et à terriers remplis de sparite indiquant un ancien firm-ground. Des *Parathurammina* sp. de petite taille prouvent le maintien du lagon, car on trouve généralement ce type de foraminifères primitifs dans ce genre de milieu associés à des calcitarcha (= calcisphères des auteurs) et parfois même protégés dans les lamines des stromatolithes installés à la limite des milieux intertidaux.

TUN-12 Epaisseur 10 m (372-382 m)

Grès calcaires de couleur grise à la patine et à la cassure, avec des grains fins, bien classés, se présentant en gros bancs bien exposés. Le microfaciès révèle, en plus des grains de quartz et de leurs caractéristiques lithologiques déjà observées en macrofaciès, un ciment carbonaté et ferrugineux avec des cristaux entrelacés de dolomite et des pigments d'oxydation.

4.4.3. Unité III

TUN-13 Epaisseur 16 m (382-398 m)

Calcaires fossilifères de couleur grise à la patine, rosâtres à la cassure, en bancs massifs, bien exposés, renfermant des gastéropodes et des coraux, et portant de nombreux filonnets de calcite, Ce sont des wackestones-packstones bioclastiques, partiellement dolomitisés et avec des fractures remplies de micrite et de sparite. Des moravamminides *Kettnerammina* sp. et *Proninella tamarae* (Pl. 8, fig. 1-6, Pl. 9, fig. 1-2), encore mal connus au Mexique, accompagnés par des *Amphipora ramosa*, des bryozoaires et des crinoïdes constituent une nouvelle association de lagon, que l'on peut dater du Frasnien et sûrement plus précisément du Frasnien supérieur.

TUN-14 Epaisseur 16 m (398-414 m)

Calcaires partageant les caractères de TUN-13. Ce sont des wackestones bioclastiques, à plages de recristallisation, avec des restes algaires, des calcitarcha, des pellets et des stylolithes. On y retrouve des *Kettnerammina* sp. (Pl. 9, fig. 3). Parfois ce microfaciès passe à un grainstone à pellets, probablement de type microbialithique et indiquant un milieu très peu profond. Ceci est confirmé par la présence de *Parathurammina* sp.

TUN-15 Epaisseur 16 m (414-430 m)

Calcaires de couleur grise, bien exposés en strates massives, contenant des chaetétidés et

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

autres éponges, des coraux *Hexagonaria* sp. et quelques tiges de crinoïdes. C'est une biopelmicrite à fragments de bivalves et une grande quantité de pellets dans la matrice micritique. Les organismes présents édifient une construction récifale à coraux tabulés et stromatoporoïdes, telle qu'il en existe beaucoup dans le Givétien et le Frasnien mondiaux. Par application du principe de superposition, on déduit qu'il s'agit probablement ici plutôt de Frasnien et sans doute de Frasnien supérieur.

TUN-16 Epaisseur 10 m (430-440 m)

Calcaires sableux de couleur café, à grains fins, bien classés, et à rares tiges de crinoïdes. Microscopiquement, on observe un wackestone faiblement sableux à crinoIdes, où les grains de quartz fins et d'oxydes abondent ou des calcaires dolomitiques légèrement hématitisés avec de plus rares quartz silteux.

TUN-17 Epaisseur 10 m (440-450 m)

Calcaires fossilifères gris à la patine comme à la cassure, en strates massives bien exposées, avec de nombreux filonnets de calcite et des fragments de bivalves. En lame mince, c'est un calcaire partiellement dolomitisé avec des plages de sparite, des fragments d'échinodermes et des pellets. La microfaune comporte des *Tentaculites* sp. (Pl. 9, fig. 4) qui sont plutôt l'apanage des plates-formes internes au Givétien et au Frasnien .

TUN-18 Epaisseur 10 m (450-460 m)

Calcaires fossilifères gris à la patine comme à la cassure, en strates massives bien exposées, avec de nombreux filonnets de calcite et des fragments de bivalves. En lame mince, on parvient à identifier un wackestone faiblement bioclastique avec des ostracodes et des restes organiques indéterminables.

TUN-19 Epaisseur 10 m (460-470 m)

Calcaires gris rosé à la patine et gris clair à la cassure, bien exposés en strates massives, avec des restes de bryozoaires, des coraux coloniaux *Hexagonaria* sp. et des coraux tabulés. C'est un wackestone-packstone bioclastique mais où les abondants restes organiques sont indéterminables pour la plupart, sauf des échinodermes, des bivalves et des ostracodes. Il y a des pellets en moindre proportion et des plages de recristallisation en sparite et en dolomite. On identifie un milieu de dépôt dans un domaine prérécifal à cause de coraux *Thamnopora* sp. remaniés et probablement roulés sur une pente.

TUN-20 Epaisseur 20 m (470-490 m)

Calcaires fossilifères gris à la patine comme à la cassure, en strates massives bien exposées,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

avec de nombreux filonnets de calcite et des fragments de bivalves. En lame mince, on observe un wackestone faiblement bioclastique à plages de sparite et à filonnets colorés par de l'oxyde de fer, plus une légère dolomitisation. On y trouve quelques ostracodes, des spicules calcitisés, des pellets et des restes organiques indéterminables.

TUN-21 Epaisseur 10 m (490-500 m)

Calcaire à grain fin, gris à la patine et la cassure et assez richement fossilifère. En microfaciès, il s'agit wackestone-packstone à pellets et bioclastes : bivalves, brachiopodes, bryozoaires, ostracodes et crinoïdes. Les foraminifères associés sont *Nanicella gallowayi* et *Eogeinitzina devonica* (Pl. 9, fig. 5-6, Pl. 10, fig. 1). Ce dernier microfossile date avec précision le Frasnien le plus supérieur.

4.4.4. Unité IV

TUN-22 Epaisseur 10 m (500-510 m)

Calcaires sableux de couleur grise, à cassure subconchoïdale, bien exposés en bancs minces. Le microfaciès est un wackestone bioclastique à plages de sparite, épines de paléchinides, mollusques, pellets, foraminifères uniloculaires et moravamminides *Moravammina* ? sp., *Evlania* sp. and *Pseudokamaena* ? sp. (Pl. 10, fig. 2-4).

TUN-23 Epaisseur 10 m (510-520 m)

Calcaires faiblement sableux, à quartz silteux dispersés dans la lame et à plages de dolomitisation et filonnets remplis de sparite et teintés par des oxydes. Quelques possibles fragments de mollusques se rencontrent.

TUN-24 Epaisseur 10 m (520-530 m)

Calcaires gris à la patine et à la cassure, bien exposés, en strates massives, très fracturées, avec de nombreux filonnets de calcite. Microfaciès de mudstone apparemment azoïque, avec au moins trois épisodes de fracturation et recristallisation : (a) fractures ; (b) leur remplissage par de la sparite avec de la dolomite aux épontes ; (c) silicification de l'ensemble des constituants du microfaciès.

TUN-25 Epaisseur 10 m (530-540 m)

Calcaires sableux de couleur gris clair à la patine et gris café à la cassure, bien exposés par des bancs massifs, dépourvus de macrofossiles. Les grains de quartz sont de taille moyenne. Des fractures sont remplies de calcite et les surfaces ont un aspect karstique. Le microfaciès

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

ne livre guère plus qu'un mudstone sableux à plages de sparite et filonnets remplis de micrite.

TUN-26 Epaisseur 10 m (540-550 m)

Dolomies grises, en strates moyennes, mal exposées, très fracturées, azoïques, avec quelques nodules d'oxydes de fer et des filonnets de calcite. Microfaciès de calcaires dolomitisés à grain moyen, azoïques et à plages de sparite.

TUN-27 Epaisseur 5 m (550-555 m)

Calcaires sableux, en strates massives, à rares fossiles indéterminés et filonnets de calcite. Microfaciès de calcaires partiellement dolomitisés avec des grains de sparite très grossiers.

TUN-28 Epaisseur 5 m (555-560 m)

Calcaires sableux, en strates massives, à rares fossiles indéterminés et abondants filonnets de calcite.

TUN-29 Epaisseur 20 m (560-580 m)

Calcaires sableux gris à la patine et gris foncé à taches rougeâtres à la cassure (oxydes de fer), se présentant généralement en strates de 2 m d'épaisseur, bien exposées et très fracturées. Microfaciès de calcaires à grain grossier, légèrement dolomitisés, avec des stylolithes et quelques cristaux de quartz subarrondis et bien classés.

TUN-30 Epaisseur 10 m (580-590 m)

Calcaires gris à la patine et à la cassure, en strates massives (d'une épaisseur allant d'un mètre et demi à deux mètres). Des parties bréchifiées sont particulièrement affectées par de l'oxydation. En lame mince se révèle un calcaire à grain grossier partiellement dolomitisé avec des plages de sparite elles aussi dolomitisées et ferruginisées. Les fractures sont remplies de micrite, avec des épontes oxydées. Il n'y a pas de fossiles et les grains quartzeux, de taille moyenne, sont rares.

TUN-31 Epaisseur 10 m (590-600 m)

Au microscope s'observe un calcaire à grain fin, partiellement dolomitisé et ferruginisé, avec des filonnets d'oxydes de fer, mais pas de fossiles.

TUN-32 Epaisseur 10 m (600-610 m)

Grès fins à silteux, de couleur rosé jaunâtre à la patine et gris à la cassure, mais passant par toutes les nuances du gris, du rose et du jaune. Ils sont en strates massives, moyennement exposées. Leur microfaciès est une dolomicrite à fines laminations; probablement une tidalite ou un dépôt de plage. On y note encore des oxydes de fer, des granoclassements et quelques spécimens de fossiles qui sont probablement des mollusques.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

TUN-33 Epaisseur 10 m (610-620 m)

Grès grossiers rougeâtres à cause de la grande quantité d'oxyde de fer qu'ils contiennent, mais aussi avec des teintes grises à roses, en bancs massifs moyennement à mal exposés. Le grain de ces grès est très grossier. Ils sont cimentés par du quartz finement grenu, avec des plages de sparite et d'hématite. Des quartz authigènes montrent des surcroissances et des extinctions ondulantes et parallèles.

TUN-34 Epaisseur 10 m (620-630 m)

Grès gris rouge à la patine et à la cassure, en bancs grossiers à minces. Vers le sommet, la granulométríe s'affine. En lame mince il s'agit d'un grès fin à moyen, avec de la micrite remplissant les pores ainsi que les fractures où elle s'associe à de la dolomite.

TUN-35 Epaisseur 10 m (630-640 m)

Calcaires fossilifères gris ou roses à la patine, gris foncé avec des tons rosés ou rougeâtres à la cassure, en bancs massifs, moyennement exposés et fracturés. Ils ont un microfaciès de wackestone bioclastique et intraclastique où la matrice est une micrite ferrugineuse. Les intraclastes sont micritiques et les bioclastes se composent de spongiaires, ostracodes, calcitarcha, brachiopodes, mollusques et de fragments d'échinodermes. On remarque un moravamminidé indéterminé et un *Pseudokamaena* ? sp. (Pl. 10, fig. 5-6, Pl. 11, fig. 1).

TUN-36 Epaisseur 10 m (640-650 m)

Calcaires roses à la patine et à la cassure, avec des veinules ferruginisés, exposés en bancs massifs d'une épaisseur de 30 m. Le microfaciès correspond à un mudstone à fractures de sparite, légèrement dolomitisé et hématitisé, avec quelques restes fossiles et des stylolithes.

TUN-37 Epaisseur 10 m (650-660 m)

Grès à grain fin et à exposition médiocre. Le microfaciès est plutôt celui d'un calcaire sableux, à fines laminations. Les quartz, de grain moyen, sont anguleux et bien classés.

4.4.5. Unité V

TUN-38 Epaisseur 10 m (660-670 m)

Calcaires fossilifères à patine grise, et gris foncé à la cassure, en bancs massifs, bien exposés et très fracturés, avec pour fossiles des spiriféridés et des coraux. Microfaciès : packstone à pellets, oolithes et bioclastes : calcitarcha, crinoïdes et coraux solitaires, dans lequel sont dolomitisées et ferruginisées. Ce type de microfaciès, qui a été rencontré à Tule, donne à penser qu'on est ici aussi dans le Mississippien.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

TUN-38 (1) Epaisseur 10 m (670-680 m)

Calcaires fossilifères à patine grise, et gris foncé à la cassure, en bancs massifs, bien exposés et très fracturés Microfaciès : packstone à pellets,: crinoïdes et coraux solitaires, avec quelques plages de la lame mince sont dolomitisées et ferruginisées. C'est encore un microfaciès du Mississippien.

TUN-38 (T) Epaisseur 10 m (680-690 m)

Calcaires fossilifères à patine grise, et gris foncé à la cassure, en bancs massifs, bien exposés et très fracturés. Microfaciès : grainstone bioclastique à pellets, coraux solitaires, cortoïdes, ostracodes et crinoïdes, avec des fractures remplies de micrite parfois ferruginisée et rarement dolomitisée.

TUN-39 Epaisseur 10 m (690-700 m)

Calcaires sableux à laminations et lentilles de silex. Les grains de quartz y sont grossiers, subarrondis et bien classés. Il y a quelques feldspaths plagioclases. Les fossiles sont rares. Le microfaciès est un grainstone sableux à rares oolithes et *Stacheoides tenuis* (Pl. 11, fig. 4). C'est dèjà un Tournaisien élevé ou un Viséen inférieur ; ce qui pose problème puisque nous sommes apparemment à la base du Tournaisien local.

TUN-40 Epaisseur 10 m (700-710 m)

Calcaires sableux, gris à la patine comme à la cassure. Des stratifications obliques se manifestent dans les passées les plus sableuses. On observe des stratifications obliques. On trouve des coraux solitaires de 2 cm de diamètre. La lame mince livre un grainstone sableux à pellets et bioclastes. Les grains de quartz y sont de taille moyenne, anguleux à subanguleux, et modérément classés. La diagenèse tardive ajoute quelques plages dolomitisées, des filonnets de sparite et des ferruginisations. De rares foraminifères *Granuliferelloides* sp. (Pl. 11, fig. 3-4) fournissent un âge tournaisien assez bas ; ce qui renforce l'interrogation précédente sur les *Stacheoides*.

TUN-41 Epaisseur 10 m (710-720 m)

Calcaires fossilifères à patine grise, et gris foncé à la cassure, bien exposés, en bancs massifs. On retrouve les fossiles habituels : coraux solitaires, crinoïdes et plus rares brachiopodes. En microfaciès on distingue un packstone-grainstone avec les groupes fossiles que ceux qui viennent d'être énumérés.

TUN-42 Epaisseur 10 m (720-730 m)

Calcaires gris foncé à la patine comme à la cassure ; à lentilles et d'intercalations de silex,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

avec des coraux solitaires et des restes de crinoïdes. Il y a des microcavernes de dissolution. Ils se présentent en strates massives d'une épaisseur de 10 m, mal exposées. On retrouve un microfaciès de grainstone bioclastique à très nombreux crinoïdes (dont certains sont silicifiés), une grande quantité de pellets, des coraux solitaires, des brachiopodes, et de très rares restes algaires ou de trilobites (Pl. 11, fig. 5).

TUN-43 Epaisseur 10 m (730-740 m)

Calcaires fossilifères, gris à la patine, gris foncé à la cassure, en strates massives, bien exposées, avec des *Syringopora* sp., des coraux solitaires et des crinoïdes, qu'accompagnent des lentilles de silex.

TUN-44 Epaisseur 10 m (740-750 m)

Calcaires fossilifères, gris à la patine, gris foncé à la cassure qui est conchoïdale. Ils se présentent en strates massives, très fracturées avec des lentilles de silex et des microcavernes de dissolution. Les fossiles se composent de tiges de crinoïdes, de coraux solitaires et de brachiopodes. C'est un grainstone avec une grande abondance de pellets, des fragments de crinoïdes, des brachiopodes, des bivalves et de possibles ostracodes. Un corail solitaire a ses septes remplacés par de la silice.

TUN-45 Epaisseur 10 m (750-760 m)

Calcaires fossilifères, gris à la patine, gris foncé à la cassure, bien exposés, en strates massives, avec des lentilles de silex et de grès. Ils contiennent des restes de crinoïdes et de brachiopodes et ont une épaisseur de 7 m.

TUN-46 Epaisseur 10 m (760-770 m)

Calcaires granulaires, roses à gris à la patine, et cafés à gris à la cassure, moyennement exposés et avec intercalation de lentilles de silex. Grainstone à pellets et bioclastes, avec des laminations de matière organique, des ossicules de crinoïdes, des bryozoaires et des ostracodes. Ici, comme dans la plupart des autres microfaciès mississippiens, il s'agit de dépôts de plates-formes externes

TUN-47 Epaisseur 10 m (770-780 m)

Calcaires granulaires, gris à café à la patine, et de couleur café à la cassure. Ils se présentent en strates massives d'exposition moyenne à mauvaise, et ont une odeur fétide au choc du marteau. Grainstone à pellets et à bryozoaires, ostracodes et crinoïdes.

TUN-48 Epaisseur 10 m (780-790 m)

Calcaires granulaires, gris foncé à la patine, et gris clair à la cassure, en bancs massifs, bien

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

exposés. Grainstone riche en pellets et dans une moindre proportion en fragments de crinoïdes ; avec des ostracodes et des filonnets de sparite.

TUN-49 Epaisseur 10 m (790-800 m)

Calcaires granulaires, gris clair à la patine et gris foncé à la cassure, en strates massives, mal exposées, bourrés de lentilles de silex mais pauvres en fossiles. En lame mince, peu de renseignements s'ajoutent : on voit un grainstone avec de nombreux pellets, de possibles restes algaires et de rares fragments d'échinodermes.

TUN-50 Epaisseur 10 m (800-810 m)

Calcaires fins à patine gris foncé et cassure grise, mal exposés, avec des intercalations de silex. Au microscope, c'est un mudstone avec une fracture remplie de micrite.

TUN-51 Epaisseur 10 m (810-820 m)

Calcaires granulaires gris foncé à la patine et à la cassure, mal exposés et avec interposition de couches de silex. Grainstone bioclastique à grain moyen, légèrement dolomitisé et à fragments d'échinodermes.

4.4.6. Bilan et perspectives

Le Cerro El Palmar livre la meilleure coupe de la Formation Martin que nous connaissions. Le Frasnien supérieur est richement fossilifère (TUN15-TUN21) et montrent quelques bioconstructions. Le Famennien local, encore mal caractérisé micropaléontogiquement (il faudra chercher des conodontes, des spores ou préciser la valeur des moravamminides présents dans TUN 22 et TUN 35). Par superposition entre les derniers niveaux à microfossiles suprafrasniens et l'apparition des premiers fossiles tournaisiens (TUN39-TUN40), ce Famennien serait, aussi, le plus complet que nous ayons rencontré. Par contre, l'événement Kellwasser ne se marquerait que la susdite élimination des microfaunes frasniennes. C'est apparemment souvent le cas en Amérique du Nord. Par contre, le passage à l'Escabrosa (TUN38 ?, TUN39-TUN40), mieux marqué lithologiquement, paraît plus propice à une étude géochimique de l'événement Hangenberg.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

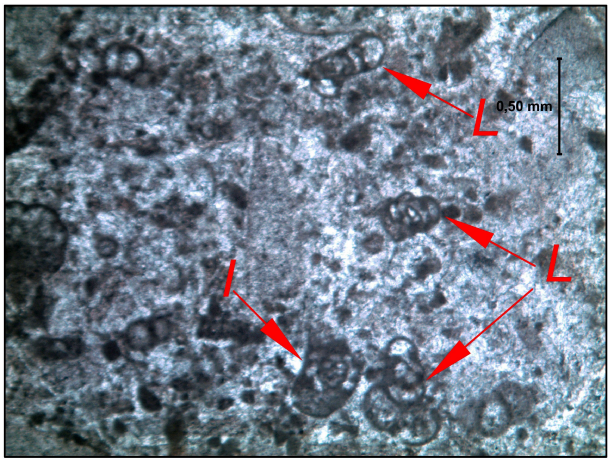


Fig.1 *Laxoendothyra* sp. (L) et *Inflatoendothyra* sp. (I) TT4.2F

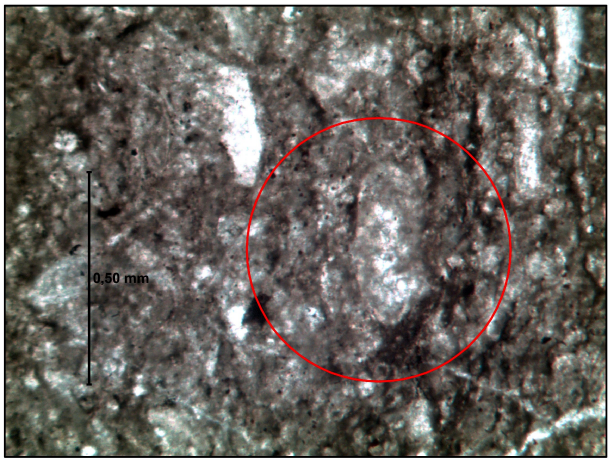


Fig.2 *Nanicella gallowayi* ; section axiale TT 18(F)

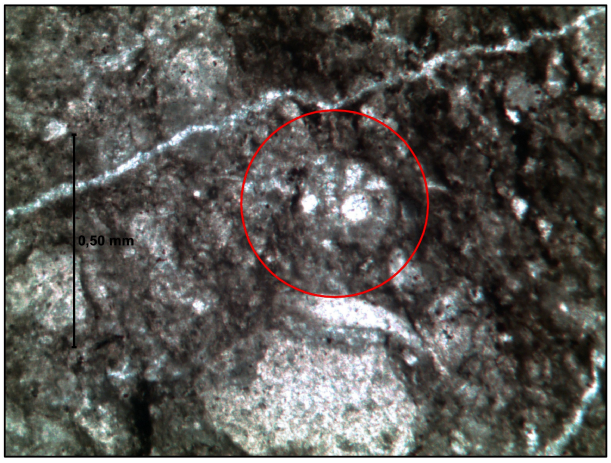


Fig.3 *Nanicella gallowayi* ; section transverse TT 18(F)

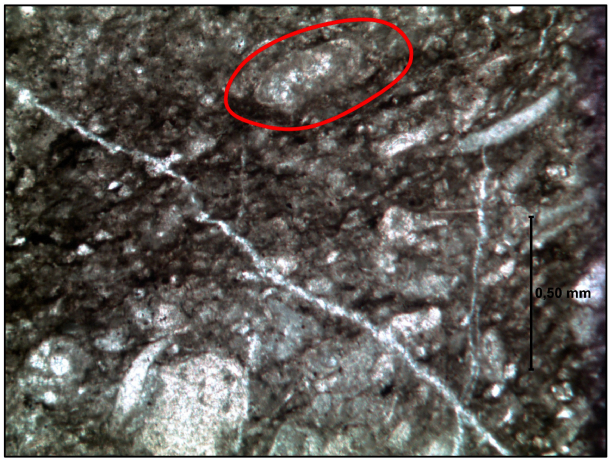


Fig.4 *Nanicella gallowayi*
(détaillé sur les fig. # 2 et 3) TT 18.2(F)

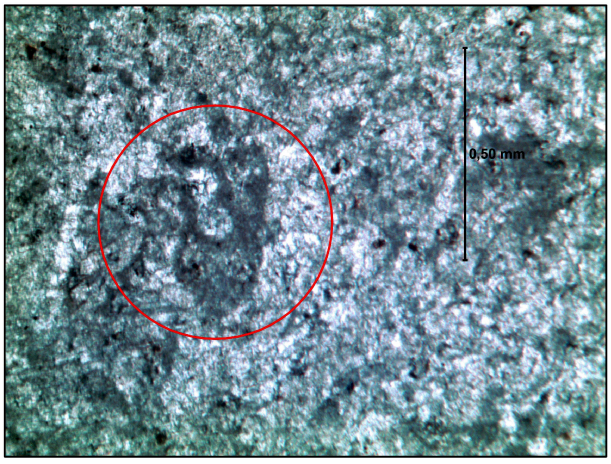


Fig.5 *Granuliferella* sp. ; section oblique TT29(F)

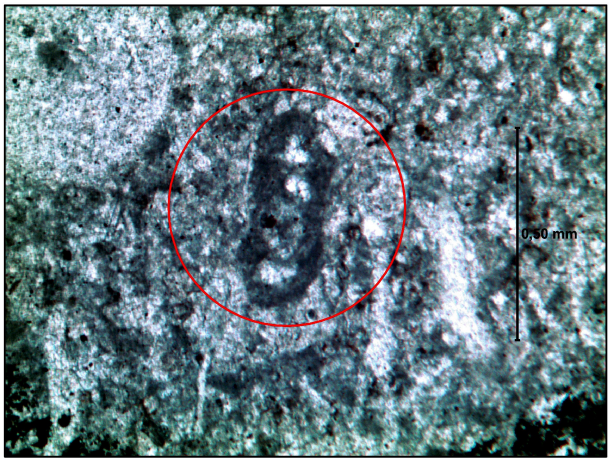


Fig.6 *Granuliferella* sp. ; section oblique TT 29(F)

PLANCHE 5

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

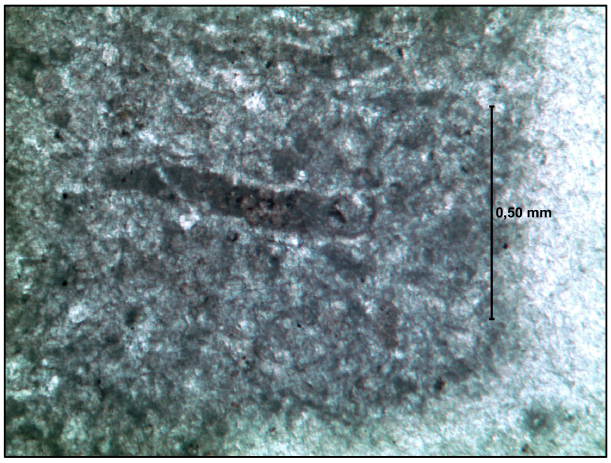


Fig.1 *Kettnerammina* sp. ; section axiale TT29(F)

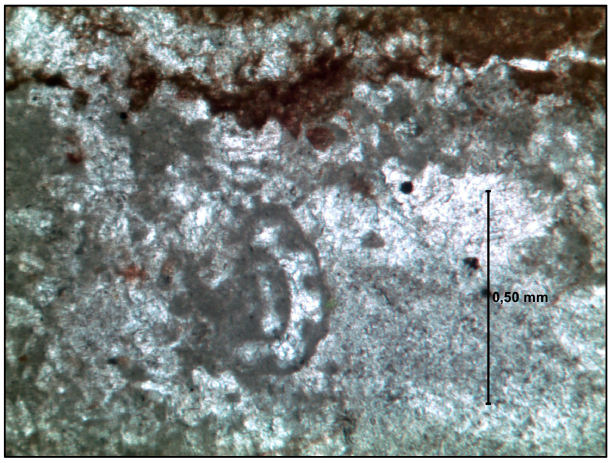


Fig.2 *Laxoendothyra* sp. TT34.2F

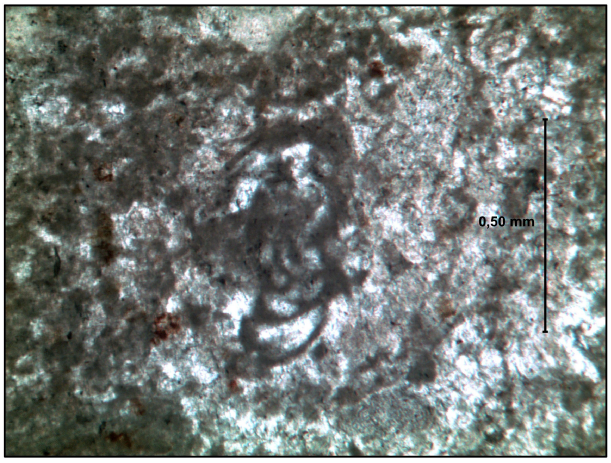


Fig.3 *Laxoendothyra* sp. ; section axiale TT34.2F

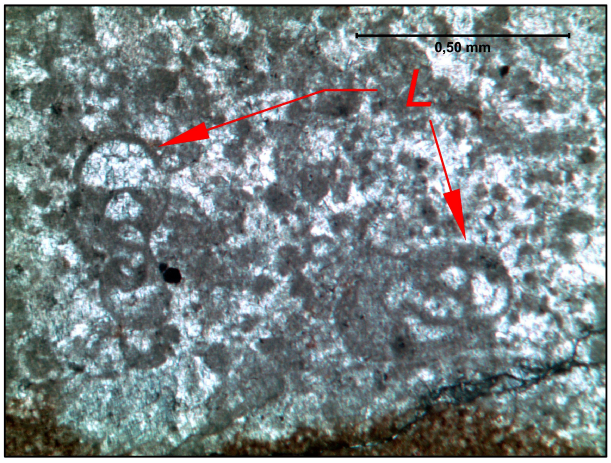


Fig.4 *Laxoendothyra* sp; 2 sections TT34.2F

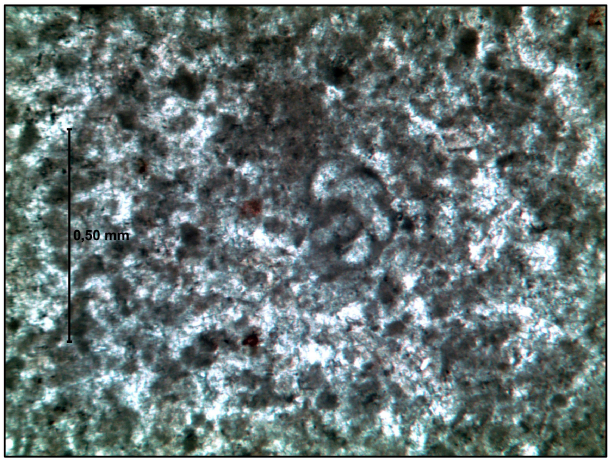


Fig.5 *Laxoendothyra* sp. ; section transverse TT34.2F

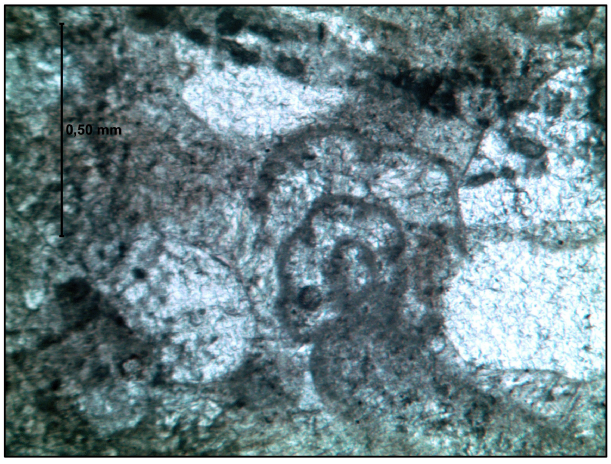


Fig.6 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* ;
section transverse TT38

PLANCHE 6

© 2012 Tous droits réservés.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

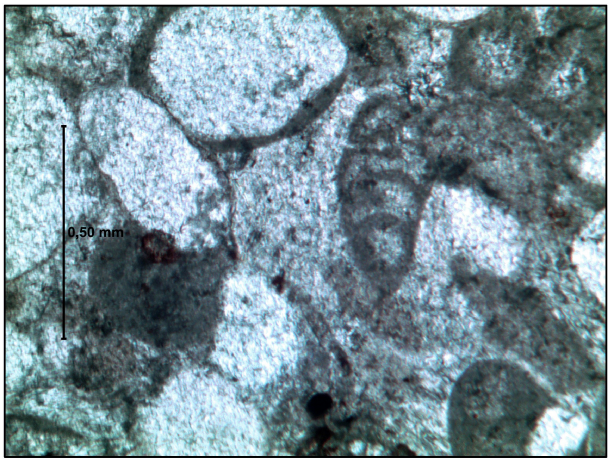


Fig.1 *Palaeospiroplectammina* ex gr. *tchernyshinensis* TT38

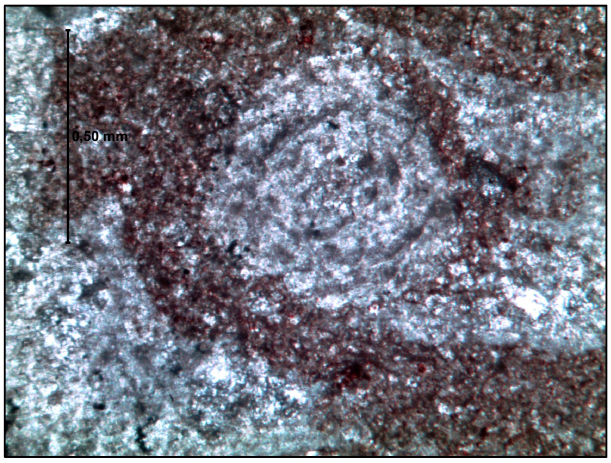


Fig.2 *Stacheoides tenuis* TT42.2F

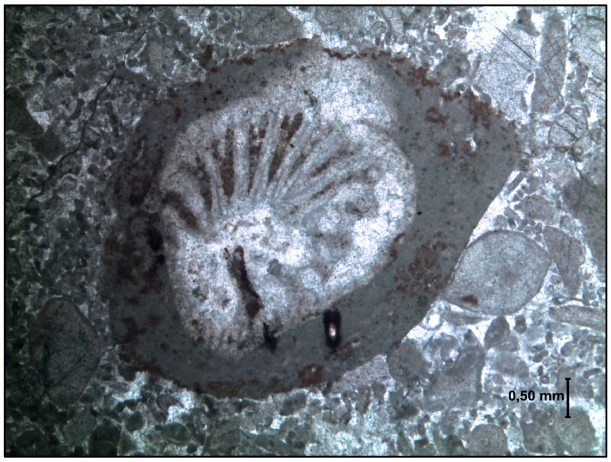


Fig.3 Microfaciès avec un zaphrentidé encroûté remanié TT42.3F

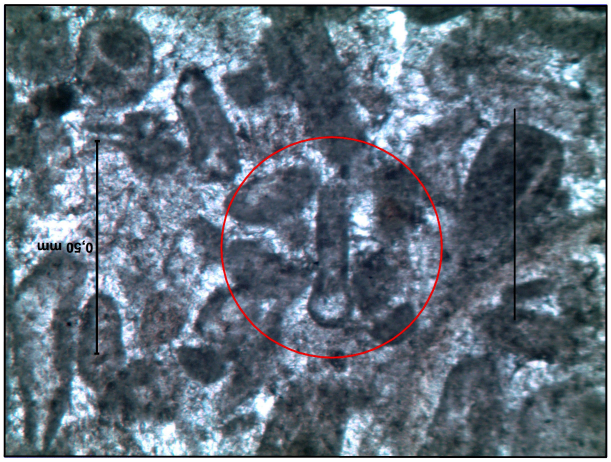


Fig.4 *Earlandia elegans* ; section axiale TT48(10)

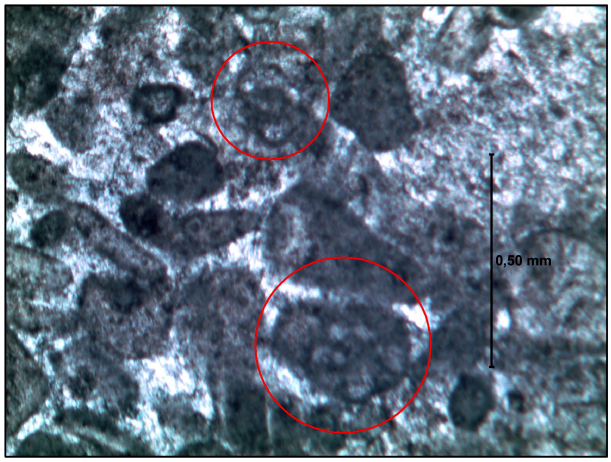


Fig.5 *Endothyra prisca* ; 2 sections TT48(10)

PLANCHE 7

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

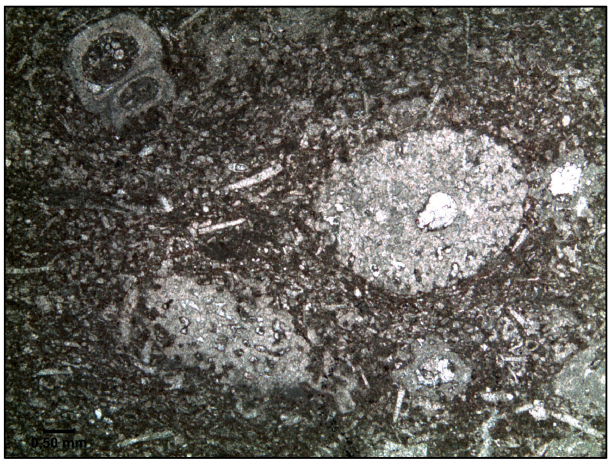


Fig.1 *Amphipora ramosa* Tun13

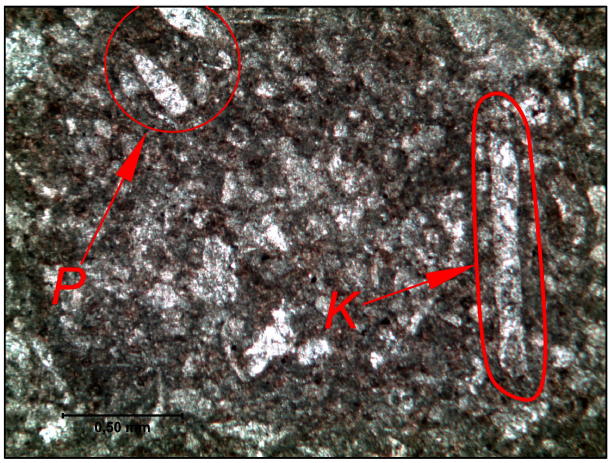


Fig.2 *Kettnerammina* sp. (K) et *Proninella tamarae* (P) Tun13

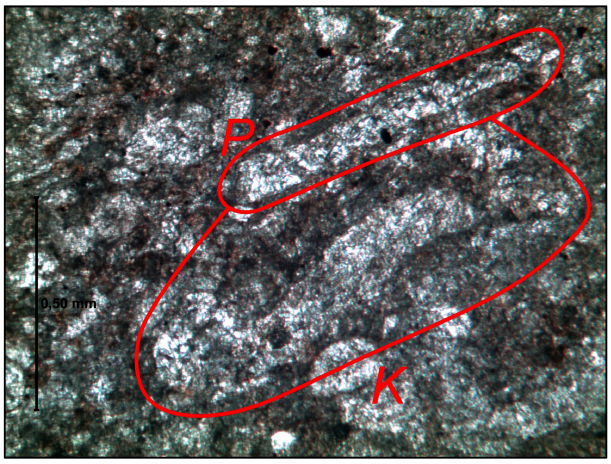


Fig.3 *Kettnerammina* sp. (K) et *Proninella tamarae* (P) Tun13

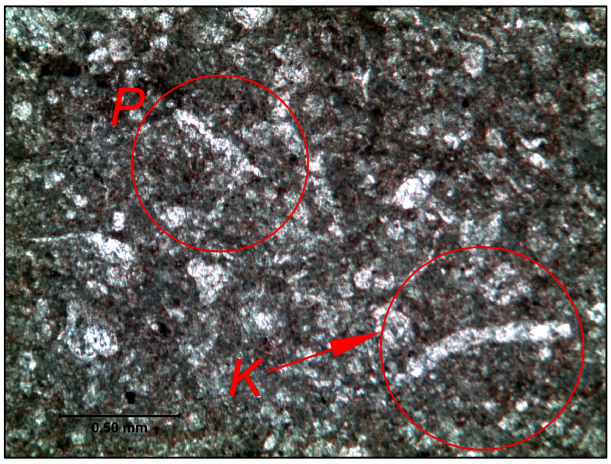


Fig.4 *Kettnerammina* sp. (K) et *Proninella tamarae* (P) Tun13

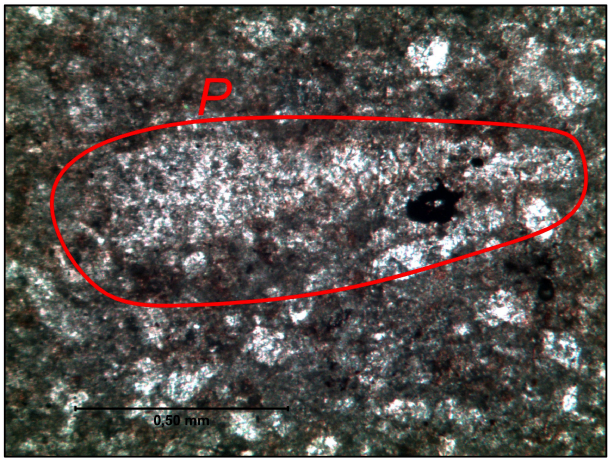


Fig.5 *Proninella tamarae* (P) Tun13

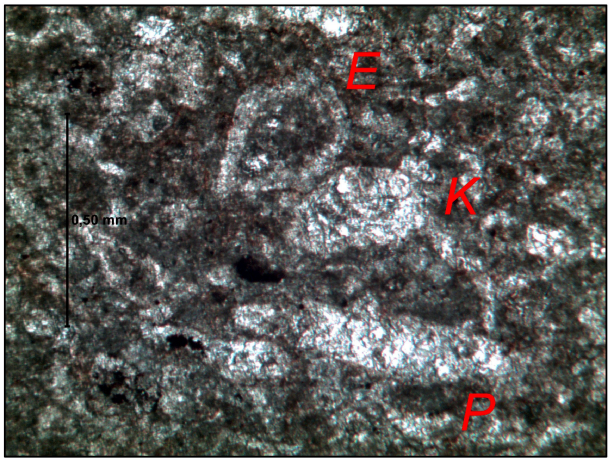


Fig.6 *Evlania* sp. (K), *Proninella tamarae* (P) et *Kettnerammina* sp. (K) Tun13

PLANCHE 8

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

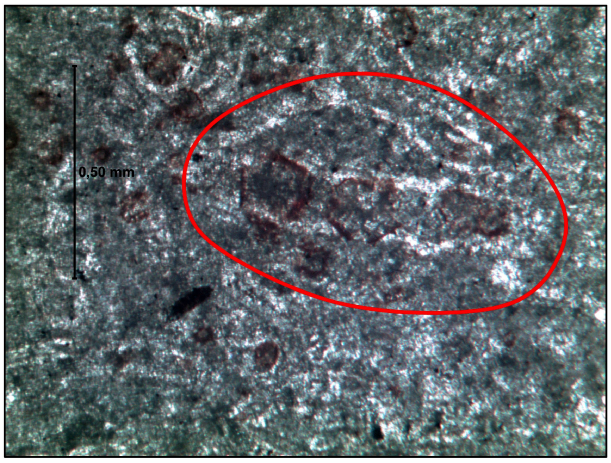


Fig.1 *Kettnerammina* sp. Tun13A

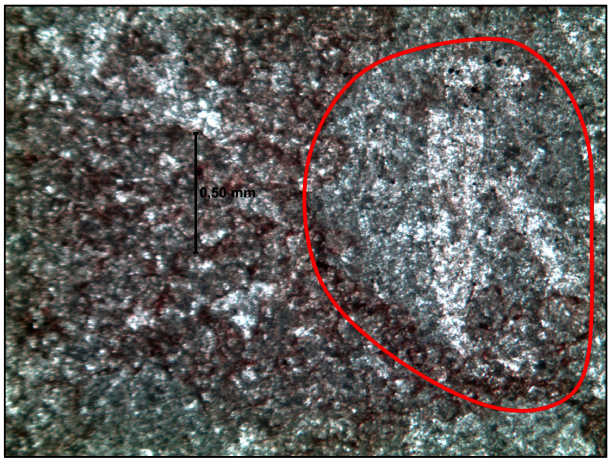


Fig.2 *Proninella tamarae* Tun13A

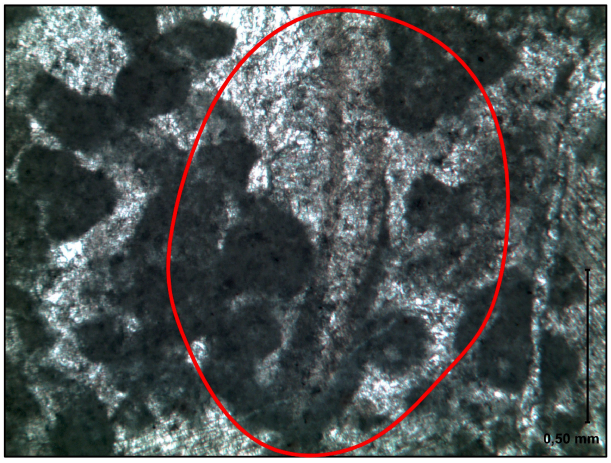


Fig.3 *Kettnerammina* sp. Tun14

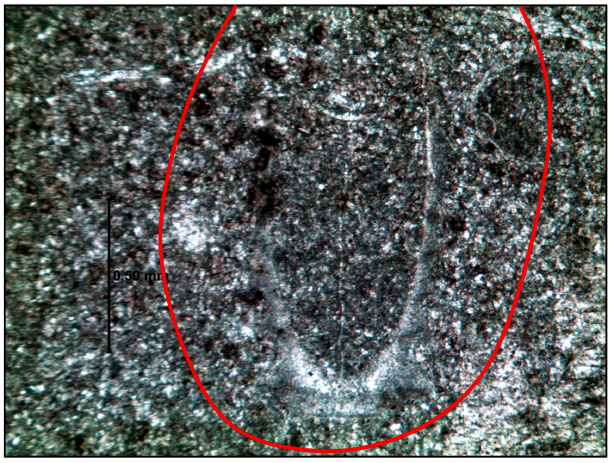


Fig.4 *Tentaculites* sp. Tun17

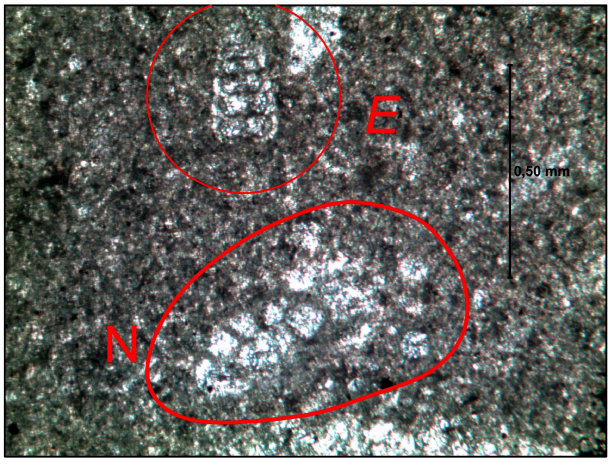


Fig.5 *Nanicella gallowayi* (N) et *Eogeinitzina devonica* (E) Tun21

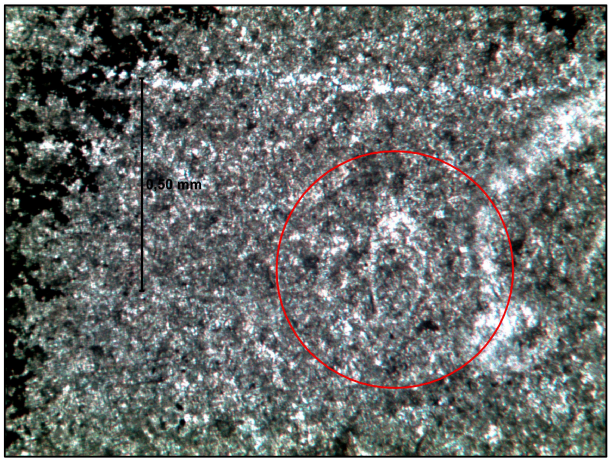


Fig.6 *Eogeinitzina devonica* Tun21

PLANCHE 9

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

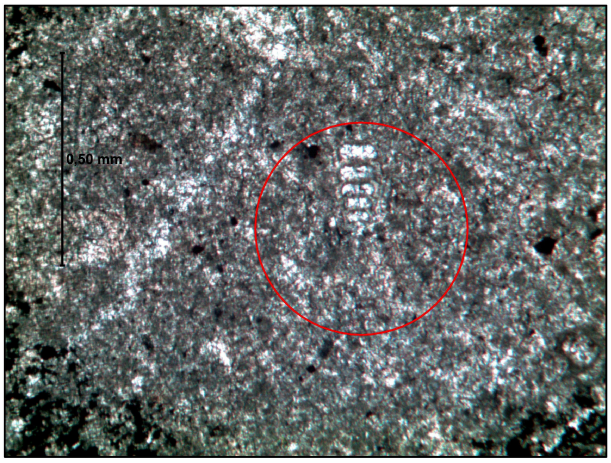


Fig.1 *Eogeinitzina devonica* Tun21

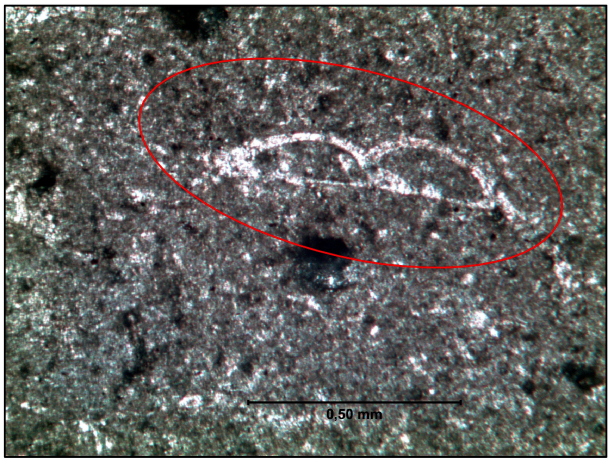


Fig.2 *Moravammina ?* sp. Tun22

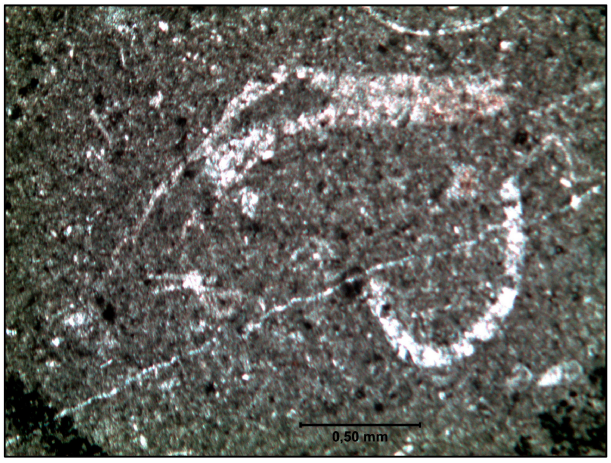


Fig.3 *Evlania* sp. Tun22

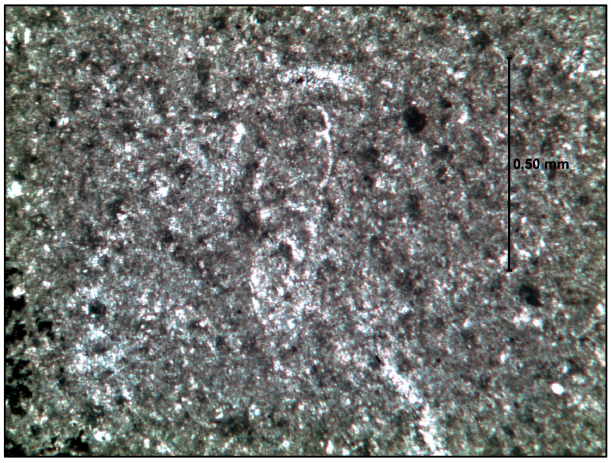


Fig.4 *Pseudokamaena ?* sp. Tun22

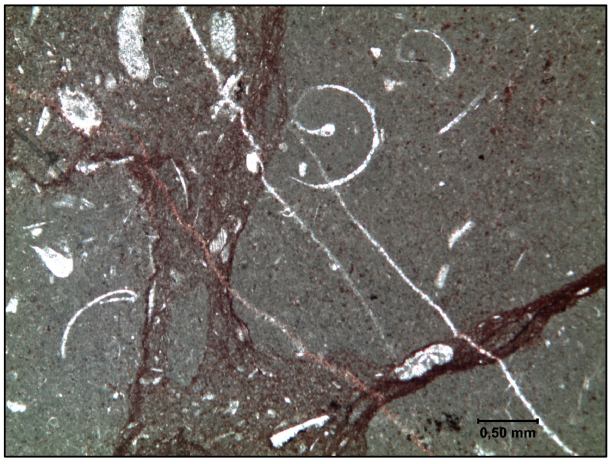


Fig.5 Microfaciès de wackestone bioclastique Tun35F



Fig.6 Moravamminide indéterminé Tun35F

PLANCHE 10

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

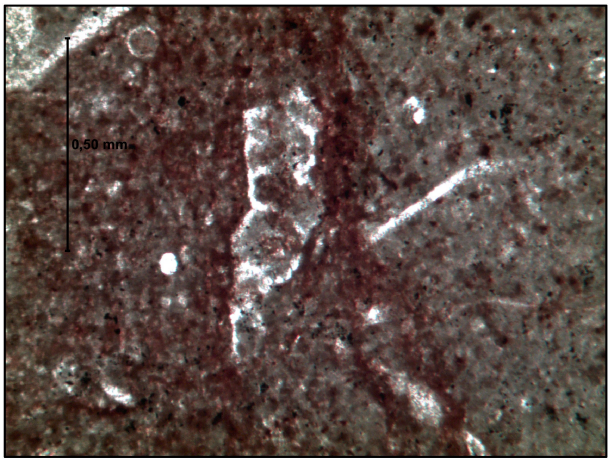


Fig.1 *Pseudokamaena ?* sp. Tun35

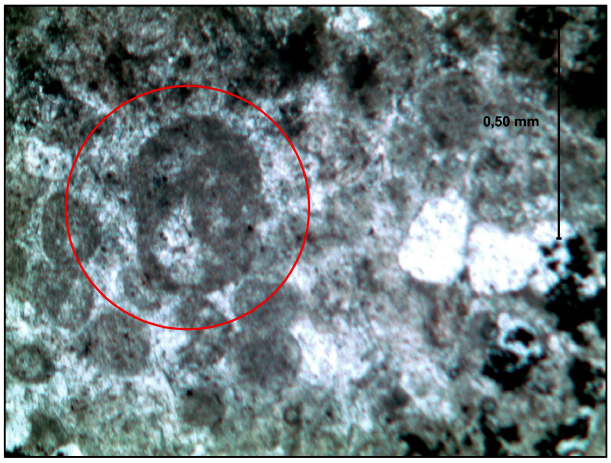


Fig.2 *Granuliferelloides* sp. Tun40

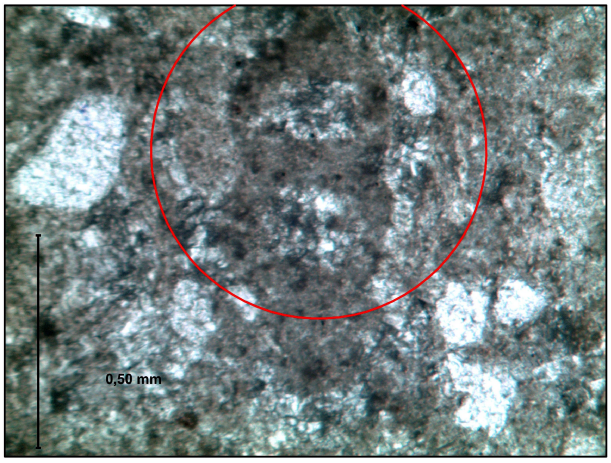


Fig.3 *Granuliferelloides* sp. Tun40

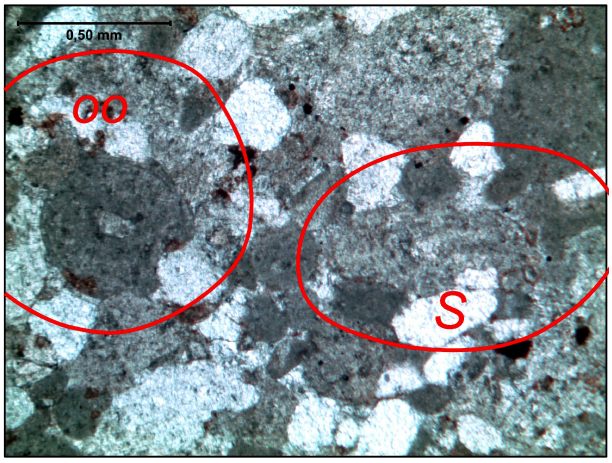


Fig.4 Grainstone sableux à oolithes (oo) et *Stacheoides tenuis (S)* Tun39

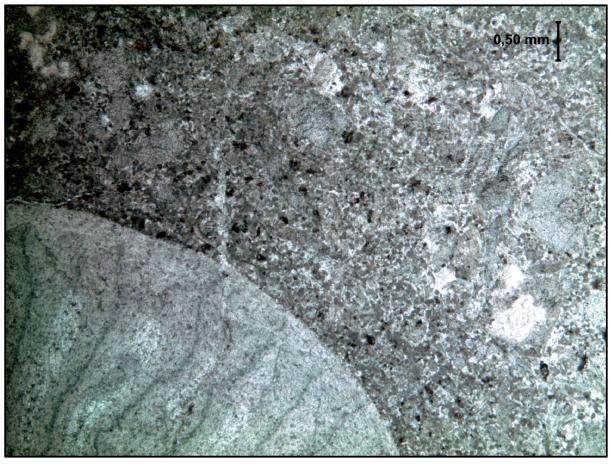


Fig.5 Grainstone bioclastique et à fins pellets. Un zaphrentidé est présent dans le coin inférieur gauche Tun42T

PLANCHE 11

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

5. LES AFFLEUREMENTS D'ARIVECHI

5.1. Localisation

La région étudiée se situe sur le territoire du village d'Arivechi, dans la partie centro-orientale du Sonora, à 240 km environ d'Hermosillo. Cette localité a pour coordonnées : 12 R 677717.53 ; E 3201712.26m N ; et 513 m d'altitude. La région est réputée géologiquement à cause de son Cerro de las Conchas (Colline des Coquilles), qui offre une riche faune du Crétacé inférieur.

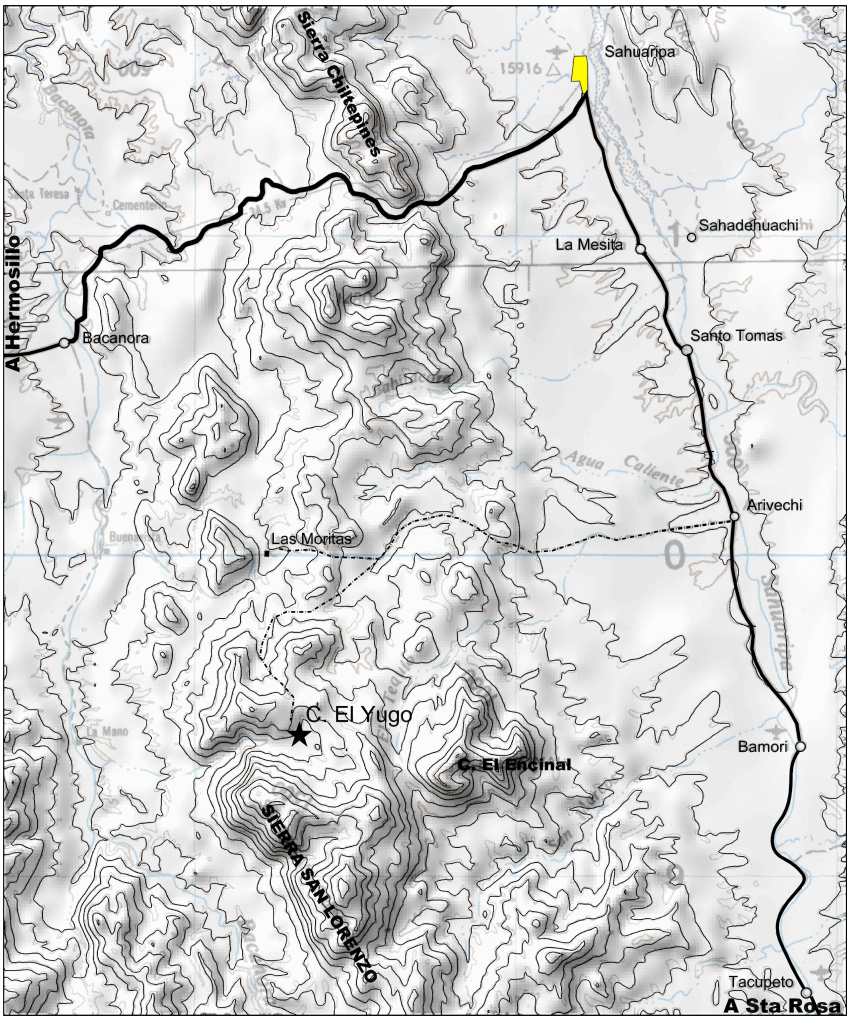


Fig. 15 : Carte de localisation du Cerro El Yugo

On accède au secteur d'étude en empruntant d'abord la route Hermosillo-Sahuaripa qui est grosso modo Ouest-Est. On doit la quitter pour rouler vers le Sud pendant 20 km et atteindre Arivechi. De là, on prend la piste qui relie tous les Ranchos de la région ouest. Cinq km environ avant d'arriver à l'un de ces Ranchos, appelé le "Real Viejo", un embranchement conduit à la mine Ebenezer ; et c'est un km avant de parvenir à cette mine qu'on atteint le

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Cerro El Yugo (Fig. 15-16). Encore peu connu dans le détail, ce dernier présente pourtant, on le verra, d'excellents affleurements du Paléozoïque supérieur.

5.2. Travaux précédents

Le secteur d'étude a été abordé au cours de différents travaux de géologie, tant ponctuels que régionaux. Le premier auteur qui fit mention des roches sédimentaires du secteur fut Remond de Corbineau en 1866 ; peu après Gabb (1869) dressa le premier inventaire des fossiles du Crétacé inférieur (voir Almazán-Vázquez et Palafox, 1985).

King (1939), à la faveur d'une étude géologique minutieuse, utilisa pour la première fois les noms de Formation Palmar et de Formation Potrero dans le but de décrire les séquences sédimentaires calcaires du Cerro de Las Conchas et du Cerro del Palmar, en leur adjoignant toutefois les roches détritiques.

Palafox et al. (1984) signalent des roches du Paléozoïque supérieur dans une petite colline à l'Est du Cerro de las Conchas, et reconnaissent que la position structurale de ces roches au-dessus du Crétacé supérieur prouve l'existence d'une période de déformation tangentielle qui a fait chevaucher des roches paléozoïques qu'ils appelleront un an plus tard la Formation Peñasco Blanco sur la Formation Potrero au sens de King (*opus cit.*).

Palafox et Martínez (1985) et Martínez et Palafox (1985), dans un article préliminaire et dans leur thèse commune sur la région d'Arivechi, ont soulevé plusieurs problèmes de nomenclature lithostratigraphique en s'appuyant sur des arguments de terrain. Alors que King (*op. cit*) avait décrit sa Formation Palmar dans un sens très large, les deux auteurs, dans leurs travaux, proposent de n'appliquer ce nom qu'à la série de calcaires et de dolomites d'âge paléozoïque probable qui affleure au sommet du Cerro del Palmar. D'autre part, ils assignent un âge crétacé inférieur à la série plissée de lutites et de grès qui se rencontre dans l'arroyo (ruisseau asséché) Tarachi, où on peut observer le contact tectonique entre les deux unités.

La Formation Potrero fait aussi l'objet d'une nouvelle terminologie, car l'épaisse série détritique, qui en faisait partie dans la définition originelle, n'est pas en continuité stratigraphique avec la série carbonatée du Crétacé inférieur ; les deux auteurs proposent donc le nom de Groupe d'Arivechi pour décrire les roches du Crétacé inférieur, et celui de Formation Potrero pour la série détritique du Crétacé supérieur, étant donné que la série type de cette formation s'observe au Rancho El Potrero.

Enfin, Palafox et Martínez et Martínez et Palafox (*op. cit*.) proposent le terme de Formation

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Peñasco Blanco, comme nous venons de le dire, pour désigner des calcaires gris affleurant au milieu des lutites crétacées et en contact structural avec elles. Ils en fixent l'âge mississippien moyen, sur la foi du polypier *Amplexizaphrentis clinatus* et du brachiopode *Brachythyrina* sp. Malgré que la faute de notre article : *Brachytyrina*, ait été reprise même par les scrupuleux Stewart et Poole (2002, p. 28) ; je tiens à rétablir ici l'orthographe exacte du nom de ce fossile…

Minjarez et al. (1985) indiquent que des couches de l'unité inférieure de la Formation Palmar ne sont pas crétacées mais qu'elles ont un âge permien inférieur, en se fondant sur les foraminifères *Schubertella* sp. et "*Schwagerina*" sp. (probablement *Thompsonites* ; voir chapitre 9) découverts aux abords de la Sierra Santo Domingo. Cependant eux non plus ne se résolvent pas à abandonner le nom de Formation Palmar.

Lors de travaux sur la Sierra Chiltepín, Himanga (1977, 1981), en fondant sur la découverte d'une algue fossile, émet l'hypothèse, que la Formation Agua Caliente est d'âge crétacé supérieur. A l'inverse, Pubellier (1987) considère qu'il s'agit plutôt de Cambrien à trilobites Flinn (1977) a proposé de même qu'une partie du Crétacé du Cerro El Macho soit rattachée au Paléozoïque inférieur. Ces discussions montrent bien la complexité structurale du secteur.

Dans sa thèse, Pubellier (1987) décrit aussi une série du Paléozoïque supérieur (Mississippien-Permien) au Cerro El Palmar en position allochtone, qui elle aussi avait été précédemment décrite comme crétacée supérieure. Il suggère une corrélation avec les séquences paléozoïques des Sierras Martínez, près de la localité du Llano Colorado, et indique que la série inférieure détritique et carbonatée a dû être plissée après le Cambrien et avant le Mississippien (phase Antler) et que, de ce fait, un hiatus important existe entre l'Ordovicien et le Dévonien.

Eguizábal-Martínez (1988) donne un bon inventaire bibliographique de la région qu'il appelle : Bacanora-Arivechi.

Pérez-Ramos (1992), dans sa thèse rédigée à l'Université du Texas, mentionne une épaisse série du Permien inférieur, dont certains niveaux à grandes fusulinines, le long d'une coupe effectuée de l'arroyo du Real Viejo à la mine d'Ebenezer.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

5.3. Description de la coupe étudiée

La série du Cerro El Yugo (Fig. 16-17), que je vais décrire en détail, était encore peu connue. J'y recherchais le contact entre la Martin et l'Escabrosa, c'est-à-dire celui du Dévonien supérieur et du Mississippien inférieur.

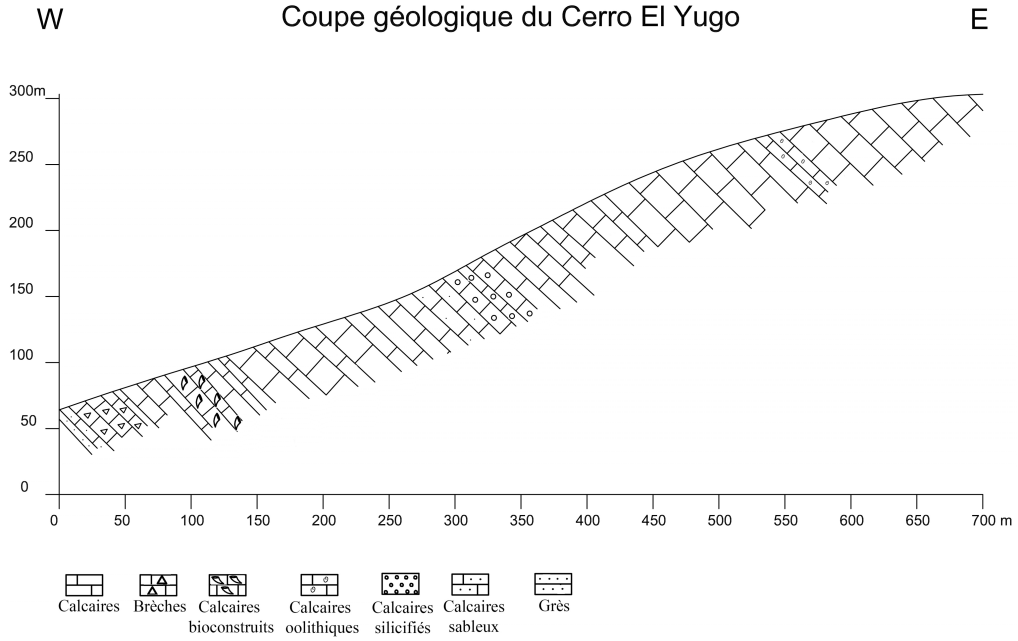


Fig. 16 : Coupe géologique du Cerro El Yugo.

Comme à la Sierra Agua Verde, j'ai voulu subdiviser les formations susdites en différentes unités lithostratigraphiques. Elles correspondent cette fois plus nettement à des séquences de 3^{e} ou 4^{e} ordre car la tectonique du Cerro El Yugo est beaucoup moins intense. 9 unités et 50 sous-unités lithologiques ont été distinguées.

5.3.1. Unité I

1.- Grès calcaires à patine rose, gris rose à la cassure, en strates massives, avec des parties bréchiques. Ils affleurent au pied du Cerro El Yugo. 38,6 m.

2.- Brèche à patine rose, café à la cassure, avec des fragments anguleux dolomitiques. Bien exposées en strates massives, ces roches, affectées de nombreux filonnets de calcite, renferment d'abondants polypiers tabulés.

3. - La séquence 3 est identique.

L'épaisseur de 2 et 3 est de 21,3 m.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

5.3.2. Unité II

4.- Calcaires gris à la patine et à la cassure, avec des bancs minces à épais, bien exposés. Au microscope, on a affaire à un wackestone bioclastique et sableux à crinoïdes et stromatoporoïdes de type *Amphipora ramosa*, qui permettent d'assigner au dépôt un âge dévonien supérieur frasnien, ainsi que de préciser le type d'environnement car il est bien connu que les amphipores prospéraient dans les lagons, tandis que les stromatoporoïdes massifs se développaient dans les mêmes eaux chaudes et peu profondes et constituaient le coeur des récifs. On trouve aussi des *Sycidium* ? sp. (Pl. 12, fig. 1-2).

5.- Dolowackestone à restes de tiges de crinoïdes.

6.- Calcaires bioconstruits (Fig. 18), gris à la patine et à la cassure, avec des macrofossiles de type *Chaetetes.* Au microscope, on identifie un boundstone récifal construit par des coraux tabulés et des stromatoporoïdes *Stachyodes* sp. du Frasnien (Dévonien supérieur) (Pl. 12, fig. 3-5). Latéralement, cette lithologie fait place à des encrinites grises ayant approximativement 2 mètres d'épaisseur. L'épaisseur totale de cette unité est de 40 m. La topographie récifale est assez bien conservée.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

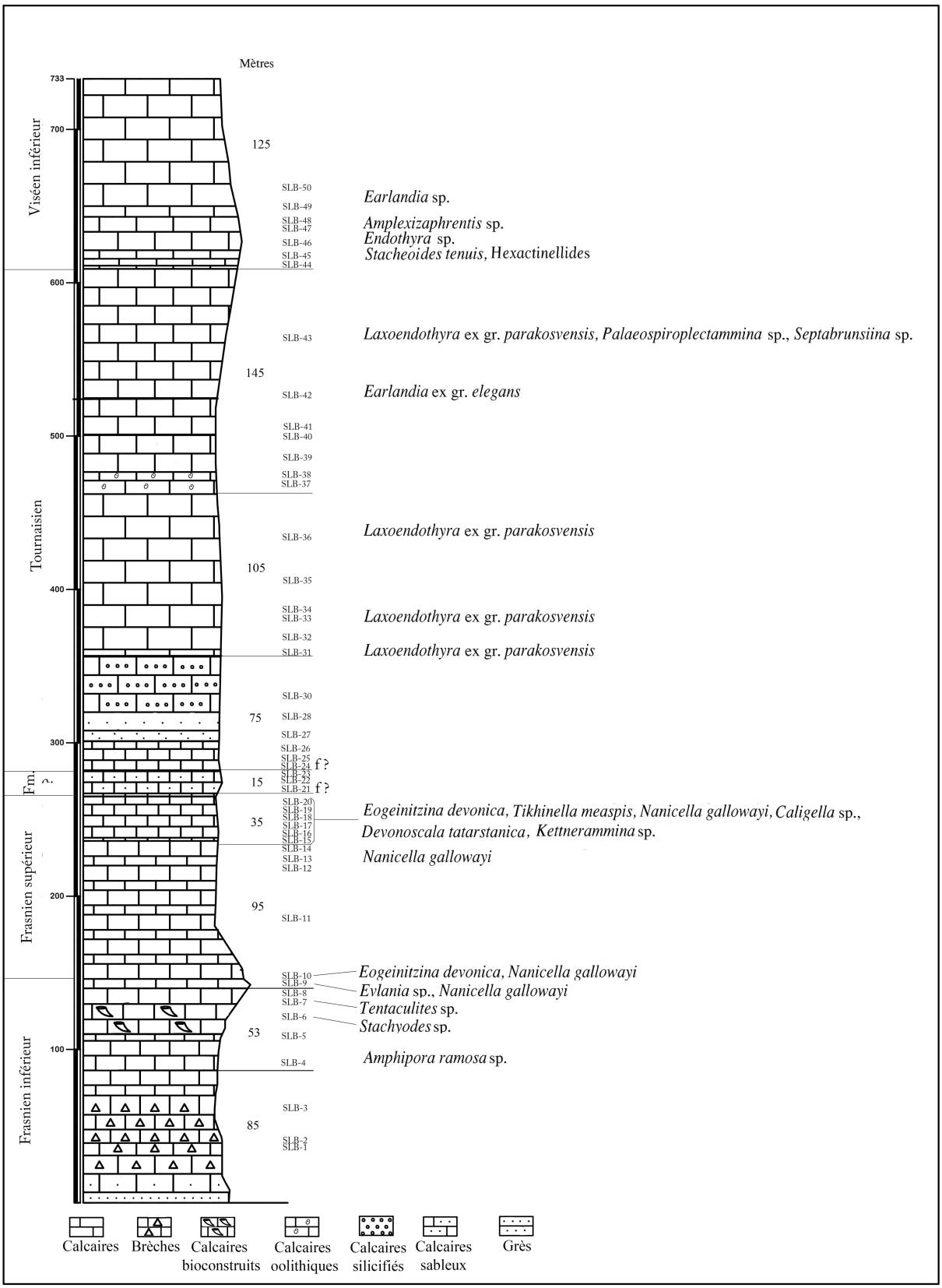


Fig. 17 : Colonne stratigraphique du Cerro El Yugo.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

7.- Calcaires gris à la patine et à la cassure, en strates épaisses à massives, bien exposées et contenant des coraux solitaires. Les filonnets de sparite forment un réseau dense. En lame mince, on découvre un wackestone bioclastique à crinoïdes et *Tentaculites* sp. (Pl. 12, fig. 6) appartenant à un Dévonien indéterminé.

8.- Calcaires gris à la patine et à la cassure, en strates épaisses à massives, bien exposées et passant vers le haut à une brèche synsédimentaire. Le microfaciès du calcaire est un wackestone dolomitisé à nombreux fragments de tiges de crinoïdes.



Fig. 18 : Calcaires bioconstruits frasniens, à tabulés et stromatoporoïdes, du Cerro El Yugo.

5.3.3. Unité III

9.- Calcaires gris à la patine et à la cassure, en strates épaisses à massives, bien exposées et renfermant de nombreux fragments de tiges de crinoïdes. Des lentilles de silex s'intercalent. Le microfaciès montre un wackestone à débris de stromatoporoïdes, foraminifères *Nanicella gallowayi* et moravamminides *Evlania* sp. du Frasnien (Pl. 13, fig. 1-2).

10.- Calcaires gris à la patine et gris foncé à la cassure, en strates épaisses, à silex et bryozoaires. Au microscope, se révèle un wackestone bioclastique à restes de crinoïdes, stromatoporoïdes, ostracodes et foraminifères comme par exemple *Nanicella gallowayi* et *Eogeinitzina devonica* de la biozone supérieure du Frasnien supérieur (Pl. 13, fig. 3-6, Pl. 14, fig. 1).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

11.- Calcaires gris à la patine et à la cassure, en strates épaisses à massives, bien exposées et renfermant une grande quantité de coraux coloniaux. Au microscope s'observe un wackestone bioclastique à restes de tiges de crinoïdes. Epaisseur de 74 m.

12.- Wackestone bioclastique à restes de tiges de crinoïdes et gastéropodes (= 35 m).

13.- Wackestone bioclastique à restes de tiges de crinoïdes et présence de *Nanicella gallowayi* (= 6 m) (Pl. 14, fig. 2).

14.- Wackestone bioclastique à restes de tiges de crinoïdes (= 11m).

5.3.4. Unité IV

15.- Calcaires gris à la patine et gris foncé à la cassure se présentant en strates moyennes à minces. Ils admettent des intercalations de grès de couleur rose, de grain fin à grossier, en couches peu épaisses et recélant des gastéropodes *Euomphalus* sp. Le calcaire est un wackestone bioclastique à restes de tiges de crinoïdes, gastéropodes et divers microfossiles : *Tikhinella measpis, Nanicella gallowayi*, *Kettnerammina* sp., *Devonoscala* sp. 1 et *Amphipora ramosa* (Pl. 14, fig. 4-6, Pl. 15, fig. 1-3). Epaisseur de 9 m.

16.- Calcaires gris à la patine et gris foncé à la cassure, en strates moyennes à minces; avec des intercalations de grès roses, de grain fin à grossier, en couches peu épaisses et contenant des gastéropodes *Euomphalus* sp. Le calcaire est un wackestone bioclastique à restes de tiges de crinoïdes, ostracodes et *Nanicella gallowayi*. On note quelques chitinozoaires en lame mince (Pl. 15, fig. 4). Epaisseur 9 m.

17.- Calcaires gris à la patine et gris foncé à la cassure, en strates moyennes à minces, avec des passées de grès roses, finement à grossièrement grenues, peu épais, etne livrant que le gastéropode *Euomphalus* sp. Le microfaciès de ces calcaires est un wackestone bioclastique et ferrugineux à crinoïdes.

18.- Calcaires gris à la patine et gris foncé à la cassure, en strates moyennes à minces, dans lesquelles s'enchâssent des coraux solitaires. Au microscope, on dispose d'un wackestone bioclastique à restes de tiges de crinoïdes accompagnés de moravamminides *Kettnerammina* sp. et des foraminifères *Tikhinella measpis, Nanicella gallowayi* et *Eogeinitzina devonica* (Pl. 15, fig. 5-6, Pl. 16, fig. 1) qui permettent de dater très précisément la biozone supérieure du Frasnien supérieur.

19.- Calcaires gris à la patine et gris foncé à la cassure, avec des grains de quartz se distinguant nettement à la surface de strates moyennes à minces. Le microfaciès est un

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

wackestone bioclastique à restes de tiges de crinoïdes, *Trochiliscus* ? sp. (Pl. 16, fig. 2, Pl. 17, fig. 1), des moravamminides et des foraminifères. Parmi ceux-ci *Caligella* sp. (Pl. 16, fig. 3) et le moravamminide *Devonoscala tatarstanica* (Pl. 16, fig. 4) n'ont pas une grande valeur stratigraphique, mais, cette fois encore, les taxons *Tikhinella measpis*, *Nanicella gallowayi* et *Eogeinitzina devonica* (Pl. 16, fig. 5-6, Pl. 17, fig. 1-6, Pl. 18, fig. 1-5) caractérisent la biozone supérieure du Frasnien supérieur.

20.- Calcaires gris à la patine et gris foncé à la cassure, en strates minces et bien exposées. Cette roche peut se décrire comme un wackestone bioclastique à restes de tiges de crinoïdes et foraminifères. L'un d'eux, *Tikhinella measpis*, bien que de plus faible valeur biostratigraphique intrinsèque, caractérise à lui seul la biozone supérieure du Frasnien supérieur (Pl. 18, fig. 6).

5.3.5. Unité V

21.- Grès calcaires de couleur café à la patine et à la cassure, en strates minces et bien exposées, avec des oxydes de fer. Ils admettent des intercalations de grès de couleur rose. Epaisseur : 2m.

22.- Grès calcaires de couleur café à la patine et à la cassure, à stratifications entrecroisées, en bancs allant de grossiers à très minces (laminaires). Vers le haut, ils passent à des niveaux plus carbonatés qui se révèlent être des wackestones dolomitisés. Epaisseur : 17 m.

23.- Grès calcaires de couleur café à la patine et à la cassure, à stratifications entrecroisées, en bancs grossiers à laminaires, parfois biseautés (Fig. 19), passant vers le haut à une encrinite. Epaisseur : 2 m.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011



Fig. 19 : Biseau dans les grès famenniens (?) du Cerro El Yugo (niveau SLB 23).

5.3.6. Unité VI

24.- Calcaires rougeâtres à la patine et gris à la cassure, se présentant en strates minces à massives, bien exposées. Au microscope, on détermine un grainstone à fragments de calcaires.

25.- Calcaires café au lait à la patine et à la cassure ; avec des horizons gréseux, parfois à stratifications entrecroisées, généralement azoïques bien que de rares gastéropodes *Euomphalus* sp. s'y rencontrent. Le microfaciès des calcaires est un grainstone à pellets. Epaisseur 29 m.

26.- Calcaires café au lait à la patine et à la cassure, où des passées plus sableuses sont parfois porteuses de stratifications entrecroisées. Le microfaciès est à nouveau un grainstone à pellets. Epaisseur 29 m.

27.- Orthoquartzites de couleur blanche, très pures, bien exposées en couches d'épaisseur moyenne. Epaisseur 2 m.

28.- Grès finement grenus de couleur café à la patine et à la cassure, en strates moyennes à minces. Une couche de 10 cm d'épaisseur de silex s'intercale. Au microscope, on peut caractériser un siltstone. Epaisseur 20 m.

29.- Par inadvertance ce numéro n'a pas été donné sur le terrain.

30.- Calcaires gris à la patine et à la cassure, en strates minces mal exposées, et à lentilles et

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

nodules de silex. Au microscope, on voit un wackestone silicifié. Epaisseur : 60 m.

5.3.7. Unité VII

31.- Calcaires gris à la patine et à la cassure, avec des niveaux fossilifères à brachiopodes, crinoïdes et coraux. Le microfaciès est un wackestone bioclastique à restes de tiges de crinoïdes et foraminifères *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* (Pl. 19, fig. 1-3).

32.- Calcaires gris à la patine et à la cassure, en strates épaisses, à bryozoaires, coraux solitaires et restes de tiges de crinoïdes. Le microfaciès est encore un wackestone bioclastique à restes de tiges de crinoïdes.

33.- Calcaires gris à la patine et à la cassure. Ils se présentent en strates minces bien exposées avec des fossiles de type *Chaetetes* sp. Le microfaciès reste un wackestone bioclastique à restes de tiges de crinoïdes. On remarque de rares foraminifères (Pl. 19, fig. 4-6). La présence de *Chaetetes* est l'indicateur d'un milieu peu profond de mers tropicales et épicontinentales; sa tolérance vis-à-vis de l'hydrodynamisme paraît moins stricte.

34.- Calcaires gris à la patine et à la cassure, en strates minces, très riches en fossiles, notamment des bryozoaires et des *Syringopora* sp. Le microfaciès est un wackestone bioclastique à restes de bryozoaires.

35.- Calcaires gris à la patine et à la cassure, en strates minces très riches en fossiles et surtout des bryozoaires. Le microfaciès est un wackestone bioclastique à restes de bryozoaires et de crinoïdes. Epaisseur : 45 m.

36.- Calcaires gris à la patine et à la cassure, en strates minces, très riches en coraux solitaires. Microfaciès de wackestone bioclastique à restes de tiges de crinoïdes, avec *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* (Pl. 20, fig. 1-6).

5.3.8. Unité VIII

37.- Calcaires gris à la patine et à la cassure, en strates massives, avec des filonnets de calcite, et abondamment fossilifères. Au microscope, le calcaire peut être classé comme un grainstone oolithique à crinoïdes (Pl. 21, fig. 1). Epaisseur : 19 m.

38.- Calcaires gris à la patine et à la cassure, en strates massives, avec des oolithes et des intercalations d'encrinites. C'est à nouveau un grainstone oolithique (Pl. 21, fig. 2). Epaisseur : 2 m.

39.- Calcaires de couleur café, se présentant en bancs minces à grossiers, avec des structures

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

algaires et d'abondants restes de crinoïdes (plus rarement s'observent d'authentiques encrinites). Le microfaciès est celui d'un packstone/grainstone à crinoïdes.

40.- Calcaires gris à la patine et à la cassure. Ils se présentent en strates moyennes de type encrinite et contiennent des nodules de silex. C'est, en lame mince, un grainstone bioclastique à crinoïdes (Pl. 21, fig. 3). Epaisseur : 35 m

41.- Calcaires massifs de couleur grise, à poches de dissolution, et à lentilles de silex de 10 cm de diamètre, avec d'abondants restes de tiges de crinoïdes. C'est un grainstone oolithique à crinoïdes (Pl. 21, fig. 4). Epaisseur : 10 m.

42.- Calcaires à patine gris clair, gris foncé à la cassure, en bancs massifs, avec de nombreux coraux solitaires ("caliza piel de elefante" = calcaire en peau d'éléphant), et des poches de dissolution. C'est un packstone bioclastique à crinoïdes et *Earlandia* ex gr. *elegans*, du Tournaisien (Carbonifère inférieur) (Pl. 21, fig. 5-6). Epaisseur : 61 m.

43.- Calcaires à patine gris clair, gris foncé à la cassure; en bancs massifs, avec de nombreux coraux solitaires ("caliza piel de elefante"), et des cavités de dissolution. C'est un grainstone bioclastique où l'on note la présence des foraminifères : *Palaeospiroplectammina* sp.; *Septabrunsina* sp.; *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* (Pl. 22, fig. 1-4) ; dont l'assemblage doit plutôt indiquer le Tournaisien moyen ou supérieur.

5.3.9. Unité IX

44.- Calcaires gris à la cassure et à patine rougeâtre fortement oxydée, en bancs massifs. La faune fossile s'y caractérise par l'abondance des coraux solitaires et des restes de tiges de crinoïdes. Au microscope, on observe un grainstone oolithique à *Earlandia elegans*. Epaisseur : 23 m.

45.- Calcaires gris à la cassure et à patine rougeâtre fortement oxydée, en bancs massifs. On a pu y observer des stratifications entrecroisées ainsi qu'un horizon de 15 cm de silex blanc. Vers le haut, ils passent à un calcaire à nodules de silex. C'est généralement un grainstone bioclastique à aoujgaliide *Stacheoides tenuis* et à rares éponges hexactinellides (Pl. 22, fig. 5-6, Pl. 23, fig. 1).

46.- Calcaires gris à la cassure et à patine rougeâtre fortement oxydée, en bancs massifs et à stratifications croisées. C'est un wackestone à *Endothyra* sp. et zaphrentidé (Pl. 23, fig. 2).

47.- Calcaires roses à la patine et à la cassure, avec de nombreux restes fossilifères de crinoïdes et de coraux. On observe des lentilles de silex formant des bancs massifs mal

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

exposés. Le microfaciès est un packstone bioclastique à restes de crinoïdes auxquels s'associe le corail *Amplexizaphrentis* sp. Epaisseur : 74 m.

48.- Calcaires roses à la patine et à la cassure, en strates moyennes, mal exposées, et avec des oxydes de fer. Au microscope, c'est un wackestone pauvrement bioclastique. Epaisseur : 12 m.

49.- Calcaires gris à la cassure et à patine rose avec des restes de tiges de crinoïdes. Au microscope, on observe un grainstone à *Earlandia elegans*. Epaisseur : 12 m.

50.- Calcaires gris à la cassure et à patine rougeâtre, en bancs massifs. La faune fossile est marquée par l'abondance des coraux solitaires et des restes de tiges de crinoïdes. Au microscope, on retrouve un grainstone à *Earlandia elegans* (Pl. 23, fig. 3). Epaisseur : 19 m.

5.3.10. Bilans et perspectives

La coupe du Cerro El Yugo montre une série presque complète du Frasnien supérieur de la Formation Martin (SLB1-SLB20), riche à la fois en stromatoporoïdes, en foraminifères et en moravamminides. En particulier, une étude thématique du foraminifère *Tikhinella measpis* (très fréquent ici) pourrait être menée, en liaison avec la relation de la résistance à la crise de ce groupe à l'extinction en masse de l'événement Kellwasser.

Par contre le Famennien est très réduit (à tout ou partie de l'intervalle SLB21-SLB32). L'Escabrosa l'est probablement aussi, par failles, mais sa partie infraviséenne est bien exposée (SLB42-SLB50).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

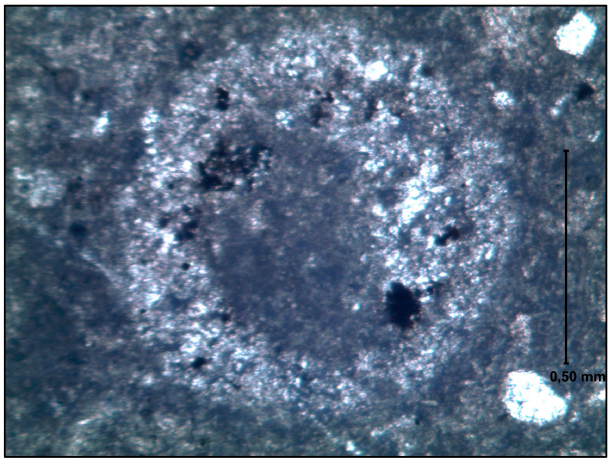


Fig.1 *Sycidium?* sp. ; section oblique SLB04

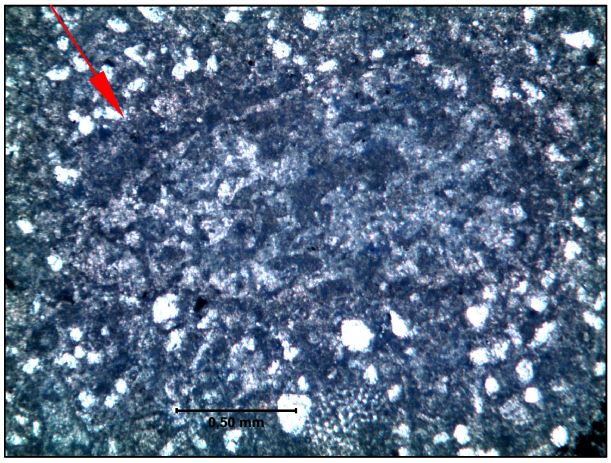


Fig.2 *Amphipora ramosa* ; section oblique SLB04

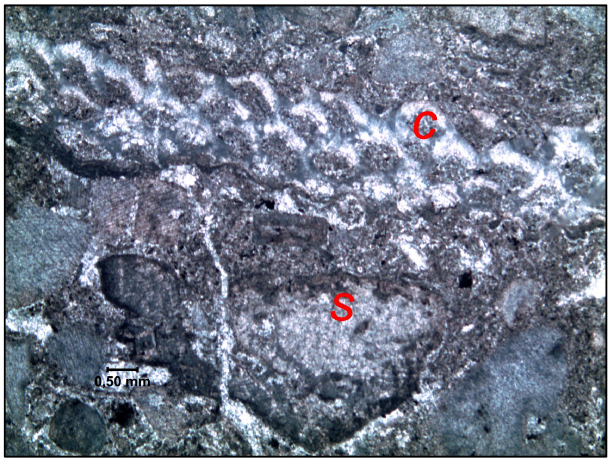


Fig.3 Microfaciès à coraux (c) et stromatoporoïdes (s) SLB06

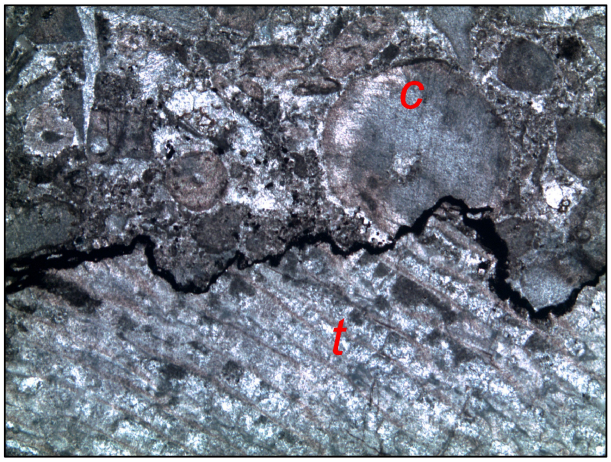


Fig.4 Microfaciès à tabulés (t) et crinoïdes (c) SLB06

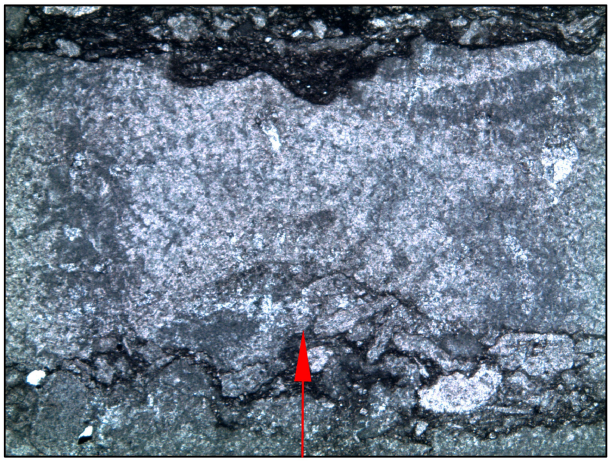


Fig.5 *Stachyoides* sp. ; section longitudinale SLB06b

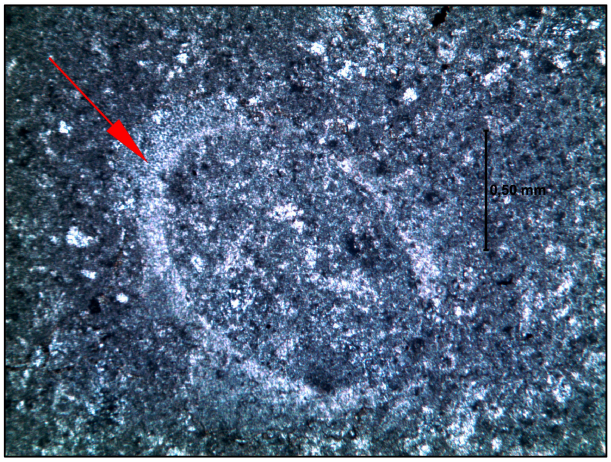


Fig.6 *Tentaculites* sp. ; section oblique SLB07

PLANCHE 12

© 2012 Tous droits réservés.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

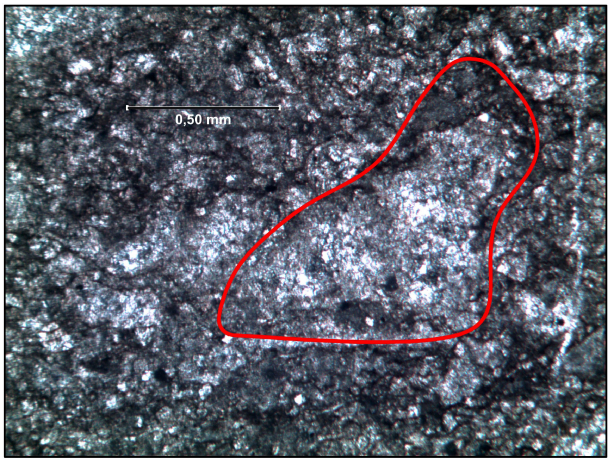


Fig.1 *Evlania* sp. ; section subaxiale SLB09

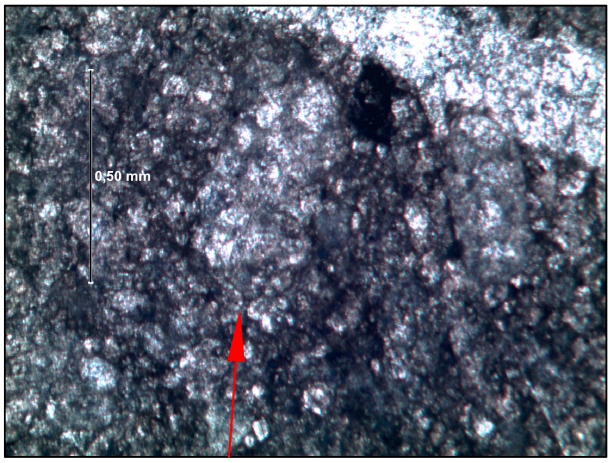


Fig.2 *Nanicella gallowayi* ; section subtransverse SLB09

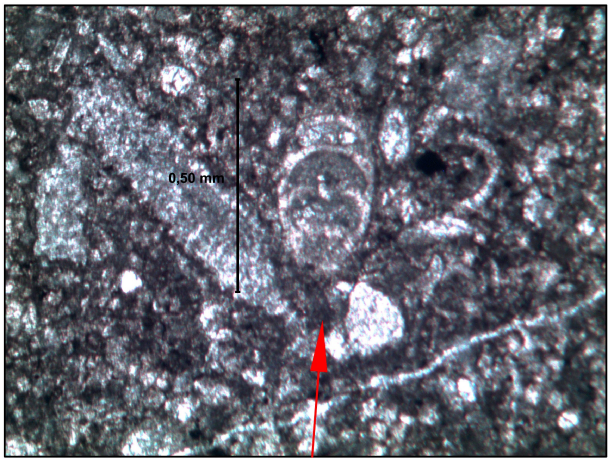


Fig.3 *Eogeinitzina devonica* ; section subaxiale SLB10

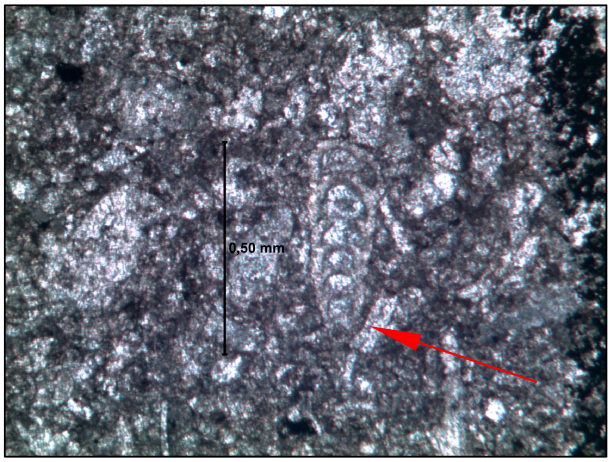


Fig.4 *Eogeinitzina devonica* ; section axiale SLB10

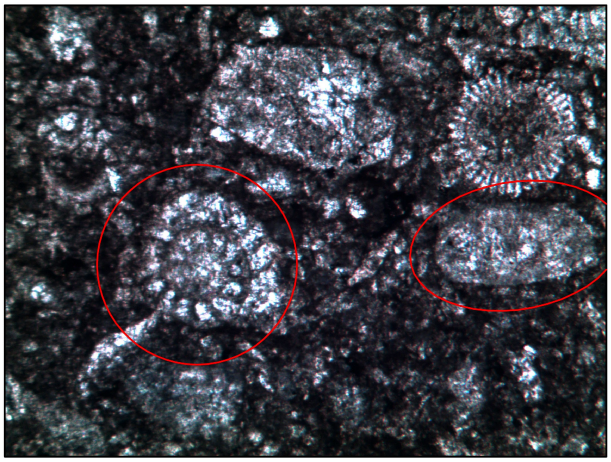


Fig.5 Microfaciès à *Nanicella gallowayi* ; section transverse (à gauche) et axiale (à droite) SLB10

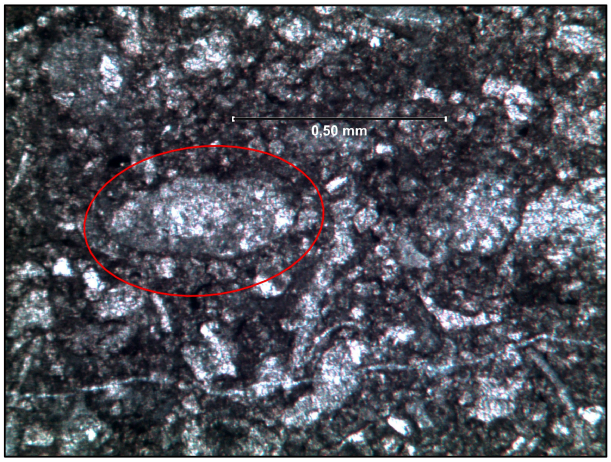


Fig.6 *Nanicella gallowayi* ; section axiale SLB10

PLANCHE 13

© 2012 Tous droits réservés.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

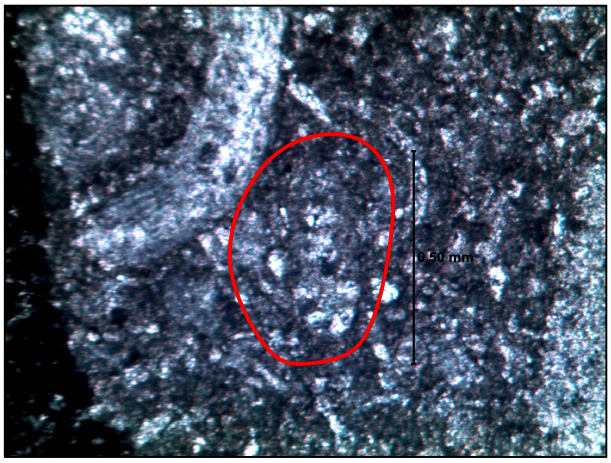


Fig.1 *Nanicella gallowayi* ; section axiale SLB10

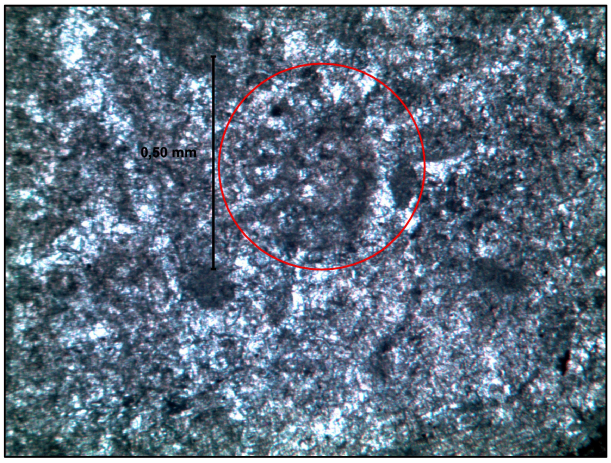


Fig.2 *Nanicella gallowayi* ; section transverse SLB13

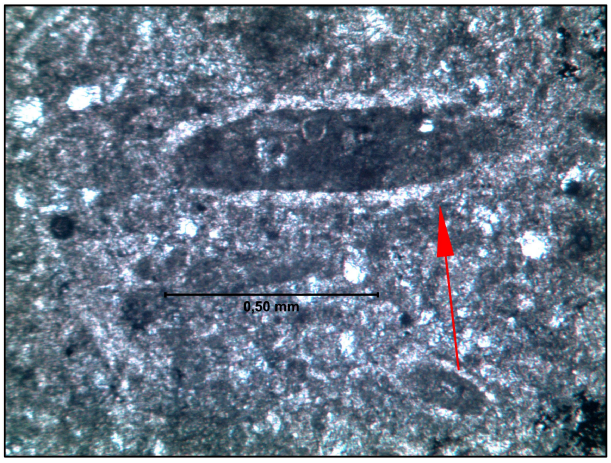


Fig.3 *Kettnerammina* sp. 2 ; section axiale SLB15

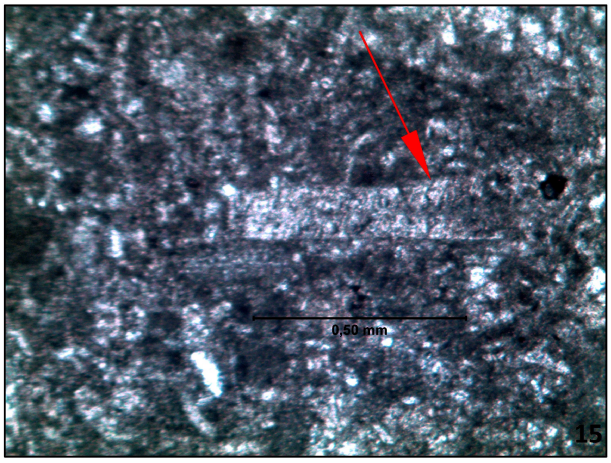


Fig.4 *Devonoscala* sp. 1 ; section longitudinale SLB15

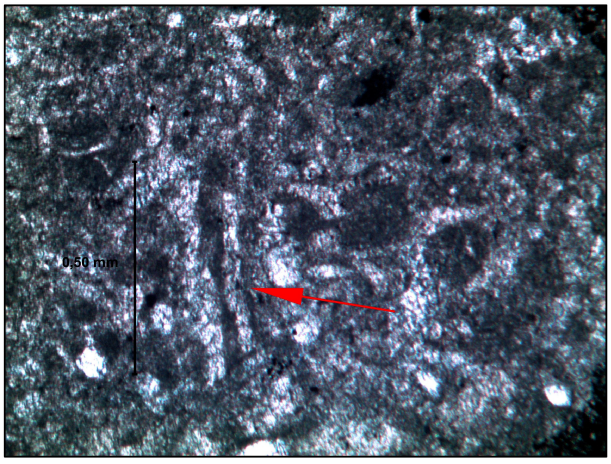


Fig.5 *Kettnerammina* sp. ; section longitudinale SLB15

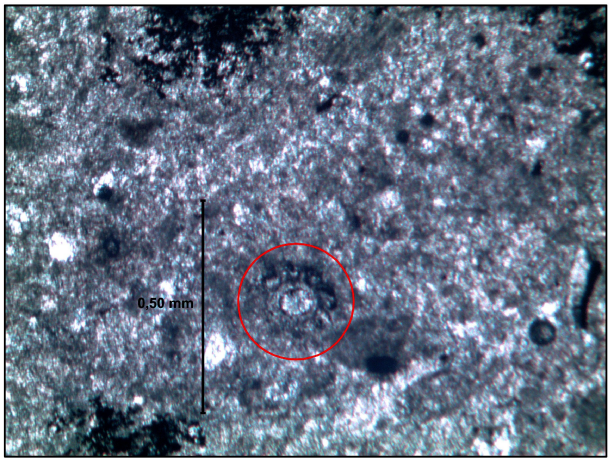


Fig.6 *Nanicella gallowayi* ; section subtransverse SLB15

PLANCHE 14

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

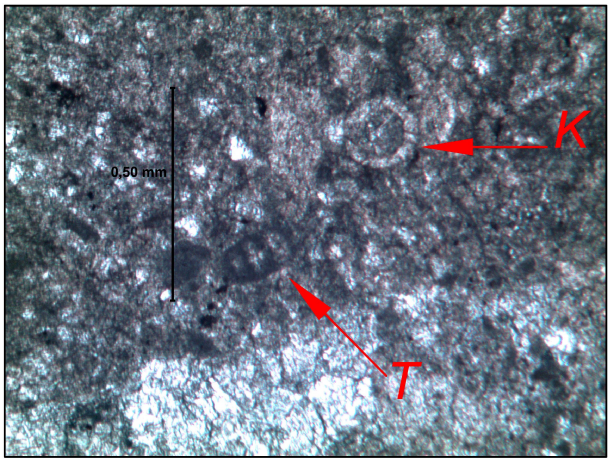


Fig.1 *Tikhinella measpis* (T) et *Kettnerammina* sp. (K) SLB15

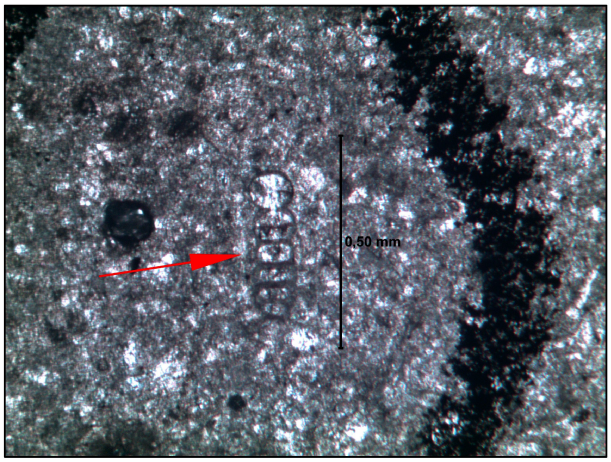


Fig.2 *Tikhinella measpis* ; section axiale SLB15

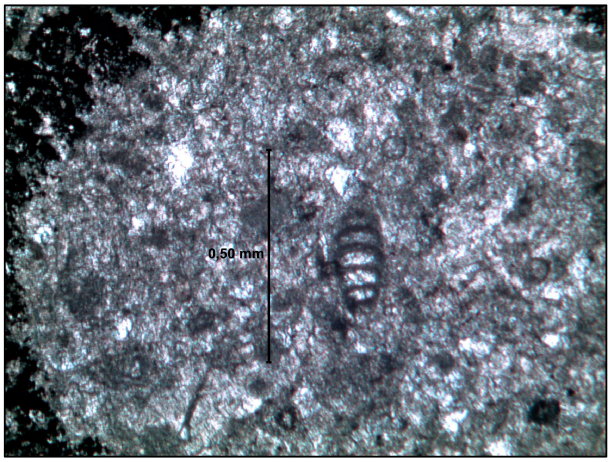


Fig.3 *Tikhinella measpis* ; section oblique SLB15

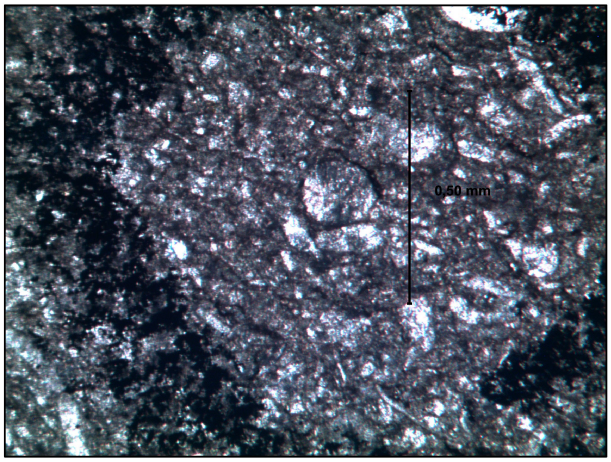


Fig.4 Chitinozoa ; section oblique SLB16

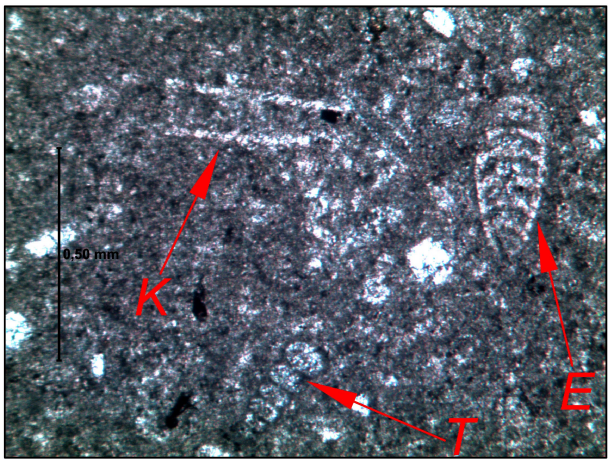


Fig.5 *Kettnerammina* sp. (K) ; *Tikhinella measpis* (T) et *Eogeinitzina devonica* (E) SLB18

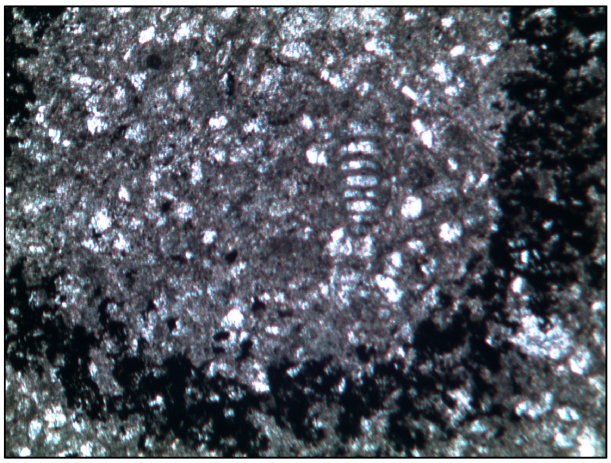


Fig.6 *Tikhinella measpis* ; section longitudinale SLB18

PLANCHE 15

© 2012 Tous droits réservés.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

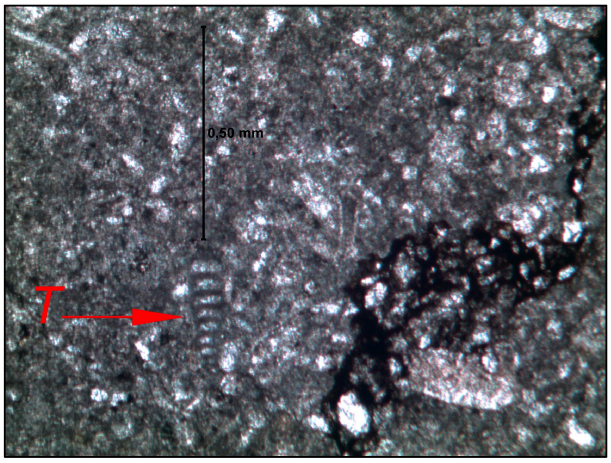


Fig.1 *Tikhinella measpis* (T) ; section longitudinale SLB18

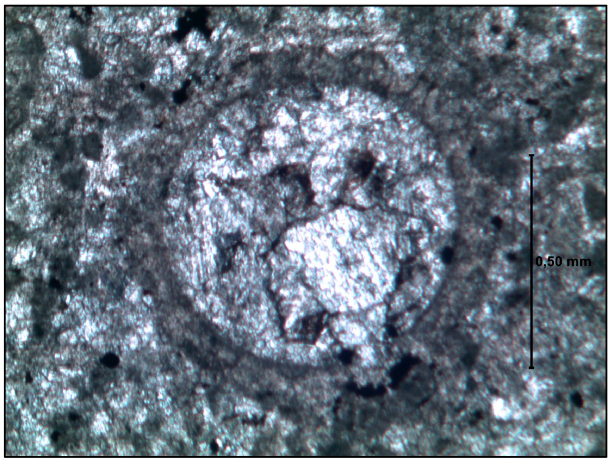


Fig.2 *Trochiliscus ?* sp. ; section oblique SLB19

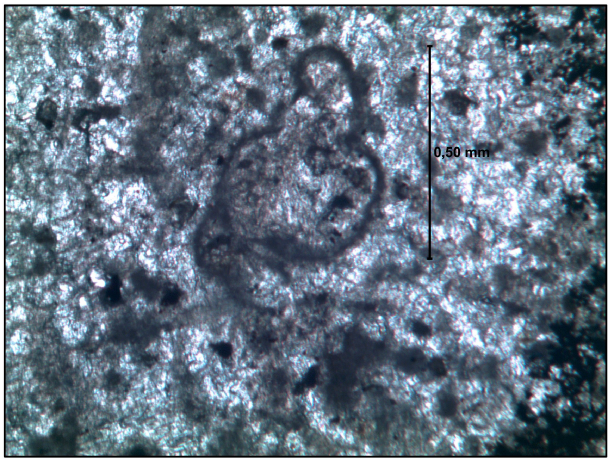


Fig.3 *Caligella* sp. ; section axiale SLB19

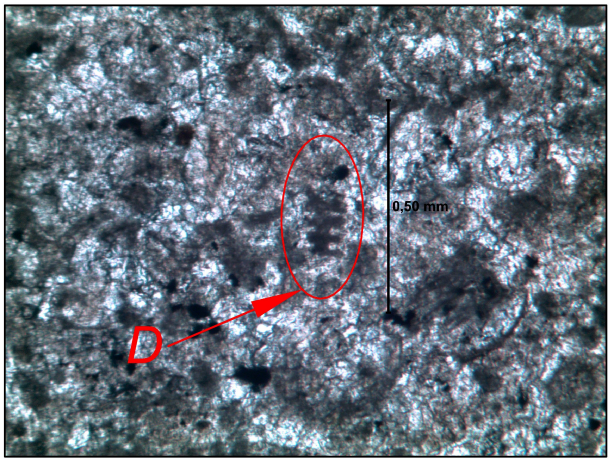


Fig.4 *Devonoscala tatarstanica* (D) ; section oblique SLB19

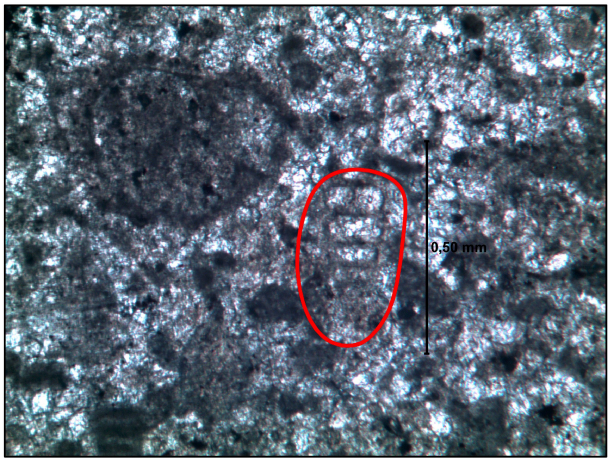


Fig.5 *Eogeinitzina devonica* ; section oblique SLB19

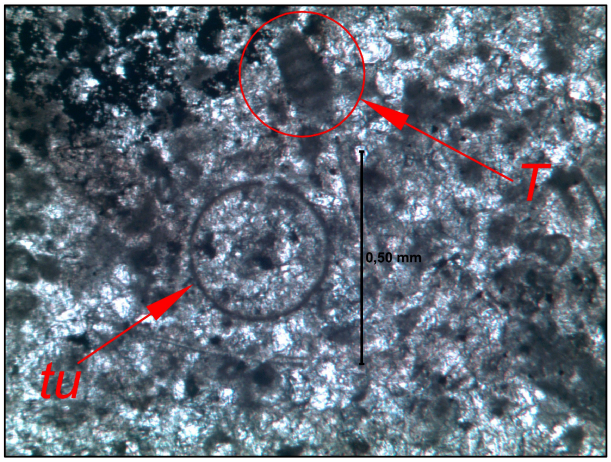


Fig.6 *Tikhinella measpis* (T) ; et tubéritinidés ? (tu) SLB19

PLANCHE 16

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

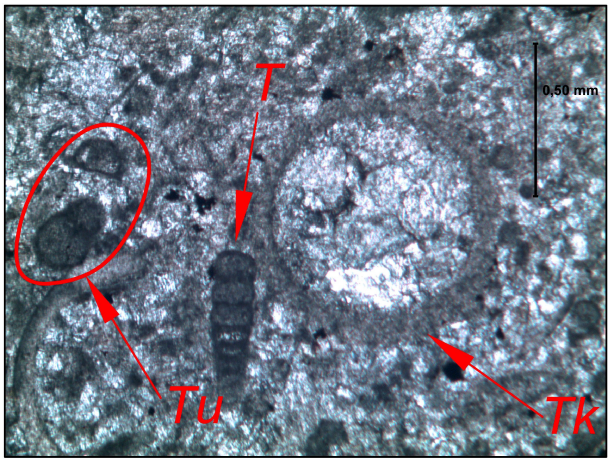


Fig.1 *Tikhinella measpis* (T) , *Trochiliscus ?* sp. (Tk) et tubéritinidés (Tu) SLB19

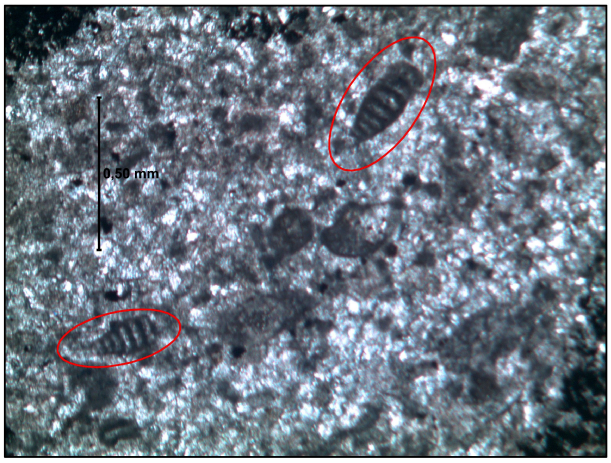


Fig.2 *Tikhinella measpis* ; 2 sections subaxiales SLB19

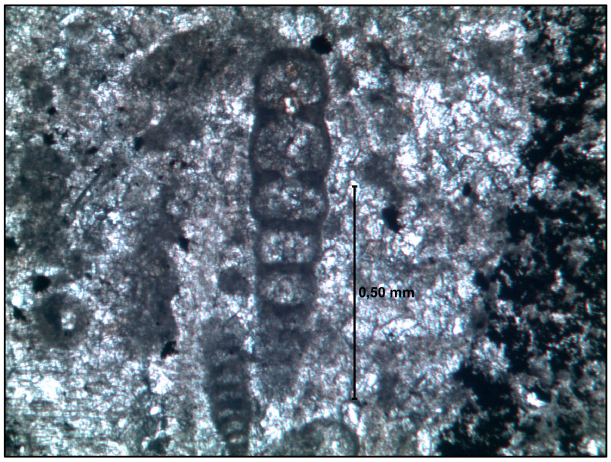


Fig.3 *Tikhinella measpis* ; 2 sections axiales SLB19

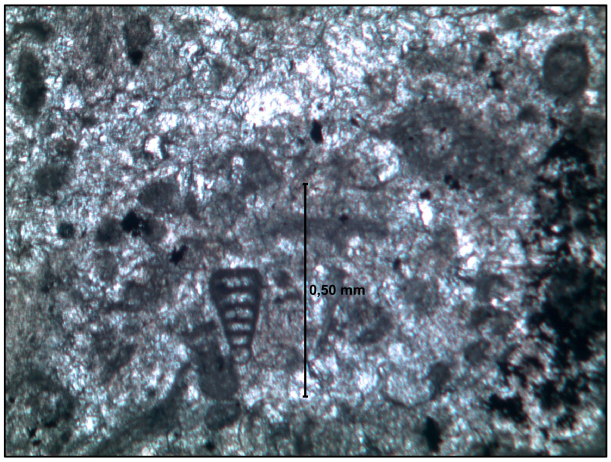


Fig.4 *Tikhinella measpis* ; section axiale SLB19

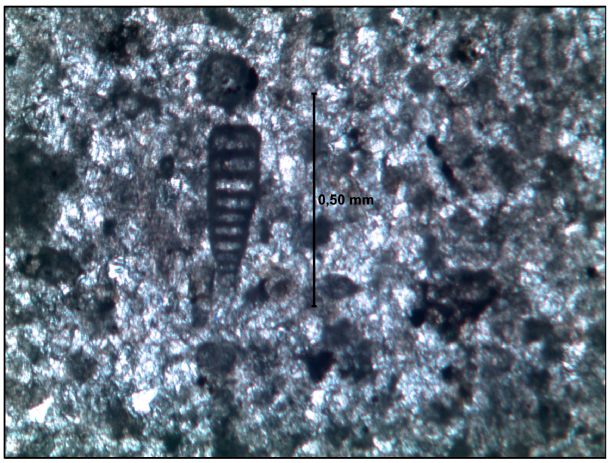


Fig.5 *Tikhinella measpis* ; section axiale SLB19

PLANCHE 17

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

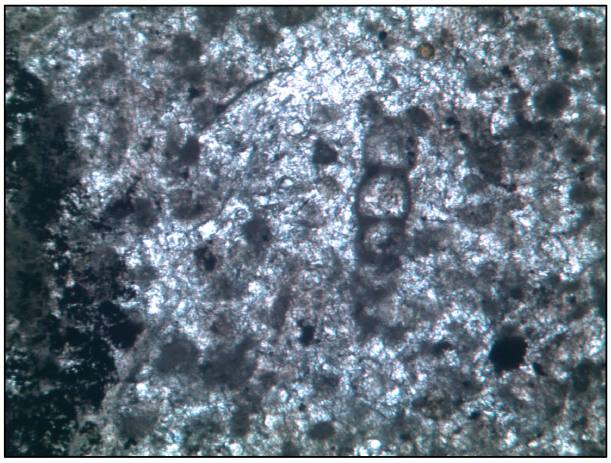


Fig.1 *Tikhinella measpis* ; section subaxiale SLB19

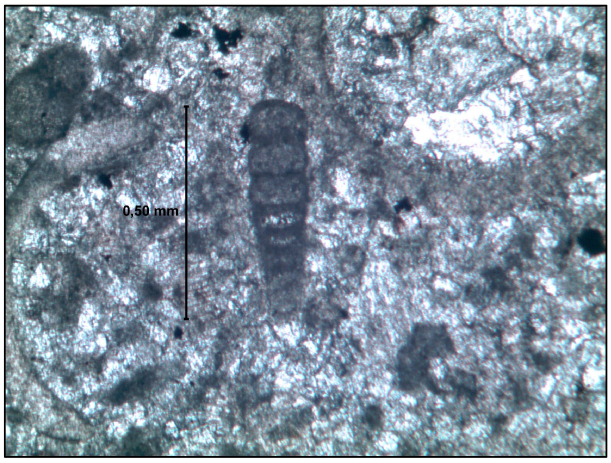


Fig.2 *Tikhinella measpis* ; section axiale SLB19

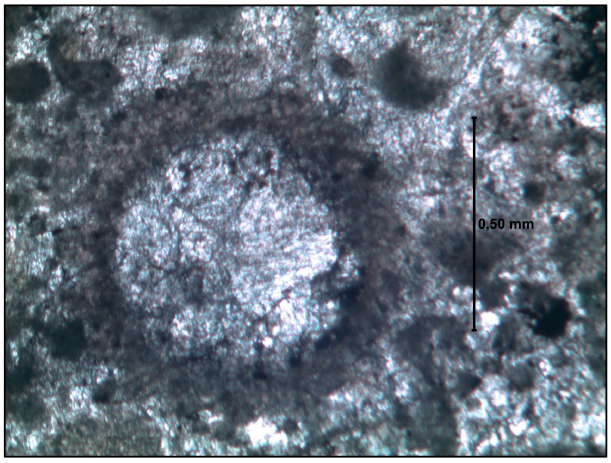


Fig.3 *Sycidium ?* sp. ; section oblique SLB19

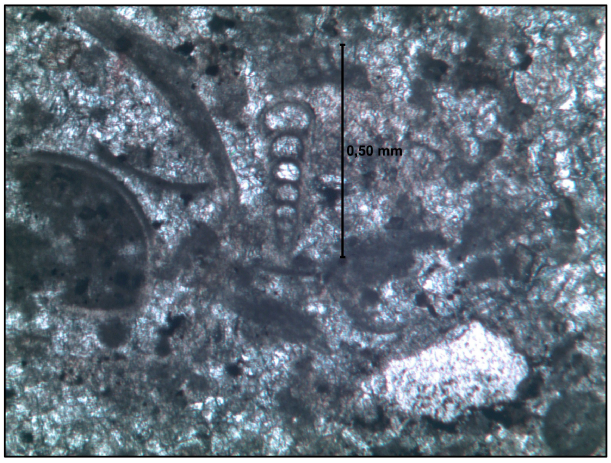


Fig.4 *Eogeinitzina devonica* ; section oblique SLB19

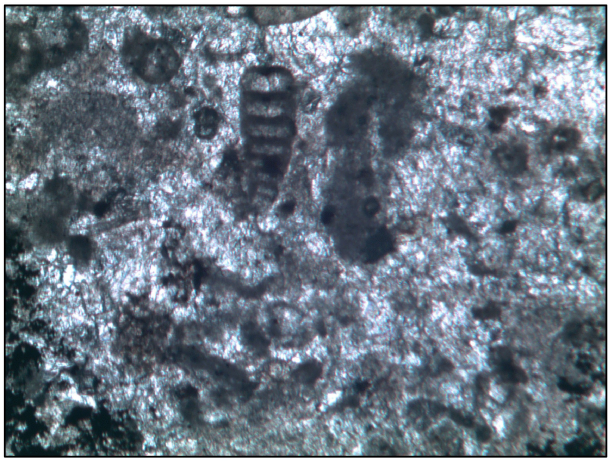


Fig.5 *Tikhinella measpis* ; section oblique SLB19

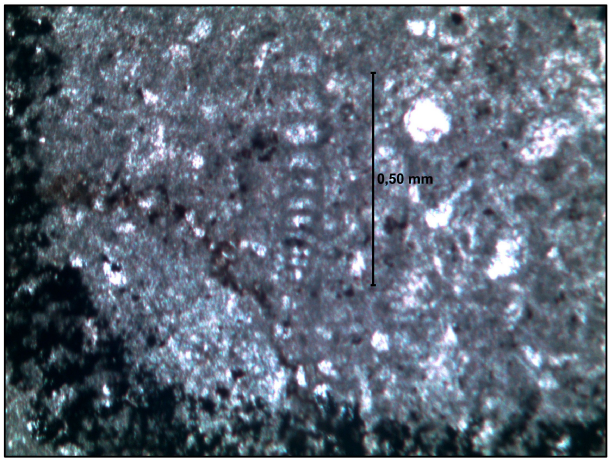


Fig.6 *Tikhinella measpis* ; section axiale SLB20

PLANCHE 18

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

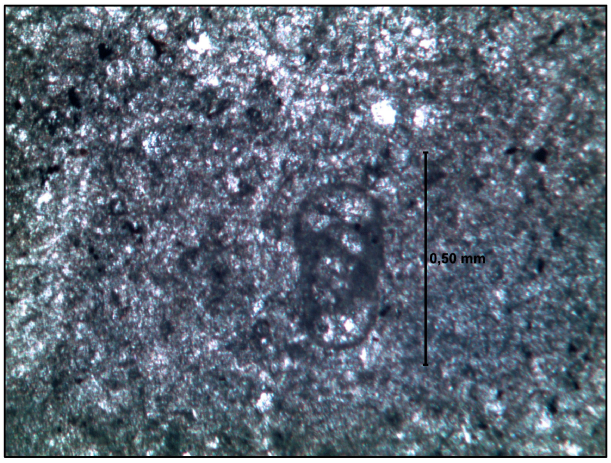


Fig.1 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* ; section axiale SLB31

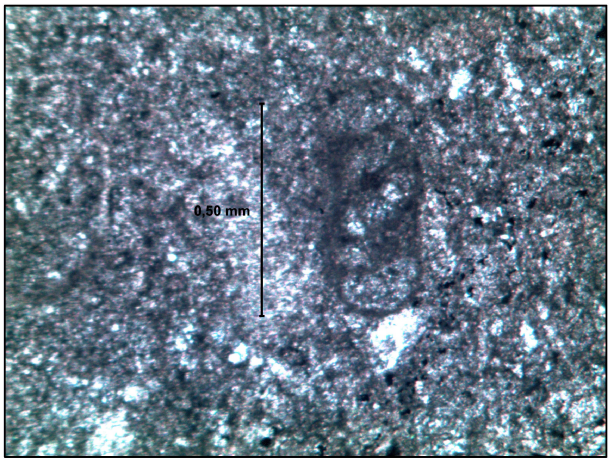


Fig.2 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* ; section axiale SLB31

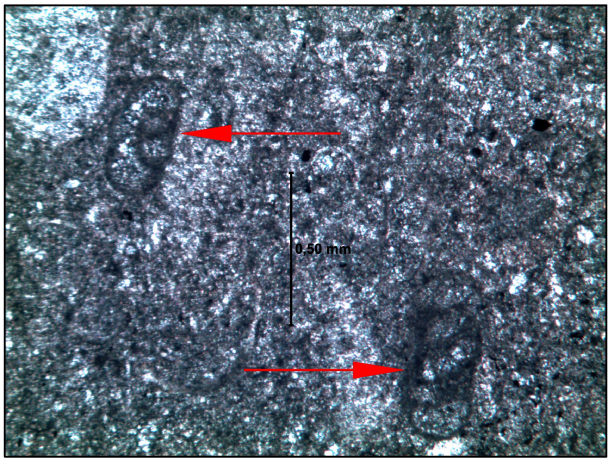


Fig.3 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* ; 2 sections SLB31

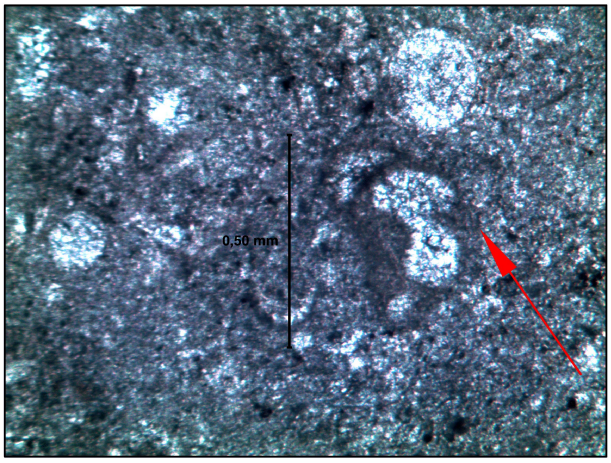


Fig.4 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* ; section subtransverse SLB33

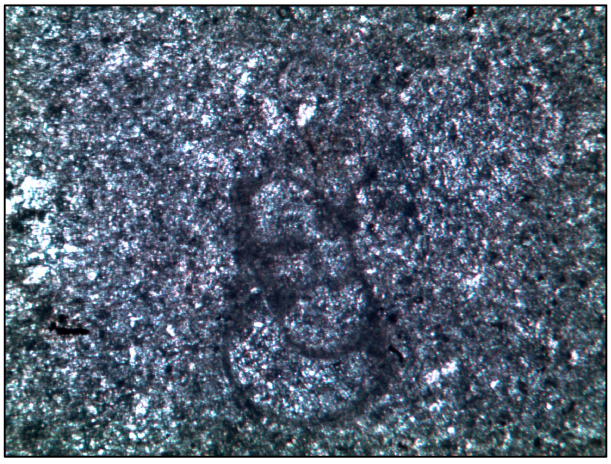


Fig.5 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* ; section oblique SLB33

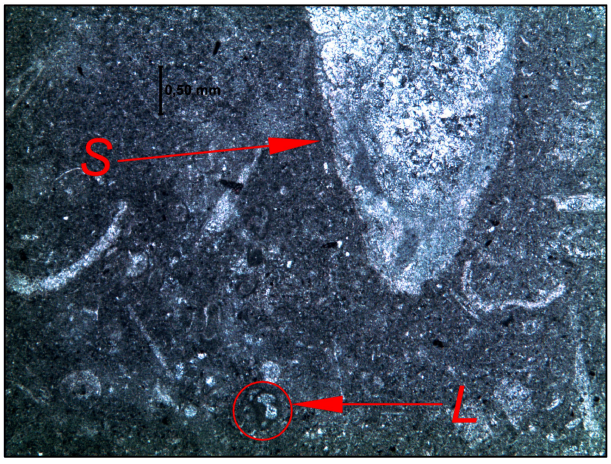


Fig.6 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* (L) *Syringopora* sp. (S) (détaillé sur la fig. 4) SLB33

PLANCHE 19

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

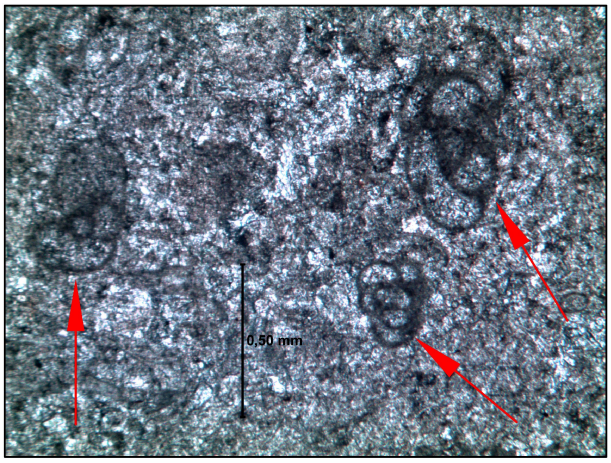


Fig.1 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* ; 2 sections SLB36

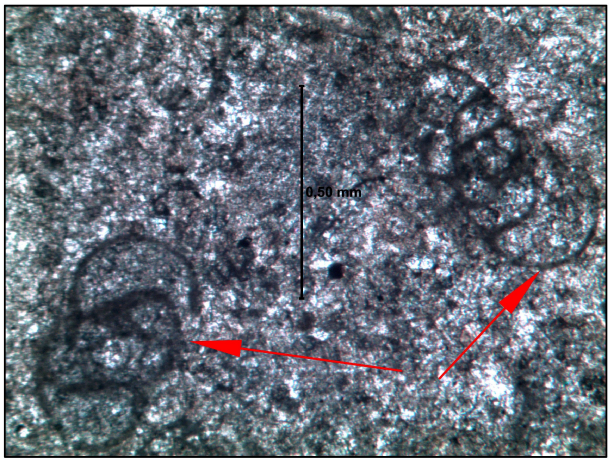


Fig.2 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* ; 2 sections SLB36

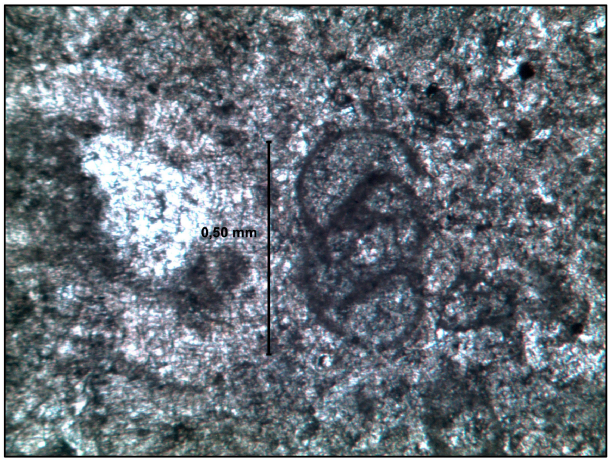


Fig.3 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* ; section oblique SLB36

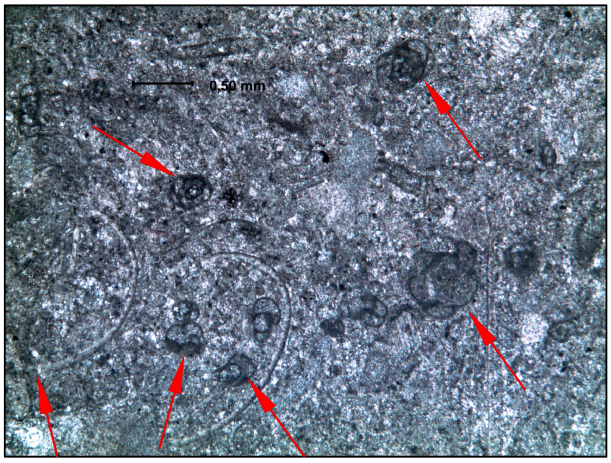


Fig.4 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* ; sections nombreuses SLB36

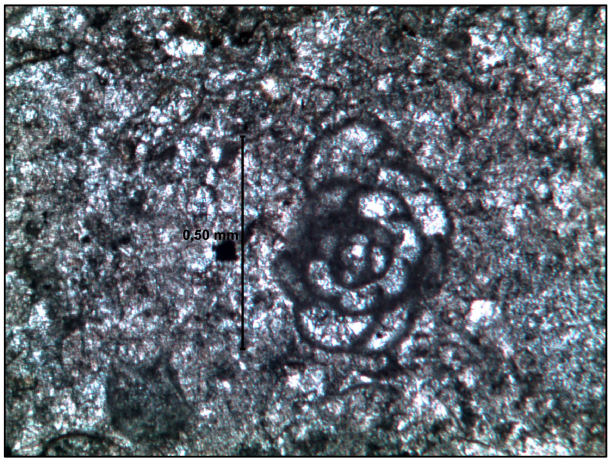


Fig.5 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* ; section transverse SLB36

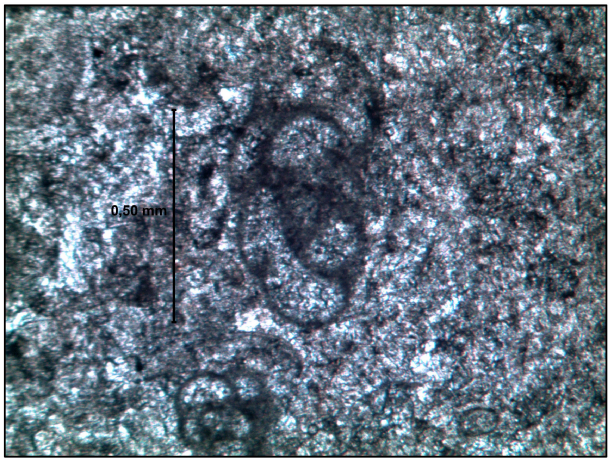


Fig.6 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* ; 2 sections SLB36

PLANCHE 20

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

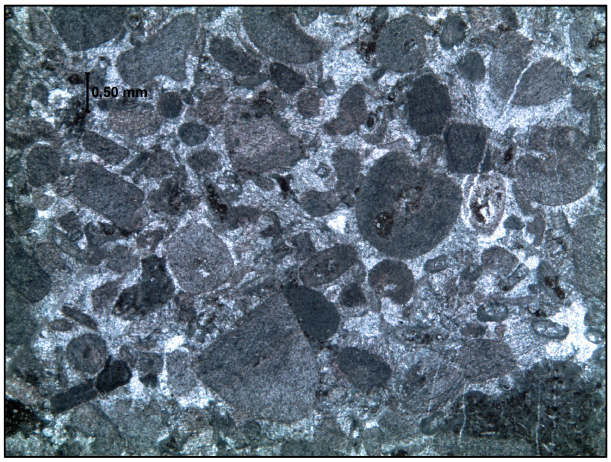


Fig.1 Grainstone à crinoïdes SLB37

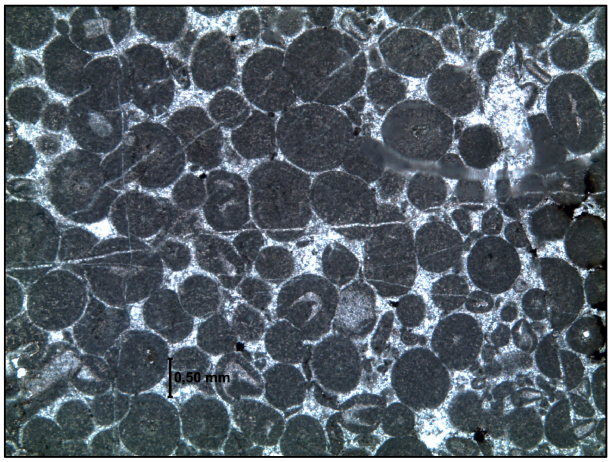


Fig.2 Grainstone oolithique SLB38

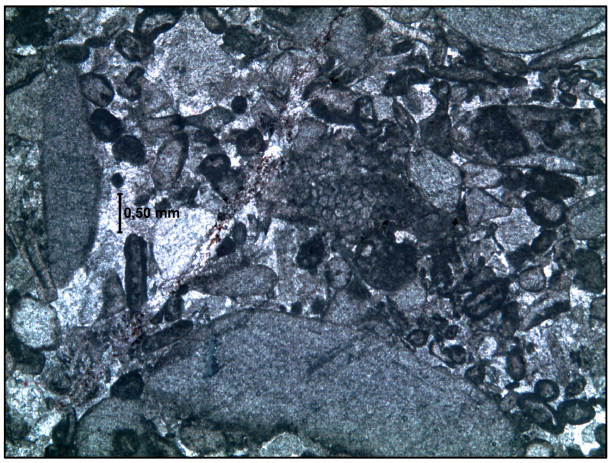


Fig.3 Grainstone bioclastique SLB40

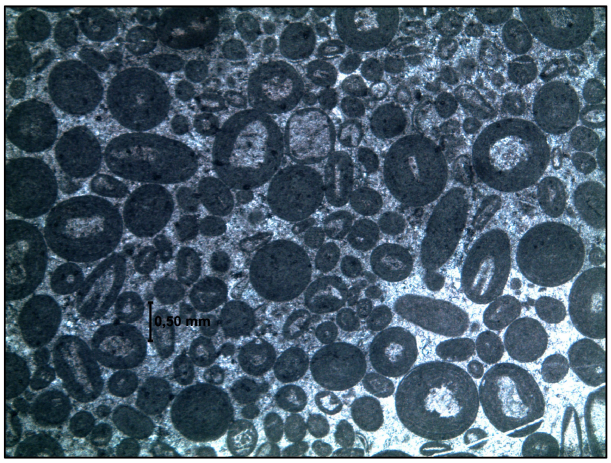


Fig.4 Grainstone oolithique SLB41

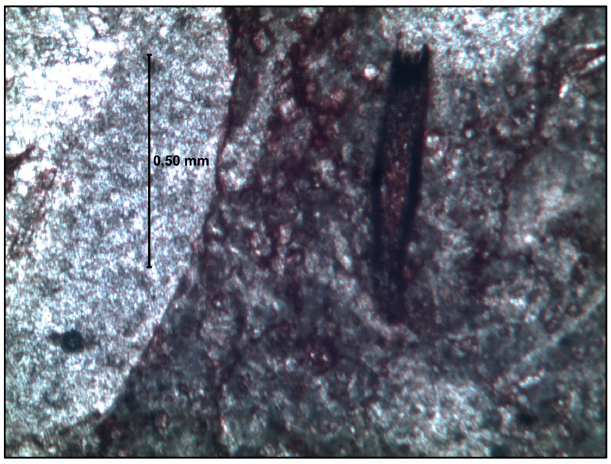


Fig.5 *Earlandia* ex gr. *elegans* ; section axiale SLB42

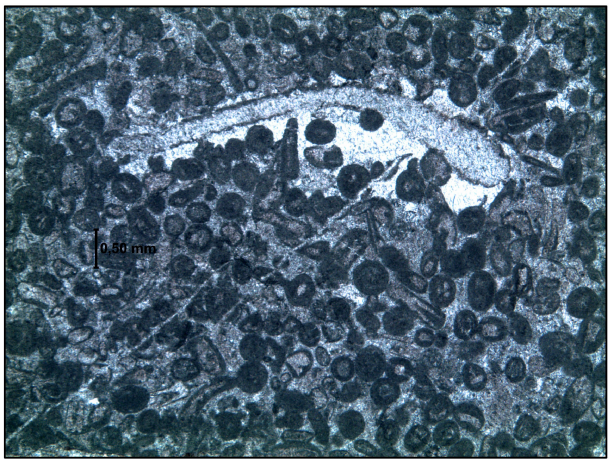


Fig.6 Grainstone oolithique et bioclastique SLB42

PLANCHE 21

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

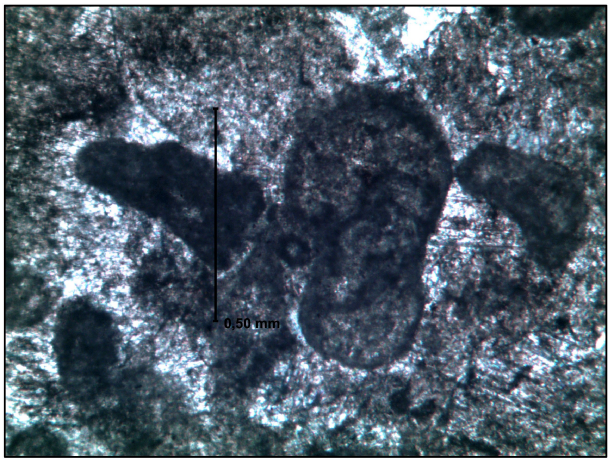


Fig.1 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* ; section oblique SLB43

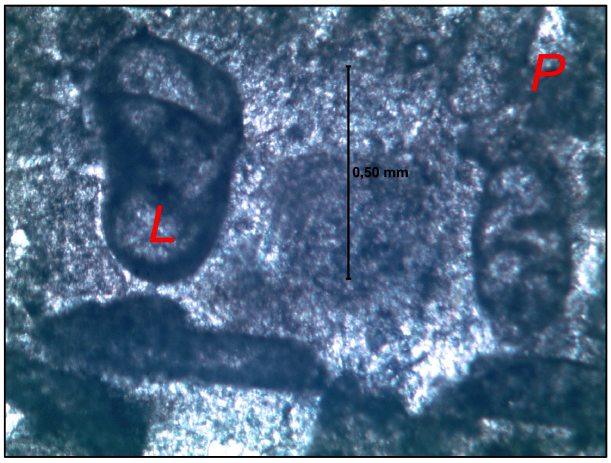


Fig.2 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* (L) (à gauche) et *Palaeospiroplectammina* sp. (P) (à droite) SLB43

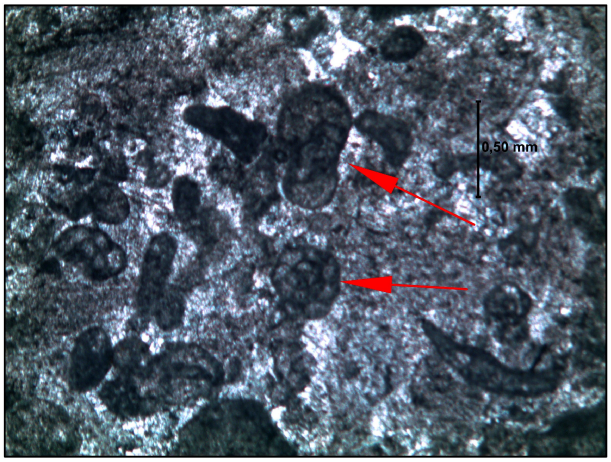


Fig.3 *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* ; diverses sections SLB43

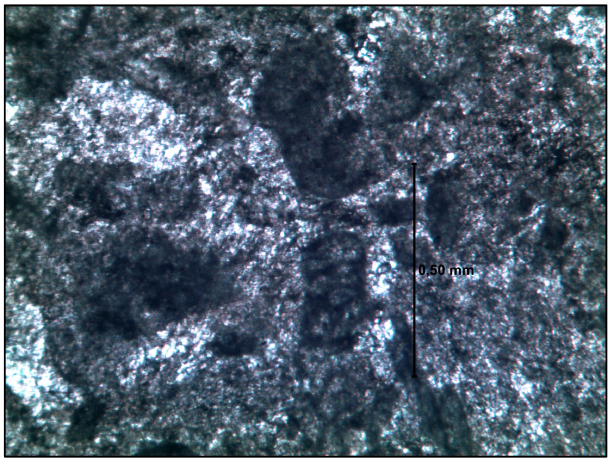


Fig.4 *Septabrunsiina* sp. SLB43

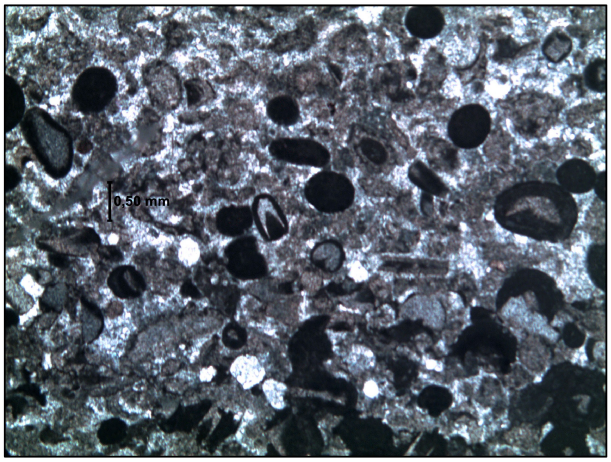


Fig.5 Grainstone oolithique et bioclastique SLB45

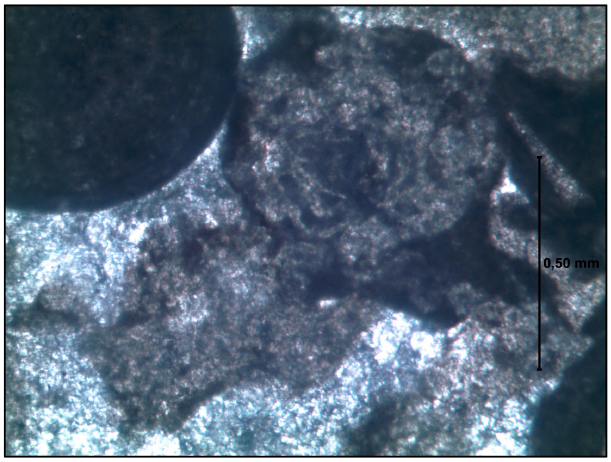


Fig.6 *Stacheoides tenuis* SLB45

PLANCHE 22

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

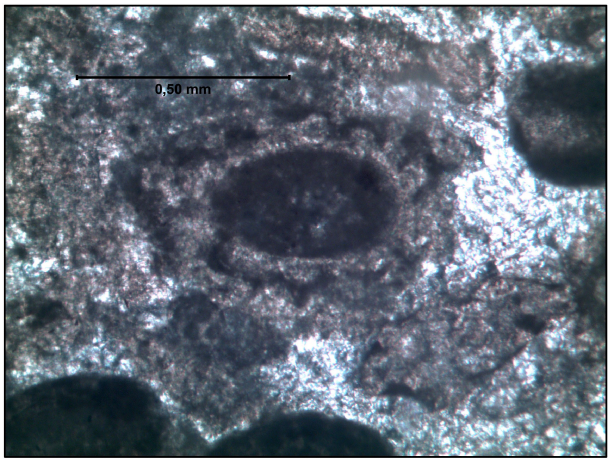


Fig.1 *Stacheoides tenuis* SLB45



Fig.2 Zaphrentidé (corail solitaire) SLB46

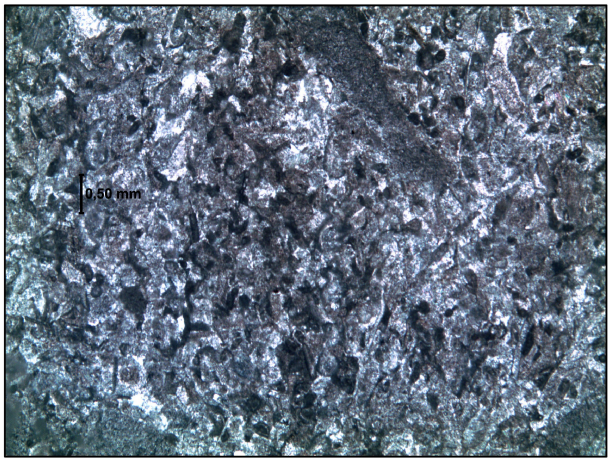


Fig.3 Grainstone bioclastique SLB50

PLANCHE 23

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

6. LES AFFLEUREMENTS DES CERROS LA MORITA

6.1. Localisation

Le secteur d'étude se situe dans l'extrême Nord-Est de l'Etat de Sonora, 35 km au NE de la ville de Cananea, à proximité de la route Cananea-Agua Prieta et sur le territoire du Rancho La Morita (Fig. 20). C'est le gisement AP-2 de Stewart et Poole (2002) localisé par 31°12'35"-31°16'20"de latitude Nord et 109°47'20"-109°50'40"de longitude Ouest.

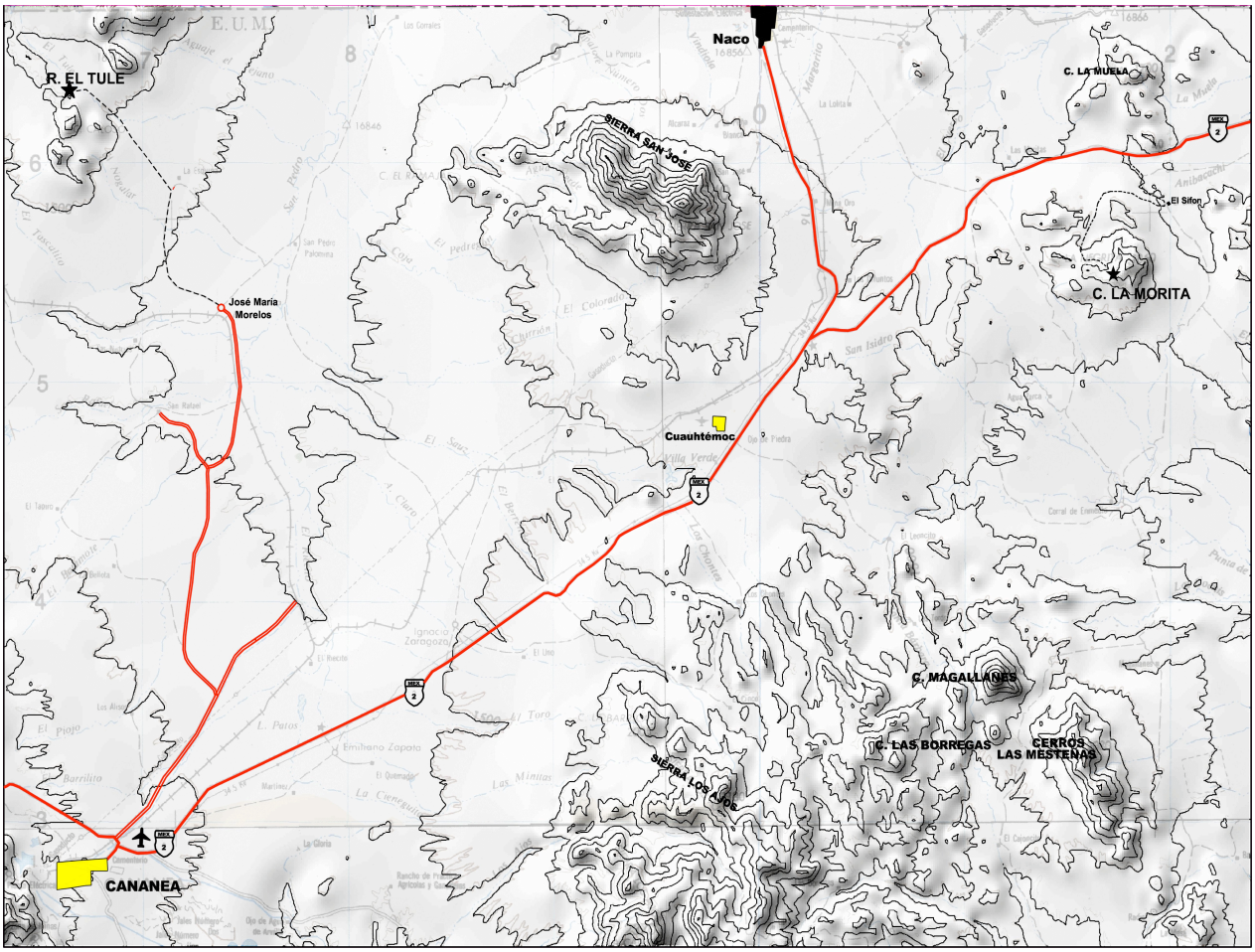


Fig. 20 : Schéma de localisation du Cerro La Morita (en haut à droite) montrant sa proximité avec les Cerros El Tule (en haut à gauche) et la ville de Cananea (en bas à gauche).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

Orographiquement, les Cerros La Morita couvrent une surface de 80 km^2 et comportent une série de roches sédimentaires allant du Mississippien au Permien inférieur.

Pour accéder à la zone d'étude, il faut sortir de la ville de Cananea par la Route Fédérale n° 2. A partir du Rancho La Morita, une piste de terre partant vers l'Ouest permet de se rendre à l'antenne de télécommunications qui se situe au sommet du Cerro éponyme (1400 m). C'est là qu'affleure le Pennsylvanien qui fait l'objet de ce chapitre.

En fait, je m'étais mis à explorer ce Cerro après que Tule, notre coupe de référence, soit devenue inaccessible (voir plus haut). De plus, j'y recherchais, dans la Horquilla, un Pennsylvanien inférieur (Morrowien) et supérieur (Missourien-Virgilien) plus richement fossilifères qu'à Tule. Comme on le verra, ces espoirs ont été en partie déçus car la tectonique des Cerros de La Morita est encore plus intense que je ne l'avais prévu et parce que le Pennsylvanien supérieur est encore moins fossilifère qu'à Tule. En effet, il s'est probablement déposé dans des milieux un peu plus profonds, car des faciès à radiolaires et à tempestites distales y ont été observés.

6.2. Travaux antérieurs

Dans les Cerros La Morita, Peiffer-Rangin (1987) décrit 220 mètres d'une série principalement calcaire comportant d'abondants fragments de tiges de crinoïdes, des brachiopodes mal conservés et de nombreux bryozoaires. La première microfaune abondante, qu'elle cite, se compose de: *Diplosphaerina* sp., *Endothyra* sp., *Tetrataxis* sp., *Globivalvulina* sp., *Eostaffella* sp., *Fusulinella* sp. et *Hemigordiellina* sp. (sic *Glomospira* sp).

Des calcaires rougeâtres ont ensuite livré le contenu faunistique suivant : *Endothyra* sp., *Climacammina* sp., *Tetrataxis* sp., *Globivalvulina* sp., *Millerella* sp., *Schubertellina* sp. (sic *Eoschubertella* sp.), *Beedeina* (sic *Fusulina*) *hayensis* et *Beedeina* (sic *Fusulina*) *arizonensis.*

Puis des calcaires dolomitiques rosâtres ont fourni l'algue incertae sedis *Komia* sp. et les foraminifères *Diplosphaerina* sp., *Climacammina* sp., *Tetrataxis* sp., *Beedeina rockymontana, Beedeina arizonensis* et *Wedekindellina pseudomatura*.

Ces calcaires à *Beedeina* sont surmontés par des lutites azoïques, puis par des calcaires à nodules de silex et à fragments de tiges de crinoïdes, restes de bryozoaires, brachiopodes, algues dasycladales et algues incertae sedis *Komia* sp., indicatrices selon cette auteure d'eaux

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

peu profondes, ce que notre expérience des séries locales nous incite à nuancer. Enfin viennent des calcaires sableux renfermant d'abondants microfossiles tels que *Komia* sp*., Eolasiodiscus* sp*., Beedeina* sp. et *Syzrania* sp. Dans cette partie de la séquence, l'auteure décrit un niveau repère calcaire où les foraminifères *Tetrataxis* sp., *Millerella* sp. et *Pseudostaffella* sp. ont été brisés par un fort hydrodynamisme. Il s'agit peut-être d'une de ces tempestites que nous avons trouvées au sein de certaines unités décrites ci-dessous.

Ces associations microfaunistiques nous montrent donc que Peiffer-Rangin, dans cette partie de sa thèse, a analysé une série assez complète du Moscovien supérieur (Atokien supérieur et Desmoinésien locaux). Or nous allons voir que je n'ai pas retrouvé ces niveaux dans ma coupe et qu'ils font probablement place à un accident majeur.

Par ailleurs, différents auteurs (Peiffer-Rangin, 1987 ; Montaño, 1988 et Pérez-Ramos, 1996) considèrent que la série permienne du Cerro La Morita est la plus complète du Sonora puisqu'elle inclut des niveaux à fusulinines allant jusqu'à l'Artinskien (= Léonardien local). Décrits en détail depuis peu par Pérez-Ramos (*op. cit.*), ces niveaux avaient été signalés, de longue date, à El Tigre par Imlay (1939) et Dunbar (1939). Olivia Pérez-Ramos, ma collègue à l'UNISON, continue à étudier le Permien du Cerro La Morita.

Etant donné leur proximité géographique actuelle, malgré les différentes déformations ductiles et plicatives que Peiffer-Rangin (*op.cit.*) y a analysées, et en tenant compte aussi des progrès de la biostratigraphie (voir ci-dessous et chapitre précédent), on peut considérer que les Cerros la Morita et le Cerro El Tule ont une histoire géologique commune, et qu'ils la partagent avec les autres affleurements du Sud de l'Arizona et du sud du Nouveau Mexique. Cela confirme l'unité paléogéographique du secteur frontalier, avec les Bassins de Pedregosa et d'Orogrande, et l'inutilité du concept de Mojave-Sonora Megashear . Cependant, nous allons être conduits, dans la suite de ce travail, à beaucoup élargir les reconstitutions du Bassin de Pedregosa qui avaient été proposées, jusqu'à une période récente, dans la littérature.

6.3. Description de la coupe étudiée

La colonne stratigraphique du Cerro La Morita, décrite ici, n'offre que des épaisseurs approximatives car les couches y sont assez fortement plissées et il est difficile de connaître leur puissance réelle. Il est important de noter qu'une partie de la série est renversée (Fig. 21-

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

23).

Je n'ai pas retrouvé les couches plus anciennes mentionnées par Peiffer-Rangin (1987). En effet, dans sa description des Cerros La Morita, elle rapporte la présence de la fusulinine *Millerella pressa*, espèce contemporaine de *Millerella marblensis*, indicatrice du Bachkirien moyen (Morrowien terminal) et de la zone supérieure à *Eostaffella-Millerella* M2 définie par Wilde (1990). L'*Asteroarchaediscus postrugosus* de Peiffer-Rangin (1987) est de même âge.



Fig. 21 : Photo de terrain de la coupe des Cerros La Morita. Les formations pennsylvaniennes de l'Horquilla constituent la pente ; les falaises, en haut de la photo, sont composées par les calcaires du Permien (voir aussi les Figures 22 et 23).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

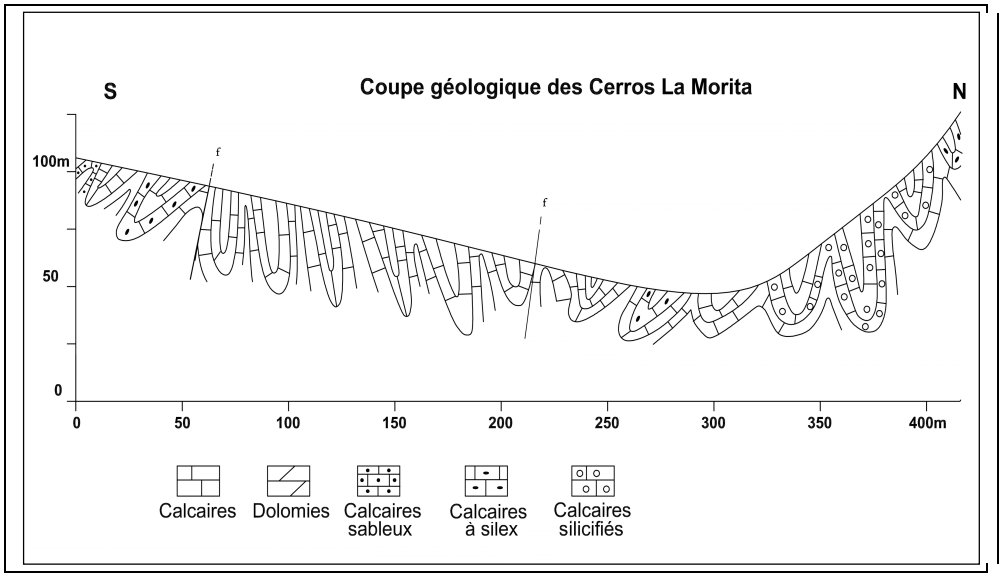


Fig. 22 : Coupe géologique de la Formation Horquilla aux Cerros La Morita montrant les nombreux replis affectant les couches (voir aussi la Figure 23).

6.3.1. UNITE I (Epaisseur 75 m : 0-75 m)

A la base de ma coupe, j'ai observé des grès calcaires rosés, en bancs de 20 cm environ, riches en fragments de tiges de crinoïdes, bryozoaires et ostracodes. Au microscope, on constate que ce sont des wackestones, selon la classification de Dunham (1962), avec des silex et de rares fragments de crinoïdes, des bryozoaires et des ostracodes. Au-dessus de ces couches viennent 14 m de dolomites parfois karstifiées et des calcaires de couleur rose très fracturés. Au microscope, ce sont des calcaires recristallisés qui renferment la fusulinine *Profusulinella spicata* (Pl. 24, fig. 1) caractéristique du Bachkirien supérieur-Moscovien inférieur (= Atokien inférieur).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

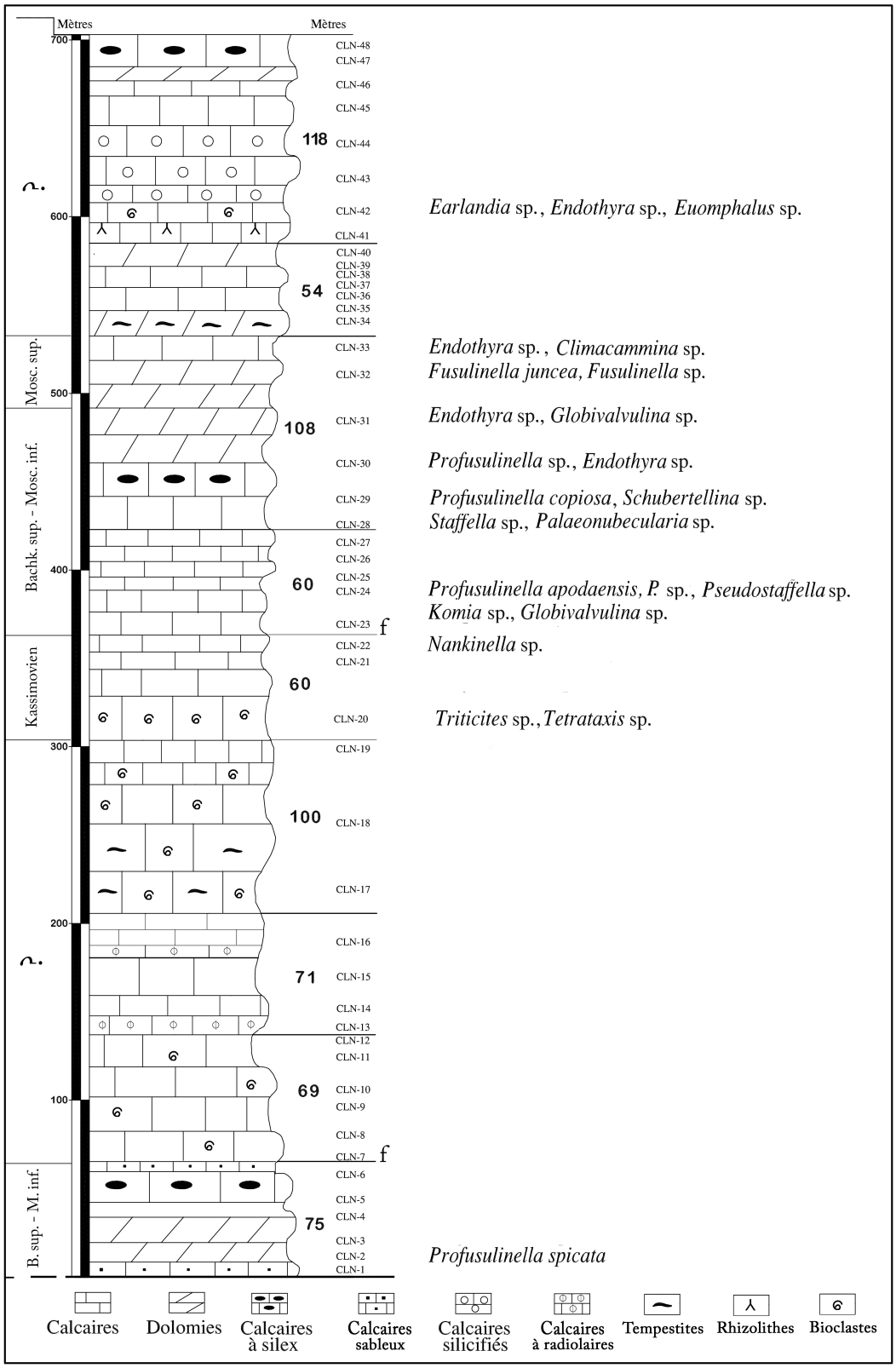


Fig. 23 : Colonne stratigraphique du Cerro La Morita.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

L'unité I va montrer ensuite, jusqu'à son sommet, des calcaires roses, gris à la patine, en bancs moyens ou parfois épais, qui, au microscope, sont des wackestones bioclastiques avec d'abondants fragments de tiges de crinoïdes (à section circulaire et d'une taille pouvant atteindre un centimètre) et de rares bryozoaires. A ce niveau de la colonne, des nodules de silex se manifestent assez abondamment. Les strates sont toutefois mal exposées et parfois couvertes par les colluvions. Cette partie de la série est semblable à celle qui affleure au Cerro El Tule en même position et qui contient la même espèce de *Profusulinella* (voir chapitre 3).

6.3.2. UNITÉ II (Epaisseur 69 m : 75-144 m)

Elle commence par des calcaires gris à la patine et roses à la cassure, qui se présentent en bancs minces à épais, mal exposés, avec des intercalations de lutites. Ces calcaires sont affectés par de nombreux filonnets de calcite et contiennent des coraux solitaires. Au microscope, ils révèlent des wackestones bioclastiques et sableux, à rares crinoïdes et ostracodes. La composition de ces roches paraît indiquer un paléoenvironnement de plate-forme moyenne relativement profonde.

Cette unité s'achève avec des calcaires de couleur rose, tachetés de gris à la patine comme à la cassure. Ils sont bien exposés en strates épaisses ou parfois minces, recoupées par des filonnets de calcite. Au microscope, il s'agit de wackestones bioclastiques à spicules d'éponges et rares brachiopodes, qui montrent un nouvel approfondissement du milieu de dépôt.

6.3.3. UNITÉ III (Epaisseur 71 m : 144-215 m)

La base de cette unité est composée de calcaires gris à la patine et à la cassure, qui se disposent en bancs minces ou épais. Ils sont porteurs de filonnets de calcite et d'exsudations d'oxyde de fer, et renferment de petites tiges de crinoïdes. Parfois des lentilles de grès fins s'intercalent. Leur microfaciès est une micrite argileuse azoïque. Puis viennent des calcaires de couleur grise à la cassure et gris clair à la patine, en strates minces ou épaisses, bien exposées et montrant des filonnets de calcite et des oxydes de fer occasionnels. Le microfaciès est un wackestone bioclastique à radiolaires indéterminés (Pl. 24, fig. 2). Bien que souvent discutée, la présence de radiolaires reste pour moi un bon indice de milieu de dépôt pélagique et à assez grande profondeur.

Ensuite on trouve à nouveau des calcaires de couleur grise à la cassure et gris clair à la patine,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

mais cette fois en strates épaisses mal exposées, toujours avec des filonnets de calcite, mais avec des crinoïdes et des brachiopodes. La lame mince ne m'a livré qu'une micrite recristallisée avec de la sparite en filonnets. Après cela, jusqu'au sommet de la colonne, se sont déposés des calcaires gris en strates épaisses, mal exposées, et porteurs de filonnets de calcite. On retrouve, au microscope, une micrite à rares radiolaires.

6.3.4. UNITÉ IV (Epaisseur 100 m : 215-315m)

Cette unité débute par des calcaires à patine grise et gris clair à la cassure, bien exposés en strates épaisses ou parfois moyennes, où abondent les filonnets de calcite et les restes de crinoïdes. Selon la classification de Dunham (*opus cit.*), il s'agit d'un wackestone bioclastique à fragments de crinoïdes. Ces roches sont surmontées par des calcaires gris en strates épaisses remplis de filonnets de calcite et de fossiles (crinoïdes et brachiopodes). Le microscope montre un packstone bioclastique à restes de brachiopodes, bryozoaires et crinoïdes. Ces calcaires s'avèrent être des tempestites avec des intraclastes remaniés et redéposés (Pl. 24, fig. 3). Au-dessus de ces strates, on trouve des calcaires gris à la patine et gris clair à la cassure, en strates épaisses porteuses de nombreux fossiles (restes de crinoïdes et brachiopodes) et filonnets de calcite. Le microscope révèle une roche de type wackestone bioclastique avec de rares brachiopodes. Jusqu'au sommet de la colonne se déposent ensuite des calcaires gris à la patine et gris clair à la cassure, d'une épaisseur de 10 m, en strates épaisses et bien exposées, pleines de filonnets de calcite et de fossiles (restes de tiges de crinoïdes et brachiopodes). Microscopiquement, c'est une micrite recristallisée. Jusqu'à cette hauteur de la colonne se sont accumulés des calcaires gris à la patine et gris clair à la cassure, en strates massives, avec éventuellement des coraux et des lentilles de silex. Les strates suivantes, de faible épaisseur, sont des calcaires gris massifs avec d'abondants fragments de crinoïdes et des silex blancs.

6.3.5. UNITÉ V (Epaisseur 60 m : 315-375m)

L'unité se compose à la base de calcaires gris à la cassure et à la patine, bien exposés en bancs massifs, recoupés de filonnets de calcite et remplis de crinoïdes et de brachiopodes). En lame mince, ce sont des wackestones bioclastiques à brachiopodes et crinoïdes. De plus ils révèlent des *Tetrataxis* sp. et des *Triticites* sp. primitifs (Pl. 24, fig. 4), ces derniers indiquant un âge kassimovien (= missourien, dans la terminologie nord-américaine) et un milieu de plate-forme interne ou moyenne. Puis viennent des calcaires gris à la patine et gris clair à la cassure, en

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

strates massives à épaisses, avec d'abondants nodules de silex et des restes de tiges de crinoïdes et des brachiopodes. Le microfaciès montre un wackestone bioclastique à crinoïdes et de rares *Nankinella* sp. relativement évoluées (Pl. 24, fig. 5), mais sans doute encore d'âge kassimovien.

6.3.6. UNITÉ VI (Epaisseur 60 m : 375-435m)

En contact par faille, à la base de cette unité, se présentent 60 m de calcaires gris à la patine et à la cassure, en bancs massifs à épais, à nombreux nodules de silex et restes de tiges de crinoïdes et brachiopodes. Les lames minces montrent qu'il s'agit d'un microfaciès de packstones bioclastiques à ostracodes, algues incertae sedis *Komia* sp. abondantes, et à foraminifères *Globivalvulina* sp., *Pseudostaffella* sp., *Profusulinella apodaensis* et *Profusulinella* sp. du Bachkirien supérieur-Moscovien inférieur (= Atokien inférieur localement) (Pl. 24, fig. 6, Pl. 25, fig. 1-6).

Puis viennent des calcaires gris à la patine et gris clair à la cassure, en strates épaisses à minces, mal exposées, et qui contiennent des restes de tiges de crinoïdes. Au microscope, on observe un wackestone bioclastique à crinoïdes caractérisé par la présence de *Profusulinella* sp. On reste donc, chronologiquement, dans le Bachkirien supérieur-Moscovien inférieur, autrement dit dans l'Atokien inférieur. Ces strates sont surmontées par des calcaires gris à la patine et gris clair à la cassure, en strates minces à épaisses, bien exposées, dont le microfaciès de micrite très faiblement fossilifère ne fournit pas de renseignement supplémentaire.

6.3.7. UNITÉ VII (Epaisseur 108 m : 435-543 m)

Cette unité débute par des calcaires de couleur gris-rose à la patine et gris à taches roses à la cassure, en strates épaisses à massives, remplies de filonnets de calcite, riches en fragments de tiges de crinoïdes, et où des nodules de silex sont présents. Ensuite on trouve des calcaires de couleur rose à la patine et gris-rose à la cassure, en strates épaisses à massives. Ils renferment des grains de quartz et des fragments de fossiles. Le microscope révèle un grainstone bioclastique. 6 m au-dessus de la base de cette unité, on rencontre des calcaires gris à la patine et à la cassure, qui sont en bancs massifs et mal exposés. Ils présentent des filonnets de calcite, des fragments de tiges de crinoïdes, des brachiopodes et des coraux solitaires. Microscopiquement, il s'agit d'un wackestone bioclastique à *Staffella* sp., *Schubertellina* sp.,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Profusulinella copiosa et *Palaeonubecularia* sp. (Pl. 26, fig. 1-6, Pl. 27, fig. 1-2), c'est-à-dire encore une association d'âge bachkirien supérieur-moscovien inférieur (= atokien inférieur). En fait, dans l'Atokien inférieur des échelles de fusulinines nord-américaines, la sous-zone à *P. copiosa* précède théoriquement la sous-zone à *P. apodacensis*, cela signifie donc, dans notre coupe, soit une survie prolongée de *P. copiosa*, soit une petite complication tectonique. La seconde solution est sans doute la plus vraisemblable. A partir de 16 mètres dans l'Unité VII, se sont accumulés des calcaires riches en faune, gris à la patine, à filonnets de calcite et lentilles de silex, en strates moyennes à épaisses, bien exposées dans les arroyos, à fragments de tiges de crinoïdes, brachiopodes et coraux solitaires. Sous le microscope, on voit des wackestones bioclastiques à foraminifères *Endothyra* sp. et *Profusulinella* sp. du Bachkirien supérieur-Moscovien inférieur. On observe ensuite des dolomites de tonalité gris clair qui se présentent en bancs massifs à épais. Elles offrent, pour fossiles, des fragments de tiges de crinoïdes, et sont porteuses de filonnets de calcite. Le microfaciès est un wackestone bioclastique et dolomitique à restes de crinoïdes, brachiopodes, ostracodes et petits foraminifères : *Endothyra* sp. et *Globivalvulina* sp. (Pl. 27, fig. 3). Ces strates sont recouvertes par des calcaires dolomitiques roses à la patine et à la cassure, en bancs massifs mal exposés, riches en tiges de crinoïdes et en bryozoaires, dont le microfaciès est un packstone bioclastique à superbes *Fusulinella juncea* du Moscovien supérieur (= Atokien supérieur) (Pl. 27, fig. 4-6). On passe ensuite à des calcaires à patine rose, gris rose à la cassure, en bancs massifs à épais, mal exposés, avec d'abondants fragments de tiges de crinoïdes, des brachiopodes et des bryozoaires. Le microfaciès est un wackestone bioclastique à fragments de crinoïdes et petits foraminifères : *Endothyra* sp. et *Climacammina* sp.

6.3.8. UNITÉ VIII (Epaisseur 54 m : 543-597 m)

Elle commence par des calcaires dolomitisés de couleur grise à la patine et à la cassure (celle-ci étant conchoïdale), en bancs massifs, avec de nombreux filonnets de calcite, des éléments bréchiques et des nodules sableux. Au microscope, c'est un packstone bioclastique avec des restes de tiges de crinoïdes, des gastéropodes et des bivalves qui suggère une accumulation de type tempestite. Leur succèdent des dolomites grises à la patine et à la cassure qui se présentent en bancs moyens à épais, parfois porteurs de nodules sableux. Microscopiquement on identifie un wackestone bioclastique à fragments de crinoïdes. Ensuite se sont déposés des

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

calcaires gris à la patine et à la cassure, en bancs massifs à épais, mal exposés ; avec de nombreux filonnets de calcite et parfois des fragments de roches remaniées. Jusque vers 20 m, on trouve des calcaires gris à la patine et à la cassure, en strates moyennes et contenant des fragments de roches qui en font des brèches intraformationnelles. Des filonnets de sparite et des rares nodules sableux s'ajoutent au faciès. En lame mince, on observe un wackestone bioclastique à restes de tiges de crinoïdes. Ensuite la série passe à 20 m de strates de calcaires de couleur café, tant à la patine qu'à la cassure. Ils se présentent en bancs épais, avec des filonnets de calcite, des grains de sable siliceux et des nodules de silex. Microscopiquement, il s'agit d'un wackestone bioclastique à fragments de tiges de crinoïdes. Après cela on trouve 14 mètres de calcaires gris à taches roses à la patine et gris à la cassure, exposés en bancs épais, avec de nombreux filonnets de calcite. Ils offrent parfois des nodules de silex et des oxydes de fer. C'est une simple micrite au microscope.

6.3.9. UNITÉ IX (Epaisseur 118 m : 597-715 m)

Elle débute par des calcaires gris foncé à la patine et gris rose à la cassure, se présentant en bancs épais à massifs, Au microscope on observe une micrite à rhizomorhes (Pl. 28, fig. 3) (voir Klappa, 1980). L'unité se termine par des calcaires dolomitiques de couleur rose à la patine et gris à la cassure, en strates moyennes, avec de nombreux filonnets de calcite, des bryozoaires et gastéropodes (*Euomphalus* sp.). C'est un packstone bioclastique à *Earlandia* sp. et *Endothyra* sp. (Pl. 28, fig. 4).

Puis on remarque des calcaires silicifiés de couleur grise à la cassure et à la patine, en bancs épais et à nombreux restes de tiges de crinoïdes circulaires. Il s'agit au microscope d'un wackestone-packstone bioclastique à fragments de crinoïdes et de bryozoaires. Au-dessus existent des calcaires gris, en strates minces à épaisses bien exposées. Au microscope seule une micrite a pu être observée.

On trouve ensuite 2 mètres de calcaires roses à la patine et gris rose à la cassure, formant des bancs épais à massifs, à nombreux filonnets de calcite. On n'identifie encore qu'une micrite, au microscope. Puis viennent des calcaires de couleur rose à la patine et gris-rose à la cassure, en bancs minces à épais, à nombreux fragments de tiges de crinoïdes silicifiés et à rares bryozoaires, auxquels s'ajoutent des nodules de silex. Il s'agit d'un wackestone bioclastique à crinoïdes et coraux solitaires. Au-dessus de ces niveaux, apparaissent 2 mètres de calcaires

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

gris-café à la patine et à la cassure, en strates épaisses portant des nodules sableux et des exsudations d'oxydes de fer. Les fragments de crinoïdes circulaires et les brachiopodes, qu'on voit sur le terrain, se retrouvent dans le microfaciès de wackestone bioclastique.

Surmontant l'ensemble précédent, se développent des calcaires de couleur gris-café à la patine et à la cassure ; ils sont mal exposés, en strates épaisses, à nodules sableux et oxydes de fer. On y remarque des fragments de crinoïdes circulaires d'un diamètre d'un centimètre et des restes de brachiopodes. Observée en lame mince, la roche est un wackestone assez riche en bioclastes.

Au-dessus, ces calcaires passent progressivement à des grès roses à la patine comme à la cassure, mal exposés, en bancs alternativement minces et épais, et qui contiennent d'abondants restes de tiges de crinoïdes et des brachiopodes. C'est à nouveau un wackestone richement bioclastique que révèle le microscope.

La partie supérieure de cette unité est constituée de calcaires de couleur rose tant à la patine qu'à la cassure. Ils se présentent en bancs minces à épais, mal exposés, montrant des interstratifications planes, et contiennent des fragments de tiges de crinoïdes et de brachiopodes. Au microscope ils peuvent être rangés parmi les grainstones. La séquence devient ensuite plus magnésienne en prenant la forme de calcaires dolomitiques de couleur gris clair, mal exposés et à fragments de tiges de crinoïdes. En microfaciès, on ne quitte pas la catégorie des grainstones.

L'unité se poursuit par des calcaires de couleur rose à la patine, mal exposés et en bancs épais à massifs. Ils montrent de nombreuses tiges de crinoïdes de diamètre centimétrique et des restes de brachiopodes. Au microscope, ils se rangent parmi les wackestones bioclastiques. Ils se prolongent jusqu'au sommet de l !unité avec des calcaires gris à la patine comme à la cassure, mal exposés, contenant souvent des lithoclastes et des fragments de fossiles tels que brachiopodes, crinoïdes et bryozoaires. Ils restent dans le domaine des wackestones bioclastiques.

6.3.10. Bilan et perspectives

La Formation Horquilla des Cerros La Morita nous a livré de beaux échantillons de l'Atokien inférieur et supérieur (= Bachkirien supérieur-partie inférieure du Moscovien supérieur), par contre beaucoup d'autres étages du Pennsylvanien nous ont fait entièrement défaut.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

A l'instar des Cerros El Tule, il existe à La Morita des niveaux qui présentent des concrétions irrégulières de silex, parallèles à la stratification. D'autre part, il n'est pas rare de découvrir, dans les bancs calcaires, des structures de lamination avec des alternances millimétriques de couches sombres et claires. Certains niveaux de roches présentent une structure pustuleuse à la suite de processus de dolomitisation.

La Formation Horquilla du Cerro La Morita montre un contact anormal majeur avec un Pennsylvanien supérieur à très rares *Triticites* suivi d'un Atokien inférieur à *Profusulinella* et d'un Atokien supérieur à *Fusulinella* apparemment complets. Là où nous avons dressé la coupe nous n'avons rien retrouvé du Morrowien ni du Desmoinésien de Peiffer-Rangin (1987), preuve d'autres accidents tectonique importants.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

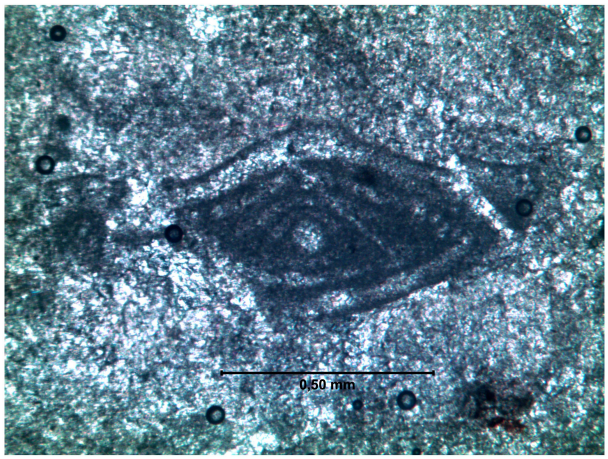


Fig.1 *Profusulinella spicata* CLN 2

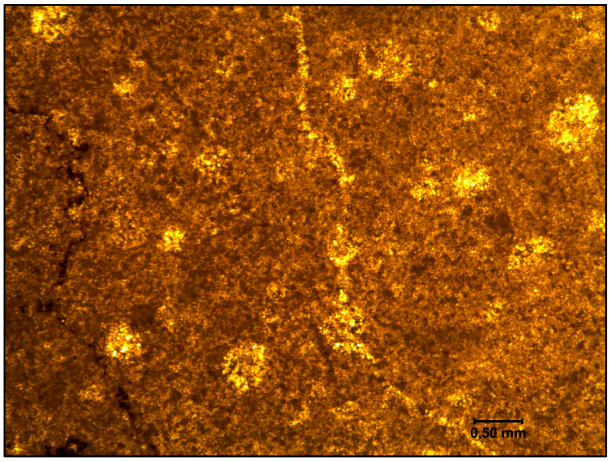


Fig.2 Radiolaires CLN13

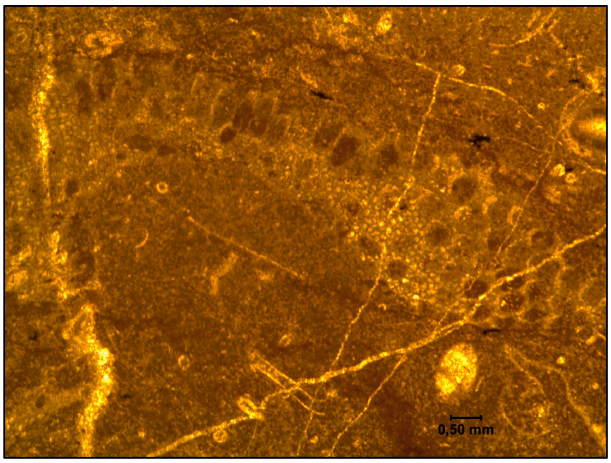


Fig.3 Tempestites CLN17

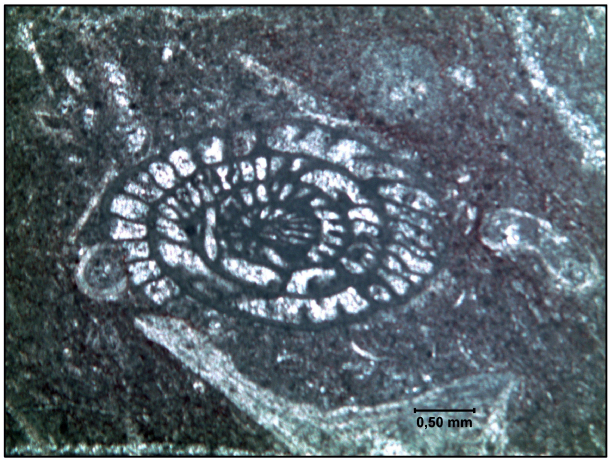


Fig.4 *Triticites* sp. CLN20

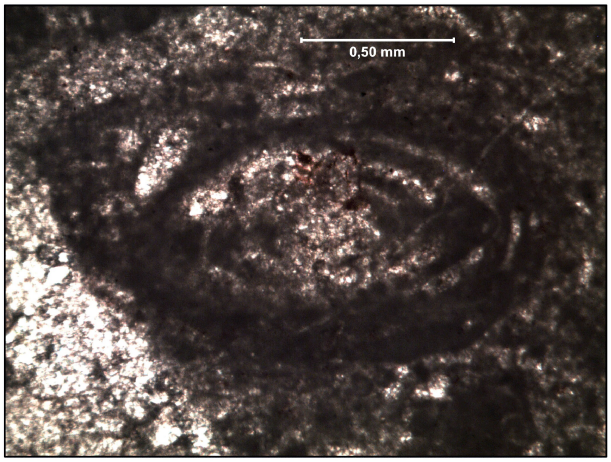


Fig.5 *Nankinella* sp. CLN22

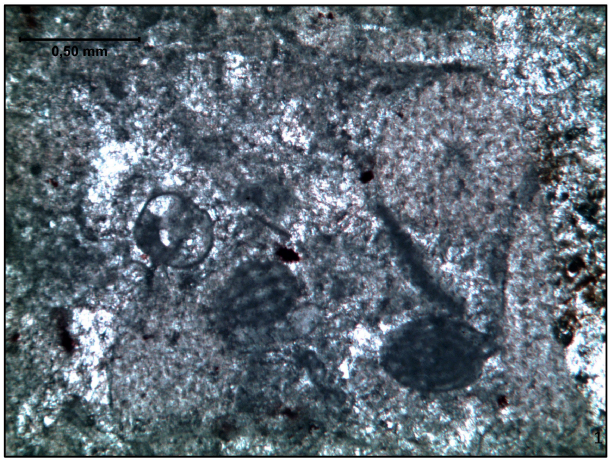


Fig.6 *Profusulinella* sp. et *Globivalvulina* sp. CLN 24

PLANCHE 24

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

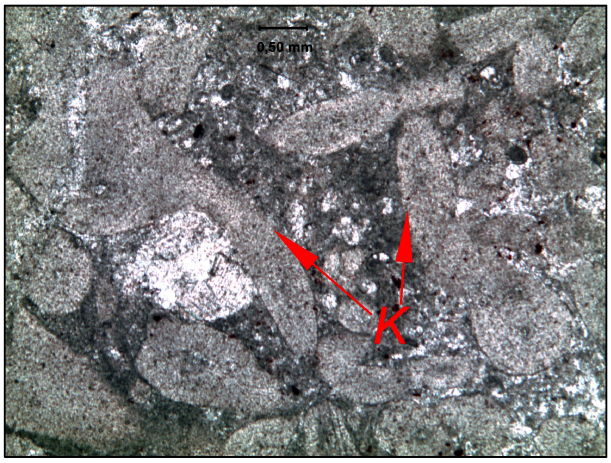


Fig.1 *Komia* sp. (K) CLN24

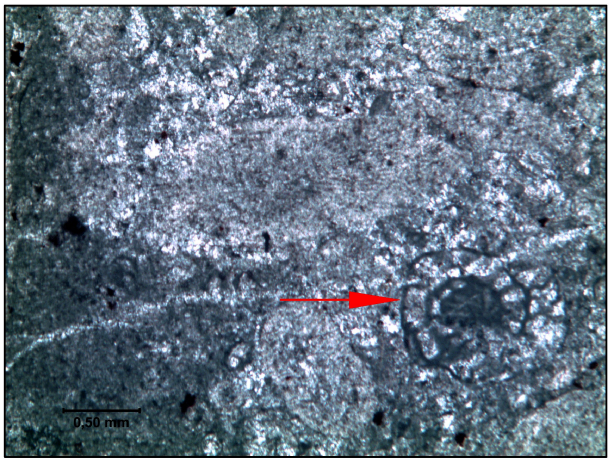


Fig.2 *Komia* sp. , *Profusulinella apodaensis* CLN24

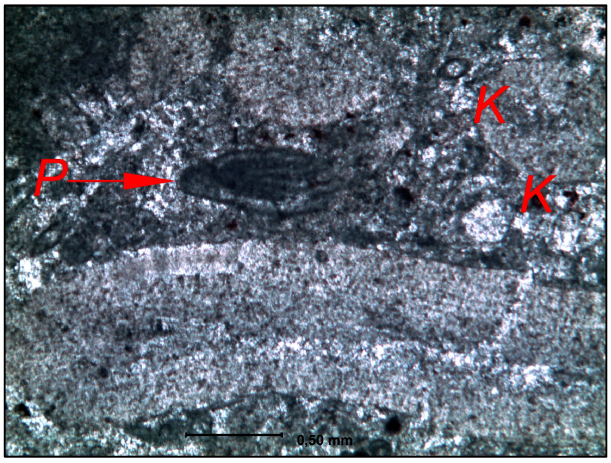


Fig.3 *Komia* sp. (K), *Profusulinella* sp. (P) CLN24

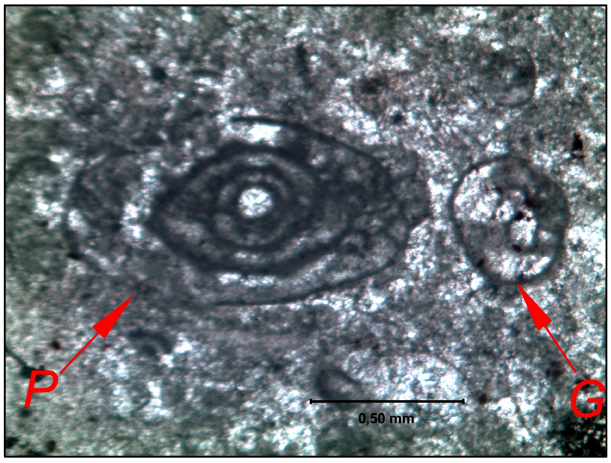


Fig.4 *Profusulinella* sp. (P) , *Globivalvulina* sp. (G) CLN24



Fig.5 *Profusulinella apodaensis* CLN24

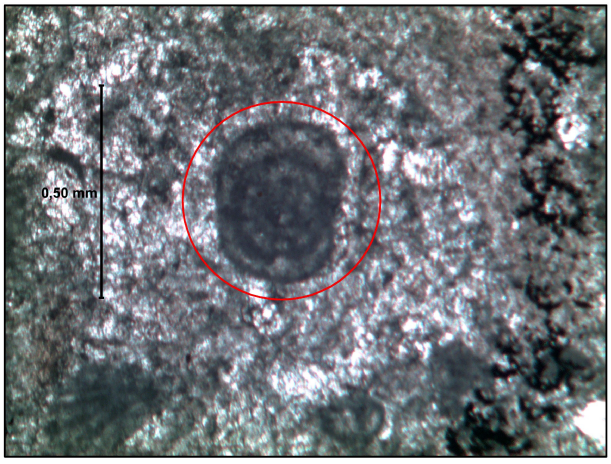


Fig.6 *Pseudostaffella* sp. CLN24

PLANCHE 25

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

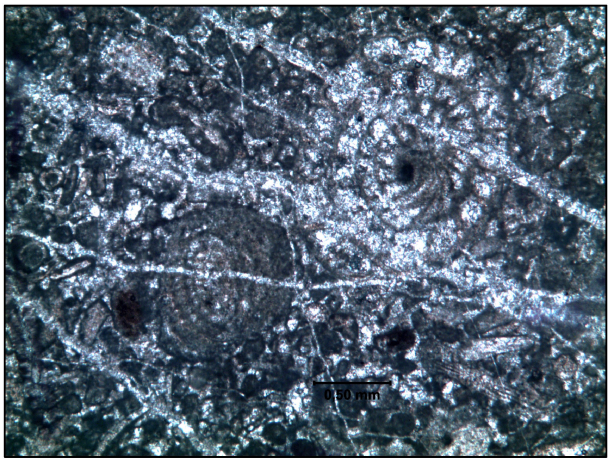


Fig.1 *Staffella* sp. CLN28

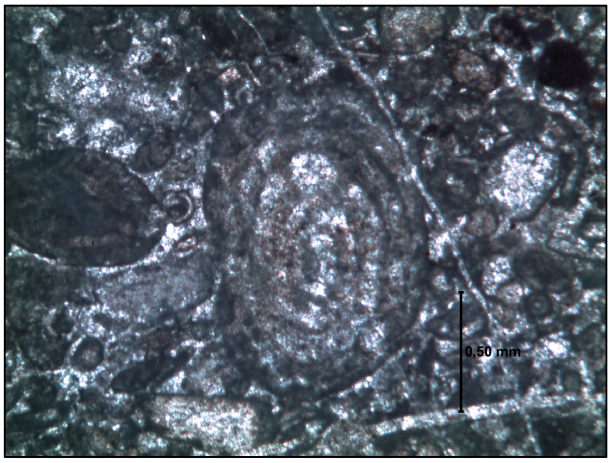


Fig.2 *Staffella* sp. CLN28

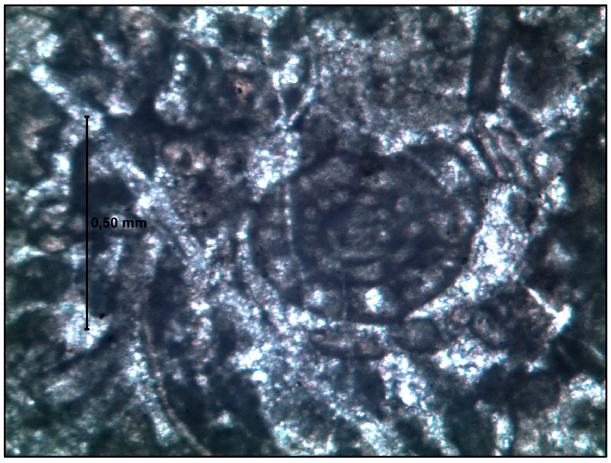


Fig.3 *Schubertellina* sp. CNL28

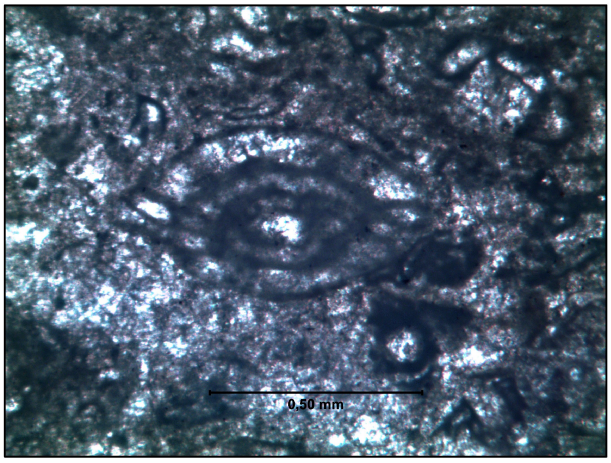


Fig.4 *Profusulinella copiosa* CLN29

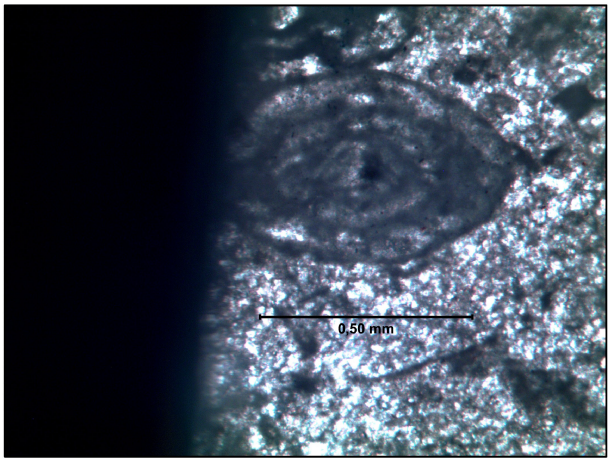


Fig.5 *Profusulinella copiosa* CLN29

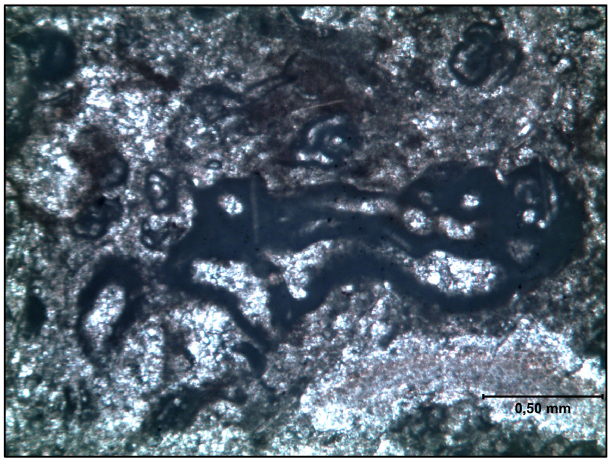


Fig.6 *Palaeonubecularia* sp. CLN29

PLANCHE 26

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

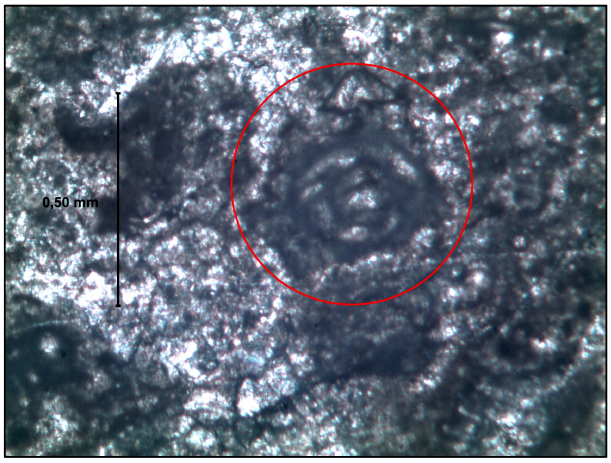


Fig.1 *Profusulinella copiosa* CLN29

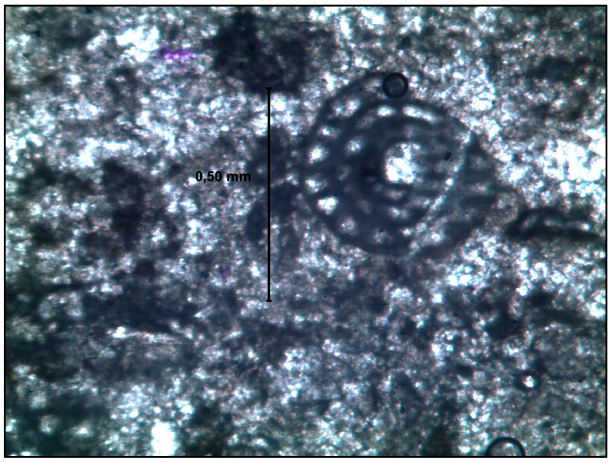


Fig.2 *Profusulinella copiosa* CLN29

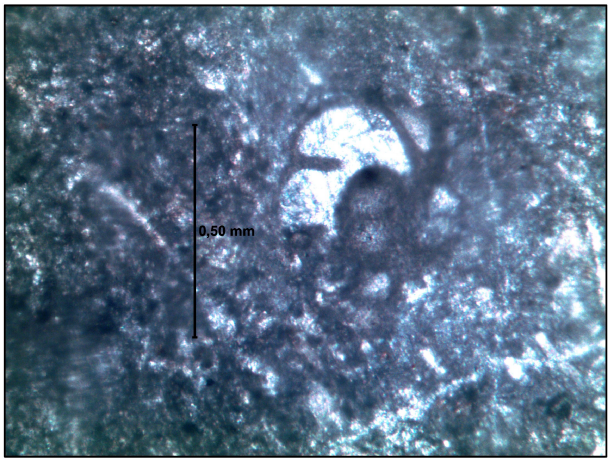


Fig.3 *Endothyra* sp. CLN31

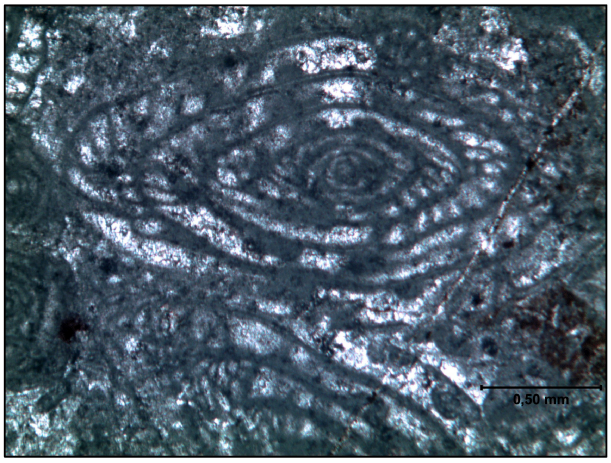


Fig.4 *Fusulinella juncea* CLN32_ F

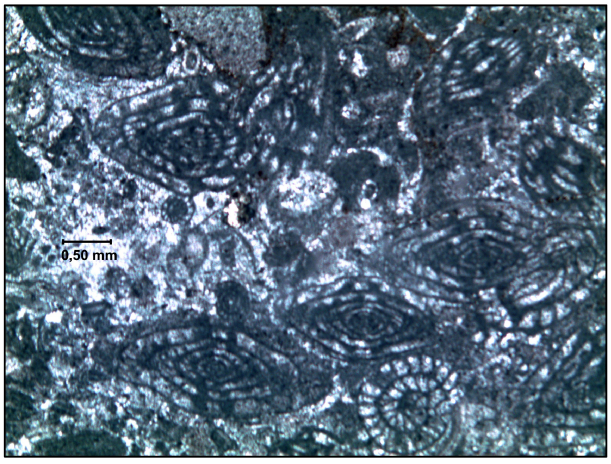


Fig.5 *Fusulinella juncea* CLN32_ F_1

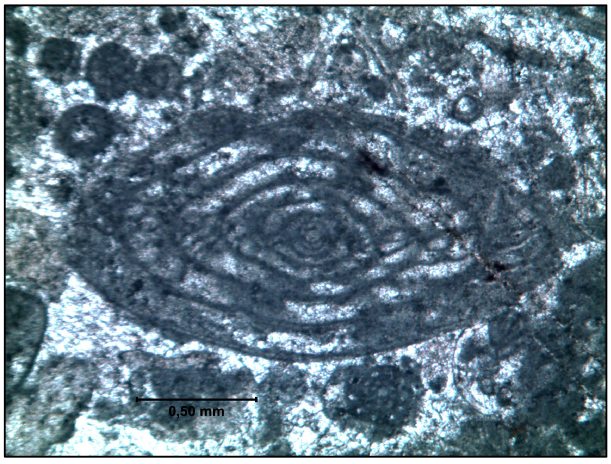


Fig.6 *Fusulinella* sp. CLN32

PLANCHE 27

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

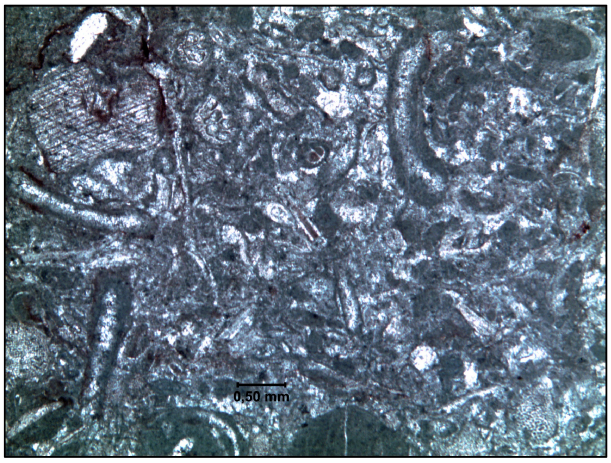


Fig.1 Tempestite CLN34

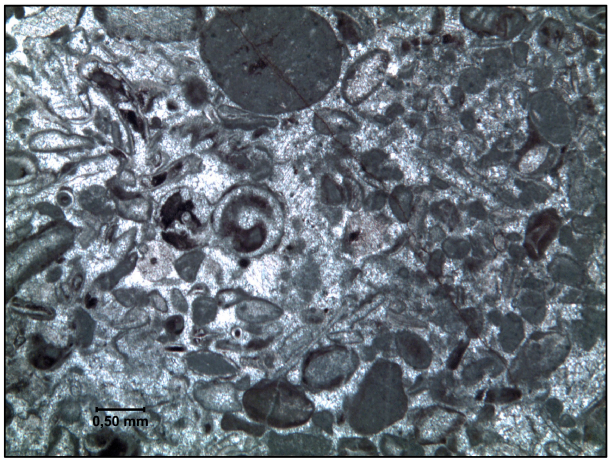


Fig.2 Microfaciès CLN35

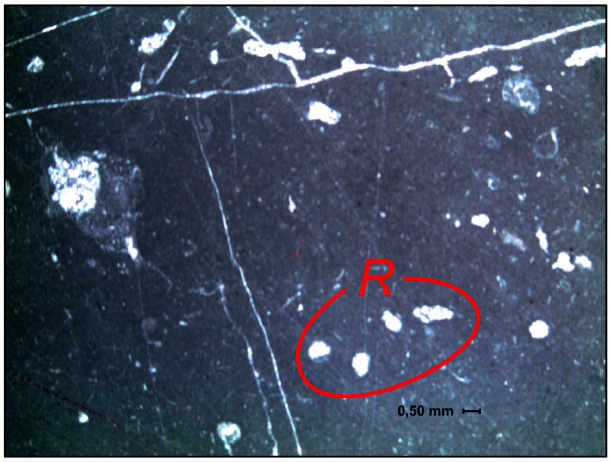


Fig.3 Micrite à rhizomorphes (R) CLN41

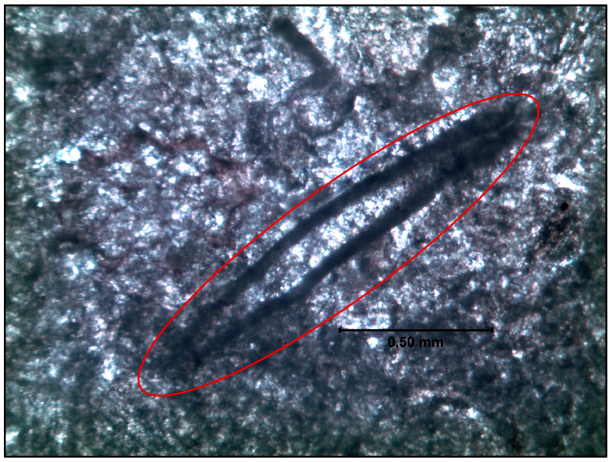


Fig.4 *Earlandia* sp. CLN42

PLANCHE 28

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

7. RESULTATS DE LA FLUORESCENCE DE RAYONS X

L'analyse géochimique, à partir des oxydes majeurs obtenus par la technique de fluorescence X, est décrite ci-dessous avec assez de détails, car ceux-ci ne semblent pas inutiles pour des lecteurs qui sont, comme moi, surtout des géologues de terrain.

7.1. Méthodologie

7.1.1. Généralités

Cette méthode de fluorescence requiert des tubes à rayons X de forte intensité, des détecteurs très sensibles et des systèmes appropriés de rayons X. L'intensité est un facteur important, puisqu'elle affectera le temps qui sera nécessaire pour mesurer le spectre. Il convient qu'un nombre déterminé d'impulsions soit détecté et reçu par le détecteur pour que l'erreur statistique de la mesure soit suffisamment réduite. Quand on irradie avec un faisceau de rayons X un échantillon de composition inconnue, celui-ci émettra les radiations caractéristiques des éléments qui le composent. Si on peut identifier la longueur d'onde ou l'énergie de chacune des radiations caractéristiques, on peut connaître les éléments qui composent l'échantillon, et si on peut mesurer leurs intensités, on peut connaître leurs concentrations respectives.

7.1.2. Spectromètre de fluorescence X.

Le système général pour l'excitation, la dispersion et la détection de la radiation fluorescente avec un spectromètre à cristal plan est présenté sur le schéma suivant :

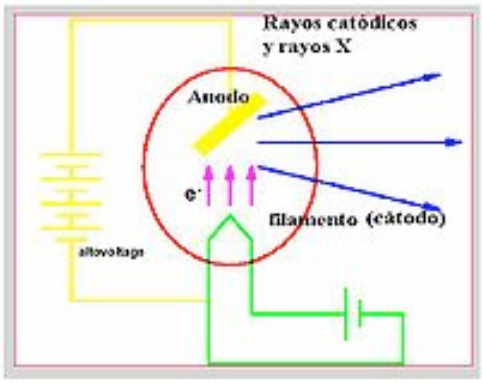


Fig. 24 Schéma d'un tube à rayons cathodiques et à rayons X.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

On dispose l'échantillon sur le porte-échantillon, qui tourne afin d' améliorer l'uniformité de l'exposition, et on irradie avec un faisceau de rayons X primaires sans filtrer ; l'élément étudié commence à émettre ses lignes de fluorescence caractéristiques. Une partie du faisceau fluorescent dispersé va alors passer par la fente d'entrée du goniomètre et être dirigée vers une face plane du cristal analyseur. Les lignes de radiation, réfléchies selon l'équation de Bragg, passent à travers un collimateur auxiliaire ou une fente de sortie vers le détecteur, où l'énergie des impulsions de rayons X se convertit en impulsions électriques.

Ces dernières années, en spectrométrie de fluorescence X on s'est mis à utiliser des semi-conducteurs, principalement de silice et de lithium, comme détecteurs des rayons X. La résolution relativement élevée de ceux-ci (entre 160-180 eV) permet de décomposer le spectre de fluorescence en ses composants monochromatiques en fonction de la différence entre leurs énergies, de sorte que le détecteur lui-même agisse comme agent séparateur. Le détecteur reçoit alors le spectre total émis par tous les éléments de l'échantillon. Pour chaque photon de rayons X incident, le détecteur engendre une impulsion électrique dont la hauteur sera proportionnelle à l'énergie du photon ; les différentes impulsions électriques créées sont séparées et emmagasinées en fonction de leur valeur à l'aide d'un analyseur de hauteur d'impulsions multicanal.

Les intensités des impulsions s'enregistrent automatiquement sur un graphique sous forme d'une série de pics, qui correspondent à des lignes de fluorescence superposées à une radiation de fond qui est produite par la dispersion générale. Des données supplémentaires pour l'identification peuvent être obtenues à partir des hauteurs relatives (dans certains cas particuliers) des pics, du potentiel d'excitation critique et de l'analyse des hauteurs des impulsions.

Pour l'analyse quantitative, on mesure l'intensité d'une ligne caractéristique de l'élément sollicité. On fixe le goniomètre à 2° du pic et on recueille les mesures pour une période fixée, ou bien l'on mesure le temps nécessaire pour recueillir un nombre déterminé de mesures. Normalement, on peut accumuler 200.000 mesures en une ou deux minutes pour les principaux éléments d'un échantillon, tandis que les mesures de la radiation de fond requièrent plus de temps d'analyse. L'intensité de ligne nette, c'est-à-dire du pic, moins le

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

fond, exprimée en mesures par seconde, est en relation avec la concentration de l'élément par l'intermédiaire d'une courbe de calibration.

7.1.3. Discussion de la méthode

L'un des avantages de cette méthode est que son champ d'application s'étend à tout élément de numéro atomique supérieur à 4 (béryllium). De plus, le spectre d'émission des rayons X est très simple à obtenir et à interpréter, dans la mesure où la position des lignes ne dépend pas du type de composant, ni de l'état physique qu'il présente. Les interférences spectrales sont relativement peu fréquentes, bien qu'il faille considérer les possibles effets de matrice qui peuvent laisser supposer des effets absorption et de renforcement des lignes analytiques.

Il s'agit d'une méthode non destructive, car l'échantillon ne subit aucun dommage durant l'analyse et qu'il peut être réétudié autant de fois qu'on le souhaite. Cela est d'autant plus intéressant pour des échantillons de référence, des pierres précieuses, des preuves judiciaires, des objets d'art, des antiquités, etc. Les échantillons peuvent se présenter sous des formes variées : solides, pastilles, poudres, liquides, pellicules et jusqu'à des gaz. Le matériel solide peut être métallique, minéral, en céramique, en verre, en matières plastiques, en toile, en papier, etc. Forme et taille peuvent aussi être très variables. La technique est applicable à un large éventail de concentrations, de 0,001 % à 100%, dans les cas les plus favorables. La sensibilité est d'autant plus grande que le numéro atomique de l'élément présent est élevé et que les numéros atomiques de ceux qui forment la matrice sont bas.

L'analyse de fluorescence X est suffisamment précise pour rivaliser en exactitude avec les méthodes chimiques par voie humide pour l'analyse des constituants principaux. D'un autre côté, il est difficile de détecter un élément qui soit présent à moins de 100 ppm. La méthode est intéressante pour des éléments pour lesquels il n'existe pas de méthodes chimiques humides précises ; c'est-à-dire des éléments comme le sodium, le niobium, le tantale et les terres rares. Souvent on l'utilise comme un procédé complémentaire de la spectrométrie d'émission optique, particulièrement pour les constituants principaux, et aussi pour l'analyse des échantillons non métalliques, puisqu'il n'y a pas besoin pour cela de conducteur électrique .

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

7.2. Analyses géochimiques de la coupe du Cerro Los Abajeños

Sample	CaO (%)	MgO (%)	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	K2O (%)	TiO2 (%)	SO3 (%)	P2O5 (%)
TT1	84.9989	0.737	11.4195	0.785	0.7395	0.3543	0.0613	0.0612	0.1825
TT3	8.9288	2.5574	84.3691	2.0683	0.5341	1.3348	0.0557	0.0437	0.0281
TT5	31.4769	8.035	55.5571	1.9528	1.1325	1.1658	0.0447	0.2448	0.0614
TT7	10.3624	3.9025	82.6384	1.4447	0.3434	0.9394	0.0511	0.0809	0.0264
TT8	29.907	11.8631	53.4413	2.648	0.4515	1.4477	0.0418	0.0874	0.0447
TT11	20.7852	6.3896	70.4673	1.3111	0.3343	0.4979	0.0308	0.0683	0.0364
TT14	20.3084	0.9041	75.6341	1.2189	0.3697	0.4017	0.036	0.8624	0.0598
TT17	89.9044	1.5659	5.7899	0.8885	0.8822	0.3391	0.0635	0.104	0.0339
TT19	94.379	1.2331	2.6389	0.5689	0.4259	0.2418	0.042	0.1174	0
TT21	46.6114	18.739	31.3775	1.2055	0.2295	0.3465	0.0553	0.0726	1.2518
TT23	66.793	28.828	2.3083	0.6151	0.2999	0.1264	0	0.2058	0.0822
TT25	53.6813	24.1001	13.8506	4.0021	2.4562	1.259	0.2492	0.1098	0.0396
TT26	57.389	25.3634	13.9049	1.5297	0.8659	0.5303	0.1021	0.0908	0.0883
TT27	19.9307	8.17	66.6108	2.7798	0.4208	1.6757	0.1682	0.0738	0.0725
TT29	94.391	2.04	2.5809	0.2459	0.17	0.0907	0.0215	0.0958	0.0454
TT32	94.4516	4.4217	0.5337	0.045	0.1439	0.015	0	0.0764	0.0243
TT35	76.9328	0.656	19.8924	1.0913	0.3946	0.4712	0.1377	0.1383	0.0494
TT37	97.9576	0.5771	0.5621	0.2265	0.1334	0.0734	0	0.1019	0.0295
TT41	95.4027	0.8639	3.0072	0.1713	0.1776	0.0417	0	0.0888	0.0598
TT43	79.6639	11.7595	7.1736	0.4605	0.462	0.1388	0.0327	0.0936	0.0625
TT45	94.8372	0.776	2.7925	0.4521	0.5758	0.1176	0.0239	0.0499	0.1216
TT48	90.536	2.5906	6.3488	0.1178	0.0833	0.0149	0	0.0477	0.0295
TT48-2	93.8544	2.7934	2.648	0.0991	0.0668	0.0249	0	0.0981	0.0399
TT48-5	66.088	31.3166	1.4013	0.2256	0.6072	0.0159	0	0.0381	0.1251
TT48-10	96.4785	0.6955	0.8259	0.238	0.1388	0.0409	0	0.1691	0.0785
TT48-11	89.3903	6.4871	3.044	0.3263	0.2595	0.0862	0.0183	0.0856	0.047
Average	65.5939	7.9756	23.8776	1.0276	0.4884	0.4535	0.0475	0.1272	0.1046
Std.Dev.	31.5789	9.5799	29.8434	0.9914	0.4821	0.5127	0.0593	0.1573	0.2371
Rel.Std.Dev.	48.14%	120.11%	124.99%	96.48%	98.72%	113.04%	124.68%	123.71%	226.62%

Fig. 25A : Tableau d'analyse de 26 échantillons de la coupe du Cerro Los Abajeños.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

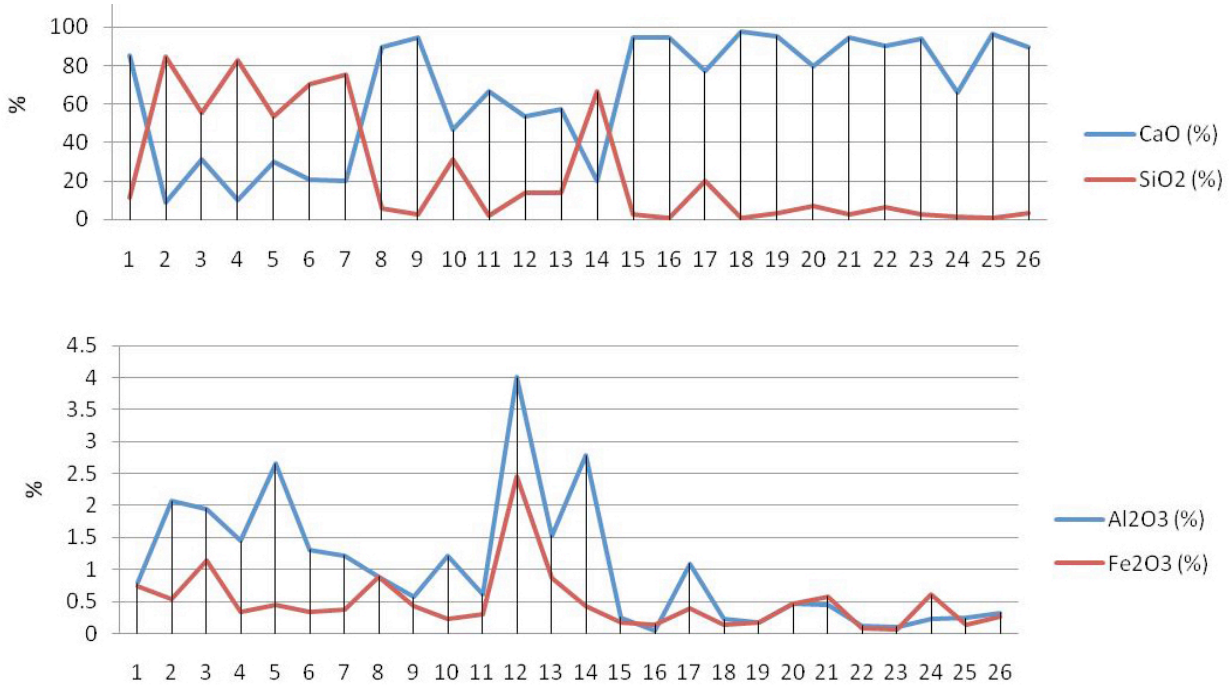


Fig. 25 B-C : Courbes de variation du CaO, SiO_2, Al_2O_3 et Fe_2O_3 dans les échantillons du Cerro Los Abajeños (1-26, en abcisses, correspondent, avec leurs numéros TT, aux 26 échantillons ci-dessus dans la première colonne de la Fig. 25A).

Commentaire : Le pic de silice, dans le 14ème échantillon-X (soit TT27), correspond à l'endroit où j'avais placé hypothétiquement la limite Dévonien-Carbonifère (Fig. 12). Il s'agit soit d'une pulsation tectonique, soit d'une phase précoce de la LPIA (glaciation finipaléozoïque). Le pic de fer et d'aluminium dans le 12ème échantillon-X (= TT25) pourrait permettre de caractériser un événement dans le Famennien local. Du 15ème échantillon-X (= TT29) au 26ème, on constate la très grande pureté en calcaire de l'Escabrosa. Les alternances de CaO et de SiO_2 de la Fig. 25B peuvent correspondre à des cycles transgression-régression.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

7.3. Analyses géochimiques de la coupe du Cerro El Palmar

Sample	CaO (%)	MgO (%)	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	K2O (%)	TiO2 (%)	SO3 (%)	P2O5 (%)
TUN 1	91.5408	2.4862	4.5219	0.4919	0.4919	0.1772	0.0242	0.0511	0.0371
TUN 2	88.8098	0.705	8.8985	0.5053	0.4773	0.1767	0.0262	0.0999	0.0401
TUN 4	83.6652	0.6633	13.3038	0.5352	0.8029	0.2345	0.0318	0.1108	0.1629
TUN 5	62.6028	0.4685	33.0283	1.2464	1.2936	0.6471	0.0627	0.0982	0.3462
TUN 6	90.9662	0.7487	6.4226	0.4443	0.5855	0.2265	0.0325	0.083	0.1039
TUN 7	11.0071	3.5209	80.6103	2.2752	0.5703	1.5113	0.0697	0.1921	0.0371
TUN 8	31.2805	11.6969	50.4485	2.8404	1.3214	1.7522	0.1257	0.1325	0.0757
TUN9	23.9396	8.6718	63.9257	1.3654	0.4271	0.8709	0.0672	0.1806	0.1443
TUN 11	93.8752	2.027	3.1798	0.2778	0.2539	0.0938	0	0.0895	0
TUN12	67.6622	29.7323	1.6178	0.346	0.3325	0.0804	0.0215	0.065	0.0359
TUNE13	95.3449	0.7756	2.5949	0.5534	0.2132	0.1102	0.0271	0.0969	0.0372
TUN14	97.4676	0.5551	1.3687	0.1667	0.2181	0.0468	0	0.0669	0
TUN15	97.023	0.7584	1.3458	0.1645	0.4186	0.0626	0.0137	0.0755	0
TUN16	46.6679	15.0199	29.529	3.735	2.6581	1.7962	0.2908	0.1054	0.051
TUN17	92.0211	0.7276	4.8835	0.8512	0.7621	0.4154	0.0712	0.0901	0.0254
TUN18	94.9086	0.5839	2.4076	0.7743	0.7087	0.2924	0.0538	0.0706	0
TUN19	95.5388	0.9212	1.8878	0.4651	0.3552	0.2074	0.0293	0.1115	0.0289
TUN20	64.3646	31.5825	1.8789	0.9445	0.6138	0.3209	0.0705	0.0737	0.0239
TUN21	92.3775	2.6363	3.4213	0.4179	0.4516	0.1833	0.0316	0.1014	0.0291
TUN22	94.0902	1.2046	2.8328	0.5651	0.3712	0.2588	0.0408	0.1664	0.0314
TUN23	51.938	20.0216	24.0151	2.0352	0.801	0.8489	0.1329	0.0737	0.0334
TUN24	64.3907	31.12	2.5294	0.8664	0.3324	0.2757	0.0679	0.079	0.0283
TUN25	64.4496	29.2785	3.3891	1.4156	0.6437	0.4394	0.1295	0.0695	0.0397
TUN26	57.389	25.3634	13.9049	1.5297	0.8659	0.5303	0.1021	0.0908	0.0883
TUN27	65.7575	30.0191	2.2665	0.7346	0.4143	0.1961	0.0459	0.1093	0.0391
TUN30	87.8102	7.6318	3.5203	0.2998	0.2222	0.0991	0.0197	0.1258	0.0259
TUN31	63.5235	30.8535	3.1667	0.9639	0.9085	0.2939	0.0641	0.0504	0.0331
TUN32	60.9531	27.8511	7.9861	1.375	1.0313	0.4599	0.0971	0.089	0.0386
TUN34	18.6695	4.476	71.9462	2.3861	0.4953	1.4678	0.2262	0.1019	0.091
TUN36	96.2785	0.6742	1.3627	0.6018	0.2781	0.1862	0.0517	0.0927	0.0348
TUN37	49.9592	1.9224	43.9208	1.8004	0.8638	0.8617	0.165	0.1641	0.1183
TUN38	84.5851	11.5667	2.5815	0.4394	0.3246	0.1264	0.0288	0.0691	0.0334
TUN39	56.8091	1.2802	40.0125	0.8256	0.3198	0.3783	0.0281	0.1337	0.0404
Average	70.8384	10.2286	16.3245	1.0376	0.6311	0.4736	0.0682	0.1003	0.0562
Std.Dev.	24.8836	12.0143	22.5623	0.8369	0.467	0.4928	0.0637	0.0353	0.065
Rel.Std.Dev.	35.13%	117.46%	138.21%	80.66%	73.99%	104.06%	93.41%	35.18%	115.73%

Fig. 26A : Tableau d'analyse de 33 échantillons de la coupe du Cerro El Palmar.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

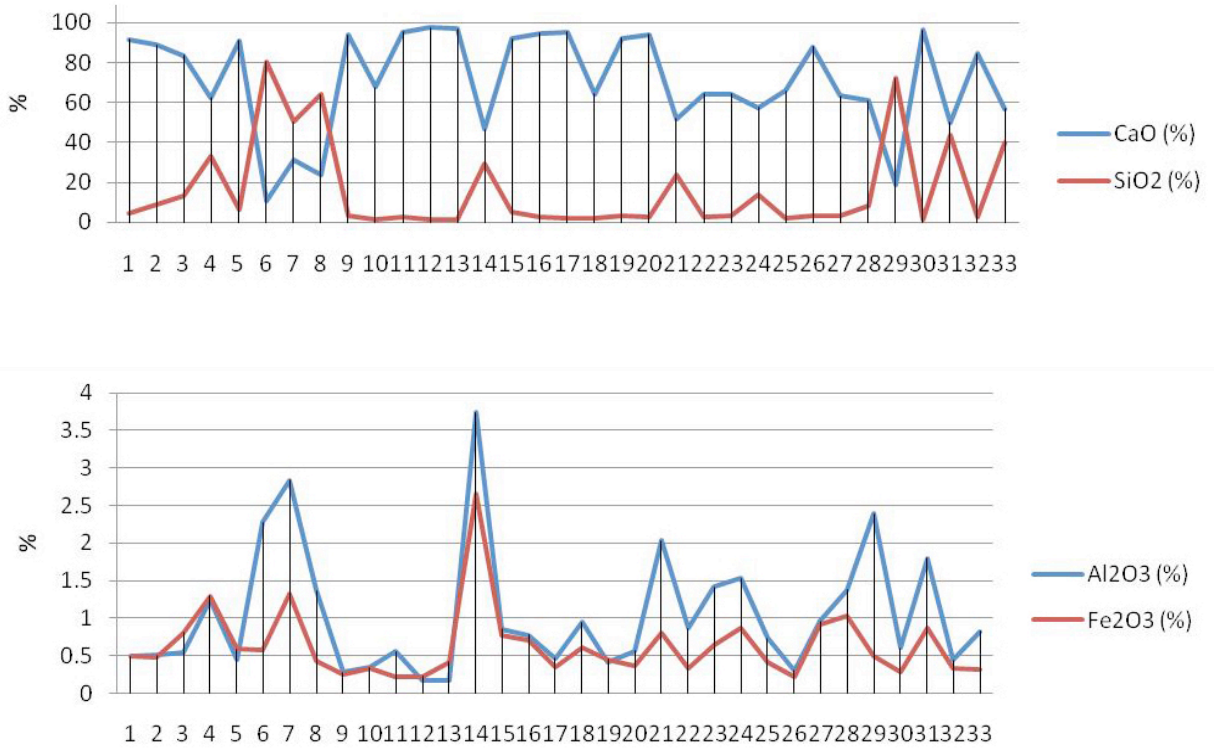


Fig.26 B-C : Courbes de variation du CaO, SiO_2, Al_2O_3 et Fe_2O_3 dans les échantillons du Cerro El Palmar (1-33 : échantillons TUN de la première colonne de la Fig. 26A).

Commentaire : Les épisodes gréseux, préalablement identifiés sur le terrain, se marquent bien dans le Frasnien et dans le Famennien (éch. 29-X = TUN 34). Les alternances de CaO et SiO_2 de la Fig. 26B peuvent encore correspondre à des cycles transgression-régression.

Les apports terrigènes (silice, fer et alumine) apparaissent très nettement dans TUN16 (= 14-X), où ils sont peut-être à mettre en relation avec une forte baisse eustatique tardifrasnienne similaire à l'événement 7 connu en Amérique du Nord (voir ici la Figure 33 du chapitre 10).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

7.4. Analyses géochimiques de la coupe du Cerro El Yugo.

Sample	CaO (%)	MgO (%)	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	K2O (%)	TiO2 (%)	SO3 (%)	P2O5 (%)
SLB1	22.52%	0.23%	72.53%	1.67%	0.56%	0.69%	0.11%	0.09%	0.06%
SLB2	78.79%	8.21%	7.77%	1.68%	1.88%	0.45%	0.04%	0.11%	0.06%
SLB3	57.15%	3.78%	28.29%	3.58%	3.86%	0.40%	0.23%	0.12%	0.04%
SLB4	82.75%	0.56%	12.68%	1.76%	0.42%	0.23%	0.16%	0.14%	0.07%
SLB5	79.82%	1.22%	14.14%	1.93%	0.70%	0.45%	0.10%	0.19%	0.09%
SLB6	93.30%	1.38%	2.43%	0.76%	0.41%	0.44%	0.03%	0.15%	0.13%
SLB7	84.64%	1.39%	9.56%	1.74%	0.28%	0.63%	0.07%	0.25%	0.12%
SLB8	74.65%	8.36%	13.91%	0.93%	0.48%	0.37%	0.05%	0.16%	0.12%
SLB9	84.10%	5.26%	4.67%	2.93%	0.84%	0.44%	0.06%	0.25%	0.27%
SLB10	83.77%	3.35%	8.46%	1.19%	0.42%	0.75%	0.09%	0.25%	0.31%
SLB11	86.54%	6.87%	2.78%	2.21%	0.38%	0.21%	0	0.15%	0.04%
SLB12	95.33%	0.70%	1.64%	0.28%	0.16%	0.70%	0	0.17%	0.18%
SLB13	94.33%	0.51%	1.54%	0.85%	0.35%	0.92%	0.00%	0.19%	0.12%
SLB14	81.88%	1.29%	11.53%	0.84%	0.59%	2.03%	0.05%	0.25%	0.16%
SLB15	86.55%	1.06%	8.69%	0.96%	0.42%	0.50%	0.09%	0.39%	0.07%
SLB16	83.94%	2.27%	7.78%	2.12%	0.97%	0.47%	0.14%	0.26%	0.17%
SLB17	81.05%	0.59%	13.02%	1.55%	1.59%	0.45%	0.11%	0.22%	0.07%
SLB19	75.21%	0.74%	19.44%	1.69%	0.54%	0.46%	0.08%	0.30%	0.12%
SLB20	78.48%	0.80%	14.35%	2.25%	1.18%	0.74%	0.16%	0.17%	0.04%
SLB21	2.28%	0.35%	86.84%	4.41%	1.06%	1.20%	0.20%	0.18%	0.05%
SLB22	45.58%	17.84%	27.89%	4.02%	1.77%	0.25%	0.24%	0.16%	0.07%
SLB23	33.15%	14.22%	46.50%	2.94%	0.45%	0.44%	0.06%	0.13%	0.05%
SLB24	63.40%	28.34%	4.34%	1.20%	1.13%	0.28%	0.06%	0.17%	0.04%
SLB25	86.23%	0.37%	9.49%	2.13%	0.24%	0.39%	0.07%	0.12%	0.05%
SLB26	63.62%	0.27%	33.61%	0.92%	0.15%	0.32%	0.07%	0.12%	0.04%
SLB27	2.42%	0.66%	91.85%	2.08%	0.21%	0.48%	0.06%	0.07%	0.06%
SLB28	39.55%	16.14%	34.06%	5.14%	1.77%	0.24%	0.31%	0.15%	0.08%
SLB30	56.61%	1.13%	39.03%	1.36%	0.31%	0.59%	0.02%	0.19%	0.06%
SLB31	77.04%	1.33%	17.78%	1.38%	0.47%	0.33%	0.10%	0.29%	0.13%
SLB32	81.16%	1.37%	13.59%	1.29%	0.51%	0.46%	0.09%	0.28%	0.06%
SLB33	83.09%	1.10%	12.63%	1.12%	0.35%	0.40%	0.06%	0.11%	0.05%
SLB34	83.41%	1.66%	11.20%	1.40%	0.41%	0.47%	0.11%	0.15%	0.06%
SLB35	60.20%	3.22%	30.20%	1.98%	0.96%	0.68%	0.27%	0.24%	0.06%
SLB36	85.26%	1.55%	8.06%	2.08%	0.42%	0.70%	0.10%	0.23%	0.25%
SLB37	92.93%	0.62%	3.62%	0.49%	0.51%	0.48%	0	0.17%	0.16%
SLB38	90.24%	0.55%	3.74%	1.20%	3.03%	0.38%	0.00%	0.12%	0.04%
SLB39	71.73%	3.83%	19.79%	1.80%	1.03%	0.38%	0.15%	0.19%	0.08%
SLB40	96.69%	0.41%	1.16%	0.46%	0.20%	0.40%	0.00%	0.08%	0.03%
SLB41	94.45%	0.43%	2.07%	0.77%	0.15%	0.70%	0.01%	0.17%	0.18%
SLB42	60.74%	21.19%	8.16%	0.78%	6.94%	0.41%	0.04%	0.13%	0.05%
SLB43	97.07%	0.44%	0.79%	0.33%	0.06%	0.54%	0.02%	0.09%	0.00%
SLB44	92.84%	0.53%	4.02%	0.64%	0.15%	0.60%	0.04%	0.14%	0.17%
SLB45	94.18%	0.66%	3.23%	0.72%	0.12%	0.30%	0.02%	0.14%	0.04%
SLB46	93.17%	0.53%	3.25%	0.46%	0.35%	0.37%	0.08%	0.11%	0.09%
SLB48	87.13%	2.09%	7.20%	1.10%	0.66%	0.30%	0.06%	0.17%	0.32%
SLB49	92.56%	0.33%	4.66%	0.29%	0.24%	0.61%	0	0.13%	0.11%
SLB50	95.35%	0.50%	2.26%	0.66%	0.15%	0.31%	0	0.09%	0.04%
Average	76.26%	3.29%	15.99%	1.51%	0.79%	0.50%	0.08%	0.17%	0.10%
Std.Dev.	22.31%	5.82%	20.03%	1.04%	1.12%	0.28%	0.07%	0.06%	0.08%
Rel.Std.Dev.	29.26%	176.73%	125.31%	68.96%	142.48%	56.35%	91.66%	38.44%	77.44%

Fig. 27 A : Tableau des résulats de 47 échantillons de la coupe du Cerro El Yugo.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

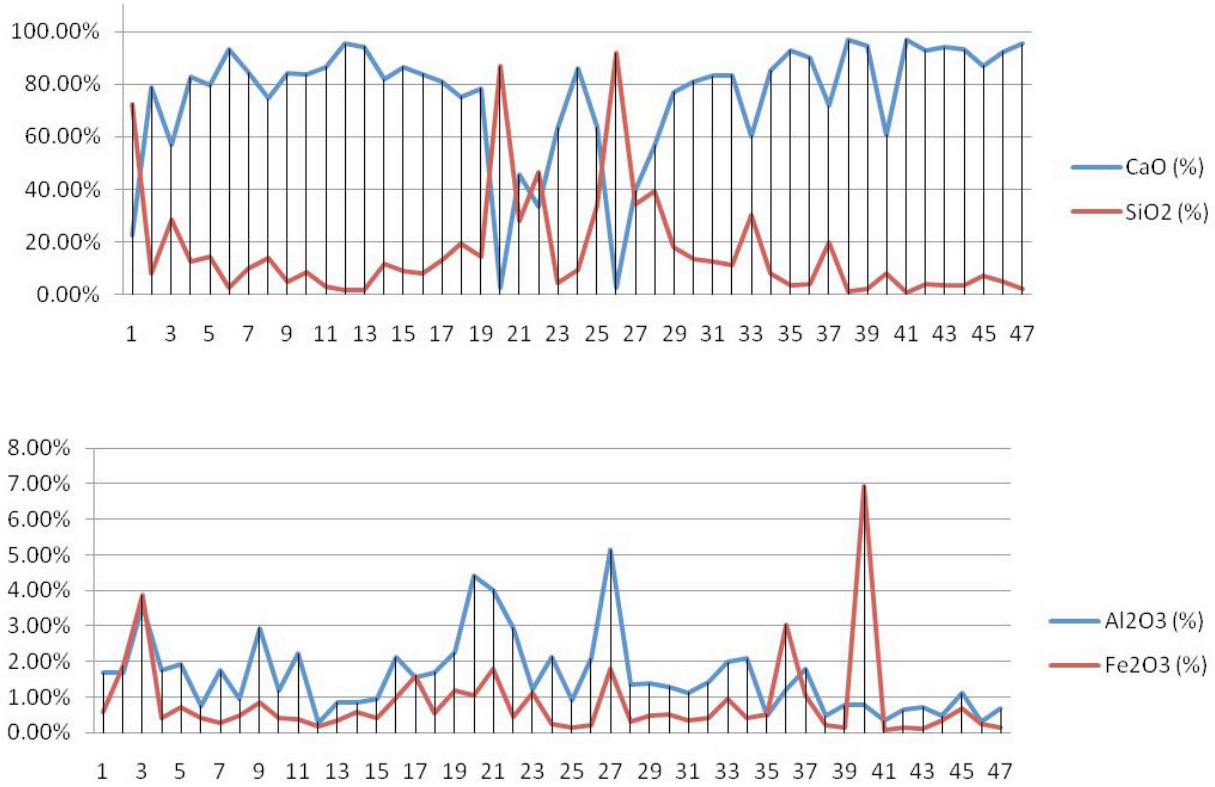


Fig. 27 B-C : Courbes de variation du CaO, SiO_2, Al_2O_3 et Fe_2O_3 dans les échantillons du Cerro El Yugo (avec en abcisse, les 47 échantillons de la première colonne de la Fig. 27A).

Commentaires : Le changement de lithologie, à la base du Famennien, se traduit par un pic de silice dans l'échantillon 20-X (= SLB21). Par contre, celui de 25-X (= SLB27) ne correspond à rien de particulier dans notre zonation litho- et biostratigraphique, il faut peut-être faire remonter jusque là la limite Dévonien-Carbonifère. En dehors de cela, la Martin (sensu stricto) et l'Escabrosa restent presque totalement dépourvues de silice. Le pic de fer en 40-X (SLB42) correspond à un événement indéterminé à l'intérieur du Tournaisien.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

7.5 Analyses géochimiques de la coupe du Cerro La Morita.

Sample	CaO (%)	MgO (%)	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	K2O (%)	TiO2 (%)	SO3 (%)	P2O5 (%)
CLN1	88.01%	0.58%	8.15%	0.62%	0.17%	0.25%	0.05%	0.19%	0.06%
CLN2	96.33%	0.35%	0.95%	0.36%	0.11%	0.11%	0.02%	0.10%	0.14%
CLN3	70.84%	0.60%	27.53%	0.17%	0.07%	0.04%	0	0.09%	0.03%
CLN4	63.68%	4.51%	29.83%	0.27%	0.10%	0.13%	0.02%	0.22%	0.04%
CLN5	65.72%	3.87%	27.55%	1.12%	0.29%	0.38%	0.09%	0.14%	0.03%
CLN6	78.74%	2.93%	15.15%	1.19%	0.26%	0.44%	0.08%	0.10%	0.03%
CLN7	69.48%	13.22%	14.11%	0.60%	1.26%	0.28%	0.07%	0.08%	0.06%
CLN8	68.68%	11.88%	15.97%	0.94%	1.01%	0.30%	0.07%	0.08%	0.06%
CLN9	73.88%	4.82%	19.31%	0.29%	0.63%	0.07%	0.02%	0.08%	0
CLN10	85.97%	2.28%	8.97%	0.69%	0.40%	0.20%	0.07%	0.11%	0.12%
CLN11	90.35%	0.54%	7.11%	0.52%	0.35%	0.17%	0.03%	0.09%	0.08%
CLN12	98.30%	0.28%	0.63%	0.12%	0.05%	0.02%	0	0.06%	0.03%
CLN13	97.57%	0.32%	1.08%	0.20%	0.07%	0.04%	0.02%	0.07%	0
CLN14	93.74%	0.26%	4.61%	0.15%	0.07%	0.09%	0	0.07%	0
CLN15	94.52%	0.56%	2.40%	0.32%	0.14%	0.12%	0.01%	0.11%	0.13%
CLN16	93.76%	0.37%	4.13%	0.38%	0.09%	0.15%	0.04%	0.07%	0.07%
CLN17	75.42%	2.66%	18.88%	0.57%	0.36%	0.20%	0.05%	0.13%	0.11%
CLN18	83.45%	3.20%	11.01%	0.65%	0.45%	0.19%	0.06%	0.09%	0.07%
CLN19	93.72%	0.28%	4.26%	0.46%	0.15%	0.15%	0.04%	0.07%	0.03%
CLN20	86.99%	0.86%	9.27%	0.77%	0.38%	0.23%	0.07%	0.15%	0.11%
CLN21	89.91%	0.38%	7.81%	0.30%	0.28%	0.10%	0	0.08%	0.04%
CLN22	89.96%	0.44%	7.39%	0.73%	0.25%	0.22%	0.07%	0.10%	0.03%
CLN23	88.67%	2.25%	7.52%	0.20%	0.24%	0.06%	0	0.06%	0.05%
CLN24	92.16%	0.46%	5.17%	0.14%	0.37%	0.13%	0	0.14%	0.34%
CLN25	94.84%	0.32%	3.71%	0.09%	0.13%	0.04%	0	0.08%	0.06%
CLN26	93.55%	0.49%	4.14%	0.24%	0.12%	0.11%	0	0.11%	0.03%
CLN27	76.28%	0.41%	21.66%	0.42%	0.25%	0.10%	0.04%	0.08%	0.06%
CLN28	93.14%	0.58%	4.81%	0.21%	0.21%	0.06%	0.01%	0.09%	0.07%
CLN29	94.75%	0.57%	3.39%	0.11%	0.19%	0.04%	0	0.07%	0
CLN30	90.04%	0.48%	7.41%	0.22%	0.17%	0.08%	0	0.10%	0.08%
CLN31	85.00%	0.58%	12.55%	0.56%	0.22%	0.06%	0.04%	0.10%	0.10%
CLN32	92.20%	0.49%	5.00%	0.16%	0.18%	0.18%	0	0.16%	0.20%
CLN33	90.31%	0.35%	7.74%	0.20%	0.18%	0.05%	0	0.07%	0.06%
CLN34	91.88%	0.48%	4.89%	0.93%	0.42%	0.20%	0.09%	0.08%	0.10%
CLN35	95.27%	0.31%	2.43%	0.37%	0.24%	0.15%	0.03%	0.07%	0.09%
CLN36	93.39%	0.46%	4.03%	0.48%	0.17%	0.11%	0.03%	0.07%	0.04%
CLN37	95.57%	0.33%	2.24%	0.41%	0.18%	0.06%	0	0.07%	0.04%
CLN38	89.58%	0.47%	6.88%	0.82%	0.20%	0.29%	0.06%	0.09%	0.05%
CLN39	95.89%	0.30%	2.50%	0.31%	0.12%	0.04%	0.01%	0.06%	0
CLN40	92.28%	0.34%	4.99%	0.42%	0.37%	0.15%	0.03%	0.08%	0.36%
CLN41	90.35%	0.34%	7.13%	0.49%	0.14%	0.18%	0.03%	0.09%	0.24%
CLN42	95.61%	0.53%	2.45%	0.24%	0.11%	0.07%	0	0.09%	0.07%
CLN43	92.85%	0.60%	4.43%	0.47%	0.20%	0.18%	0.03%	0.12%	0.08%
CLN44	94.58%	0.49%	3.36%	0.18%	0.15%	0.09%	0	0.10%	0.06%
CLN45	80.68%	0.70%	15.20%	1.17%	0.25%	0.41%	0.06%	0.16%	0.05%
CLN46	96.50%	0.43%	1.49%	0.17%	0.11%	0.07%	0	0.09%	0.05%
CLN47	85.70%	0.96%	10.73%	0.66%	0.54%	0.09%	0.05%	0.09%	0.06%
CLN48	78.36%	0.99%	14.50%	1.84%	1.47%	0.63%	0.11%	0.21%	0.07%
Average	87.68%	1.46%	8.68%	0.48%	0.29%	0.16%	0.03%	0.10%	765
Std.Dev.	9.13%	2.60%	7.27%	0.35%	0.28%	0.12%	0.03%	0.04%	738
Rel.Std.Dev.	10.41%	178.82%	83.77%	73.63%	98.06%	77.48%	97.73%	37.06%	96.41%

Fig. 28 A : Tableau des résulats de 47 échantillons de la coupe du Cerro La Morita.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

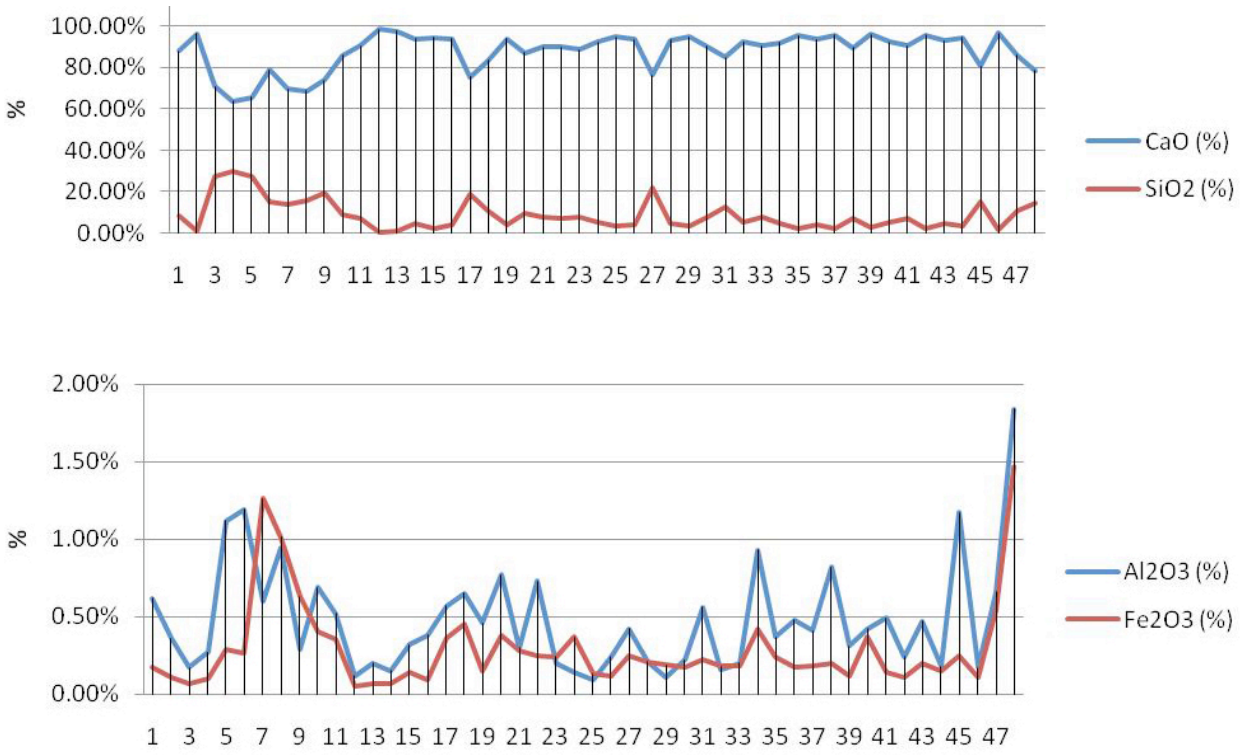


Fig. 28 B-C : Courbes de variation du CaO, SiO_2, Al_2O_3 et Fe_2O_3 dans les échantillons du Cerro La Morita (échantillons CLN en abcisse; voir première colonne de la Fig. 28 A).

Commentaires : Nos échantillons ayant été pris dans des calcaires, les pics des bancs à silex n'apparaissent pas. J'ai tenu à éviter ainsi trop d'influences diagénétiques. Les teneurs en calcaire peuvent atteindre 100%, ce qui serait très intéressant pour des chaufourniers. Les pics de fer et d'alumine doivent correspondre à des pulsations tectoniques très légères ou des baisses eustatiques modestes. L'absence de tout pic entre CLN22 et CLN23 (22-X et 23-X) montre que la lithologie et la diagenèse restent très homogènes dans toute l'Horquilla malgré les complications tectoniques locales.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

7.6 Oxydes majeurs (SO_3 et MnO) des Cerros Los Abajeños, El Yugo et La Morita.

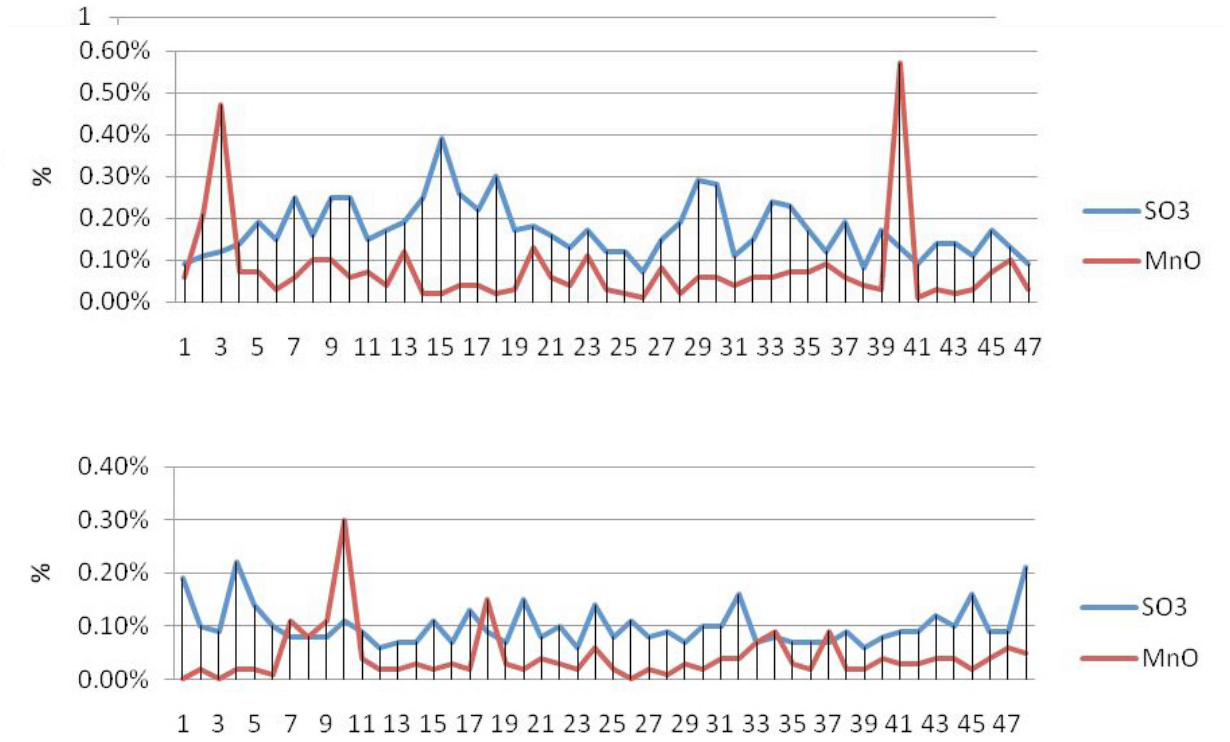


Fig. 29A-C : Oxydes majeurs (SO_3 et MnO) des Cerros Los Abajeños (29 A) , El Yugo (29 B) et La Morita (29 C).

Commentaires : Sur les Fig. 29A-C, on voit que les concentrations en SO_3 et MnO sont corrélées positivement ; cela pourrait indiquer une possible origine volcanique, de type dorsales océaniques. Cela est compatible avec la proximité de l'Océan Rhéïque (voir chapitre 10). La relative identité des courbes peut aussi indiquer que les conditions géologiques, en particulier climatiques, restent assez stables du Dévonien supérieur au Pennsylvanien.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

7.7. Synthèse des résultats.

La fluorescence de rayons X a été utilisée pour connaître la concentration en oxydes majeurs dans la plupart des coupes qui ont été levées. Dans le cas des Cerros Los Abajeños et El Palmar (de la Sierra Agua Verde) et le Cerro El Yugo, il paraît évident qu'il existe des cycles de transgression-régression ; au Cerro la Morita les données suggèrent que le Pennsylvanien s'est généralement déposé dans des milieux plus profonds et que ces trangressions-régressions n'y ont pas été enregistrées directement.

Les corrélations de l'alumine et du fer suggèrent de faibles apports de terrigènes dans la partie centro-orientale du Sonora durant le Dévonien-Mississippien. De plus ceux-ci, s'ils existaient, ont dû traverser les plates-formes pour aller s'accumuler dans les bassins profonds (voir chapitre 10). Seules les quelques anomalies d'Al et Fe, permettent de penser que des baisses eustatiques ont conduit à l'émersion des plates-formes autrefois marines, et que les milieux ainsi exposés ont été soumis à des cycles climatiques humides et arides ; cependant l'enregistrement de ceux-ci restera sans commune mesure avec ce que l'on sait dans le "pays des cyclothèmes", c'est-à-dire le midcontinent et les Appalaches, aux Etats-Unis (voir chapitre 10). On voit d'ores et déjà se dessiner un Sonora qui serait une plate-forme carbonatée, relativement étendue, sous un climat subtropical et aride ; tandis que sur le midcontinent des USA régnerait un climat beaucoup plus humide, avec des apports plus importants de terrigènes et une stratification plus marquée de la colonne d'eau marine.

Si une majorité de la silice venait du continent, une autre grande partie a pu être recyclée à partir des organismes à squelettes siliceux ; ce que démontre l'abondance des silex éo- à mésodiagénétiques sur le terrain, mais qui n'est pas corroboré par nos analyses géochimiques. L'alumine et le fer paraissent indiquer que leur source, au moins celle de l'alumine, pouvait être constituée par des argiles, bien que celles-ci soient étonnamment peu nombreuses dans toutes les coupes ; probablement parce qu'elles aussi n'ont fait que traverser la plate-forme.

Les données de MnO et SO_3, qui sont spécialement intéressantes, bien que ces éléments soient en beaucoup moindre proportion, ajoutent une source d'apports supplémentaire : peut-être des évents volcaniques sous-marins ; ce qui est, somme toute, assez vraisemblable, vu la proximité de l'Océan Rhéïque que nous établirons au chapitre 10.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

8. Synthèse biostratigraphique

<table>
<tr><th colspan="2">SOUS-SYSTÈME</th><th colspan="4">ETAGES INTERNATIONAUX</th><th colspan="2">ETAGES LOCAUX</th><th>CETTE ETUDE</th></tr>
<tr><td rowspan="11">PENNSYLVANIEN</td><td rowspan="11"></td><td>298.7</td><td colspan="3" rowspan="2">GJELIEN</td><td colspan="2" rowspan="2">VIRGILIEN</td><td rowspan="2">pauvre à Tule</td></tr>
<tr><td>303.2</td></tr>
<tr><td></td><td colspan="3" rowspan="2">KASSIMOVIEN</td><td colspan="2" rowspan="2">MISSOURIEN</td><td rowspan="2">caractérisé à Tule</td></tr>
<tr><td>306.65</td></tr>
<tr><td rowspan="2">SUP.</td><td rowspan="4">MOSCOVIEN</td><td colspan="2">MYACHKOVSKY</td><td colspan="2">DESMOINESIEN</td><td>bien caractérisé partout</td></tr>
<tr><td colspan="2">PODOLSKY</td><td colspan="2">ATOKIEN SUPERIEUR</td><td>bien caractérisé partout</td></tr>
<tr><td rowspan="2">INF.</td><td colspan="2">KASHIRSKY</td><td colspan="2" rowspan="3">ATOKIEN INFERIEUR</td><td rowspan="3">caractérisé à La Morita et Tule</td></tr>
<tr><td colspan="2">VEREISKY</td></tr>
<tr><td>SUP.</td><td>341.6</td><td colspan="2" rowspan="2">BACHKIRIEN</td></tr>
<tr><td>INF.</td><td></td><td colspan="2">MORROWIEN</td><td>caractérisé à La Morita et Tule</td></tr>
<tr><td rowspan="7">MISSISSIPPIEN</td><td rowspan="7"></td><td>322.8</td><td colspan="3">SERPOUKHOVIEN</td><td colspan="2" rowspan="2">CHESTERIEN</td><td rowspan="2">non caractérisé dans mon matériel</td></tr>
<tr><td>330.0</td><td></td><td>SUPERIEUR</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">VISEEN</td><td colspan="2">MOYEN</td><td colspan="2">MERAMECIEN</td></tr>
<tr><td rowspan="3">INFERIEUR</td><td rowspan="5">OSAGEEN</td><td>TERMINAL</td><td>Endothyra prisca - Stacheoides</td></tr>
<tr><td>346.3</td><td></td><td rowspan="2">SUPERIEUR</td><td rowspan="2">Spinoendothyra-Inflatoendothyra-Urbanella?</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">TOURNAISIEN</td><td rowspan="2">IVORIEN</td></tr>
<tr><td rowspan="2">HASTARIEN</td><td>MOYEN</td><td rowspan="2">Laxoendothyra-Inflatoendothyra</td></tr>
<tr><td>INFERIEUR</td></tr>
<tr><td rowspan="4">SUPERIEUR</td><td rowspan="4">DEVONIEN</td><td>359.2</td><td></td><td></td><td colspan="2">KINDERHOOKIEN</td><td>Granuliferella à Agua Verde</td></tr>
<tr><td colspan="3">FAMENNIEN</td><td colspan="2">IDEM</td><td>2 Algosponges peut-être caractéristiques</td></tr>
<tr><td>371</td><td colspan="2" rowspan="2">FRASNIEN SUPERIEUR</td><td colspan="2" rowspan="2">IDEM</td><td rowspan="2">microfaune à Nanicella-Eogeinitzina-Tikhinella</td></tr>
<tr><td></td></tr>
<tr><td></td><td colspan="2" rowspan="2">FRASNIEN</td><td colspan="2" rowspan="2">IDEM</td><td rowspan="2">microfaune à Nanicella</td></tr>
<tr><td>383</td></tr>
</table>

Fig. 30A : Résumé des données biostratigraphiques obtenues dans cette thèse.

J'ai résumé mes données dans le tableau précédent (Fig. 30A) et les discute ci-dessous. Il en résulte des corrélations générales des coupes étudiées qui sont indiquées sur la Figure 30B.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

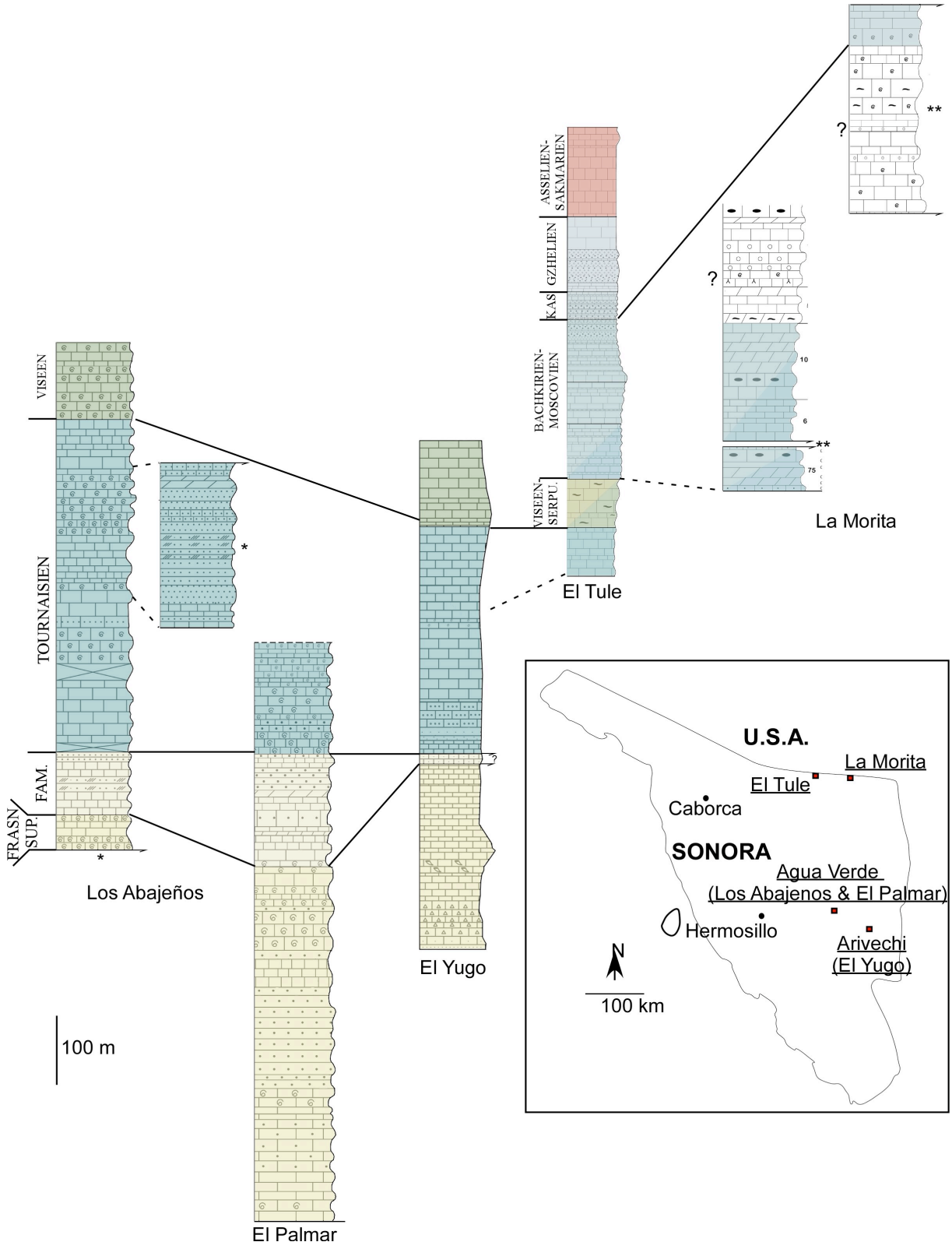


Fig. 30B : Corrélations générales des coupes étudiées (les symboles lithologiques ont été expliqués précédemment lors de la description de chacune des coupes).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

8.1. Frasnien

La première association diversifiée est frasnienne avec *Eotuberitina* sp., *Caligella* sp., *Tikhinella measpis* et *Nanicella gallowayi*. Dans la partie supérieure de cette série apparaît *Eogeinitzina devonica* qui caractérise la partie supérieure du Frasnien inférieur (voir Vachard, 1994). Les moravamminides (algues ou protistes incertae sedis) sont encore plus variés avec *Kettnerammina* spp. (ce genre a été probablement confondu avec *Issinella* par Stewart et al., 1999 ; voir la discussion de ce genre par Vachard et Cózar, 2010), *Moravammina* ? sp., *Devonoscala tatarstanica*, *D.* sp. 1, *Proninella tamarae*, *Evlania* spp. et *Pseudokamaena* ? sp. (Pl. 6, fig. 1, Pl. 8, fig. 2-6, Pl. 9, fig.1-3, Pl. 10, fig. 2-4, 6, Pl. 11, fig. 1, Pl. 13, fig. 1, Pl. 14, fig. 3-5, Pl. 15, fig. 1, 5, Pl. 16, fig. 4). Brunner (1975) avait, la première, figuré ces moravamminides, dans toute leur variété, même si ses déterminations n'étaient souvent qu'approximatives. Les débris de charophytes existent aussi dans ces dépôts frasniens : *Trochiliscus* ? sp. and *Sycidium* ? sp.

Cette association paraît répandue en Amérique du Nord, de l'ouest du Canada (Colombie Britannique, Alberta) jusqu'au Nevada (Toomey, 1972). Il s'ajoute toutefois dans l'Alberta et en Alaska des *Juferevella* Zadorozhnyi, 1987 qui ont été décrites dans le Frasnien supérieur du bassin du Kouznetsk en Sibérie (ce sont les *Multiseptida* sensu Toomey, 1972 et sensu Mamet et Plafker, 1982 non Bykova, 1952), et n'ont pas été reconnues plus au sud aux USA et au Mexique. Alors que les vraies *Multiseptida* Bykova, 1952 caractériseraient davantage l'Oural et la Téthys occidentale (Russie, Moravie, Pologne) (communication personnelle D. Vachard).

Tous ces microfossiles vivaient dans des lagons, ainsi que le stromatoporoïde rameux *Amphipora ramosa* que je rencontre assez souvent dans mes lames du Frasnien. Ceux-ci, ainsi que des stromatoporoïdes massifs *Idiostroma* sp. et *Actinostroma* sp., ont déjà été illustrés par Cevallos-Ferríz et González-León (1984) dans l'une des collines des Cerros El Tule : el Cerro Tejano.

Il est à noter que, localement, c'est *T. measpis* qui survit à *E. devonica* ; sans que l'on sache très bien où se place la limite Frasnien/Famennien dans nos coupes. Aussi meurtrière que dans le Vieux-Monde, pour les foraminifères, elle ne semble toutefois pas se marquer par de grands épisodes anoxiques comme le Kellwasser (voir par exemple Buggish, 1991 ; House, 2002).

Les conodontes avait permis à Stewart et al. (1999) de reconnaître dans la Sierra Agua Verde presque toutes les zones frasniennes : *transitans*, *punctata*, *hassi*, *jamiae* et *rhenana* ; seule

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

manquait la zone terminale du Frasnien : *linguiformis*.

En fait on peut se demander si, comme dans cette localité, la Formation Martin ne débute pas partout au Frasnien alors qu'on l'a attribuée, dans la littérature, à l'ensemble du Dévonien moyen et supérieur. A cet égard les polypiers et les stromatoporoïdes signalés à Agua Verde par Stewart et al. (1999) donnent des âges "*Middle or Late Devonian*" (en fait le "*Middle*" n'est pas certain) et un curieux "*Reworked corals of probable Middle Devonian age*".

8.2. Famennien

Le Famennien est très pauvre en microfaunes calcaires à cause de la période de "recovery" d'une part, mais aussi à cause d'une lithologie défavorable, largement à base de quartz et de dolomite. Les microflores carbonatées à umbellacées manquent elles aussi entièrement dans nos lames du Frasnien et du Famennien ; Stewart et al. (1999) signalent une *Protumbella* frasnienne, mais il s'agit probablement d'un tubéritinidé recristallisé extérieurement. Des conodontes famenniens ont été cités par Stewart et al. (1999) ; moins précis que les conodontes frasniens, ils permettent tout de même de caractériser les zones à *crepida*, et la zone à *expansa*. Page et al. (2010, fig. 2 in texte) ont retrouvé la zone à *expansa* dans la Sierra Los Ajos.

Les seuls marqueurs carbonatés possibles sont plusieurs moravamminides inédits qui m'ont été fournis par la coupe du Cerro El Palmar (TUN22 et TUN35). Notons enfin, à propos d'un autre travail pionnier de Brunner (1976) que Vachard et al. (2000b) ont suggéré que les *Endothyra* illustrées par cette auteure étaient des *Laxoendothyra concavocamerata,* ce qui paraît exact, mais qu'elles étaient d'âge famennien terminal ("strunien") ce qui me paraît moins vraisemblable, car toutes les *Laxoendothyra*, que j'ai pu identifier dans mes lames minces, appartiennent sans conteste au Tournaisien.

8.3. Tournaisien

Le Tournaisien (Kinderhookien et Osagéen locaux ; voir notamment la synthèse de Thompson, 1984) est un peu plus riche, bien que le paléoenvironnement reste assez défavorable, mais ne peut guère être zoné. D'abord, on a très localement des *Granuliferella* (TT29) qui marquent classiquement la base du Tournaisien en Amérique du Nord, mais le

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

plus souvent on a directement des *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* (Los Abajeños et El Yugo). C'est dire à quel point, dans un tel *no man's land* de foraminifères qu'est le Sonora, l'événement Hangenberg peut passer inaperçu. Il n'y a guère, en plus de ces *Laxoendothyra*, que des *Granuliferelloides* sp. douteux (TT 40, TUN40), qui pourraient tout aussi bien être des *Rectoseptaglomospiranella* semblables à celles de l'Oural (à comparer avec Lipina, 1965 ; Brenckle et Groves, 1987 ; Brenckle, 1991), des *Palaeospiroplectammina* (TT38, SLB43), des *Septabrunsiina* sp. (SLB43) et des *Earlandia* sp. (SLB42). Les *Tournayella* et/ou *Eoforschia*, pourtant abondantes dans les coupes d'Amérique du Nord (McKay et Green, 1963 ; Skipp et al., 1966 ; Skipp, 1969 ; Brenckle, 1973 ; Armstrong et Mamet, 1977 ; Mamet et al., 1993) ne se manifestent pas chez nous. Puis l'on retrouve les mêmes *Laxoendothyra* ex gr. *parakosvensis* accompagnés cette fois d'*Inflatoendothyra* sp. (TT39(2)). Ceci indique probablement l'Osagéen inférieur local (comparer avec Brenckle et Groves, 1986). Ces deux assemblages paraissent correspondre à l'Hastarien supérieur (c'est-à-dire le Tournaisien inférieur terminal) et aux biozones MFZ3 et MFZ 4 de Poty et al. (2006) ou bien à la zone 7 des anciennes classifications (voir notamment Beauchamp et Mamet, 1985 ; et sa corrélation avec l'ancien Tn 2b-c de Belgique ou le Burlington du Mississippien stratotypique : voyez Sando et al., 1969).

Ce niveau biostratigraphique avait déjà été cerné avec beaucoup de précision par Easton in Easton et al. (1958) avec 18 espèces des genres de coraux suivants à El Bisani : *Caninia*, *Caninophyllum*, *Cyathaxonia*, *Cystelasma*, *Koninckophyllum*, ;*Lithostrotionella*, *Neozaphrentis*, *Pleurodictyum*, *Rotiphyllum*, S*yringopora*, *Triplophyllites* (*Homalophyllites*), *Trochophyllum* (*Barrandophyllum*) et *T.* (*Trochophyllum*). Il les attribuait à la limite Kinderhookian-Osagéen donc à peu de chose près au calcaire de Chouteau de la série mississippienne type.

Nous pensions avoir trouvé l'Osagéen supérieur, donc peut-être déjà le Viséen inférieur, bien caractérisé à Tule avec *Earlandia minor*, *Tuberendothyra safonovae*, *Inflatoendothyra parainflata* et *Urbanella*? sp. (Buitrón et al., sous presse ; ce travail : Pl. 1, fig. 1-3), mais nous aurions tendance à abaisser cet âge aujourd'hui pour rester dans l'Hastarien supérieur ou atteindre au maximum la zone 8 (= "Tn3a") telle que caractérisée par Sando et al. (1969), Petryk et al. (1970), Mamet et Skipp (1971) et Beauchamp et Mamet (1985). Une grande partie voire tout le Tournaisien supérieur ne serait pas fossilifère ou ferait défaut. Ainsi nous n'avons pas trouvé de mudmounds waulsortiens comme au Nouveau Mexique, mais ceux-ci

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

sont peut-être présents à la Sierra Agua Verde, dans d'autres coupes que les nôtres, car Stewart et al. (1999) y mentionnent la présence des incertae sedis Salebridae et *Sphaerinvia* sp. qui sont présents dans tous les édifices waulsortiens autour du monde, depuis les localités types de Belgique (Vachard, 1980 ; Lees et Miller, 1995) jusqu'en Afghanistan (Vachard, 1980), et qui furent illustrés du Nouveau Mexique par Ahr et Stanton (1994, pl. 2, fig. 2, 6) et Jeffery et Stanton (1996, fig. 6a).

Par conodontes, à la Sierra Agua Verde, Stewart et al. (1999) ont caractérisé le Kinderhookien (Tournaisien inférieur de la zone supérieure à *crenulata*) puis l'Osagéen supérieur (Tournaisien terminal) de la zone à *anchoralis*, qui paraît assez bien développé.

8.4. Viséen-Serpoukhovien

Le Viséen probablement moyen (Keokuk ; voir Brenckle et al., 1974) de la Formation Escabrosa locale ne livre que trois taxons partout : *Earlandia* ex gr. *elegans*, *Endothyra prisca* et *Stacheoides tenuis* (TT42, 48(10),TUN39,SLB45-46). On notera que des "*Priscella*" qui sont le nom erroné des *Endothyra prisca* dans la littérature U.S. et les *Mametella chatauquae*, très proches des *Stacheoides tenuis* pour des non-spécialistes, sont rapportés par Lane et al. (2005) dans l'Osagéen stratotypique et corrélé avec le Tournaisien supérieur, ce qui paraît bien improbable. Cependant, comme les *Eoendothyranopsis* spp., si communs en Amérique du Nord (voir par exemple Armstrong, 1958 ; McKay et Green, 1963 ; Hewitt et Conil, 1969 ; Brenckle, 1973, 1991 ; Armstrong et Mamet, 1977; Brenckle et al., 1982a ; Kammer et al., 1990) n'apparaissent nulle part dans mes coupes, une biozonation locale du Tournaisien terminal au Viséen moyen n'est pas assurée. Remarquons que Vachard et al. (2000b) avaient déjà rabaissé à l'Osagéen l'âge "méramécien tardif" ou "Late Mississippian" proposé par Brunner (1975) ou Armstrong et al. (1981) pour la Formation Venada d'El Bisani ; ce que, cette fois, mon matériel confirme.

Dans la Sierra Agua Verde, Stewart et al. (1999) ont découvert des conodontes de la zone à *texanus* (Osagéen terminal = Viséen inférieur) puis des *Cavusgnathus* du Méramécien ; mais rien de certain plus haut.

Un gisement qu'il serait intéressant d'explorer en détail est la Sierra Los Leyva (29° 04.5' de latitude Nord et 110°42.5' de longitude Ouest . C'est le gisement H-18 de Stewart et Poole (2002) qui y mentionnent les coraux *Vesiculophyllum* sp., et *Pleurosiphonella* cf. *virginica*

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

qui sont probablement mississippiens supérieurs et *Petalaxis* ex gr. *flexuous* d'âge pennsylvanien moyen à permien ; tandis que, d'après ces auteurs, des conodontes (non précisés) y indiqueraient l'Osagéen et le Méramécien terminal-Chestérien.

Stewart et Poole (2002 rappellent d'autre part qu'au Cañon de Santa Rosa (= El Tigre = NZ-2A,), les brachiopodes mississippiens sont d'âge "pre-Ste. Genevieve" et Ste. Genevieve, tandis que les conodontes donnent respectivement : Osagéen et Méramécien puis Méramécien et Chestérien.

Le Viséen supérieur-Serpoukhovien (le Chestérien local) n'est pas fossilifère dans nos lames. Il aurait toutefois été caractérisé dans celles de Stewart et al. (1999) avec notamment *Zellerinella* sp., corrélant ainsi la Sierra Agua Verde avec différentes coupes d'Arizona et du Nouveau Mexique (Armstrong et al., 1984 ; Armstrong et Mamet, 1988). Cependant les intéressantes microfaunes de foraminifères, notamment d'archaediscoïdes, signalées par Brenckle (1977) et Kulagina et al. (2008) font entièrement défaut. Il est à noter que Stewart et al. (1999) n'ont pas trouvé de conodontes typiques du Chestérien à Agua Verde, de même qu'il leur manque la limite avec le Bachkirien susjacent (= Morrowien local) fondée sur la FAD (la première des différentes apparitions d'un taxon) du conodonte *Declinognathus noduliferus* (voir Brenckle et al., 1997). Celui-ci n'a d'ailleurs encore jamais été rencontré au Mexique.

On peut remarquer, devant cette absence de conodontes marqueurs et le vide de mes lames, devant aussi la facilité qu'il y a à confondre les *Zellerinella* et les *Millerella*, que les associations attribuées au Chestérien par Stewart et al. (1999), qui, hormis les prétendues *Zellerinella*, ne contiennent rien de caractéristique, sont peut-être déjà morowiennes. D'ailleurs, en ce qui concerne les coraux, Stewart et al. (1999, p. 56) ne tranchent pas non plus : "Chesterian or Morrowian".

On retiendra encore que, selon Spencer et Ross (1997), la Black Prince Formation, dans ses régions types du S.E. de l'Arizona et du S.O. du Nouveau Mexique, aurait livré des foraminifères allant du Viséen supérieur (Chestérien) au Bachkirien inférieur (Morrowien). Cependant nous pensons avec D. Vachard (communication personnelle) que toute la microfaune illustrée par ces auteurs est bachkirienne, et que la limite d'étage voire le Serpoukhovien tout entier correspond probablement aux couches rouges à la base de la Black Prince stratotypique. D'ailleurs, comme l'avaient déjà rappelé, à bon escient, Blakey et Knepp (1989), Gilluly et al. (1954), qui avaient attribué un âge mississippien à la Black Prince,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

s'étaient en fait fondé, selon Nations (1963), sur une faune remaniée à la base de la formation. Cet auteur concluait aussi à l'âge morrowien de la Black Prince.

Cette lacune importante antépennsylvanienne inférieure possible est aussi prouvée par les flores terrestres (Leary, 1989).

8.5. Bachkirien inférieur

Le Bachkirien inférieur (le Morrowien local : voir les analyses et corrélations détaillées de Manger et Saunders, 1980 ; Groves, 1988, 1993 ; Titus, 1997 ; Groves et al., 1999, 2007) se détermine assez aisément au Sonora, grâce à la présence de *Millerella marblensis* et *Asteroarchaediscus rugosus*. La première espèce est quasi-endémique de l'Amérique du Nord, la seconde, qui a migré par l'Oural, est cosmopolite. A partir du Morrowien, on entre dans la biostratigraphie très clairement établie en Amérique du Nord (Dunbar et Skinner, 1937 ; Thompson, 1960, 1964 ; Wilde, 1990, 2006) et, en même temps, dans la grande aventure des fusulinines…

Téllez-Girón (1979) a donné une excellente étude du Morrowien mexicain dans la Sierra de Palomas (Chihuahua) et illustré ses microfossiles typiques : *Millerella pressa* et *Asteroarchaediscus* spp. On notera dans ce secteur l'importance de la calcitarcha *Polyderma incertum* (Téllez-Girón, 1979 ; Vachard et Téllez-Girón, 1986).

De l'autre côté de la frontière à Newwell Peak (Vachard et al., sous presse), le Morrowien est caractérisé par *Millerella* ex gr. *marblensis* Thompson, 1942, réparti dans tout l'étage. D'autres fusulinines primitives (Ozawainelloidea tels qu'émendés ici) sont *Eostaffella advena* (Thompson, 1944) qui ressemble à *E. ikensis* Vissarionova, 1948, mais s'en distingue par son âge bachkirien et non viséen supérieur. Les foraminifères afusulinines de l'association sont les suivants : *Asteroarchaediscus postrugosus* (Reitlinger, 1949), *Planoendothyra* sp. et *Endothyra* sp., tandis que sont rares *Eotuberitina reitlingerae* Miklukho-Maklay, 1958, *Bradyina* sp. *Palaeotextularia* sp., *Tetrataxis* sp., *Globivalvulina* sp. et *Hemigordiellina* sp.

Je tiens enfin à signaler que j'ai identifié un beau Morrowien dans la Sierra Agua Verde, dans la partie est du Cerro Santiago (voir chapitre 4), mais la coupe était trop tectonisée, notamment avec un contact du Morrowien avec le Frasnien supérieur à *Eogeinitzina* (éch. SAV97), pour que je l'aie fait figurer ici. Ce Morrowien contenait de belles *Millerella marblensis* et des *Stacheoides* n. sp. dans les wackestones, et de nombreux calcivertellidés dans les grainstones. Nous chercherons, avec D. Vachard, une coupe moins tectonisée pour

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

pouvoir faire une publication sur ces excellents microfaciès.

8.6. Bachkirien supérieur-Moscovien inférieur (= Morrowien-Atokien inférieur)

Le Bachkirien supérieur (ou Atokien inférieur local) est identifié en se fondant sur les premières *Profusulinella spicata* (Tule, La Morita : CLN2). Une association semblable a été décrite récemment au Nouveau Mexique par Krainer et al. (2011) et le fut autrefois au Nevada (Langenheim et al., 1984). Par contre, les *Profusulinella apodacensis* et *P. regia*, si typiques des séries de l'Idaho, du Nevada, du Texas et du Nouveau-Mexique (Thompson, 1948 ; Slade, 1961 ; Groves, 1984, 1991 ; Groves et Sanderson, 1990 ; Wilde, 2006 ; Vachard et al., sous presse) sont rares en Sonora (CLN24). J'avais supposé qu'elles pouvaient constituer une petite sous-zone qui ne serait pas fossilifère dans le Sonora, mais cela cadre mal avec les larges répartitions indiquées, au Texas central, par Groves (1991). Mes coupes sont restées trop pauvres pour me montrer la limite Morrowien-Atokien (Groves, 1986, 1987 ; McGugan, 1987). De rares *Profusulinella copiosa* Thompson, 1942 ont cependant été trouvées au cours de cette étude (CLN29). Or la zone à *P. copiosa* qui caractérise l'Atokien inférieur (zone A1 de Wilde (1990) correspond partiellement à l'étage basal du Moscovien ou Vereisky (Groves et al., 2007). Cette zone A1 à Newwell Peak (Nouveau Mexique) est non seulement caractérisée par *Profusulinella copiosa* mais aussi par les premières *Schubertellina rotundaeformis* (Wilde, 2006) (pour ce changement nomenclatural, j'adopte les suggestions de Davydov, 2011 ; voir le chapitre suivant) et les premières *Pseudostaffella* sp. Les premières *Globivalvulina* différenciées apparaissent avec *G. mosquensis* Reitlinger, 1950. L'assemblage contient aussi *Climacammina* ex gr. *elegans* (Möller, 1879), *Millerella marblensis* Thompson, 1942 et *Nankinella* ex gr. *plummeri* (Thompson, 1947).

A Newwell Peak (Nouveau Mexique), l'Atokien inférieur de la biozone suivante, A2 de Wilde (1990), contient en particulier *Profusulinella apodacensis* Thompson, 1948 emend. Groves et Sanderson, 1990, *Millerella marblensis* Thompson, 1942, *Bradyina magna* Roth et Skinner, 1930, *B.* ex gr. *cribrostomata* Rauzer-Chernousova et Reitlinger in Rauzer-Chernousova et Fursenko, 1937, *Globivalvulina mosquensis* Reitlinger, 1950, *Planoendothyra* sp. et les incertae sedis *Donezella lutugini* Maslov, 1929 et *Salebra* sp.

L'Atokien inférieur (et "moyen") correspond au Bachkirien terminal Melekessky et au Moscovien basal Vereisky (Menning et al., 2006; Groves et al., 2007 ; Fig. 31) ou à presque tout le Moscovien (Davydov, 1996).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

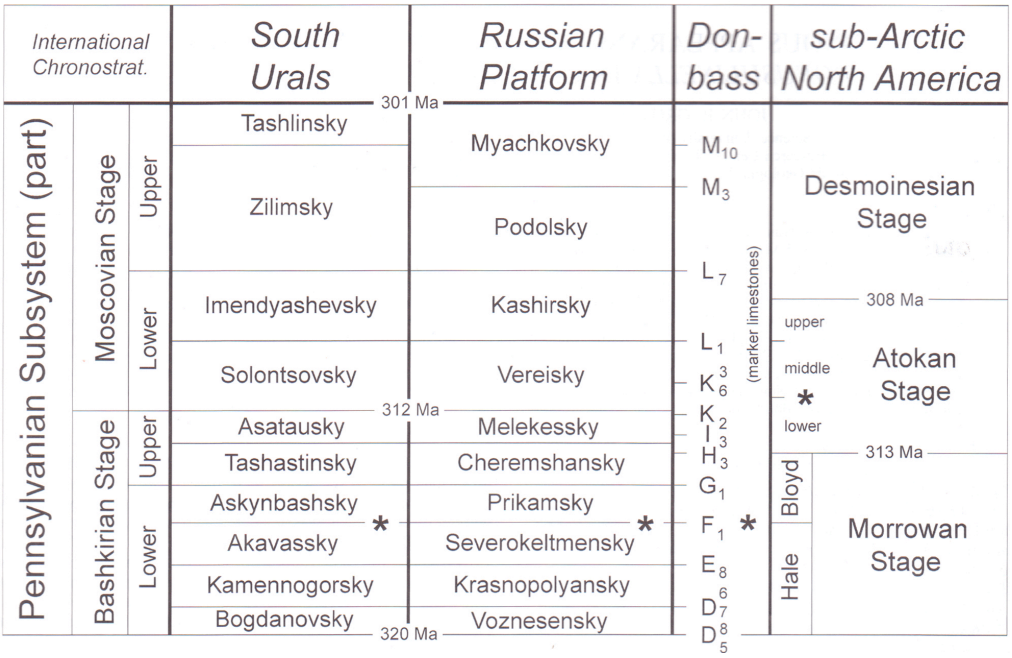


Fig. 31 : Divisions chronostratigraphiques du Bachkirien et du Moscovien en Amérique du Nord (d'après Groves et al., 2007). Les étoiles noires indiquent les FO (*first occurrences* = premières des apparitions locales) diachrones du genre *Profusulinella*.

8.7. Le Moscovien supérieur (Atokien supérieur-Desmoinésien)

Le Podolskien, c'est-à-dire l'étage inférieur du Moscovien supérieur (donc l'Atokien supérieur local) et le Myachkovien inférieur (= Desmoinésien inférieur local) sont richement fossilifères et bien caractérisés à Tule et La Morita CLN32 (Gómez-Espinosa et al., 2008 ; Buitrón et al., sous presse ; ce travail). Ils correspondent aux biozones à *Fusulinella* et à celles à *Beedeina* (dont le nom s'applique aux anciennes *Fusulina*, lorsqu'elles sont subrhomboïdales et ont de forts chomata, alors que le nom *Fusulina* sensu stricto n'est plus porté que par les formes plus allongées et à plus faibles chomata ; celles-ci se limitant au Desmoinésien terminal). L'Atokien supérieur est caractérisé dans mes coupes par *Fusulinella juncea, F. llanoensis* ou *F. famula*, et le Desmoinésien inférieur du Sonora se révèle, à Tule, riche en *Komia* cf. *abundans*, *Schubertellina* sp., *Eostaffella grozdilovae*, *Pseudostaffella atokaensis*, *Wedekindellina euthysepta*, *Beedeina arizonensis, B. euryteines, B. leei et B.* cf. *novamexicana* et *B. pattoni* (et les noms plus ou moins voisins rapportés par Peiffer-Rangin (1987)). Cet Atokien supérieur et ce Desmoinésien inférieur du Sonora se montrent exactement semblables à ceux de Newwell Peak au Nouveau-Mexique (Vachard et al., sous presse) ainsi qu'avec les séries du Nevada (Marshall, 1969). J'ai discuté, au chapitre 3, du

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Desmoinésien supérieur et/ou terminal de la limite Desmoinésien-Missourien à Tule et indiqué que les faciès de tempestites étaient défavorables aux faunes caractéristiques de fusulinines mais que la série était probablement complète. Cela me permet de me ranger du côté de Falcon-Lang et al. (2011) et de dire qu'il n'y a pas de "major stratigraphic gap" entre Desmoinésien et Missourien, c'est-à-dire entre Pennsylvanien moyen et supérieur, au Sonora. Les niveaux les plus élevés du Desmoinésien à fusulinines s'observent cependant dans d'assez nombreuses localités du Sud de l'Arizona (Soreghan, 1994) et du Nouveau Mexique (Wilde, 2006)

L' Atokien monterait dans la partie inférieure du Kashirsky (Groves et al., 2007 ; Fig. 31), cependant l'acmé de *Fusulinella* se situe au Podolsky en Russie. Comme pour *Profusulinella* (Groves et al., 2007; Kulagina, 2009), une FO (apparition locale) diachrone des *Fusulinella* et une phylogénie différente entre l'Eurasie et l'Amérique du Nord sont possibles. Le Desmoinésien correspondrait aux Kashirsky supérieur, Podolsky et Myachkovsky (Menning et al. (2006) et Groves et al. (2007) (Fig. 31) ; au Moscovien terminal et au Kassimovien pour Davydov (1996) ; ou à l'Asturien et au Cantabrien de Falcon-Lang et al. (2011). La zone d'acmé de *Beedeina* et *Fusulina* sensu stricto en Russie est, cependant, dans le Myachkovsky.

8.8. Pennsylvanien supérieur (Kassimovien-Gjélien = Missourien-Virgilien)

Par contre, au Sonora, le Pennsylvanien supérieur (Kassimovien = Missourien et Gjélien = Virgilien), autrement dit les différentes biozones à *Triticites* et genres voisins, est beaucoup moins fossilifère. Ross et Sabins (1965) pensaient même qu'il y avait un hiatus du Kassimovien (= Missourien) dans le SE de l'Arizona. Cependant des accumulations missouriennes à *Triticites canyonensis* et *T. acutuloides* ont pu être caractérisées à Tule (Buitrón et al., sous presse ; ce travail), mais la première biozone du Missourien, à *Eowaeringella*, semble partout faire défaut en Sonora, alors qu'elle existe au Nouveau Mexique, Arizona, Texas et Nevada (Stewart, 1968 ; Soreghan, 1994 ; Wilde, 2006 ; Vachard et al., sous presse), voire dans l'Archipel Arctique Canadien (Rui et Nassichuk, 1994), et qu'au Mexique, il est signalé dans la Sierra de Palomas (Chihuahua) par Téllez-Girón (1979). Le détail des associations à *Triticites,* au Sud de l'Arizona et au Sud du Nouveau Mexique, est donné respectivement par Soreghan (1994) et Wilde (2006).

Les associations à *Leptotriticites* du sommet du Carbonifère sont aussi très mal représentées dans nos coupes du Sonora, bien qu'un *Leptotriticites* ait été trouvé à Tule (Buitrón et al.,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

sous presse ; ce travail : Pl. 2, fig. 13). Ce sous-étage, d'abord considéré comme la division inférieure du Wolfcampien, premier étage local du Permien (Thompson, 1954 ; Wilde, 1990), est aujourd'hui considéré comme le sommet du Carbonifère et appelé Orenburgien, Bursumien ou Newwellien (voir par exemple Chuvashov et al., 1986 pour leur référence aux travaux russes classiques de Rujentsev ; Ross et Ross, 1994, 2002 ; Lucas et Wilde, 2000 ; Lucas et al., 2000, 2001, 2002 ; Davydov, 2001 ; Lucas, 2003 ; Wilde, 2006 ; Wahlman et West, 2010), Vachard et al. (comm. pers.) l'étudient au Newwell Peak (New Mexico).

8.9. Permien inférieur

Le passage du Carbonifère au Permien semble partout continu au Mexique. Il en est de même dans le SE de l'Arizona (Chiricahua Mountains) et le SW du Nouveau Mexique (Big Hatchet) (Blakey et Knepp, 1989 ; Vachard et al., sous presse). Le Permien inférieur du Sonora, et ses fusulinines, ont fait l'objet de travaux récents de la part de Pérez-Ramos (1992, 2001) et Pérez-Ramos et Nestell (2002).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

9. DONNEES PALEONTOLOGIQUES

9.1. Généralités

Je ne fournis ici que quelques détails sur les taxons principaux rencontrés dans mes lames minces. Pour certains groupes que je n'ai pas trouvés, comme les Archaediscidae, ou sur des petits foraminifères nombreux mais moins intéressants, tels que les Bradyinidae, Tetrataxidae, les Palaeotextulariidae, les Globivalvulinidae et les Miliolata en général, je renvoie à la littérature du Mexique et des USA notamment Armstrong et Mamet (1977, 1988), Brenckle (1973, 1977, 1991), Téllez-Girón (1979), Groves (1983, 1984, 1992), Skipp et al. (1985), Harris et al. (1997), Pinard et Mamet (1998), Krainer et al., 2009, 2011, etc. Ces groupes constituent en effet le "bruit de fond" d'un peuplement nord-américain très réduit par rapport à celui de la Téthys européenne, asiatique et ouralienne. J'illustre cependant quelques formes typiques des associations (Pl. 1, fig. 5-6, Pl. 2, fig. 11, Pl. 24, fig. 3, 6, Pl. 26, fig. 6).

L'ordre systématique suivi est celui de Gaillot et Vachard (2007) ; Vachard et al. (2010) ou Hance et al. (2011) pour les petits foraminifères, et Rauzer-Chernousova et al. (1996) pour les fusulinines.

9.2. Microflores algaires

ALGUES VRAIES (CHLOROPHYTA, RHODOPHYTA)

Pl. 2, fig. 9-10, 16, Pl. 3, fig. 17-20

Les vraies algues sont très rares dans le Dévonien supérieur et le Carbonifère d'Amérique du Nord et Centrale. Le plus souvent on a affaire à des algosponges ou algues incertae sedis (voir Vachard et Cózar, 2010 et ci-dessous) : béresellides, donezellides ou *Komia* (Mamet et al., 1987 ; Harris et al., 1997 ; etc.). Les migrations de dasycladales arrivent au Permien au Guatemala, au Mexique et au Sud des Etats-Unis (Johnson, 1951; Johnson et Kaska 1965 ; Vachard et al., 1997, 2000a). Dans le Carbonifère, seule *Paraepimastopora kansasensis* (Johnson, 1946) Roux, 1989 a une relative fréquence (Johnson, 1946 ; Roux, 1989 ; Krainer et al., 2005b ; Gómez-Espinosa et al., 2008). *Paraepimastopora* est assez bien définie (Roux, 1989 ; Krainer et Vachard, 2002 ; Khodjanyazova et Mamet, 2003) avec : (a) sa grande cellule axiale ; (b) ses latérales parallèles, prismatiques et aspondyles ; et (c) ses intusannulations obliques assez bien développées ; sa distribution stratigraphique va du Viséen supérieur (Cózar et Somerville, 2004) au Permien (Mamet, 1991).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Un peu plus fréquentes sont les algues phylloïdes et les *Archaeolithophyllum* qui sont probablement beaucoup plus proches botaniquement que ne le prétendent beaucoup d'auteurs (Johnson, 1946, 1963 ; Wray, 1977 ; Toomey et al, 1977 ; Kobluk, 1979 ; Vachard et al., 1989 ; Dawson, 1992 ; Torres et Baars, 1992 ; Samankassou et West, 2002 ; Gómez-Espinosa et al., 2008). Des phylloïdes mexicaines s'observent à Agua Verde (Almazán-Vázquez et al., 2007b ; Gómez-Espinosa et al., 2008).

Dans le Carbonifère terminal et le Permien basal du Sonora, on trouve des *Epimastopora* spp. et des *Gyroporella* spp. à Tule (Pl. 3, fig. 17-18) et probablement à Santa Teresa où Peiffer-Rangin mentionne *Epimastopora* sp. et une possible *Eogoniolina* sp. qui correspondent probablement exactement à nos deux taxons. De l'autre côté de la frontière, la flore est un peu plus diversifiée à Newwell Peak (Vachard et al., sous presse) avec en plus des *Pseudogyroporella*, des *Mizzia*, des "*Atractyliopsis*" sensu Flügel, 1966 et des *Connexia*. La biodiversité, en Amérique du Nord, reste cependant très inférieure à celle des microflores téthysiennes, des Alpes Carniques à Sumatra et au Japon (Kochansky et Herak, 1960 ; Endo, 1956, 1961, 1969 ; Flügel, 1966 ; Flügel et Flügel-Kahler, 1980 ; Vachard, 1989 ; Forke, 1995 ; Vachard et Krainer, 2001a-b). Seule *Permocalculus* apparaît peut-être un peu plus tôt en Amérique du Nord (Pl. 2, fig. 9-10, 16, Pl. 3, fig. 19-20 dans ce travail ; Vachard et al. sous presse).

CALCITARCHA Versteegh et al., 2009

Des "calcisphères" sont signalées au Mexique par de nombreux auteurs. Nous en avons retrouvé un certain nombre qui sont restées indéterminées. Par contre, nous n'avons vu que très rarement les *Pachysphaerina* (sic *Calcisphaera pachysphaerica* (Pronnina, 1963) et *C. laevis* Williamson, 1880) de Téllez-Girón et Malpica, (1987) et Stewart et al. (1999). Il paraît plus logique de supposer qu'il s'agit de sections transverses d'*Earlandia*. De plus ces taxons eux-mêmes sont très controversés (Vachard, 1977 ; Pille, 2008). Les *Polyderma incertum* Derville , 1950 mexicains ont été étudiés en grand détail par Téllez-Girón (1979) et Vachard et Téllez-Girón (1986).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

CHAROPHYTA

Dans le Frasnien supérieur d'Agua Verde, j'ai trouvé de grosses sections circulaires à paroi épaisse, costulée ou non, qui sont de possibles gyrogonites des genres *Trochilicus* et *Sycidium* (Pl. 12, fig. 1, Pl. 16, fig. 2, Pl. 17, fig. 1, Pl. 18, fig. 3). Une *Chovanella* famennienne aurait été illustrée par Brunner (1975) selon Vachard et al. (2000b).

9.3. Petits foraminifères Fusulinata

Phylum RHIZARIA Cavalier-Smith, 2002
Sous-phylum FORAMINIFERA d'Orbigny, 1826 nomen translat. Cavalier-Smith, 2002
Classe FUSULINATA Fursenko, 1958 emend. Gaillot et Vachard, 2007
Sous-classe AFUSULINANA Vachard et al., 2010

Discussion : Je reprends la classification de Hance et al. (sous presse) (Fig. 32).

Order PARATHURAMMIDA Bykova in Bykova et Polenova, 1955
nomen translat. Mikhalevich, 1980
Superfamille PARATHURAMMINOIDEA Bykova, 1955 nomen translat. Fursenko, 1959
Famille PARATHURAMMINIDAE Bykova in Bykova et Polenova, 1955

Discussion : Cette famille parfois si fréquente en Téthys n'a été découverte que très rarement dans mes échantillons. Les exemplaires étant très petits et de peu d'intérêt, je ne les ai pas illustrés.

Répartition en Sonora : El Bisani (Brunner, 1975 ; Vachard et al., 2000b) ; Frasnien supérieur d'Agua Verde.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Famille Tuberitinidae Miklukho-Maklay, 1958

Pl. 16, fig. 6 ?, Pl. 17, fig. 1

Discussion : Aussi rare que la précédente, je l'ai malgré tout illustrée, à la faveur de leur voisinage avec différents taxons dans le microfaciès.

Répartition en Sonora : Découvert dans le Frasnien supérieur d'Arivechi.

CLASSES	SOUS-CLASSES	ORDRES	SUPER FAMILLES	CARACTERISTIQUES
FUSULINATA	AFUSULINANA	1 - PARATHURAMMINIDA	Parathuramminoidea	Uniloculaires
			Irregularinoidea	
		2 - ARCHAEDISCIDA	Archaediscoidea	Biloculaires
			Pseudoammodiscoidea	
			Lasiodiscoidea	
		3 - EARLANDIIDA	Earlandioidea	
			Caligelloidea	
			Semitextularioidea	Pluriloculaires Givétien-Frasnien
			Eonodosarioidea	
	FUSULINANA	4 - ENDOTHYRIDA (= TOURNAYELLIDA)	Tournayelloidea	Pseudo-septation
			Lituotubelloidea	
			Mstinioidea	
			Quasiendothyroidea	Septation plane
			Endothyroidea	
			Bradyinoidea	
			Loeblichioidea	
			Palaeotextularioidea	
			Tetrataxoidea	
			Globivalvulinoidea	
		5 - FUSULINIDA	Ozawainelloidea	Septation plissée et/ou endosquelette complexe
			Staffelloidea	
			Schubertelloidea	
			Fusulinoidea	
			Schwagerinoidea	
			Neoschwagerinoidea	
MILIOLATA	NON DIVISES ICI	NON DIVISES ICI		Test porcelané
NODOSARIATA				Test hyalin radiaire
TEXTULARIATA				Test agglutiné vrai

Fig. 32 : Classification des Fusulinata du Paléozoïque (d'après Hance et al., sous presse).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Ordre EARLANDIIDA Gaillot et Vachard, 2007
Superfamille EARLANDIOIDEA Cummings, 1955b nomen translat. Loeblich et Tappan, 1982
Famille EARLANDIIDAE Cummings, 1955b emend. Vachard, 1994
Genre ***Earlandia*** Plummer, 1930
Pl. 7, fig. 4, Pl. 21, fig. 5, Pl. 28, fig. 4

Espèce type : *Earlandia perparva* Plummer, 1930.

Discussion : Le genre *Earlandia* est asssez communément présent dans mes coupes avec *E. elegans* (Rauzer-Chernousova et Reitlinger in Rauzer-Chernousova et al., 1940) , *E.* ex gr. *elegans* sensu Pinard et Mamet, 1998 et plus rarement *E.* ex gr. *minor* Rauzer-Chernousova, 1948a (pour moi svnonyme d'*E.* cf. *clavatula* (Howchin, 1888) parfois signalé au Mexique). Par contre je n'ai pas retrouvé d'*E.* cf. *vulgaris* (Rauzer-Chernousova et Reitlinger in Rauzer-Chernousova et Fursenko, 1937) pourtant mentionnés par Téllez-Girón et Malpica (1987) et Stewart et al. (1999). Rappelons que le groupe *E.* e*legans* désigne les formes de diamètre très faible à faible de la loge tubulaire, *E*. ex gr. *minor* ceux de taille moyenne et *E.* ex gr. *vulgaris* ceux de grande taille. Le genre est connu du Silurien au Crétacé (Hance et al., 2011), et les trois groupes sont tous présents dans le Mississippien.

Répartition en Sonora : Sierra de Teras, Bavispe **(**Téllez-Girón et Malpica, 1987), Sierra Agua Verde (Stewart et al., 1999 ; cette étude), Cerro Azogue (Peiffer-Rangin, 1987). Découvert à Tule, Arivechi et à La Morita.

Superfamille CALIGELLOIDEA Reitlinger in Rauzer-Chernousova et Fursenko, 1959 nomen translat. Gaillot et Vachard, 2007
Famille CALIGELLIDAE Reitlinger in Rauzer-Chernousova et Fursenko, 1959 emend. Vachard et Cózar, 2004
Genre ***Caligella*** Antropov, 1950
Pl. 16, fig. 3

Espèce type : *Caligella borovkensis* Antropov, 1950.

Discussion : Une *Petschorina* Reitlinger, 1962, autre membre de la famille (voir par exemple Poyarkov, 1979), a été illustrée par Brunner (1975) si l'on en croit Vachard et al. (2000b). J'ai par ailleurs observé une *Caligella*.

© 2012 Tous droits réservés.
http://doc.univ-lille1.fr

Répartition en Sonora : Découvert dans le Frasnien supérieur d'Arivechi.

Superfamille SEMITEXTULARIOIDEA Gaillot et Vachard, 2007
Famille NANICELLIDAE Gaillot et Vachard, 2007
Sous-famille NANICELLINAE Fursenko, 1959
Genre ***Nanicella*** Henbest, 1935
Pl. 5, fig. 2-4, Pl. 9, fig. 5, Pl. 13, fig. 2, 5-6, Pl. 14, fig. 1-2, 6

Espèce type : *Endothyra gallowayi* Thomas, 1931.
Discussion : C'est l'un des rares genres de foraminifères paléozoïques qui ait été érigé en Amérique du Nord, et cela de longue date. Sa répartition est mondiale (Vachard, 1994), de l'Emsien au Frasnien supérieur. Sa répartition en Amérique du Nord avait été compilée par Toomey (1972). L'espèce identifiée dans mes lames est l'espèce type. Elle mesure : Diamètre (D) = 0,333-0,530 mm ; largeur (l) = 0,185-0,470 mm ; l/D = 0,50 ; diamètre du proloculus = 0,030-0,100 mm ; nombre de tours : 2-3 ; nombre de loges au dernier tour : 12-16 ; hauteur de la dernière loge = 0,070-0,100 mm ; épaisseur de la paroi = 0,007-0,012 mm.
Répartition en Sonora : Sierra Agua Verde (Stewart et al., 1999; cette étude). Découvert à Arivechi.

Superfamille EONODOSARIOIDEA Rauzer-Chernousova in Vdovenko et al., 1993
Famille EONODOSARIIDAE Rauzer-Chernousova in Vdovenko et al., 1993
Sous-famille EONODOSARIINAE Rauzer-Chernousova in Vdovenko et al., 1993

Synonymie : Eogeinitzinidae Vachard, 1994 préoccupé.

Genre ***Tikhinella*** Bykova, 1952
Pl. 16, fig. 6, Pl. 17, fig. 1-5, Pl. 18, fig. 1-2, 5-6

Espèce type: *Tikhinella measpis* Bykova, 1952.
Discussion : *Tikhinella* fait transition entre les Earlandioidea et les Eonodosarioidea ; c'est sa septation complète qui le fait ranger préférentiellement dans le deuxième groupe. Dès 1972, Toomey avait identifié l'espèce russe en Amérique du Nord et indiqué sa répartition de

© 2012 Tous droits réservés.
http://doc.univ-lille1.fr

l'Alberta à l'Iowa. Contrairement à ce qui est mentionné par Vdovenko et al. (1993), le genre paraît limité au Frasnien.

Répartition en Sonora : Agua Verde (Stewart et al., 1999). Découvert à Arivechi.

Genre ***Eogeinitzina*** Lipina, 1950

Pl. 8, fig. 5-6, Pl. 9, fig. 1, Pl. 12, fig. 3-4, Pl. 17, fig. 4

Espèce type : *Eogeinitzina devonica* Lipina, 1950.

Discussion : L'espèce observée est *E. devonica*. Il me semble que l'espèce "*Eonodosaria* sp. cf. *E. evlanensis* Bykova, 1952" au sens de Toomey (1972) correspond plutôt au taxon analysé ici. Elle mesure : Hauteur (H) = 0,370-0,435 mm ; largeur (l) = 0,175-0,225 mm ; l/H = 0,40-0, 60 ; nombre de loges : 6 ; hauteur de la dernière loge = 0,070 mm ; épaisseur de la paroi = 0,015 mm.

Répartition en Sonora : Sierra Agua Verde (Stewart et al., 1999 ; cette étude). Découvert à Arivechi.

Sous-classe FUSULINANA Fursenko, 1958 nomen translat. Rauzer-Chernousova et al., 1996 (comme super-ordre) ou Vachard et al., 2010 (comme sous-classe)

Ordre ENDOTHYRIDA Fursenko, 1958

Superfamille TOURNAYELLOIDEA Dain 1953 nomen translat. Rauzer-Chernousova et Fursenko 1959, nomen correct. Loeblich et Tappan 1984, orth. mut. Gaillot et Vachard, 2007

Famille SEPTABRUNSIINIDAE Conil et Lys, 1977

nomen translat. Hance et al., 2011

Genre ***Septabrunsiina*** Lipina, 1955

Pl. 22, fig. 4

Espèce type: *Endothyra? krainica* Lipina, 1948.

Discussion : Je n'ai qu'une section de ce genre qui est assez répandu en Amérique du Nord (Skipp et al., 1966 ; Skipp, 1969) : Arizona, Nevada, Utah, Colorado, Wyoming, Montana,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Alberta

Répartition en Sonora : Sierra Agua Verde (Stewart et al., 1999). Découvert dans le Tournaisien d'Arivechi.

Famille CHERNYSHINELLIDAE Reitlinger, 1958

nomen translat. Lipina et Reitlinger in Rauzer-Chernousova et al., 1996

Genre ***Palaeospiroplectammina*** Lipina, 1965

Pl. 7, fig. 1, Pl. 22, fig. 2

Espèce type : *Spiroplectammina tchernyshinensis* Lipina, 1948.

Discussion : Cette espèce est classiquement considérée comme un marqueur tournaisien en Russie et en Belgique (Poty et al., 2006). Sa présence en Amérique du Nord a été découverte par McKay et Green (1963), Skipp (1969), Brenckle (1973, 1991) et Mamet (1976), en Arizona, Alberta et Nevada (où elle serait du Tournaisien moyen et probablement de la biozone MFZ3 de Poty et al., 2006). Ces derniers auteurs considèrent aussi que l'espèce apparaît dans la MFZ3 de l'Hastarien supérieur en Belgique.

Répartition en Sonora : Découvert dans le Tournaisien d'Agua Verde et d'Arivechi.

Famille LAXOENDOTHYRIDAE Vachard et Hance in Hance et al., 2011

Genre ***Laxoendothyra*** Brazhnikova et Vdovenko in Vdovenko, 1972

Pl. 5, fig. 1, Pl. 6, fig. 2-6, Pl. 20, fig. 1-6, Pl. 22, fig. 1-3

Espèce type : *Endothyra parakosvensis* Lipina, 1955.

Discussion : Dès le Dévonien terminal, ce groupe d'espèces est déjà développé et diversifié. Le genre est connu du Famennien supérieur (DFZ5) à l'Hastarien supérieur (MFZ3-4) ; dans la Paléotéthys, Oural, Sibérie, Bassin du Kouznetsk, Vietnam et Australie. Rare en Amérique du Nord (Alaska, Alberta, British Columbia, Montana, Wyoming et Mexico) (Poty et al., 2006 ; Hance et al., 2011 qui ont omis la référence de Verville et al., 1973 pour le Wyoming). Beauchamp et Mamet (1985) considèrent que la FO du genre en Colombie Britannique (Canada) se situe au Tournaisien supérieur, alors qu'elle serait plutôt du Tournaisien "moyen" ("zone 7") en Alberta (Petryk et al., 1970).

Répartition en Sonora : Sierra Agua Verde (Stewart et al., 1999 ; ce travail) ; El Bisani

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

(Brunner, 1976, pl. 5, fig. 1-8 : au moins deux espèces ont été réinterprétées par Vachard et al., 2000b) ; découvert à Arivechi.

Famille MSTINIIDAE Lipina 1989
nomen translat. and emend. Hance et al., 2011

Genre ***Granuliferella*** E. J. Zeller, 1957 emend. Conil et Longerstaey in Conil et al., 1980
Pl. 5, fig. 5-6

Espèce type : *Granuliferella granulosa* E. J. Zeller, 1957 = *Endothyra rjausakensis* Chernysheva, 1940 (voir discusion dans Lipina, 1977 et Conil et al., 1980).
Discussion : Ce genre, appelé *Latiendothyra* Lipina in Anonyme, 1963 en Russie, est cosmopolite. Aux Etats-Unis, on le trouve dans le Montana, Wyoming, Colorado, Nevada, Iowa et Utah, et dans l'Alberta au Canada (voir la carte de répartition de Brenckle, 1991). En Belgique, il est rare dans l'Hastarien mais connaît une première acmé à l'Ivorien (Laloux, 1988).
Répartition en Sonora : Découvert dans le Tournaisien de la Sierra Agua Verde.

Genre ***Granuliferelloides*** McKay et Green, 1963
Pl. 11, fig. 2-3

Espèce type : *Granuliferelloides jasperensis* McKay et Green, 1963.
Discussion : Le genre *Granuliferelloides* a fait l'objet de discussions de la part de Brenckle et Hance, 2005, Brenckle, 2005, Groves & Beason, 2006 et Hance et al., 2011.
Décrit dans Tournaisien supérieur de l'Alberta (Canada), ce genre est synonyme des *Corrigotubella* Ganelina, 1966 russes (voir Brenckle, 2005) qui proviennent du Kizelovsky de l'Oural.
Mamet (1976) met en synonymie *G. jasperensis* et *Rectoseptaglomospiranella nalivkini* (Malakhova, 1956) originellement décrit comme un *Ammobaculites*. Armstrong et Mamet (1997) citent *R. nalivkini* en Alaska. *Granuliferelloides nalivkini*, autre combinaison du nom de Malakhova) appartient à la biozone MFZ4 en Belgique (Poty et al., 2006). Brenckle

© 2012 Tous droits réservés.
http://doc.univ-lille1.fr

(1997a) signale des *Granuliferelloides* dès le Cherepetsky inférieur de l'Oural central. Alors que Beauchamp et Mamet (1985) considèrent que la FO du genre en Colombie Britannique (Canada), comme *Rectoseptaglomospiranella*, se situe au Tournaisien supérieur.

Granuliferelloides granulella (Woodland, 1958) est connu dans l'Utah et le Nevada. Brenckle et Groves (1987) ont attribué cette espèce à "*Rectoglomospiranella* ", entre guillemets, et l'ont signalé dans l'Iowa.

Répartition en Sonora : Découvert dans la Sierra Agua Verde.

Superfamille ENDOTHYROIDEA Brady, 1884 nomen translat. Glaessner, 1945

Famille ENDOTHYRIDAE Brady, 1884 nomen translat. Rhumbler, 1895

Genre ***Endothyra*** Phillips, 1846 sensu Brady, 1876 emend. China, 1965

Pl. 7, fig. 5, Pl. 27, fig. 3

Espèce type : *Endothyra bowmani* Phillips, 1846 sensu Brady, 1876 emend. China, 1965.

Discussion : Ce genre est longtemps resté le principal casse-tête de la micropaléontologie du Paléozoïque. Seule une multiplication des genres et sous-genres, la plupart du temps pleinement justifiée, a réussi à y mettre bon ordre. Malgré tout certaines de ces créations restent intempestives ; notamment celle de *Priscella* Mamet, 1974 que nous replaçons dans le groupe *Endothyra prisca*. On pourrait discuter ce groupe en disant qu'il correspond en fait à toutes les formes jeunes ou naines du genre, mais cela me paraît infondé, notamment à cause de la prépondérance de ce groupe en Amérique du Nord. Le genre sensu stricto est présent du Tournaisien supérieur à la fin du Pennsylvanien en Amérique du Nord. En Paléotéthys, il évolue, au Permien pour donner le genre *Neoendothyra* Reitlinger, 1965, genre qui demeure inconnu en Amérique du Nord mais qui a été rencontré au Guatemala (Vachard et al., 1997). La FO d'*Endothyra prisca* aurait lieu au Viséen inférieur en Colombie Britannique (Beauchamp et Mamet, 1985). Cela paraît vraisemblable bien que nous ayons vu les différences dans les périodes d'apparition qui existaient avec les *Granuliferelloides* et les *Laxoendothyra parakosvensis*.

Répartition en Sonora : Cerro Azogue (Peiffer-Rangin, 1987). Agua Verde (Stewart et al., 1999 ; cette étude). Découvert à La Morita.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Genre ***Inflatoendothyra*** Brazhnikova et Vdovenko in Vdovenko, 1972

Pl. 1, fig. 2, Pl. 5, fig. 1

Espèce type : *Endothyra parainflata* Bogush et Yuferev, 1970 = *E. inflata* forma maxima Lipina, 1955 (non *Endothyra oldalipinae* Loeblich et Tappan, 1987 = *Endothyra inflata* Lipina in Lebedeva, 1954, non *Endothyra inflata* Lipina, 1955, preoccupied by *E. inflata* Morozova, 1949).

Discussion : Nous avons découvert à Tule (Buitrón et al., sous presse) l'espèce type, *I. parainflata*, très clairement révisée par Brenckle (2005). Brenckle (1997a) signale l'apparition de ce groupe d'espèce dès le Cherepetsky inférieur de l'Oural central, alors que Petryk et al. (1970) mentionnent que la FO du genre, en Alberta (Canada), se situe dans la partie supérieure du Tournaisien supérieur ; ce qu'affirment aussi Beauchamp et Mamet (1985) pour la Colombie Britannique (Canada).

Répartition en Sonora : Tournaisien supérieur des Cerros de Tule. Tournaisien moyen d'Agua Verde.

Genre ***Tuberendothyra*** Skipp, 1969

Pl. 1, fig. 1

Espèce type : *Endothyra tuberculata* Lipina, 1948.

Discussion : Ce genre est assez endémique de l'Amérique du Nord, bien qu'il passe en Téthys. Ce genre pourrait toutefois être synonyme de *Nodochernyshinella* Conil & Lys, 1977, ainsi que l'ont proposé Hance et al. (2011). Les espèces de Russie, dont l'espèce type, ont été révisées par Brenckle (2005), qui avait déjà indiqué (1997a) la FO (première rencontre) de *Tuberendothyra tuberculata* dès le Cherepetsky inférieur de l'Oural central. Cependant d'autres auteurs (par exemple Beauchamp et Mamet, 1985) considèrent que la FO du genre se situe au Tournaisien supérieur.

Répartition en Sonora : Tournaisien supérieur des Cerros de Tule.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Superfamille LOEBLICHIOIDEA Cummings 1955a
nomen translat. Hance et al., 2011

Famille LOEBLICHIIDAE Cummings, 1955a
Sous-famille URBANELLINAE Vachard et Hance in Hance et al., 2011
? Genre ***Urbanellla*** Malakhova in Anonyme, 1963 emend. Brenckle, 1997b
Pl. 1, fig. 3

Espèce type : *Quasiendothyra urbana* Malakhova, 1954.
Discussion : Ce genre à test discoïde avec un enroulement initial irrégulier et un enroulement terminal planispiralé, partiellement évolute ; les pseudochomata sont présents mais faibles. Ainsi défini, ce genre apparaît synonyme de *Banffella* Mamet in Mamet al., 1970, genre décrit en Amérique du Nord comme son nom l'indique (de la Formation Banff au Canada ; voir notamment Beauchamp et al., 1986). Brenckle (1997a) signale les *Urbanella* à partir du Kizelovsky dans l'Oural central mais ceux-ci sont précédés par des "pre-*Urbanella*" dès le Cherepetsky inférieur.
Répartition en Sonora : Tournaisien supérieur des Cerros de Tule.

9.4. Fusulinines

Sous-classe FUSULINANA Fursenko, 1958 nomen translat. Vachard et al., 2010

Pour les méthodes, le vocabulaire, les phylogénies, les homéomorphies et la paléoécologie de cette sous-classe, j'ai eu surtout recours à Dunbar et Skinner (1937), Ciry (1952, en français), Thompson (1948, 1964), Miklukho-Maklay et al. (1958, 1959), Ross (1972b, 1979a-b, 1982), Rozovskaya (1975), Villa (1995) et Pérez-Ramos (2001) (ces deux derniers en espagnol), Wilde (2002), Vachard et al. (2004b) et Davydov (2011).

Superfamille STAFFELLOIDEA Miklukho-Maklay, 1949 nomen translat. Solovieva, 1978

Discussion : Les auteurs semblent avoir des difficultés à séparer les deux groupes primitifs de fusulinana (par exemple van Ginkel, 2010) : les Ozawainelloidea et les Staffelloidea. Bien que n'étant pas spécialiste de ces groupes, je propose, après discussion avec D. Vachard, de

© 2012 Tous droits réservés.
http://doc.univ-lille1.fr

rattacher toutes les formes à paroi différenciée aux Staffelloidea et les formes à paroi simple, microgranulaire, aux Ozawainelloidea. Les deux lignées se différencient très tôt au Viséen moyen (voir Hance et al., 2011). La première, celle des Staffelloidea, comporte les genres *Eoparastaffella* Vdovenko, 1954, *Pseudoendothyra* Mikhailov, 1939 (= *Parastaffella* Rauzer-Chernousova, 1948b = *Shougania* Lin, 1981), *Reitlingerina* Rauzer-Chernousova, 1985, *Nankinella* Lee, 1933 sensu lato, *Parastaffelloides* Reitlinger, 1963, *Staffella* Ozawa, 1925 et toutes les formes permiennes dérivées comme *Leella* Dunbar et Skinner, 1937 ou *Eoverbeekina* Lee, 1933 du Texas au Belize (Vachard et al., 1997). Les *Eostaffella* sont le groupe le plus ancien des Ozawainelloidea ; ils descendent directement aussi d'*Eoparastaffella* ; aux USA ils donnent rapidement *Millerella*, tandis que différents genres se succèdent en Téthys : *Eostaffellina* Reitlinger, 1963, *Plectomillerella* Brazhnikova et Vdovenko in Aizenverg et al., 1983, *Plectostaffella* Reitlinger, 1971, *Seminovella* Rauzer-Chernousova in Rauzer-Chernousova et al., 1951, *Novella* Grozdilova et Lebedeva, 1950 et *Ozawainella* Thompson, 1935, membres des sous-familles Eostaffellinae et Ozawainellinae, puis les formes se compliquent pour donner les Pseudostaffellinae Putrya, 1956 et les Profusulinellinae Solovieva in Rauzer-Chernousova et al., 1996 nom. translat. Ici, qui font transition aux Fusulinoidea, simplement par l'interposition d'une diaphanothèque dans la partie médiane de la paroi jusqu'alors microgranulaire et à une seule couche (le tectum).

Les staffelloïdes ont des tests lenticulaires à sphériques. Leur enroulement est planispralé et involute ; il est rare qu'ils se déroulent et, dans ce cas, ils présentent une hampe. Les septa restent toujours plans (c'est-à-dire qu'ils n'évoluent jamais vers des formes plissées). Ils ont de faibles pseudochomata (jamais de vrais chomata contrairement à ce que disent certains auteurs). Leur paroi est toujours différenciée, depuis des grains clairs chez *Eoparastaffella*, une luminothèque chez *Pseudoendothyra*, puis des parois complètement sparitisées (probablement originellement entièrement aragonitiques). L'ouverture reste toujours simple et terminale.

Les Staffelloidea se composent de deux familles : Pseudoendothyridae Mamet in Mamet et al., 1970 et Staffellidae Miklukho-Maklay, 1949 (qui a de nombreux synonymes inutilement séparés par Rauzer-Chernousova et al., 1996, par exemple).

Les familles, les genres et les espèces abondent dans la littérature, mais il convient sans doute d'y voir plutôt des variations liées à l'environnement, comme par exemple Hallock et al. (1986) en a décrit chez le genre actuel *Amphistegina*.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Famille STAFFELLIDAE Miklukho-Maklay, 1949

Genre *Nankinella* Lee, 1933

Pl. 24, fig. 5

Espèce type *:* *Staffella discoidea* orth. mut. pour *S. discoides* Lee, 1931.

Discussion : Le genre est souvent cité, bien qu'il puisse sembler que beaucoup de *Nankinella* aussi que de fausses *Pseudoendothyra* pennsylvaniennes et permiennes soient plutôt à rapprocher de *Reitlingerina* qui est est le premier staffellidé qui possède la paroi sparitisée caractéristique ; et qui, en cela, se distingue des vraies *Pseudoendothyra* /*Parastaffella* /*Shoungania*. En fait *Reitlingerina* pourrait différer des vraies *Nankinella* par sa taille très inférieure et ses tours beaucoup moins nombreux. Cependant, il est clair que la limite serait très subjective et que des formes de transition (de l'Arstinskien et du Kubergandien = Roadien) comme *Ozawainella akiyoshiensis* Toriyama, 1958 ; *Ozawainella* sp. B Pitakpaivan sensu Toriyama, 1982 (pl. 13, fig. 7-14) et surtout *Nankinella* ? *loiensis* Igo, Ueno et Sashida, 1993, seraient difficiles à rattacher génériquement.

Dans le Bachkirien en Téthys, *Reitlingerina* donne *Parastaffelloides* qui donne à son tour les vraies *Staffella* (c'est-à-dire de grosses formes sphériques, à paroi sparitisée ; voir Vachard, 1990).

On a le plus souvent affaire, au Nord du Mexique et dans le Sud des USA, aux espèces ou sous-espèces du groupe *Nankinella plummeri* Thompson, 1947 qui a fait l'objet d'un récent découpage de la part de Wilde (2006).

Répartition en Sonora : Sierra de Teras (voir Brunner, 1984a).

Autre répartition au Mexique : Sierra de Palomas, Chihuahua (Wilson et al., 1969).

Genre ***Staffella*** Ozawa, 1925

Pl. 2, fig. 8, 11, Pl. 3, fig. 7, 15, Pl. 26, fig. 1-2

Espèce type : *Fusulina sphaerica* Abich, 1859.

Discussion : J'ai rencontré des petites formes assez atypiques *S.* sp. 1 (faut-il les rapprocher plutôt des *Volgella* Reitlinger in Reitlinger et Melnikova, 1977 comme je rapproche mes fausses *Nankinella* des *Reitlingerina*, ou est-ce une lignée américaine particulières dérivée de

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

cette dernière ?) et des formes plus typiques : *S.* sp. 2 à Tule et *S.* sp. à La Morita.

Répartition en Sonora : Sierra de Teras (voir Brunner, 1984a) ; Tule (Peiffer-Rangin, 1987 ; Buitrón et al., sous presse ; cette étude) ; Cerros de La Morita (Peiffer-Rangin, 1987) ; Sierra Santa Teresa (Peiffer-Rangin, 1987).

Autre répartition au Mexique : Chihuahua et Tamaulipas (voir Brunner, 1984a).

Genre *Pseudoreichelina* Leven, 1970

Pl. 3, fig. 16

Espèce type : *Pseudoreichelina darvasica* Leven, 1970.

Discussion : Le genre *Pseudoreichelina* est assez répandu en Téthys, de la Croatie au Japon (Kochansky-Devidé, 1970; Leven, 1970 ; Ueno, 1992). Il est connu en Amérique du Nord et Amérique Centrale (Douglass et Nestell, 1974 ; Vachard et al., 1997 ; Krainer et al., 2009) ; il n'est pas impossible cependant que ce ne soit qu'un homéomorphe du genre téthysien et qu'il faille lui donner un autre nom. L'apparition d'une hampe terminale se produit en effet répétitivement chez les Staffellidae sans qu'il y ait vraiment de lignées continues. Un autre essai précédent, par exemple, a reçu le nom de *Palaeoreichelina* Liem, 1974 dans le Moscovien du Darvaz (Ouzbékistan), de Thaïlande et du Viet-Nam.

Répartition en Sonora : Sierra de Teras (voir Brunner, 1984a). Découvert dans le Permien inférieur des Cerros de Tule.

Superfamille OZAWAINELLOIDEA Thompson et Foster, 1937

Discussion : Les ozawainelloïdes ont des formes variées, de lenticulaires à fusiformes. L'enroulement est généralement planispiral, rarement dévié ; généralement entièrement involute, parfois suivi de tours terminaux évolutes ou, plus rarement encore, déroulés. Les septa sont toujours plans sauf dans les formes très évoluées (certaines *Profusulinella* et les Aljutovellinae Solovieva in Rauzer-Chernousova et al., 1996 nom. translat. Ici, à partir du nom de famille). Les pseudochomata des formes primitives passent rapidement à des chomata souvent bien développés. La paroi est microgranulaire, sombre et formée d'un unique tectum ;

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

de faibles diaphanothèques peuvent se rencontrer chez les formes évoluées (par exemple *Neostaffella*). L'ouverture, terminale, est toujours simple.

La superfamille est composée de trois sous-familles : Ozawainellidae Thompson et Foster, 1937 (formes lenticulaires à subsphériques), les Pseudostaffellidae Putrya, 1956 nomen translat. Rauzer-Chernousova et al., 1996 (formes nautiloïdes à susphériques ou subquadratiques) et les Profusulinellidae Solovieva in Rauzer-Chernousova et al., 1996 (genre fusiforme annonçant les Fusulinoidea).

Famille OZAWAINELLIDAE Thompson et Foster, 1937
nomen translat. Miklukho-Maklay et al., 1958

Discussion : Ozawainelloidea lenticulaires, rhomboïdaux ou subsphériques montrant une paroi à une seule couche.

La famille est composée de deux sous-familles : Eostaffellinae Mamet in Mamet et al., 1970 emend. Maslo et Vachard, 1997 (lenticulaires à subsphériques ; à périphérie arrondie à subcarénée); Ozawainellinae Thompson et Foster, 1937 (rhomboïdaux ; à périphérie carénée).

Sous-famille EOSTAFFELLINAE Mamet in Mamet et al., 1970 nomen translat. Reitlinger in Einor, 1973 emend. Maslo et Vachard, 1997

Genre ***Millerella*** Thompson, 1942
Pl. 1, fig. 4, Pl. 3, fig. 10, 14

Espèce type : *Millerella marblensis* Thompson, 1942.

Discussion : Au Mexique, *Millerella marblensis* est peu fréquent mais *Millerella pressa* est assez répandu (Téllez-Girón, 1979 ; Vachard et Téllez-Girón, 1986). Les deux espèces cohabitent aussi dans le Nevada (Marshall, 1969), l'Oklahoma-Arkansas (Groves, 1983), dans l'Idaho (Groves, 1984 ; Skipp et al., 1985), l'Alaska (Harris et al., 1997) et l'Utah (Groves et al., 1999).

LA FAD (date de l'origine du taxon) des *Millerella* correspondrait exactement à la base du

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Morrowien (Groves et al., 1999), en même temps que le conodonte *Declinognathodus noduliferus* sensu lato (sic) et le petit foraminifère *Globivalvulina bulloides*. Ce qui n'est d'ailleurs pas tout à fait conforme à l'opinion de Brenckle et al. (1982b).

Répartition en Sonora : Sierra de Teras, Bavispe (voir Brunner, 1984a) ; Tule (Peiffer-Rangin, 1987 ; Buitrón et al., sous presse ; cette étude) ; Sierra Santa Teresa (Peiffer-Rangin, 1987). Sierra Agua Verde (cette étude ; voir chapitre précédent).

Autre répartition au Mexique : Sierra de Palomas, Chihuahua et Formation del Monte à Tamaulipas (voir Brunner, 1984a).

Genre ***Eostaffella*** Rauzer-Chernousova, 1948b

Espèce type : *Staffella (Eostaffella) parastruvei* Rauzer-Chernousova, 1948b.

Discussion : Les principales espèces américaines (sous réserve de l'adoption de certains genres homéomorphes préconisés par van Ginkel, 2010) sont *E. pinguis* (Thompson, 1944) ; *E. advena* (Thompson, 1944) *; E. ampla* (Thompson, 1944) ; *E. grozdilovae* Maslo et Vachard, 1997 ; *E. circuli* (Thompson , 1945).

Répartition en Sonora : Sierra de Teras (voir Brunner, 1984a).

Autre répartition au Mexique : Formation del Monte à Tamaulipas (voir Brunner, 1984a) .

Famille PSEUDOSTAFFELLIDAE Putrya, 1956 nomen translat. Rauzer-Chernousova et al., 1996

Genre ***Pseudostaffella*** Thompson, 1942
Pl. 3, fig. 6, Pl. 25, fig. 6

Espèce type : *Pseudostaffella needhami* Thompson, 1942.

Discussion : LA FAD de *Pseudostaffella* correspondrait plus ou moins exactement avec la base de l'Atokien (Groves, 1984 ; Lambert et Heckel, 1991 ; Groves et al., 1999, 2007). Longtemps resté peu divisé spécifiquement, ce genre a été renforcé de plusieurs espèces nord-américaines par Wilde (2006). Il n'évolue pratiquement pas en Amérique du Nord alors qu'il connaît une double évolution dans la Téthys (Rauzer-Chernousova, 1963) : (a) par augmentation de la taille et de la puissance des chomata ; (b) par l'addition d'une paroi

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

diaphanothécale (passage à *Neostaffella* Miklukho-Maklay, 1959a).

Répartition en Sonora : Sierra Agua Verde (Gómez-Espinosa et al., 2008). Découvert à Tule et à La Morita.

Autre répartition au Mexique : Sierra de Palomas, Chihuahua (voir Brunner, 1984a).

Famille Profusulinellidae Solovieva in Rauzer-Chernousova et al., 1996

Discussion : Les Profusulinellidae regroupe les Profusulinellinae Solovieva in Rauzer-Chernousova et al., 1996 nom. translat. ici dont les septa restent plans et les Aljutovellinae Solovieva in Rauzer-Chernousova et al., 1996 nomen translat. ici dont les septa commencent à se plisser aux pôles.

Genre ***Profusulinella*** Rauzer-Chernousova et Belyaev in Rauzer-Chernousova et al., 1936

Pl. 24, fig. 6, Pl. 25, fig. 4-5, Pl. 26, fig. 4-5, Pl. 27, fig. 1-2

Espèce type : *Profusulinella pararhomboides* Rauzer-Chernousova et Belyaev in Rauzer-Chernousova et al., 1936.

Discussion : Nous avons observé trois groupes. Le premier est primitif (très proche morphologiquement de *Schubertellina*, c'est celui de *P. copiosa* Thompson, 1948; il pourrait correspondre à la *Depratina* Solovieva in Rauzer-Chernousova et al., 1996 russe ; voir Kulagina (2009)) ; le second est typique avec *P. spicata* Thompson, 1948. Le dernier est évolué et annonce certaines *Fusulinella* primitives, c'est *P. apodacensis* Thompson, 1948.

Profusulinella spicata est décrite de la Formation Apodaca dans les Mud Springs Mountains au Nouveau Mexique (Thompson, 1948) ; elle a été retrouvée dans la Formation Sandia dans le sud des Sandia Mountains au Nouveau Mexique (Krainer et al., 2011), la Bird Spring Fm dans le'Arrow Canyon du Nevada (Cassity et Langenheim, 1966) et dans la Casper Fm du Granite Canyon du Wyoming (Hoyt et Chronic, 1962).

Répartition en Sonora : Découvert à Tule et à La Morita.

Autre répartition au Mexique : Formation del Monte à Tamaulipas ; Sierra de Palomas dans le Chihuahua (voir Brunner, 1984a).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Superfamille SCHUBERTELLOIDEA Skinner, 1931 nomen translat. Vachard in Vachard et al., 1993

Famille SCHUBERTELLIDAE Skinner, 1931 nomen translat. Miklukho-Maklay et al., 1958

Genre *Schubertellina* Marshall, 1969 emend. Davydov, 2011

Pl. 26, fig. 1

Espèce type : *Schubertellina circuli* Marshall, 1969 = *Eoschubertella bluensis* Ross et Sabins, 1965 (voir discussion in Groves, 1991 et Davydov, 2011 : avec appel à l'article 67.1.2 du Code International de Nomenclature Zoologique).

Discussion : Les espèces primitives (c'est-à-dire courtes et à paroi microgranulaire ; et faisant de ce fait transition avec les *Profusulinella* primitives) étaient généralement appelées *Eoschubertella* Thompson, 1937 dans la littérature (Wilde, 2006 ; Buitrón et al., sous presse) mais Davydov (2011) a constaté : (a) que les vraies *Eoschubertella* sont des *Schubertella* (leur espèce type étant l'espèce chinoise *Schubertella lata* Lee et Chen in Lee et al., 1930 et non une espèce nord-américaine) ; (b) que le taxon décrit ci-dessus correspond en fait à *Schubertellina* Nous avons suivi cette dénomination qui s'applique notamment au groupe *Schubertellina rotundaeformis* (Wilde, 2006) n. comb. et orth. mut.

LA FAD des *Schubertellina* (indiqués à l'époque comme *Eoschubertella*) correspondrait exactement à la base de l'Atokien (Lambert et Heckel, 1991 ; Groves et al., 1999, 2007).

Répartition en Sonora : Sierra de Teras (voir Brunner, 1984a). ? Tule (mentionné par Peiffer-Rangin (1987) comme *Schubertella* sp. en association avec *Millerella*). Découvert à La Morita.

Autre répartition au Mexique : Sierra de Palomas, Chihuahua (voir Brunner, 1984a).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Genre ***Schubertella*** Staff et Wedekind, 1910

Espèce type : *Schubertella transitoria* Staff et Wedekind, 1910

Discussion : Le genre est bien connu et ne pose pas de problème particulier en Amérique du Nord, sauf la question de sa FO (ou FAD ?). La première espèce est *S. ciscoensis* Kauffman et Roth, 1966 du Virgilien terminal, mais elle serait précéder d'une *S.* sp. dès le Virgilien inférieur (Sanderson et al., 2001).

Répartition en Sonora : Il est difficile de savoir à quel Schubertellinae Peiffer-Rangin fait référence dans sa thèse de 1987. Il est probable que toutes les *Schubertella* qu'elle cite dans le Permien du Sonora (Cerro de La Tinaja, Cerro Valuarte) appartiennent vraisemblablement à ce genre ; les autres étant des *Schubertellina*. *Schubertella* sp. est aussi signalé à Tule comme nous l'avons vu.

Autre répartition au Mexique : Sierra de Los Chinos, Chihuahua (voir Brunner, 1984a).

Superfamille FUSULINOIDEA Möller, 1878 nomen translat. Solovieva, 1980

Famille FUSULINELLIDAE Staff et Wedekind, 1910

Genus ***Fusulinella*** Möller, 1878

Pl. 1, fig. 7-8, Pl. 3, fig. 5, Pl. 27, fig. 4-6

Espèce type : *Fusulinella bocki* Möller, 1878.

Discussion : C'est un fusulinoïde (formes à diaphanothèque), généralement fusiforme allongé; à septa plans au centre et seulement plissés aux pôles et à chomata forts mais plutôt émoussés, entourant un tunnel bien individualisé.

Le genre est extrêmement diversifié comme dans le reste de l'Amérique du Nord et le Nouveau Mexique en particulier (voir Needham, 1937, Thompson, 1948, Wilde, 2006, etc.)

Dans la Sierra Agua Verde, le matériel à *Fusulinella llanoensis* (Thomas, 1931) (= *F. thompsoni* Skinner et Wilde, 1954) d'Almazán-Vázquez et al. (2007b) et Gomez-Espinosa et al. (2008) paraît avoir plus de ressemblances aussi avec les formes du Texas révisées par Groves (1991).

Répartition en Sonora : Cerros La Morita (Peiffer-Rangin, 1987 ; cette étude) ; Los Chinos

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

(Peiffer-Rangin, 1987) ; Sierra Agua Verde (Almazán-Vázquez et al., 2007a-b ; Gómez-Espinosa et al., 2008).

Autre répartition au Mexique : Formation Del Monte du Cañon de Caballeros, Tamaulipas (voir Brunner, 1984a).

Famille FUSULINIDAE Möller, 1878

Genus ***Beedeina*** Galloway, 1933

Pl. 1, fig. 10-12, 14-18, Pl. 2, fig. 2, Pl. 3, fig. 1-2

Espèce type : *Fusulinella girtyi* Dunbar et Condra, 1927.

Discussion : Chez ces autres formes à diaphanothèque, le plissement septal gagne toute la loge ; la forme est généralement rhomboïdale et les chomata forts à très forts.

Les espèces étaient déjà nombreuses aux USA, mais Wilde (2006) en a trouvé 14 nouvelles dans la seule coupe de Big Hatchet au Nouveau Mexique.

Nous retrouvons généralement dans nos lames les espèces d'Arizona décrites par Sabins et Ross (1963), Ross et Sabins (1965) ou Ross et Tyrrell (1965).

Les espèces mexicaines appartiennent également à la lignée évolutive : *B. insolita-B.* cf. *novomexicana* et *B. euryteines* analysée en détail par Groves et Reisdorph (2009) dans le Bassin d'Ardmore en Oklahoma (USA).

Répartition en Sonora : Agua Verde, Tule.

Autre répartition au Mexique : Formation Pastor de Placer de Guadalupe, Chihuahua (voir Brunner, 1984a).

Genre ***Zellerella*** Wilde, 2006

Espèce type : *Zellerella hidalgoensis* Wilde, 2006.

Discussion : Le genre a été récemment créé par Wilde (2006). Pour nous il évoque beaucoup *Nipperella* Solovieva, 1984 mais ce genre est peut-être insuffisamment décrit par rapport aux termes du Code de Nomenclature. C'est du moins ce qu'invoque Wilde (2006, p. 39) pour justifier sa création. Cependant, même si l'on peut en juger ainsi, tel que redéfinie dans

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Rauzer-Chernousova et al. (1996, p. 109), le genre nous semble prendre toute sa validité. Nous n'employons donc *Zellerella* qu'avec beaucoup de réserves et à cause de sa proximité géographique et paléogéographique… Ce genre n'est d'ailleurs pas non plus fondamentalement différent d'une *Fusulinella* ; c'est plutôt une variante de ce genre à tours croissant régulièrement, à forts chomata qui entourent un tunnel qui croît en largeur de façon très progressive et très régulière (un développement qui existe chez les homéomorphes *Dagmarella* Solovieva, 1955, *Kanmeraia* T. Ozawa, 1967, *Leptotriticites* Skinner et Wilde, 1965 ou *Darvasites* Miklukho-Maklay, 1959b, appartenant à d'autres superfamilles à cause d'un autre type de paroi).

Le matériel type de ce genre provient des Monts de Big Hatchet au Nouveau Mexique (Wilde, 2006). Il a été rencontré à Newwell Peak, Nouveau Mexique par Vachard et al. (sous presse) et Agua Verde (Gómez-Espinosa et al., 2008), où, étant connu dans l'Atokien supérieur, il précéderait les représentants du Nouveau Mexique jusqu'ici restreints au Desmoinésien (Wilde, 2006, fig. 3).

Répartition en Sonora : Agua Verde.

Autre répartition au Mexique : Jamais signalé ailleurs sous quel que nom que ce soit.

Genre ***Wedekindellina*** Dunbar et Henbest, 1933

Pl. 1, fig. 9, 13

Espèce type : *Fusulinella euthysepta* Henbest, 1928.

Discussion : Là aussi l'imagination créatrice de Wilde (2006) s'est exercée avec cinq espèces nouvelles à Big Hatchet pour ce genre d'une extrême monotonie morphologique, ou plutôt capable de tant de variations individuelles que la création d'espèces différentes n'a plus grand sens. En fait j'ai toujours vu dans mes populations, en particulier à Tule, des variantes du groupe d'espèce *W. euthysepta*. D. Vachard (communication personnelle) m'a confirmé ce fait au Newwell Peak (Nouveau Mexique).

Répartition en Sonora : Découvert à Tule.

Autre répartition au Mexique : Formation Pastor de Placer de Guadalupe, Chihuahua (voir Brunner, 1984a).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Superfamille SCHWAGERINOIDEA Dunbar & Henbest, 1930 nom. translat. Solovieva, 1978 non Solovieva, 1985 comme indiqué par Rauzer-Chernousova et al., 1996

Famille TRITICITIDAE Davydov, 1986

Genre *Triticites* Girty, 1904

Pl. 2, fig. 7, 12, Pl. 3, fig. 4, 8-9, Pl. 24, fig. 4

Espèce type : *Miliolites secalicus* Say in James, 1823.

Discussion : C'est un schwagérinoïde (formes à kériothèque), rhomboïdal à fusiforme allongé ; à septa plans au centre et seulement plissés aux pôles et à forts chomata entourant un tunnel bien individualisé.

Répartition en Sonora : Tule, La Morita.

Autre répartition au Mexique : Sierra Hachita Hueca (Dunbar, 1939 ; Brunner, 1984a), Cerros La Morita (Peiffer-Rangin, 1987) ; Chihuahua (Placer de Guadalupe-Mina Plomosas), Coahuila et Tamaulipas (voir Brunner, 1984a).

Genre ***Leptotriticites*** Skinner et Wilde, 1965

Pl. 2, fig. 13

Espèce type : *Leptotriticites hatchetensis* Skinner et Wilde, 1965.

Discussion : C'est un triticitidé de grande taille, à paroi relativement mince, à chomata énormes et tunnel relativement étroit. Il est caractéristique du Gjélien terminal, très diversifié au Nouveau Mexique et au Texas (Thompson, 1954 ; Wilde, 2006) et présent au sommet du Virgilien du Kansas (Sanderson et al., 2001).

Répartition en Sonora : Découvert à Tule.

Autre répartition au Mexique : Formation Pastor de Placer de Guadalupe, Chihuahua (voir Brunner, 1984a).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Famille PSEUDOFUSULINIDAE Dutkevich, 1934 emend. Miklukho-Maklay, 1959b
nomen translat. Bensh, 1987
Genre ***Thompsonites*** Bensh, 1987
(= *Schwagerina* auctorum non Möller, 1877 emend. Davydov, 1984)

Espèce type : *Schwagerina campensis* Thompson, 1954.

Discussion : Chez ces schwagerinoïdes, le plissement septal gagne toute la loge (le tunnel s'estompe donc) et les chomata disparaissent presque complètement, sauf dans les tous premiers tours où ils deviennent rudimentaires ; on passe donc au groupe des Pseudofusulinidae. Le genre *Schwagerina* a longtemps posé des problèmes nomenclaturaux exacerbés. Révisé efficacement par Davydov (1984), il s'est révélé un synonyme prioritaire de *Globifusulina* qui venait d'être créé par Izotova et al. (1983). Les autres *Schwagerina* sont soit des *Thompsonites* Bensh, 1987 en Amérique du Nord (voir aussi les anciens éléments de discussion de Dunbar et Skinner, 1936 ou Dunbar, 1958) soit des *Sphaeroschwagerina* Miklukho-Maklay, 1959c dans la Téthys et l'Oural.

Nous sommes d'accord avec Bensh (1987) pour considérer que beaucoup de fausses-*Schwagerina* d'Amérique du Nord appartiennent à *Thompsonites*. Pourtant la question de ce remplacement a toujours été éludée aux USA, même si, une fois, Ross (1984) a indiqué que *Schwagerina* pouvait être synonyme de *Pseudofusulina* (ce qui n'est pas exact vu l'absence de rugosité de la paroi). Wilde (2006) et Ross et Ross (2009) emploient encore ce nom fautif de *Schwagerina*. *Thompsonites* est un assez bon marqueur de la base du Permien en Amérique du Nord bien que Lucas et al. (2000), Wilde (2006), Ross et Ross (2009) et Wahlman et West (2010) ; contredisant d'ailleurs en cela Sanderson et al. (2001) aient montré récemment que le genre apparaît parfois dès l'Orenburgien/Bursumien/Newwellien, peu après *Leptotriticites*.

Répartition en Sonora : Sierra de Palomas, Chihuahua (Wilson et al., 1969) ; Sierra de Teras (voir Brunner, 1984a) ; Cerros de La Morita (Peiffer-Rangin, 1987), Los Chinos (ibid.)

Autre répartition au Mexique : Sierra Santa Teresa (Peiffer-Rangin, 1987) ; Cerro Valuarte (ibid.) ; Formation Pastor de Placer de Guadalupe, Chihuahua (voir Brunner, 1984a).

9.5. Petits foraminifères Nodosariata

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Classe NODOSARIATA Mikhalevich, 1993

Superfamille ROBULOIDEA Reiss, 1963 nomen translat. Loeblich et Tappan, 1984 emend. Gaillot et Vachard, 2007

Parmi les nodosariates très primitifs (Syzraniidae Vachard in Vachard et Montenat, 1981) et primitifs (Protonodosariidae Mamet et Pinard, 1992 emend. Gaillot et Vachard, 2007) en Amérique du Nord on trouve surtout les genres *Syzrania*, *Nodosinelloides* et *Geinitzina* (voir par exemple Groves et Boardman, 1999 ; Pinard et Mamet, 1998; Krainer et al., 2009 ; Vachard et al., sous presse). J'ai rencontré les deux derniers genres à Tule.

Famille PROTONODOSARIIDAE Mamet et Pinard, 1992 emend. Gaillot et Vachard, 2007

Genre *Nodosinelloides* Mamet et Pinard, 1992

Pl. 3, fig. 11, 13

Espèce type : *Nodosinelloides potievskayae* Mamet et Pinard, 1996.

Discussion : Décrites de longue date au Kansas et en Russie (Spandel, 1901 ; Cherdyntsev, 1914 ; Lipina, 1949 ; Suleimanov, 1949 ; Potievskaya, 1962), ces formes ont vu leur étude reprise assez récemment en Europe du Nord (Barents Sea) et dans l'Arctique Canadien (Mamet et Pinard, 1992 ; Pinard et Mamet, 1998 ; Groves et Wahlman, 1997 ; Groves, 1997 ; Groves et Boardman, 1999 ; Groves, 2000) ; en Europe centrale dans les Alpes Carniques (Vachard et Krainer, 2001a-b) et les territoires de l'ancienne URSS (Fillimonova, 2010). Les *Nodosinelloides* sont fréquentes au Nouveau-Mexique et au Texas (Krainer et Lucas, 2004 ; Krainer et al., 2009 ; Lucas et al., 2011).

Répartition en Sonora :. Découvert dans le Permien inférieur des Cerros de Tule.

Autre répartition au Mexique : Encore mal connus avec certitude.

Genre *Geinitzina* Spandel, 1901

Pl. 3, fig. 12

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Espèce type : *Geinitzina postcarbonica* Spandel, 1901.

Discussion : Groves (2000, 2002) a illustré des formes de passage de *Nodosinelloides* à *Geinitzina* qui sont d'âge gjélien supérieur à gjélien terminal, il paraît donc logique de penser, avec cet auteur, que la FAD des vraies *Geinitzina* se situent à la base du Permien.

L'espèce *G. postcarbonica* décrite au Kansas (Spandel, 1901) est présente dans le Groupe Hueco du Sud du Nouveau Mexique (Krainer et al., 2009)

Répartition en Sonora : De rares *Geinitzina* ont été découvertes à Tule (Buitrón et al., sous presse ; cette étude). Elles sont signalées mais non illustrées aux Cerros de La Morita (partie septentrionale) par Peiffer-Rangin (1987).

Autre répartition au Mexique : Santa Teresa, au Cerro de La Tinaja et au Cerro Valuarte selon Peiffer-Rangin (1987).

9.6. Incertae sedis Algosponges

Classe ALGOSPONGIA G. Termier, H. Termier et Vachard., 1977
orth.mut. Vachard et Cózar, 2010

Ordre MORAVAMMINIDA Pokorny, 1951 nomen translat.
H. Termier, G. Termier et Vachard, 1975 emend . Vachard et Cózar, 2010
Pl. 6, fig. 1, Pl. 8, fig. 2-6, Pl. 9, fig.1-3, Pl. 10, fig. 2-4, 6, Pl. 11, fig. 1, Pl. 13, fig. 1, Pl. 14, fig. 3-5, Pl. 15, fig. 1, 5, Pl. 16, fig. 4

Discussion : Ce groupe quasiment insoupçonné au Mexique, s'est pourtant révélé assez abondant et plutôt diversifié dans mes lames. J'ai pu ainsi lister : *Kettnerammina* spp., *Evlania* spp., *Moravammina* ? sp., *Pseudokamaena* ? sp., *Devonoscala tatarstanica* (Antropov, 1959) Langer, 1979, *D.* sp. 1, Moravamminidae indet. et surtout *Proninella tamarae* Reitlinger in Menner et Reitlinger, 1971. Je renvoie au recent travail de Vachard et Cózar (2010) spécialement pour l'analyse de *Proninella* Reitlinger in Menner et Reitlinger, 1971, déjà illustré par Brunner (1976), et que tant d'auteurs nord-américains s'obstinent à confondre avec *Pokorninella* Vachard in Perret & Vachard, 1977 !

Il se pourrait que *Pseudokamaena* ? sp. et Moravamminidae indet. soient les seuls marqueurs dont on puisse disposer au Mexique pour caratériser le Famennien en lame mince…

Asphaltina Mamet in Petryk et Mamet, 1972, que je n'ai pas retrouvé et qui est soit un

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

moravamminide soit une annélide (Vachard et Cózar, 2010), a été signalé à la Sierra de Teras par Téllez-Girón et Malpica (1987).

Les *Evlania* Bykova, 1952 de l'Iowa correctement determinés par Toomey (1972, pl. 2, fig. 16-17) ont été erronément réappelés *Crassikamaena* par Brenckle , 1985.

Ordre AOUJGALIIDA H. Termier, G.. Termier et Vachard, 1975

Dans beaucoup de coupes du Sud des USA et du Nord du Mexique, les aoujgaliides ne paraissent guère représentés que par des *Stacheoides tenuis* Petryk et Mamet, 1972, des *Fourstonella* (*Efluegelia*) *johnsonii* (Flügel, 1966) et des *Komia eganensis* Wilson, Waines et Coogan, 1963. Les aoujgaliides sont beaucoup plus diversifiés au Canada et en Alaska (Petryk et Mamet, 1972; Mamet et Rudloff, 1972 ; Harris et al., 1997).

Un *Epistacheoides connorensis* Mamet et Rudloff, 1972 est l'unique aoujgaliide du Morrowien de Newwell Peak (Nouveau Mexique) (Vachard et al., sous presse).

Family AOUJGALIIDAE H. Termier, G. Termier et Vachard, 1975, nomen translat. Vachard et Cózar, 2010

Genre *Stacheoides* Cummings 1955c

Pl. 7, fig. 2, Pl. 11, fig. 4, Pl. 22, fig. 6, Pl. 23, fig. 1

Espèce type : *Stacheia polytrematoides* Brady, 1876.

Discussion : J'ai identifié *Stacheoides tenuis* Petryk et Mamet, 1972 qui est probablement l'espèce du genre la plus répandue en Amérique du Nord. Elle a été décrite en Alberta et Colombie Britannique (Canada) par Petryk et Mamet (1972), et rerouvée aux USA de l'Alaska à l'Alabama (voir références in Brenckle et al., 1982 et Mamet et al., 1987). J'ai trouvé une espèce nouvelle du Morrowien, qui sera décrite ultérieurement, dans une coupe, non utilisée dans ce travail, à la Sierra Agua Verde (voir chapitre précédent).

Répartition en Sonora : Sierra de Teras, Bavispe (Téllez-Girón et Malpica, 1987, pl. 2, fig. 3-4) ; découvert dans la Sierra Agua Verde et à Arivechi.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Autre répartition au Mexique : Cerro Azogue (Peiffer-Rangin, 1987).

Famille UNGDARELLIDAE Maslov, 1956

Genre *Komia* Kordé, 1951

Pl. 3, fig. 3, Pl. 25, fig. 1-3

Espèce type : *Komia abundans* Kordé, 1951.

Discussion : *Komia* est une algosponge abondante dans l'Atokien supérieur du Sonora, contrairement aux USA où son acmé est desmoinésienne (Wilde, 1990). Nous l'avons même trouvé en grande abondance dès l'Atokien inférieur des Cerros de La Morita (Pl. 25, fig. 1-3), ce qui est tout à fait exceptionnel en Amérique du Nord.

Répartition en Sonora : Sierra Agua Verde (Gomez-Espinosa et al., 2008). Découvert à Tule et La Morita.

Autre répartition au Mexique : Sierra Palomas, Chihuahua (Wilson et al., 1969 ; Téllez-Girón, 1979).

9.7. Macrofaune

Nous avons illustré (Pl. 2, fig. 2-6, 11, Pl. 4, fig. 1-25) quelques uns des macrofossiles les plus intéressants des Cerros de Tule ou d'autres localités (Pl. 4, Pl. 7, fig. 3, Pl. 8, fig. 1, Pl. 9, fig. 4, Pl. 11, fig. 5, Pl. 12, fig. 2-6, Pl. 19, fig. 6, Pl. 23, fig. 2, Pl. 24, fig. 2).

Nous renvoyons à Almazán-Vázquez et al. (2007a-b) pour l'étude des *Chaetetes* atokiens supérieurs de la Sierra Agua Verde. Ces auteurs ont indiqué leurs similitudes avec ceux des formations Bird Spring et Ely dans le Nevada.

Concernant d'autres bioconstructeurs pennsylvaniens, les *Palaeoaplysina* (voir Vachard et Kabanov, 2007), ceux-ci restent inconnus au Mexique, mais leur présence est maintenant prouvée à Newwell Peak (Nouveau Mexique) (Vachard et al., sous presse).

Pour les brachiopodes, les gastéropodes et les bivalves, outre la littérature ancienne (voir la synthèse de Moore (1929) par exemple), on pourra consulter Kues et al. (2002, 2004) à propos des faunes récoltées au Sud du Nouveau Mexique dans les collines de Derry, et plus

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

récemment et au Mexique : Gómez-Espinosa et al., 2010 et Gómez-Espinosa, 2010. Des macrofaunes complètes sont citées, notamment dans le Pennsylvanien, par Toomey (1983), Toomey et al. (1988) et Malinky et Heckel (1998).

Les crinoïdes ont été activement étudiés dans le Carbonifère des USA (voir en particulier: Holterhoff, 1996, 1997, Ettensohn et al., 2005 ; Kammer et Aussich, 2006, Webster et Kuss, 2006 , etc.) et du Mexique (travaux de B. Buitrón et collaborateurs, par exemple : Buitrón et al., 2006, 2007).

Un blastoïde du Tournaisien du Cerro El Palmar (TUN38), très bien conservé, est actuellement en cours d'étude avec S. Clausen.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

10. ELEMENTS DE DISCUSSION PALEOGEOGRAPHIQUE ET PALEOCLIMATIQUE

Dans ce chapitre, je commenterai un peu plus longuement les sujets que mon étude biosédimentologique, sédimentologique, biostratigraphique et paléontologique du NE et du Centre E du Sonora m'a permis d'aborder. Ce sont : (1) la question des événements Kellwasser et Hangenberg en Sonora ; (2) l'élargissement du Bassin de Pedregosa à tout le Sonora ; (3) les limites paléogéographiques du Craton Nord-américain et de l'Océan Rhéïque en Sonora ; (4) sa place dans la paléogéographie générale de l'Amérique du Nord ; (5) le problème des cyclothèmes et des paléoclimats pendant la grande glaciation finipaléozoïque (LPIA), et (6) ses conséquences sur l'eustasie et la tectonique locale ; enfin (7) la possibilité de migrations des faunes et flores, vers l'Amérique du Nord, à travers les Océans Ouralien, Rhéique et Panthalassa, à partir des centres de spéciation téthysiens.

10.1. Impact régional des événements Kellwasser et Hangenberg

En Europe, les extinctions en masse qui frappent le peuplement des mers et des continents entre Frasnien et Famennien et Famennien et Tournaisien (donc près ou à la limite Dévonien-Carbonifère) sont appelés respectivement Kellwasser (Schindler, 1990, 1993 ; Buggish, 1991 ; Walliser, 1996 ; House, 2002 ; Bond et Wignall, 2008 et Vachard et al., 2010) et Hangenberg (Caplan et Bustin, 1999 ; Streel et al., 2000 ; House, 2002 ; Azmy et al., 2009 et Vachard et al., 2010). Ces dénominations régionales allemandes ont peut-être été étendues de façon un peu excessive à l'ensemble du monde, comme l'ont montré quelques auteurs (Vachard, 1974 ; House 2002), car les corrélations fines, chronologiques et séquentielles, ne sont pas parfaites, notamment pour le Kellwasser. Il est cependant indéniable qu'un groupe comme celui des foraminifères subit de plein fouet ces deux extinctions en masse (Vachard et al., 2010). En fait, l'Hangenberg est dur à caractériser en Amérique du Nord, parce qu'il nous manque le formidable groupe de marqueurs que sont les quasiendothyroïdes. Ce groupe venu de l'Oural ne descendra jamais plus bas vers le Sud que l'Arctique canadien (Mamet, 1997), alors que du côté de la Téthys orientale il atteindra jusqu'au Nord de l'Australie (Mamet et Belford, 1968 ; Vachard et Clément, 1994) probalement en migrant le long de la Chine du

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Sud (Hance et al., 1991). Je garde l'espoir que le groupe de *Laxoendothyra parakosvensis* nous apportera des données paléobiogéographiques supplémentaires en Amérique du Nord.

L'événement finifrasnien pourrait par contre être mieux caractérisé, car nos microfaunes ne sont finalement pas beaucoup plus rares que celles de la Téthys à même époque. Les moravamminides pourraient aussi être d'un grand secours dans cette recherche.

Parfois niée en Amérique du Nord (Bratton et al., 1999), l'existence de l'événement finifrasnien a été souvent soutenue par l'école de Sandberg (voir Bond et Wignall, 2008 ; Fig. 33). Les preuves géochimiques invoquées restent minces et la disparition d'*Eogeinitzina* puis de *Tikhinella* l'emporte de loin, à mes yeux, pour témoigner de l'événement.

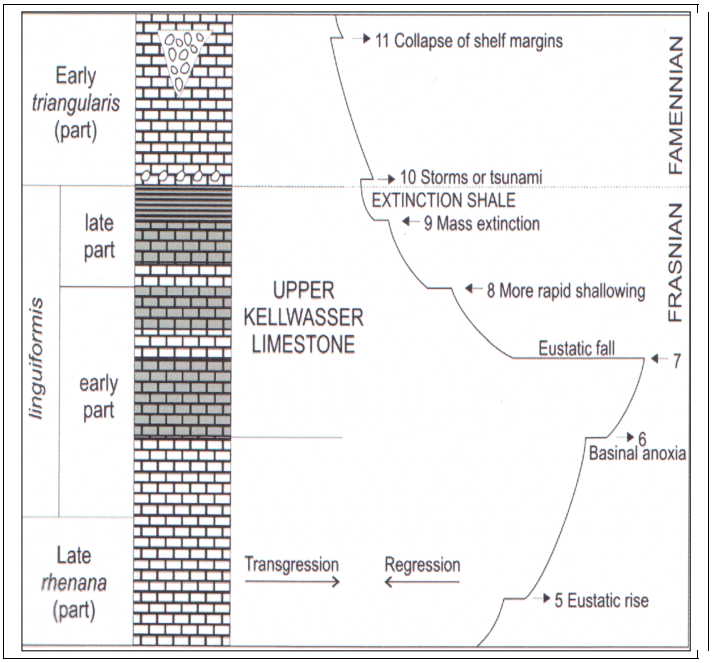


Fig. 33 : Evénements de la limite Frasnien-Famennien en Amérique du Nord (d'après Bond et Wignall, 2008).

10.2. Elargissement du concept de Bassin de Pedregosa

Bien que peu étudiés jusqu'ici les Cerros El Tule et les Cerros La Morita pouvaient tout de même, avec le peu qu'on en savait, se comparer assez aisément à différents affleurements pennsylvaniens d'Arizona (USA) et tous avaient été attribués à une grande unité sédimentaire

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

et structurale régionale : le Bassin de Pedregosa (Fig. 34-35). Ce concept géographique fut surtout utilisé à l'origine par Kottlowski (1958, 1960, 1962),

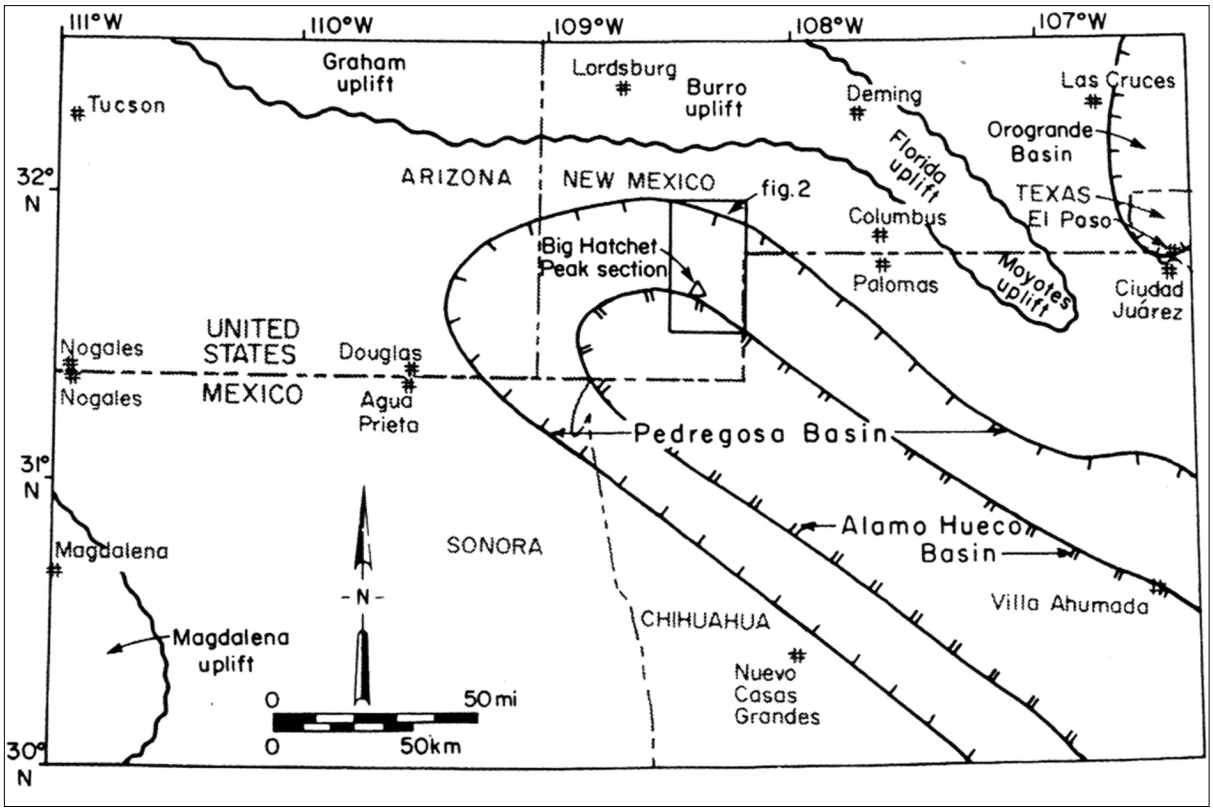


Fig. 34 : Le bassin de Pedregosa dans la conception ancienne de Thompson III et Jacka (1981) .

Le Bassin de Pedregosa a finit par inclure les régions suivantes : (1) le SO du Nouveau Mexique aux USA (Kottlowski, 1958, 1960, 1962 ; Zeller, 1966 ; Ross, 1973 ; Greenwood et al, 1977 ; Thompson III et Jacka, 1981 ; Armin, 1987 ; Radelli et al., 1987 ; Haenggi, 2001 ; Fig. 34-35) ; (2) le NO de l'Etat du Chihuahua au Mexique avec les localités d'Aldama et de Placer de Guadalupe, où la plate-forme passe à un flysch recoupé par le sondage de Villa Ahumada (voir Armin, 1987 ; Fig. 34-35) ; (3) le NE du Sonora, avec Bavispe et les Cerros de Tule et de La Morita.

Le Bassin de Pedregosa, avec son corollaire le Bassin d'Orogrande (Fig. 35), apparaissaient alors comme deux golfes marins peu profonds situés au pied des "Montagnes Rocheuses Ancestrales" (Mack et al., 1979 ; Kluth et Coney, 1981 ; Soreghan, 1994 ; Soreghan et al., 2002 ; Barbeau, 2003). Une unité structurale régionale importante était aussi, classiquement, la Ceinture orogénique de Marathon-Ouachita (voir notamment Soreghan, 1994 ; Fig. 35).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Kottlowski (1962), avait déjà entrevu certaines réalités paléogéographiques, puisqu'il expliquait que, régionalement, la mer pennsylvanienne transgressait toujours du Sud vers le Nord.

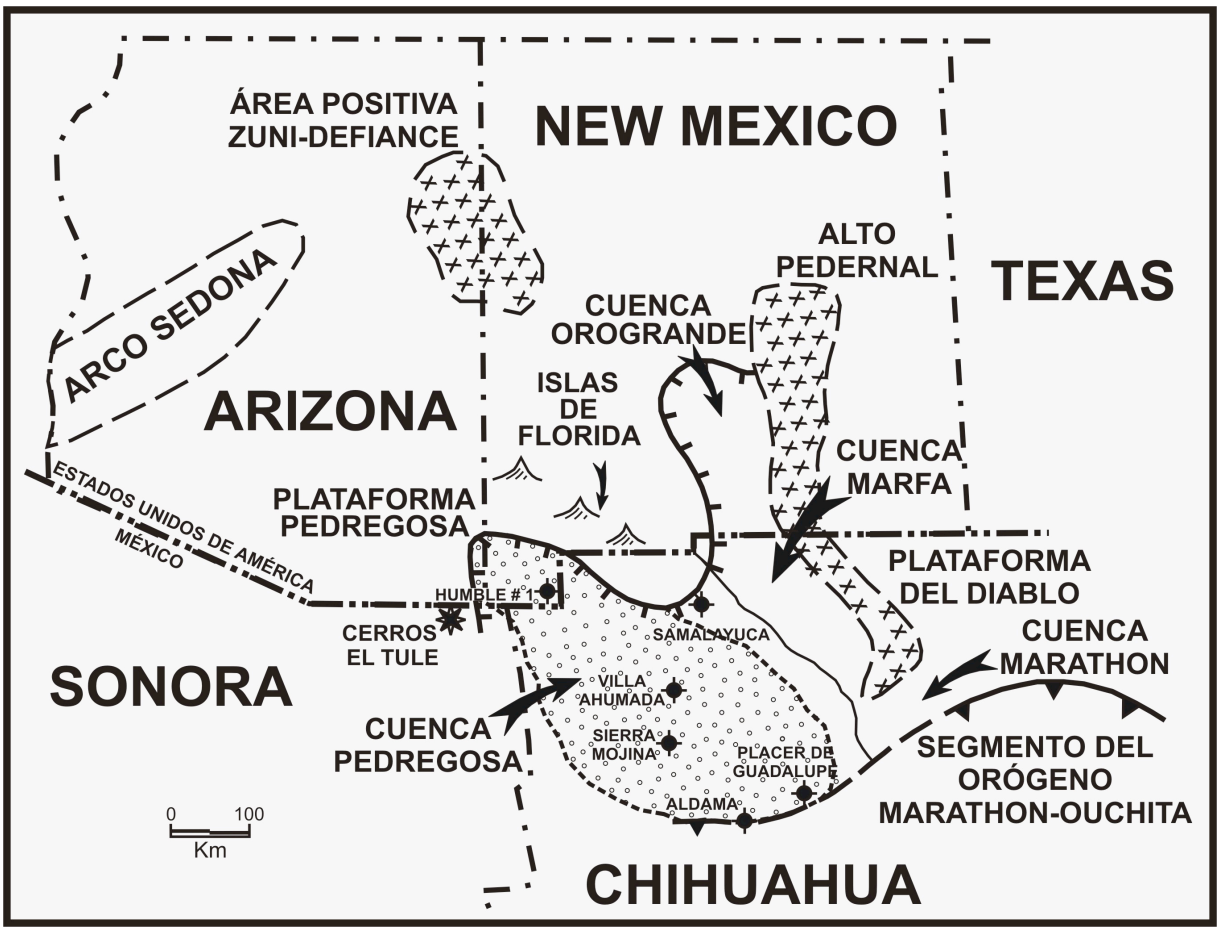


Fig. 35 : Autre conception du Bassin de Pedregosa (d'après Armin, 1987) : la limite occidentale en Sonora sera précisée dans ce travail.

Selon certains auteurs, les cyclothèmes du midcontinent, s'étendaient jusqu'à la limite sud du Bassin de Pedregosa au NE de l'Etat de Sonora. Comme je n'ai rencontré ces cyclothèmes, ni dans les Cerros El Tule ni dans le Cerro La Morita, je tenterai d'expliquer leur différence de régimes sédimentaire et séquentiel. De plus, il conviendra de comprendre certains paradoxes climatiques (réchauffements apparents) pendant le paroxysme de la LPIA (Late Paleozoic Ice Age), et de rendre compte de différentes migrations tardives de genres de foraminifères.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

10.3. Limites du Craton Nord-américain et de l'Océan Rhéïque en Sonora

Contrairement aux études qui viennent d'être retracées dans les paragraphes précédents, et en m'inspirant de la publication de Radelli et al. (1987) (Fig. 36), je crois que mon travail et certaines données de la littérature permettent de prouver que le Bassin de Pedregosa s'étendait très loin vers l'Ouest à travers une grande partie du Sonora . J'aurai tendance à croire que le "Bassin" de Pedregosa n'est finalement que la plate-forme marine peu profonde séparant le Craton Nord-Américain de l'Océan Rhéïque. La pente continentale, entre cette plate-forme et ce bassin, est probablement visible au Centre du Sonora à la Sierra El Aliso ; une longue colline ayant pour centre le point 28° 40' de latitude Nord et 109° 40' de longitude Ouest (T12 de Stewart et Poole, 2002) contenant des dépôts profonds de l'Ordovicien, Dévonien, Mississippien à Pennsylvanien (?) et Permien (Soto-Contreras and Navarro-Martínez, 1987 ; Bartolini, 1988 ; Bartolini et al., 1989, 1991 ; Stewart et al., 2002). Auparavant, cette structure majeure : le Sonora allochtone, avec ses dépôts profonds (à l'époque on disait "eugéoclinaux"), était supposée s'être mise en place sur les dépôts peu profonds ("miogéoclinaux") du Permien ; ou bien alors on envisageait l'action d'un grand décrochement permien (Stewart et Poole, 2002 ; avec bibliographie). Bartolini (1993) proposa même de faire de ces dépôts profonds un terrane tectonostratigraphique particulier, sous prétexte qu'ils ressemblaient à ceux, tout aussi allochtones, des Robert Mountains et de Golconda dans le Nevada central.

D'autres points d'observation du passage pente-bassin pourraient être le contact entre la série d'El Tigre au-dessous et celle de la Mina México (Stewart et Poole, 2002) et la Sierra Santa Teresa (locality H-43 de Stewart et Poole, 2002) au-dessus.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

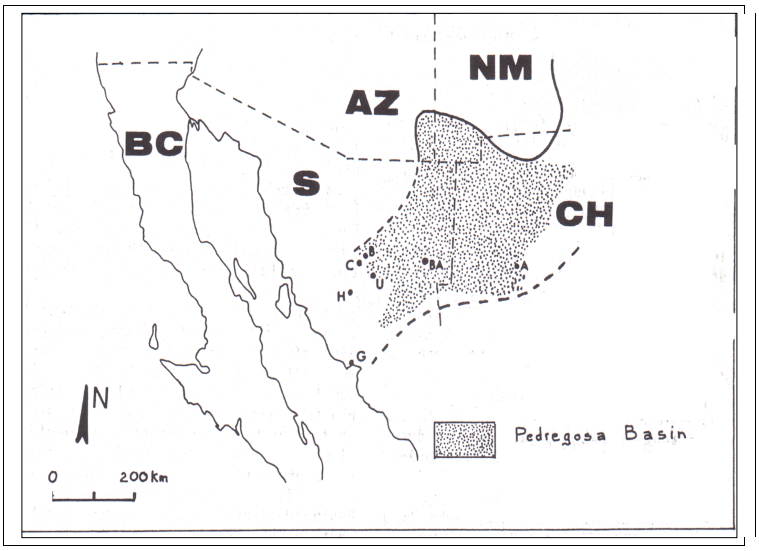


Fig. 36 : Extension occidentale du Bassin de Pedregosa en Sonora (d'après Radelli et al., 1987).

Cette plate-forme réapparaît vers l'Est au Texas et au Tamaulipas (Fig. 35, 37-38). Entre la plate-forme du Chihuahua et celle du Tamaulipas (voir Brunner, 1984 et Vachard et al., 2000b) s'étend une vaste dépression où se sont accumulés les schistes métamorphisés Aramberri du Nuevo León, tandis qu'un terrane ou un haut-fond existerait à Coahuila (voir bibliographie in Vachard et al., 2000b).

Le Sonora est donc la plate-forme de l'Océan Rhéïque qui entoure le Craton Nord-américain. Les ceintures de Marathon-Ouachita et d'Antler sont les autres faciès bordiers des océans circumaméricains (Fig. 37-38).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

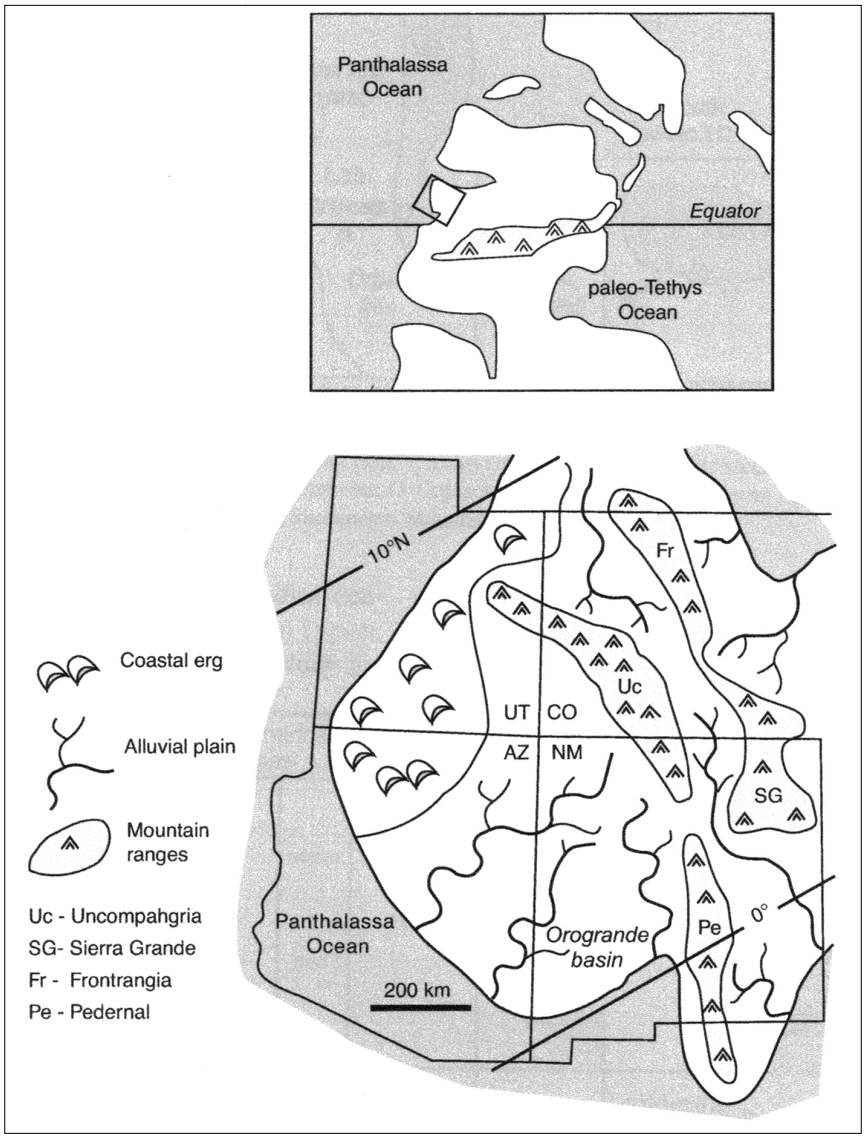


Fig. 37 : Une reconstitution du Craton Nord-américain et des océans qui le bordaient (d'après Mack et al., 2003).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

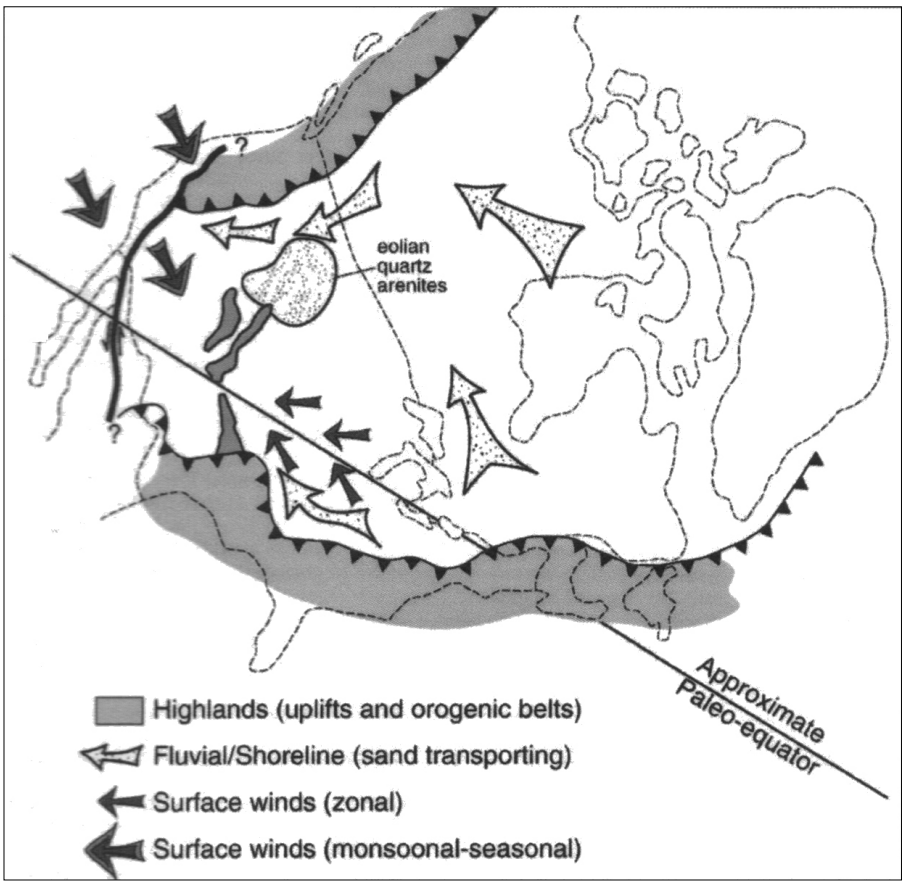


Fig. 38 : Une autre reconstitution (d'après Soreghan et al., 2008). Cependant, pour moi, la marge océanique autour du Craton est continue (comme sur la Fig. 37).

Le Rhéïque est rempli par le Complexe Acatlan. Certaines séries schisteuses du Durango, Sinaloa, San Luis Potosi et centre du Sonora peuvent correspondre à ce Complexe Acatlan, au Nord du Mexique. En ce cas les séries locales seraient beaucoup plus souvent conservées en place et la paléogéographie serait beaucoup moins bouleversée tectoniquement qu'on ne l'avait cru. Comme nous l'avons dit le Rhéïque a été présent dès l'Ordovicien avec, en particulier, des dépôts à graptolites (Peiffer-Rangin et al., 1980, 1987 ; Stewart et Poole, 2002 ; etc.)

Cela aurait deux conséquences structurales importantes : (1) la subdivision du Sonora en "terranes" serait uniquement post-paléozoïque ; le Mojave-Sonora Megashear (voir Silver et Anderson, 1974 ; Anderson et Silver, 1979 ; Anderson et Schmidt, 1983 ; Stewart et al., 1997; González-León, 1997 ; Stewart et Poole,2002) n'aurait aucun impact sur la paléogéographie paléozoïque.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

10.4. Place du Sonora dans la paléogéographie générale de l'Amérique du Nord

Les résultats du travail que nous présentons confirment la limite, au Mexique, entre le Craton Nord-américain et les terrains suspects situés plus au sud. Leur nomenclature est complexe ; nous adoptons généralement celle de la révision de Keppie (2004), mais nous n'aborderons pas trop ce sujet ici.

Une paléogéographie régionale (Fig. 40) peut être reconstituée d'après les données générales de mes coupes (Fig. 30B) et par l'intégration des travaux de Ross (1991) ; Keppie et Ortega-Gutiérrez (1995) ; Keppie et Ramos (1999) ; Vachard et al. (2000b) ; Dickinson et Lawton (2001) ; Keppie et Dostal (2001) ; Nance et al. (2002) ; Mack et al. (2003) ; Keppie (2004) ; Krainer et al. (2005a-b) ; Soreghan et al. (2008) et Keppie et al. (2008).

Le Mexique est situé au carrefour des Appalaches et des Rocky Mountains (Peiffer-Rangin, 1979 ; Tardy et al., 1989 ; Rosaz, 1989 ; Sosson, 1989). La limite tectonique Marathon-Ouachita rejoint la façade du Pacifique occidental par l'intermédiaire du Megashear Mojave-Sonora (Anderson et Schmidt, 1983), des Linéaments de Caltam et du Texas (Tardy et al., 1989), ou plutôt, selon moi (voir ci-dessous) par une marge active continue.

Aux USA, les dépôts océaniques du Rhéïque s'observent dans deux ceintures orogéniques (a) celle de Marathon-Ouachita et (b) celle d'Antler (Ross, 1991 ; Soreghan et al., 2008). On trouve des dépôts de black shales, des jaspes à radiolaires et quelques accumulations turbiditiques.

La plate-forme du Sonora est probablement alors en position de bassin d'avant-pays (*foreland basin*) ; selon les définitions et modèles dans DeCelles et Giles (1996).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

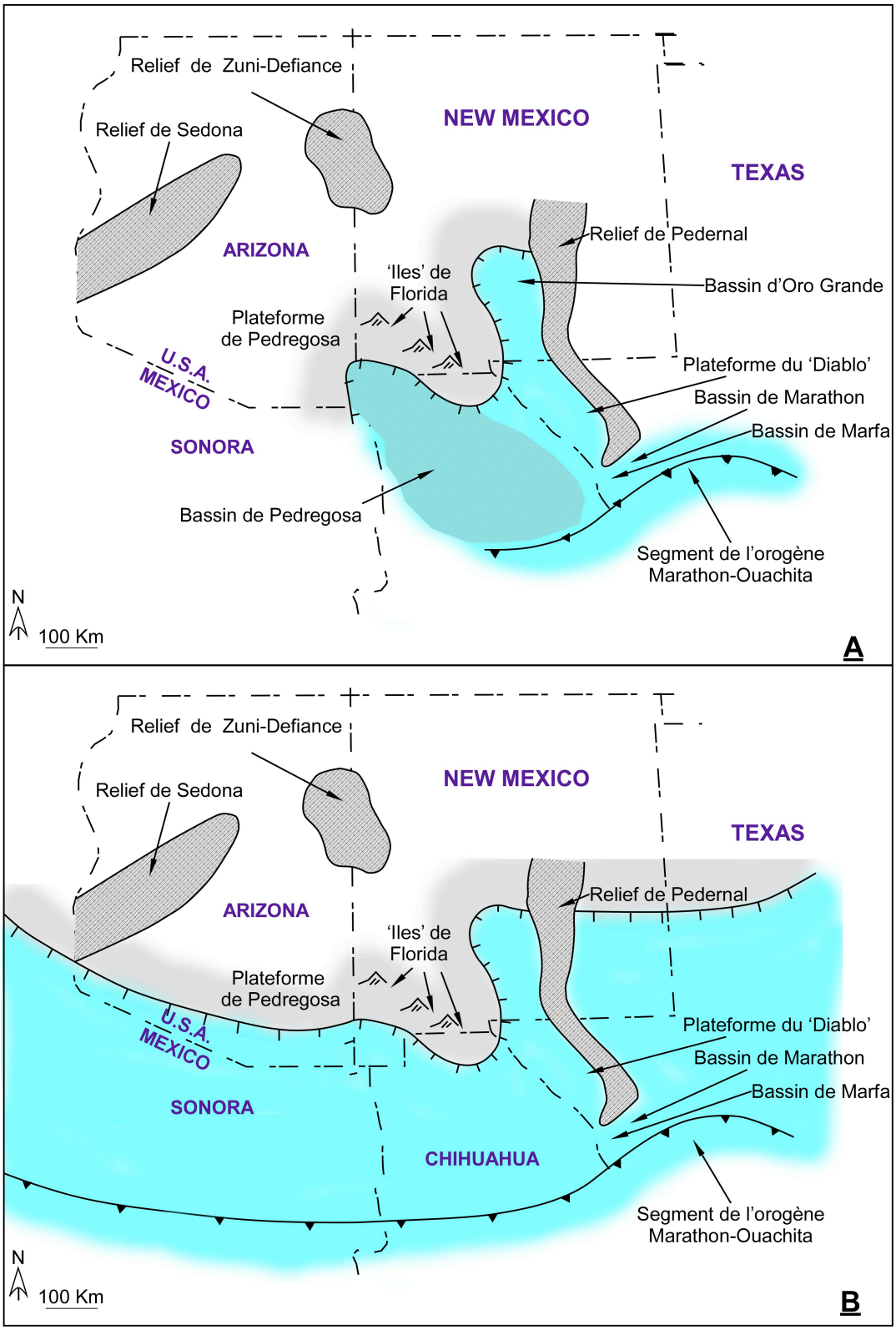


Fig. 39 : Paléogéographie régionale du Sonora et des régions voisines d'après (A) Armin (1987 ; voir Fig .35) et B) selon les résultats de cette étude.

© 2012 Tous droits réservés.

L'étude des terranes tectonostratigraphiques, entreprise d'abord dans les Rocheuses du Canada et des Etats-Unis, s'est beaucoup développée au Mexique dans les années 90. Paléogéographie et définition des terranes sont souvent corrélables (Bostwick et Nestell, 1967 ; Monger et Ross, 1971 ; Yancey, 1975 ; Stevens, 1985 ; Hallam, 1986 ; etc.)

Les terranes mexicains et ceux de l'Amérique Centrale, bien que les géodynamiciens admettent plutôt leur origine périgondwane et leur provenance à partir du Nord-Est de l'Amérique du Sud (Keppie et Ortega-Gutiérrez, 1995 ; Keppie et Ramos, 1999 ; Nance et al., 2002), sont plutôt voisins du Sonora, et donc du Craton, parce que : (1) on y a reporté des foraminifères connus du Mississippien en Amérique du Nord et en Sonora, alors que ce groupe, qui y est resté longtemps absent, ne repeuplera l'Amérique du Sud qu'au Bachkirien ; (2) les microflores algaires à *Permocalculus* et *Connexia* du Guatemala s'observent jusqu'au Nouveau Mexique alors qu'elles demeurent inconnues en Amérique du Sud.

Divers auteurs (Ross, 1986 ; Vachard et al., 2000b ; Dickinson et Lawton, 2001 ; Keppie et al., 2008) considèrent que les terrains suspects en question sont incorporés au Craton Nord-américain, par accrétion de la Ceinture Marathon-Ouachita, au début du Permien.

A cette époque aussi la paléogéographie, de la façade pacifique actuelle, est compliquée par un terrane en Baja California et un autre au Sud de l'Alaska (Keppie et Dostal, 2001), mis en place à l'extrémité la plus occidentale de l'Océan Rhéïque.

10.5. Existe-t-il des cyclothèmes en Sonora ?

En Sonora, la succession marine, qui s'échelonne du Mississippien au Permien inférieur, est représentée par une colonne lithotratigraphique, de près de 700 m d'épaisseur, presque entièrement carbonatée, notamment exposée aux Cerros El Tule. Les questions sont donc de savoir (1) pourquoi ces milieux apparemment favorables n'enregistrent pas les cyclothèmes classiques du midcontinent U.S. ; (2) s'il y a une relation avec le ou les paléoclimats pendant la grande glaciation finipaléozoïque (LPIA), et dès lors (3) d'expliquer comment deux climats si différents, celui des dépôts du midcontinent et celui des Cerros El Tule, peuvent coexister à

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

la même époque, d'une manière si étroite, alors que ces différences seraient normalement considérées comme des índices de paléolatitudes separées par des distances considérables.

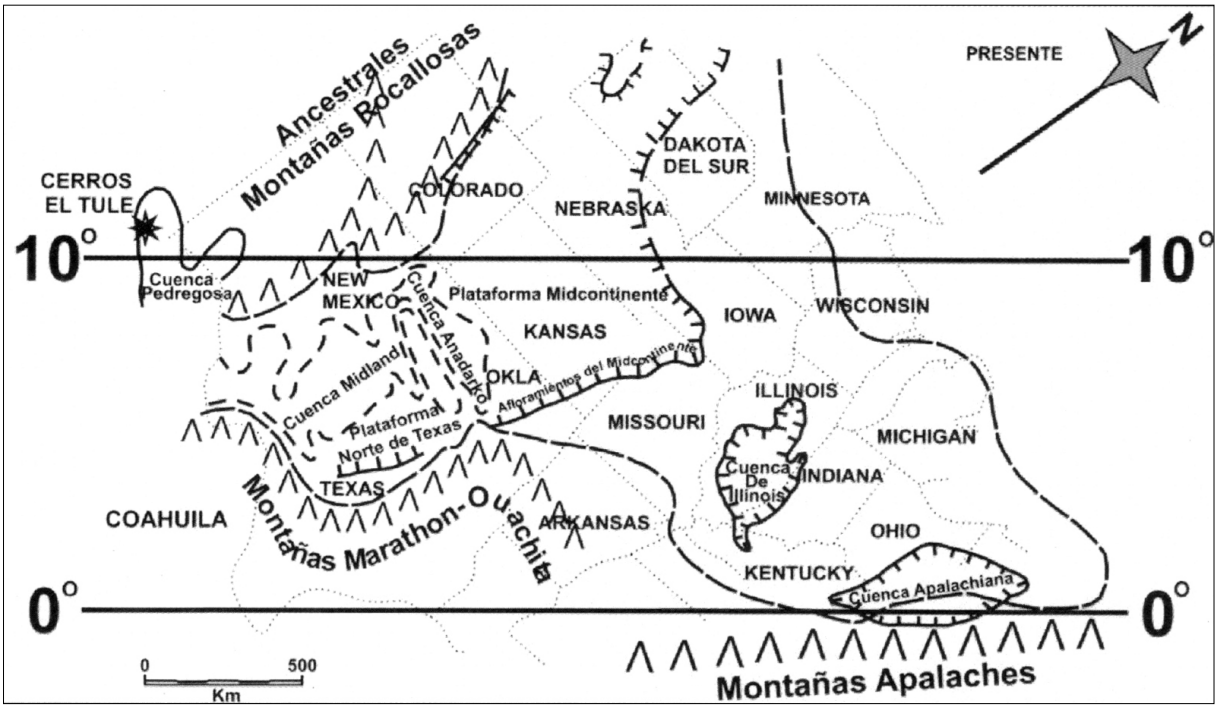


Fig. 40 : Les USA au Pennsylvanien (ou "le pays des cyclothèmes"). Schéma montrant les mers du midcontinent, l'emplacement de Tule et celui des Montagnes Rocheuses Ancestrales, des Appalaches et du Segment Marathon-Ouachita, en bordure du Craton Nord-Américain (d'après Boardman et al., 1991, légèrement modifié).

10.5.1. Les cyclothèmes classiques

Le comportement géologique de la région des Cerros El Tule, confrontée aux mouvements glacio-eustatiques des mers, est fondamentalement de celui de la région des cyclothèmes du Kansas et de l'Illinois (Weller, 1930 ; Moore, 1950 ; Wanless, 1950 ; Heckel, 2002a) (Fig. 40) ; puisque dans cette dernière, les changements lithologiques du charbon, des argilites noires, des calcaires, des lutites grises et des grès correspondent à des fluctuations majeures dans les pulsations du climat et du niveau de la mer (Mack et al., 1979 ; Heckel, 1986, 2002a-2002b ; Boardman et al., 1991 ; Ross et Ross, 1985, 1987 ; Klein, 1994 ; DiMichele et al., 1996 ;

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

West et al., 1997 ; Izart et al., 2002 et 2003 ; Olszewski et Patzkowsky, 2003 ; Joachimski et al., 2006 ; Algeo et Heckel, 2008 ; Tabor et Poulsen, 2008) (Fig. 41A-B).

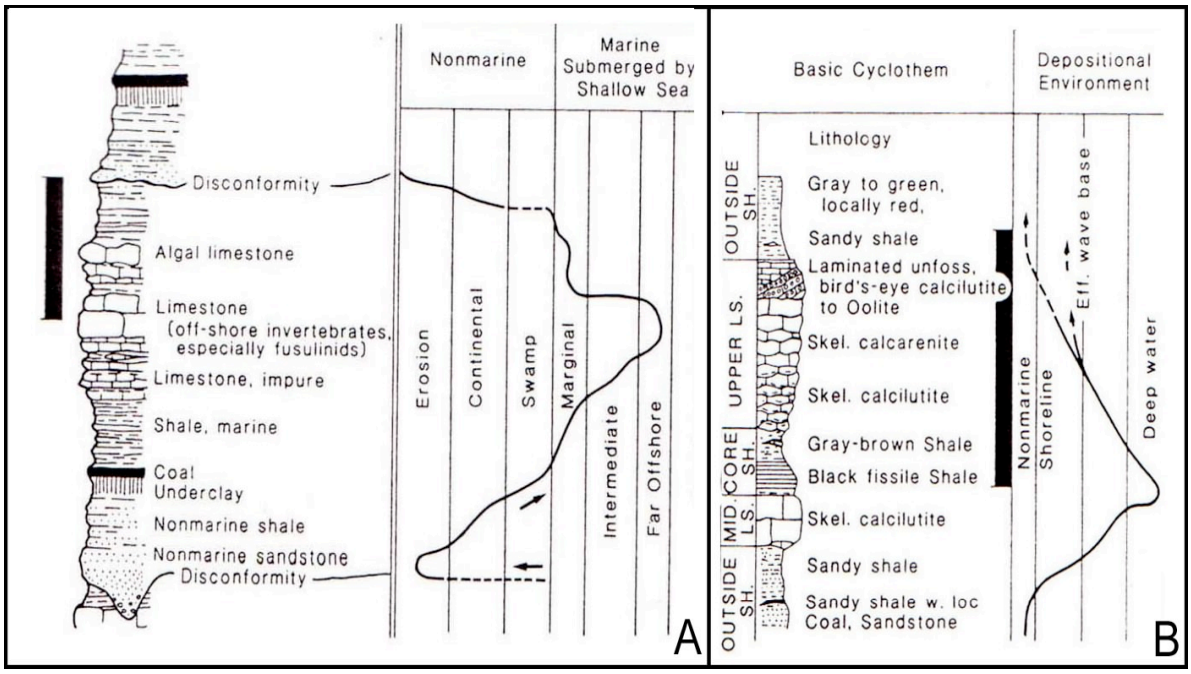


Fig. 41 A-B: Figure récapitulative de deux types classiques de cyclothèmes (d'après Klein, 1994).

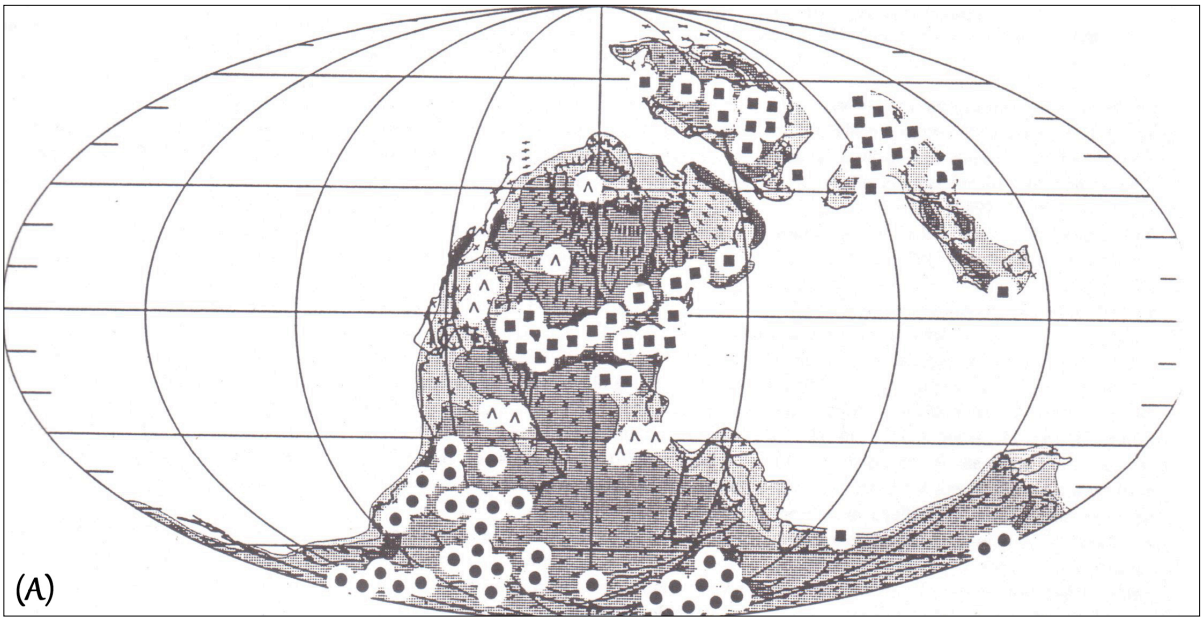
A. D'après Moore dans les Appalaches. B. D'après Heckel dans le midcontinent. La barre noire épaissie mesure 5 m environ.

10.5.2. Liaison des cyclothèmes et de la LPIA

Le Paléozoïque supérieur est la mieux documentée de toutes les périodes glaciaires précédant le Quaternaire. Des glaciers continentaux s'installent dans les hautes latitudes du Gondwana, tandis que, dans les basses latitudes, des cyclothèmes enregistrent soit les pulsations hercyniennes (ancienne théorie), soit le mouvement de va-et-vient des périodes glaciaires-interglaciaires, soit les deux (Heckel, 1986 ; Soreghan et Soreghan, 2007 ; etc.) (Fig. 42A-B).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr



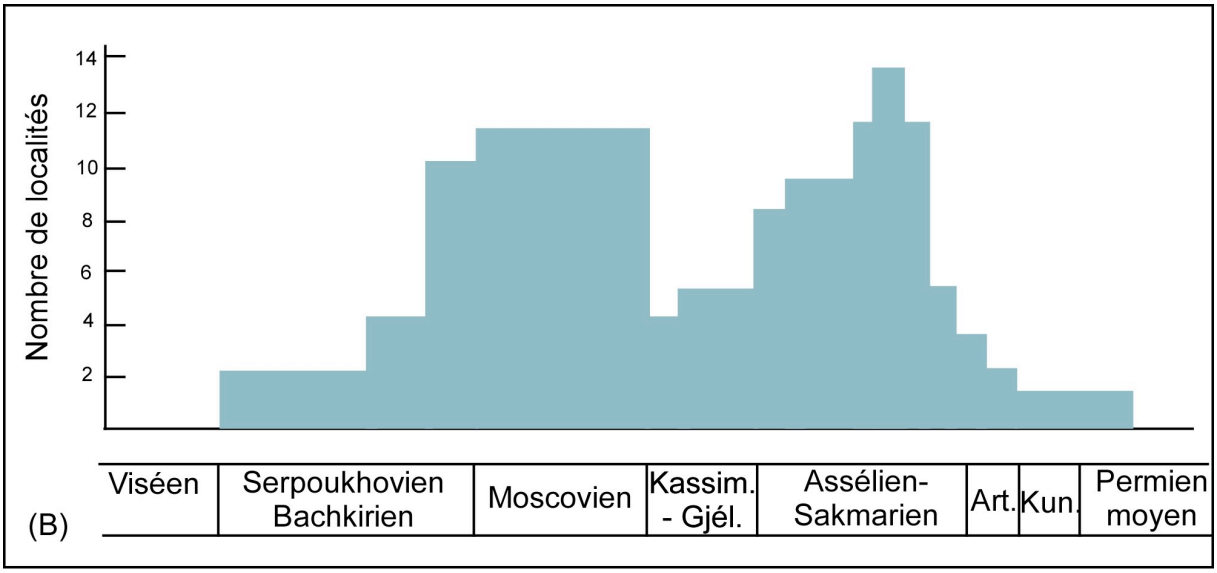


Fig. 42 A-B : A : Données sédimento-climatologiques pendant le paroxysme de la LPIA (d'après Crowley et Baum, 1991). Les cercles sont des tillites ; les carrés les dépôts de charbon ; les V inversés sont les évaporites. B : Phases successives de la LPIA (d'après West et al., 1997). Abréviations. Steph = Stéphanien ; Assel-Sakmar = Assélo-sakmarien ; Art = Artinskien ; Kun = Kungurien ; Kaz = Kazanien ; Tatar = Tatarien (c'est-à-dire les étages continentaux ou marins du Pennsylvanien supérieur-Permien).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Selon quelques auteurs, la LPIA a connu son intensité maximale durant le Moscovien terminal (Desmoinésien supérieur) (DiMichele et al., 1996), après les premiers épisodes qui ont lieu durant le Mississippien (Crowell, 1978 ; Veevers et Powell 1987 ; Mii et al., 2001 ; Isbell et al., 2003 ; Groves et Lee, 2008 ; Buggish et al., 2008 ; Isaacson et al., 2008) ; cependant, la datation de ces premiers épisodes reste relativement mal assurée. Alternativament, le paroxysme de la LPIA est généralement placé dans l'Assélien-Sakmarien (West et al., 1997) ou dans le Gjélien-Assélien (Groves et Lee, 2008) (Fig. 42 A-B).

L'histoire entière de la glaciation du Gondwana, telle qu'enregistrée par les calcaires de l'Horquilla, est probablement semblable à celle, mieux connue, que restituent les calcaires d'Akiyoshi au Japon (Sano et al., 2004), bien que la Formation Akiyoshi ne soit pas Cratonique mais déposée sur un atoll medio-océanique (Nakashima et Sano, 2007). Dans les deux cas, le paroxysme de la glaciation gondwanienne, au Moscovien supérieur, est contemporain de la phase majeure de collision entre Laurasie et Gondwana.

Selon Joachimski et al. (2006) le changement maximal en $\delta^{18}O$ des conodontes du midcontinent des USA peut être comparé avec les échanges interglaciaires (corrélables avec le haut niveau de la mer) et glaciaires (comparables au bas niveau de la mer) du Pléistocène . Plusieurs auteurs admettent, par ailleurs, que des fluctuations de plus de 120 m, du niveau de la mer, s'observèrent aussi au Carbonifère. L'ancienne hypothèse de Heckel (Heckel, 1977 et 1986 ; Crowley et al., 1991 ; Soreghan et Giles, 1999 ; Poulsen et al., 2007 ; Tabor et Poulsen, 2008 ; etc.), pour démontrer ces variations dans la paléobathymétrie, se fondait sur l'absence relative des paléosols et des dépôts argileux de plus forte profondeur, surtout dans le Desmoinésien, ne paraît pas se vérifier aux Cerros El Tule.

Si l'hypothèse de ces énormes changements dans la paléobathymétrie ne paraît pas se vérifier aux Cerros El Tule, c'est peut-être qu'une tectonique synsédimentaire locale intense, en contexte de bassin d'avant-pays, comme nous l'avons supposé plus haut, serait venue en contrecarrer les effets. Les rares témoins de périodes d'émersion, durant toute la sedimentation calcaire d'Akiyoshi, au Japon, indiquent que le dépôt a toujours eu lieu en période de hauts niveaux marins (Sano et al., 2004 ; Sano, 2006 ; Nakashima et Sano, 2007) ; ce qui constituerait un autre risque d'avoir une information sédimentaire tronquée.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

10.5.3. Les cryptocyclothèmes de la Horquilla

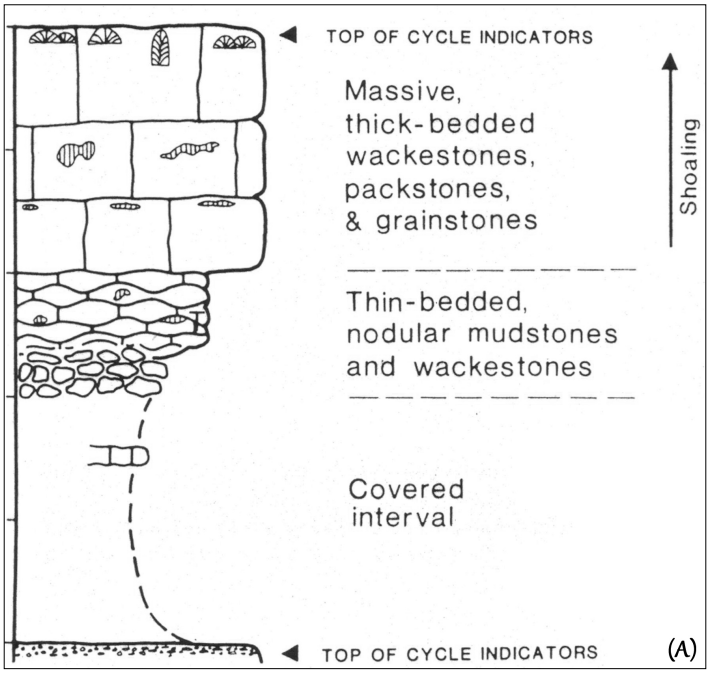
Dans une région voisine du Sonora , le Sud du Nouveau Mexique, Wilson (1967) a pourtant décrit des cycles de plates-formes marines comportant à la base des grès transgressifs, puis des calcaires fins et des argilites, enfin des calcaires grenus avec au sommet une surface ravinée. Ces cycles ne sont pas sans rappeler ceux du Donbass ou du bassin de Moscou (Izart et Vachard, (1994) ; Izart et al. (2002-2003) ; Briand et al. (1996) ; etc.) mais nous ne les avons pas observés dans nos coupes.

Blakey et Knepp (1989) et d'autres auteurs ont écrit, qu'en Arizona, les strates de l'Horquilla se composent de calcaires fossilifères où s'intercalent de manière cyclique des argilites et des siltites terrigènes, et que la fréquence et l'épaisseur des bancs clastiques augmentent au fur et à mesure qu'on se rapproche de la Fm Earp, donc qu'on passe du Pennsylvanien au Permien.
Cette absence de cyclothèmes du type-Kansas a aussi été remarquée dans les formations pennsylvaniennes de Gray Mesa et Atrasado du Nouveau Mexique (Krainer et Lucas, 2004). Cependant, Schreiber et al. (1990) et Connolly et Stanton (1992) ont proposé le nom de "Cycles d'Horquilla" (Fig. 43A-B) pour une paraséquence décrite dans le Desmoinésien de Dry Canyon (Arizona), dont l'étude détaillée permettrait une meilleure définition des courbes eustatiques d'Heckel (1986) et de Ross et Ross (1987, 1988).

J'ai vu sur le terrain quelques alternances de calcaires compacts et de calcaires plus tendres (Fig. 44), dont le caractère séquentiel est visible, mais pas spécialement le caractère cyclique. Je les désigne ici comme « cryptocyclothèmes » et les illustre au Cerro El Yugo (Arivechi) où ils sont le mieux observable.
Soreghan (1994) a indiqué que des "*carbonate-dominant cycles prevail in the Pedregosa Basin, whereas sedimentologically mixed carbonate-siliciclastic dominate in Orogrande Basin*". Soreghan conclut que le glacio-eustatisme contrôlait cette cyclicité même au sein des dépocentres les plus actifs tectoniquement des Montagnes Rocheuses Ancestrales. Je m'explique mal alors comment un mécanisme aussi général et aussi prédominant pouvait donner deux résultats aussi différents dans deux bassins aussi voisins, Pedregosa et Orogrande, qui ne sont, d'ailleurs, que deux digitations mineures de la Plate-forme du Sonora.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr



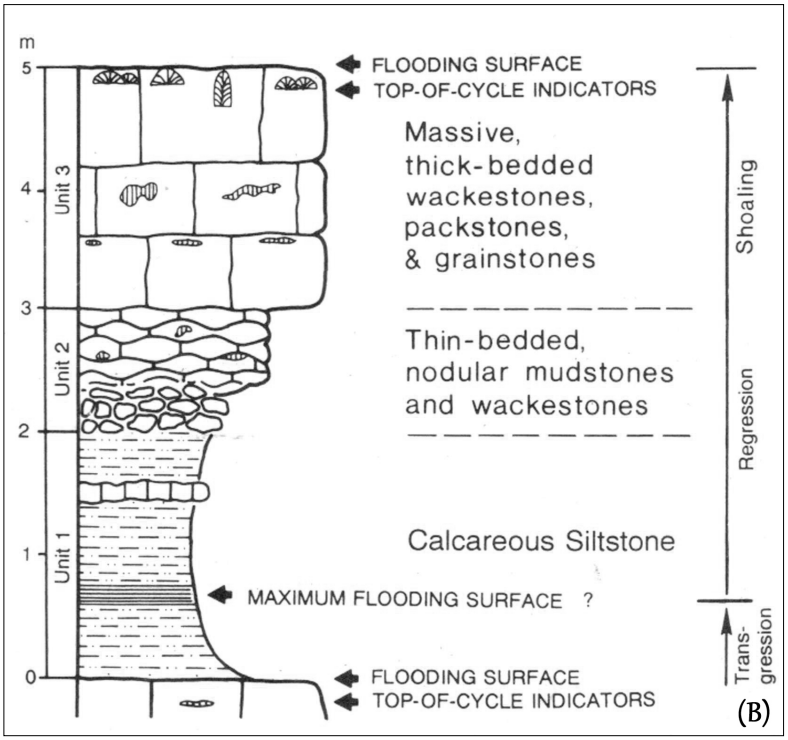


Fig. 43 A-B : Les cryptocyclothèmes de l'Horquilla. A : schéma de terrain par Schreiber et al. (1990). B : schéma interprétatif de Connolly et Stanton (1992).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr



Fig. 44 : Les cryptocyclothèmes de la Horquilla à Arivechi.

10.5.4. Un modèle indonésien ?

Une distribution similaire de bassins carbonatés et de deltas à charbon, s'observe actuellement de chaque côté du Detroit de Macasar, entre Kalimantan (= Bornéo) et Sulawesi (= Célébes), en Indonésie (Boichard et al., 1985 ; Lambert, 1992 ; Gastaldo et al., 1993 ; Villain, 1995 ; Renema et Troelstra, 2001 ; Renema, 2006 ; Renema et Troelstra, 2001) ou bien aussi dans le détroit de Malacca entre Sumatra et Malaysia (Chesnut Jr. et al., 1993). De plus les régions mentionnées contiennent *Alveolinella*, qui est le taxon le plus récent des coquilles fusiformes possèdent un avantage en faveur de l'hydrodynamisme et contre les destructions mécaniques (Severin et Lipps, 1989 ; Yordanova et Hohenegger, 2002). *Alveolinella* et les alvéolinidés fossiles (Leppig, 1992 ; Leppig et al., 2005) paraissent avoir partagé l'écologie des fusulinines ; cependant il est arrivé qu'on critique *Alveolinella* comme le modèle ancien pour les fusulinines , et c'est à cause de cela que Ross (1979a-1979b) préféra faire une comparaison avec le genre annulaire actuel *Marginopora*. On aurait donc en Indonésie le bassin d'avant-pays, les calcaires, les charbons et les foraminifères fusiformes…

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

10.6. Autres données sédimento-climatologiques

10.6.1. Absence de biscuits algaires

Les calcaires oncolithiques, fondamentalement formés par des cyanolithes, sont rares en Sonora ; les biopisolithes, *Osagia* et *Ottonosia* (voir Henbest, 1963), les "algal biscuits" de Toomey et al. (1988), sont eux ausi presque absents. *Osagia* Twenhofel, 1919, sensu Vachard, 1980 (= ellesmerellites sensu Sanders et Krainer, 2006) non Roux, 1985 est constituée par des foraminifères calcivertellidés ou nubeculariidés. Selon l'opinion de Vachard (1980), les *Ottonosia* Twenhofel, 1919 (= *Osagia* sensu Roux, 1985) constituent un microécosystème à cyanobactéries et algosponges *Claracrusta* (voir chapitre précédent). De tels grains carbonatés, nombreux durant le Pennsylvanien, furent envisagés comme de possibles réponses à des événements de la glaciation finipaléozoïque par Shi et Chen (2006) ; cependant une telle hypothèse ne correspond en rien avec l'histoire géologique de ce type de grains, en particulier durant le Dévonien (Roux, 1985; Vachard, 1993 et Flügel, 2004). Et si l'hypothèse de Shi et Chen était vraie, on aurait bien dû trouver ces grains aux Cerros El Tule, où la série expose tout l'intervalle de temps repris par la courbe de Stanley et Powell (2003), ces deux auteurs qui furent à l'origine de l'abréviation LPIA pour "Late Paleozoic Ice Age" . La durée approximative de la LPIA fut de 90 millions d'années ; une durée pendant laquelle une grande couverture de glace couvrit le Sud du Gondwana (Menning et al., 2006; Isbell et al., 2008).

10.6.2. Les tempesites finidesmoinésiennes

Les tempestites du Desmoinésien (Pl. 2, fig. 2-6) sont très bien préservées sur le terrain et en microfaciès ; elles contiennent d'abondants et intéressants bryozoaires, et peuvent être comparées aux tempestites décrites par Flügel (2004).

Le principal peuplement en bryozoaires du Desmoinésien des Cerros El Tule paraît être constitué par les colonies de plate-forme interne A de Hageman et al. (1997) qui vivent entre les 40 et 70 m de profondeur. D'autre part, une communauté, semblable à celle de Tule, se rencontre sur la "plate-forme moyenne" d'Amini et al. (2004), entre 80 et 110 m. D'autres arguments, concernant ces dépôts, sont les microfaciès de tempestites distales (Flügel, 2004)

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

qui ont été observés et les séquences qui peuvent être définies ; celles-ci indiquent de faibles taux de sédimentation, mais des événements de croissance assez rapides pour empêcher l'interposition de n'importe quel type s'encroûtant, par exemple les cyanobactéries et *Claracrusta*, dont nous parlions précédemment. Un autre modèle est constitué par les bryozoaires lamellaires (Scholz et Hillmer, 1995) qui correspondent à une invasion plus rapide d'un substrat nouveau ; ce qui paraît être le cas pour les Cerros El Tule.

Dans les mers actuelles, les bryozoaires sont prédominants dans les communautés benthiques, avec une proportion pouvant atteindre 80 %, en eaux froides et tempérées froides, c'est-à-dire à des températures inférieures à 20° C (Waas et al., 1970 ; Nelson et al., 1982 ; James et al., 1992 ; Hageman et al., 1997 ; Smith et al., 1998 ; Taylor et Allison, 1998 ; Amini et al., 2004 ; Reid et al., 2007) ; à cause de cela, les associations où figurent les bryozoaires : "bryomole", "bryonoderme" ou "hétérozoaires", peuvent être utilisées pour caractériser les sédiments carbonatés déposés en mers froides (Reid et al., 2007). Ce rafraîchissement dans les mers est l'effet d'un climat plus froid, de montées glacioeustatiques du niveau de la mer, d'une augmentation de la profondeur des milieux de dépôt, due à des phénomènes tectoniques globaux ou à une subsidence générale, ou à de brèves phases d'upwelling (Samankassou, 2002).De plus, la composition géochimique dominante des microcoquilles des fossiles rencontrés dans les Cerros El Tule ne comporte qu'une faible teneur en magnésium ; ce qui est caractéristique d'une période glaciaire (*icehouse*) (Martin, 1995 ; Pomar et Hallock, 2008).

Inversement, on peut considérer que ces tempestites se déposent en période à effet de serre (*greenhouse*), parce que, selon Kidder et Worsley (2004), un "*warming alone suggests increased tropical cyclone frequency and intensity* " ; cela s'applique aussi aux siliciclastiques déposés dans le Pennsylvanien supérieur du Cerros El Tule, en tenant compte qu'à cette époque, le climat comportait des saisons humides et sèches.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

10.7. Conséquences sur l'eustasie et la tectonique locales

10.7.1. Conséquences paléoclimatiques

Selon le diagramme élaboré par Cecil (1990), la zone des Cerros El Tule a conservé un climat semi-aride à aride durant 60 millions d'années (d'après les datations de Menning et al., 2006). Un système persistante subtropical de haute pression a donné naissance à des vents dominants provenant du Nord-Est (Mack et al., 1979 ; Algeo et Heckel, 2008). Selon le même diagramme de Cecil (1990), seuls le Desmoinésien et le Missourien inférieur ont pu enregistrer une alternance de saisons sèches et humides.

Conformément aux modèles de Cecil (1990), Soreghan (1997), Olszewski et Patzkowsy (2003) et Mack (2007), les sédiments carbonatés marins se sont déposés durant les périodes plus sèches, tandis que la sédimentation des argilites et des siltites avait lieu pendant les laps de temps plus humides.

La colonne d'eau marine, dans le secteur des Cerros El Tule, fut homogène et faiblement stratifiée ; ce qui l'oppose complètement à la mer du midcontinent, avec sa couche subpycnoclinale anaérobie et moyennement sulfídique (Algeo et Heckel, 2008). La mer du midcontinent a donc plus le comportement d'un grand fjord intracratonique, tandis que le Sonora est sur la plate-forme d'un bassin d'avant-pays.

Cela permet sans doute d'expliquer la coexistence de deux successions de séquences fortement différentes, l'une correspondant au midcontinent et l'autre particulière aux Cerros El Tule ou à la Formation Horquilla en général. Ces deux successions ont alors pu coexister de manière si rapprochée et étroitement mêlée durant un même intervalle de temps géologique. Alors qu'il serait difficile d'expliquer que les dites différences, en conditions habituelles, seraient l'indice de deux paléoclimats très distincts.

Des différences climatiques marquées, entre le Kansas, le Texas et le Nouveau Mexique au Pennsylvanien supérieur, ont toutefois déjà été proposées, Ainsi Grossman et al. (1993) ont suggéré, en se fondant sur les isotopes stables des coquilles de brachiopodes, que les mers du

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Nouveau Mexique étaient moins profondes et plus chaudes que celles du Texas et du Kansas, mais que la salinité de ces mers était plus élevée au Texas qu'au Nouveau Mexique et au Kansas. On peut toutefois se demander si l'époque avec ses cyclothèmes et ses cryptocyclothèmes, donc avec de tels changements rapides de paléobathymétrie et de paléoenvironnements, se prêtait vraiment à une telle étude. D'ailleurs des études géochimiques plus récentes, comme celle de Powell et al. (2009), se sont montrées beaucoup plus réservées dans leur conclusions.

10.7.2. Importance de la tectonique locale en Sonora

Différents caractères paraissent indiquer, notamment dans les Cerros El Tule, que la tectonique locale l'emporte souvent sur l'eustatisme: (1) nous n'avons pas observé à Tule la plupart des discontinuités qui séparent les formations d'Arizona (voir Ross, 1973 ; Ross et Ross, 1988 ; Blakey, 1990) ; par exemple, la disconformité entre les formations Paradise et Horquilla n'a pu être observée dans les Cerro El Tule, où seule une épaisse couche de silex marque cette limite ; de la même manière la surface érosive entre le Pennsylvanien moyen et supérieur est localisée dans différents horizons (Ross et Tyrrell, 1965 ; Anderson et Schmidt, 1983) ; (2) les paléosols "vertissols calciques" (Mack et al*.,* 1993) paraissent moins nombreux et moins développés que ceux qui ont été observés dans le matériel de Karl Krainer et Spencer Lucas au Nouveau Mexique ; et cela d'autant plus que les depôts du Morrowien et de l'Atokien inférieur des Cerros El Tule sont eux aussi marins très peu profonds ; (3) comme nous l'avons dit plus haut les passages latéraux aux séries rouges continentales font complètement défaut au Sonora. La subsidence et des failles synsédimentaires semblent être le moteur régissant la sédimentation locale. Comparée à la série exposée dans la Sierra Agua Verde, la séquence des Cerros El Tule apparaît bien différente (Almazán et al., 2007a-b ; Buitrón et al., 2007 et Gómez-Espinosa et al., 2008), puisque notamment l'Atokien des Cerros El Tule est beaucoup moins puissant que celui de la Sierra Agua Verde; par ailleurs, les organismes bioconstructeurs diffèrent également puisqu'on n'y rencontre pas les récifs de coraux ou de *Chaetetes*, comme c'est le cas à la Sierra Agua Verde. La quasi-absence de chaetétidés peut s'expliquer par la faible profondeur de l'eau marine sur la plate-forme des Cerros El Tule durant l'Atokien ; cette restriction peut s'étendre aux rares coraux représentés

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

par des syringoporidés et des zaphrentidés. Les oolithes ne se rencontrent que dans l'Atokien inférieur dans les Cerros El Tule.

La Formation Horquilla des Cerros El Tule paraît identique à celle de la Sierra Palomas dans le Chihuahua (Téllez-Girón, 1979 ; Vachard et Téllez-Girón, 1986) où apparaissent de nombreux *Asteroarchaediscus* ex gr. *rugosus* (Reitlinger, 1949) (voir Téllez-Girón, 1979), *Komia* sp. (ibidem), *Profusulinella* (ibidem), *Fusulinella* sp., *Beedeina* sp. (ibidem), *Nankinella* sp. (ibidem) et *Triticites* spp. (ibidem). Or, il est établi depuis longtemps, dans la littérature, que la subsidence est très forte dans le Chihuahua, dans la Sierra Palomas en particulier.

10.8. Possibilités de migrations des faunes et flores d'Amérique du Nord

10.8.1. Corrélations paléobiogéographiques nord-américaines

Les algues carbonatées, petits foraminifères, fusulinines et chaetétidés, dans la colonne lithostratigraphique du Pennsylvanien des différents affleurements étudiés du Sonora, ont une claire affinité paléogéographique avec les fossiles du Nevada (Ross, 1997), d'Arizona (Armstrong et Mamet, 1988 ; Conolly et Stanton, 1990 ; Lyons, 1990 ; Ross, 1969a, 1969b, 1972a et 1973 ; Ross et Sabins, 1965 ; Ross et Tyrrell, 1965 ; Sabins et Ross, 1963 ; Schreiber et al.,, 1990 ; Stewart et al.,, 1997 ; Wilt, 1990), du Nouveau Mexique (Armstrong et Mamet, 1988 ; Thompson III et Jacka, 1981 ; Wilde, 1975a, 1975b, 1990, 2006) et du Texas (Toomey et Windland, 1973 ; Wilde 1975b et 1990) aux USA. Les affinités restent tout aussi claires au Permien (voir par exemple Stevens, 2010).

Une comparaison paléobiogéographique entre les sporadiques gisements paléozoïques du Mexique a été tentée par Vachard et al. (2000b). Une partie de ces affleurements appartiennent au Craton Nord-Américain (López-Ramos, 1969; Greenwood et al., 1977; Peiffer-Rangin, 1979; Mellor et Breyer, 1981; Ross, 1991; Keppie et Ortega-Gutiérrez, 1995; Dickinson et Lawton, 2001; Keppie, 2004 et Gómez-Espinosa et al., 2008) tandis que les autres affleurements sont des "terranes" indépendants situés à l'intérieur de l'Océan Rhéïque,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

à l'est du Craton et du domaine Périgondwan (Gómez-Espinosa et al., 2008). Sur l'autre bord de l'Océan Rhéïque se trouve le Gondwana. Entre les deux s'étend l'Oaxaquia, qui est plutôt un chapelet d'îles comme l'Indonésie actuelle, qu'un unique microcontinent.

Durant le Missourien, existait probablement une communication, par le biais d'un isthme étroit, entre le Sonora et le terrane Mixteco (Fig. 45) : ceci est fondé sur la présence commune de *Triticites* du groupe I de Wilde (2006) probablement identique au lignage B de Ross (1969a). D'autre part, *Triticites acutuloides*, que nous avons identifié dans les Cerros El Tule, a une ample distribution qui va du Texas, aux USA, jusqu'à Patlanoaya, dans l'Etat mexicain de Puebla (Vachard et al., 2000a) ; et, en conséquence, les populations de foraminifères des Cerros El Tule appartiennent au Craton Nord-américain puisqu'elles présentent des apogées synchronisés, opposés à des isolements durant les autres intervalles de temps.

Si la paléobiogéographie rend assez bien compte des latitudes, elle ne dit presque rien sur les longitudes ; l'exacte position des terranes mexicains, ou nord-américains en général, est difficile à estimer précisément. Belasky (1994), Belasky et Runnegar (1994) et Belasky et al. (2002) avaient lancé une intéressante méthode avec les coraux pour essayer de rendre compte des distances au Craton des différents terranes des Rocheuses : Eastern Klamath, Cache Creek, Wrangellia, etc., mais cette méthode semble avoir tourné court.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

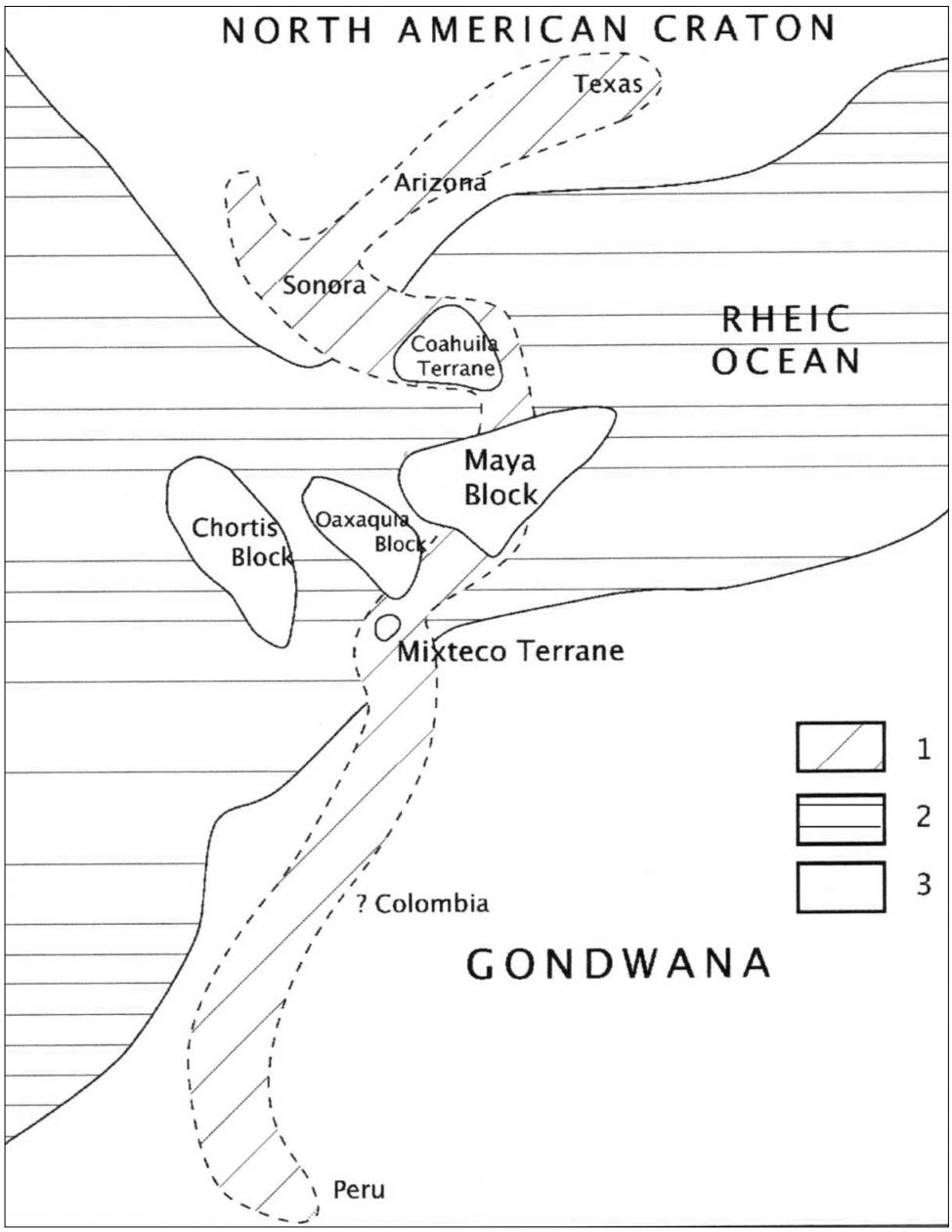


Fig. 45 : Reconstitution paléogéographique des Cratons d'Amérique du Nord et de différents terranes du Mexique et d'Amérique Centrale situés en travers de l'Océan Rhéïque au Pennsylvanien. 1 = plates-formes carbonatées ; 2 = bassins océaniques ; 3 : îles et continents (d'après Gómez-Espinosa et al., 1978).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

10.8.2. Migrations des espèces nord-américaines

Durant le Moscovien, des genres de transition comme *Aljutovella* Rauzer-Chernousova in Rauzer-Chernousova et al. (1951), entre *Profusulinella* et *Fusulinella*, et des genres presque homéomorphes rapportés par Rauzer-Chernousova et al. (1996), tels *Moellerites* Solovieva in Rauzer-Chernousova et al., 1996 ; *Hemifusulina* Möller, 1878 ; *Citronoides* Solovieva in Rauzer-Chernousova et al., 1996 ; *Kamaina* Solovieva *in* Rauzer-Chernousova et al., 1996 et *Parabeedeina* Solovieva in Rauzer-Chernousova et al., 1996, ne sont pas connus en Amérique du Nord (Ivanova, 2002, 2008 ; Baranova et Kabanov, 2003 ; Kabanov et al., 2006 ; Fohrer et al., 2007).

Cette absence de formes de passage posent d'ailleurs une question de systématique assez fondamentale. Les auteurs nord-américains, en particulier Thompson, ont trouvé tous les relais entre leur *Profusulinella*, *Fusulinella* et *Beedeina* alors que des formes de transition comme *Moellerites*, entre *Profusulinella* et *Fusulinella*, semblent indiquer des lignées différentes. Ce problème d'homéomorphies quasi-parfaites s'observent dès le Viséen avec les *Eoendothyranopsis* (voir Hance et al., sous presse), les *Millerella* et les *Eostaffella* (voir van Ginkel, 2010) et les *Triticites* nord-américains comparés aux *Rauserites* de Téthys. Cet imbroglio culminera à la fin du Permien moyen avec les lignées si intriquées des fusulinines gigantesques : *Eopolydiexodina* Wilde, 1975b dans le Vieux-Monde et les Exotic Terranes des USA (voir Vachard et Bouyx, 2002) et les *Polydiexodina* Dunbar et Skinner, 1931 du Nouveau-Monde Cratonique (voir Wilde, 1975b ; Vachard et al., 2000b, 2004a).

Putrella Rauzer-Chernoussova in Rauzer-Chernousova et al., 1951 pourrait être synonyme d'*Annulofusulinella* Wilde, 2006 ; ou bien les deux pourraient correspondre à des formes vicariantes. De la même manière, la lignée des Schwagerinoidea n'est pas préservée dans toute sa continuité en Amérique du Nord (Villa et al., 2003; Villa et Wahlman, 2007). Malgré une discrète migration de *Protriticites* (voir Wahlman et al., 1997 ; ainsi que la présence des *Tumulotriticites* Wilde, 2006 de cet auteur et de Lucas et al., 2010)), les *Montiparus* Rozovskaya, 1948 ne seraient représentés que par une espèce : *Triticites montiparus* Thompson, 1954 (placé dans *Montiparus* par Chen et Wang, 1983 ; mais voir

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

aussi le problème d'*Eotriticites* Wilde, 1984 sensu Rauzer-Chernousova et al., 1996)), de même que les vrais *Schwageriniformis* Bensh in Rauzer-Chernousova *et al*. (1996) avec *Triticites planus* Thompson et Thomas in Thompson et al., 1953, tandis que *Tumefactus* Leven et Davydov, 2001 ferait complètement défaut.

Les vrais *Triticites* Girty, 1904 nord-américains peuvent descendre de *Schwageriniformis* (El Albani et al., 2005). Toutes les formes que nous dénommons *Triticites*, dans la Téthys, appartiennent plus vraisemblablement à *Rauserites* Rozovskaya, 1950 (sensu Davydov in Leven et Taheri, 2003) et quelques genres de schwagérinoïdes sont endémiques du Japon.

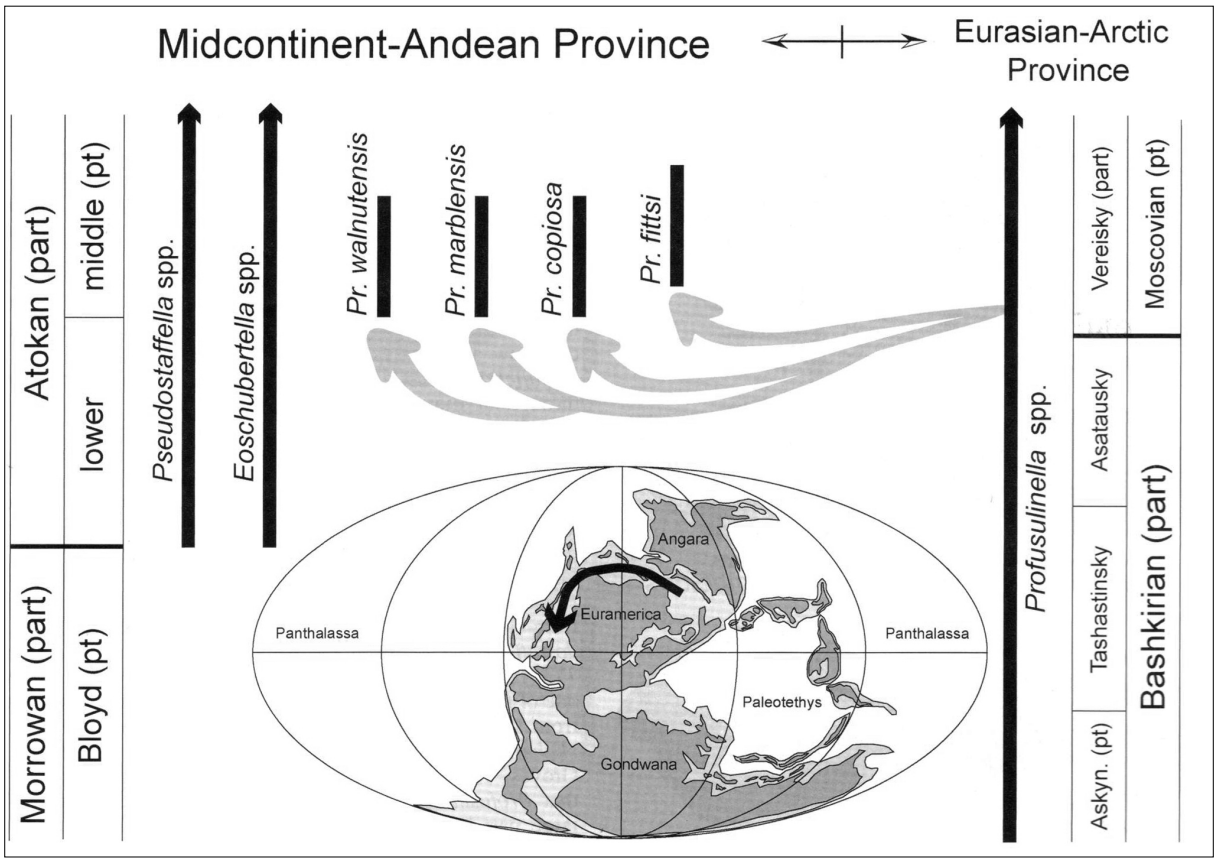


Fig. 46 : Diachronisme et migration des *Profusulinella* dans la Téthys et l'Oural d'une part et l'Amérique, d'autre part (d'après Groves et al., 2007).

Dès lors, on peut concevoir l'hypothèse d'une possible connexion au cours de l'Atokien, entre le Mexique et les Monts de l'Oural (en Russie) et de là avec le reste de la Paléotéthys, si l'on

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

se fonde sur la présence de certaines *Profusulinella* (Groves et al., 2007 ; Fig. 46) et du genre *Zellerella* Wilde, 2006 et des genres *Nipperella* Solovieva, 1984 ou *Parawedekindellina* Safonova in Rauzer-Chernousova et al., 1951, qui sont taxonomiquement si similaires. D'autres connexions eurent lieu pendant le Kassimovien inférieur, avec le passage de *Protriticites*, et le Kassimovien supérieur ou le Gjélien inférieur (Villa et Wahlman, 2007) lors de la traversée de *Schwageriniformis*, qui a fini par engendrer les premiers vrais *Triticites* en Amérique du Nord.

L'Arctique Canadien, et dans une moindre mesure l'Alaska, apparaissent comme une zone de mélange entre des genres téthysiens comme *Janischewskina*, *Howchinia*, *Protriticites Obsoletes* et *Sphaeroschwagerina*, et des genres plus américains comme les fausse-*Endothyranella* du Viséen moyen, *Eoendothyranopsis* sensu stricto, *Eowaeringella* et *Eoparafusulina* (Mamet et al., 1993, Rui Lin et al., 1994, Rui Lin et Nassichuk, 1994, Vachard et Kabanov, 2007, etc.). Les nouveaux taxons apparaissent d'abord en Tethys sauf certains Miliolata, en particulier les *Hemigordius* sensu stricto ex gr. *harltoni* Cushman et Waters, 1928 (voir Brenckle et al., 1982b ; Groves, 1993) et les Nodosariata (voir Pinard et Mamet, 1998). Les ottonosites, biopisolithes complexes et microécosystèmes à cyanobactéries et algosponges *Claracrusta* dont nous avons parlé ci-dessus, sont connus dès le Virgilien aux USA et seulement au Permien inférieur en Europe et au Proche- et Moyen-Orient (Güvenç, 1992, Partoazar, 1995, Vachard et Krainer, 2001b, Sanders et Krainer, 2005, etc.).

Les dernières connexions semblent avoir eu lieu à la fin du Permien inférieur (Stevens, 1992) ou au début du Permien moyen (passage des *Skinnerina*, voir Vachard et al., 1997 ; Vachard et Bouyx, 2002, etc.) jusqu'à la collision complète de l'Oural.

En dehors de l'Oural, des connexions entre microfaunes et microflores ont sûrement eu lieu à travers le Paléopacifique (Thompson, 1967 ; Lethiers et al., 1995 ; Vachard et al., 2000c ; Vachard et Bouyx, 2002). C'est particulièrement vrai pour les fusulinines du Permien moyen terminal: *Paraboultonia*, *Codonofusiella*, *Paradoxiella*, etc. qu'on retrouve dans le Primorié (Extrême-Orient russe), le Japon et la Chine et qui de là gagnent l'Iran (Gaillot et Vachard, 2007), ainsi que pour les fusulinines *Skinnerina* et les dasycladales *Connexia* qu'on ne connaît pas dans l'Oural.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

De plus, on peut observer des relations avec les terranes tectono-stratigraphiques mexicains appelés Oaxaquia et Mixteco (Fig. 45), puisqu'ils constituent la seule voie possible de migration des foraminifères fusulinellidés, fusulinidés et schwagerinoïdes, au même titre que celle des chaetétidés, au travers de l'Océan Rhéïque, du Sud-est des USA jusqu'au Pérou (Keppie et Ortega-Gutiérrez, 1995 ; Dickinson et Lawton, 2001 ; Keppie, 2004 ; Gómez-Espinosa et al., 2008 ; Fig. 45) ; bien que la première microfaune d'Amérique du Sud, d'âge bachkirien soit caractérisée par *Millerella marblensis* et *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krestovnikov et Teodorovich, 1936) (consulter Mamet, 1996). De la même manière, il manque les foraminifères serpoukhoviens dans les terranes mexicains bien que des brachiopodes du Mississippien indiquent la présence de dépôt de cet âge (Navarro-Santillán et al., 2002; Sour-Tovar et al*.,* 2005).

Pour conclure sur ce paragraphe des migrations, notons d'abord que, comme Pille (2008), nous considérons que les influences téthysiennes directes en Amérique du Nord ne s'étendent pas plus loin que la Nouvelle-Ecosse sur la façade atlantique du Canada, ce qui correspond, de l'autre côté de cet océan actuel, au Maroc y compris le bassin de Tindouf. Ceci posé, on peut indiquer que le Craton Nord-américain bénéficie des apports suivants (Fig. 47) :

1-4 : Les associations, dont le centre de spéciation se situe dans l'Oural et dans la Téthys, c'est-à-dire plus de 90% des genres de foraminifères, atteignent pratiquement pas appauvries l'Arctique et l'Alaska. Elles s'y mêlent avec quelques endémiques ou vicariants nord-américains issus d'anciennes lignées. C'est la voie des *Profusulinella* (voir Fig. 46). Puis ces faunes gagnent le Nevada et commencent à perdre certains de leurs représentants téthysiens. Dans le Sud des USA et au Nord du Mexique, elles abandonnent encore des composantes. Enfin elles parviennent en Amérique du Sud (et cela seulement à partir du Bachkirien) où elles sont réduites au strict "bruit de fond" nord-américains des petits foraminifères, mais avec certains genres prolifiques de fusulininines : *Fusulinella*, *Triticites,* etc. Les mêmes microfaunes s'engagent le long du Rhéïque et remontent les Appalaches jusqu'au pont continental séparant le Rhéïque de la Téthys (Fig. 47).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

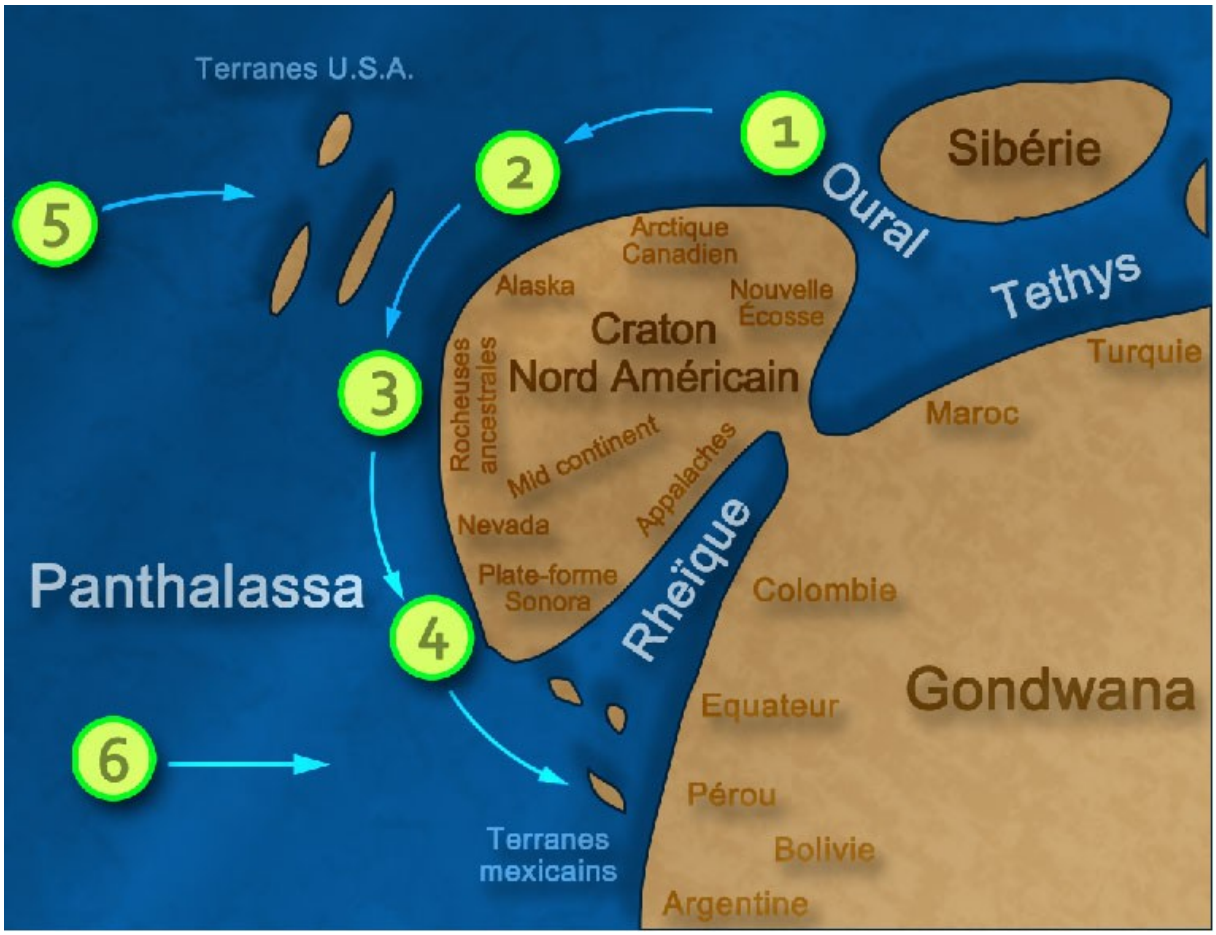


Fig. 47 : Le Craton Nord-américain entouré de ses océans avec les voies de migrations des faunes qui le peuplent (1-6 : voir texte).

La même Plate-forme du Sonora, du SE de l'Arizona et du SO du Nouveau Mexique, est probablement le point de départ des derniers genres représentés vers les digitations marines du midcontinent. Survivants au bout d'un si long périple et tellement éloignés des centres de spéciation téthysiens, les fossiles du Mississippien et du Pennsylvanien stratotypiques se montrent peu diversifiés et dépourvus de continuité phylogénétique.

5 : Il y a d'autres migrations qui, à travers la Panthalassa, parviennent aux terranes des Montagnes Rocheuses ; elles y apportent des genres cathaysiens, notamment la fusulinine *Lepidolina*.

6 : Une dernière voie de communication, elle aussi traversant la Panthalassa, mais au Sud, conduirait faunes et flores (par exemple *Connexia*) jusqu'à l'Amérique Centrale, d'où elles gagneraient éventuellement le Craton Nord-américain.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

11. CONCLUSIONS

1.- Cinq grandes coupes de terrain ont été étudiées, du Dévonien au Pennsylvanien, au Sonora. Leurs épaisseurs cumulées atteignent près de 4000 mètres de série. Ce sont : (1) les Cerros El Tule ; (2-3) le Cerro Los Abajeños et le Cerro El Palmar dans la Sierra Agua Verde ; (4) le Cerro El Yugo (Arivechi) et (5) le Cerro Las Moritas.

2.- Ces coupes exposent les formations Martin (Dévonien), Escabrosa (Tournaisien-Viséen-Serpoukhovien ?) et Horquilla (Bachkirien-Gjélien).

3.- El Palmar possède une Fm Martin complète avec un Frasnien et un Famennien bien développés et avec la base du Mississippien. Los Abajeños présente une Escabrosa assez puissante. El Yugo a une Fm Martin et une Fm Escabrosa apparemment ininterrompues, mais le Famennien est sans doute tectoniquement réduit. A El Tule, l'Escabrosa et l'Horquilla sont exposées avec tous leurs étages fossilifères. La Morita n'a livré, là où la coupe a été levée, que de l'Atokien (partie inférieure du Moscovien supérieur) et du Missourien (= Kassimovien) bien caractérisés ; le reste du Pennsylvanien est soit azoïque, soit absent.

4.- Même El Tule, la plus riche de nos coupes, n'offre pas autant de diversité en fusulinines et autres microfossiles que le Newwell Peak, de l'autre côté de la frontière au Sud du Nouveau-Mexique.

5.- D'une façon générale, nos environnements carbonifères sont plus profonds, donc plus pauvres, que ceux du SE de l'Arizona et du SO du Nouveau Mexique.

6.- Les oxydes majeurs étudiés par fluorescence X fournissent des précisions sur les paléoenvironnements ou renforcent les renseignements obtenus par les faciès et les microfaciès.

7.- Du Frasnien inférieur au Viséen moyen, on trouve dans toutes nos coupes les divisions suivantes : (a) *Nanicella gallowayi* ; (b) *Eogeinitzina devonica* ; (c) Moravamminides indéterminés ; (d) *Granuliferella* ; (e) *Laxoendothyra parakosvensis* et *Granuliferelloides* sp. ; (f) *Tuberendothyra* sp. et *Inflatoendothyra* sp. ; (g) *Endothyra prisca* et *Stacheoides tenuis*.

8.- Toutes les divisions régionales du Pennsylvanien, c'est-à-dire le Morrowien, l'Atokien, le Desmoinésien, le Missourien et le Virgilien ont laissé des témoins dans la colonne biostratigraphique exposée dans les Cerros El Tule avec des fossiles abondants dans les zones M2, A4, DS1, DS2, MC1/2, VC2/3, PW1/2 de Wilde (1990) ou les biozones A3, DS1 et MC4 à la Sierra Agua Verde.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

9.- Le Morrowien et l'Atokien d'Agua Verde, bien qu'assez développés, n'ont pas été réétudiés pour l'instant.

10.- A Tule, les foraminifères caractéristiques sont successivement : *Inflatoendothyra parainflata*, *Tuberendothyra safonovae* et *Urbanella*? sp. (Tournaisien supérieur = Osagéen) ; *Millerella pressa* (Bachkirien = Morrowien) ; *Fusulinella famula* (partie initiale du Moscovien supérieur = Atokien terminal) ; *Wedekindellina euthysepta*, *Beedeina arizonensis*, *B. pattoni*, *B.* cf. *distenta* et *B. rockymontana* (partie supérieure du Moscovien supérieur = Desmoinésien inférieur-moyen) ; *Triticites canyoensis* et *Triticites acutuloides* (Missourien) ; *Triticites* ex gr. *beedei* (Virgilien moyen) ; *Leptotriticites* ex gr. *eoextentus* (Virgilien supérieur) ; et FAD de *Geinitzina* (Permien inférieur).

11.- Les microfaunes des Cerros El Tule présentent les mêmes successions, apparitions et disparitions locales que celles du Craton Nord-américain ; histoire qui deviendra aussi celle de l'Amérique du Sud à partir du Bachkirien.

12.- L'Atokien de mes coupes est caracterisé par deux espèces de *Fusulinella* et le Desmoinésien par trois espèces de *Beedeina* et une espèce de *Wedekindellina*, qui ont une vaste répartition aux Etats-Unis, mais qui n'ont pratiquement jamais fait partie des peuplements de la Téthys.

13.- En général, la quasi-totalité des genres de transition, comme *Staffellaeformes*, *Moellerites* ou *Kamaina*, sont absentes de l'Amérique du Nord et indiquent que les connexions s'interrompent périodiquement entre l'Amérique du Nord et l'ensemble de la Téthys-Oural.

14.- Les algues les plus communes sont *Komia* cf. *eganensis*, *Komia* sp., *Paraepimastopora kansasensis* et *Epimastopora alpina*.

15.- Pour la première fois, la présence de l'algue *Gyroporella* aff. *microporosa* est reportée ainsi que la FAD de *Permocalculus* dans l'intervalle de la limite Pennsylvanien-Permien des Cerros El Tule, Sonora.

16.- Les événements Kellwasser et Hangenberg n'ont pas été reconnus avec certitude, quoique les changements de microfaunes, à ces limites supposées, soient indéniables.

17.- Les cyclothèmes classiques font défaut ; seules des alternances de calcaires tendres et indurés, que nous appelerons cryptocyclothèmes, peuvent leur être assimilés.

18.- Les différents épisodes de la LPIA n'ont pu être reconnus, ni séquentiellement, ni faunistiquement, en Sonora.

19.- Les résultats de ce travail confirment la limite paléogéographique, au Mexique, entre le

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Craton Nord-américain et les terrains suspects situés plus au Sud dans l'Océan Rhéïque.

20.- Les deux grands terranes actuellement reconnus en Sonora : Craton et Caborca n'existaient pas encore au Carbonifère-Permien, pas plus que l'accident de Mojave-Sonora.

21.- Les Cerros El Tule et les Cerros de La Morita sont situés sur la plate-forme qui occupait la partie nord-est de ce qu'on appelait classiquement le bassin de Pedregosa ; celui-ci et le bassin d'Orogrande étaient censés passer latéralement au dépocentre d'un flysch dans le bassin de Chihuahua, qui est probablement, de ce fait, un fond océanique.

22-. Les bassins de Pedregosa et d'Orogrande ne sont que des digitations aux USA de la plate-forme qui s'étend sur la plus grande partie des Etats mexicains de Sonora, Chihuahua, Coahuila et Tamaulipas. Cette plate-forme est probablement en position de bassin d'avant-pays.

23.- Au-delà de cette plate-forme on passe aux dépôts de bassin qui doivent exister au Nuevo León, Sinaloa, San Luis Potosi et Durango, et qui forment, avec le Complexe d'Acatlan, les fonds océaniques et les canyons sous-marins du Rhéïque. Quelques îles et terranes parsèment ce fond océanique : Oaxaquia, Mixteco, Chortis, Maya, etc.

24.- La paléogéographie pennsylvanienne mexicaine est composée d'un seul domaine au Sonora plus ou moins relié aux terranes Oaxaquia et Mixteco.

25.- Par le biais de ces terranes, la plate-forme de Sonora assure aussi la distribution des microfaunes de fusulinines jusqu'au Pérou-Bolivie, dans l'Amérique du Sud périgondwane

26.- L'ensemble avait sans doute la géographie, les climats et les régimes tectoniques de l'Indonésie actuelle.

27.- La situation paléogéographique au Sonora est semblable à celle des plates-formes du Craton Nord-américain en deça des fonds océaniques de Marathon-Ouachita au Sud-Est et d'Antler à l'Ouest.

28.- Cette situation paléogéographique a probablement duré de l'Ordovicien au Permien inférieur.

29.- La plate-forme de Sonora reçoit plusieurs migrations de faunes, surtout venues de la Téthys, via l'Oural, l'Arctique Canadien, les Rocheuses Ancestrales et le Nevada, mais provenant aussi de divers relais à travers la Panthalassa. Elle sert de centre distributeur pour l'Océan Rhéïque et les mers intercontinentales du Craton Nord-américain.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

12. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abich, H. (1859). Vergleichende Grundzüge der Geologie des Kaukasus wie der armenischen und nordpersischen Gebirge. *Académie Impériale de St Pétersbourg*, Mémoire 6e série (Sciences Mathématiques et Physiques), 7 : 359-534.

Ahr, W. M. et Stanton, R. J. Jr. (1994). Comparative sedimentology and paleontology of Waulsortian mounds and coeval level-bottom sediments of the Lower Lake Valley Formation (Lower Mississippian) in the Sacramento Mountains (New Mexico, USA). *Abh. Geol. B.-A*., Festschrift zum 60. Geburstag von Erik Flügel, 50 : 11-24.

Ainardi, R. et Champetier, Y. (1976). Processus de formation d'intraclastes par dessication en milieu margino-littoral ; exemple dans le «Purbeckien» du Jura. *Bulletin de la Société géologique de France* (7) 18 (1) : 159-164.

Aizenverg, D. E., Astakhova, T. V., Berchenko, O. I., Brazhnikova, N. E., Vdovenko, M. V., Dunaeva, N. N., Zernetskaya, N. V., Poletaev, V. I. et Sergeeva, M. T. (1983). Verkhneserpukhovskii podyarus Donetskogo basseina (Le sous-étage du Serpoukhovien supérieur dans le Bassin du Donetz). *Akademiya Nauk Ukrainskoi SSR, Institut Geologicheskii Nauk* : 1-164 (en russe).

Algeo, T. J. et Heckel, P. H. (2008). The Late Pennsylvanian Midcontinent Sea of North America: a review. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeogeography*, 268 (3-4) : 205-221.

Almazán-Vázquez, E. et Palafox, J. J. (1985). Bioestratigrafía del Cretácico temprano del Cerro de Las Conchas al oriente de Arivechi, Sonora. *Bol. Depto. Geol. Uni-Son*, 2 (1-2) : 25-29.

Almazán-Vázquez, E., Buitrón-Sánchez, B., Vachard, D., Mendoza-Madera, C. et Gómez-Espinosa, C. (2007a). The Late Atokan (Moscovian, Pennsylvanian) chaetetid accumulations of Sierra Agua Verde, Sonora (NW Mexico): composition, facies and palaeoenvironmental signals. In : Alvaro, J., Aretz, M., Boulvain, F., Munnecke, A., Vachard, D. et Vennin, E. (eds.), Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls. *Geological Society of London*. *Special Publications*, 275 : 189-200.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Almazán-Vázquez, E., Buitrón-Sánchez, B., Gómez-Espinosa, C. et Vachard, D. (2007b). *Moscovian sequences with chaetetids in Sierra Agua Verde, Sonora, Mexico*. In : Aretz, M. et Vachard, D. : Carboniferous. In : Vennin, E., Aretz, M., Boulvain, F. et Munnecke, A. Facies from Palaeozoic reefs and bioaccumulations : 269-271.

Amini, Z. Z., Adabi, M. H., Burrett, C. F. et Quilty, P. G. (2004). Bryozoan distribution and growth form associations as a tool in environmental interpretation, Tasmania, Australia. *Sedimentary Geology*, 167 : 1-15.

Anderson, T. H. et Schmidt, V. A. (1983). The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of America. Bulletin*, 94 : 941-966.

Anderson, T. H. et Silver, L. T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, In : Anderson, T. H. et Roldán-Quintana, J. (eds.), *Geology of northern Sonora* (*Geological Society of America Annual Meeting, guidebook trip 27*). Pittsburgh, Pa.. University of Pittsburgh and Hermosillo, Sonora, Instituto de Geología, U.N.A.M. : 59-68.

Anderson, W. I. (1966). Upper Devonian conodonts and the Devonian-Mississippian boundary of north-central Iowa. *Journal of Paleontology*, 40 (2) : 395-415.

Anonyme (1963). Resheniya vtorogo kollokviuma po sistematike endotiroidnykh foraminifer, organizovannogo koordinatsionnoikomissiei po mikropaleontologii v Moskve b aprele 1962 g. (Décisions du deuxième colloque sur la systématique des foraminifères endothyroïdes, organisé par le comité de coordination pour la micropalaeontologie à Moscou en Avril 1962).*Voprosy Mikropaleontologii*, 7: 223-226 (en russe; traduction française, 4488 par M. Pietresson de Saint-Aubin qui l'a attribué à tort à Brazhnikova et al.).

Antropov, I.A. (1950). Novye vidy foraminifer vekhnego Devona nekotorykh rayonov vostoka russkoy platformy (Nouvelles espèces de foraminifères du Dévonien supérieur de quelques regions de la Plate-Forme Russe orientale). *Akademiya Nauk SSSR, Izvestiya Kazanskogo Filiala, Geologicheskiy Institut*, 1 : 21-33 (en russe).

Antropov, I. A. 1959. (Foraminifères du Dévonien de Tatarie). *Izvestiya Kazanskogo Filiala*, *Akademiya Nauk SSSR*, ser. geol., 7 : 11-33 (en russe).

Arenas, C., Cabrera, L. et Ramos, E. (2007). Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca (Spain). *Sedimentary Geology*, 197 : 1-

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

27.

Armin, A.R. (1987). Sedimentology and tectonic significance of Wolfcampian (Lower Permian) conglomerates in the Pedregosa basin: southeastern Arizona, southwestern New Mexico and northern Mexico. *Geological Society of America, Bulletin*, 99 (1) : 42-65.

Armstrong, A. K. (1958). Meramecian (Mississippian) endothyrid fauna from the Arroyo Peñasco Formation, northern and central New Mexico. *Journal of Paleontology*, 32 (5) : 970-976.

Armstrong, A. K. et Mamet, B. L. (1977). Carboniferous microfacies, microfossils, and corals, Lisburne Group, Arctic Alaska. *United States Geological Survey*, *Professional Paper,* 849 : 1-144.

Armstrong, A. K. et Mamet, B. L. (1988). Mississippian (Lower Carboniferous) Biostratigraphy, facies and microfossils, Pedregosa Basin, southeastern Arizona and southwestern New Mexico. *U.S. Geological Survey*, *Bulletin*, 1826 : 1-40.

Armstrong, A. K., Mamet, B. L. et Brunner, P. (1981). Mississippian stratigraphy, southern New Mexico, Arizona, and Sonora, Mexico. *Abstacts with Programs, 1981*, 13 (2) : 42.

Armstrong, A. K., Mamet, B. L. et Burton, R. C. (1984). The Mississipian-Pennsylvanian boundary in the Pedregosa Basin, southeastern Arizona and southwestern New Mexico. *Comptes Rendus 9e International Carboniferous Congress*, Washington et Champaign-Urbana 1979, 2 : 399-405.

Azmy, K., Poty, E. et Brand, U. (2009). High-resolution isotope stratigraphy of the Devonian-Carboniferous boundary in the Namur-Dinant Basin, Belgium. *Sedimentary Geology*, 216 : 117-124.

Barbeau, D. L. (2003). A flexural model for the Paradox Basin: Implications for the tectonics of the Ancestral Rocky Mountains. *Basin Research*, 15 : 97-115.

Baranova, D. et Kabanov, P. (2003). Facies distribution of fusulinoid genera in the Myachkovian (Upper Carboniferous, Moscovian) of southern Moscow Region. *Rivista Italiana di Palaeontologia e Stratigrafia*, 109 (2) : 225-239.

Barrick, J. E., Lambert, L. L., Heckel, P. H. et Boardman II, D. R. (2004). Pennsylvanian conodont zonation for Midcontinent North America. *Revista Española de Micropaleontología*, 36 (2) : 231-250.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Bartolini, C. (1988). *Regional structure and stratigraphy of the Sierra El Aliso, central Sonora, Mexico*. Tucson, University of Ariz., MS thesis : 1-189 (inédit).

Bartolini, C. (1993). Tectonic emplacement and accretion of Paleozoic eugeoclinal, allochtonous assemblages in Central Sonora, Mexico; a new Cordilleran tectonostratrigraphic terrrane. In : First Circum-Pacific and Circum Atlantic Terrane Conference, Guanajuato novembre 1993. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología* : 12-16.

Bartolini, C., Stewart, J. H., Carter, C., Murchey, B. L. et Repetski, J. E. (1989). Stratigraphy of Paleozoic eugeoclinal strata in Sierra El Aliso, central Sonora, Mexico. *Hermosillo, Sonora, Mexico, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Boletín, Segunda Epoca*, 6 (1-2) : 11-21.

Bartolini, C., Stewart, J. H., Carter, C., Murchey, B. L. et Repetski, J. E. (1991). Stratigraphy of Paleozoic eugeoclinal strata in Sierra El Aliso, central Sonora, Mexico (correction of incomplete publishing of article of 1989). *Hermosillo, Sonora, Mexico, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Segunda Epoca*, 8 (1-2) : 73-78.

Beauchamp, B. et Mamet B. L. (1985). Foraminiferal biostratigraphy, Rundle Group, Lower Carboniferous, east-central British Columbia. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, 33 (2) : 204-212.

Beauchamp, B., Richards, B. C., Bamber, E. W. et Mamet B. L. (1986). Lower Carboniferous lithostratigraphy and carbonate facies, upper Banff Formation and Rundle Group, east-central British Columbia. *Geological Survey of Canada*, Paper 86-1a : 627-644.

Belasky, P. (1994). Biogeography of Permian corals and the determination of longitude in tectonic reconstructions of the Paleopacific region. In : Pangea: Global Environments and Resources. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, *Memoir* 17 : 621-645.

Belasky, P. et Runnegar, B. (1994). Permian longitudes of Wrangellia, Stikinia, and Eastern Klamath terranes based on coral biogeography. *Geology*, 22 : 1095-1098.

Belasky, P., Stevens, C. H. et Hanger, R. A. (2002). Early Permian location of western North American terranes based on brachiopod, fusulibnid, and coral biogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179 : 245-266.

Bensh, F. R. (1987). Revizya sistematiki psevdofusulinid roda *Pseudofusulina* Dunbar et Skinner i blizkikh rodov (Révision systématique du genre de pseudofusulinide *Pseudofusulina* Dunbar et Skinner et des genres voisins). *Voprosy Mikropaleontologii*,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

29 : 20-53 (en russe).

Bertrand-Sarfati, J., Freytet, P. et Plaziat, J. C. (1966). Les calcaires concrétionnés de la limite Oligocène-Miocène des environs de Saint-Pourçain-sur-Sioule (Limagne d'Allier) : rôle des algues dans leur édification ; analogie avec les stromatolites et rapport avec la sédimentation. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7e série, 8 : 652-662.

Blakey, R. C. (1990). Stratigraphy and geologic history of Pennsylvanian and Permian rocks, Mogollon Rim region, central Arizona and vicinity. *Geological Society of America Bulletin*, 102 : 1189-1217.

Blakey, R.C. et Knepp, R. **(**1989). Pennsylvanian and Permian geology of Arizona. In : Jenney, J. P. et Reynolds, S. J. (eds.), Geologic evolution of Arizona. *Tucson, Arizona Geological Society Digest*, 17 : 313-347.

Blodgett, R. B., Moore, T. E. et Gray, F. (2002). Stratigraphy and paleontology of Lower Permian rocks north of Cananea, northern Sonora, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 15 : 481-495.

Boardman II, D. R., Heckel, P. H., Barrick, J. E., Nestell, M. et Peppers, R. A. (1991). Middle-Upper Pennsylvanian chronostratigraphic boundary in the Midcontinent region of North America. In : Brenckle, P. L. et Manger, W. L. (eds.), Intercontinental correlation and division of the Carboniferous system. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 130 : 319-337.

Bogush, O. I. et Brenckle, P. L. (1982). *Salebridae*, a new family of uncertain affinity from the Lower Carboniferous of the USSR and USA. In : Juferev, O.V., Stratigraphy and paleontology of the Devonian and Carboniferous. *Akad. Nauk SSSR, Sibirsk Otdel., Inst. Geol. i Geofiz., Trudy*, 483 : 103-118.

Bogush, O. I. et Yuferev, O. V. (1970). Foraminifery (Foraminifères). In : Obut A. M. (ed.), Karbon Omolonskogo i yugozapadnoi chasti Kolymskogo massivov (Carbonifère des Monts d'Omolon et de la partie sud-ouest de la Kolyma). *Akademiya Nauk SSSR, Sibirskoe Otdelnie, Institut Geologii i Geofiziki, Trudy* 60 : 68-74 (en russe).

Boichard, R., Burollet, P. F., Lambert, B. et Villain, J. M. (1985). La plate-forme carbonatée du Pater Noster, Est de Kalimantan (Indonésie), étude sédimentologique et écologique. *Notes et Mémoires de la Compagnie Française des Pétroles*, 20 : 1-103.

Bond, D. P. G. et Wignall, P. B. (2008). The role of sea-level change and marine anoxia in the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction. *Palaeogeography,*

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Palaeoclimtology, Palaeoecology, 263 (3-4) : 107-118.

Bostwick, D. A. et Nestell, M. K. (1967). Permian Tethyan fusulinid faunas of the Northwestern United States. In : Adams, C. G. et Ager, D. V. (eds), Aspects of Tethyan biogeography. *Systematics Assocociation Publication*, Publication 7 : 93-102.

Bradley, W. H. (1929). Algae reefs and oolites of the Green River Formation. *U.S. Geological Survey*, *Profesional Paper*, 154-G. : 203-223.

Brady, H. B. (1876). A monograph of Carboniferous and Permian foraminifera (the genus *Fusulina* excepted). *Palaeontographical Society of London*, 30 : 1-166.

Brady, H. B. (1884). Report of the foraminifera dredged by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876. *Reports on the Scientific Results of the Exploratory Voyage of the H.M.S. Challenger*, *Zoology*, 9 : 1-814.

Bratton, J. F., Berry, W. B. N. et Morrow, J. R. (19999). Anoxia pre-dates Frasnian-Famennian mass extinction horizon in the Great Basin, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154 : 275-292.

Brenckle, P. L. (1973). Smaller Mississipian and Lower Pennsylvanian calcareous foraminifers from Nevada. *Cushman Foundation Foraminiferal Research*, special publication, 11 : 1-82.

Brenckle, P. L. (1977). Foraminifers and other calcareous microfossils from Late Chesterian (Mississippian) strata of Northern Arkansas. In : Sutherland, P. K. et Manger, W. L. : Upper Chesterian-Morowan stratigraphy and the Misisippian-Pennsylvanian boundary in northeastern Oklahoma and northwestern Arkansas. *Oklahoma Geol. Survey,* Guide-book, Norman (Oklahoma), 18 : 73-78.

Brenckle, P. L. (1985). *Cribrokamaena* and *Crassikamaena*, new genera of Late Paleozoic algae from the United States. *Micropaleontology*, 31 (1) : 55-67.

Brenckle, P. L. (1991). Foraminiferal division of the Lower Carboniferous/Mississippian in North America. In : Brenckle, P. L. et Manger, W. L.(eds.), Intercontinental Division and Correlation of the Carboniferous System. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg,* 130 : 65-78.

Brenckle, P. L. (1997). What is *Urbanella* ? In : Ross, C. A., Ross, J. R. P. et Brenckle, P. L. (eds.), Late Paleozoic Foraminifera; their biostratigraphy, evolution, and paleoecology; and the Mid-Carboniferous boundary. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, *Special Publication* 36 : 11-15.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Brenckle, P. L. (2005). A compendium of Upper Devonian-Carboniferous type foraminifers from the former Soviet Union. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, *Special Publication*, 38 : 1-153.

Brenckle, P. L. et Groves, J. R. (1987). Calcareous foraminifers from the Humbolt Oolite of Iowa: Key to Early Osagean (Mississippian) correlations between eastern and western North America. *Palaios*, 1 (daté par erreur 1986) : 561-581.

Brenckle, P. L. et Hance, L. (2005). New and revised Tournaisian (Early Mississippian) foraminiferal taxa from Belgium. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 111 (2) : 197-214.

Brenckle, P. L., Lane, H. R. et Collinson, C. (1974). Progress toward reconciliation of Lower Mississippian condodont and foraminiferal zonation. *Geology*, 2 : 433-436.

Brenckle, P. L., Marshall, F. C., Waller, S. F. et Wilhem, M. H. (1982a). Calcareous microfossils from the Mississipian Keokuk Limestone and adjacent Formations, Upper Mississippi River Valley: their meaning for North American and intercontinental correlation**.** *Geologica et Paleontologica*, 15 : 47-88.

Brenckle, P. L., Groves, J. R. et Skipp, B. (1982b). A Mississippian/Pennsylvanian (Mid-Carboniferous) boundary in North America based on calcareous foraminifera. *Subcommission on Carboniferous Stratigraphy*, *Biostratigraphic data for a Mid-Carboniferous boundary* : 42-51.

Brenckle, P. L., Baesemann, J. F., Lane, H. R., West, R. R., Webster, G. D., Langenheim, R. L., Brand, U. et Richards, B. C. (1997). Symposium on stratigraphy of the Mid-Carboniferous boundary interval. *Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego*, 157, *Proceedings of the XIII international Congress on the Carboniferous and Permian* : 149-160.

Briand, C., Izart, A., Vaslet, D., Vachard, D., Makhlina, M., Goreva, N., Kossovaya, O. et Jaroshenko, A. (1996). Sequence stratigraphy of the Moscovian, Kasimovian and Gzhelian in the Moscow Basin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169 : 35-52.

Brunner, P. (1975). Estudio estratigráfico del Devónico en el área de El Bisani, Caborca, Sonora. *Revista Instituto Mexicano del Petróleo*, 7 (1) : 16-45.

Brunner, P. (1976). Litología y bioestratigrafía del Misisípico en el área de El Bisani, Sonora. *Revista Instituto Mexicano del Petróleo*, 8 (3) : 7-41.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Brunner, P. (1984a). Catalogo de microfosiles indice del Paleozoico-Jurásico superior-Cretácico y microfacies del Paleozoico de México, parte I : Fusulinacea. *Instituto Mexicano del Petróleo. Subdirección General de Exploracion y Explotación*, Partie 1, Tome 1 : 1-120.

Brunner, P. (1984b). Los conodontos de México. *Memoria del Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontologia*, Oaxtepec, Mexico : 84-91.

Bryant, D. L. et McClymonds, N. E. (1961). Permian Concha Limestone and Rainvalley Formation, southeastern Arizona. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 45 : 1324-1333.

Buggish, W. (1991). The global Frasnian-Famennian "Kellwasser event". *Geologische Rundschau*, 80 (1) : 49-72.

Buggish, W., Joachimski, M. M., Sevastopoulo, G. et Morrow, J. R. (2008). Mississippian $\delta^{13}C_{carb}$ and conodont apatite $\delta^{18}O$ records – Their relation to the Late Palaeozoic glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268 (3-4) : 273-292.

Buitrón-Sánchez, B. E., Almazán-Vázquez, E., Vachard, D. Gómez-Espinosa, C., (2006). Carboniferous crinoids from Mexico and their biogeographic significance. In : Aretz, M. et Herbig. H.-G. (eds.) : Carboniferous Conference Cologne. From Platform to Basin, sept. 4-10 2006. *Kölner Forum Geol. Paläont*., 15 : 16-17.

Buitrón-Sánchez, B. E., Gómez-Espinosa, C., Almazán-Vázquez, E. et Vachard, D. (2007). A late Atokan regional encrinites (early late Moscovian, Middle Pennsylvanian) in the Sierra Agua Verde, Sonora State, NW Mexico. In : Alvaro, J., Aretz, F., Boulvain, M., Munnecke, A., Vachard, D. et Vennin, E. (eds.), Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls, *Geological Society of London*., *Special Publications* 275 : 201-209.

Buitrón-Sánchez, B., Almazán-Vázquez, E., Vachard, D. et Palafox, J. (2011?). Una secuencia cratónica completa cubriendo desde el Carbonífero hasta el Pérmico inferior y expuesta en los Cerros El Tule, en el noreste de Sonora, noroeste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas,* (sous presse).

Bykova, E.V. (1952). Foraminifery Devona Russkoi Platformy i Priuralya (Foraminifères dévoniens de la Plate-forme Russe et du Pré-oural). *Trudy VNIGRI*, 60, Microfauna USSR 5 : 5-64 (en russe).

Bykova, E.V. and Polenova, E.N. (1955). Foraminifery, radiolarii i ostrakody Devona Volgo-

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

Uralskoi oblasti (Foraminifères et radiolaires de la région Volga-Oural et du Champ Dévonien Central et leur importance stratigraphique). *Trudy VNIGRI,* 87 : 1-141 (en russe, traduction française, C.E.D.P. n° 1603, BRGM, 154 p.).

Caplan, M. L. et Bustin, R. M. (1999). Devonian-Carboniferous Hangenberg mass extinction event, widespread organic-rich mudrock and anoxia: causes and consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148 : 187-207.

Cassity, P. E. et Langenheim, R. L. (1966). Pennsylvanian and Permian fusulinids of the Bird Spring Group from Arrow Canyon, Clark County, Nevada. *Journal of Paleontology*, 40 (4) : 931-968.

Cavalier-Smith T. (2002). The phagotrophic origin of eukaryotes and phylogenetic classification of Protozoa. *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*, 52 : 297-354

Cecil, C. B. (1990). Palaeoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. *Geology*, 18 : 533-536.

Cevallos-Ferríz, S. et Gónzalez-León, C. (1984). Estromatoporidos devónicos de los Cerros Caloso Tejano de la Sierra del Tule, Sonora. *Memoria III Congreso Latinoamericano de Paleontología* : 103-112.

Chen, X. et Wang, J .H. (1983). The fusulinids of the Maping Limestone of the Upper Carboniferous from Yishan, Guangxi. *Palaeontologica Sinica*, whole number 164, new series B, number 19 : 1-139 (en chinese résumé en anglais).

Cherdyntsev, W. (1914). K faune foraminifer permskikh otlozhenii vostochnoi polosy Evropeiskoi Rossii (Sur les faunes de foraminifères du Permien de la ceinture orientale de la Russie européenne). *Trudy Obshchestva Estestvoispytateley pri Imperatorskomy Kazanskomy Universitety*, 46 (5) : 3-88 (en russe).

Chernysheva, N. E. (1940). K stratigrafii nizhnego karbona Makarovskogo raiona Yuzhnogo Urala po faune foraminifer (Sur la stratigraphie du Carbonifère inférieur du District de Makarov dans le Sud de l'Oural, fondée sur la faune de foraminifères). *Byulleten Moskovskoe Obschestva Ispytateley Prirody*, *Otdel Geologicheskii*, 18 (5-6) : 113-135 (en russe).

Chesnut, D. R. Jr., Cobb, J. C. et Greb, S. F. (1993). Cyclothems of the central Appalachian basin: a modern analog from Indonesia. *Comptes Rendus XII ICC-P*, 2 : 431-436.

China, W.E. (1965). Opinion 724. *Endothyra bowmani* Phillips (1846) (Foraminifera):

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

valided under the plenary powers. *Bulletin of Zoological Nomenclature*, 22 (1) : 37-39.

Chuvashov, B. I., Leven, E. Ya. et Davydov, V. I. (1986). Pogranichnye otlozheniya Karbona i Permi Urala, Priuralya i Sredniy Azii (biostratigrafiya i korrelyatsiya) (Deposits at the boundary late Carboniferous-early Permian in Urals, Pre-ural and Central Asia (biostratigraphy and correlations)). *Akademiya Nauk SSSR, Uralskii Nautchnyi Tsentr, Institut Geologii i Geokhimii, Moskva "Nauka"* : 1-151 (en russe).

Ciry, R. (1952). Super-famille 4. Fusulinoidea. In : Piveteau, J. (ed.) : *Traité de Paléontologie*. Masson et Cie , Editeur, 1 : 179-191.

Clopine, W. W. (1992a). Lower and Middle Pennsylvanian fusulinid biostratigraphy in southern New Mexico and westernmost Texas. *New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources*, *Bulletin*, 143 : 1-28.

Clopine, W. W. (1992b). Middle Pennsylvanian fusulinid biostratigraphy in south-central New Mexico and south-central Oklahoma. In : Sutherland, P. K., et Manger, W. L. (eds), Recent advances in Middle-Carboniferous biostsratigraphy - A symposium. *Oklahoma Geological Survey, Circular*, 94 : 125-143.

Collinson, C., Scott, A. J. et Rexroad, C. B. (1962). Six charts showing biostratigraphic zones, and correlations based on conodonts from Devonian and Mississippian rocks of the upper Mississippi valley. *Illinois State Geological Survey*, *Urbana*, *Circular* 328: 1-32.

Collinson, C., Rexroad, C. B. et Thompson, T. L. (1971). Conodont zonation of the North American Mississippian. *Geological Society of America*, *Memoir* 127 : 353-394.

Conil, R. et Lys, M. (1977). Les transgressions dinantiennes et leur influence sur la dispersion et l'évolution des foraminifères. Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain, 29 : 9-55.

Conil, R., Longestaey P. J. et Ramsbottom, W. H. C. (1980). Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de Grande-Bretagne. *Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain*, 30 (daté par erreur 1979) : 1-115.

Connolly, W. M. et Stanton, R. J. Jr. (1990). Detailed measured section of Atokan and Desmoinesian strata, Horquilla Limestone, Dry Canyon, Whetstone Mountains, Cochise County, Arizona. In : Schreiber, J. F. Jr. (ed.), Upper Palaeozoic stratigraphy of the Whetstone Mountains, Cochise and Pima Counties, Arizona. *Geological Society of America*. *86th Cordilleran Section Meeting*, Tucson, Arizona : 19-44.

Connolly, W. M. et Stanton, R. J., Jr. (1992). Interbasinal cyclostratigraphic correlation of

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Milankovitch band transgressive-regressive cycles: Correlation of Desmoinesian-Missourian strata between southeastern Arizona and the Midcontinent of North America. *Geology*, 20 : 999-1002.

Cooper, G. A, Arellano, A. R. V., Johnson, J. H., Okulitch, V. J., Stoyanow, A. et Lochman, C., (1952-, Cambrian stratigraphy and paleontology near Caborca, northwest Sonora, Mexico. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 119 (1) : 1-184 .

Cooper, G. A., Dunbar, C. O., Duncan, H., Miller, A. K., and Knight, J. B. (1953). Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, Mexico. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 119 (2) : 1-111.

Cózar, P. et Somerville, I. D. (2004). New algal and foraminiferal assemblages and evidence for recognition of the Asbian-Brigantian boundary in northern England. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 55 (1) : 43-65.

Crouzel, F., Lang, J., Lucas, G. et Segonzac, G. (1972). Un environnement carbonaté continental : concrétions algaires du Miocène d'Aquitaine. *Bulletin de la Société Géologique de France*, série (7), 14 : 228-236.

Crowell, J. C. (1978). Gondwana glaciation, cyclothems, continental positioning, and climatic change. *American Journal of Science*, 278 : 1345-1372.

Crowley, T. J. et Baum, S. K. (1991). Estimating Carboniferous sea-level fluctuations from Gondwanan ice extent. *Geology*, 19 : 975-977.

Crowley, T. J., Baum, S. K. et Hyde, W. T. (1991). Climate model comparison of Gondwanan and Laurentide glaciations. *Journal of Geophysical Research*, 96 : 9217-9226.

Cummings, R.H. (1955a). New genera of foraminifera from the British Lower Carboniferous. *Journal of the Washington Academy of Sciences*, 45 (1) : 1-8.

Cummings, R. H. (1955b). *Nodosinella* Brady, 1876 and associated upper Paleozoic genera. *Micropaleontology*, 1 (3) : 221-238.

Cummings, R. H. (1955c). *Stacheoides*, a new foraminiferal genus fromthe British Upper Paleozoic. *Journal of the Washington Academy of Sciences*, 45 (11) : 342-346.

Cushman, J. A. et Waters, J. A. (1928). Some Foraminifera from the Pennsylvanian and Permian of Texas. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, 4 (2) : 31-55.

Dain, L.G. (1953). Turneiellidy. In : Dain, L. G. et Grozdilova, L. P., Iskopaemye foraminifery SSSR: Turneiellidy i Arkhedistsidy (Tournayellidae. In : Dain L.G. et

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Grozdilova L.P., Fossil foraminifers of the USSR, Tournayellidae and Archaediscidae). Trudy VNIGRI, 74: 7-63 (en russe ; traduction française, M. Jayet, BRGM, 1816 : 1-124).

Davydov, V. I. (1984). K voprosy o proickhozhdenii shvagerin (Sur la question de l'origine des schwagérines). *Paleontologicheskii Zhurnal*, 4: 3-16 (en russe).

Davydov, V. I. (1986). On phylogenetic criteria of evolution of features in systematics of foraminifera (Fusulinida as an example). *Benthos'86, Résumés, Muséum d'Histoire Naturelle de Genève* : 35.

Davydov, V. I. (1996). Fusulinid biostratigraphy and the correlation of Moscovian-Guadalupian North American, Tethyan and Boreal (Russian Platform/Uralian) standards. *Permophiles*, 29 : 47-52.

Davydov, V. I. (2001). The terminal stage of the Carboniferous: Orenburgian versus Bursumian. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, 19 : 58-64.

Davydov, V. I. (2011). Taxonomy, nomenclature, and evolution of the early schubertellid fusulinids. *Acta Palaeontologica Polonica*, 56 (1) : 181-194.

Davydov, V. I., Crowley, J. L., Schmitz, M. D. et Poletaev, V. I. (2010). High-precision U-Pb zircon age calibration of the global Carboniferous time scale and Milankovitch band cyclicity in the Donets Basin, eastern Ukraine. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11 (1) : 1-22.

Dawson, W. C. (1992). Phylloid algal microstructures enhanced by epifluorescence petrography. *Journal of Paleontology***,** 66 (3) : 523-525.

DeCelles, P. G. et Giles, K. A. (1996). Foreland basin systems. Basin Research, 8 : 105-123.

Derville, H. (1950). Contribution à l'étude des Calcisphères du Calcaire de Bachant. *Annales Société géologique Nord,* 70 : 273-285.

Dickinson, W. R. et Lawton, T. F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America*, *Bulletin*, 113 (9) : 1142-1160.

DiMichele, W. A., Pfefferkoorn, H. W. et Philips, T. L. (1996). Persistence of Late Carboniferous tropical vegetation during glacially driven climatic and sea-level fluctuations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 125 : 105-128.

Donsimoni, M. et Giot, D. (1977). Les calcaires concrétionnés lacustres de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitanien de Limagne (Massif central). *Bulletin du Bureau de*

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Recherches Géologiques et Minières, section 1 (2) : 131-169.

Douglass, R. C. (1987). Fusulinid biostratigraphy and correlations between the Appalachians and Eastern Interior Basin. *Geological Survey*, *Professional Paper*, 1451 : 1-95.

Douglass, R. C. et Nestell, M. K. (1974). The Permian fusulinid genus *Pseudoreichelina* from the Dequop formation, Spruce Mountains, Elko County, Nevada. *Journal of Paleontology*, 48 (6) : 1170-1173.

Douglass, R. C. et Nestell, M. K. (1984). Fusulinids of the Atoka Formation, Lower-Middle Pennsylvanian, south-central Oklahoma. In : Sutherland, P. K. et Manger, W. L. (eds.), The Atokan series (Pennsylvanian) and its boundaries - A symposium. *Oklahoma Geological Survey, Bulletin*, 136 : 19-39.

Dunbar, C. O. (1939). Permian Fusulines from Sonora. *Geological Society of America Bulletin*, 50 : 1745-1760.

Dunbar, C. O. (1958). On the validity of *Schwagerina* and *Pseudoschwagerina*. *Journal of Paleontology*, 32 (5) : 1019-1030.

Dunbar, C. O. (1959). A giant Permian Fusuline from Sonora. In : Cooper, G. A., Dunbar, C.O., Duncan, H., Miller, A. K. et Knight, J.K., Permian fauna at El Antimonio, Western Sonora, Mexico. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 119 (2) : 15-19.

Dunbar, C. O. et Condra, G. E. (1927). The Fusulinidae of the Pennsylvanian system in Nebraska. *Nebraska Geological Survey*, 2nd series, 2 : 1-135.

Dunbar, C. O. et Henbest, L. G. (1930). The fusulinid genera *Fusulina, Fusulinella* and *Wedekindella*. *American Journal of Science*, 5th ser., 20 : 357-364.

Dunbar, C. O. et Henbest, L. G. (1933). *Wedekindellina*. *Cushman Foundation Foraminiferal Research, Special Publication*, 1933, 4 : 134.

Dunbar, C. O. et Skinner, J. W. (1931). New fusulinid genera from the Permian of West Texas. *American Journal of Science*, 22, 5th series : 252-268.

Dunbar, C. O. et Skinner, J. W. (1936). *Schwagerina* versus *Pseudoschwagerina* and *Paraschwagerina*. *Journal of Paleontology*, 10 : 83-91.

Dunbar, C. O. et Skinner, J. W. (1937). Permian Fusulinidae of Texas. In : The geology of Texas. *The University of Texas Bulletin*, 3701, 3 (2) : 518-825.

Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1 : 108-121.

Durand, A., Fontes, J. C., Gasse, F., Icole, M. et Lang, J. (1984). Le Nord-Ouest du Lac

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

Tchad au Quaternaire : étude de paléoenvironnements alluviaux, éoliens, palustres et lacustres. In : Coetzee J.A. et van Zinderen Bakker Sr, E. M. (eds.), *Palaeoecology of Africa and the surrounding islands*, 16 : 215-243, A. A. Balkema, Rotterdam (Editeur).

Dutkevich, G. A. (1934). O nekotorykh novykh vidakh fuzulinid iz verkhnego i srednego karbona Verkhne-Chusovskikh Gorodkov na r. Chusovoi, zapadnyi sklon Srednego Urala (Sur quelques nouvelles espèces de fusulinides du Carbonifère supérieur et moyen de Verkhne-Chussovskye Gorodki de la rivière Chussovaya, versant occidental de l'Oural central). *Trudy Neftyanogo Geologo-Razvedochnogo Instituta*, seriya A, 36 : 3-98 (en russe et en anglais).

Easton, W. H., Sanders, J. E., Knight, J. B. et Miller, A.K. (1958). Mississippian faunas in northwestern Sonora, Mexico. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 119 (3) : 1-87.

Eberth, D. A. et Berman, D. S. (2005). A cryptalgal laminite from the Cutler Formation alluvial redbeds (Lower Permian, Wolfcampian) north-central New Mexico. In : Lucas, S. et Zeigler, K. E. (eds.), The nonmarine Permian. *New Mexico Museum of Natural History & Sciences*, *Bulletin*, 30 : 80-89.

Eguizábal-Martínez, F. J. (1988). *Estudio estratigráfico-sedimentológico de las rocas del Paleozoico en el Prospecto Agua Prieta, Estados de Sonora y Chihuahua*. Instituto mexicano del Petróleo, Subdirreción de Tecnología de Exploración, Proyecto C-3020 : 1-152 (inédit).

Einor, O. L. (1973). *La stratigraphie et les faunes du Carbonifère de la rivière Shartym (Oural du Sud*. "Vishcha Shkola" Publishers : 1-184 (en russe).

El Albani, A., Vachard, D., Fürsich, F., Buitrón, B. et Flores De Dios, A. (2005). Depositional environment and biofacies characterization of the Upper Pennsylvanian-Lower Permian deposits of the San Salvador Patlanoaya section (Puebla, Mexico). *Facies*, 50 : 629-645.

Endo, R. (1956). Stratigraphical and paleontological studies of the Later Paleozoic calcareous algae in Japan, X. Fossil algae from the Kwantô and Kitami Mountains. *Science Reports of the Saitama University*, series B, 2 (2) : 221-248.

Endo, R. (1961). Stratigraphical and paleontological studies of the Later Paleozoic calcareous algae in Japan, XVII. Fossil algae from the Akiyoshi Limestone Group. *Science Reports of the Saitama University*, series B, Commemorative Volume R. Endo: 119-

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

142.

Endo, R. (1969). Fossil algae from the Khao Phlong Phrab District in Thailand. *Geology and Paleontology of Southeast Asia*, 7 : 33-85.

Ernst, A. (2000). Permian bryozoans of the NW-Tethys. *Facies*, 43 : 79-102.

Ettensohn, F. R., Ausich, W.I., Kammer, T. W., Johnson, W. K. Et Chesnut D. R. Jr. (2005). Carboniferous echinoderm zonation in the Appalachian Basin, eastern USA. In : Wong, Th. E. (ed.), Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian stratigraphy, Utrecht, The Netherlands, 10-16 August 2003. *Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences*.

Falcon-Lang, H. J., Heckel, P. H., Dimichele W. A., Blake, B. M. Jr., Easterday, C. R., Eble, C. F., Elrick, S., Gastaldo, R. A., Greb, S. F., Martino, R. L., Nelson, W. J., Pfefferkorn H. W., Phillips, T. L. et Rosscoe, S. J. (2011). No major stratigraphic gap exists near the Middle-Upper Pennsylvanian (Desmoinesian-Missourian) boundary in North America. *Palaios*, 26 : 125-139.

Filimonova T. V. (2010). Smaller foraminifers of the Lower Permian from Western Tethys. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 18 : 687-811.

Flinn (1977). *The geology of the Cerro Macho area, Sonora, Mexico*. Masters Thesis Northern Arizona University, Flagstaff : 1-73 (inédit).

Flügel, E. (1966). Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen. *Carinthia II*, 25 : 3-76.

Flügel, E. (2004). *Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York : 1-976.

Flügel, E. et Flügel-Kahler, E. (1980). Algen aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. *Carinthia II*, Sonderheft 36 : 113-182.

Fohrer, B., Nemirovskaya, T. I., Samankassou, E. et Ueno, K. (2007). The Pennsylvanian (Moscovian) Izvarino section, Donets Basin, Ukraine: a multidisciplinary study on microfacies, biostratigraphy (conodonts, foraminifers, and ostracodes), and paleoecology. *Journal of Paleontology*, supplement 5, Memoir, 69 (8) : 11-85.

Forke, H. C. (1995). Biostratigraphie (Fusuliniden; Conodonten) und Mikrofazies im Unterperm (Sakmar) der Karnischen Alpen (Naßfeldgebiet, Österreich). *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*, 138 (2) : 207-297.

Freytet, P. et Plet, A. (1991). Les formations stromatolitiques (tufs calcaires) récentes de la region de Tournus (Saône et Loire). *Geobios*, 24 (2) : 123-139.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Freytet, P., Toutin-Morin, N., Broutin, J., Debriette, P., Durand, M., El Wartiti, M., Gand, G., Kerp, H., Orszag, F., Paquette, Y., Ronchi, A. et Sarfati, J. (1999). Palaeocology of non marine algae and stromtolites: Permian of France and adjacent countries. *Annales de Paléontologie*, 85 (2) : 99-153.

Fursenko, A.V. (1958). Osnovnye etapy razvitiya faun foraminifer v geologicheskom prohlom (Etapes fondamentales du développement des faunes de foraminifères au cours des temps géologiques). *Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk, Akademiya Nauk Beloruskoi SSR*, 1 : 10-29 (en russe).

Fursenko, A.V. (1959). Obshchaya karakteristika prosteishik: Podklass Foraminifera. *Osnovy Paleontologii, Obshchaya chast Prosteyshie* (Principes de Paléontologie, part 1 Protozoa). Akademiya Nauk SSSR: 115-168 (en russe).

Gabb, W. M. (1869). Paleontology. Cretaceous and Tertiary fossils. *Geological Survey of California*, 2 (2-3) : 127-276

Gaillot, J. et Vachard, D. (2007). The Khuff Formation (Middle East) and time-equivalents in Turkey and South China: biostratigraphy from Capitanian to Changhsingian times (Permian), new foraminiferal taxa, and palaeogeographical implications. *Coloquios de Paleontología*, 57 : 37-223.

Galloway, J. J. (1933). *A manual of Foraminifera*. James Furman Kemp Memorial Ser. The Principia Press Inc. Publ. N° 1 : 1-483.

Ganelina, R.A. (1966). Foraminifery turneiskikh i nizhnevizeiskikh otlozhenii nekotorykh raionov Kamsko-Kinelskoi vpadiny (Foramnifères du Tournaisien et du Viséen inférieur de certaines régions du Kama-Kinel). *Trudy VNIGRI*, 250, Mikrofauna SSSR 14: 64-151 (en russe).

Gastaldo, R. A., Allen, G. P. et Huc, A. Y. (1993). Detrital peat formation in the tropical Mahakam River delta, Kalimantan, eastern Borneo: Sedimentation, plant composition and geochemistry. In: Cobb, J. C. et Cecil, C. B. (eds.), Modern and ancient coal-forming environments. *Geological Society of America*, *Special Paper*, 286 : 107-116.

Gehrels, G. E. et Stewart, J. H. (1998). Detrital zircon U-Pb geochronology of Cambrian to Triassic miogeoclinal and eugeoclinal strata of Sonora, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 103 (B2) : 2471-2487.

Gilluly, J., Cooper, J. R. et Williams, J. S. (1954). Late Paleozoic stratigraphy of central

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Cochise County, Arizona. *U.S. Geological Survey Bulletin*, *Professional Paper*, 266 : 1-49.

Ginkel, A. C. van (2010). Systematics of the Eostaffellidae (Late Paleozoic foraminifera). *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, *Special publication* 42 : 1- 130.

Girty, G. H. (1904). *Triticites*, a new genus of Carboniferous foraminifera. *American Journal of Science*, 4th ser., 17 : 234-240.

Glaessner, M.F. (1945). *Principles of micropaleontology.* Melbourne University Press : 1-269.

Gómez-Espinosa, C. (2010). Análisis tafonómico y taxonomía del macrobentos calcáreo del Paleozoico tardío de Sierra Agua Verde, noreste de Sonora, México. Instituto de Geología de la universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Doctorado : 1-146 (inédit).

Gómez-Espinosa, C., Vachard, D., Buitrón-Sánchez, B., Almazán-Vazquez, E. et Mendoza-Madera, C. (2008). Pennsylvanian fusulinids and calcareous algae from Sonora (Northwestern Mexico), and their biostratigraphic and paleobiogeographic implications. *C.R. Palevol*, 7 : 259-268.

Gómez-Espinosa C., Buitrón-Sanchez B. E. et Vachard D. (2010). Análisis tafonómico del gasterópodo cf. *Donaldina robusta* (Heterobranchia: Streptacididae) del Pensilvánico Medio de la Formación La Joya, Sierra Agua Verde, Sonora, México. *Revista Biología Tropical de Costa Rica*, 58 (1) : 183-184.

González-León, C. (1986). Estratigrafía del Paleozoico de la Sierra del Tule, noreste de Sonora. *Universidad Nacional Autónoma de México*, *Instituto de Geología*, *Revista*, 6 (2) : 117-135.

González-León, C., (1997). Sequence stratigraphy and paleogeographic setting of the Antimonio Formation (Late Permian-Early Jurassic) Sonora, Mexico, In : Stanley, C. D. Jr., et González-León, C. (eds.), Special issue dedicated to the International Workshop on the Geology of Northwestern Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14 (2) : 136-148.

Grayson, R. C. Jr. (1984). Morrowan and Atokan (Pennsylvanian) conodonts from the northeastern margin of the Arbuckle Mountains southern Oklahoma. In : Sutherland, P. K. et Manger, W. L. (eds.), The Atokan series (Pennsylvanian) and its boundaries - A symposium. *Oklahoma Geological Survey, Bulletin*, 136 : 41-63.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Greenwood, E., Kottlowski, F. E. et Thompson III, S. (1977). Petroleum potential and stratigraphy of Pedregosa Basin: comparison with Permian and Orogrande basins. *American Association of Petroleum Geologists*, *Bulletin*, 61 (9) : 1448-1469.

Grossman, E. L., Horng-Sheng Mii et Yancey, T. E. (1993). Stable isotopes in Late Pennsylvanian brachiopods from the United States: Implications for Carboniferous paleoceanography. *Geological Society of America Bulletin*, 105 : 1284-1296.

Groves, J. R. (1983). Calcareous foraminifers and algae from the type Morrowan (Lower Pennsylvanian) region of northeastern Oklahoma and northwestern Arkansas. *Oklahoma Geological Survey*, *Bulletin*, 133 : 1-65.

Groves, J. R. (1984). Foraminifers and biostratigraphy of the Arco Hills, Bluebird Mountain, and lower Snaky Canyon formations (Mid-Carboniferous) of East-Central Idaho. *Journal of Foraminiferal Research*, 14 (4) : 282-302.

Groves, J. R. (1986). Foraminiferal characterization of the Morrowan-Atokan (lower Middle Pennsylvanian) boundary. *Geological Society of America Bulletin*, 97 : 346-353.

Groves, J. R. (1987). Foraminiferal characterization of the Morrowan/Atokan (lower Middle Pennsylvanian) boundary: Reply. *Geological Society of America Bulletin*, 98 : 746.

Groves, J. R. (1988). Calcareous foraminifers from the Bashkirian stratotype (Middle Carboniferous, South Urals) and their significance for intercontinental correlations and the evolution of the Fusulinidae. *Journal of Paleontology*, 62 (3) : 368-399.

Groves, J. R. (1991). Fusulinacean biostratigraphy of the Marble Falls Limestone (Pennsylvanian) western Llano Region, Central Texas. *Journal of Foraminiferal Research*, 21 (1) : 67-95.

Groves, J. R. (1992). Stratigraphic distribution of non-fusulinacean foraminifers in the Marble Falls Limestone (Lower-Middle Pennsylvanian), western Llano region, central Texas. In : Sutherland, P. K. et Manger, W. L. (eds.), Recent advances in Middle-Carboniferous biostsratigraphy - A symposium. *Okhahoma Geological Survey*, *Circular*, 94 : 145-161.

Groves J. R. (1997). Repetitive patterns of evolution in late Paleozoic foraminifers. In Ross C. A., Ross J. R. P. et Brenckle P. L. (eds.), Late Paleozoic Foraminifera, their biostratigraphy, evolution, and paleoecology, and the Mid-Carboniferous boundary. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, *Special Publication* 36 : 51-54.

Groves, J. R. (2000). Suborder Lagenina and other smaller foraminifers from uppermost

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Pennsylvanian-lower Permian rocks of Kansas and Oklahoma. *Micropaleontology*, 46 (4) : 285-326.

Groves, J. R. (2002). Evolutionary origin of the genus *Geinitzina* (Foraminiferida) and its significance for international correlation near the Carboniferous-Permian boundary. In : Hills, L. V., Henderson, C. M. et Bamber E. W. (eds.), Carboniferous and Permian of the World. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, *Memoir*, 19 : 437-447.

Groves, J. R. et Beason, S. R. (2006). Foraminiferal evidence for the age of the Mississippian Pella Formation (southeastern Iowa, USA). *Journal of Foraminiferal Research*, 36 (4) : 379-388.

Groves J. R. et Boardman D. R. (1999). Calcareous smaller foraminifers the Lower Permian Council Grove Group near Hooser, Kansas. *Journal of Foraminiferal Research*, 29: 243-262.

Groves, J. R. et Grayson, R. C. Jr. (1984). Calcareous foraminifers and conodonts from the Wapanucka Formation (Lower-Middle Pennsylvanian), frontal Ouachita Mountains southern Oklahoma. In : Sutherland, P. K. et Manger, W. L. (eds.), The Atokan series (Pennsylvanian) and its boundaries - A symposium. *Oklahoma Geological Survey, Bulletin*, 136 : 81-90.

Groves, J. R. et Lee, A. (2008). Accelarated rates of foraminiferal origination and extinction during the Late Paleozoic ice age. *Journal of Foraminiferal Research*, 38 (1) : 74-84.

Groves, J. R. et Reisdorph, S. (2009). Multivariate morphometry and rates of morphologic evolution within the Pennsylvanian fusulinid *Beedeina* (Ardmore Basin, Oklahoma, USA). *Palaeoworld*, 18 : 120–129.

Groves, J. R. et Sanderson, G. A. (1990). Systematics of the North American species of *Profusulinella* (Middle Pennsylvanian Fusulinidae). *Micropaleontology*, 36 : 105-140.

Groves, J. R. et Wahlman, J. P. (1997). Biostratigraphy and evolution of Late Carboniferous and Early Permian smaller foraminifers from the Barents Sea (offshore Arctic Norway). *Journal of Paleontology*, 71 (5) : 758-779.

Groves, J. R. et Yue W. (2009). Foraminiferal diversification during the late Paleozoic ice age. *Palaeobiology*, 35 (3) : 367-392.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Groves, J. R., Nemyrovska, T.I. et Aleksev, A. S. (1999). Correlation of the type Bashkirian stage (Middle Carboniferous, South Urals) with the Morrowan and Atokan series of the Midcontinental and western United States. *Journal of Paleontology*, 73 (3) : 529-539.

Groves, J. R., Kulagina, E. I. et Villa, E. (2007). Diachronous appearances of the Pennsylvanian fusulinid *Profusulinella* in Eurasia and North America. *Journal of Paleontology*, 81 (2) : 227-237.

Grozdilova, L. P. et Lebedeva, N. S. (1950). Nekotorye vidy shtaffell srednekamennougolnykh otlozhenii zapadnogo sklona Urala (Quelques espèces de staffelles des terrains du Carbonifère moyen du versant occidental de l'Oural). *Trudy VNIGRI*, 50, Mikrofauna SSSR (3) : 5-46 (en russe).

Güvenç, T. (1992). Stratigraphy and paleontology of the Permian in Anatolia. *Occasional Publications ESRI* new series, N° 8 A-B, part 1 : 29-39.

Haenggi, W. T. (2001). Tectonic history of the Chihuahua through, Mexico and adjacent USA. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 54 : 28-66.

Hageman, S. J., Bone, Y., McGowran, B. M. et James, N. P. (1997). Bryozoan colonial growth-forms as paleoenvironmental indicators: evaluation of methodology. *Palaios*, 12 : 405-419.

Hallam, A. (1986). Evidence of displaced terranes from Permian to Jurassic faunas around the Pacific margins. *Journal of Geological Society, London*, 143 : 209-216.

Hallock, P., Forward, L. B. et Hansen, H. J. (1986). Influence of environment on the test shape of *Amphistegina*. *Journal of Foraminiferal Research*, 16 (3) : 224-231.

Hance, L., Hou, H. F. et Vachard, D. ; avec la collaboration de Kalvoda, J., Devuyst, F. X., Poty, E. et Wu, X. (2011 ?). Upper Famennian to Visean foraminifers and some carbonate microproblematica from South China – Hunan, Guangxi and Guizhou. 62 pl. (sous presse).

Harris, A. G., Brenckle, P. L., Baesemann, J. F., Krumhardt, A. P. et Gruzlovic, P.D. (1997). Comparison of conodont and calcareous microfossil biostratigraphy and lithostratigraphy of the Lisburne Group (Carboniferous), Sadlerochit Mountains, Northeast Brooks Range, Alaska. In : Dumoulin, J. A. et Gray, J. E. (eds.), Geologic studies in Alaska by the U.S. Geological Survey, 1995. *U. S. Geological Survey Professional Paper* 1574 : 195-219.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Heckel, P. H. (1977). Origin of phosphatic black shales in Pennsylvanian cyclothems of Mid-Continent North America. *American Association of Petroleum Geologists*, *Bulletin* 61 : 1045-1068.

Heckel, P. H. (1986). Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along Midcontinent outcrop belt, North America. *Geology*, 14 : 330-334.

Heckel, P. H. (1994). Evaluation of evidence for glacio-eustatic control over marine Pennsylvanian cyclothems in North America and consideration of possible tectonic effects. In : Dennison, J.M. et Ettensohn, F.R. (eds.), Tectonic and Eustatic Controls on Sedimentation Cycles. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Concepts of Sedimentology and Paleontology*, 4 : 65-87.

Heckel, P. H. (2002a). Overview of Pennsylvanian cyclothems in Midcontinent North America and brief summary of those elsewhere in the World. In : Hills, L .V., Henderson, C. M. et Bamber, E.W. (eds.), Carboniferous and Permian of the World. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, *Memoir* 19 : 79-98.

Heckel, P. H. (2002b). Genetic stratigraphy and conodont biostratigraphy of Upper Desmoinesian-Missourian (Pennsylvanian) cyclothem succession in Midcontinent North America. In : Hills, L. V., Henderson, C. M. et Bamber, E. W. (eds.), Carboniferous and Permian of the World. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, *Memoir* 19 : 99-119.

Heckel, P. H. et Clayton, G. (2006). The Carboniferous System. Use of the new official names for the subsystems, series, and stages. *Geologica Acta*, 4 (3) : 403-407.

Heckel, P. H., Alekseev, A. S. et Nemyrovska, T. I. (1998). Preliminary conodont correlations of late Middle to early Upper Pennsylvanian rocks between North America and Eastern Europe. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, 16 : 8-12.

Heckel, P. H., Alekseev, A. S., Barrick, J. E., Boardman, D. R., Goreva, N. V., Nemyrovska, T. I., Ueno, K., Villa, E. et Work, D. M. (2007). Cyclothem [“digital”] correlation and biostratigraphy across the global Moscovian-Kasimovian-Gzhelian stage boundary interval (Middle-Upper Pennsylvanian) in North-America and eastern Europe. *Geology*, 35 (7) : 607-610.

Henbest, L. G. (1928). Fusulinellas from the Stonefort limestone Member of the Tidewater Formation. *Journal of Paleontology*, 2 : 70-85.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Henbest, L. G. (1935). *Nanicella*, a new genus of Devonian Foraminifera. *Acad. Sci. Journ.*., 25 : 34-35.

Henbest, L. G. (1963). Biology, mineralogy, and diagenesis of some typical late Paleozoic sedimentary foraminifera and algal-foraminiferal colonies. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication* 6 : 1-44.

Hernon, R. M. (1935). The Paradise Formation an dits fauna. *Journal of Paleontology*, 9 (8) : 653-696.

Hewitt, P. C. et Conil, R. (1969). Foraminifères du Méramécien et du Chestérien des Etats-Unis (Tennessee). Bulletin de la Société belge de Géologie, Paléontologie et Hydrologie, 78 (3-4) : 175-185.

Himanga, J. C. (1977). *Geology of the Sierra Chiltepines, Sonora México*. Masters Thesis Northern Arizona University, Flagstaff : 1-99 (inédit).

Himanga, J. C. (1981). Geology of the Sierra Chiltepin, Sonora, Mexico. *GSA, Abst. Prog. Cord. Sect., Hermosillo* : 61.

Hippensteel, S. P. et Martin, R. E. (1999). Foraminifera as an indicator of overwash deposits, Barrier Island sediment supply, and Barrier Island evolution: Folly Island, South Carolina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149 : 115-125.

Holterhoff, P. F. (1996). Crinoid biofacies in Upper Carboniferous cyclothems, mid-continent north America: faunal tracking and the role of regional process in biofacies recurrence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 127 : 47-81.

Holterhoff, P. F. (1997). Filtration models, guilds, and biofacies: Crinoid paleoecology of the Stanton Formation (Upper Pennsylvanian), mid-continent, North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 130 : 177-208.

House, M. R. (2002). Strength, timing, setting and cause of Mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181 : 5-25.

Howchin, W. (1888). Additions to the knowledge of the Carboniferous foraminifera. *Journal of the Royal Microscopical Society of London*, 1888 (2) : 533-542.

Hoyt, J. H. et Chronic, J. (1962). Atokan fusulinids from the Casper Formation, east flank of the Laramie mountains, Wyoming. *Journal of Paleontology*, 36 (1) : 161-164.

Igo, H., Ueno, K. et Sashida, K. (1993). Lower Fusulinaceans from Bhan Phia, Changwat Loei, northeastern Thailand. *Transactions and Proceedings Paleontological Society of Japan*, new series, 169 : 15-43.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Imlay, R. W. (1939). Paleogeographic studies in NE Sonora., Mexico. *Bulletin of the Geological society of America*, 50 (11) : 1723-1744.

Isaacson, P. E., Díaz-Martínez, E., Grader, G. W., Kalvoda, J., Babek, O. et Devuyst, F. X. (2008). Late Devonian-earliest Mississippian glaciation in Gondwanaland and its biogeographic consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268 (3-4) : 126-142.

Isbell, J. L., Lenaker, P. A., Askin, R. A., Miller, M. F. et Babcock, L. E. (2003). Reevaluation of the timing and extent of Late Paleozoic glaciation in Gondwana: Role of Transantarctic Mountains. *Geology*, 31 (11) : 977-980.

Isbell, J. L., Fraiser, M. L. et Lindsey, C. H. (2008). Examining the complexity of environmental change during the Late Paleozoic and Early Mesozoic. *Palaios*, 23 : 67-69.

Ivanova, R. M. (2002). Fusulinovye zony moskovskogo yarusa Urala (Zones de fusulinides du Moscovien de l'Oural). In : Chuvashov, B. I. et Amon, E. O. (eds.), Stratigrafiya i paleontologiya karbona Evrasii (Stratigraphie et palégeographie de l'Eurasie au Carbonifère), Rossiiskaya Akademiya Nauk, Medvedomstvennyi Stratigraficheskii Komitet Rossii. *Institut Geologiii Geokhimii Uralsdkogo Otdelenie RAN* : 127-138 (en russe).

Ivanova, R. M. (2008). *Fuzulinidy i vodorosli sverdnego karbona Urala: zonalnaya stratigrafiya, paleobiogeografiya, paleontologiya* (*Fusulinides et algues du Carbonifère moyen de l'Oural : biozones, paléogéographie, paléontologie*). Rossiiskaya Akademiya Nauk, Uralskoe Otdelenie, Institut Geologii i Geokimii, Ekaterinburg : 1-203 (en russe).

Izart, A. et Vachard, D. (1994). Subsidence tectonique, eustatisme et contrôle des séquences dans les bassins silésiens de l'Europe de l'Ouest, de la C.E.I. et des USA. *Bulletin de la Société Géologique de France,* 165 (5) : 499-514.

Izart, A., Vachard, D., Vaslet, D., Fauvel, P. J., Süss, P., Kossovaya, O. et Maslo, A. (2002). Sequence Stratigraphy of the Serpukhovian, Bashkirian, and Moscovian in Gondwanaland, Western Europe, Eastern Europe, and U.S.A. In : Hills, L. V., Henderson, C. M. et Bamber E. W. (eds.), Carboniferous and Permian of the World. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, *Memoir* 19 : 120-143.

Izart, A., Stephenson, R., Vai, G. B., Vachard, D., Le Nindre, Y., Vaslet, D., Fauvel, P. J.,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Süss, P., Kossovaya, O., Zhongquiang, C., Maslo, A. et Stovba, S. (2003). Sequence stratigraphy and correlation of Late Carboniferous and Permian in the CIS, Europe, Tethyan area, North Africa, Arabia, China, Gondwanaland and the USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196 : 59-84.

Izotova, M. N., Polozova, A. N. et Aleekseeva, I.A. (1983). *Globifusulina* - Novyi rod fuzulinidey (Foraminifera) (*Globifusulina* - Nouveau genre de fusulinides (Foraminifera)). *Voprosy mikropaleontologii*, 26 : 19-24.

James, N. P., Bone, Y., von der Borch, C. C. et Gostin, V. A. 1992. Modern carbonate and terrigenous classic sediments on a cool-water, high-energy, mid-latitude shelf; Lacepede Shelf, southern Australia. *Sedimentology*, 34 : 877-904.

Jeffery, D. L. et Stanton, R. J. Jr. (1996). Biotic gradients on a homoclinal ramp: the Alamogordo Member of the Lake Valley Formation, Lower Mississippian, New Mexico, USA. In : Strogen, P., Somerville, I. D. et Jones, G. Ll. (eds.), Recent Advances in Lower Carboniferouss Geology. *Geological Society Special Publication*, 107 : 111-126.

Joachimski, M. M., Bitter, P. H. von et Buggish, W. (2006). Constraints on Pennsylvanian glacioeustatic sea-level changes using oxygen isotopes of conodont apatite. *Geology*, 34 (4) : 277-280.

Johnson, J. H. (1946). Lime-secreting algae from the Pennsylvanian and Permian of Kansas. *Geological Society of America*. *Bulletin* 57 : 1080-1120.

Johnson, J. H. (1951). Permian calcareous algae from the Apache Mountains, Texas. *Journal of Paleontology*, 25 (1) : 21-30.

Johnson, J. H. (1963). Pennsylvanian and Permian algae. *Quarterly Colorado School Mines*, 58 (3) : 1-211.

Johnson, J.H. et Kaska, H.V. (1965). Fossil Algae from Guatemala. *Professional Contributions Colorado School Mines*, *Golden* : 1-152.

Kabanov, P., Alekseev, A .S., Baranova, D. V., Gorjunova, R. V., Lazarev, S. S. et Malkov, V. G. (2006). Biotic changes in a eustatic cyclothem: Domodedovo Formation (Moscovian, Carboniferous) of Peski quarries, Moscow region. *Paleontological Journal*, 40 (4) : 351-368.

Kammer, T. W. et Ausich, W.I. (2006). The "Age of Crinoids": A Missisippian biodiversity spike coincident with widespread carbonate ramps. *Palaios*, 21 : 238-248.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Kammer, T. W., Brenckle, P. L., Carter, J. L. et Ausich, W.I. (1990). Redefinition of the Osagean-Meramecian boundary in the Missisippian stratotype region. *Palaios*, 5 : 414-431.

Kauffman, A. E. et Roth, R. L. (1966). Upper Pennsylvanian and Lower Permian Fusulinids from North-Central Texas. *Cushman Foundation Foraminiferal Research, Special Publication*, 8 : 1-49.

Keppie, J. D. (2004). Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review*, 46 : 765-794.

Keppie, J. D. et Dostal, J. (2001). Evaluation of the Baja controversy using paleomagmatic and faunal data, plume magmatism, and piercing points. *Tectonophysics*, 339 : 427-442.

Keppie, J. D. et Ortega-Gutiérrez, F. (1995). Provenance of Mexican Terranes: isotopic constraints. *International Geology Review*, 37 : 813-824.

Keppie, J. D. et Ramos, V. S. (1999). Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic Oceans during the Paleozoic. In : Ramos, V. S. et Keppie, J. D. (eds.), Laurentia-Gondwana connections before Pangea. *Geological Society of America*, *Special Paper*, 336 : 267-276.

Keppie, J. D., Dostal, J., Murphy, J. B. et Nance, R. D. (2008). Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, 461 (1-4) : 277-290.

Ketner, K. B. et Noll, J. H. Jr. (1987). Preliminary geologic map of the Cerro Cobachi area, Sonora, Mexico. *U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map* MF-1980, scale 1:20,000.

Khodjanyazova, R. et Mamet, B. (2003). Paleozoic calcareous algae from southern Tien Shan, Uzbekistan, central Asia. *Geologica Belgica*, 6 (3/4) : 97-117.

Kidder, D. L. et Worsley, T. R. (2004). Causes and consequences of extreme Permo-Triassic warming to globally equable climate and relation to the Permo-Triassic extinction and recovery. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203 : 207-237.

King, R. E. (1939). Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico. *Bulletin Geological Society of America*, 50 (11) : 1625-1722.

Klappa, C. F. (1980). Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27 : 613-629.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Klein, G. D. (1994). Depth determination and quantitative distinction of the influence of tectonic subsidence and climate of changing sea level during deposition of midcontinent Pennsylvanian cyclothems. In Dennison, J. M. et Ettensohn, F. R.(eds.), : Tectonic and eustatic controls on sedimentary cycles. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 4 : 35-50.

Kluth, C. F. et Coney, P. J. (1981). Plate tectonics of the Ancestral Rocky Mountains. *Geology*, 9 : 10-15.

Kobluk, D. R. (1979). Modern platy algal (*Halimeda*) mounds from Bonaire: Modern analog for phylloid algal mounds? *Geological Society of America*, *Abstracts with Programs*: 223.

Kochansky-Devidé, V. (1970). Permski mikrofosili zahodnih Karavank. *Geologija, Razprave in Porocila*, 13 : 175-256.

Kochansky-Devidé, V. et Herak, M. (1960). On the Carboniferous and Permian Dasycladaceae of Yugoslavia. *Geoloski Vjesnik*, 13 (daté par erreur 1959) : 65-94.

Kordé, K. B. (1951). Novye rody i vidy izvestkovykh vodorosli iz kamennougolnykh otlozhenii severnogo Urala (Nouveaux genres et espèces d'algues calcaires de dépôts carbonifères septentrionaux des Monts de l'Oural). *Byulletin Moskovkogo Obshchestva Ispytatelei Prirody*, *Otdel Geologicheskii*, 1 : 175-182 (en russe).

Kottlowski, F. E. (1958). Pennsylvanian and Permian rocks near the Late Paleozoic Florida islands. *Roswell Geological Society*, *11th Field Conference Guidebook* : 79-87.

Kottlowski, F. E. (1960). Summary of Pennsylvanian sections in southwestern New Mexico and southeastern Arizona. *New Mexico Bureau Mines and Mineral Resources*, 66 : 1-187.

Kottlowski, F. E. (1962). Pennsylvanian rocks of southwestern New Mexico and southeastern Arizona. In : Pennsylvanian System in the United States. *American Association Petroleum Geologists* : 331-371.

Krainer, K. et Lucas, S. G. (1995). The limestone facies of the Abo-Hueco transitional zone in the Robledo Mountains, southern New Mexico. In : Lucas S. G. et Heckert A. B. (eds.), Early Permian footprints and facies. *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, 6 : 33-38.

Krainer, K. et Lucas, S. G. (2004). The Upper Pennsylvanian Red Tanks Member of the Bursum Formation at Carrizo Arroyo, Central New Mexico: transition from shallow

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

marine to nonmarine facies. In : Lucas S. G. et Zeigler K. E. (eds.), Carboniferous-Permian transition. *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, 25 : 53-69.

Krainer, K. et Vachard, D. (2002). Late Serpukhovian (Namurian A) microfacies and carbonate microfossils from the Carboniferous of Nötsch (Austria). *Facies*, 46 : 1-26.

Krainer, K., Lucas, S. G. et Spielmann, J. A. (2005a). Hueco Group (Lower Permian) stratigraphy in the Doña Ana Mountains, southern New Mexico. In : Lucas, S. G., Zeigler, K. E. et Spielmann J. A. (eds.), The Permian of Central New Mexico. *New Mexico Museum of Natural History & Science*, 31 : 60-73.

Krainer, K., Vachard, D. et Lucas, S. G. (2005b). Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Pennsylvanian-Permian transition in the Jemez Mountains, north-central New Mexico. In : Lucas, S. G., Zeigler, K. E. et Spielmann J. A. (eds.), The Permian of Central New Mexico. *New Mexico Museum of Natural History & Science*, 31 : 74-89.

Krainer, K., Vachard, D. et Lucas, S.G. (2009). Facies, microfossils (smaller foraminifers, calcareous algae) and biostratigraphy of the Hueco Group, Doña Ana mountains, southern New Mexico, USA. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 115 (1) : 3-26.

Krainer, K., Lucas, S. G. et Vachard, D. (2011). Lectostratotype section of the Pennsylvanian Sandia Formation, Bernalillo County, New Mexico. In : Sullivan et al. (eds.), Fossil Record 3. *New Mexico Museum of Natural History and Science*, *Bulletin*, 53 : 71-85.

Krestovnikov, V. N. et Teodorovich, G. I. 1936. Novyi vid roda *Archaediscus* iz Karbona Yuzhnogo Urala (Nouvelle espèce du genre *Archaediscus* dans le Carbonifère de l'Oural méridional). *Byulletin Moskovskogo Obschestva Ispytateley Prirody*, 44, Otdel Geologicheskii, 44 (1) : 86-90 (en russe).

Kues, B. S., Giles, K. A., Mack, G. H. et Lawton, T. F. (2002). A Late Pennsylvanian outer shelf marine fauna from a highstand systems tract, Derry Hills, south-centreal New Mexico. *New Mexico Geology*, 24 (4) : 121-130.

Kues, B. S., Batten, R. L., Erwin, D. H. et Pan Hua-Zhang (2004). A Late Permian Chinese gastropod species, probably larval, in the Middle Pennsylvanian of New Mexico. *Journal of Paleontology*, 78 (2) : 420-423.

Kulagina, E. I. (2009). Evolution of the fusulinid *Depratina* in the Bashkirian-Moscovian interval. *Palaeoworld*, 18 (2-3) : 94-101.

Kulagina, E. I., Gibshman, N. B. et Nikolaeva, S. V. (2008). Foraminfer-based correlation of

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

the Chesterian Stage in the Mississippian type region, Illinois, USA with the Serpukhovian Stage of Russia. *Newsletters on Carboniferous Stratigraphy*, 26 : 14-18.

Laloux, M. (1988). *Méthodes de corrélations biostratigraphiques et migrations. Application raisonnée au Carbonifère d'Europe*. Thèse Université Catholique de Louvain, 1-2 : 1-436 (inédit).

Lambert, B. (1992). Foraminifères et (paléo) bathymétrie, limites des repartitions actuelles, application au Miocène supérieur d'Indonésie. In: Gayet, M. (ed.), Marqueurs biologiques et paléobathymétrie. *Paleovox*, *Association Paléontologique Française* : 71-94.

Lambert, L. L. et Heckel, P. H. (1991). The Atokan/Desmoinesian boundary in North America: preliminary considerations for selecting a boundary horizon. *Courier Forsch.-Inst. Seckenberg*, 130 : 307-318.

Lambert, L. L., Barrick, J. E. et Heckel, P. H. (2001). Provisional Lower and Middle Pennsylvanian conodont zonation in Midcontinent North America. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, 19 : 50-55.

Lane, H. R., Sanderson, G. A. et Verville, G. J. (1972). Uppermost Mississippian-basal Middle Pennsylvanian conodonts and fusulinids from several exposures in the south-central and southwestern United States. *24th IGC*, section 7 : 549-555.

Lane, H. R., Brenckle, P. L. et Baesemann, J. F. (2005). The type section of the Osagean series (Mississippian subsystem) west-central Missouri, USA. *Bulletins of American Paleontology*, 369 : 183-197.

Langenheim, R. L. Jr., Webster, G. D. et Weibel, C. P. (1984). Atokan rocks of the Bird Spring Group Arrow Canyon, Clark County, Nevada. In : Sutherland, P. K. et Manger, W. L. (eds.), The Atokan series (Pennsylvanian) and its boundaries - A symposium. *Oklahoma Geological Survey, Bulletin*, 136 : 133-156.

Langer, W. (1979). Neue karbonatische Microproblematica aus dem westdeutschen Devon. *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie Monathefte*, 1979, (12) : 723-733.

Leary, R. L. (1989). Mid-Carboniferous palaeofloras and palaeoenvironments of the North American midcontinent - evidence for a major sea level drop during the Namurian. *XIe Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Beijing 1987, *Compte Rendu*, 3 : 128-134.

Lebedeva, N. A. (1954). Foraminifery nizhnego karbona Kuznetskogo basseyna (Lower

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Carboniferous Foraminifera of the Kuznetsk Basin). *Vses. Neftionoi Naucho-Issedov, Geol.-Razved. Inst. Trudy,* new ser. 81, *Mikrofauna SSSR*, 7 : 237-295 (en russe).

Lee, J. S. (1931). Distribution of the dominant types of fusulinoid Foraminifera in the Chinese Seas. *Geological Society China, Bulletin, Bulletin, Grabau Anniversary*, 10 : 273-290.

Lee, J .S. (1933). Taxonomic criteria of Fusulinidae with notes on seven new Permian genera. *Memoirs of the National Research Institute of Geology*, 14 : 1-32.

Lee, J. S., Chen, S. et Chu, S. (1930). The Huanglung Limestone and its fauna. *Academia Sinica, Memoirs of the National Research Institute of Geology*, 9 : 85-143.

Lees, A. et Miller, J. (1995). Waulsortian banks. In : Monty, C., Bosence, D. W. J., Bridges, P. H. et Pratt, B. (eds.), Carbonate mud-Mounds : their origins and evolution. *International Association of Sedimentologists*, *Special Publication*, 23 : 191-271.

Legrain, X. (2006). *Etude systématique et implications paléoécologiques d'un bryozoaire du Carbonifère supérieur de l'Etat de Sonora au Mexique*. Mémoire. Licence Sciences de la Terre. Université de Lille : 1-22 (inédit).

Lethiers, F., Duro, E., Crasquin-Soleau, S. et Fourcade, E. (1995). Premières données sur les ostracodes (crustacés) permiens du Guatemala (Amérique Centrale). *Comptes Rendus Académie des Sciences de Paris*, 320, série IIa : 1109-1116.

Leven, E. Ya. (1970). O proiskhozhdenii vysshikh fuzulinid (On the origin of the advanced fusulinids). *Paleontologicheskiy Zhurnal,* 1970, 3 : 18-25 (en russe; traduit en anglais dans le *Paleontological Journal*, 1970, 3 : 303-309).

Leven, E. Ya. et Davydov, V. I. (2001). Stratigraphy and fusulinids of the Kasimovian and Upper Gzhelian (Upper Carboniferous) in the Southwestern Darvaz (Pamir). *Rivista Italiana de Stratigrafia e Paleontologia*, 107 (1) : 3-46.

Leven, E. Ya. et Taheri, A. (2003). Carboniferous-Permian stratigraphy and fusulinids of East Iran. Gzhelian and Asselian deposits of the Ozbak-Kuh region. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 109 (3) : 399-415.

Liem, N. V. (1974). O razvernutkykh i vypryamlennykh fuzulinidakh (Sur des fusulinides déroulés et rectilignes). *Voprosy Mikropal.,* 17: 22-26 (en russe).

Lin, J.X. (1981). Les foraminifères du Carbonifère inférieur du Guangdong et du Hunan et leur signification stratigraphique. *Bulletin of the Yichang Institute of Geology and Mineral Resources of the Chinese Academy of Geological Sciences,* Special Issue of Stratigraphy and Paleontology: 1-41 (en chinois).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Lipina, O.A. (1948). Foraminifery chernyshinskoi suity turneiskogo yarusa podmskovnogo nizhnego karbona (Foraminifères de la Suite Chernyshin de l'étage tournaisien du Carbonifère inférieur submoscovite). *Akademiya Nauk SSSR, Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk*, 62, *geologicheskaya seriya*, 19 : 251-259 (en russe).

Lipina, O. A. (1949). Melkie foraminifery pogrebennykh massivov Bashkirii (Petits foraminifères des structures enfouies de Bashkirie). *Akademiya Nauk SSSR*, *Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk*, 105, *geologicheskaya seriya*, 35 : 198-235 (en russe).

Lipina, O.A. (1950). Foraminifery verkhnego devona Russkoi platformy (Foraminifères du Dévonien supérieur de la Plateforme Russe). *Akademiya Nauk SSSR, Trudy Instituta Geolologii*, 119, geologicheskaya seriya, 43 : 110-133 (en russe).

Lipina, O.A. (1955). Foraminifery turneiskogo yarusa i verkhnei chasti devona Volgo-Uralskoi oblasti i zapadnogo sklona Srednego Urala (Foraminifères de l'étage tournaisien et de la partie supérieure du Dévonien de la région Volga-Oural et du versant occidental de l'Oural central). *Akademiya Nauk SSSR, Trudy Instituta Geologii*, 163, *geologichevskaya seriya*, 70 : 1-96 (en russe; traduction française : BRGM n° 1640).

Lipina, O. A. (1965). Sistematika Turneiellid (Systématique des tournayellidés). *Akademiya Nauk SSSR, Geologicheskii Institut,* 130 : 1-115 (en russe).

Lipina, O. A. (1977). K sistematike i evolyutsii nizhnekamennogolnykh Endotirid (Sur la systématique et l'évolution des endothyrides du Carbonifère inférieur). *Voprosy Mikropaleontologii*, 20 : 3-20 (en russe).

Lipina, O. A. (1989). Nekotorye izmeneniya b sistematike turnaiellid (Some modifications in the systematics of tournayellids). *Voprosy Mikropaleontologii*, 30 : 30-47 (en russe).

Loeblich, A.R. et Tappan, H. (1982). Classification of the Foraminiferida. In : Broadhead T.W. (ed.), Foraminifera, notes for a short course organized by Buzas M. A. et Sen Gupta, B. K. *University of Tennessee, Department of Geological Sciences, Studies in Geology*, 6 : 22-36.

Loeblich, A.R. et Tappan, H. (1984). Suprageneric classification of the Foraminiferida (Protozoa). *Micropaleontology*, 30 (1) : 1-70.

Loeblich, A.R. et Tappan, H. (1987). Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company Publisher 2 volumes: 1 vol. text: X + 970 p., 1 vol. plates: VIII + 212 p. + 847 pl.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

López-Ramos, E. (1969). Marine Paleozoic rocks of Mexico. *American Association of Petroleum Geologists*. *Bulletin* 53 (12) : 2399-2417.

López-Ramos, E., 1982, *Geología de México*, Tomo II (tercera edición): México, D.F., Tesis Resendiz S.A. : 1-454.

López-Ramos, E. (1983). *Geología de México*. Tomo III, tercera edición : 1-453, México D.F.

Lucas, S. G. (2003). The Virgilian-Wolfcampian Bursum Formation and ancestral Rocky Mountain tectonics in New Mexico. *Geological Society of America*, *Abstracts with Programs*, 35 (5) : 34.

Lucas, S. G. et Wilde, G. L. (2000). The Bursum Formation stratotype, Upper Carboniferous of New Mexico, and the Bursumian stage. *Permophiles*, 36 : 7-10.

Lucas, S. G., Wilde, G. L., Robbins, S. et Estep, J. W. (2000). Lithostratigraphy and fusulinaceans of the type section of the Bursum Formation, upper Carboniferous of South-Central New Mexico. In : Lucas, S. G. (ed.), New Mexico's Fossil Record 2. *New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin* 16 : 1-11.

Lucas, S. G., Kues, B. S. et Krainer, K. (2001). The Bursumian stage. *Permophiles*, 39 : 23-28.

Lucas, S. G., Krainer, K. et Kues, B. S. (2002). Type section of the Carboniferous Bursum Formation, south-central New Mexico, and the "Bursumian" stage. *New Mexico Geological Society*, *53rd Field Conference*, *Guidebook* : 179-192.

Lucas S. G., Krainer K., Allen B. D., Barrick J. E. et Vachard D. (2010). Precise age of the Kinney Brick quarry Lagerstätte, Pennsylvanian of the Manzanita Mountains, New Mexico. *New Mexico Geological Society Spring Meeting*, Friday April 16, 2010, Socorro, New Mexico : 28.

Lucas, S. G., Krainer, K., Corbitt, L., Dibenedetto, J. et Vachard, D. (2011). The Trans Mountain Road Member, a new stratigraphic unit of the Lower Permian Hueco Group, northern Franklin Mountains. In : Sullivan et al. (eds.); Fossil Record 3. *New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin,* 53 : 93-109.

Lyons, T. W. (1990). A review of the Late Paleozoic Pedregosa Basin southeastern Arizona, southwestern New Mexico and adjacent portions of Mexico. In : Schreiber, J. F. Jr. (ed.), Upper Palaeozoic stratigraphy of the Whetstone Mountains, Cochise and Pima Counties, Arizona. *Geological Society of America*. *86th Cordilleran Section Meeting. Tucson, Arizona* : 7-18.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Mack, G. H. (2007). Sequence stratigraphy of the Lower Permian Abo Member in the Robledo and Doña Ana Mountains near Las Cruces, New Mexico. *New Mexico Geology*, 29 (1) : 3-12.

Mack, G. H., Suttner, L. J. et Jennings, J. R. (1979). Permo-Pennsylvanian climatic trends in the ancesteral Rocky Mountains. *Four Corners Geol. Soc. Guidebook*, *9th Field Conference Permianland* : 7-12.

Mack, G. H., James, W. C. et Monger, H. C. (1993). Classification of paleosols. *Geological Society of America*, *Bulletin*, 105 : 129-136.

Mack, G. H., Leeder, M., Pérez-Arlucea, M. et Bailey, B. D. J. (2003). Early Permian silt-bed fluvial sedimentation in the Orogrande basin of the Ancestral Rocky Mountains, New Mexico, USA. *Sedimentary Geology*, 160 : 159-178.

Magginetti, R. T., Stevens, C. H. et Stone, P. (1988). Early Permian Fusulinids from the Owens Valley Group, east-central California. *Geological Society of America, Special Paper*, 217 : 1-61.

Malakhova, N.P. (1954). Foraminifery kizelovskogo izvestniaka zapadnogo sklona Urala (Foraminifères des calcaires de Kizel sur le versant occidental de l'Oural). *Byulletin Moskovskogo Obshchestva Ispytatelei Prirody, Otdel Geologicheskii*, 29 (1) : 49-60 (en russe).

Malakhova, N.P. (1956). Foraminifery verkhnego Turne zapadnogo sklona severnogo and srednego Urala (Foraminifères du Tournaisien supérieur du versant occidental de l'Oural septentrional et central). *Akademiya Nauk SSSR*, *Uralskii Filial, Trudy Gorno-Geologicheskogo Instituta*, 24 : 72-155 (en russe).

Malinky, J. M. et Heckel , P. H. (1998). Paleoecology and taphonomy of faunal assemblages in gray "core" (offshore) shales in midcontinent Pennsylvanian cyclothems. *Palaios*, 13 : 311-334.

Mamet, B. L. (1974). Taxonomic note on Carboniferous Endothyracea. *Journal of Foraminiferal Research*, 4 (4) : 200-204.

Mamet, B. L. (1976). An atlas of microfacies in Carboniferous carbonates of the Canadian Cordillera. *Geological Survey Canada*, 255 : 1-131.

Mamet, B. L. (1991). Carboniferous calcareous algae. In : Riding, R. (ed.), *Calcareous algae and stromatolites*. Springer-Verlag : 370-451.

Mamet, B. L. (1996). Late Paleozoic small foraminifers (endothyrids) from South America

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

(Ecuador and Bolivia). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33 (3) : 452-459.

Mamet, B. (1997). On a Late Devonian *Quasiendothyra* (foraminifera) fauna, Arctic. In : Ross, C. A., Ross, J. R. P. et Brenckle, P. L. (eds.), Late Paleozoic foraminifera, their biostratigraphy, evolution and paleoecology, and the Mid-Carboniferous boundary. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, 36 : 95-98.

Mamet, B. L. et Belford, D. J. (1968). Carboniferous foraminifera, Bonaparte Gulf Basin, northwestern Australia. *Micropaleontology*, 14 (3) : 339-347.

Mamet, B. and Pinard, S. (1992). Note sur la taxonomie des petits foraminifères du Paléozoïque supérieur. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 99 (date érronément 1990) : 373-398.

Mamet, B. et Pinard, S. (1996). *Nodosinelloides potievskayae*, nomen novum (foraminifère). *Revue de Mlicropaléontologie*, 39 : 223.

Mamet, B. L. et Plafker, G. (1982). A Late Devonian (Frasnian) microbiota from the Farewell-Lyman hills area, west-central Alaska. *Geological Survey Professional Paper* 1216-A : A1-A12.

Mamet, B. et Rudloff, B. (1972). Algues carbonifères de la partie septentrionale de l'Amérique du Nord. *Revue de Micropaléontologie*, 15 (2) : 75-114.

Mamet, B. et Skipp, B. (1971). Lower Carboniferous calcareous foraminifers preliminary zonation and stratigraphic implications for the Mississippian of North America. *C.R. 6e Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère,* Sheffield 1967, 3 : 1129-1146.

Mamet, B., Mikhailoff, N. et Mortelmans, G. (1970). La stratigraphie du Tournaisien et du Viséen inférieur de Landelies. Comparaison avec les coupes du Tournaisis et du bord nord du synclinal de Namur. *Mémoires de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, série 8, 9 : 1-81.

Mamet, B.L., Roux, A. and Nassichuk, W.W. (1987). Algues carbonifères et permiennes de l'Arctique canadien. *Geological Survey of Canada, Bulletin*, 342 : 1-143.

Mamet, B. L., Pinard, S. et Armstrong, A. K. (1993). Micropaleontological zonation (foraminifers, algae) and stratigraphy, Carboniferous Peratrovich Formation, Southeastern Alaska. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 2031 : 1-32.

Manger, W. L. et Saunders, W. B. (1980). Lower Pennsylvanian (Morrowan) ammonoids from the North American Midcontinent. *Journal of Paleontology*, *Memoir* 10, 54,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

supplement to N° 3, part I of II : 1-56.

Marshall, F. C. (1969). Lower and Middle Pennsylvanian fusulinids from the Bird Spring Formation near Mountain Springs Pass, Clark County, Nevada. *Brigham Young University Geology Studies* 16 : 97-154.

Martin, R. E. (1995). Cyclic and secular variation in microfossil biomineralization: clues to the biogeochemical evolution of Phanerozoic oceans. *Global and Planetary Change*, 11 : 1-23.

Martínez, J. A. et Palafox, J. J. (1985). *Geología del área de Arivechi, Sonora*. Tésis Profesional, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora : 1-90 (inédit).

Maslo, A. et Vachard, D. (1997). Inventaire critique des Eostaffellinae (foraminifères) du Carbonifère. *Revue de Micropaléontologie*, 40 (1) : 39-69.

Maslov, V. (1929). Mikroskopicheskie vodorosli kamennougolnykh Donetskogo basseina (Microscopic algae from the Carboniferous limestones of the Donets Basin) (originally translated as Masloff W.). *Izvestii Geologicheskogo Komiteta*, 48 (10) : 115-138 (en russe).

Maslov, V. P. (1956). Onovom iskopaemon semeistve bagryanikh i dvukh novykh rodakh sinezelenykh vodoroslei (Une nouvelle famille d'algue rouge du Carbonifère et deux nouveaux genres de Cyanophycées). *Doklady Akademiya Nauk SSSR*, 107(1) : 151-154 (en russe ; traduction française CEDP 1381).

Massa, D. et Vachard, D. (1979). Le Carbonifère de Lybie Occidentale: biostratigraphie et micropaléontologie; position dans le domaine téthysien d'Afrique du Nord. *Revue Institut Français Pétrole*, 34 (1) : 3-65.

McGugan, A. (1987). Foraminiferal characterization of the Morrowan/Atokan (lower Middle Pennsylvanian) boundary: Discussion. *Geological Society of America Bulletin*, 98 : 745.

McKay, W. et Green, R. (1963). Mississippian Foraminifera of the southern Canadian Rocky Mountains, Alberta. *Research Council of Alberta, Bulletin* 10 : 1-77.

McKee, E. D. et Gutschick, R. C. (1969). History of the Redwall Limestone of Northern Arizona. *Geological Society of America*, Memoir 114 : 1-693.

Meek, F. B. et Hayden, F. V. (1858). Remarks on the Lower Cretaceous beds of Kansas and Nebraska, together with descriptions of some new species of Carboniferous fossils from the valley of the Kansas River. *Nat. Acad. Sci. Philadelphia. Proceedings*, 10 :

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

256-266.

Mellor, E. I. et Breyer, J. A. (1981). Petrology of late Paleozoic basin-fill sandstones, north-central Mexico. *Geological Society of America*, *Bulletin*, 92 : 367-373.

Menner, V. V. et Reitlinger, E. A. (1971). Provintsialnaya osobennost foraminifer srednego i pozdnego Devona severa Sibirskoi Platformy **(**Particularités provinciales des foraminifères du Dévonien moyen et supérieur du nord de la Plate-forme Sibérienne). *Voprosy Mikropaleontologii*, 14 : 25-38 (en russe).

Menning, M., Alekseev, A. S., Chuvashov, B. I., Davydov, V. I., Devuyst, F. X., Forke, H. C., Grunt, T. A., Hance, L., Heckel, P. H., Izokh, N. G., Jin, Y. G., Jones, P. J., Kotlyar, G. V., Kozur, H. W., Nemyrovska, T. I., Schneider, J. W., Wang, X. D., Weddige, K., Weyer, D. et Work, D. M. (2006). Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian-Carboniferous-Permian correlation chart (DCP 2003). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240 : 318-372.

Mii, Hong-Sheng, Grossman, E. L., Yancey, T. E., Chuvashov, B. et Egorov, A. (2001). Isotopic records of brachiopods shells from the Russian Platform-evidence for the onset of Mid-Carboniferous glaciation. *Chemical Geology*, 175 : 133-147.

Mikhailov, A. (1939). K kharakteristike rodov nizhnekamennougolnykh foraminifer territorii SSSR; nizhnekamennougolnye otlozhenii severo-zapadnogo kryla Podmoskogo basseina (Sur les genres de foraminifères caractéristiques du Carbonifère inférieur dans les territoires de l'URSS ; les dépôts du Carbonifère inférieur de la bordure nord-ouest du Bassin de Moscou). *Sbornik Leningradskogo Geologicheskogo Upraleniya*, 3 : 47-62 (en russe).

Mikhalevich, V.I. (1980). Sistematika i evolyutsiya foraminifer v svete novykhh dannykh po ikh litologii i ultastrukture (Systématique et évolution des foraminifères à l'aide de nouvelles données sur leur lithologie et leur ultrastructure). *Trudy Zoologicheskogo Instituta*, *Akademiya Nauk SSSR*, 94 : 42-61 (en russe).

Mikhalevich, V. I. (1993). New higher taxa of the subclass Nodosariata (Foraminifera). *Zoosyst. Rossica*, 2 : 5-8.

Miklukho-Maklay, A. D. (1949). Verkhnepaleozoyskie fuzulinidy Sredney Azii, Fergana, Darvaz i Pamir (Fusulinides du Paléozoïque supérieur d'Asie centrale, Fergana,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Darvaz et Pamir). *Leningradskii Gosudarstvennyi Ordena Lenina, Universitet Imeni A. A. Zhdanova, Institut Zemoi Kory*, 3 : 1-111 (en russe).

Miklukho-Maklay, A. D. (1958). Novoe semeistvo foraminifer - Tuberitinidae M.-Maclay fam. nov. (Une nouvelle famille de foraminifères - Tuberitinidae M.Maclay fam. nov.). *Voprosy Mikropaleontologii*, 2 : 130-135 (en russe).

Miklukho-Maklay, A. D. (1959a). O stratigrafichevskom znachenii, sistematike i filogenii staffelloobraznykh foraminifer (Sur l'importance stratigraphique, la systématique et la phylogénie des foraminifères staffellidés). *Doklady Akademiya SSSR*, 125 (3): 628-631 (en russe).

Miklukho-Maklay, A. D. (1959b). Novye fuzulinidy verkhnego Paleozoja SSSR. (Nouveaux fusulinides du Paléozoïque supérieur de l'URSS). In : Materialy k osnovam paleontologii (Materiaux for "Bases de Paléontologie"). *Akademiya Nauk SSSR, Trudy Paleonttologicheskogo Instituta*, 3 : 3-6 (en russe).

Miklukho-Maklay, A. D. (1959c). Znachenie gomeomorfii dlya sistematiki fuzulinid (Importance de l'homéomorphie sur la systématique des fusulinides). *Leningradskogo Univ. Uchenye Zapiski*, 268, ser. Geol. Nauk, 10 : 155-172 (en russe).

Miklukho-Maklay, A. D., Rauzer-Chernousova, D. M. et Rozovskaya, S. E. (1958). Sistematika i filogeniya fuzulinidei (Systématique et phylogénie des Fusulinidae). *Voprosy Mikropaleontologii*, 2 : 5-21 (en russe ; traduction française : Editions Technip Paris).

Miklukho-Maklay, A. D., Rauzer-Chernousova, D. M. et Rozovskaya, S. E. (1959). Otryad Fusulinida (Order Fusulinida). In : *Osnovy Paleontologii* (Bases de Paléontologie), 1 : 201-215.

Minjarez, I., Palafox, J.J., Torres, Y., Martínez, J.A., Rodriguez, B. et Villalobos, R. (1985). Consideraciones respecto a la estratigrafía y estructura del área de Sahuampa-Arivechi. *Boletín Departamento Geología. Universidad de Sonora,* 2 (1-2) : 90-105.

Minjarez-Sosa, I., Ochoa-Granillo, J. et Sosa-León, P. (1993). Geología de la Sierra Agua Verde, NE de Villa Pesqueira (Matape) [abs.] In : González-León, C. et Vega-Granillo, E. L., (eds.), Resumenes, Tercer Simposio de la Geología de Sonora y áreas adyacentes: Hermosillo, Sonora, Mexico, *Universidad de Sonora et Universidad Nacional Autónoma de México*, *Instituto de Geología* : 83-85.

Möller, V. von (1877). Über Fusulinen und ähnliche Foraminiferen-Formen des russischens

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Kohlenkalks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, Paläontologie,* Jahrg. 1877 : 139-146.

Möller, V. von (1878). Die spiral-gewundenen Foraminiferen des russischen Kohlenkalks. *Mémoires de l'Académie Impériale des Sciences de St Pétersbourg*, 7th series, 25 (9) : 1-147.

Monger, J. W. H. et Ross, C. A. (1971). Distribution of fusulinaceans in the Western Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8 (2) : 259-278.

Montaño, J. (1988). *Geología del área del Tigre, noreste de Sonora*. Tesis Profesional. Universidad de Sonora.

Moore, R. C. (1929). Environment of Pennsylvanian life in North America. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 13 (5) : 459-487.

Moore, R.C. (1950). Late Paleozoic cyclic sedimentation in central United States. *International Geological Congress*, *Report of the 18th session Great Britain 1948*, *part IV*, *Proceedings of Section C*, *Rythm in Sedimentation* : 5-16.

Moore, R. C. et Jeffords, R. M. (1968). Classification and nomenclature of fossil crinoids, based on studies of dissociated parts of their columns. *University of Kansas, Paleontological Contributions*, Echinodermata Article 9, Serial number 46 : 1-86.

Morozova, V. G. (1949). Predstaviteli semeytsv Lituolidae i Textulariidae iz verkhnekamennougolnykh i artinski otlozhenii bashkirskogo Priuralya (Représentants des familles Lituolidae et Textulariidae du Carbonifère supérieur et de l'Artinskien du Préoural bachkir). *Akademyia Nauk SSSR*, *Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk*, 105, *geologicheskaya seriya*, 35 : 244-275 (en russe).

Myers, K. J. et Milton, N. J. (1996). Concepts and principles of sequence stratigraphy, In : Emery, D. et Myers K. J., *Sequence stratigraphy*. Blackwell Science Publisher : 11-41;.

Nakrem, H. A., Nilsson, I. et Simonsen, B. T. (1991). Moscovian (Carboniferous) microfossils (bryozoa, conodonta, and fusulinida) from Novaya Zemlya, Arctic U.S.S.R. *Polar Research*, 9 (1) : 45-64.

Nance, R. D., Murphy, J. B. et Keppie J. D. (2002). A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics*, 352 : 11-31.

Nations, J. D. (1963). Evidence for a Morrowan age for Black Prince Limestone of southeastern Arizona. *Journal of Paleontology*, 37 : 1252-1264.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Navarro-Santillán, D., Sour-Tovar, F. et Centeno-García, E. (2002). Lower Mississippian (Osagean) brachiopods from the Santiago Formation, Oaxaca, Mexico: stratigraphic and tectonic implications. Journal of South American Earth Sciences, 15 : 327-336.

Needham, C. E. (1937). Some New Mexico Fusulinidae. *New Mexico School of Mines*. *Bulletin*, 14 : 1-88.

Nelson, C. S., Hancock, G. E. et Kamp, P. J. J. (1982). Shelf to basin temperate skeletal carbonate sediments, Three Kings Plateau, New Zealand. Journal of Sedimentary Petrology, 52 : 717-732.

Noll, J. H. (1981). *Geology of the Picacho Colorado area, northern Sierra de Cobachi, Central Sonora, Mexico*. Master of Sciences Thesis, Northern Arizona University, Flagstaff : 1-165 (inédit).

Noll, J. H., Dutro, J. T. Jr., and Beus, S. S. (1984). A new species of the Late Devonian (Famennian) brachiopod *Dzieduszyckia* from Sonora, Mexico. *Journal of Paleontology*, 58 (6) : 1412-1421.

Ochoa-Granillo, J. A. et Sosa-León, J. P. (1993). *Geología y estratigrafía de la Sierra Agua Verde con enfasis en el Paleozoico.* Tesis, Universidad de Sonora : 1-59 (inédit).

Olszewski, T. D. et Patzkowsky, M. E. (2003). From cyclothems to sequences: the record of eustasy and climate on an icehouse epeiric platform Pennsylvanian-Permian, North-American Midcontinent. *Journal of Sedimentary Research*, 73 (1) : 15-20.

Orbigny, A. d' (1826). Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. *Annales des Sciences Naturelles*, 7 (2) : 245-314.

Ozawa, T. (1967). *Pseudofusulinella,* a genus of Fusulinacea. *Transactions and Proceedings of the Paleontological Society of Japan*, 68 : 141-173.

Ozawa, Y. (1925). On the classification of Fusulinidae. *Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo*, 45 (art. 6) : 1-90.

Page, W. R., Gray, F., Iriondo, A., Miggins, D., Blodgett, R. B., Maldonado, F. et Miller, R. J. (2010). Stratigraphy and Mesozoic-Cenozoic tectonic history of northern Sierra Los Ajos and adjacent areas, Sonora, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 29 : 557-571.

Palafox, J. J. et Martínez, J. A. (1985). Estratigrafía del área de Arivechi, Sonora. *Boletín del Departamento de Geología, Uni-Son*, 2 (1-2) : 30-59.

Palafox, J. J., Minjarez, I., Pubellier, M. et Rascon, B. (1984). Sobre la presencia de rocas del

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Paleozoico superior en el área de Arivechi, Sonora, México. *Boletín del Departamento de Geología, Uni-Son*, 1 (1) : 60-62.

Pantoja Alor, J. (1970). Rocas, sedimentarias paleozoicas de la régión centro-septentrional de Oaxaca. *Sociedad Geológica Mexicana* - Libro-Guía de la Excursión México-Oaxaca : 67-84.

Partoazar, H. (1995). Permian deposits in Iran. In : Hushmandzadeh, A. (ed.), *Treatise on the Geology of Iran*, 22 : 1-7 +1-340 (en persan avec résumé an anglais).

Peiffer-Rangin, F. (1979). Les zones isopiques du Paléozoïque supérieur du nord-ouest mexicain témoins du relais entre les Appalaches et la cordillère ouest-américaine. *Comptes Rendus de l'Académie Sciences de Paris*, 288, série D : 1517-1519.

Peiffer-Rangin, F., Echavarri-Pérez, A., Salas-Piza, G. et Rangin, C. (1980). Sur la présence de l'Ordovicien supérieur à Graptolites dans le nord-ouest du Mexique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 290 : 13-16.

Peiffer-Rangin, F. (1987). *Biostratigraphic study of Paleozoic rocks of northeastern and central Sonora*. Thèse, Université de Paris : 1-109 (inédit).

Pérez-Ramos, O. (1992). Permian biostratigraphy and correlation between southeast Arizona and Sonora. *Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora*, 9 (2) : 1-74.

Pérez-Ramos, O. (1996). *Investigación bibliográfica de la tectónica y sedimentación del Paleozoico y Mesozoico en Sonora*. Universidad de Sonora, Posgrado en Ciencias de la Tierra : 1-69 (inédit).

Pérez-Ramos, O. (2001). *Bioestratigrafía del Pérmico en Sonora y consideraciones paleobiogeográficas*. Universidad Autónoma de México, Tesis : 1-173 (inédit).

Pérez-Ramos, O. et Nestell, M. (2002). Permian fusulinids from Cobachi, central Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19 (1) : 25-37.

Perret, M. F. et Vachard, D. (1977). Algues et pseudo-algues des calcaires serpoukhoviens d'Ardengost (Hautes-Pyrénées). *Annales de Paléontologie (Invertébrés)*, 63 (2): 85-156.

Petryk, A. A. et Mamet B. L. (1972). Lower Carboniferous algal microflora, southwestern Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9 (7) : 767-802.

Petryk, A. A., Mamet, B. L. et MacQueen, R. W. (1970). Preliminary foraminiferal zonation, Rundle Group and uppermost Banff Formation (Lower Carboniferous), southwestern

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 18 (1) : 84-103.

Phillips, J. (1846). On the remains of microscopic animals in the rocks of Yorkshire. *Proceedings of the Geological and Polytechnic Society of the West Riding of Yorkshire* (1844-1845), 2 : 274-285.

Pia, J. von (1937). Die wichtigsten Kalkalgen des Jungpaläozoikums und ihre geologische Bedeutung. *Compte Rendu du 2e Congrès Avancement Etudes de Stratigraphie du Carbonifère*, Heerlen 1935, 2 : 765-856.

Pille, L. (2008). *Foraminifères et algues calcaires du Mississippien supérieur (Viséen supérieur-Serpukhovien) : rôles biostratigraphique, paléoécologique et paléogéographique aux échelles locale, régionale et mondiale*. Thèse, Université de Lille, 3 vol. : 1-226 +1-255+72 pl. (inédit).

Pinard, S. et Mamet, B. (1998). Taxonomie des petits foraminifères du Carbonifère supérieur-Permien inférieur du bassin de Sverdrup, Arctique canadien. *Paleontographica Canadiana*, 15 : 1-253.

Plummer, H. J. (1930). Calcareous foraminifera in the Brownwood shale near Bridgeport, Texas. *Bulletin University of Texas*, 3019 : 5-21.

Pokorny, V. (1951). The Middle Devonian foraminifera of Celechovice, Czechoslovakia. *Vestnik Kraslovske Ceske Spolecnosti Nauk*, Trida matematicko-prirodovedecka, 9 : 1-29.

Pomar, L. et Hallock, P. (2008). Carbonate factories: A conundrum in sedimentary geology. *Earth-Sciences Review*, 87 (3-4) : 134-169.

Poole, F. G., Stewart, J. H. et Armstrong, A. K. (1984), Newly discovered Paleozoic section in central Sonora, Mexico, In : Geological Survey Research 1982. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1375 : 66.

Poole, F. G., Stewart, J. H., Repetski, J. E., Harris, A. G., Ross, R. J. Jr., Ketner, K. B., Amaya-Martínez, R. et Morales-Ramirez, J. M. (1995). Ordovician carbonate shelf rocks of Sonora, Mexico. In : Cooper, J. D., Droser, M. L. et Finney, S. C. (eds.), Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System: Fullerton, Calif. *Pacific Section Society for Sedimentary Geology* (*SEPM*), Book 77 : 67-275.

Potievskaya, P.D. (1962). Predstaviteli nekotorykh semeystv melkikh foraminifer iz nizhney Permi severozapadnoy okrainy Donbassa (Représentants de certaines familles de petits

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

foraminifères du Permien inférieur de la bordure nord-ouest du Bassin du Donetz). *Akademiya Nauk Ukrainskoi SSR, Instituta Geologicheskikh Nauk, Trudy, seriya stratigrafii i paleontologii*, 44 : 49-94 (en russe).

Poty, E., Devuyst, F-X. et Hance, L. (2006). Upper Devonian and Mississippian foraminiferal and rugose coral zonations of Belgium and Northern France, a tool for Eurasian correlations. *Geological Magazine*, 143 (6) : 829-857.

Poulsen, C. J., Pollard, D., Montañez, I. P. et Rowley, D. (2007). Late Paleozoic tropical climate response to Gondwanan deglaciation. *Geology*, 35 (9) : 771-774.

Powell, M. G., Schöne, B. R. et Jacob, D. E. (2009). Tropical marine climate during the late Paleozoic ice age using trace element analyses of brachiopods. *Palaeogerography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280 : 143-149.

Poyarkov, B. V., 1979. Razvitie i rasprostranenie devonskikh foramiifer (Développement et distribution des foraminifères dévoniens). *Akademiya Nauk SSSR*, *Dalnevostochnyy Nauchnyy Tsentr*, *Dalnevostochnyy Geologicheskiy Insitut*, *Izdatelstvo "Nauka"* : 1-172 (en russe).

Pronina, T. V. (1963). Foraminifery Berezovskoy svity Karbona vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala (Foraminifères de la suite Berezovo du Carbonifère du versant ouest de l'Oural du Sud). *Akademiya Nauk SSSR, Uralskii Filial, Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk,* 65, Sbornik po voprosam stratigrafii, 7 : 119-176 (en russe).

Pubellier, E. (1987). *Relations entre les domaines cordillérain et mesogéen au Nord du Mexique-Etude géologique de la vallee de Sahuaripe, Sonora Central*. Thèse de doctorat, Université de Paris VI : 1-257 (inédit).

Putrya, F. S. (1956). Stratigafiya i foraminifery srednekamennougolnykh otlozhenii vostochnogo Donbassa (Stratigraphy and foraminifera of Middle Carboniferous strata of the eastern Donbass). *Trudy VNIGRI,* 98, Microfauna SSSR, 8 : 333-485 (en russse).

Radelli, L., Menicucci, S., Mesnier, H. P., Araux, E., Calmus, T., Amayam, R., Barrera, E. et Dominguez, E. (1987). Allochtonous Paleozoic bodies of Central Sonora. *Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora*, 4 (1-2) : 1-15.

Ramezani, J., Schmitz, M. D., Davydov, V. I., Bowring, S. A., Snyder, W. S. et Northrup, C. J. (2007). High-precision U-Pb zircon age constraints on the Carboniferous-Permian boundary in the southern Urals stratotype. *Earth and Planetary Science Letters*, 256 :

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

244-257.

Ransome, F. L. (1904). The geology and ore deposits of the Bisbee Quadrangle, Arizona. *U. S. Geological Survey*, *Professional Paper*, 21 : 1-163.

Rauzer-Chernousova, D. M. (1948a). Nekotorye novye nizhnekamennougolnye foraminifery Syzranskogo raiona (Quelques nouveaux foraminifères du Carbonifère inférieur de la région de Syzran). *Akademiya Nauk SSSR*, *Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk*, 62, geologicheskaya seriya, 19 : 239-243 (en russe).

Rauzer-Chernousova, D. M. (1948b). Materialy k faune foraminifer kamennougolnykh otlozhenii Tsentralnogo Kazakhstana (Matériaux sur les faunes de foraminifères des dépôts carbonifères du Kazakhstan central). *Akademiya Nauk SSSR, Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk* 66, geologicheskaya seriya 21 : 1-66 (en russe).

Rauzer-Chernousova, D. M. (1963). Einige Fragen zur Evolution der Fusulinideen, In : Koenigswald, G.H.R. von, Emeis, J. D., Buning, W. L. et Wagner, C. W. (eds.), *Evolutionary Trends in Foraminifera*. Elsevier Publishing Company : 45-65.

Rauzer-Chernousova, D. M. (1985). Sistematika semeystva Staffellidae (Fusulinida) (Systématique de la famille Staffellidae (Fusulinida)). *Voprosy Mikropaleontologii*, 27 : 5-23 (en russe).

Rauzer-Chernousova, D. M. et Fursenko, A. V. (1937). Opredelitel' foraminifer neftenosnykh rayonov SSSR (Manuel des foraminifères des régions pétrolifères de l'URSS). *Glavnaya Redaktsya Gorno-Toplivnoi Literatury Leningrad*: 1-315 (en russe).

Rauzer-Chernousova, D. M. and Fursenko, A. V. (1959). *Osnovy Paleontologii, Obshchaya chast Prosteyshie* (Principes de Paléontologie, part 1 Protozoa). Akademiya Nauk SSSR : 1-368 (en russe).

Rauzer-Chernousova, D. M., Belyaev, G. M. et Reitlinger, E. A. (1936). Verkhnepaleozoiskie foraminifer Pechorskogo Kraya (Late Paleozoic Foraminifères du Paléozoïque supérieur du territoire de Petchora). *Trudy Polyarnov Komisii*, 28 : 152-232 (en russe).

Rauzer-Chernousova, D. M., Belyaev, G. M. et Reitlinger, E. A. (1940). O foraminiferakh kammenougolnykh otlozhenii Samarskoi luki (Sur les foraminifères des dépôts du Carbonifère de la Samara Bend). *Trudy VNIGRI, Trudy Neftyanogo Geologorazvdochnogo Instituta* n.s., 7 : 1-88 (en russe avec un résumé anglais).

Rauzer-Chernousova, D. M., Gryzlova, N. D., Kireeva, G. D., Leontovich, G. E., Safonova, T. P. et Chernova, E. I. (1951). Srednekamennougolnye fuzulinidy Russkoi Platformyi

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

sopredelnykh oblastey (Fusulinides du Carbonifère moyen de la Plate-forme Russe et des régions voisines). *Akademiya Nauk SSR, Institut Geologicheskikh Nauk, Ministerstvo Neftyanoy Promishlennosti SSSR* : 1-380 (en russe).

Rauzer-Chernousova, D. M., Bensh, F. R., Vdovenko, M. V., Gibshman, N. B., Leven, E. Ya., Lipina, O. A. Reitlinger, E. A., Solovieva, M. N. et Chediya, I. O. (1996). Spravochnik po sistematike foraminifer paleozoya; endothyroidy, fuzulinoidy (Manuel de systématique des foramifères paléozoïques ; Endothyroida et Fusulinoida). *Rossiiskaya Akademiya Nauk, Geologicheskii Institut, Moskva "Nauka* : 1-207 (en russe).

Reid, C. M., James, N. P., Beauchamp, B. et Kyser, T. K. (2007). Faunal turnover and changing oceanography: Late Palaeozoic warm-to-cool water carbonates, Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 249 : 128-159.

Reiss, Z. (1963). Reclassification of perforate Foraminifera. *Bulletin of the Geological Survey of Israel* , 35 : 1-111.

Reitlinger, E. A. (1949). Melkie foraminifery nizhnei chasti srednego Karbona Srednego Urala i Prikamya (Petits foraminifères de la partie inférieure du Carbonifère moyen de l'Oural central). *Akademiya Nauk SSSR*, *Izvestia*, *seriya geol*., 6 : 149-164 (en russe).

Reitlinger, E. A. (1950). Foraminifery srednekamennougolnykh otlozhenii tsentralnoi chasti Russkoi platformy (isklyuchaya semeistvo Fusulinidae) (Foraminifères des dépôts du Carbonifère moyen de la partie centrale de la Plateforme Russe (à l'exception de la famille Fusulinidae)). *Akademiya Nauk SSSR*, *Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk*, 126, *geologichevskaya seriya*, 47 : 1-126 (en russe).

Reitlinger, E. A. (1958). K voprosy sistematiki i filogenii nadsemeitsva Endothyroidea (Sur la systématique et la phylogénie de la superfamille Endothyroidea). *Voprosy Mikropaleontologii*, 2 : 53-73 (en russe ; traduction française par Sigal, S. et Sigal, J., 1960, Editions Technip, Paris : 59-81).

Reitlinger, E. A. (1962). Description des Foraminifères. In : Varsanofieva, V. A. et Reitlinger, E. A. : Caractéristiques des dépôts du Dévonien supérieur et du Tournaisien de Basse-Petchora. *Bull. Mosk. Obshch. Ispyt. Prirody, otd. geol.* vol. 37, n° 5 : 52-59 (en russe).

Reitlinger, E. A. (1963). Ob Odnom paleontologischeskom kriterii ustanovlenija granith

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

nizhnekamennougol'nogo otdela po faune foraminifer (Sur quelques critères paléontologiques pour l'établissement des limites dans la série du Carbonifère inférieur fondées sur les faunes de foraminifères). *Voprosy Mikropalontologii,* 7 : 22-56 (en russe ; traduction française par Pietresson de Saint-Aubin, M. ; B.R.G.M., 4477 : 27-73).

Reitlinger, E. A. (1965). Razvitie foraminifer v pozdnepermskuyu i rannetriasovuyu epokhi na territorii Zakavkazya (Sur le développement des foraminifères du Permian supérieur et du Trias inférieur en Transcaucasie). *Voprosy Mikropaleontologii*, 9 : 45-70 (en russe).

Reitlinger, E. A. (1971). Nekotorye voprosy sistematiki b svete etapnosti razvitiya verkhnepaleozoiskikh foraminifer (Quelques problèmes de systématique à la lumière des degrés de l'évolution des Foraminifères du Paléozoïque supérieur). *Voprosy Mikropaleontologii,* 14: 3-16 (en russe).

Reitlinger, E. A. et Melnikova, A. S. (1977). (Sur les caractéristiques des Fusulinidae du Serpukhovien). *Voprosy Mikropaleontologii*, 20 : 68-80 (en russe).

Remond de Corbineau, A. (1866). Notice of geological explorations in northern Mexico. *Acad. J. Sci.*, 42 : 261-264.

Renema, W. (2006). Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia. *Marine Micropaleontology*, 58 : 73-82.

Renema, W. et Troelstra, S. R. (2001). Large foraminifera distribution on a mesotrophic carbonate shelf in SW Sulawesi (Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175 : 125-146.

Repetski, J. E., Harris, A. G., Stewart, J. H., Poole, F. G. et Morales-Ramirez, J. M. (l985). *Early Ordovician conodonts from central Sonora, Mexico*. In : Alridge, R. J., Austin, R. L. et Smith, M. P. (eds.), Fourth European Conodont Symposium (ECOSIV) Abstracts, Nottingham, England, distributed by A. L. Austin, Department of Geology, The University of Southhampton, Southhampton, England : 25-26.

Rosaz, T. (1989). Le passage des cordillères nord-américaines aux sierras madres mexicaines le long du Texas Lineament; géologie du SW du Nouveau-Mexique. *Bulletin des Centres Recherche et Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 13 (2) : 247-275.

Ross, C. A. (1965). Late Pennsylvanian Fusulinidae from the Gaptank Formation, West

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

Texas. *Journal of Paleontology*, 39 (6) : 1175-1176.

Ross, C. A. (1969a). Paleoecology of *Triticites* and *Dunbarinella* in Upper Pennsylvanian strata of Texas. *Journal of Paleontology*, 43 (2) : 298-311.

Ross, C. A. (1969b). Middle and Upper Pennsylvanian fusulinaceans, Gila Mountains, Arizona. *Journal of Paleontology*, 43 (6) : 1405-1422.

Ross, C. A. (1972a). Pennsylvanian and Lower Permian episodes of epicontinental marine inundation, southeast Arizona. *24th IGC*, 6 : 343-348.

Ross, C. A. (1972b). Paleobiological analysis of fusulinacean (Foraminiferida) shell morphology. *Journal of Paleontology* **,** 46 (5) : 719-728.

Ross, C. A. (1973). Pennsylvanian and Early Permian depositional history, Southeastern Arizona. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57 (5) : 887-912.

Ross, C. A. (1979a). Ecology of large, shallow-water, tropical foraminifera. In : Lipps, J.H. et al. (eds.), Foraminiferal ecology and paleoecology. *SEPM* Short Course n° 6, Houston Texas 1979 : 54-61.

Ross, C. A. (1979b). Ecology of large calcareous Foraminiferida Queensland Shelf and Great Barrier Reef, Australia. *National Geographic Society Research Reports,* 1970 Projects : 443-459.

Ross, C. A. (1982). Paleozoic Foraminifera-Fusulinids. In : Broadhead, T.W. : Foraminifera. Notes for a short course organized by M. A. Buzas and B. K. Sen Gupta. *Univ. Tenessee, Dept. Geol. Sci., Studies in Geology*, 6 : 163-176.

Ross, C. A. (1986). Paleozoic evolution of southern margin of Permian basin. *Geological Society of America Bulletin*, 97 : 536-554.

Ross, C. A. (1991). Pennsylvanian Paleogeography of the Western United States. In : Cooper, J. D. et Stevens, C. H. (eds.), Paleozoic Paleogeography of the Western United States. II. *Pacific Section*, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, *Los Angeles*, 67 : 137-148.

Ross, C. A. (1997). Pennsylvanian and Lower Permian stratigraphy and fusulinids, Arrow Canyon, Nevada. In : Brenckle, P. L. et Page, W. R. (eds.), Guidebook. Arrow Canyon Range, Nevada. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, *Special Publication* 36. Supplement : 33-43.

Ross, C. A. et Ross, J. R. P. (1985). Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and world wide. *Geology*, 13 : 194-197.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Ross, C. A. et Ross, J. R. P. (1987). Late Paleozoic sea levels and depositional sequences. In : Ross, C. A. et Haman, D. (eds.), Timing and depositional history of eustatic sequences: Constraints on seismic stratigraphy. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, *Special Publication*, 24 : 137-149.

Ross, C. A. et Ross, J. R. P. (1988). Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. In : Wilgus, C. et al. (eds.), Sea-level changes, an integrated approach. *Society Economic Paleontologists Mineralogists*, *Special Publication*, 42 : 227-247.

Ross, C. A. et Ross, J. R. P. (2001). The need for a Bursumian stage, uppermost Carboniferous, North America. *Permophiles*, 24 : 3-6.

Ross, C. A. et Ross, J. R. P. (2002). Bursumian stage, uppermost Carboniferous of North America. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, 20 : 39-40.

Ross, C. A. et Ross, J. R. P. (2009). Paleontology, a tool to resolve Late Paleozoic structural and depositional histories. In: Geologic problems solving with microfossils, a volume in honor of Garry D. Jones. *SEPM*, *Special Publication* 93 : 95-109.

Ross, C. A. et Sabins, F. F. Jr. (1965). Early and Middle Pennsylvanian fusulinids from southeast Arizona. *Journal of Paleontology*, 39 : 173-209.

Ross, C. A. et Tyrrell, W. W. Jr. (1965). Pennsylvanian and Permian Fusulinids from the Whetstone Mountains, Southeast Arizona. *Journal of Paleontology*, 39 (4) : 615-635.

Roth, R. et Skinner, J. W. (1930). Fauna of the McCoy Formation, Pennsylvanian of Colorado. *Journal of Paleontology*, 4 : 332-352.

Rouchy, J. M., Servant, M., Fournier, M. et Causse, C. (1996). Extensive carbonate algal bioherms in upper Pleistocene saline lakes of the central Altiplano of Bolivia. *Sedimentology*, 43 : 973-993.

Roux, A. (1985). Introduction à l'étude des algues fossiles paléozoïques (de la bactérie à la tectonique des plaques). *Bulletin Centres Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 9 (2) : 465-699.

Roux, A. (1989). Study of a *Paraepimastopora kansasensis* (Dasyclad alga) topotypical material from the Upper Pennsylvanian of Kansas, USA. *Revue de Paléobiologie*, 8 (2) : 323-333.

Rozovskaya, S. E. (1948). Klassifikatsiya i sistematicheskie priznaki roda *Triticites* (Classification et caractéristiques systématiques du genre *Triticites*). *Doklady Akademiya Nauk SSSR , Akad. Nauk, SSSR*, 59 : 1635-1638 (en russe).

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Rozovskaya, S. E. (1950). Rod *Triticites*, ego razvitie i stratigraficheskoe znachenie (Le genre *Triticites*, son développement et sa signification stratigraphique). *Akademiya Nauk SSSR, Trudy Paleontologicheskogo Institua*, 26 : 1-78 (en russe).

Rozovskaya, S. E. (1975). Sostav, sistema i filogeniya otryada fuzulinida (Composition, phylogénie et systématique de l'ordre des Fusulinida). *Akademiya Nauk SSSR., Trudy Paleontologischeskogo Instituta*, 149 : 1-267 (en russe).

Rui, L. et Nassichuk, W. W. (1994). Fusulinaceans at the Middle/Upper Pennsylvanian (Desmoinesian/Missourian) boundary in the Canadian Arctic Archipelago. In : Pangea : Global Environments and Resources. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, *Memoir* 17 : 907-925.

Rui, L., Nassichuk, W. W. et Thornsteinsson, R. (1994). The Lower Permian fusulinacean *Sphaeroschwagerina* in the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. In: Embry, A. F., Beauchamp, B. et Glass, D. J. (eds.), Pangea: global environments and resources. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 17 : 891-905.

Rygel, M. C., Fielding, C. R., Frank, T. D. et Birgenheier, L. P. (2008). The magnitude of Late Paleozoic glacioeustatic fluctuations ; a synthesis. *Journal of Sedimentary Research*, 78 (8) : 500-511.

Sabins F. F. Jr. (1957). Stratigraphic relations in the Chiricahua and Dos Cabezas Mountains, Arizona. *American Association of Petroleum Geologists*, 41 (3) : 466-510.

Sabins, F. F. et Ross, C. A. (1963). Late Pennsylvanian-Early Permian fusulinids from southeast Arizona. *Journal of Paleontology*, 37 : 323-365.

Samankassou, E. (2002). Cool-water carbonates in a paleoequatorial shallow-water environment: The paradox of the Auernig cyclic sediments (Upper Pennsylvanian, Carnic Alps, Austria-Italy) and its implications. *Geology*, 30 (7) : 655-658.

Samankassou, E. et West, R. R. (2002). Construction versus accumulation in phylloid algal mounds: an example of a small constructed mound in the Pennsylvanian of Kansas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 185 : 379-389.

Sánchez-Zavala, J. L., Centeno-Garcia, E. et Ortega-Gutiérrez, F. (1999). Review of Paleozoic stratigraphy of México and its role in the Gondwana-Laurentia connections. *GSA Special Papers*, 336: 211-226.

Sanders, D. et Krainer, K. (2006). Taphonomy of Early Permian benthic assemblages (Carnic Alps, Austria): carbonate dissolution versus biogenic carbonate precipitation. *Facies*,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

51 : 522-540.

Sanderson, G. A., Verville, G. J., Groves, J. R. et Wahlman, G. P. (2001). Fusulinacean biostratigraphy of the Virgilian stage (Upper Pennsylvanian) in Kansas. *Journal of Paleontology*, 75 (4) : 883-887.

Sando, W. J., Mamet, B. L. et Dutro J. T. Jr. (1969). Carboniferous megafaunal and microfaunal zonation in the Northern Cordillera of the United States. *U.S. Geol. Survey,* Prof. Paper 613-E : E1-E29.

Say, T. (1823). In : James, E. : Account of an Expedition from Pittsburgh to the Rocky Mountains, Carey and Lea, Philadelphia, 1 : 146-152.

Schindler, E. (1990). Die Kellwasser-Krise (hohe Frasne-Stufe, Ober-Devon). *Gött. Arb. Geol. Paläontol*., 46 : 1-125.

Schindler, E. (1993). Event-stratigraphic markers within the Kellwasser crisis near the Frasnian/Famennian boundary (Upper Devonian) in Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104 : 115-125.

Scholz, J. et Hillmer, G. (1995). Reef-bryozoans and bryozoan-microreefs: control factor evidence from the Philippines and other regions. *Facies*, 32 : 109-144.

Schreiber, J. F. J., Armin, R. A., Armstrong, A. K., Connolly, W. M., Lyons, T. W., Stanton Jr, R. J. et Wrucke, C. T. (1990). Upper Paleozoic Stratigraphy of the Whetstone Mountains, Cochise and Pima Counties, Arizona. In : Gehrels, G. E. et Spencer, J. E. (eds.), Geologic Excursions through the Sonoran Desert Region, Arizona and Sonora. *Arizona Geological Survey*, *Special Paper* 7 : 104-113.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. et Speed, R.C. (1993). Tectonostatigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America*, *Special Paper*, 278 : 1-153.

Shi, G. R. et Chen, Z. Q. (2006). Lower Permian oncolites from South China: Implications for equatorial sea-level responses to Late Palaeozoic Gondwanan glaciation. *Journal of Asian Earth Science*, 26 : 424-436.

Silver, L. T. et Anderson, T. H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North America Craton margin [abs.]: *Geological Society of America*, *Abstracts with Programs*, 6 : 955-956.

Skinner, J. W. (1931). Primitive fusulinids of the Mid-Continent region. *Journal of Paleontology*, 5 : 253-259.

Skinner, J. W. et Wilde, G. L. (1954). New early Pennsylvanian fusulinids from Texas.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Journal of Paleontology, 28 : 796-803.

Skinner, J. W. et Wilde, G. L. (1965). Lower Permian (Wolfcampian) fusulinids from the Big Hatchet Mountains, southwestern New Mexico. *Contributions Cushman Foundation Foraminiferal Research*, 16 (3) : 95-104.

Skinner, J. W. et Wilde, G. L. (1965a). Lower Permian (Wolfcampian) fusulinids from the Big Hatchet Mountains, southwestern New Mexico. *Contributions Cushman Foundation Foraminiferal Research*, 16 (3) : 95-104.

Skinner, J. W. et Wilde, G. L. (1965b). Permian biostratigraphy and fusulinid faunas of the Shasta Lake area, northern California. *University of Kansas Paleontological Contributions*, Protozoa Article 6 : 1-98.

Skipp, B. (1969). Foraminifera. In : McKee, E. D. et Gutschick, R. C. (eds.), History of the Redwall Limestone of Northern Arizona. *Geological Society of America, Memoir*, 114: 173-229.

Skipp, B., Holcomb, L.D. et Gutschick, R. C. (1966). Tournayellinae, calcareous foraminifera, in Mississippian rocks of North America. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, special publication, 9 : 1-38.

Skipp, B., Baesemann, J.F. and Brenckle, P.L. (1985). A reference area for the Mississippian-Pennsylvanian (Mid-Carboniferous) boundary in East-Central Idaho, USA. *C.R. 10e Congrès Géologie Stratigraphie Carbonifère*, Madrid, 4: 403-428.

Slade, M. L. (1961). Pennsylvanian and Permian fusulinids of the Ferguson Mountain area, Elko County, Nevada. *Brigham Young University Geological Studies*, 8 : 55-92.

Smith, A. M., Nelson, C. S. et Spencer, H. G. (1998). Skeletal carbonate mineralogy of New Zealand bryozoans. *Marine Geology*, 15 : 27-46.

Solovieva, M. N. (1955). Novyi rod fuzulinid *Dagmarella*, ego sistematicheskoe polozhenie i geograficheskoe rasprostranenie (Nouveau genre de Fusulinidae *Dagmarella,* sa position systématique et sa répartition géographique. *Akad. Nauk SSSR, Doklady*, 101 (5) : 945-946 (en russe).

Solovieva, M. N. (1978). K sisteme foraminifer (interpretatsiya biologicheskogo znacheniya osobennostey strukturnoy i prostranstvennoy organizatsii foraminifer (Sur la systématique des foraminifères (interprétation de la signification biologique des structures et de l'organisation spatiale des foraminifères). *Byulletin Moskovskoe Obshchestva Ispytateley Prirody, Otdelenie Geologicheskoe*, 53 (5) : 159-160 (en

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

russe).

Solovieva, M. N. (1980). (Des mutations come corrélations discontinues et sur certains aspects de la systématique des foraminifères).*Voprosy Mikropaleontologii,* 23 : 3-22 (en russe).

Solovieva, M. N. (1984). Nizhniyaya granitsa verkhnego karbona po faune foraminifer yugorskogo poluostrova (Limite inférieure du Carbonifère supérieur par les faunes de foraminifères du Poluostrova méridional). In : Menner V.V. et Grigoreva A.D. (eds.), Verkhniy karbon SSSR (Carbonifère supérieur d'URSS), part IV: Novye materialy k mezhregional'noy korrelyatsil (Nouveaux matériaux pour des corrélations régionales). *Trudy Mezhvedomstvennyy Stratigraficheskiy Komitet (M.S.K.), Akad. Nauk SSSR, Minist. Geol. SSSR*, 13 : 121-155 (en russe).

Solovieva, M. N. (1985). *Otchet kuratora* (*Rapport du conservateur*). Otchet Komissii po Mikropaleontologii za 1985 g. Rotaprint M., I.G.N. A.N. SSSR_: 17 (en russe) (pas vu ; cité par Rauzer-Chernousova et al., 1996).

Soreghan, G. S. (1994). Stratigraphic responses to geologic processes: Late Pennsylvanian eustasy and tectonics in the Pedregosa and Orogrande basins, Ancestral Rocky Mountains. *Geological Society of America*, *Bulletin* 106 : 1195-1211.

Soreghan, G. S. (1997). Walther's law, climate change, and upper Paleozoic cyclostratigraphy in the Ancestral Rocky Mountains. *Journal of Sedimentary Research*, 67 : 1001-1004.

Soreghan, G. S., Soreghan, M. J. et Hamilton, M. A. (2008). Origin and significance of loess in Late Paleozoic western Pangaea. A record of tropical cold? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268 (3-4) : 1-26.

Soreghan, G. S. et Giles, K. A. (1999). Amplitudes of Late Pennsylvanian glacioeustasy. *Geology*, 27 (3) : 255-258.

Soreghan, M. J., Soreghan, G. S. (Lynn) et Hamilton, M. A. (2002). Paleowinds inferred from detrital-zircon geochronology of upper Paleozoic loessite, western equatorial Pangea. *Geological Society of America*, 30 (8) : 695-698.

Soreghan, M. J., Soreghan, G. S. (Lynn) (2007). Whole rock geochemistry of upper Paleozoic loessite, western Pangaea: Implications for paleo-atmospheric circulation. *Earth and Planetary Science Letters*, 255 : 117-132.

Sosson, M. (1989). Tectoniques superposées dans le sud-est de l'Arizona (USA) : nouvelles données sur l'origine des "metamorphic core complexes". *Bulletin des Centres*

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Recherche et Exploration-Production Elf-Aquitaine, 13 (2) : 277-295.

Soto Contreras, L. A. et Navarro Martínez, L. A. (1987). *Geología de la carta Tecoripa (H 12 D 64) porción este central del Estado de Sonora ; nuevas contribuciones al Paleozoico*. Tesis, Univerdidad de Sonora, Departamento de Geología : 1-93 (inédit).

Sour-Tovar, F., Alvarez, F. et Martínez-Chacón, M. L. (2005). Lower Mississippian (Osagean) spire-bearing brachiopods from Cañón de la Peregrina, north of Ciudad Victoria, Tamaulipas, northeastern Mexico. *Journal of Paleontology*, 79 (3) : 469-485.

Spandel, E. (1901). Die Foraminiferen des Permo-Karbons von Hooser, Kansas, Nord Amerika. *Festschrift der Naturhistorischen Gesellschaft in Nürnberg* : 175-194.

Spencer, P. K. et Ross, C. A. (1997). Black Prince limestone and its foraminifers, upper Mississippian-lower Pennsylvanian, S.E. Arizona and S.W. New Mexico. In : Ross C. A., Ross J. R. P. et Brenckle P. L. (eds.), Late Paleozoic foraminifera; their biostratigraphy, evolution, and paleoecology, and the Mid-Carboniferous boundary. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, *Special Publication*, 36 : 139-143.

Staff, H. von et Wedekind, R. (1910). Der oberkarbonische Foraminiferen-Sapropelit Spitzbergens. *Geological Institut Bulletin, Upsala University*, 10 : 81-123.

Stanley, S. M. et Powell, M. G. (2003). Depressed rates of origination and extinction during the late Paleozoic ice age: A new state for the global marine ecosystem. *Geology*, 31 (10) : 877-880.

Stevens, C. H. (1985). Reconstruction of Permian paleogeography based on distribution of Tethyan faunal elements. *Compte Rendu 9e Congr. Intern. Stratigraphie et de Géologie Carbonifere, Washington and Champaign-Urbana 1979*, 5 : 383-393.

Stevens, C. H. (1992). Dispersal of Early Permian colonial corals along the northern and western margins of Pangaea - a review. *Occasional Publications ESRI* new series, 8A-B : 81-87.

Stevens, C. H. (2010). Distribution of three key Early Permian fossil groups in western USA and northern Mexico and their relevance to interpretation of paleotectonic features along the southwestern margin of Laurentia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 288 : 103-107.

Stevens, C. H. et Stone, P. (2007). The Pennsylvanian-Early Permian Bird Spring carbonate shelf southeastern California: Fusulinid biostratigraphy, paleogeographic evolution, and tectonic implications. *Geological Society of America*, *Special Paper*, 429 : 1-82.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Stevens, C. H. et Stone, P. (2009). New Permian fusulinids from Conglomerate Mesa, southeastern Inyo Mountains, East-Central California. *Journal of Paleontology*, 83 (1) : 9-29.

Stewart, J. H. et Poole, F. G. (2002). Inventory of Neoproterozoic and Paleozoic strata in Sonora, Mexico. *U.S. Geological Survey*, Open-File Report 02-97 : 1-43.

Stewart, J. H., McMenamin, M. A. S. et Morales-Ramirez, J. M. (1984). Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, Mexico—Physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies, and regional relations. *U.S. Geological Survey*, *Professional Paper*, 1309 : 1-36.

Stewart, J. H., Madrid, R. J., Poole, F. G. et Ketner, K. B. (1988). Studies of Late Proterozoic, Paleozoic, and Triassic rocks in Sonora, Mexico [abs.], In : Almazán-Vázquez, E. and Fernández-Aguirre, M. A. (eds.), Resumenes. *Segundo Simposio sobre Geología y Minería de Sonora: Hermosillo, Mexico*. *Universidad Nacional Autónoma de México*, *Instituto de Geología* : 60-62.

Stewart, J. H., Poole, F. G., Ketner, K. B., Madrid, R. J., Roldán-Quintana, J. et Amaya-Martínez, R. (1990). Tectonics and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico. In : Gehrels, G. E. et Spencer, J. E. (eds.), Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora. *Arizona Geologic Survey*, *Special Paper*, 7 : 183-202.

Stewart, J. H., Amaya-Martinez, R., Stamm, R. G., Wardlaw, B. R., Stanley, G. D. et Stevens, C. H (1997). Stratigraphy and regional significance of Mississippian to Jurassic rocks in Sierra Santa Teresa, Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14 (2) : 115-135.

Stewart, J. H., Poole, F. G., Harris, A.G., Repetski, J. E., Wardlaw, B. R., Mamet, B. L. et Morales-Ramirez, J. M. (1999). Neoproterozoic (?) to Pennsylvanian inner-shelf, miogeoclinal strata in Sierra Agua Verde, Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas,* 16 (1) : 35-42.

Stewart, J. H., Gehrels, G. E., Barth, A. P., Link, P. K., Christie-Blick, N. et Wrucke,C. T. (2001). Detrital zircon provenance of Mesoproterozoic to Cambrian arenites inthe western United States and northwestern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113 (10) : 1343-1356.

Stewart, W. J. (1968). The stratigraphic and phylogenetic significance of the fusulinid genus

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Eowaeringella, with several new species. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, *Special Publication* 10 : 5-29.

Stoyanow, A. A. (1926). Notes on recent stratigraphic work in Arizona. *American Journal of Science*, 212 : 311-324.

Stoyanow, A. A. (1936). Correlation of Arizona Paleozoic formations. *Geological Society of America*, *Bulletin* 47 : 459-540.

Streel, M., Caputo, M. V., Loboziak, S. et Melo, J. H. G. (2000). Late Frasnian-Famennian climates based on palynomorph analysis and the question of the Late Devonian glaciations. *Earth-Sci. Rev*., 52 : 121-173.

Suleimanov, I. S. (1949). Nekotorye melkie foraminifery iz verkhnepaleozoiskii otlozhenii Bashkirii (Quelques petits foraminifères du Paléozoïque de Bachkirie). *Akademiya Nauk SSSR, Geologicheskikh Institut, Trudy*, 105, seriya geologicheskaya 35 : 236-244 (en russe).

Sutherland, P. K. et Manger, W. L. (1984). The Atokan series : an interval in search of a name. In : Sutherland, P. K. et Manger, W. L. (eds.), The Atokan series (Pennsylvanian) and its boundaries - A symposium. *Okhahoma Geological Suvey*, *Bulletin*, 136 : 1-8.

Tabor, N. J. et Poulsen, C. J. (2008). Palaeoclimate across the Late Pennsylvanian-Early Permian tropical palaeolatitudes: A review of climate indicators, their distribution, and relation to palaeophysiographic climate factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268 (3-4) : 293-319.

Taliaferro, N. (1933). An occurrence of Upper Cretaceous sediments in northern Sonora. *J. Geol*., 46 (1) : 12-37.

Taylor, P. D. et Allison, P. A. (1998). Bryozoan carbonates through time and space. *Geology*, 26 (5) : 459-462.

Tardy, M., Blanchet, R. et Zimmermann, M. (1989). Les linéaments du Texas et Caltam entre cordillères américaines et sierras madres mexicaines : nature, origine et évolution structurale. *Bulletin des Centres Recherche et Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 13 (2) : 219-227.

Téllez-Girón, C. (1979). Microfacies y microfósiles de la Formación Horquilla, Norte de México. *Instituto Mexicano del Petróleo*, *Proyecto* C-3044. 35 p. (inédit).

Téllez Girón, C. et Malpica, R. (1987). Microfacies y microfosiles de la Sierra de Teras,

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Bavispe, Sonora. *Anales de la Escuela nacional de Ciencias biológicas de México*, 31 : 101-123.

Termier, G., Termier, H. et Vachard, D. (1977). Etude comparative de quelques Ischyrosponges. *Géologie Méditerranéenne*, 4 (2) : 139-180.

Termier, H. et Termier, G. (1971). Bryozoaires du Paléozoïque supérieur de l'Afghanistan. *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon*, 47 : 1-52.

Termier, H., Termier, G. et Vachard, D. (1975). Recherches micropaléontologiques dans le Paléozoïque supérieur du Maroc Central. *Cahiers de Micropaléontologie*, 4 : 1-99.

Thériault, P. et Desrochers, P. A. (1994). Late Carboniferous calcrete development in the Canadian Arctic: evidence for a semi-arid climate in northwestern Pangea. In : Pangea Global Environments and Resources. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, *Memoir* 17 : 319-332.

Thomas, A. O. (1931). Late Devonian Foraminifera from Iowa. *Journal of Paleontology*, 5 (1) : 40-41.

Thomas, N. L. (1931). New early fusulinids from Texas. *University of Texas Bulletin*, 3101 : 27-33.

Thompson, M. L. (1935). The fusulinid genus *Staffella* in America. *Journal of Paleontology*, 9 : 111-120.

Thompson, M. L. (1937). Fusulinids of the subfamily Schubertellinae. *Journal of Paleontology*, 11 : 118-125.

Thompson, M. L. (1942). New genera of Pennsylvanian fusulinids. *American Journal of Sciences*. 5th series, 240 (6) : 403-420.

Thompson, M. L. (1944). Pennsylvanian Morrowan rocks and fusulinids of Kansas. *University of Kansas Publications*, *State Geological Survey*, *Bulletin* 52. Part 7 : 409-431.

Thompson, M. L. (1945). Pennsylvanian rocks and fusulinids of east Utah and northwest Colorado correlated with Kansas section. *State Geological Survey of Kansas Bulletin* 60 (2) : 17-84.

Thompson, M. L. (1947). Stratigraphy and fusulinids of Pre-Desmoinesian Pennsylvanian rocks, Llano Uplift, Texas. *Journal of Paleontology*, 21 (2) : 147-164.

Thompson, M. L. (1948). Studies of American fusulinids. *University of Kansas.*

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Paleontological Contributions. Protozoa, Article 1 : 1-184.

Thompson, M. L. (1954). American Wolfcampian fusulinids. *University of Kansas, Paleontological Contributions*, Protozoa, 5 : 1-226.

Thompson, M. L. (1960). Stratigraphic distribution of American Pennsylvanian fusulinid foraminifera. *Science Reports, Tohoku university, Sendai, Japan*, 2nd series (Geology), special volume, 4 : 109-116.

Thompson, M. L. (1964). Fusulinacea. In : Loeblich A. R. et Tappan H., *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C: Protista 2 ; Sarcodina chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida*. Geological Society America and University Kansas Press, 1 : C358-C436.

Thompson, M. L. (1967). American fusulinacean faunas containing elements from other continents. In : Teichert, C. et Yochelson, E. L. (eds.), *Essays in Paleontology and Stratigraphy*. Raymond C. Moore, Commemorative Volume, Department of Geology Special Publication 2, The University of Kansas Press : 102-112.

Thompson, M. L. et Foster, C. L. (1937). Middle Permian fusulinids from Szechuan, China. *Journal of Paleontology*, 11 (2) : 126-144.

Thompson, M. L., Thomas, H. D. et Harrrison, J. W. (1953). Fusulinids of the Casper Formation in Wyoming ; part II : Systematic paleontology of fusulinids from the Casper Formation. *Wyoming Geological Survey Bulletin*, 46 : 1-56.

Thompson III, S. et Jacka, A. D. (1981). Pennsylvanian stratigraphy and petroleum geology of Big Hatchet Peak section, Hidalgo County, New Mexico. *New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources*, *Circular*, 176 : 5-30.

Thompson, T. L. (1984). Misissippian stratotype - an overview. *IX-ICC*, 2 : 235-2346.

Titus, A. L. (1997). The first record of *Cancelloceras* (Early Pennsylvanian ammonoidea) from s outhern Nevada: implications for timing of regional Mid-Carboniferous sea-level fluctuations. *Journal of Paleontology*, 71 (1) : 158-162.

Toomey, D. F. (1972). Distribution and paleoecology of Upper Devonian (Frasnian) Algae and Foraminifera from selected areas in Western Canada and the Northern United States. *24th IGC,* sect. 7 : 621-630.

Toomey, D. F. (1983). The paleoecology of a “Middle Limestone Member” (Leavenworth) of an Upper Carboniferous (Stephanian) Cyclothem, Midcontinent, USA. *Facies*, 8 : 113-190.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Toomey, D. F. et Windland, H. D. (1973). Rock and biotic facies associated with Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) algal buildup, Nena Lucia Field, Nolan County, Texas. *American Association of Petroleum Geologists*, *Bulletin*, 57 (6) : 1053-1074.

Toomey, D. F. Wilson, J. L. et Rezak, R. (1977). Evolution of Yucca Mound Complex, Late Pennsylvanian Phylloid-Algae Buildup, Sacramento Mountains, New Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 61 (12) : 2115-2133.

Toomey, D. F., Mitchell, R. W. et Lowenstein, T. K. (1988). "Algal Biscuits" from the Lower Permian Herington/Krider Limestones of southern Kansas-northern Oklahoma. Paleoecology and paleodepositional setting. *Palaios*, 3 : 285-297.

Toriyama, R. (1958). Geology of Akiyoshi, part III: Fusulinids of Akiyoshi. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University*, ser. D, Geology, 7 : 1-264.

Toriyama, R. (1982). Fusuline fossils from Thailand, part XV: Peculiar spirothecal structure of Schwagerinid from east of Wang Saphung, Changwat Loei Central North Thailand. *Geology and Paleontology of Sutheast Asia*, 23 : 1-7.

Tovar, J. (1969). *Medición a detalle de la sección paleozoica expuesta en la Sierra de Teras, Bavispe, Sonora*. Informe de la Superint. Gral. Expl. D.F.N.E., Distrito Chihuahua, Petróleos Mexicanos, Evento 4-5, Inf. Geol. NEM-1073 : 1-54 (inédit).

Twenhofel, W. H. (1919). Precambrian and Carboniferous algal deposits. *American Journal of Sciences*, 4 (43) : 339-352.

Ueno, K. (1992). Permian aberrant fusulinaceans from the Akiyoshi Limestone Group, southwest Japan. *Science Reports of the Institute of Geoscience*, University of Tsukuba, section B : geological sciences, 13 : 1-13.

Utgaard, J. (1983). Systematic description for the order Cystoporata, In : Boardman, R. S., Cheetham, A. H., Blake, D. B., Utgaard, J., Karklins, O. L., Cook, P. L. , Sandberg, P. A., Lutaud, G. et Wood, T. S. (eds.), Part G, Bryozoa revised, xxvi + 625 p.

Vachard, D. (1974). *Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique (algues et foraminifères) du Dévonien-Carbonifère inférieur de la partie orientale du versant méridional de la Montagne Noire (Hérault, France)*. Thèse de 3e Cycle Paris 6, deux volumes.: 1-408 (inédit).

Vachard, D. (1977). Etude stratigraphique et micropaléontologique (algues et foraminifères) du Viséen de la Montagne Noire (Hérault, France). *Mémoires Institut Géologique Université Louvain*, 29 : 111-195.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Vachard, D. (1980). Téthys et Gondwana au Paléozoïque supérieur; les données afghanes: biostratigraphie, micropaléontologie, paléogéographie. *Documents et Travaux IGAL. Institut Géologique Albert de Lapparent*, 2 : 1-463.

Vachard, D. (1989). A rich Algal microflora from the Lower Permian of Jambi Province. In : Fontaine, H. et Gafoer, S. (eds.), The Pre-Tertiary fossils of Sumatra and their environments. *CCOP Technical Publication,* 19 : 59-69.

Vachard, D. (1990). New data on foraminifera, algae and pseudo-algae of the Viséan and Bashkirian (Lower-Middle Carboniferous) from Northeast Thailand. *Geologisches Jahrbuch,* B73 : 91-109.

Vachard, D. (1993). Algues, pseudo-algues et microfaciès carbonatés du Dévonien du domaine Ligérien (Massif Armoricain, France). *Palaeontographica* B, 229 (1-3) : 53-113.

Vachard, D. (1994). Foraminifères et moravamminides du Givétien et du Frasnien du domaine Ligérien (Massif Armoricain, France). *Palaeontographica* A, 231 (1-3) : 1-92.

Vachard D. et Bouyx E. (2002). Les *Eopolydiexodina* géantes (Foraminiferida, Fusulinina) du Permien moyen d'Afghanistan, remarques préliminaires. *Annales de la Société géologique du Nord,* 9 (2) : 163-189.

Vachard, D. et Clément, B. (1994). L'Hastarien (ex-Tournaisien inférieur et moyen) à algues et foraminifères de la Zone Pélagonienne (Attique, Grèce). *Revue de Micropaléontologie*, 37 (4) : 289-319.

Vachard, D. et Cózar, P. (2004). *Insolentitheca* emend., *Protoinsolentitheca* n. gen. and Caligellidae emend., permanent cysts of Paleozoic foraminifera? *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110 (3) : 591-603.

Vachard, D. et Cózar, P. (2010). An attempt of classification of the Palaeozoic incertae sedis Algospongia. *Revista Española de Micropaleontología*, 42 (2) : 129-241.

Vachard, D. et Kabanov, P. (2007). *Palaoaplysinella* gen. nov. and *Likinia* Ivanova and Ilkhovskii, 1973 emend., from the type Moscovian (Russia) and the algal affinities of the ancestral palaeoaplysinaceae n. comb. *Geobios*, 40 : 849-860.

Vachard D. et Krainer K. (2001a). Smaller foraminifers of the Upper Carboniferous Auernig Group, Carnic Alps (Austria/Italy). *Rivista Italiana Paleontologia e Stratigrafia*, 107 : 147-168.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Vachard D. et Krainer K. (2001b). Smaller foraminifers, characteristic algae and pseudo-algae of the latest carboniferous/Early Permian Rattendorf Group, Carnic Alps (Austria/Italy). *Rivista Italiana Paleontologia e Stratigrafia*, 107 : 169-195.

Vachard, D. et Montenat, C. (1981). Biostratigraphie, micropaléontologie et paléogéographie du Permien de la région de Tezak (Montagnes Centrales d'Afghanistan). *Palaeontographica* B, 178 (1-3) : 1-88.

Vachard, D. et Téllez-Girón, C. (1986). El género *Polyderma* y nuevas soluciones al problema de las Calcisferas (microproblemáticas paleozoicas). *Revista Instituto Mexicano del Petróleo*, 18 (3) : 6-44.

Vachard, D., Gargouri-Razgallah, S. et Chaouachi, M. C. (1989). Sur les biohermes à algues solénoporacées et phylloïdes du Permien supérieur de Tunisie (Murghabien du Djebel Tebaga) et sur les incidences de la diagenèse carbonatée sur la systématique algaire. *Revue de Paléobiologie*, 8 (1) : 121-141.

Vachard, D., Clift, P. et Decrouez, D. (1993). Une association à *Pseudodunbarula* (fusulinoïde) du Permien supérieur (Djoulfien) remaniée dans le Jurassique d'Argolide (Péloponèse, Grèce). *Revue de Paléobiologie*, 12 (1) : 217-242.

Vachard, D., Fourcade, E., Romero, J. E., Mendez, J., Cosillo, A., Alonzo, M., Requeña, J., Azema, J. et Cros, P. (1997). Foraminifères et algues du Permien du Guatemala. *Géobios*, 30 (6) : 745-784.

Vachard, D., Flores de Dios, A., Buitrón, B. et Grajales, M. (2000a). Biostratigraphie par fusulines des calcaires carbonifères et permiens de San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexique). *Geobios*, 33 (1) : 5-33.

Vachard, D., Flores de Dios, A., Pantoja, J., Buitron, B., Arellano, J. et Grajales, M. (2000b). Les fusulines du Mexique, une revue biostratigraphique et paléogéographique. *Geobios*, 33 (6) : 655-679.

Vachard, D., Vidaurre-Lemus, M., Fourcade, E. et Requeña, J. (2000c). New Early Permian fusulinid assemblage from Guatemala. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 33 (1) : 789-796.

Vachard, D., Flores de Dios, A. et Buitrón, B. (2004a). Guadalupian and Lopingian (Middle and Late Permian) deposits from Mexico and Guatemala, a review with new data. *Géobios*, 37: 99-115.

Vachard, D., Munnecke, A. et Servais, T. (2004b). New SEM observations of keriothecal

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

walls: implications for the evolution of fusulinida. *Journal of Foraminiferal Research,* 34 (3) : 232-242.

Vachard, D., Pille, L. et Gaillot, J. (2010). The Palaeozoic foraminifera: their systematics, palaeoecology and responses to the global changes. *Revue de Micropaléontologie*, 53 : 209-254.

Vachard, D., Krainer, K. et Lucas, S. (2012?). Atlas of foraminifers and algae, and biostratigrapy of the Horquilla Formation (Late Bashkirian-Sakmarianian) at Newwell Peak, New Mexico (USA). *New Mexico Museum of Natural History & Science*, *Bulletin*, 58 pl. (sous presse).

Vdovenko, M. V. (1954). Deyaki novi vidi foraminifer iz nizhnovizeiskikh vidkladiv Donetsogo baseinu (Quelques nouvelles espèces du Viséen inférieur du Bassin du Donetz). *Geologicheskii Sbornik*, 5 : 63-77 (en ukrainien).

Vdovenko, M. V. (1972). Novi pidrodovi kategorii rodiv *Endothyra* ta *Globoendothyra* (Nouveaux sous-genres des genres *Endothyra* et *Globoendothyra*). *Dopovidi Akademiyi Nauk Ukrayins'koyi RSR*, Seriya B, Geologiya, Geofizika, Khimiya ta Biologiya, 1972 (2) : 106-109 (en ukrainien).

Vdovenko, M. V., Rauzer-Chernousova, D. M., Reitlinger, E. A. et Sabirov, A. A. (1993). Spravochnik po sistematike melkikh foraminifer paleozoya (Manuel de systématique des petits foraminifères paléozoïques). *Rossiiskaya Akademiya Nauk, Komissiya po Mikropaleontologii, "Nauka"* : 1-128 (en russe).

Veevers, J. J. et Powell, C. M. (1987). Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositioal sequences in Euramerica. *Geological Society of America*, *Bulletin*, 47 : 1177-1206.

Versteegh G. J. M., Servais T., Streng M., Munnecke A. et Vachard D. (2009). A discussion and proposal concerning the use of the term calcispheres. *Palaeontology*, 52 (2) : 343-348.

Verville, G. J., Sanderson, G. A., Brenckle, P. L. et Lane, H. R. (1973). Upper Paleozoic biozonation in the unit N° 19 well, Church Buttes Field, Uinta County, Wyoming. *Twenty-Fifth Field Conference, 1973, Wyoming Geological Association Guidebook* : 165-171.

Villa, E. (1995). Fusulináceos carboníferos del este de Asturias (N. de España). *Collection*

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Biostratigraphie du Paléozoïque, *Université Claude Bernard*, 13 : 1-261.

Villa, E. et Wahlman, G. P. (2007). Late Middle to Late Pennsylvanian fusulinoidean paleobiogeography. In : Wong Th. E. (ed.), Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Utrecht, the Netherlands, August 2003. *Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences* : 497-511.

Villa, E., Merino-Tomé, O., Bahamonde, J. R. et Ueno, K. (2003). Fusulinoideans from the Puentellés Formation (Upper Carboniferous, NW Spain): Discussion on phylogeny, paleoecology and paleobiogeography. Rivista Italiana de Paleontologia i Stratigrafia, 109 (2) : 241-253.

Villain, J. M. (1995). Modèles micropaléontologiques récents et stratigraphie séquentielle en Indonésie. *Geobios*, m.s., 18 : 409-423.

Vissarionova, A. Ya. (1948). Primitivnye fuzulinidy iz nizhnego Karbona Evropiskoi chasti SSSR (Fusulinides primitivfs du Carbonifère inférieur de la partie européenne de l'Union). *Akademiya Nauk SSSR, Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk*, 62, geologicheskaya seriya 19 : 216-226 (en russe).

Viveros, M. A. (1965). *Geología del área Cabullona-Caloso, municipio Agua Prieta, Sonora*. UNAM, Tesis profesional : 1-80 (inédit).

Waas, R. E; Connolly, J. R. et Macintyre, R. J. (1970). Bryozoan carbonate sand continuous along southern Australia. *Marine Geology*, 9 : 63-73.

Wahlman, G. P. et West R. R. (2010). Fusulinids from the Howe limestone Member (Red Eagle Limestone, Council Grove Group) in northeastern Kansas and their significance to the North American Carboniferous (Pennsylvanian)-Permian boundary. *Current Research in Earth Sciences*, *Bulletin*, 258 (4) : 1-12.

Wahlman, G. P., Verville, G. J. et Sanderson, G. A. (1997). Biostratigraphic significance of the fusulinacean *Protriticites* in the Desmoinesian (Pennsylvanian) of the Rocky Mountains, western U.S.A. In : Ross, C.A., Ross J.R.P. et Brenckle P.L. (eds.), Late Paleozoic foraminifera; their biostratigraphy, evolution, and paleoecology; and the Mid-Carboniferous boundary. *Cushman Foundation for foraminiferal Research Special Publication*, 36 (3) : 163-168.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Walliser, O. H. (1996). Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Springer Verlag : 1-333.

Wanless, H. R. (1950). Late Paleozoic cycles of sedimentation in the United States. *International Geological Congress*, *Report of the 18th session Great Britain 1948*, *part IV*, *Proceedings of Section C*, *Rythm in Sedimentation* : 17-28.

Webster, G. D. et Kues, B. S. (2006). Pennsylvanian crinoids of New Mexico. *New Mexico Geology*, 28 (1) : 3-37.

Weller, J. M. (1930). Cyclic sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. *J. Geol.*, 38 : 97-135.

West, R. R. (1992). *Chaetetes* (Demospongiae): its occurrence and biostratigraphic utility, In : Sutherland, P. K. et Manger, W. L. (eds.), Recent advances in Middle-Carboniferous biostratigraphy - A symposium. *Okhahoma Geological Survey*, *Circular*, 94 : 163-169.

West, R. R., Archer, A. W. et Miller, K. B. (1997). The role of climate in stratigraphic patterns exhibited by Late Palaeozoic rocks exposed in Kansas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128 : 1-16.

Wilde, G. L. (1975a). Fusulinid evidence for the Pennsylvanian-Permian boundary. *Proc. First I. C. White Memorial Symposium. The age of the Dunkard* 1972 : 123-138.

Wilde, G. L. (1975b). Fusulinid-defined Permian stages. In: Permian exploration, boundaries and stratigraphy. *West Texas Geological Society and Permian Basin Section*. *Society Economic Paleontologists and Mineralogists*, *Publication* : 75-65, 67-83.

Wilde, G. L. (1984). Systematics and the Carboniferous-Permian boundary. *Comptes Rendus du 9e Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère,* Washington et Champaign-Urbana 1979, 2 : 543-558.

Wilde, G. L. (1990). Practical fusulinid zonation: the species concept with Permian basin emphasis. *West Texas Geological Society. Bulletin*, 29 (7) : 5-15 et 28-34.

Wilde, G. L. (2002). End Permian; end Fusulinaceans. In: Hills L. V., Henderson C. M. et Bamber E. W. (eds.), Carboniferous and Permian of the World. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 19 : 616-629.

Wilde, G. L. (2006). Pennsylvanian-Permian fusulinaceans of the Big Hatchet Mountains, New Mexico. *New Mexico Museum Natural History and Science*, 38 : 1–311.

Williamson, W. C. (1880). On the organisation of the fossil plants of the coal measures, pt X, including an examination of the supposed radiolarians of the Carboniferous rocks.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Philosophical Transactions of the Royal Society, London (1880), 171, pt II : 493-539.

Wilson, E. C., Waines, R. H. et Coogan, A. H. (1963). A new species of *Komia* Kordé and the systematic position of the genus. *Palaeontology*, 6 (2) : 246-253.

Wilson, J. L. (1967). Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian strata of southern New Mexico. *Geological Society of America, Bulletin*, 78 : 805-818.

Wilson, J. L., Madrid-Solis, A. et Malpica-Cruz, R. (1969). Microfacies of Pennsylvanian and Wolfcampian strata in southwestern U.S.A. and Chihuahua, Mexico. In : Córdoba, D. A., Wengerd, S. A. et Shomaker, J. (eds) : Guidebook of the Border Region. *New Mexico Geological Society,* Guidebook Twentieth Field Conference : p. 80-90.

Wilt, J. C. (1990). The Colina Limestone (Permian) near Tombstone, Arizona. In : Schreiber, J. F. Jr. (ed.), Upper Palaeozoic stratigraphy of the Whetstone Mountains, Cochise and Pima Counties, Arizona. *Geological Society of America*, *86th Cordilleran Section Meeting*. Tucson, Arizona : 74-80.

Woodland, R. B. (1958). Stratigraphic significance of Mississippian endothyroid foraminifera in central Utah. *Journal of Paleontogy*, 32 (5) : 791-814.

Wray, J. L. (1977). Calcareous algae. *Development in Palaeontology and Stratigraphy*, 4 : 1-185.

Wrucke, C. T. et Armstrong, A. K. Paleozoic stratigraphic section in Dry Canyon, Whetstone Mountains, Cochise County, Arizona. In : Hill, M. L. (ed.), Cordilleran Section. *Geological Society of America Centennial Field Guide*, 1 : 29-34.

Yancey, T. E. (1975). Permian marine biotic provinces in North America. *Journal of Paleontology*, 49 (4) : 758-766.

Zadorozhnyi, V. M. (1987). Novyi rod paleozoiskikh foraminifert (verkhnii frasn, severo-zapadnaya okpraina Kuznetskogo basseina) (Nouveau genre de foraminifère paléozoïque (Frasnien supérieur, bord nord-ouest du bassin du Kouznetsk)). *Akademiya Nauk SSSR*, *Sibirskoe Otdelenie*, *Trudy Instituta Geologii i Geofiziki*, 651 : 64-67.

Zeller, E . J. (1957). Mississippian endothyroid foraminifera from the Cordilleran geosyncline. *Journal of Paleontology*, 31 (4) : 679-704.

Zeller, R. A. Jr. (1966). Stratigraphy of the Big Hatchet Mountains area, New Mexico. *New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources*, *Memoir* 16 : 1-128.

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Index des figures

1 : Localités paléozoïques du Sonora (d'après Pérez-Ramos, 2001).....12
2 : Un incunable de King (1939) avec sa légende (p. 1633). ….....15
3 : Carte des localités citées du SE de l'Arizona (d'après Ross et Tyrrell, 1965).....17
4 : Colonne lithostratigraphique de Ransome (1904).....18
5 : Colonne lithostratigraphique de Ransome complétée
(selon Schreiber et al., 1990).....22
6 : Tableau de chronostratigraphie du Carbonifère
(d'après Heckel et Clayton, 2006).....24
7 : Carte géologique des Cerros El Tule
(d'après Peiffer-Rangin, 1987, légèrement modifié).....28
8 : Colonne stratigraphique du Mississippien au Permien des Cerros El Tule.....29
9 : Routes conduisant à la Sierra Agua Verde (d'après Ochoa et Sosa, 1993).....54
10 : Carte de détail de la Sierra Agua Verde.....55
11 : Coupe géologique du Cerro Los Abajeños.....60
12 : Colonne stratigraphique du Cerro Los Abajeños.....65
13 : Coupe géologique du Cerro El Palmar de la Sierra Agua Verde.....73
14 : Colonne stratigraphique du Cerro El Palmar de la Sierra Agua Verde…….76
15 : Carte de localisation du Cerro El Yugo.....99
16 : Coupe géologique du Cerro El Yugo.....102
17 : Colonne stratigraphique du Cerro El Yugo.....104
18 : Calcaires bioconstruits frasniens,
à tabulés et stromatoporoïdes, du Cerro El Yugo.....105
19 : Biseau dans les grès famenniens (?) du Cerro El Yugo (niveau SLB 23).....108
20 : Schéma de localisation du Cerro La Morita.....137
21 : Photo de terrain de la coupe des Cerros La Morita.....140
22 : Coupe géologique de la Formation Horquilla aux Cerros La Morita.....141
23 : Colonne stratigraphique du Cerro La Morita.....142
24 : Schéma d'un tube à rayons cathodiques et à rayons X.....161
25A : Tableau d'analyse de 26 échantillons de la coupe du Cerro Los Abajeños.....164
25 B-C : Courbes de variation du CaO, SiO_2, Al_2O_3 et Fe_2O_3

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

Thèse de Juan José Palafox, Lille 1, 2011

dans les échantillons du Cerro Los Abajeños.....165
26A : Tableau d'analyse de 33 échantillons
de la coupe du Cerro El Palmar.....166
26 B-C : Courbes de variation du CaO, SiO_2, Al_2O_3 et Fe_2O_3
dans les échantillons du Cerro El Palmar.....167
27 A : Tableau des résulats de 47 échantillons de la coupe du Cerro El Yugo.....168
27 B-C : Courbes de variation du CaO, SiO_2, Al_2O_3 et Fe_2O_3
dans les échantillons du Cerro El Yugo.....169
28 A : Tableau des résulats de 47 échantillons de la coupe du Cerro La Morita.....170
28 B-C : Courbes de variation du CaO, SiO_2, Al_2O_3 et Fe_2O_3
dans les échantillons du Cerro La Morita.....171
29A-C : Oxydes majeurs (SO_3 et MnO) des Cerros Los Abajeños (29 A) ,
El Yugo (29 B) et La Morita (29 C).....172
30A : Résumé des données biostratigraphiques obtenues dans cette thèse.....175
30B : Corrélations générales des coupes étudiées ……176
31 : Divisions chronostratigraphiques du Bachkirien et du Moscovien en Amérique du Nord (d'après Groves et al., 2007).....184
32 : Classification des Fusulinata du Paléozoïque
(d'après Hance et al., sous presse).....190
33 : Evénements de la limite Frasnien-Famennien en Amérique du Nord
(d'après Bond et Wignall, 2008).....218
34 : Le bassin de Pedregosa dans la conception ancienne
de Thompson III et Jacka (1981).....219
35 : Autre conception du Bassin de Pedregosa (d'après Armin, 1987).....220
36 : Extension occidentale du Bassin de Pedregosa en Sonora
(d'après Radelli et al., 1987).....222
37 : Une reconstitution du Craton Nord-américain
et des océans qui le bordaient (d'après Mack et al., 2003).....223
38 : Une autre reconstitution (d'après Soreghan et al., 2008).....224
39 : Paléogéographie régionale du Sonora et des régions voisines d'après (A) Armin (1987 ; voir Fig .35) et B) selon les résultats de cette étude……...226

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

40 : Les USA au Pennsylvanien (ou "le pays des cyclothèmes")
(d'après Boardman et al., 1991, légèrement modifié).....228
41A-B : Figure récapitulative de deux types de cyclothèmes classiques
(d'après Klein, 1994).....229
42 A-B : A : Données sédimento-climatologiques
pendant le paroxysme de la LPIA (d'après Crowley et Baum, 1991).
B : Phases successives de la LPIA (d'après West et al., 1997).....230
43 A-B : Les cryptocyclothèmes de l'Horquilla.
A : schéma de terrain par Schreiber et al. (1990).
B : schéma interprétatif de Connolly et Stanton (1992).....233
44 : Les cryptocyclothèmes de la Horquilla à Arivechi.....234
45 : Reconstitution paléogéographique des cratons d'Amérique du Nord
et de différents terranes du Mexique et d'Amérique Centrale
situés en travers de l'Océan Rhéïque au Pennsylvanien.
(d'après Gómez-Espinosa et al., 1978). ….....241
46 : Diachronisme et migration des *Profusulinella*
dans la Téthys et l'Oural d'une part et l'Amérique,
d'autre part (d'après Groves et al., 2007). ….....243
47 : Le Craton Nord-américain entouré de ses océans
avec les voies de migrations des faunes qui le peuplent.....246

Index des planches

1-4 . Microfaciès, foraminifères, et macrofaune
des Cerros El Tule (Sonora, Mexique).....44-51
5-11. Microfaciès et foraminifères
de la Sierra d'Agua Verde (Sonora, Mexique).....85-97
12-23. Microfaciès et foraminifères
d'Arivechi (Sonora, Mexique).....113-135
24-28. Microfaciès et foraminifères
du Cerro La Morita (Sonora, Mexique).....151-159

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr

© 2012 Tous droits réservés.

http://doc.univ-lille1.fr