Etude micropaléontologique et évolution de la formation Cupido (Hauterivien-Aptien) dans le NE du Mexique (Région du canyon de la Huasteca Monterrey, Nuevo Leon)

Eva Luz Lara Osorio

▶ **To cite this version:**

Eva Luz Lara Osorio. Etude micropaléontologique et évolution de la formation Cupido (Hauterivien-Aptien) dans le NE du Mexique (Région du canyon de la Huasteca Monterrey, Nuevo Leon). Stratigraphie. Université de Savoie, 2009. Français. NNT : . tel-00811791

HAL Id: tel-00811791

https://theses.hal.science/tel-00811791

Submitted on 11 Apr 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

2009 CHAM Soug
TA 1059 · 2009/49 bis

Université de Savoie

Campus Scientifique Technolac

Ecole Doctorale 'Terre, Univers, Environnement'

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines UMR CNRS 5025

Thèse présentée pour obtenir le titre de Docteur en Sciences
Spécialité : Terre Univers environnement

Par Eva Luz Lara Osorio

Etude micropaléontologique et évolution de la Formation Cupido (Hauterivien – Aptien) dans le NE du Mexique (Région du Canyon de la Huasteca Monterrey, Nuevo León).

Soutenance le 18 décembre 2009 au Bourget du Lac (73)
devant le jury composé de :

Thierry Adatte, Professeur de l'Université de Lausanne Institut de Géologie Lausanne Suisse ; rapporteur.

Ioan Bucur, Professeur de l'Université Babes-Bolyai, Cluj-Napoca, Roumanie ; rapporteur.

Victor Hugo Garduño Monroy, Professeur de l'Université Michoacana, Mexique ; examinateur.

Marc Tardy, Professeur, UMR CNRS 5025, Université de Savoie ; examinateur.

Annie Arnaud-Vanneau, Chargée de recherche UMR CNRS 5025, Université Joseph Fourier ; co-directrice.

Christian Beck, Professeur UMR CNRS 5025, Université de Savoie ; Directeur de thèse.

B.U. DE SAVOIE
D 032 306151 0

RESUME

Au Nord-Est du Mexique, dans la région de Nuevo Léon, dans le Canyon de la Huasteca, plus de quarante espèces de foraminifères benthiques, d'algues dacycladales et de faune planctonique ont été inventoriées dans 200m de dépôts calcaires. Ce travail micropaléontologique est basé sur des lames minces dans lesquelles on détermine le nombre précis de chacun des éléments identifiés dans une surface de référence. Ces résultats sont ensuite reportés dans un tableau comportant verticalement les numéros des échantillons, ordonnés selon leur ordre stratigraphique dans la coupe de terrain et horizontalement l'inventaire de toute la faune et la flore existante dans les différents échantillons. Les éléments sont ensuite classés selon leurs milieux de dépôt.

Les résultats obtenus montrent qu'après la transgression du Jurassique supérieur (Formation Taraises), à partir du Valanginien supérieur la plateforme carbonatée Cupido se met en place, dans des conditions de salinité et d'oxygène normales .Elle persiste jusqu'au Barrémien supérieur. Au cours de son évolution on observe cinq épisodes de montées des eaux dont elles sont en relation avec les variations eustatiques liées à la période d'extension du Golfe du Mexique. Cependant, la prolifération et les variations quantitatives des espèces dépendant fortement de l'adaptabilité aux variations eustatiques, de cette manière il est possible de trouver des différences d'épaisseur des strates ainsi que des variations dans la population dans toute sa section.

Grâce à cette étude micropaléontologique, il a été possible de connaître en détail la faune benthique, ses associations et d'approximer une date à la plate-forme Cupido dans la région de la Huasteca et de comparer les variations eustatiques mondiaux avec celles de la Formation Cupîdo.

Mots-clés: FORAMINIFERES BENTHIQUES, PLATE-FORME, VALANGINIEN SUPERIEUR, BARREMIEN SUPERIEUR, MEXIQUE.

RESUMEN

Al Nor-Este de México, en el Estado de Nuevo León dentro del Cañón de la Huasteca, mas de cuarenta especies entre foraminíferos bentónicos, algas dacicladaceas y fauna planctónica ha sido inventariada en 200 metros de depósitos calcáreos. Este trabajo micro paleontológico esta basado en láminas delgadas en las cuales se hizo el conteo de cada uno de los elementos identificados en una superficie de referencia. Estos resultados fueron pasados a una tabla donde se representa a la vertical los números de las muestras ordenados por su posición estratigráfica en la sección de campo y a la horizontal el inventario de la fauna y de la flora encontrada en cada muestra, estos elementos son enseguida clasificados según su medio de depósito.

Los resultados obtenidos mostraron que después de la trasgresión del Jurasico superior (Formación Taraises), posiblemente a partir del Valanginiano superior, la plataforma carbonatada Cupido comienza a formarse, en condiciones de salinidad y oxigenación normales continuando hasta el Barremiano superior. En el curso de su evolución se observan cinco periodos de elevación eustáticas que están ligados al periodo de extensión del Golfo de México. La ploriferación y las variaciones cuantitativas de las especies dependieron fuertemente de la adaptabilidad a las variaciones eustáticas, de esta manera es posible encontrar diferencias de espesor en los estratos y variaciones en la población a lo largo de la sección estratigráfica.

Gracias a este estudio micropaleontologico ha sido posible de conocer en detalle la fauna bentonita, sus asociaciones y de aproximar una edad a la Formación en la región de estudio y comparar los periodos eustáticos mundiales con los de la plataforma Cupido.

Palabras-claves: FORAMINIFEROS BENONICOS, PLATAFORMA, VALANGINIANO SUPERIOR, BARREMIANO SUPERIOR, MEXICO.

Université de Savoie

Campus Scientifique Technolac

Ecole Doctorale 'Terre, Univers, Environnement'

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines UMR CNRS 5025

Thèse présentée pour obtenir le titre de Docteur en Sciences
Spécialité : Terre Univers environnement

Par Eva Luz Lara Osorio

Etude micropaléontologique et évolution de la Formation Cupido (Hauterivien – Aptien) dans le NE du Mexique (Région du Canyon de la Huasteca Monterrey, Nuevo León).

Soutenance le 18 décembre 2009 au Bourget du Lac (73)
devant le jury composé de :

Thierry Adatte, Professeur de l'Université de Lausanne Institut de Géologie Lausanne Suisse ; rapporteur.

Ioan Bucur, Professeur de l'Université Babes-Bolyai, Cluj-Napoca, Roumanie ; rapporteur.

Victor Hugo Garduño Monroy, Professeur de l'Université Michoacana, Mexique ; examinateur.

Marc Tardy, Professeur, UMR CNRS 5025, Université de Savoie ; examinateur.

Annie Arnaud-Vanneau, Chargée de recherche UMR CNRS 5025, Université Joseph Fourier ; co-directrice.

Christian Beck, Professeur UMR CNRS 5025, Université de Savoie ; Directeur de thèse.

Ce mémoire est dédié à mes meilleures bestioles, Rafaël et Diego car ils se sont adaptés à tous les types d'environnements mêmes les plus salins, pour suivre les changements de facies de leur mère……Merci les gars !!!

Mais aussi,
à Jorge et à Luz,
à Norma et al.,
à Jorge Luis et al.,
à July et al.,
et à Dina

Merci à toutes les personnes qui m'ont aidée dans la réalisation de ce mémoire: Christian Beck, Marc Tardy, Annie Arnaud, Bernard Vallet, Philippe Lesage, Gilles Ménard, André Paillet, Jean Claude Hippolyte et à tous les collègues du CISM, LGCA, LGIT et l'EDYTEM, toujours prêts à m'assister.

Merci à Pascale Bascou et à Riccardo Vassallo, à Aurélien Van Welden, à Crélia et Eduardo Carrillo, à Krasimir Matev, à Raul Arambula, à Corina et Oswaldo Gutiérrez qui ont embarqué avec moi sur cette galère.

Merci à Ioan Bucur, Yves Perret, Dominique Gasquet, José Luis Garcia, Vincent Blanc, Estelle Ployon, Thomas Heymes, Brice Munier, Anne Guyomard, Hélena Ortu, Asmaa Tayebi, Abir Echihoui, Andreea Uta, Yam Zul Ocampo, Patricia Gutiérrez, Sylvie Tomasena, Veronique Chbani et Mme. Miséré, pour leur aide et appui au moment précis où manquaient la technique où l'information.

Merci à Fabien et Cécile Arnaud-Pignol, à Jerôme et Chloé Ganne, à Laurence Perrier, à Estelle Cros et à Aurélie Legaz, qui m'ont montré leur grande disponibilité, toujours prêts à m'appuyer, me soutenir, m'encourager.

A Bernard V. pour m'avoir donné la main ces dernières moins.

Chambéry, hiver 2009.

TABLE DES MATIERES

RESUME

INTRODUCTION..... 1

CHAPITRE I : PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET MORPHOSTRUCTURALE. 2

I.1. LOCALISATION DE LA REGION, GEOGRAPHIE ET GEOLOGIE..... 2
- Limites de la Sierra Madre Oriental..... 3
- Lithologies de la Sierra Madre Oriental..... 4

CHAPITRE II : CADRE GEODYNAMIQUE ET GEOLOGIQUE..... 8

II.1. GENERALITES..... 8
II.1A- Les plaques tectoniques 8
II.1B- L'origine de la Faille Ouachita-Marathon..... 10
II.1C- Le Terrane Coahuila, le Terrane Sierra Madre.et la région d'étude..... 10

II. 2. CADRE STRUCTURAL 16
II.2- Ouverture du Golfe du Mexique..... 16
- Etape d'extension..... 16
- Etape de déplacement..... 17
- La Faille Mojave-Sonora..... 22
- Les Failles San Marcos et La Babia..... 22
- La Faille Tamaulipas Chiapas ou Transformant de Tehuantepec..... 23

II. 3. EVOLUTION TECTONOSTRATIGRAPHIQUE..... 26
II.3A- Evolution géologique depuis l'ouverture du Golfe du Mexique..... 26
II.3B- Evolution des paléoenvironnements du bassin en déplacement..... 27
- Trias tardif - Jurassique inférieur..... 27
- Jurassique moyen..... 29
- Jurassique supérieur..... 31
II.3C- Evolution des paléoenvironnements du bassin post-déplacement..... 34
- Crétacé inférieur..... 34
- Crétacé supérieur..... 36

II. 4. STRATIGRAPHIE DE LA REGION..... 38
II.4A- Historique des travaux antérieurs..... 38
II.4B- Stratigraphie..... 40
- Système Jurassique..... 40
- Système Crétacé..... 43
- Cénozoïque..... 46

CHAPITRE III : METHODOLOGIE..... 48

III. 1. TRAVAIL DE TERRAIN ET DE LABORATOIRE..... 48
III.1A- Travail de terrain..... 48
- Observation des corps sédimentaires..... 48
- Levé des coupes..... 48
III 1B- Travail de laboratoire..... 49
- Analyse quantitative de la faune et la flore..... 49

III.2. ANALYSES DE FACIES..... 54
- Identification des faciès en lames minces..... 54
- Reconstruction de paléoenvironnements..... 54

- Paramètres qui perturbent l'environnement des organismes..... 55
- Salinité..... 55
- Oxygénation..... 56
- Température de l'eau..... 58
- Lumière..... 58
- Modes d'alimentation et mode de vie..... 60
- Nutriments..... 60
- Les vagues..... 61

CHAPITRE IV : LA FORMATION CUPIDO..... 65

IV.1. EXTENSION DE LA FORMATION CUPIDO..... 62
IV.1. La Formation Cupido et ses équivalents..... 62
- Plates-formes du Crétacé inférieur du Continent Nord Américain..... 62
- Equivalentes de la Plate-forme Cupido..... 62

IV.2. CARACTERISTIQUES DE LA FORMATION CUPIDO..... 65
IV.2. Evolution de la Formation..... 65
- Particularités de la Formation dans la région d'étude..... 66
- Au microscope..... 68
- Observation des graphiques et microscopie..... 74

IV.3. BIOSTRATIGRAPHIE..... 76
IV.3A- Niveau biostratigraphique dans la colonne..... 76
IV.3B- Associations..... 80
IV.3C- Répartition biostratigraphique..... 81
- Zone I..... 83
- Zone II..... 83
- Zone III..... 83
- Zone IV..... 83
- Autres plates-formes téthysiennes au Crétacé inférieur..... 90

CHAPITRE V: SYSTEMATIQUE..... 92

V.1. FORAMINIFÈRES BENTHIQUES..... 92
- *Andersenolina molesta*..... 92
- *Andersenolina* sp. cf. *Andersenolina molesta*..... 94
- *Andersenolina* sp.. 94
- *Andersenolina* cf. *histeri*..... 95
- *Arenobulimina cf. A. meltae*..... 96
- *Charentia* sp. cf. *Charentia nana*..... 97
- *Choffatella decipiens*..... 97
- *Cuneolina* sp..... 98
- *Daxia* aff. *minima*..... 99
- *Earlandia conradi*..... 99
- *Feurtillia* sp..... 100
- *Glomospira glomerosa*..... 100
- *Glomospira* sp. cf. *G. urgoniana*..... 101
- *Glomospira* sp. cf. *G. watersi*..... 101
- *Haplophragmoides joukowskyi*..... 102
- *Lenticulina (Lenticulina) espitalei*..... 102
- *Lenticulina.(Saracenaria)* sp..... 103
- *Lituola ? strogguloides*..... 103
- *Massilina* sp..... 104
- *Maycina bulgarica*..... 105
- *Montsalevia salevensis*..... 105
- *Montsalevia ?* sp. 106
- *Nautiloculina bronnimanni*..... 107
- *Neotrocholina* cf. *N. fribourgensis*..... 108
- *Neotrocholina* sp..... 108
- *Neotrocholina infragranulata*..... 109
- *Nezzazata cf. Nezzazata isabellae*..... 110
- *Nezzazata sp.*..... 110
- *Nodosaria s*..... 111
- *Novalesia sp.*..... 111
- *Patellovalvulina patruliusi*..... 112
- *Scythiolina* cf. *Scythiolina camposaurii*..... 112
- *Scythiolina* cf. *Scythiolina cuneata*..... 113
- *Troglotella incrustans*..... 114
- *Valvulineria* ? sp.1..... 115
- *Valvulineria* ? sp.2..... 115

V.2- ALGUES DACYCLADALES..... 117

- *Clypenia solkani*..... 117
- *Clypenia parasolkani*..... 117
- *Cylindroporella* sp..... 118
- *Salpingoporella annulata*..... 118
- *Salpingoporella muehlbergii*..... 118

V.3- AUTRES ALGUES..... 120

- *Bacinella irregularis*..... 120
- *Cayeuxia* sp..... 120

- *Lithocodium aggregatum*..... 121
.
- *Thaumatoporella parvovesiculifera*..... 121

V.4- AUTRES ORGANISMES..... 122

- Calcisphaerulidae..... 122
- *Favreina dinarica*..... 122

- Ordre Radiolaria..... 123

CHAPITRE VI : CONCLUSIONS..... 124

BIBLIOGRAPHIE..... I-XXX

ANEXES A: PLANCHES..... 1
Foraminifères benthiques..... 3
Algues dasycladacées..... 19
Autres organismes..... 27

ANEXES B: COLONNE STRATIGRAPHIQUE..... 31
ANEXES C: GRAPHIQUES..... 35
ANEXES D: COMPATGES..... 55

RESUME

Au Nord-Est du Mexique, dans la région de Nuevo Léon, dans le Canyon de la Huasteca, plus de quarante espèces de foraminifères benthiques, d'algues dacycladales et de faune planctonique ont été inventoriées dans 200m de dépôts calcaires. Ce travail micropaléontologique est basé sur des lames minces dans lesquelles on détermine le nombre précis de chacun des éléments identifiés dans une surface de référence. Ces résultats sont ensuite reportés dans un tableau comportant verticalement les numéros des échantillons, ordonnés selon leur ordre stratigraphique dans la coupe de terrain et horizontalement l'inventaire de toute la faune et la flore existante dans les différents échantillons. Les éléments sont ensuite classés selon leurs milieux de dépôt.

Les résultats obtenus montrent qu'après la transgression du Jurassique supérieur (Formation Taraises), à partir du Valanginien supérieur la plateforme carbonatée Cupido se met en place, dans des conditions de salinité et d'oxygène normales .Elle persiste jusqu'au Barrémien supérieur. Au cours de son évolution on observe cinq épisodes de montées des eaux dont elles sont en relation avec les variations eustatiques liées à la période d'extension du Golfe du Mexique. Cependant, la prolifération et les variations quantitatives des espèces dépendant fortement de l'adaptabilité aux variations eustatiques, de cette manière il est possible de trouver des différences d'épaisseur des strates ainsi que des variations dans la population dans toute sa section.

Grâce à cette étude micropaléontologique, il a été possible de connaître en détail la faune benthique, ses associations et d'approximer une date à la plate-forme Cupido dans la région de la Huasteca et de comparer les variations eustatiques mondiaux avec celles de la Formation Cupîdo.

Mots-clés: FORAMINIFERES BENTHIQUES, PLATE-FORME, VALANGINIEN SUPERIEUR, BARREMIEN SUPERIEUR, MEXIQUE.

RESUMEN

Al Nor-Este de México, en el Estado de Nuevo León dentro del Cañón de la Huasteca, mas de cuarenta especies entre foraminíferos bentónicos, algas dacicladaceas y fauna planctónica ha sido inventariada en 200 metros de depósitos calcáreos. Este trabajo micro paleontológico esta basado en láminas delgadas en las cuales se hizo el conteo de cada uno de los elementos identificados en una superficie de referencia. Estos resultados fueron pasados a una tabla donde se representa a la vertical los números de las muestras ordenados por su posición estratigráfica en la sección de campo y a la horizontal el inventario de la fauna y de la flora encontrada en cada muestra, estos elementos son enseguida clasificados según su medio de depósito.

Los resultados obtenidos mostraron que después de la trasgresión del Jurasico superior (Formación Taraises), posiblemente a partir del Valanginiano superior, la plataforma carbonatada Cupido comienza a formarse, en condiciones de salinidad y oxigenación normales continuando hasta el Barremiano superior. En el curso de su evolución se observan cinco periodos de elevación eustáticas que están ligados al periodo de extensión del Golfo de México. La ploriferación y las variaciones cuantitativas de las especies dependieron fuertemente de la adaptabilidad a las variaciones eustáticas, de esta manera es posible encontrar diferencias de espesor en los estratos y variaciones en la población a lo largo de la sección estratigráfica.

Gracias a este estudio micropaleontologico ha sido posible de conocer en detalle la fauna bentonita, sus asociaciones y de aproximar una edad a la Formación en la región de estudio y comparar los periodos eustáticos mundiales con los de la plataforma Cupido.

Palabras-claves: FORAMINIFEROS BENONICOS, PLATAFORMA, VALANGINIANO SUPERIOR, BARREMIANO SUPERIOR, MEXICO.

ABSTRACT

In the northeastern part of Mexico, in the Nuevo Léon region, within the Huasteca Canyon, more than forty species of benthic foraminifera, different species of dacycladales algae and planctonic fauna have been described along a 200-m section of limestone deposits. This micropaleontologic work is based on thin sections observation in which we determined the precise number of each element identified within a reference surface. These results are then reported into a table plotting vertically the numbers of the samples, classified by their stratigraphic order in the natural section, and horizontally the inventory of all the fauna and flora existing in the different samples. Eventually, the elements are classified in function of their deposit environments.

The results show that after the Upper Jurassic transgression (Taraises formation), since Upper Valanginian the Cupido platform started to form within normal salinity and oxygen conditions. It lasted until the Lower Aptian. During its evolution, we observe seven periods of exposition of the platform in relationship with eustatic variations associated with the extension phase of Mexico Gulf. However, the proliferation and the quantitative variations of the species strongly depending on the adaptability to the eustatic variations, we can find out layers thickness differences as well as faunistic variations in all its section.

This micropaleontologic study allowed recognizing in detail the benthic flora, its associations, and dating approximately the Cupido platform in Huasteca region, with five eustatics variations periods.

Keywords: BENTHIC FORAMINIFERA, TRANSGRESSION, PLATFORM, UPPER VALANGINIAN, UPPER BARREMIAN, MEXICO

INTRODUCTION.

Ce mémoire concerne l'étude d'une partie du grand système des plates-formes carbonatées formées en l'Amérique du Nord au Crétacé inférieur, elle située dans la Sierra Madre Oriental (Nord-Est du Mexique), près de la ville de Monterrey (Etat de Nuevo León), dans le Parc National Naturel de "Santa Catarina". Ce parc englobe une partie du Canyon de la Huasteca qui traverse les structures frontales de la Sierra. Il donne ainsi accès à une coupe naturelle des strates carbonatées verticales de la Formation Cupido, elle fait partie du flanc d'un anticlinal ouvert associé aux chevauchements des Terranes tectono-sédimentaires déformés pendant l'orogenèse Laramide.

Le but de ce travail est de décrire les caractéristiques de la plate-forme carbonatée Cupido et son évolution, de préciser les datations dans la région étudiée et de reconstituer son paléo-environnement, pendant l'ouverture du Golfe du Mexique et la transgression téthysienne du Crétacé inférieur. Ces reconstitutions ont été réalisées grâce au travail sur le terrain et au laboratoire, à partir de la faune, spécialement des foraminifères benthiques qui sont le plus abondamment représentés, et bons marqueurs de leur environnement et, donc de l'évolution des plates-formes.

Du Trias supérieur jusqu'au Jurassique moyen les ensembles Amérique du Sud – Afrique - Europe - Amérique du Nord se séparent, ouvrant ainsi l'Atlantique central. La séparation des continents se fait localement par l'ouverture du Golfe du Mexique pendant le Jurassique supérieur. A cette ouverture s'associent les jeux de failles distensives et décrochantes qui séparent une mosaïque de blocs durant cette période d'activité.

Durant l'ouverture du Golfe du Mexique les mouvements tectoniques s'arrêtent, et c'est pendant le Jurassique supérieur que se manifeste la transgression marine téthysienne qui inonde le plateau continental situé au Nord-Est de l'actuel Mexique. De l'Hauterivien à l'Aptien, plus de 2000m de sédiments récifaux s'accumulent sur la bordure du Golfe du Mexique.

La marge récifale qui a bordé le littoral de l'ancien Golfe du Mexique s'étendait depuis le Nord-Est du Mexique, à travers le Sud du Texas jusqu'au Sud de la Floride.

Etant données les conditions, ce grand dépôt récifal représente une des plates-formes carbonatées les plus étendues dans les enregistrements géologiques Nord américains. La partie mexicaine de cet ensemble correspond à la plate-forme Cupido.

Les principales questions abordées dans ce travail sont les suivantes:

-Du côté de l'Europe, on retrouve des autres plates-formes avec les mêmes caractéristiques de sédimentation carbonatée, qui appartiennent également à l'étape téthysienne : Retrouvons-nous les mêmes espèces de foraminifères benthiques dans ces plates-formes?

-Dans les deux domaines marins équivalents, avons-nous les mêmes conditions environnementales pour les foraminifères benthiques ?.

-La plate-forme Cupido formée au Crétacé inférieur représente une seule époque?

- Les courbes eustatiques mondiales sont-elles représentées dans la plate-forme Cupido ?

INTRODUCCION.

Esta memoria estudia una parte del gran sistema de plataformas carbonatadas, formadas en América del Norte durante el Cretácico inferior, el área de estudio se sitúa en la Sierra Madre Oriental (al Nor-Este de México) cerca de la ciudad de Monterrey (Estado de Nuevo León) en el parque Natural de "Santa Catarina", quien forma parte del Cañón de la Huasteca y corta las estructuras frontales de la Sierra ; de esta manera tenemos acceso a un corte natural de estratos carbonatados verticales de la Formación Cupido, quienes hacen parte del flanco de un anticlinal abierto, asociado a los cabalgamientos de los terrenos tectono-sedimentarios deformados durante la Orogenia Laramide.

El objetivo de éste trabajo es de describir las características de la plataforma carbonatada Cupido y su evolución; de precisar (si es posible) las edades en la región de estudio y de reconstituir sus paleo ambientes durante la apertura del Golfo de México y de la trasgresión tetisiana del Cretácico inferior. Estas reconstituciones fueron realizadas gracias al trabajo de campo y de laboratorio a partir de la fauna especialmente de Foraminíferos bentónicos quienes representan a la fauna más abundante además de ser excelentes marcadores de sus ambientes por tanto de la evolución de la plataforma.

Durante el Triasico superior hasta el Jurasico medio, el continente formado por America del Sur – África – Europa – America del Norte se separa, abriéndose así la America central. La separación de los continentes se hace localmente por medio de la apertura del Golfo de México durante el Jurasico superior. A esta apertura se asocian los juegos de fallas distensives y transcurrentes que separaron un mosaico de bloques durante este periodo de actividad.

Durante la apertura del Golfo de México los movimientos tectónicos se suspenden y es durante el Jurasico superior que tiene lugar la trasgresión marina tetisiana quien inunda entre otros lugares a la meseta continental situada al Nor-Este del México actual, así del Hauteriviano al Apiano, mas de 2000 metros de sedimentos arrecifales se acumularon sobre el borde del Golfo de México.

La margen arrecifal que bordeó el litoral del antigua Golfo de México, se extendió desde el Nor-Este de México, hacia el sur de Texas hasta llegar al sur de Florida.

Dadas las condiciones, este gran depósito arrecifal representa a una de las plataformas carbonatadas más extensas en los registros geológicos norteamericanos. La parte de esta plataforma en México, corresponde a la plataforma Cupido.

Las cuestiones principales que se abordan en este estudio son las siguientes:

-En Europa se formaron otras plataformas con las mismas características de sedimentación carbonatada y pertenecen también a la etapa tetisiana, es posible que se encuentren las mismas especies de foraminíferos bentónicos en esas plataformas?

-En los dos dominios marinos equivalentes, tenemos las mismas condiciones de ambientes para los foraminíferos bentónicos?.

-La plataforma Cupido formada en el Cretácico inferior representa una sola época?

Las curvas eustáticas mundiales están representadas en la Plataforma Cupido?

INTRODUCTION

CHAPITRE I

PRESENTATION GEOGEOGRAPHIQUE ET MORPHOSTRUCTURALE.

I.1.-LOCALISATION DE LA REGION, GEOGRAPHIE ET GEOLOGIE.

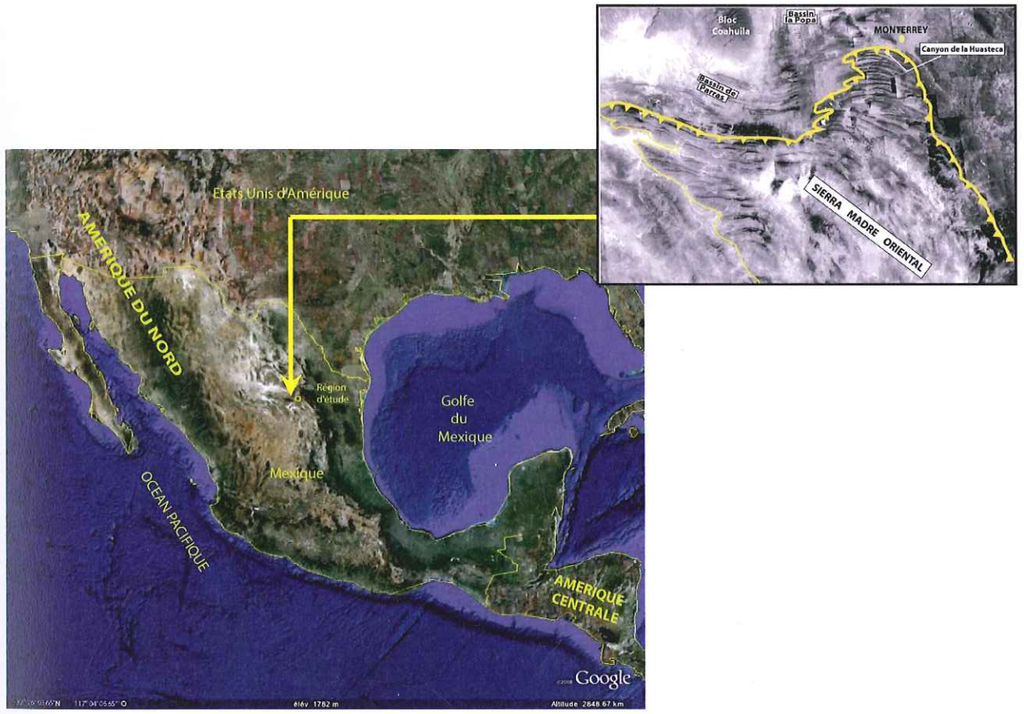


Figure I.1- (1) : L'a région d'étude se trouve dans l'Amérique du Nord dans l'Etat de Nuevo León à coté de la Ville de Monterrey au Canyon de la Huasteca, Le Mexique.

Ce travail micropaléontologique porte sur la Formation Cupido. Cette formation se situe dans l'Amérique du Nord au Nord Est du Mexique, dans l'État de Nuevo León à côté de la Ville de Monterrey au Canyon de la Huasteca dans le Parc National de "Santa Catarina". Figure I.1- (1) et (2).

La région d'étude appartient à la *Sierra Madre Oriental*, laquelle fait partie des trois plus grandes chaînes montagneuses qui traversent le pays.

La *Sierra Madre Oriental* est en continuité avec le système des Montagnes Rocheuses des Etats-Unis. Elle recoupe la totalité du territoire mexicain depuis le Nord-Est jusqu'au Sud-Est du Pays. Ainsi, tout l'Est du territoire mexicain est dominé par cette structure de 80 à 100 km de largeur. Elle présente dans la région de Monterrey près de la zone d'étude, une courbure ("saillante") caractéristique.

À l'Est, elle s'élève depuis la Plaine Côtière du Golfe du Mexique pour atteindre dans la zone d'étude des altitudes de l'ordre de 2500m. À l'Ouest, elle est limitée par la *Sierra Madre Occidental* qui longe la côte pacifique du Mexique.

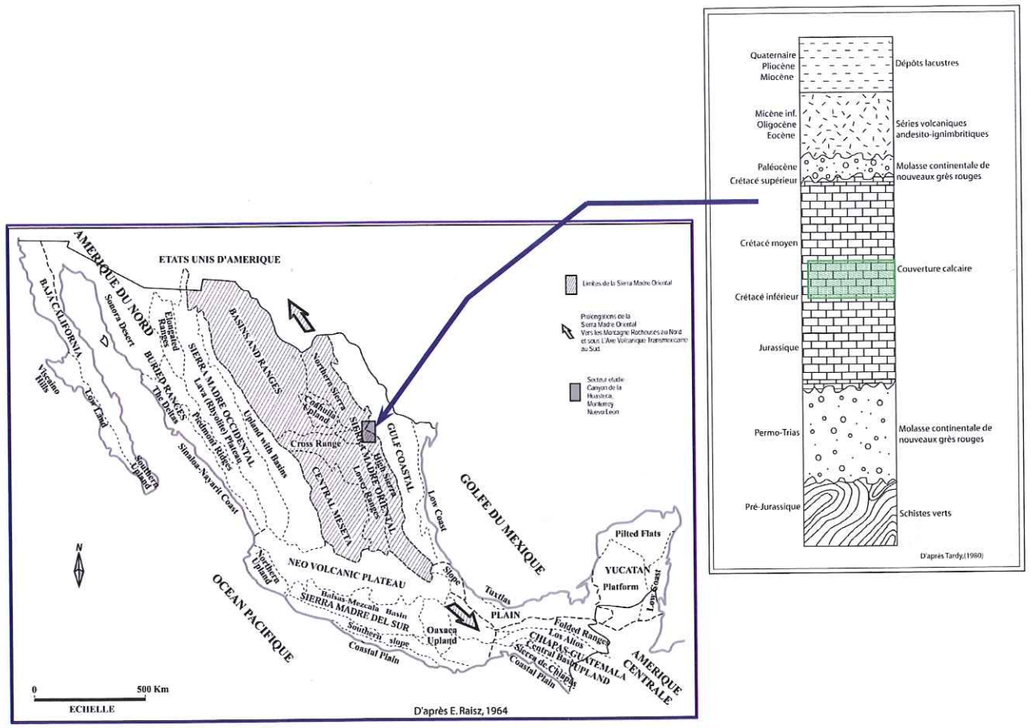


Figure I.1- (2) : La Sierra Madre Oriental, son stratigraphie et les principales provinces physiographiques du Mexique, (carte modifié d'après E. Raisz, 1964 et stratigraphie d'après Tardy (1988).

Limites de la *Sierra Madre Oriental*

- Au *Sud*, l'Axe Volcanique Transmexicain, est constitué d'une couverture volcanique Plio-Quaternaire qui traverse la partie centrale du pays d'Est en Ouest. Cet axe est formé par un alignement des volcans.

- Á l'*Est*, La Plaine Côtière du Golfe de Mexique est constitué par des sédiments terrigènes marins d'âge tertiaire. Cette plaine borde le golfe du Mexique depuis la Péninsule de Yucatán au Sud jusqu'à la Floride au Nord. Elle est recoupée dans sa partie médiane pour l'Axe Volcanique Transmexicain.

- Á l'*Ouest*, la *Sierra Madre* Occidental (Sierra parallèle à *la Sierra Madre Oriental* du coté Pacifique), elle est constitué de rhyolites, ignimbrites, tufs et andésites du Cénozoïque qui sont recouverts par des coulées et de basaltes du Plio-Quaternaire. Elle est orientée Nord Nord-Ouest – Sud Sud-Est.

Lithologies de la Sierra Madre Oriental

La Sierra Madre Oriental est une cordillère constituée par des roches métamorphiques et des roches sédimentaires. Ces deux ensembles sont décrits par Tardy (1980) de la manière suivante : Figure I.1- (2).

- 1) Un *socle métamorphique* du faciès de schistes verts constitué de roche d'âge divers allant du Précambrien au Jurassique inférieur (?).

- 2) Un ensemble de couvertures sédimentaires :

- une couverture sédimentaire d'âge imprécis (du Paléozoïque Terminal au Jurassique précoce) formée de molasse rouge continentale ;

- une couverture Mésozoïque d'origine marine (Jurassique basal à Crétacé inférieur), surmontée par les sédiments terrigènes du Crétacé supérieur ;

- une couverture Cénozoïque de molasses continentale, discordante aux séquences Mésozoïques.

La Sierra Madre Oriental est un ensemble de roches qui ont été affectées depuis le Paléozoïque par une tectonique complexe: soulèvement, compression et raccourcissements tangentielles à vergence Nord-Est (plis et chevauchements).

De ce fait, on observe des secteurs avec des variantes internes : structurales dans le style et l'orientation de la déformation ; stratigraphique, et lithologiques. Tardy (1980) dans "La carte du cadre géologique et éléments morphostructuraux" il fait une subdivision de trois grands ensembles, Figure I.1- (3).

Le premier ensemble morphostructural, région nord.

Localisé dans la partie Nord de la *Sierra Madre Oriental*, il est caractérisé par son orientation Nord Nord-Ouest – Sud Sud-Est; d'Ouest en Est. Il comprend le *Système de Chihuahua,* le *Système de Coahuila* et le *Bassin de Sabinas.*

Le second ensemble morphostructural, région centrale.

Localisé au centre de la *Sierra Madre Oriental*. Il est transverse au reste de la structure de *la Sierra*. C'est dire que dans leur ensemble ses structures, sont globalement orientées N-S alors que dans ce second ensemble elles sont affectées de deux flexions:

-le Nord le *Secteur Transverse de Parras*
-le centre *la Haute Chaîne* appelé également *Courbure ou Saillante de Monterrey*.

Le troisième ensemble morphostructural, région sud.

Ce troisième ensemble se trouve au sud de la *Sierra Madre Oriental* il est divisé en deux secteurs, l'un à l'Est et l'autre à l'Ouest.

- à l'Est : *La Plateforme de Valles - San Luis Potosi*.

- à l'Ouest : *Le Haut Plateau Central.* Figure I.1- (3).

Notamment, grâce à l'obtention de donnés des forages, faits pour la Compagnie Pétrolière Mexicaine, "Pétroleos Mexicanos" ; les idées au sujet de la *Sierra Madre Oriental* ont évoluées; grâce aux travaux de: Padilla et Sanchez, (1982) ; Lugo-Hubp (1990) ; Eguiluz de Antuñano S. et al., (2000) ; en se appuyant sur les nouvelles donnés et le travaux de King, (1969) ;Marc Tardy (1972a); Muehlberger, (1992) ; Gonzalez et al., (1986) ; l'ensemble de la *Sierra Madre Oriental* a été modifié.

En termes géologiques la Sierra Madre Oriental a été le produit de la levée et de la déformation des roches principalement Mésozoïques et de son socle hétérogène ; puis elle corresponde à une bande du Front qui a été plissé et chevauché pendant l'Orogenèse Laramide, laquelle De Cserna (1960) a nommée *Orogenèse "Hidalgoense".*

A propos de la région d'étude....

Dans le Canyon de la Huasteca la Plate-forme Cupido est située exactement entre trois ensembles morphostructuraux majeurs: Au nord de la Saillante de Monterrey dans le la Sierra Madre Oriental (Terrane Sierra Madre) ; au sud du Bassin de Sabinas et à l'Est du Bassin de Parras.

De cette manière on peut résumer qu'à la lumière de ces différentes synthèses la *Sierra Madre Oriental* apparaît comme un domaine complexe aux frontières mal définies.

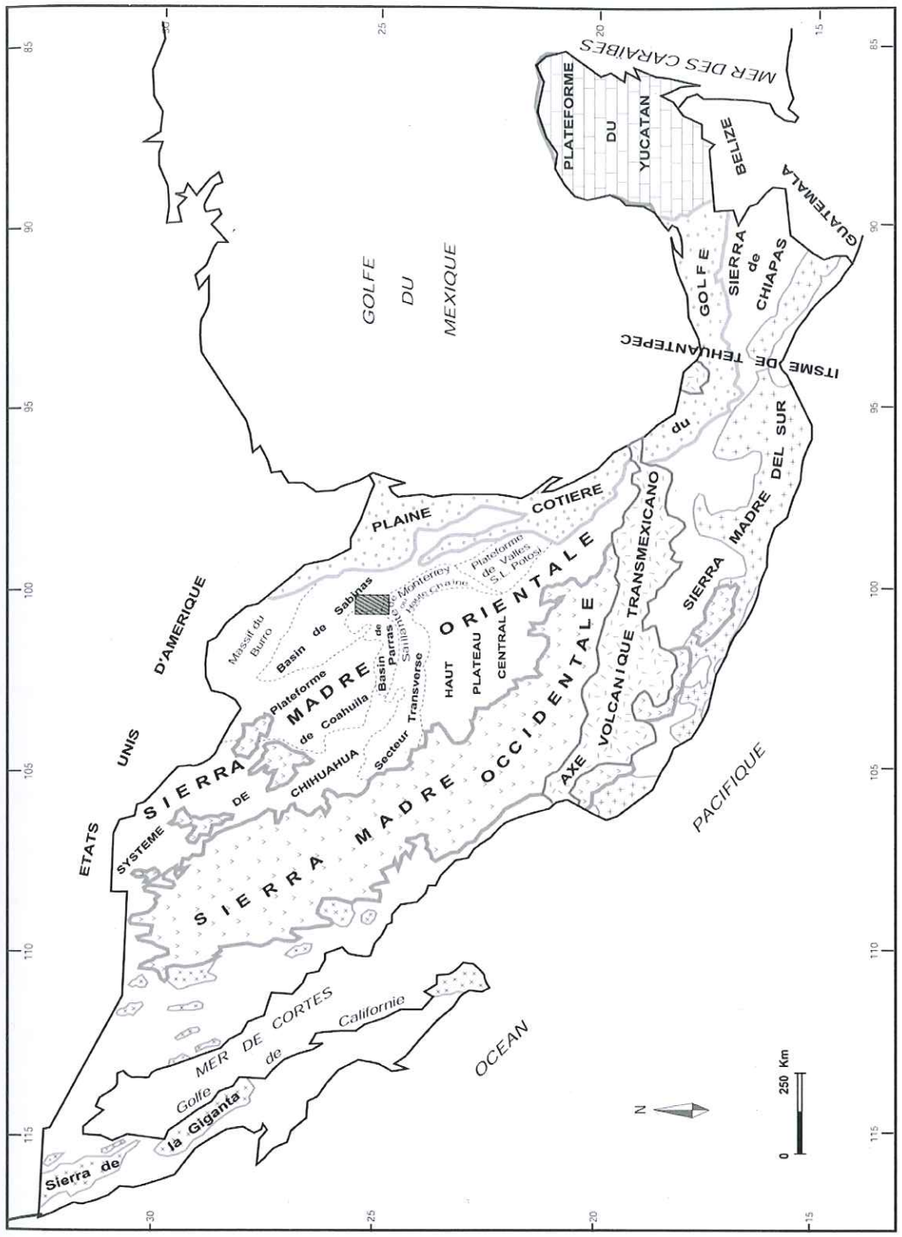


Fig. I.1- (3) cadre Géologique et éléments morphostructuraux de la Sierra Madre Oriental (d'après Tardy, 1980).

CHAPITRE II

CADRE GEODYNAMIQUE ET GEOLOGIQUE

II. 1 GENERALITES

II.1A- LES PLAQUES TECTONIQUES

Du fait que la croûte terrestre et la croûte océanique sont des couches minces qui forment des plaques tectoniques différentes, elles changent continuellement à cause des transferts d'énergie et de la matière qui coule généralement le long de ses bords.

L'énergie dégagée provient du manteau terrestre (Wilson 1989 et Condie, 1997) ; c'est-à-dire que les plus grands incréments de température et de pression ont lieu aux bords des plaques ; de cette manière, ils contrôlent l'intensité et la vitesse de certains processus comme la déformation par du métamorphisme, et la montée et l'emplacement des magmas (Wilson, 1989 ; Coney et Reynolds, 1977 et Moore et Twiss, 1995).

On trouve différents styles de bords des plaques : *convergents, divergents* et *transformants.*

Les bords *convergents* sont les marges destructives des plaques. C'est précisément là qu'ont lieu les processus de subduction : La lithosphère océanique est absorbée par le manteau et est à l'origine des "*Arcs Magmatiques*".

De cette manière on trouve deux types d'*Arcs Magmatiques*:

- les Iles Océaniques (convergence océan-océan)
- les Marges Continentales Actives (convergence océan-continent, ou subduction « cordilléraine »).

On peut dire que presque 100% de la croissance de la croûte continentale se produit dans les limites de plaques actives (≈ 2.8 km³ par an), Condie (1997).

Dans les derniers 200 millions d'années (Ma), le magmatisme des zones d'arc a contribué pour 7% du volume à la croissance de la croûte continentale, ceci principalement par apport des magmas générés dans les zones de subduction. Ces magmas sont le plus souvent formés par une fusion dans le Manteau Supérieur de la plaque supérieure; et plus rarement par fusion de la plaque océanique subduite/subductée elle-même.

Le processus le plus important de croissance de la croûte continentale, qui apporte 93% de son agrandissement, est l'accrétion mécanique d'ensembles nommés: "Terranes". Leur contenu tectonique et lithostratigraphique est très distinct de la marge auxquels ils sont accolés et, a priori, sans lien direct avec celle-ci.

Ces *"Terranes"* ont voyagé avec/ou font partie des plaques océaniques, ils peuvent appartenir à :
- un système complet d'arc d'îles océaniques (57% du volume accrété).
- des monts océaniques sous marins, à des plates-formes (29%).
- des chaînes volcaniques océaniques (7%).

Plus rarement, les *"Terranes"* peuvent provenir de :
-l'accrétion des dorsales océaniques.

-de fragments de la croûte continentale.

Ces *Terranes* ont été arrachés à d'autres plaques, par un processus de cisaillement profond, puis transportés des centaines ou des milliers de kilomètres, pour enfin s'accréter aux bords continentaux, en conservant constantes leurs caractéristiques tectoniques et lithologiques. Ce sont ces dernières qui sont analysées pour retrouver l'origine et le parcours effectué par ces ensembles parfois appelés « exotiques » en raison de leur situation actuelle.

En outre, les marges actives sont des zones où la plupart de croûte continentale (≈1.7 km³ par an) est recyclée vers le manteau.

En résumé, on peut dire que parmi 100% des matériaux accolés à la croûte continentale ; 60% retourne au manteau (Condie, 1997). On peut donc dire que la croûte continentale s'agrandit ≈1.1 km³ par an.

En ce qui concerne le matériel restant dérivé ou qui fait partie de la croûte continentale, il est réabsorbé par deux mécanismes (Condie, 1997) :

- l'érosion par subduction (53% en volume)
- la subduction des sédiments (41%)

Le reste du matériel réabsorbé (6%) correspond à des blocs de la croûte inférieure qui se sont délaminés.

C'est le long de la façade Ouest des Amériques (du Nord, Centrale, et du Sud en partie) que l'accrétion des "Terranes" a été définie. Plus particulièrement, le Mexique est un très bon exemple d'accroissement de croûte continentale, soit par subduction, soit par emplacement de magmas d'arc. En effet le pays est formé par au moins douze *"Terranes",* lesquels constituent 90% environ de sa croûte; dont les plus anciens ont été datés de 250 Ma (Campa et Coney, 1983 ; Sedlock et al., 1993 ; Kippie 2004) Figure II.1A- (4).

Ainsi la croûte continentale du Mexique constitue une mosaïque formée par la mise en place – à des périodes différentes - des magmas de différents arcs continentaux.

L'intégration des "*Terranes*" allochtones dans la croûte continentale a été progressive d'Est en Ouest, car les arcs plus anciens du Permien se trouvent du coté du Golfe de Mexique au centre du pays, et l'accrétion du Miocène se trouve dans la Basse Californie vers l'océan Pacifique. (Campa et Coney, 1983 ; Sedlock et al., 1993 ; Ortega Gutiérrez et al, 1994).

Chaque *"terrane",* est délimité par des failles profondes :
-les unes ont fonctionné comme zones de collision, i.g. : la *Faille Ouachita-Marathon*
-les autres ont fonctionné comme des surfaces de déplacement latéral de blocs tectoniques, exemples : la *Faille de décrochement majeur Mojave-Sonora (qui est controversée)* et la *Faille Tamaulipas-Chiapas*.

Certains blocs et failles moins spectaculaires ont été réactivés dans des événements de déformations postérieures et dans plusieurs cas, ont canalisé du magmatisme plus jeune, soit d'arc, soit d'intra plaque. Figure II.1A- (4) et Figure II.1B- (5).

II.1B- L'ORIGINE DE LA FAILLE OUACHITA-MARATHON.

Des auteurs comme Coney (1983) ; Sedlock et al., (1993) ; Ortega-Gutiérrez et al., (1994) ; Dickinson et Lawton, (2001), affirment que l'histoire tectonique du Mexique peut être le lien de l'évolution géologique entre la partie méridionale des Etats-Unis, la partie septentrionale de l'Amérique du Sud et les Caraïbes, en d'autres termes Le *Gondwana* et la *Laurasie*.

En effet, on trouve des critères structuraux et des blocs tectoniques anciens, tant au sud des Etats-Unis que dans la partie Nord-Est du Mexique ; on peut donc dire que l'Amérique du Nord, et l'Amérique du Sud ont été réunies, pendant le Paléozoïque Terminal, période durant laquelle s'est formé le *Super Continent Pangée*. (Handschy et al., 1987 et Stewart, 1998).

Les données biostratigraphiques et paléogéographiques concernant les Fusulinidés (Ross, ,1979) appartenant à la marge Ouest de la Pangée, ainsi que des données paléomagnétiques, tectoniques et sédimentologiques, appuient cette théorie.

Le résultat de la collision a donc été une suture avec un système d'arcs, la *Ceinture Orogénique Ouachita-Marathon (COOM)*. Elle est localisée dans la marge sud-est de la Plaque Nord-Américaine et elle s'étend depuis la Zone des Appalaches au nord du Golfe du Mexique, jusqu'à la partie nord du Mexique (Veevers, 1994 ; Walper, 1981 ; Sedlock et al., 1993). Figure II.1B- (5).

Cette collision a déclenché un chevauchement crustal de la plaque Amérique du Sud, sur une grande partie du Mexique (Campa et Coney, 1983). Quelques auteurs considèrent que ce chevauchement n'est pas clair, et ils déplacent les *"terranes"* de la partie centre et sud du Mexique vers le Nord-Est à travers d'un décrochement majeure, nommé *"Mega-décrochement Mojave-Sonora"* (Pindell et Dewey, 1982 ; Coney, 1983).

Les arguments pour le *"Mega-décrochement Mojave-Sonora"* ne sont pas clairs non plus, pourtant il doit exister des failles pour expliquer la dynamique des plaques ; (*cf.* paragraphes suivants).

II.1C- LE TERRANE COAHUILA, LE TERRANE SIERRA MADRE.ET LA REGION D'ETUDE.

La zone d'étude est localisée dans les limites morphostructurales du Bassin de Parras et le nord de la région de Monterrey, ainsi le Canyon de la Huasteca se trouve entre deux *"Terranes"*, le *Terrane Coahuila* et le *Terrane Sierra Madre*. Désormais on positionne notre zone d'étude dans le *Terrane Coahuila* ou *Coahuiltecano* en accord avec les publications de Anderson et Schmidt, 1983 ; Sedlock et al., 1993 ; Jones et al., 1995. Figure II.1A- (4) et Figure II.1B- (5).

Ainsi donc le *"Terrane Coahuila"*, nommé par Campa et Coney, (1983) ou *"Terrane Coahuiltecano"* renommé ensuite par Sedlock et al., (1993).est un des Terranes les plus complexe ; il existe deux théories pour expliquer son origine:

1) Il est possible que le *Terrane Coahuila* ait une forte affinité avec les terrains *Gondwaniens* du Mexique, désagrégés pendant la rupture de la *Pangée*. (Handschy et al., 1987 ; Dickinson et Lawton 2001).

2) Le *"Terrane Coahuila"* peut aussi correspondre à un *terrane* transporté de la Marge Pacifique (McKee et al., 1988, 1990 et 1999 ; et Grajales et al., 1992).

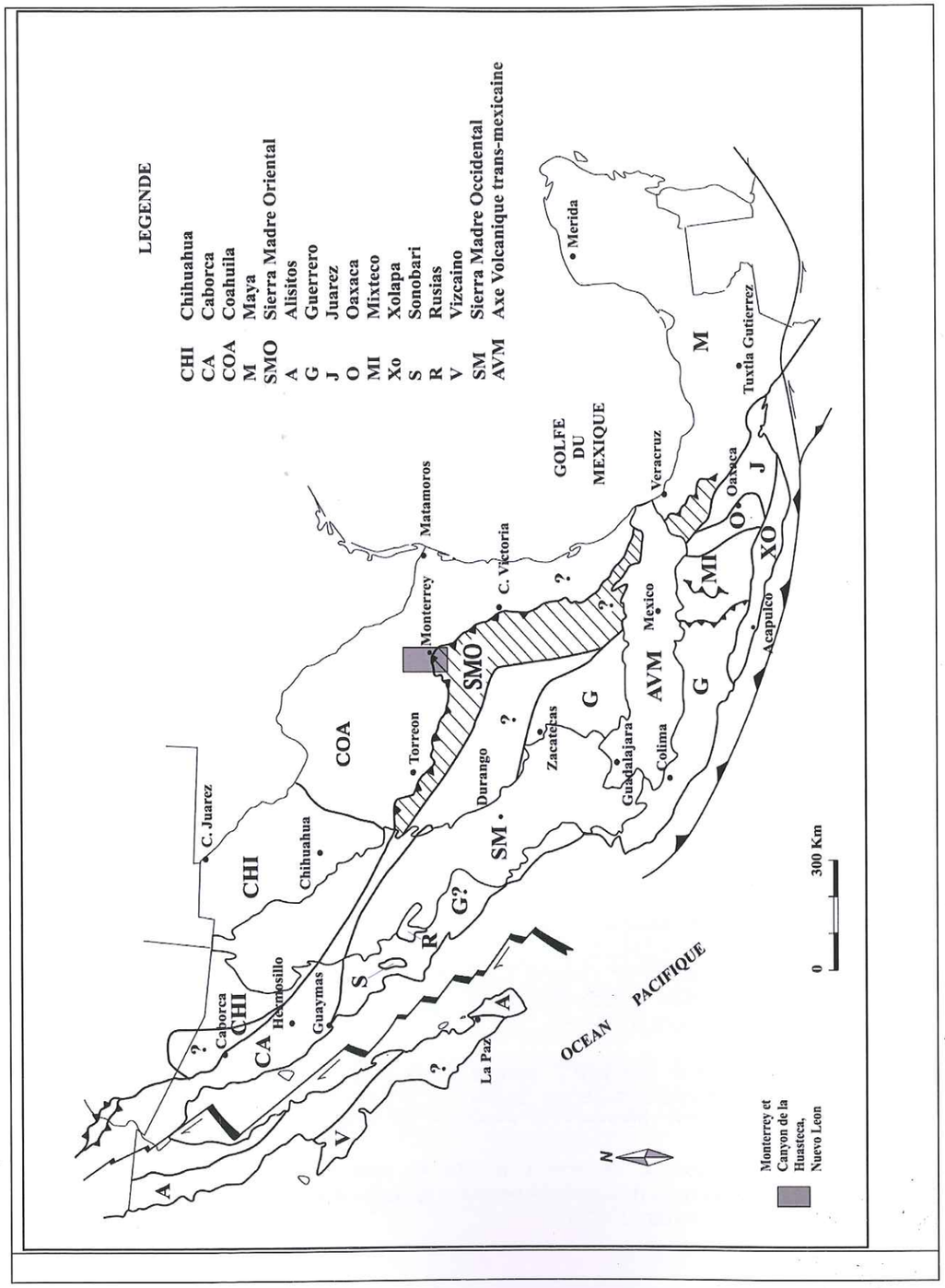


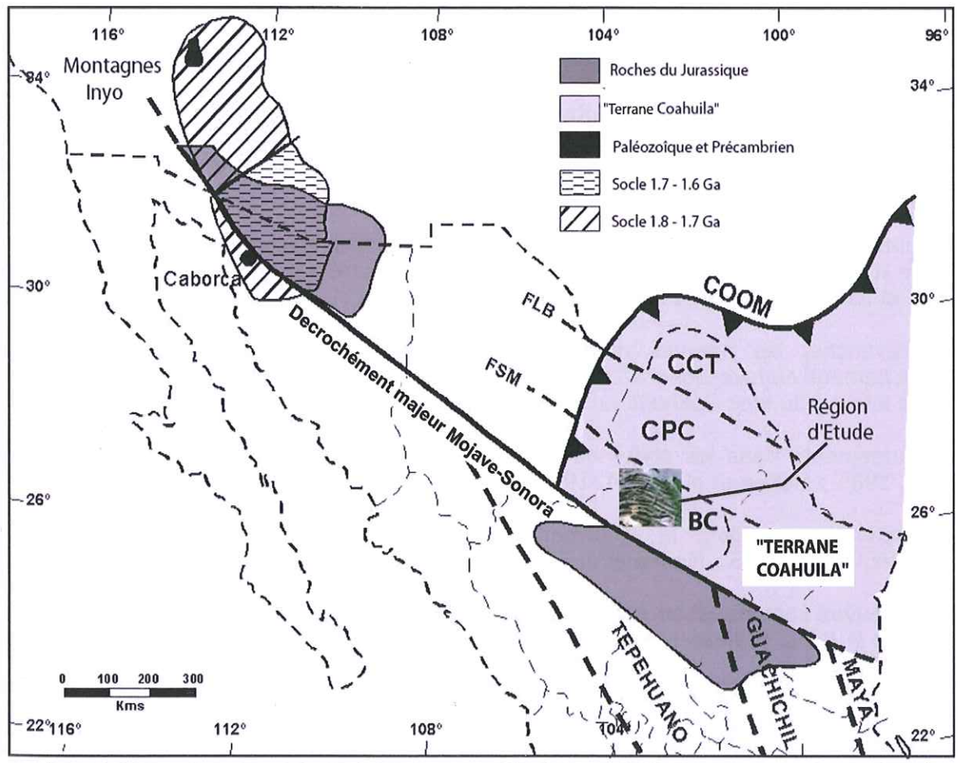
Figure II.1A- (4) Carte des "terranes" tectono-stratigraphiques du Mexique
Modifié d'après : Campa et Coney, 1983.

L'hypothèse 1), est possible; puisque dans la partie central et nord de l'Etat de Coahuila affleurent des roches métamorphiques de faible grade, et des roches d'affinité d'arc du Pennsylvanien–Permien. (Handschy et al., 1987 ; McKee et al., 1988, Carpenter, 1997) (*En Europe le Pennsylvanien correspond à la partie supérieure du Carbonifère*)

Ces affleurements sont délimités au nord-ouest par la *zone de suture Ouachita-Marathon*, qui marque la collision entre le *Gondwana* et la *Laurasie* au Permien tardif. Elle est donc plus jeune que les roches du bloc Coahuila.

Au Sud, elle est délimitée par la trace supposée de la suture, la *Faille Mojave-Sonora* ; qui aurait été active au Jurassique tardif (150 Ma) (Anderson et Schmidt, 1983).

L'hypothèse 2), Chavez C, (2005) souligne la complexité, du point de vue cinématique, d'ajuster un déplacement longitudinal le long de *la Faille Mojave-Sonora* après la Pangée. Figure II.1B- (5).



COOM Ceinture oregenique Ouachita-marathon.
flb faille la Babia.
fsm faille San Marcos.
cct craton Coahuila-Texas
cpc ceinture pliee de Coahuila
bc bloc Coahuila

Figura II.1B- (5) Cadre regional et structural du Mexique d'aprés : Anderson et Schmidt, 1983 ; Sedlock et al., 1993 ; Jones et al., 1995 et Chavez-Cabello, 2005.

Le "*Terrane Coahuila*", au Sud est coupé par les *terranes* suivantes : Figure II.B1- (5).

- *"Tepehuano, Huachichil et Maya"*, nommés par Sedlock et al., (1993).

- "*Terranes Sierra Madre et Guerrero*", par Coney et Campa (1987).

- La Faille ou zone de suture, appelée *"Décrochement Majeur Mojave-Sonora"* (Anderson et Schmidt 1983).

- *Faille Transformant "California-Coahuila"* appelée aussi par Dickinson et Lawton (2001).

A propos du "D*écrochement majeur Mojave-Sonora*".

Il est important de signaler que dû à la complexité tectonique du Mexique, l'existence de la *Faille ou Mega-décrochement Mojave-Sonora* est hypothétique, car, en surface, on n'observe aucun type de changement dans le style structural des roches du Mésozoïque tardif ni des alignements de quelque type d'activité magmatique du Tertiaire.

Parallèlement, la croûte continentale a été exposée partiellement ou totalement à des déformations très importantes comme l'Orgenie Laramide et l'ouverture du Golfe du Mexique, et pourtant il n'a pas été déterminé avec certitude une réactivation de la *Faille Mojave-Sonora*.

En outre, on trouve des témoins de la migration de l'arc volcanique du Pacifique vers la partie interne du Nord du Mexique, pendant le Crétacé tardif–Oligocène (Clark et al., 1982 et James et Henry, 1991).

En revanche, les preuves manquantes pour constater la présence de la *"Mega-décrochement Mojave-Sonora"* dans la limite sud du *Terrane Coahuila*, existent dans la partie interne du bloc Coahuila i.e.:

- Changements dans les styles de déformation (Charleston 1981 ; Padilla et Sanchez, 1982, 1986 ; McKee et al., 1984, 1990).

- Réactivation pendant la déformation de Laramide, (Charleston 1981 ; Padilla et Sanchez, 1982, 1986 ; McKee et al., 1984, 1990 et Chavez-Cabello et al., 2003b).

Ces preuves sont représentés par, la *Faille San Marcos* (Aranda-Gomez et al., 2003) et *La Faille la Babia* (Valdez-Moreno, 2001). Figure II.1B- (5)

Deux théories sont proposées sur l'origine de ces failles:

- 1) Elles se seraient formées en décrochement au Jurassique (Charleston 1981 ; Padilla et Sanchez, 1982, 1986 ; et McKee et al., 1984, 1999).

- 2) Ces deux Failles pourraient aussi être des failles normales, d'extension franche NNE, qui auraient donné naissance au *Bassin de Sabinas* (Eguiluz, 2001).

Cependant Chavez C.G., (2005), observe que les *Failles San Marcos et La Babi*a sont d'anciennes failles du socle, réactivées pendant des évènements de déformation plus jeunes (l'Orogénie Laramide, l'Ouverture du Golfe) que la *Faille Mojave-Sonora* même, qu'on suppose délimite au sud au *Terrane Coahuila*.

Des nous jours la reconstruction de l'évolution géologique du Mexique est toujours compliquée, on peut résumer que le pays est une mosaïque des Terranes pre-Jurassiques des différentes compositions, différentes origines et différentes théories.

II.2 CADRE STRUCTURAL

II.2- OUVERTURE DU GOLFE DU MEXIQUE.

L'Ouverture du Golfe du Mexique et la formation de ses marges passives ont commencé durant le Trias terminal avec la fragmentation du super continent *la Pangée* sous l'effet du rifting intra-continental qui a affecté le sud de la plaque Amérique du Nord. May (1971) suggère que ce rifting ait été provoqué par un grand panache du manteau. Cette instabilité a probablement entraîné la rupture totale puis la séparation des plaques d'Amérique du Sud et de l'Afrique.

Cette extension a contribué jusqu'au Jurassique inférieur et moyen, à la formation d'une croûte continentale transitionnelle sous l'effet de l'amincissement crustal et de l'intrusion des magmas mafiques qui ont eu lieu dans la partie centrale du bassin.

D'après Dickinson and Lawton (2001), cette évolution s'accompagne dans les parties Nord et Nord-Ouest du Mexique, de la mise en place de l'Arc Magmatique du Trias terminal-Jurassique. Ces quelques observations suggèrent que les conditions tectoniques ont été complexes.

Il est également possible que la rupture continentale ait été accompagnée par des mouvements décrochants importants dans la partie Nord et Sud-Ouest du pays qui ont provoqué le déplacement des *Terranes Téctonostratigraphiques* du Nord-Est vers le Sud-Est (Silver and Anderson, 1974s Anderson et Schmidt, 1983; Grajales-Nishimura et al., 1992; Sedlock et al., 1993 ; Jones et al., 1995 et Mc Kee et al., 1999).

Un autre résultat des mouvements latéraux contemporains de la phase d'ouverture, est le développement des structures allongées : *des Grabens ;* de *horsts* et des *demi grabens*, remplies de dépôts fluviaux d'origine continentale connues comme couches rouges (Formations Huizachal, Newark, entre autres), ainsi que dans la partie Est du Mexique et Sud-Est des Etats-Unis, où ces bassins sont remplies par des roches volcaniques du Trias terminal-Jurassique basal (Goldhammer et al., 1991; 1999 Wilson and Ward, 1993 et Barbosa-Gudino et al., 1999). Dans la partie centre-est du Mexique, certains de ces bassins sont restés actifs jusqu'au début du Jurassique terminal (Salvador, 1991b).

Etape d'extension.

L'étape initiale d'extension et de rupture de *la Pangée*, qui a duré environ 50 Ma (Trias terminal-Jurassique basal–terminal), a été nommée "*Etape de Rift*".

Il est très probable que pendant cette "*Etape de Rift*" les premières ruptures dans le *Terrain Coahuila* ont commencé, et ont donné origine aux principales failles du socle, comme la "La Babia" et " San Marcos" (Mc Kee et al., 1984, Padilla y Sánchez, 1986, et Mc Kee et al., 1990).

Campa et Coney, (1983) Buffler and Sawyer, (1985) et Salvador, (1987 et 1991c) estiment que pendant l'*Etape de Rift* la déformation a seulement été extensionnelle dans

la région du Golfe. Ces auteurs considèrent que cette étape a provoqué la rotation antihoraire du "*Bloc Yucatán*" vers le Sud Sud-Est, initialement rattaché à l'Amérique du Nord (la *Laurasie)*.

L'événement de diffusion a entraîné la formation pendant le Jurassique moyen (Callovien), de horsts et de grabens dans la périphérie du Bassin (Salvador, 1987). En même temps le "*Bloc Yucatán*" a été déplacé vers le Sud en provoquant le passage de l'eau marine de type sommaire depuis l'Est (Téthys) le long de la *Faille transformante Tehuantepec* (Dickinson and Lawton, 2001). Cet événement a abouti à l'ennoiement des zones continentales de bas relief par les eaux marines.

Tardy (1980) a nommé cet événement callovien *"Etape Téthysienne"*, caractérisée par des dépôts très épais et étendus de séquences évaporitiques. Ces séries sont répandues aujourd'hui dans les marges du Bassin du Golfe du Mexique ; du Sud-Est au Nord-Est , elles se trouvent aussi dans le *"Bassin de Sabinas"*, et plus au Nord dans le sud du Texas et de la Louisiane, aux Etats Unis (Salvador, 1987, 1991b et 1991c; Goldhammer et al., 1993, 2001, et Goldhammer, 1999).

Les épaisseurs de ces séquences évaporitiques sont variables : dans la partie centrale du Bassin du Golfe du Mexique elles varient entre 1 000 à 1 500m tandis que dans les talus continentaux dans les régions de la Louisiane, du Texas et dans la Baie de Campeche au Sud-Est du Mexique, les épaisseurs augmentent jusqu'à 2000 à 3000m (Salvador, 1987, 1991b et 1991c).

Les dépôts évaporitiques calloviens ont été utilisés pour définir l'âge et la direction de la dispersion du fond océanique dans le Golfe du Mexique. Il a été conclu que : la période de la dérive principale contrôlée par la rotation du "*Bloc Yucatán*" vers le Sud a eu lieu pendant le Jurassique inférieur à supérieur c'est-à-dire, après le dépôt des séquences évaporitiques (Salvador, 1987, 1991a, 1991b et 1991c ; Ross et Scotese, 1988; Stéphan et al, 1990 ; Goldhammer et al., 1991 ; Wilson et Ward, 1993 ; Marton et Bufler, 1994 ; Goldhammer, 1999 ; et Dickinson and Lawton, 2001).

Etape de déplacement.

Il est très probable qu'au centre du Golfe du Mexique la dérive du "*Bloc Yucatán*" a continué, jusqu'à ce que l'amincissement de la croûte continentale arrive à son état critique (Salvador, 1987) entraînant sa rupture et la création de croûte océanique et de la dorsale océanique au centre du Golfe. Figure II.2- (6)

La formation de la dorsale Océanique a coïncidé avec l'arrêt de la formation des Evaporites du Callovien-Oxfordien (Goldhammer et Johnson, 2001). En revanche les corps évaporitiques ont été séparés en deux parties. L'un des deux a été déplacé vers le sud et la circulation normale d'eau marine a été rétablie à cette époque.

L' "*Etape de Déplacement ou de Drift*" a été définie en considérant quelques points importants observés dans les séquences evaporitiques du Nord et Sud du Golf du Mexique. Elles sont, d'après Salvador (1991b) :

a) les séquences évaporitiques se sont déposées pendant le Callovien et l'Oxfordien inférieur.

b) les séquences se sont empilées sur une croûte continentale amincie, des bassins proches de la zone où la dorsale océanique s'est initiée.

c) les séquences évaporitiques ont été découpées sous l'effet de l'expansion du fond océanique, dans le centre du Golfe du Mexique.

Sur la base de ces observations on peut en conclure, que "l'*Etape de Déplacement ou de Drift*" de la dorsale océanique de Golfe du Mexique a eu lieu durant le Jurassique moyen–supérieur ou Jurassique inférieur supérieur.

On considère que cette *Etape* est le deuxième mécanisme qui a fait déplacer le "*Bloc Yucatán*", pour les raisons suivantes: (Salvador, 1987; Ross et Scotese, 1988; Stéphan et al, 1990 ; Marton et Bufler, 1994)

- tout d'abord le "*Bloc Yucatán*" était délimité par différentes failles :

  la faille transformante dextre (*Tamaulipas-Chiapas*) à l'Est du Golfe du Mexique.
  la faille transformante senestre (l'*Escarpement de Floride*) à l'ouest du Golfe.

- ensuite il a été déplacé vers le Sud selon des mouvements de rotation antihoraire, environ 50.

Par des mécanismes encore inconnus, à partir du Jurassique terminal, la distension de la partie centrale du Golfe du Mexique cesse, et migre vers l'Est pour donner origine à l'Océan Atlantique (Aubouin et al, 1977 ; Dickinson et Lawton, 2001). A partir de ce moment, le Bassin du Golfe du Mexique devient stable, il est caractérisé par une subsidence dans sa partie centrale, probablement contrôlée par le refroidissement thermique et le remplissage sédimentaire partiel ultérieur.

Dans la partie Est du bassin du Golfe du Mexique, tant la Plate-forme stable de Floride que la Plate-forme Tamaulipas, ont été recouvertes par la mer de la Téthys du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (Salvador, 1987 ; Wilson et Ward, 1993). Cependant la Plate-forme de Yucatan au SE et la Plateforme de Coahuila au NE du Mexique ont été émergées jusqu'au Crétacé moyen. Ensuite toutes les plates-formes ont été submergées et l'accumulation tant de carbonates que d'évaporites a caractérisé l'histoire géologique de ces régions stables Figure II.2- (7).

Pendant le Crétacé inférieur et moyen, une grande partie du bassin du Golfe du Mexique a été entourée par des plates-formes carbonatées ; puis sa marge Est a été affectée par l'orogenèse Laramide, du Crétacé supérieur au Tertiaire inférieur.

L' Orogenèse Laramide qui sera détaillée plus loin est l'événement qui a donné origine à la *Sierra Madre Oriental* en générant le chevauchement des sédiments du bassin sur les plates-formes, le transport tectonique vers l'Est du Mexique (e.g. dans le trajet Monterrey-Teziutlan, Puebla) (Salvador, 1991a, 1991b et 1991c ; Goldhammer et al., 1991 ; Wilson et Ward, 1993 ; Goldhammer, 1999 ; et Eguiluz et al. 2000) et vers le Nord dans "Las Sierras Atravesadas" à Monterrey et Durango.

A partir de tous les arguments mentionnés ci-dessus, pour l'évolution tectonique du Golfe du Mexique on peut conclure que :

- du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur la région du Golfe du Mexique était une marge passive sans influence d'activité ignée (Salvador, 1987; Ross et Scotese, 1988; Stéphan et al, 1990 ; Salvador, 1991a, 1991b et 1991c ; Marton et Bufler, 1994).

- les changements de faciès lithologiques et/ou stratigraphiques ont été principalement eustatiques (Todd et Mitchum, 1977 ; Vail et al., 1984 ; Haq et al. 1987 ; Scott et al., 1988 ; Wilson, 1990 ; Goldhammer et al., 1991 ; Scott 1993 ; Yurewicz et al., 1993 ; Goldhammer, 1999 ; Lehmann et al., 1999).

-à la même époque, la marge Ouest du Mexique était contrôlée par la tectonique active du Pacifique responsable de l'accroissement de la croûte continentale vers l'ouest, sous l'effet de l'accrétion des *Terranes Tectonostratigraphiques* et du développement des arcs magmatiques (Campa et Coney 1983 ; Sedlock et al., 1993 ; Ortega Gutiérrez et al., 1994 ; Moran-Zenteno, 1994 ; Centeno-Gracia, et Silva-Romo, 1997 ; Goldhammer, 1999 ; Dickinson et Lawton, 2001).

Ainsi on peut dire que le territoire actuel dans le Nord du Mexique est le produit de la superposition des événements tectoniques suivants:

-l'Orogénie Ouachita-Marathon.
-l'Ouverture du Golfe du Mexique.
-l'Evolution de la marge active à l'Ouest du Mexique.
-l'Orogénie Laramide

Sous l'effet de l'évolution tectonique régionale complexe cette région a été divisée en différentes sous-provinces stratigraphiques et structurelles (e.g. De Cserna, 1956 ; Humphrey et Diaz 1954.).

En outre il a été mis en évidence l'existence de failles du socle et de hauts structuraux qui sont très importants pour l'interprétation dans l'évolution géologique et structurale. De plus, ces failles séparent des zones aux styles de déformation différents.

A ce propos, Goldhammer (1999), a présenté des sections régionales du Nord-Est du Mexique et le Sud des Etats-Unis, il montre les différents bassins, hauts structuraux ; plates-formes, zones de chevauchement et de suture générées à partir du Pleozoïque Tardif. Figure II.2- (6)

Parmi les bassins identifiés dans l'avant-pays du Paléozoïque supérieur, les plus importants sont :

Pedregosa, Delaware, Bassin de la Plateforme Centrale Midland, Val Verde, Kerr, Fort Worth ; entre ces deux derniers se trouve le Haut LLano.
Ces bassins sont semblables car ils sont tous limités au Sud par le Front Tectonique de la "*Ceinture Ouachita -Marathon*". Figure II.2- (6)

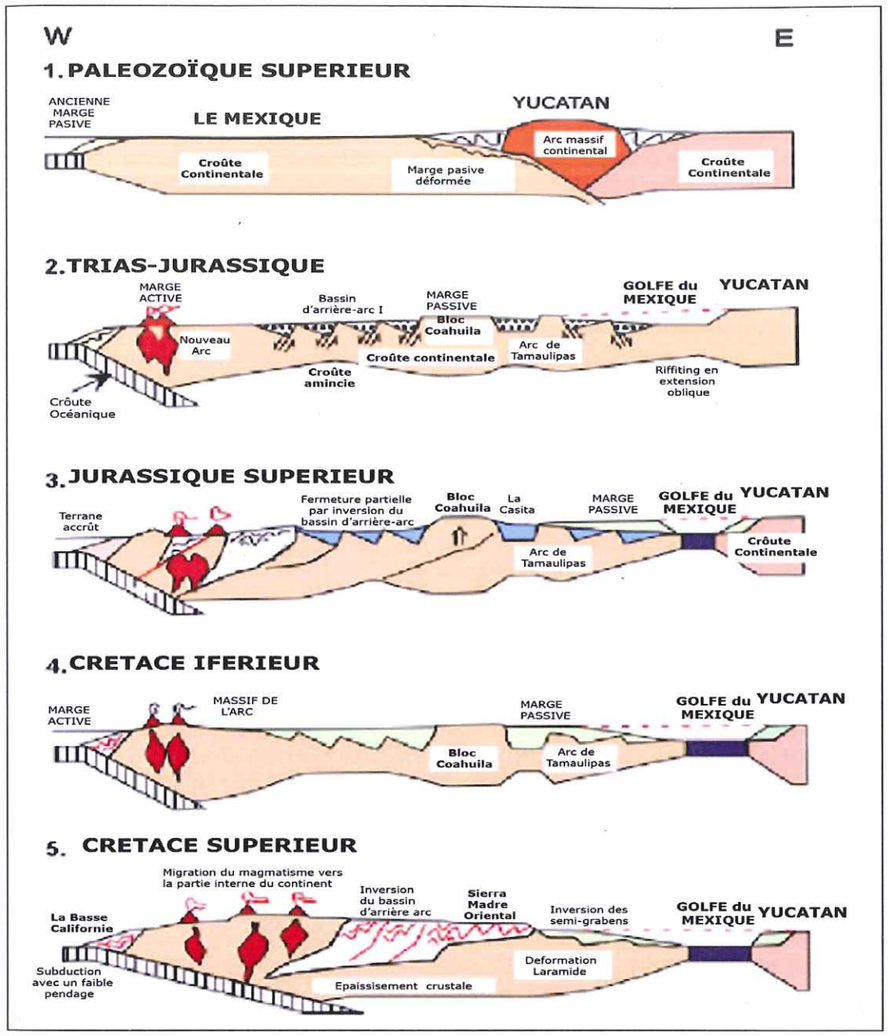


Figure II.2- (6) Model d'Evolution Géologique du Nord du Mexique. (d'après Goldhammer 1999) par sections d'Est à Ouest ci dessus : à partir du Jurassique supérieur le bassin du Golfe du Mexique a participé comme une marge passive. L'influence de l'activité tectonique dans importants changements pendant l'orogenèse Laramide.

Les structures qui se sont formées pendant le Mésozoïque sous l'effet de l'ouverture du Golfe du Mexique sont :

le Haut Sabine, le Bassin Salin de l'Est du Texas, l'Arc de San Marcos, le Bassin du Sud de Texas, le Bassin de Sabinas, le Bassin de Burgos, l'Arc Burro Salado, l'Arc de Tamaulipas, le Bassin Magiscatzin, le Bassin Tampico-Mizantla, le Bloc Coahuila, le Canal de Monterrey, et les Plateformes au Carbonates Valles-San Luis Potosi et Tuxpan.

Dans la province du Pacifique Mexicain se sont formés :

le Canal de Chihuahua, Géosynclinal Mexicain, et la partie Ouest de la Sierra Madre Oriental.

Les Bassins de Parras et La Popa appartiennent au Crétacé supérieur et Tertiaire inférieur Ils sont génétiquement liés aux deux domaines tectonostratigraphiques (Goldhammer, 1999). Figure II.2- (7)

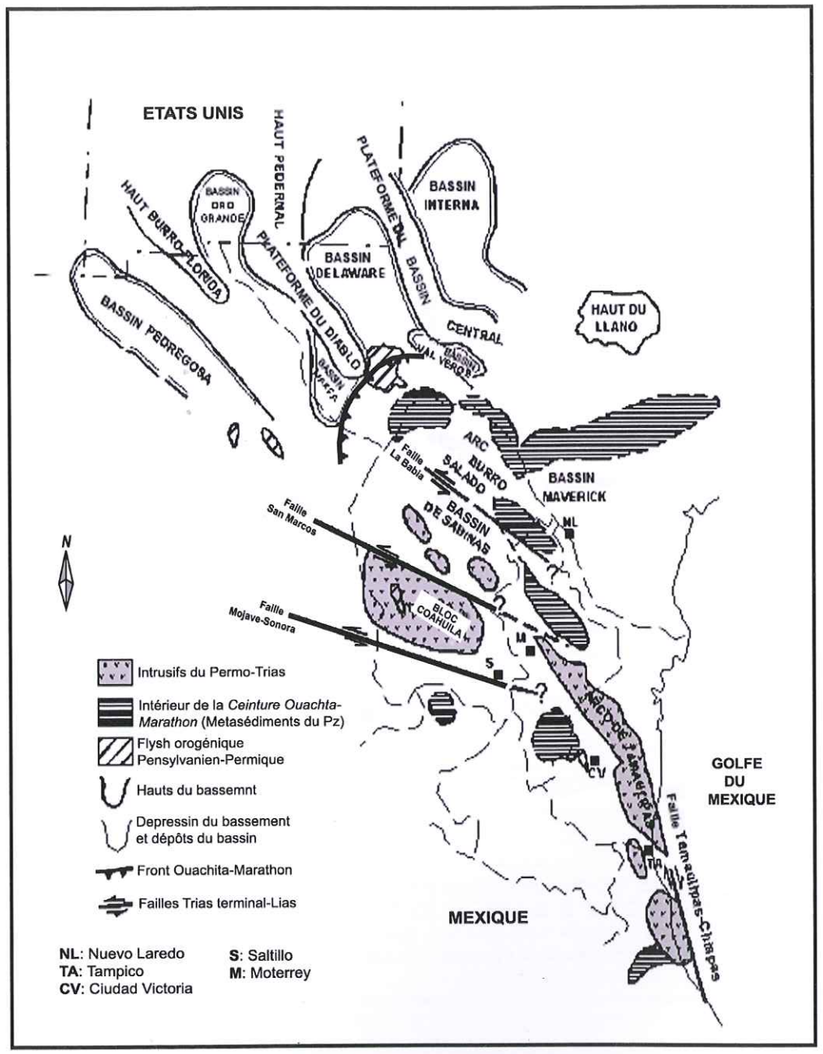


Figure II.2- (7) Plates-formes au Nord-Est du Mexique, sud-ouest de Texas et sud du Nouveau Mexique, d'après Padilla et Sanchez, 1982 et Goldhammer et al., 1991.

Il est important de remarquer, que, parmi les structures mentionnées antérieurement, la plupart des Bassins, des plates-formes et des Hauts structuraux sont limités par les *Failles de San Marcos* et de *la Babia* ; Ces structures ont contrôlé la distribution des

faciès sédimentaires ; elles séparent également des zones aux différents styles de déformation et dans quelques cas, elles ont canalisé le magmatisme.

Du fait de l'importance des Failles de socle au Nord-Est du Mexique dans ce mémoire, elles seront mentionnées comme ci-dessous :

La Faille Mojave-Sonora.

La "*Faille Mojave-Sonora Linéament Caltam* ", relie l'ouverture du Golfe du Mexique à la subduction Californienne cette structure a été proposée par Silver et Anderson, (1974) et acceptée par différents auteurs, comme une solution partielle aux problèmes qui existent entre la superposition du Mexique et la partie Nord de l'Amérique du Sud, d'après les modèles Tectoniques de reconstruction de la Pangée.

La trace de la "*Faille Mojave-Sonora*" longe la région Sud-Ouest d'Amérique du Nord au Nord-Ouest de Mexique. Il s'agit d'une faille décrochante senestre d'orientation NW, qui a eu un déplacement de 700 à 800 Km, active pendant le Jurassique supérieur (≈150Ma). Figure II.1- (5)

Les Failles *San Marcos* et *La Babia*.

Le Bassin de Sabinas s'est formé pendant la fragmentation continentale de la première étape de l'ouverture du Golfe du Mexique (Dickinson et Lawton, 2001 ; Goldhammer, 1999), il est limité par les *Failles San Marcos* et *la Babia* au nord ; qui sont considérées de nos jours comme des failles crustales majeures car elles ont contrôlé une grande partie du paléorelief et des lithofaciès, pendant le Mésozoïque, dans le bassin de Sabinas, (Padilla et Sanchez, 1982 ; 1986 ; Salvador, 1987, 1991a, 1991b et 1991c ; Goldhammer et al., 1991 ; Wilson et Ward, 1993 ; Goldhammer, 1999). Figures II.1- 5) et II.2- (7)

La *Faille la Babia* proposée par Charleston, 1981, sépare *La Ceinture Plissée de Coahuila* du *Craton Coahuila-Texas.* Au Sud, dans la partie centrale de Coahuila, *La Ceinture Plissée de Coahuila* est en contact avec le Bloc de Coahuila par la Faille de San Marcos définie par Charleston, 1973. Figure II.1- (5) et Figure II.2- (7)

Il est possible que la *Faille San Marcos* ait fonctionné selon des mouvements latéraux au Jurassique supérieur et des mouvements normaux au Crétacé inférieur, ces derniers contrôlant de manière capitale les faciès sédimentaires au nord de cette faille (McKee et al., 1984, 1990).

La Faille la Babia est aussi nommée *Faille Sabinas* (Alfonso, 1978), ou *linéament Boquillas del Carmen-Sabinas* (Padilla et Sanchez, 1982, 1986). Smith, (1981) a suggéré que le raccourcissement qui existe dans *La Ceinture Plissée de Coahuila* est une conséquence de la transpression entre le *Craton de Coahuila-Texas* et la *Plate-forme de Coahuila*, par des déplacements latéraux senestres, localisés sur les failles San Marcos et la Babia, au Sud et au Nord respectivement.

Cet événement a déclenché l'intrusion des séquences évaporitiques pour générer les structures anticlinales isolées qui ont été observées dans *La Ceinture Plissée de Coahuila.*

La *Faille Tamaulipas Chiapas* ou *Transformant de Tehuantepec*.

Cette structure est une autre des failles au Sud-Est du Mexique, considéré comme une clé pour les reconstructions de *la Pangée*, dans l'Evolution du Golfe du Mexique et la translation du Bloc Yucatan jusqu'à a position actuelle. (Anderson et Schmidt, 1983 ; Campa et Coney, 1983 ; Marton et Buffler, 1994 ; Alanis et al., 1996 ; Dickinson et Lawton, 2001)

Salvador (1987) a proposé que le déplacement du Bloc Yucatan vers le sud a été contrôlé par deux grandes failles transformantes d'orientation Nord Nord-Est – Sud Sud-Est :

-la Faille principale qui, a occasionné la rotation antihoraire du Bloc Yucatan (environ 45-50) était située sur la côte Est du Mexique sur le Golfe du Mexique, et a traversé l'*Itsmo de Tehuantepec*.

-la seconde Faille se trouvait sur la côte Ouest de Florida, dans la zone abrupte de coté Est de la Floride, aux Etats-Unis. Cependant les évidences des deux failles sont peu nombreuses.

Il est important de signaler que dans le Nord-Est du Mexique, il existe différentes blocs du socle et des séquences du bassin du Mésozoïque, qui sont délimités par les failles mentionnées ci-dessus et d'autres failles de dimension mineure. Ces blocs et séquences ont été incorporés différemment lors de l'événement de déformation du Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur Laramide (Campa et Coney, 1983 ; De Cserna, 1989 et Eguiluz et al., 2000) Figure II.2- (8).

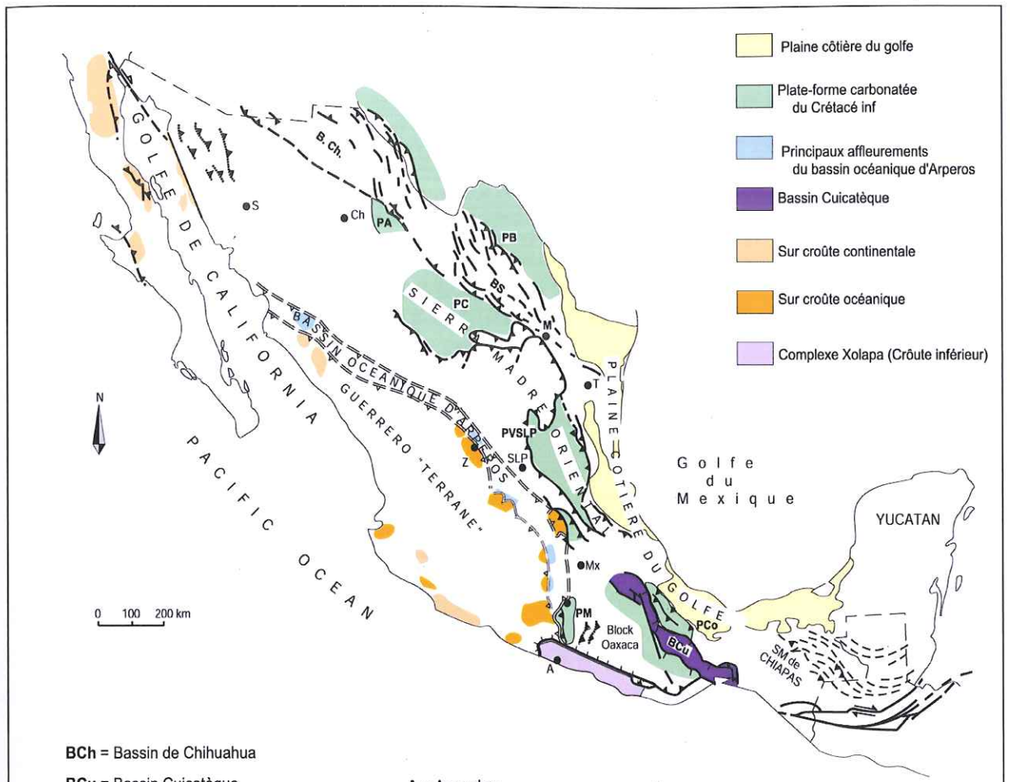


Figure II.2- (8) Carte Structurelle du Mexique d'après Tardy (1993)

II.3 EVOLUTION TECTONOSTRATIGRAPHIQUE

II.3-A EVOLUTION GEOLOGIQUE DEPUIS L'OUVERTURE DU GOLFE DU MEXIQUE.

Le Golfe du Mexique a son origine dans la séparation de la Pangée laquelle a été séparée par deux ouvertures océaniques superposées : l'ouverture téthysienne, d'Est en Ouest, du Trias au Jurassique ; et l'ouverture atlantique, du sud au nord, du Crétacé au Tertiaire (Aubouin et al., 1977).

L'origine, l'évolution et la configuration actuelle du Golfe du Mexique ont été discutées à partir de différents points de vue. Cauntu-Chapa, (2001) a proposé des model biostratigraphiques et biogéographiques ; d'autres auteurs comme Sedlock et al, 1993 : Pessagno et Martin, 2003 pensent que l'ouverture du Golfe du Mexique est directement liée à la dérive de *Terranes* de différentes latitudes. Anderson Schmidt, (1983) ; Dickinson et Lawton, (2001) entre autres, proposent que le déplacement de ces *Terranes* a impliqué l'existence des grandes failles latérales comme le décrochement majeur qu'ils ont nommé "Megashear Mojave-Sonora ou Linéament Caltam". Son existence est toujours controversée, par l'absence d'évidences directes de son prolongement (Molina-Garza et Irondo, 2005 ; Irondo, 2005), cependant des failles latérales sont nécessaires pour expliquer le déplacement de quelques blocs comme le Yucatan jusqu'à sa place actuelle.

L'évolution tectonique du Golfe du Mexique est une marge passive dont l'ouverture a suivi un processus en plusieurs étapes : avec l'éclatement de la Pangée, l'Océan Téthys s'ouvre en ciseaux entre l'Afrique et l'Amérique du Nord (Téthys de la reconquête ; Aubouin et al. 1977), cette ouverture commence par une grande période de déformation et de tension avec formation des *Grabens*, donc de zones positives et négatives dans la périphérie du bassin (Salvador, 1987 et 1991a), puis se forme la croûte océanique (Sawyer et al., 1991). En outre, la rotation antihoraire du bloc Yucatan (Dunbar et Sawyer, 1987) qui antérieurement appartenait à la *Laurasie* (l'Amérique du Nord). Cette rotation a permis le passage de l'eau marine de peu de profondeur au continent par la Faille transformante de Tehuantepec (Dickinson et Lawton 2001), ainsi le bassin passe lentement à un état de subsidence. Avec l'avancement de l'extension, dans le Jurassique moyen-tardif, s'établissent des conditions marines en formant des systèmes complexes des *Sabkhas* et des *lagunes* (Göte et Michalzik, 1992), avec des dépôts des évaporites, du fait de climat aride de la région.

Les différentes étapes de fragmentation de la Pangée ont provoqué des changements climatiques mondiaux (Veevers, 1994) et des changements eustatiques du premier et du seconde ordre (Haq B.U et al., 1987;.Miler et al., 2005), on peut les observer dans les environnements sédimentaires qui représentent l'évolution paléogéographique aux alentours du Golfe du Mexique.

Au Mexique les hauts structuraux formés pendant l'ouverture du Golfe par l'amincissement de la croûte, ont contrôlé la déposition de faciès dans les bassins qui venaient d'être formés pendant le Jurassique et le Crétacé (Wilson, 1990).

Du Trias au Crétacé inférieur, des paléo-îles se sont formées au Nord-Est du Mexique et sont considérées comme des hauts de bassement : l'Île de Coahuila ; l'Île de la Mula ; l'Île de Monclova ; la Péninsule de Burro–Peyotes ; l'Alto de Picachos et l'Archipel de

Tamaulipas. Les dépressions les plus remarquables sont, Le Golfe de Sabinas ; Le Bassin de Magicatzin, Bassin de Parras et le Canal de Monterrey. Figure II.3A- (9).

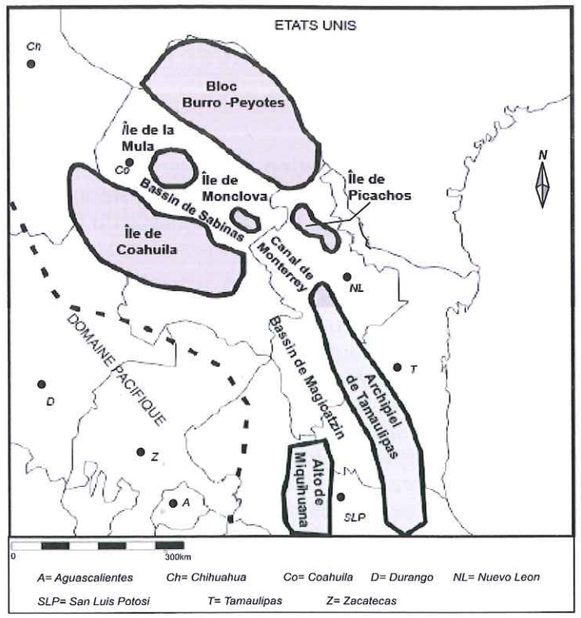


Figure II.3A- (9). Bassins et hauts structuraux formés du trias au Crétacé inférieur, au Nord-est du Mexique, d'après Padilla et Sanchez, 1986 ; Winkler et Buffler, 1988 ; et Chavez-Cabello, 2005).

Pendant la période du Trias supérieur au Jurassique, la stratigraphie et les faciès de la région ont été contrôlé par l'Île de Coahuila, dont la limite Nord est coïncide avec la Faille San Marcos (McKee et al., 1990). Figure II.1B- (5)

Au Nord de l'Île de Coahuila se trouve l'Île de la Mula recouverte durant le Crétacé inférieur (Hauterivien) par des dépôts lagunaires (Jones et al., 1984), de même l'Île de Monclova a été recouverte au début de l'Hauterivien (Padilla et Sanchez 1986).

L'Archipel de Tamaulipas connu aussi comme l'Ile de San Carlos, bordait la marge ouest du Golfe du Mexique jusqu'au Jurassique supérieur quand il a été envahi par la mer.

Les bassins adjacents aux hauts structuraux ont reçu du matériel pendant le Mésozoïque, des vestiges de ces changements latéraux de faciès peuvent être observés suivant la proximité ou l'éloignement des Îles (Olivares-Ramos, 2006).

II.3 B- EVOLUTION DES PALEOENVIRONNEMENTS DU BASSIN EN DEPLACEMENT.

Trias tardif - Jurassique inférieur.

Du Trias tardif au Jurassique inférieur se manifestent les premières étapes d'ouverture du futur Golfe du Mexique. La plupart de la région appartenait au domaine épicontinental avec des éventails alluviaux et des roches volcaniques représentées par des "Grès rouges" du Triasique tardif (Tardy, 1980 ; Padilla et Sanchez, 1986, Stephan et al. 1990 ; Bassoullet et al 1993 ; Aubouin, et al., 1997). Les grès rouges ont remplis les

systèmes des bassins de type "graben", résulta de l'ouverture du Golfe (Michalzik, 1991 ; Eguiluz et al., 2000). Ces grabens se sont formés du nord du Golfe au centre, jusqu'à l'Est du Mexique. Figure II.3B- (10 et 10 bis).

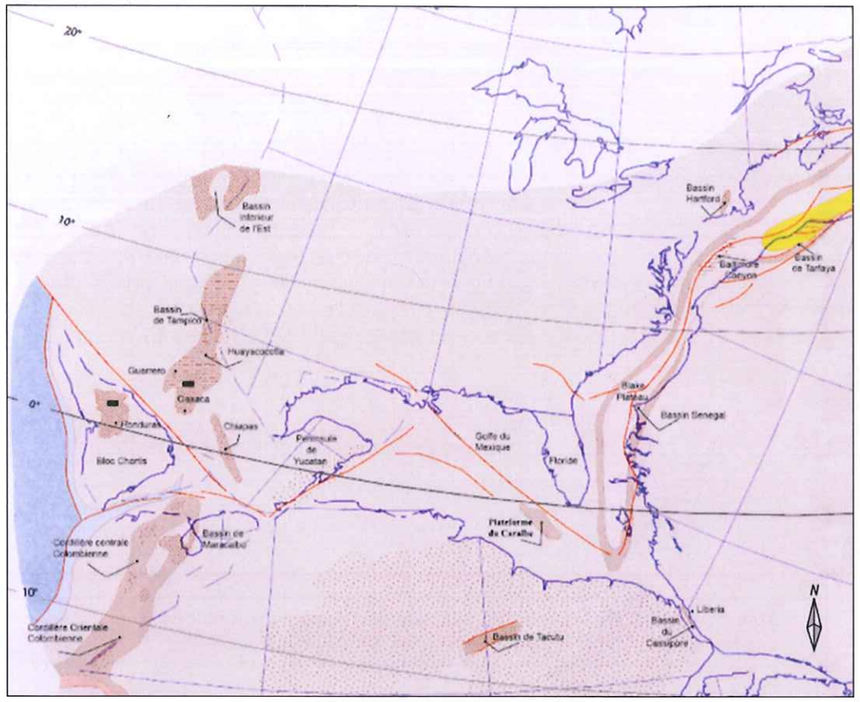


Figure II.3B- (10).Trias supérieur-Jurassique inferieur (Lias) : reconstitution du paléoenvironnements pendant le Jurassique inferieur, toarcien (environ 184-182ma), une grande partie de la région appartenant au domaine épicontinental. D'après Bassoullet J.P., (1993).

Dans la région de la Ceinture pliée du front de la Sierra Madre Oriental, apparaissent les premiers sédiments marins mésozoïques entre le Trias supérieur et le Jurassique inférieur. Leur distribution est restreinte à deux zones qui présentent une faune indiquant une possible invasion marine provenant du Pacifique (Imlay, 1980).

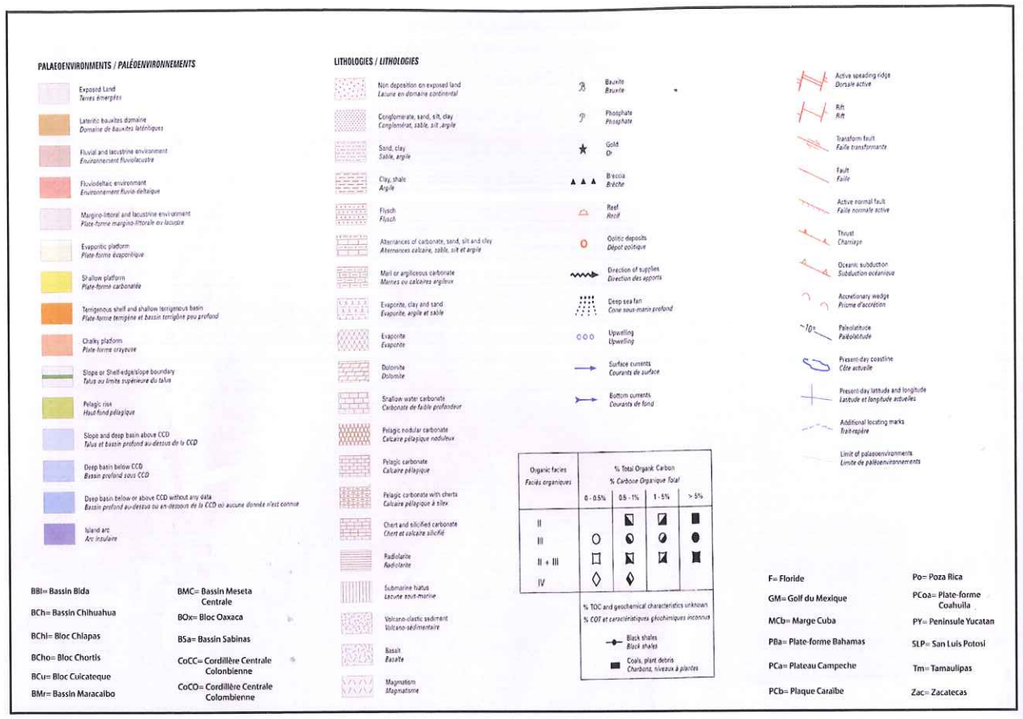


Figure II.3B- (10 Bis). Légende générale des reconstitutions des paléoenvironnements, D'après Bassoullet J.P., (1993).

Les séquences du Trias-Lias sont pliées et limitées par des discordances angulaires avec les roches qui les sous-jacent. De cette manière, on peut conclure l'existence d'un événement tectonique qui a eu lieu au Lias ou Jurassique moyen.

Jurassique moyen.

Au cours du Jurassique moyen la dérive du Bloc de Yucatan continue et l'océan Téthys s'ouvre en ciseaux entre l'Afrique et l'Amérique du Nord. La transgression marine épicontinentale et d'origine Téthysienne se manifeste en la périphérie du futur Golfe du Mexique, en se déposant des couches salifères dans lesquelles on a retrouvé des pollens du Jurassique moyen à supérieur (Kirkland et Gerhard, 1971). Figures II.3B- (11, 12 et 10 bis).

Au Jurassique moyen, durant le Bajocien, le Bloc Yucatan se trouve dans l'actuelle plate-forme Continentale du Texas-Louisiane. L'extension entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud atteint environ 100km, avec l'Amérique du Nord qui traînait vers le Nord-Ouest ; et la zone d'extension du futur Golfe du Mexique commence. Le Bloc Florida émerge, en provoquant des efforts contraints dans la partie Est du Bloc Yucatan, qui est forcé à faire une légère rotation antihoraire.

Pendant le Bathonien, les sédiments du Golfe du Mexique se déposent uniquement dans le centre et l'Est du Mexique ; dans l'anticlinorium de Huayacocotla de la Formation

Huayacocotla ces dépôts consistent en argiles et limons avec quelques couches de siliclastiques qui augmentent du sud au nord. Grâce à ces couches, il est possible de déterminer l'extension de la baie grâce à des sédiments d'environnement marin déposés depuis la partie sud, cependant ils n'ont pas atteint le nord car l'environnement fluvial-deltaïque ne change pas dans cette région.

A l'époque de l'extension entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud qui est d'environ 350km, le bloc Yucatan est séparé de la côte du Texas environ 150km, et se déplace de tel manière qu'il traîne quelques fragments du type horsts (Stephan et al. 1990 ; Bassoullet J.P., 1993). Du côté Ouest du Yucatan, le processus d'extension continentale va former le futur bassin salin de Campeche. Dans le bloc Floride, la zone de fracture de Bahamas a aussi initié une extension pour donner origine aux bassins du Type Pull-Apart dans le baie de Tampa et Apalachicola.

Dans le Callovien supérieur, l'extension de la croûte a avancée suffisamment pour laisser la région du Golfe submergée en donnant lieu aux premiers dépôts salins. Le bloc Yucatan séparé de la côte du Texas dans une rotation de 10° implique l'ouverture des bassins du type *rifts* vers le sud dans la région des Caraïbes. Figures II.3B- (11 et 10 Bis légende).

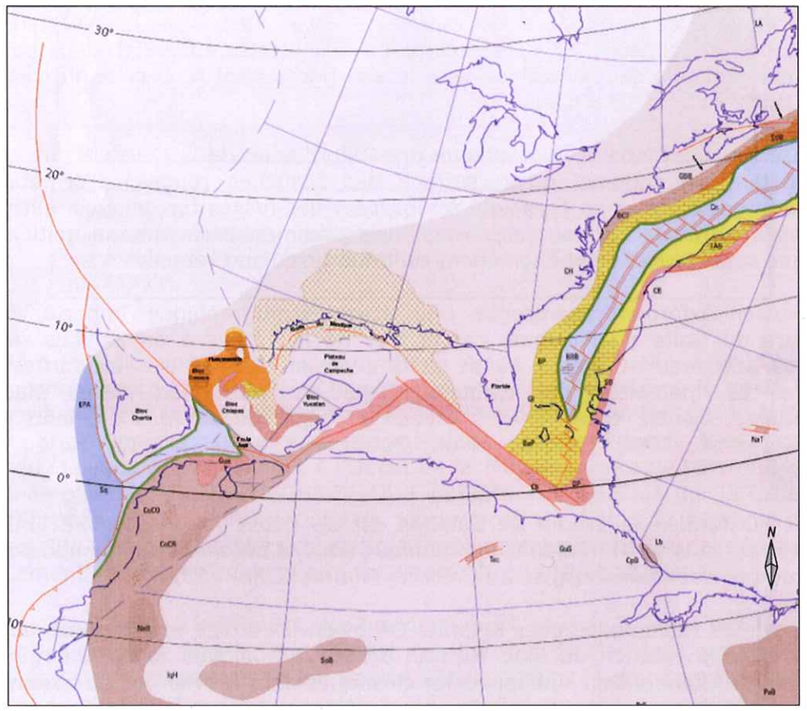


Figure II.3B- (11). Jurassique moyen: reconstitution du paléoenvironnements pendant le callovien (162-158 ma) dont l'extension corticale avançait suffisamment pour laisser la région du Golfe submergée et permettre les premiers dépôts salins. D'après Enay R. et al., (1993).

BU

Jurassique supérieur.

La progression de l'ouverture téthysienne vers l'Est s'effectue dans le Golfe du Mexique et plus au Sud à l'hauteur du Guatemala où s'établit la liaison océanique Tethys-Pacifique.

L'expansion océanique commence dès l'Oxfordien dans le Golfe du Mexique, en liaison avec le jeu du décrochement majeur "*Megashear*" *Mojave-Sonora* ou *linéament Caltam* qui relie l'ouverture du Golfe du Mexique à la subduction californienne. La mer avance dans des grabens en cours de formation, ainsi que dans le futur domaine de la Sierra Madre Oriental où les dépôts évaporitiques puis carbonatés reposent en discordance angulaire sur les structures nevadiennes.

Alors que se réalise la séparation entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud à la fin du Jurassique supérieur et pendant le Crétacé inférieur, par ouverture du bassin océanique, une de ses dépendances directes, le bassin Cuicatèque apparaît en position intracontinentale dans le sud du Mexique où il sépare l'ensemble des blocs Oaxaca et Chortis, d'un côté, de l'ensemble de Sierra Madre Oriental - Yucatan de l'autre (Carfantan, 1983).

Du Callovien à l'Oxfordien la dérive du Bloc Yucatan continue et l'amincissement de la croûte s'intensifié (Salvador, 1987, Enay et al.1993) en provoquant la naissance de la croûte océanique et l'arrêt de la déposition des évaporites, dans le Callovien-Oxfordien (Goldhammer et Johnson, 2001). Les corps de sel ont été séparés en deux parties, dont l'une a été probablement entraînée vers le sud permettant la circulation d'eau marine. Figures II.3B- (11; et 10 Bis légende)

A la base de la colonne stratigraphique pre-Oxfordienne de la Sierra Madre Oriental se trouvent tant en sous-sol qu'en surface des "couches rouges" (Formation Nazas, Cahuasas, Tenexcate et La Joya) qui remplissent des fosses tectoniques, elles changent d'une sédimentation continentale, vers une sédimentation marine initiée dans le Jurassique supérieur et ce phénomène a continué jusqu'au Crétacé.

Le Callovien-Oxfordien représente une étape stratigraphique importante pendant l'ouverture du Golfe du Mexique, car la mer de la Téthys a envahi des régions peu profondes étendues et plates où se sont déposés d'abord des évaporites puis des terrigènes et finalement des carbonates qui ont formé de vastes plates-formes interconnectées entre elles par des canaux et séparées par des éléments insulaires. (Cecca F. et al., 1993 ; Eguiluz et al., 2000). Figures II.3B- (11, 12 13 et 10 Bis légende).

Pendant l'Oxfordien le bassin de Sabinas est au début un paléo-golfe limité par de hautes terres, puis au Tithonian il communique avec le bassin de Chihuahua pour ensuite être bordé par des plates-formes au Crétacé. Figures II.3B- (12)

Les indicateurs tectoniques pour la limite Callovien-Oxfordien montrent un déplacement de 600km, et la rotation du Bloc Yucatan de 18°. Quelques zones émergées dans la partie nord du Golfe ont eu l'influence des clastiques dans les marges du bassin.

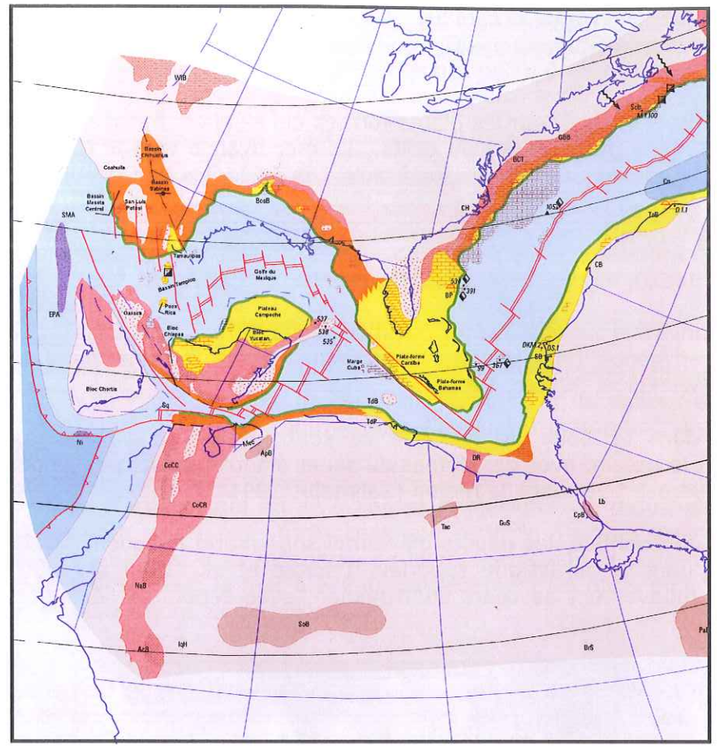


Figure II.3B (12). Jurassique supérieur: reconstitution du paléoenvironnements pendant le Kimméridgien (146-144 ma) dont il est établi la liaison océanique Téthys pacifique. D'après Cecca F. et al.. (1993).

En même temps, le bloc Floride est émergent, raison pour laquelle le bloc Yucatan est forcé de continuer sa rotation vers le sud. De plus, l'océan marginal de la Colombie commence à s'ouvrir, le volcanisme d'arc se termine dans le centre-est de la Colombie, peut être parce que l'extension arrière-arc a déplacé l'arc vers l'ouest. Il est possible que la partie du Mexique qui se trouvait à l'Ouest de la Transformante de l'Est du Mexique ait été dominée par l'extension NNW-SSE, qui a sa limite Nord définie par la faille Mojave-Sonora (Stephan et al. 1990). Dans la partie Nord du Golfe du Mexique affleurent quelques petits vestiges des blocs du socle, le type de subsidence est passif, causé par le refroidissement et l'extension de la croûte. Figures II.4B- 12 et 10 Bis légende)

Le Bloc Yucatan dans sa partie Est, était partiellement émergé à cause des horsts et des grabens. Ces grabens dans le Bloc Chiapas (au Sud-Est du Mexique) ont été remplis de "*grès rouges*" de la Formation Todos Santos (Blair, 1987 ; Michaud et Fourcade 1989). Pourtant la partie Ouest du bloc Yucatan a été inondée par des eaux superficielles avec des dépôts d'évaporites en environnement Sabkhas et des carbonates d'eaux peu profondes.

Ces sédiments carbonatés contiennent des algues vertes (*Apinella jaffrezoi, Salpingoporella annulata, Actinoporella podolica*) et de foraminifères benthiques (*Anchispirocyclina*) qui se sont déposés pendant l'ouverture du Golfe du Mexique. (E. Fourcade et al., 1993).

L'expansion de la croûte océanique dans le Golfe du Mexique s'arrête pendant le Tithonian (Ross and Scotese, 1988). Le temps d'emplacement de la croûte océanique a dû être court, entre 4 ou 5 millions d'années (Salvador 1991).

Durant le Tithonian supérieur les plates-formes qui s'étaient formées pendant l'Oxfordien ont évolué dans la partie Ouest du Golfe. La mer avance vers le Nord-Est du Mexique, envahissant la plupart des hauts structuraux. Les paléo-îles de Coahuila ; de la Mula ; de Miquihuana et le Bloc du Burro-Peyotes, restent émergées, en séparant les bassins de Sabinas et de Magiscaltzin, et de Tampico-Misantla du Bassin du Centre du Mexique (Padilla et Sanchez, 1986 ; Carrillo, 1990), initialement nommé Mer Mexicain (Humphrey, 1956). Figure II.3A- (19), Figures II.3B- 13)

De cette manière la marge nord et ouest du Golfe du Mexique a eu un grand apport de sédiments terrigènes (Michalzik et Schumann, 1994). et une production faible des carbonates (Winker et Buffler, 1988).

Désormais dans le Golfe du Mexique se sont formées d'épaisses couches du sel, caractérisant le bassin, avec des dômes du sel et d'autres structures piégeant des grands volumes d'hydrocarbure dans la région (Salvador, 1991).

Loin de l'île de Coahuila, les dépôts d'éventail sous-marin indiquent l'activité de la Faille San Marcos dans le Jurassique supérieur (McKee et al., 1984 et 1990). La Faille a continué en mouvement au cours du Tithonien, avec dépôts de sédiments continentaux et marins.

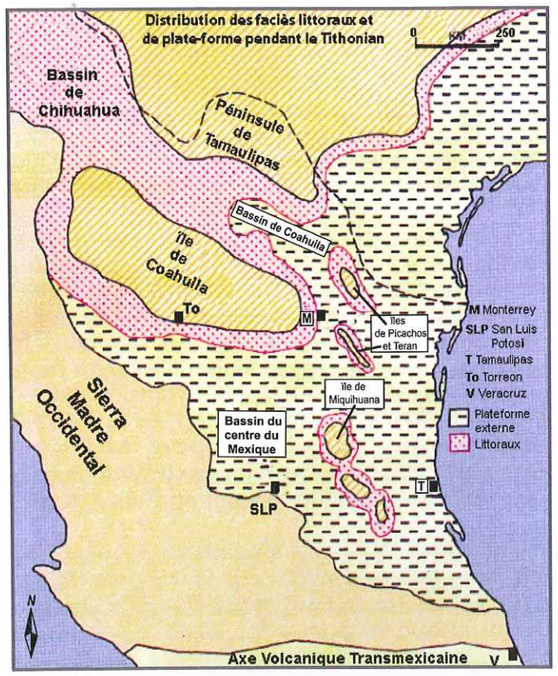


Figure II.3B- (13). Distribution de facies littoraux et des plateformes au Mexique pendant le Jurassique supérieur (Tithonien), D'après Eguiluz et al., (2000).

II.4C- EVOLUTION DES PALEOENVIRONNEMENTS DU BASSIN POST-DEPLACEMENT.

Crétacé inférieur.

Pendant le Crétacé inférieur, l'ouverture océanique du Golfe du Mexique prend fin avec le jeu coulissant sénestre du Megashear dans le Nord du Mexique et l'ouverture des parties atlantique et Caraïbe de la Téthys se poursuit.

Les marges mexicaines sont passives. La majeure partie du Mexique continental est désormais inondée suite à la transgression eustatique. Elle porte des plates-formes carbonatées récifales avec plus de 2000 m de couches de carbonates déposées aux bords de l'ancestral Golfe du Mexique ; comme celles de Coahuila et de Valles-San Luis Potosi dans le Nord et l'Est du pays, ou comme celle de Guerrero-Morelos, discordante sur l'édifice névadien, au Sud.

Le bassin océanique d'Arperos qui borde à l'ouest le Mexique, se réduit par subduction vers l'Ouest, sous l'arc volcanique intra-océanique actif du Terrane Guerrero. Celui-ci migre relativement vers l'Est à la rencontre de la marge passive mexicaine. Autour de ces îles volcaniques émergées, la mer a envahi partiellement les blocs émergés avec des faciès récifaux, de plate-forme et de bassin.

En même temps le Bassin du Golfe du Mexique est en phase de refroidissement de sa croûte et de subsidence; ceci provoque l'approfondissement du bassin et il s'établit une phase de stabilité. Le contrôle sédimentaire et structurel des hauts blocs paléotectoniques du Tithonian reste présent au Crétacé inférieur, y compris les surfaces continentales existantes, sont recouverts par la mer en plusieurs étapes et développent des bancs et des plates-formes étendues d'évaporites et de carbonates (Padilla et Sanchez 1986) comme celle de Coahuila (Garza, 1973), San Luis Potosi-Valles (Carrillo, 1971), Monclova (Alfonso, 1978), Maveric, (Smith, 1981). Figure II.3C- (14)

Pendant le Crétacé inférieur dans la région du delta les sédiments terrigènes ont continué à se déposer avec une augmentation des sédiments grossiers, résultat de la levée de la marge Sud-Est de l'Île de Coahuila, dû probablement aux failles (Ward, 1999). Ces sédiments grossiers représentent pour quelques auteurs la partie supérieure de la Formation La Casita. D'autres les considèrent comme faisant partie de la Formation Carbonera. (Eguiluz et al., 1984 ; Eguiluz, 1999).

Le Berriasien est une période d'inondation, l'arrêt d'apport des terrigènes provoque la déposition des carbonates d'eaux peu profondes sur des clastiques grossières du delta de la Casita (Ward, 1999). Près des régions émergées se sont formées des zones de récif, aux coraux, aux bryozoaires, aux algues et aux rudistes, principalement (caprinids et requiénids) (Enos, 1974). Plus rarement, on trouve des Calpionelles qu'indiquent le Berriasien tardif (Adatte et al., 2001). Ces associations récifales sont en général aragonitiques pendant le Crétacé inférieur (Steuber, 2002). Cette unité a été définie comme "Lente de San Juan" (Frame et Ward, 1978) ou le Membre Nogales (Ward, 1999), ce Membre représente la partie inférieure de la Formation Taraises dans les régions de Monterrey et Saltillo (Humphrey, 1949).

Les sédiments de plate-forme externe du Berriasien sont représentés au Nord du Mexique par la Formation Taraises (Cantu-Chapa, 2001 b ; Moran-Zenteno, 1994) qui est composée principalement par des carbonates et des lutites calcaires en épaisseurs fines et moyennes avec un grand contenu de fossiles (ammonites et gastéropodes). Vers l'Est, la Formation Tamaulipas inférieur constitue les dépôts du bassin.

Dans la partie Ouest du Golf, la croûte océanique qui arrivait à l'extrémité occidentale de l'actuel bassin de Veracruz est remplacée par la croûte océanique d'âge Oxfordien. Vers la partie Est de la Transformante de l'Est du Mexique, la croûte transitionnelle à océanique, continue à se développer en ouvrant les Bassins de Sabinas et Chihuahua, ensuite le Basin de Bisbee au Sud du Texas.

Dans le Valanginien le Bloc Yucatan atteint sa position actuelle avec une rotation antihoraire de 49°. Désormais il s'établi une situation tectonique stable dans le bassin du Golfe du Mexique, avec une activité majeure dans la partie centrale et dans les bassins salins du Nord.

Pendant le Barrémien la mer se retire en formant des dépôts evaporitiques de la Formation La Virgen-Cuchillo et la Formation Guaxcama, les zones récifales de la Formation Cupido et faciès lagunaires, et la Formation Tamaulipas inférieur aux faciès pélagiques. Figure II.3C- (14)

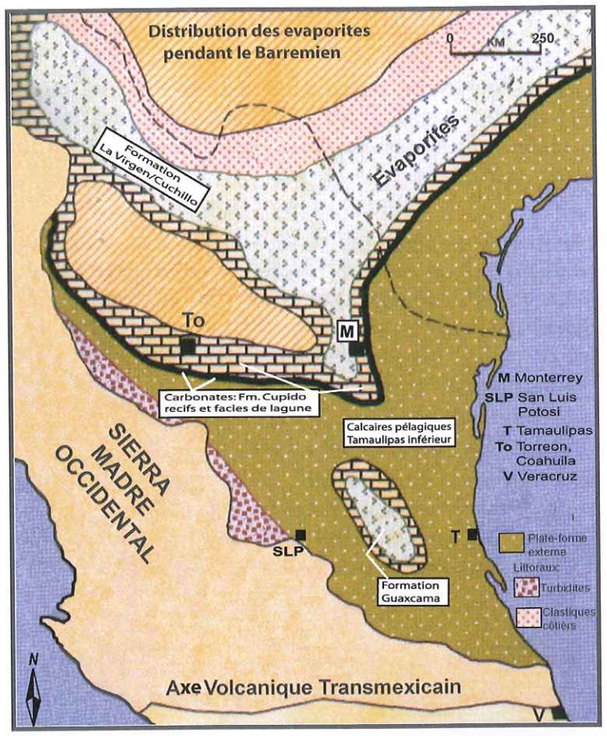


Figure II.3C- (14). Distribution des facies littoraux et des plateformes au Mexique pendant le Crétacé inferieur (Barrémien), D'après Eguiluz et al., (2000).

L'Aptien inférieur est une période de tendance transgressive et de température globale relativement élevée il est bien défini par des zonations d'ammonite et de foraminifères. Le Gondwana est séparé en trois plaques L'Australie, Inde et l'ensemble Arabie-Afrique-Sudamérique. La Téthys s'élargit par l'activité d'une ride d'accrétion s'étendant des Caraïbes à l'Australie.

Au niveau mondial, la sédimentation est contrôlée par la fracturation des continents et le climat qu'induisent des dépôts siliclastiques et plus rarement bauxitiques. Les évaporites son rares, les plates-formes carbonatées de type Urgonien dominent largement les zones intertropicales. (Masse et al 1993).

Sur les plates-formes carbonatées, la flore et la faune sont bien connues comme marqueurs stratigraphiques, comme quelques orbitolinoids ; des dictyoconids ; des rudistes (caprinids) et plusieurs espèces d'algues calcaires (dasycladacées).

Pendant le Barrémien-Aptien les sédiments carbonatés de la plate-forme Cupido s'accumulèrent entre le socle du Bloc Coahuila et une marge récifale aux rudistes et coraux, (Conklin et Moore, 1977 ; Wilson et Pialli, 1977 ; Selvius et Wilson 1985 ; Goldhammer et al., 1991).

A l'échelle globale, dans l'Aptien-Albien ont lieu les inondations marines majeures sur les plateformes continentales, principalement la "Transgression Néocomienne" (Matsumoto, 1980).

En ce qui concerne le bassin du Golfe du Mexique, il est possible que les grandes inondations aient été aussi le résultat de la subsidence causée par le refroidissement thermal qui a contrôlé les structures (Eguiluz1989b, McKee et al., 1990, Goldhammer et al., 1991) et le niveau marin du Golfe. La subsidence s'est développée pendant l'étape de *rift* au Jurassique moyen et elle a continué jusqu'à l'Albien-Cénomanien. Toutefois l'Aptien inférieur est une période chaude (Barron et al., 1984 ; Kemper, 1987 ; Frakes et Francis, 1990) avec l'augmentation du dioxyde de carbone (Weissert, 1989) et une réduction d'oxygène dans l'atmosphère.

Le Bloc Yucatan demeure émergé et des clastiques d'eau marine peu profonde de la Formation San Ricardo il se déposent des évaporites difficiles à dater (Viniegra, 1981). Les carbonates de plate-forme ainsi que se trouvent sur le bord Nord-Ouest du Golfe, comme le domaine Tehuacan et il est possible qu'ils affleurent aussi aux marges Est et Nord-Ouest.

Les sédiments clastiques, marginaux, et des évaporites ont diminué dans une grande proportion, ils se trouvent aux bords des systèmes de plate-forme principalement aux bords des Blocs de Chihuahua et Sabinas (Formation San Marcos Arcosa ; Wilson et al. 1984) et au Texas (Hooston sandstones Formation ; Bebout et al., 1981). Tandis que les faciès de calcaires pélagiques du proto-Golfe du Mexique s'étendent en Texas et l'Est du Mexique (Formation Tamaulipas, Wilson et al., 1984). Figure II.3C- (14) et IV.1- (25).

Crétacé supérieur.

En général le Cénomanien est une période de très haut niveau marin qui facilite l'érosion et l'altération karstique ; cependant des conditions arides ont prévalu sur les marges africaines, conduisant à l'accumulation d'évaporites. Les zones de haut niveau marin sont le résultat des "Transgressions Cénomaniennes" extensives, les dépôts sédimentaires sont bien développés ainsi qu'une faune très caractéristique, facilement identifiable tant en plate-forme qu'en faciès de bassin : des ammonites, des foraminifères planctoniques et benthiques et sur les plates-formes récifales, les rudistes fournissent des horizons fiables.

Les plates-formes du Cénomanien forment une ceinture autour du Golfe du Mexique et s'étendent sur la marge passive Est d'Amérique du Nord.

Durant cette période le Golf du Mexique est considérée comme une bande des plates-formes carbonatées avec des rudistes (Caprinides radiolitides) de coraux et des stromatoporides qui entourent des récifs et des environnements internes de lagune riches en miliolides. Ces récifs sont bien développés tout au long du coté Est de la marge des Plates-formes Valles et le Doctor (Enos 1983) ; dans l'Île de Tuxpan ; sur le bord Est du block Coahuila et dans le bassin Sabinas inclus.

A l'Ouest du Mexique le Bloc Oaxaca, dans la région de Colima est formé par une plate-forme isolé riche en foraminifères benthiques se forme (*Nummoloculina sp., Jalicella sigali, Broeckina cf. balcanica, Biplanata peneropliformis*) qu'indiquent environnements carbonatés peu profonds.

Le Bloc Yucatan reste comme une plate-forme evaporitique, l'une des plus grandes plates-formes du domaine de l'Amérique du Nord, car elle s'étend du Sud-Est du Mexique vers l'Amérique Centrale en passant par le Guatemala et le Belize.

Désormais les changements cycliques du niveau marin contrôlent la sédimentation dans les plates-formes établies. Au Cénomanien supérieur une baisse du niveau marin est registrée, suivi du Turonien au Campanien d'une autre transgression marine (Salvador, 1991). Ensuite à la fin du Crétacé l'Orogenèse Laramide affecte le Bassin du Golfe du Mexique en résultant des sédiments terrigènes. Cet apport des sédiments commença au Crétacé supérieur continue et s'arrête après de la fin de l'Orogenèse Laramide.

II.4 STRATIGRAPHIE DE LA REGION.

II.4A HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS.

Le Mexique, au sud du continent nord-américain, est situé au carrefour de la cordillère nord-américaine, de l'Amérique centrale et de la branche nord caraïbe des Grandes Antilles. De ce fait la géologie du Mexique est complexe.

La partie occidentale mexicaine (Sierra Madre Occidental), couverte en grand partie par des dépôts volcaniques Mésozoïques, montre des séries volcano-détritiques, des ophiolites et des mélanges qui témoignent de leur appartenance au prolongement sud du domaine cordillerain du type Californie au Triasique (Système cordillérain) ; la Sierra Madre Oriental possède des séries mésozoïques dont les facies et la faune montrent leur affinité à la partie caraïbe de la Mésogée alpine au Jurassique (Système mésogéen). Ainsi, la Sierra Madre Oriental s'installe sur l'avant pays de la Sierra Madre Occidental, avec des évolutions indépendantes jusqu'au Paléocène où la phase laramienne soude et structure les deux systèmes en un même ensemble mexicain cénozoïque (Cordoba D.A. et al. 1980).

Les caraïbes et le Golfe du Mexique se sont formés et ont évolué directement en fonction des déplacements de l'Amérique du Nord par rapport à l'Afrique et l'Amérique du Sud depuis le Jurassique jusqu'au Tertiaire. Le long des différents segments des Caraïbes ces déplacements ont été dominés par des mouvements latéraux principalement senestres, avec une alternance de phases de compression et de distension.

L'ouverture du Golfe et ses transgressions Téthysiennes sont la conséquence de la fracturation du Continent Nord Américain provoqué essentiellement par le jeu de deux décrochements transcontinentaux le long des linéaments du Texas et Caltam (Tardy, 1980). Jusqu'au Callovien, la sédimentation est essentiellement continentale, avec des dépôts évaporitiques importants dans le Golfe du Mexique et la région de Bahamas, alimentés par des venues d'eau du Pacifique et de l'Atlantique respectivement. Les carbonates, résultat des transgressions, se sont déposes sur le continent Nord Américain, dans le flanc ouest de la côte du naissante Golfe du Mexique. (Salvador et Green 1980).

Au Nord-Ouest du Mexique, les transgressions Téthysiennes ont commencé au Jurassique, la première à partir du Lias, la seconde commence au Callovien-Oxfordien et atteint son maximum au Kimméridgien. Le dépôt des carbonates continue, il en est de même au Crétacé inférieur qui est représenté par la série carbonatée provoquée par le dernier épisode des transgressions de la Tethys.

De cette manière, les plates-formes carbonatées épicontinentales Cupido, Coahuila au Nord-Est ; Valles et Golden Lane (Faja d'Oro) au centre du Mexique ; ainsi que les plates-formes Sligo et Comanche au Texas appartiennent à la série des plates-formes développées à cette époque.

Les plates formes, liées à l'ouverture du golfe (Buffler and Sawyer 1985 ; Winker and Buffler 1988 ; Wilson 1990) se sont formées lors de l'expansion du fond océanique, de la subsidence continue et du refroidissement de la croûte océanique (Goldhammer et al., 1991). En outre les variations du niveau eustatique ont donné lieu aux dépôts sédimentaires de plates-formes internes et de plates-formes externes. Ainsi se sont empilés autour du Golfe du Mexique plus de 2000m des carbonates de plate-forme dont une partie représente de nos jours d'importants réservoirs d'hydrocarbures.

Du fait de leur importance économique, les plates-formes du Barrémien-Aptien ont été l'objet de nombreuses études tant de surface que de sub-surface publiées et non publiées. La plate-forme Cupido et ses équivalents ont été moins étudiés pour différentes raisons : leur complexité et leur faible potentiel pétrolier. Il est nécessaire de remarquer que tous les travaux effectués, ont été d'une grande importance pour la compréhension de la géologie de cette région, cependant nous mentionnons quelques uns.

Les théories de la rupture de la Pangée, ont été à l'origine des travaux de recherche sur :
-L'ouverture du Golfe du Mexique, sa relation Téthysienne et les travaux du Caraïbe liés à l'Amérique du Nord : Aubouin et Tardy (1980) ; Bernoulli et Lemoine (1980) ; Cordoba D.A., et al. (1980) ; Salvador et Green (1980) ; (Scott, 1990 ; Wilson et Ward 1993).

-Ou encore des travaux régionaux sur le Nord-Est de la Sierra Madre Oriental et son origine de: Baker (1941, 1971) ; Alvarez Jr. (1949) ; Humphrey et Diaz (1954) ; De Cserna (1956, 1960) ; Diaz et al., (1959) ; Wolleben et Murray (1959) ; Murray (1959) ; Murray et al., (1960, 1962) ; Weidie et Murray (1961, 1967) ; Weidie et Wolleben, (1969) ; Tardy (1972b, 1973 ; 1975, 1980) ; Coogan et al., (1972) ; Garza (1973) ; Tardy et Ruiz-Barragan (1974) ; Charleston S. (1974 ; 1981) ; Enos (1974) ; Wilson, (1975) ; De Cserna et al., (1977) ;Padilla et Sanchez (1978, 1982 et 1985) ; Cordoba D.A., et al. (1980) ; Lopez Ramos (1983) ; Eguiluz et al., (1982 ; 1984, 2000 ; 2001) ; Scott (1990) ; Eguiluz (1991 ; 1997) ;Michalzik (1991) ; Enos et Stephens (1993) ; Michalzik et Schumann (1994), ; Chavez-Cabello, (2005).

-Des travaux sur la stratigraphie et la sédimentation du Golfe du Mexique de (e.g.) : Böse (1921, 1923, 1923) ; Böse et Cavins (1927) ; Imlay (1936, 1937, 1938, 1939, 1980) ; Heim (1940) ; Humphrey (1956, 1949) ; Popenoe et al., (1960) ; Mc Bride et al., (1970) ; Tardy (1972a) ; Tardy et al., (1974) Mancini et Puckett (2005) ;

-Des travaux paléontologiques et biostratigraphiques qui ont établi la paléogéographie pendant l'éclatement de la Pangée et l'ouverture de la Tethys (e.g.) : Enay (1980) ; Cantu Chapa (2001) ; et ceux sur le Nord-Est du Mexique qui ont servi de base pour la reconstruction de ces paléogéographies de la Sierra Madre Oriental (e.g.): Burckhardt (1905, 1906,, 1919, 1925 1930) ; Burckhardt, et al., (1906) ; Salvador (1987) ; Michalzik et Schumann (1994) ; Adatte et al., (1994; 1996 ; 2001) ; Cantu Chapa C.M. (1985) ; Lawton et Giles (1997).

-De la biostratigraphie du Jurassique au Crétacé inférieur au Nord-Est du Mexique établies par (e.g.) : Longoria et Gamper, 1977 ; Ice et McNulty, 1980 ; Ross et McNulty 1981 ; Longoria 1984. Par nonoconides et colomiellides par (e.g.) : Böse et Cavins 1927 ; Imlay 1944a, 1944b ; Bonet, 1956 ; Trejo, 1960, 1969 ; 1972 ; 1975) ; Young (1974, 1977, 1978) ;. Par des rudistes (e.g.) : Coogan et al. (1972) ; Coogan (1977) ; Young, 1984, en base à des ammonites, Cantu-Chapa A. (1970 ; 1976, 1996 ; 1999 ; 2001, 2001a, 2001b) ; Salvador (1987, 1991) ; Stinnesbeck 1991 ; Peña-Ponce (1992); Barragán-Manzo et al. (2004, 2005, 2007, 2008) ; Gonzalez-Arreola et Barragan (2005).

-Des travaux sur les plates-formes du Golfe du Mexique par des auteurs comme (e.g.) : Conklin et Moore (1977) ; Wilson et Pialli (1977) ; De Leon Gutiérrez (1991) ; Wilson (1981, 1990) ; Wilson et al., (1984) ; Goldhammer et al., (1991) ; Wilson et Ward 1993 ; Lehmann et al. (1998, 1999 ; 2000).

II.4B- STRATIGRAPHIE.

Pendant la courte période d'ouverture du Golfe du Mexique au Callovien supérieur-Oxfordien inférieur et après sa stabilisation, la sédimentation fut essentiellement évaporitique et carbonatée provoquée par des venues d'eau du Pacifique et de l'Atlantique respectivement.

Lorsque les carbonates se déposent, l'inondation vers le continent continue en accumulant des évaporites et des argiles comme celles de la Formation Olvido. Puis durant le Jurassique tardif, les dépôts carbonatés s'arrêtent et sont remplacés par des dépôts siliciclastiques et par des lutites dérivées de l'érosion du Bloc Coahuila, qui font partie de la Formation La Casita (Fortunato et Ward, 1982 ; Goldhammer et al., 1991).

A partir du Jurassique tardif, l'expansion du fond océanique donne origine aux plates-formes et à l'accumulation de différents types de sédiments. Ainsi on trouve des sédiments siliciclastiques comme ceux de la Formation la Gloria sur les bords du Golfe du Mexique et des sédiments carbonatés comme ceux de la Formation Zuloaga dans les parties hautes du socle, de cette manière on trouve une variation de faciès carbonatés de faible profondeur à des faciès de bassin (Johnson 1991). A la fin du Jurassique supérieur, les grands dépôts carbonatés commencent à se mettre en place pour donner origine aux formations du Système Crétacé. Figure II.4B- (15)

Système Jurassique.

- Formation Minas Viejas.

Le nom de Minas Viejas a été proposé par Humphrey (1956) et Humphrey et Diaz (1954) pour caractériser les gypses des Sierras : Minas Viejas, El Fraile et De los Muertos, puis Padilla et Sanchez (1978,1982) ; nomment ces roches évaporitiques Formation Olvido, qui sont corrélables avec la Formation Zuloaga. Actuellement il est établi que la Formation Minas Viejas est composée par une séquence d'évaporites-calcaires et de lutites, qui reposent sur des grès rouges de la Formation La Joya et qui sont surmontés par les calcaires de la Formation Zuloaga (Michalzik 1988 ; Götte 1986, 1988).

Götte (1988) divise la Formation Minas Viejas en 5 séquences lithostratigraphiques :

- Une séquence sulfatée inférieure composée d'anhydrite dont les surfaces se sont transformées en gypse, auxquelles s'ajoutent quelques couches calcaires.

- Une séquence calcaire (Membre Las Minas) composée de grandes épaisseurs de calcaires bien stratifiées, intercalées avec des limonites et des arénites.

-Une séquence sulfat-carbonatée, composée d'alternances rythmiques de sulfates et de carbonates (micrites dolomitisées et encroûtements algaires), intercalées avec des arénites et des lamines de limonites fines.

PERIODE		EPOQUE	NORDEST DU MEXIQUE CUPIDO-COAHUILA	CENTRE-EST DU MEXIQUE VALLES-FAJA DE ORO	GOLFE DU TEXAS
CRETACE	SUPERIEUR	CONIANCIEN	FORMATION SAN FELIPE	FORMATION SAN FELIPE	AUSTIN
		TURONIEN	AGUA NUEVA	AGUA NUEVA	EAGLE FORD
					WOODBINE
		CENOMANIEN			BUDA
					DEL RIO
			CUESTA DEL CURA	EL ABRA	GEORGETOWN
	INFERIEUR	ALBIEN	AURORA / SOMBRERETILLO / ACATITA / TAMAULIPAS SUPERIOR	TAMABRA / TAMAULIPAS SUPERIOR	EDWARDS / WALNUT / GLEN ROSE / STUART CITY
		APTIEN	LA PEÑA / CUPIDO / TAMAULIPAS INFERIOR	OTATES / LA PEÑA	PEARSALL
		BARREMIEN HAUTERIVIEN BERRIASIEN	TARAISES	GUAXACAMA / "SANS NOM" / TAMAULIPAS INFERIEUR	SLIGO / HOSSTON
JURASSIQUE	SUPERIEUR	TITHONIEN	LA CASITA	LA CASITA	KNOWLES / COTTON VALLEY / BOSSIER
		KIMMERIDGIEN		OLVIDO	COTTON VALLEY / BUCKNER / SMACKOVER
		OXFORDIEN	ZULOAGA	ZULOAGA	NORPHLET
	MOYEN et INFERIEUR		MINAS VIEJAS	MINAS VIEJAS	LOUANN / WERNER
			???	HUIZACHAL	EAGLE
TRIAS	SUPERIEUR			GRES ROUGES	MILLS / GRES ROUGES

Figure II.4B- (15). Charte de corrélation stratigraphique (Modifiée d'après : Wilson et al. (1984) ; et Lehmann et al (1999).

- Une séquence lutitique-calcaire (Membre Santa Rita), composée de lutites et de limonites calcaires, avec au milieu de cette séquence des dolomites, stromatolites et des sulfates calcitisés.

- Une séquence sulfatée supérieure, composée des roches en lamines sulfatées et de quelques couches de dolomites et de pelesparite.

L'âge de la Formation Minas Viejas n'est pas très précis du fait de l'inexistence des fossiles index, mais il est possible de la considérer du Callovien-Oxfordien (Götte, 1988).

- Formation Zuloaga.

Le nom de cette formation a été proposé par Burckardt (1930), pour caractériser des calcaires massifs d'âge Oxfordien dans la région de Santa Catarina, Laguna de Sanchez et San Rafael, Nuevo Leon. Puis elle est définie par Imlay (1938) dans la Sierra de Sombrerete, Zacatecas.

La Formation Zuloaga est composée de couches variées de calcaires, massifs et de couleur gris foncé, fortement fracturés. Vers le SW la formation présente une séquence de lutites et de dolomites avec une intercalation de gypses (Michalzik, 1988). On trouve des faciès oolitiques représentant une haute énergie dans un environnement d'eaux saumâtres, quelques fois alternés avec des dolomites et des micrites avec des structures *birdeye* caractéristiques d'une plate-forme fermée et d'une évaporation élevée (Lopez-Doncel, 1990).

La base de la Formation Zuloaga est en contact avec la Formation Minas Viejas ; au sommet elle est surmontée par la Formation La Casita. Götte, 1988 considère cette formation de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien inférieur.

- Formation La Casita.

Le nom de cette formation a été proposé par Imlay (1936 ; 1937), elle est caractérisé par une séquence de lutites noires fossilifères, d'arénites et d'arénites conglomératiques, intercalées avec des calcaires ; la section type se trouve dans le canyon de La Casita dans l'Etat de Coahuila. La caractéristique principale de ces couches est la présence de concrétions calcaires très fréquemment fossilifères. Ces concrétions sont moins nombreuses Vers le sommet de la formation. Les sédiments de la Formation La Casita montrent un spectre facial de *front pro-delta* dans les régions de Laguna de Sanchez, Ciénéga del Toro et San Rafael, Nuevo Léon ; jusqu'au *shelf* dans les zones éloignées qui appartenaient à l'île de Coahuila et qui est restée émergée. (Michalzik, 1988)

La Formation La Casita représente des flux terrigènes et, selon sa proximité du continent, elle varie latéralement de facies deltaïques à facies marins profonds; elle est sus-jacente à la Formation Zuloaga et sous-jacente à la Formation Taraises en contact transitionnel.

Michalzik, 1988 considéré la Formation La Casita du Kimmeridgien-Tithonien, cependant Olivares-Ramos (2006) mentionne qu'à partir des associations des calpionélides trouvées dans le Cerro de la Silla, Monterrey, la Formation La Casita est d'âge Berriasien inférieur, équivalente à la Formation Taraises mais le mode de dépôt n'est pas le même.

Système Crétacé.

- Formation Taraises.

La Formation Taraises a été définie par Imlay (1936). Elle est caractérisée par des calcaires, des lutites marneuses et des arénites qui affleurent dans Le Canyon de Taraises, dans la Sierra de Parras.

La Formation Taraises est très variable en lithologie et en faciès, avec dés dépôts de plate-forme interne, des faciès récifaux (du Miembro Nogales en Monterrey et Saltillo), et des faciès de plate-forme interne. En général elle se subdivise en trois unités, de la base au sommet :

-Une unité calcaire-lutitique composée de couches de lutites noires bien laminées et fines intercalées ; par de calcaires moyens, micrites et biomicrites de couleur gris sombre, une faune abondante d'ammonites, gastéropodes, et bélemnites.

-Une unité lutitique qui commence par l'intercalation des lutites, de calcaires et de lutites calcaires en couches moyennes de couleur gris sombre ; puis l'augmentation de la part détritique est graduelle jusqu'à former des lutites et des limonites en couches moyennes et fines, bien exfoliées de couleur marron à ocre contenant des fossiles en abondance principalement des ammonites.

-Une unité calcaire marqué à la base par une diminution graduelle des lutites et l'augmentation des calcaires, jusqu'à former des micrites en bancs moyens et épais, de couleur gris clair avec une forte diminution des fossiles.

La Formation Taraises est caractérisée par des faciesd'eaux peu profondes dans une plate-forme ouverte. Une grande influence de matériel détritique provenant des vestiges de l'arc insulaire de Tamaulipas est représentée par des sédiments clastiques du Membre Galeana (Michalzik, 1987). La Formation Taraises est en contact transitionnel avec la Formation La Casita au sommet elle est surmontée de manière transitionnelle avec la Formation Cupido ; Taraises a été datée du Berriasien–Hauterivien supérieur. Figure II.4B- (15)

Formation Cupido.

La Formation Cupido, ou *Caliza Cupido* a été définie par Imlay (1937), comme étant composée de calcaires de couleur grise d'épaisseur moyenne dans la paroi nord du Canyon del Mimbre, dans la Sierra de Parras.

Certains auteurs ont corrélé la Formation Cupido avec la Formation Tamaulipas inférieur. Cependant Diaz et al. (1959) suggèrent que cette dernière, pourrait correspondre uniquement aux calcaires de bassin du Crétacé inférieur, lesquels se trouvent au-dessous de la Formation Otates, dans le sous-sol à l'Est du Mexique. Il a aussi suggéré que tous les calcaires à l'Est du Mexique sus-jacents à la Formation Taraises et sous-jacents à la Formation La Peña, soient nommés Formation Cupido. Figure II.4B- (15)

En général la Formation Cupido est séparée en faciès de bassin (micrites) et faciès récifaux (rudistes) ; Conklin et Moore (1977) l'ont subdivisée en :

1- Néritique–bathyal.
2- De talus en face du récif.

3- Récifal.
4- Détritique d'arrière-récif.
5- Intertidal.
6- De lagune restreinte.

Plus récemment Padilla et Sanchez (1982) la simplifie en :

1- Faciès récifaux (rudistes).
2- brèches récifales (sables de squelettes).
3- Faciès de bassin (micrites).

D'après les descriptions de Conklin et Moore (1977), de Padilla et Sanchez (1982), la base de la formation Cupido est en contact transitionnel avec la Formation Taraises et change latéralement de faciès de bassin à des faciès récifaux et de lagune, jusqu'au sommet qui est en contact normal avec la Formation La Peña.

Dans le Canyon de la Huasteca la Formation Cupido est formée par plus de 150m de strates calcaires verticales, de couleur gris clair, peu dolomitisées, Padilla et Sanchez (1982) détermine la formation comme Hauterivien supérieur-Aptien inférieur.

Formation La Peña.

La Formation La Peña a été définie par Imlay (1936) dans le Canyon del Mimbre dans la Sierra de Taraises près de la Hacienda de la Peña ; elle est caractérisée par des calcaires denses, d'épaisseur moyenne à mince, de couleur gris sombre, intercalés avec de lutites calcaires dont quelquefois la quantité de lutites dépasse celle des calcaires. On trouve des nodules de silex noir intercalés avec des lutites et des limonites de couleur marron. Elle présente d'abondantes ammonites parmi les autres fossiles (Padilla et Sanchez, 1982).

La Formation la Peña au nord-Est du Mexique représente des facies de mer ouverte avec une extension maximale sur la plate-forme continentale, et un dépôt des sables de bassin. Elle est sus-jacente à la Formation Cupido et sous-jacente à la Formation Aurora. Cette formation est de l'Aptien supérieur cependant Imlay (1936), date datte cette formation de l'Aptien supérieur, date controversés par Barragan - Manzo et Méndez-Franco (2005) puis la datent de l'Aptien inferieur par l'association des ammonites.

Formation Aurora.

Le terme de Formation Aurora a été proposé par Burrows (1910), dans la Sierra de l'Aldea, mina de l'Aurora, proche du Village de Cuchillo Parado, Chihuahua. Puis Humphrey (1956) a désigné comme Formation Aurora toutes les roches calcaires du Nord-Est du Mexique qui affleurent entre la Formation La Peña ou ses équivalents à la base et la Formation Cuesta del Cura au sommet.

La Formation Aurora est corrélable avec la Formation Tamaulipas Supérieur (dans la Sierra de Tamaulipas), le terme Tamaulipas Inférieur a été introduit par Stephenson (1921), et comprend la séquence calcaire de l'Albien jusqu'au Cénomanien. Puis Muir (1936) a divisé l'intervalle stratigraphique en Tamaulipas inférieur et Tamaulipas supérieur, séparés par une fine séquence de lutites et de calcaires nommée *Horizonte Otates* (aujourd'hui appelé Formation Otates). La Formation Otates est l'équivalent de la Formation la Peña du Nord et Nord-Est du Mexique (Humphrey 1956).

Cette Formation affleure dans le Nord-Est et le Nord du Mexique et est représentée par des sédiments de basse énergie, formés en eaux profondes oxygénées de bassin et des sédiments de plate-forme. On y trouve des bivalves et des foraminifères planctoniques (Hedbergella sp. caractéristique de cette formation). Elle est sus-jacente à la Formation La Peña et sous-jacente en contact transitionnel à la Formation Cuesta del Cura, de l'Aptien supérieur (Padilla et Sanchez, 1982).

Formation Cuesta del Cura.

La Formation Cuesta del Cura a été définie par Imlay (1936) et décrite dans la partie Ouest de la Sierra de Parras, proche de la Ville de Parras, Coahuila comme un calcaire ondulé compact, bien stratifié sous la forme de fines couches à nodules de silex. Elle est caractérisée par sa micro-lamination parallèle et croisée contenant des ammonites hétéromorphes et d'autres macros fossiles déroulés, qui disparaissent vers le sommet au contact avec la Formation Indidura. Sa lithologie suggère des dépôts de talus de plate-forme et de bordure de plate-forme. Figure II.4B- (15)

Cette Formation est sous-jacente à la Formation Cuesta del Cura sus-jacente à la Formation Aurora (Tamaulipas supérieur) et quelquefois sous-jacente à la Formation Agua Nueva (Indidura). Elle est datée d'âge Albien supérieur-Cénomanien (Humphrey, 1949).

Formation Agua Nueva (Indidura).

La Formation Agua Nueva a été décrite par Stephenson (1921) dans le Canyon de la Borrega à l'Ouest de la Sierra de Tamaulipas. Ensuite Muir (1936) a séparé des couches de la Formation San Felipe. C'est une séquence de strates fines de biomicrites laminées de couleur grise à noire avec des concrétions de silex, intercalées avec des lutites, parfois calcaires (Padilla et Sanchez, 1982).

La Formation Agua Nueva contient de nombreux foraminifères planctoniques. Elle représente un environnement d'eaux profondes dans un bassin avec apport terrigène. Elle est en contact concordant à la Formation Cuesta del Cura et surmontée par la Formation San Felipe dont la limite est la première couche verte de bentonite, caractéristique de la Formation San Felipe. La Formation Agua Nueva est d'âge Turonien (Padilla et Sanchez, 1982).

Formation San Felipe.

La Formation San Felipe a été défini par Muir (1936), à l'Ouest de San Felipe aux alentours de Ciudad Valles San Luis Potosi. C'est une séquence de marnes calcaires en fines lames compactes, intercalées avec des couches fines de lutites et de limons ainsi que des couches vertes de bentonites bien stratifiées (Padilla et Sanchez, 1982).

Cette Formation représente des eaux néritiques avec une contribution forte de clastes fins comme le quartz entre autres. Elle est sus-jacente à la Formation Agua Nueva et sous-jacente à la Formation Mendez.

Formation Mendez.

La Formation Mendez a été décrite pour la première fois par Jeffreys (1910) puis par Muir (1936); c'est une séquence de lutites fragiles qui se cassent en aiguilles de couleur gris sombres, intercalées de quelques couches de marnes calcaires et d'arénites fines.

Cette Formation montre un environnement d'eaux marines profondes dans un bassin avec une grande subsidence, raison pour laquelle la Formation a de grandes épaisseurs.

La Formation Mendez est sus-jacente à la Formation San Felipe, et est d'âge Campanien-Maastrichtien (Padilla et Sanchez, 1982). Figure II.4B- (15)

Cénozoïque.

Les dépôts produits lors de l'orogénèse Laramide couvrent les dépôts marins du Crétacé. On peut différencier ainsi des séries sédimentaires mésozoïques-paléocènes d'origine marine, surmontées en discordance angulaire par des molasses continentales et des dépôts volcaniques Cénozoïques.

CHAPITRE III

METHODOLOGIE

III.1 TRAVAIL DE TERRAIN ET DE LABORATOIRE.

III.1A- TRAVAIL DE TERRAIN.

Le travail tant sur le terrain qu'au laboratoire est très minutieux. L'étude est basée sur le levé de coupes lithologiques, sur le prélèvement d'échantillons et la recherche de la faune et de la flore fossile. Dans la région de la Huasteca, l'accès et l'échantillonnage est facile cependant l'absence d'une autre coupe a limité les observations tant sur les variations de faciès que sur l'évolution de l'organisation des communautés faunistiques de plates-formes carbonatées au sein de ce bassin.

L'étude de terrain commence par :

Observation des corps sédimentaires.

a) Les structures sédimentaires : la stratification plane ou oblique, les rides.

b) Les surfaces remarquables : la couleur et les éléments reconnaissables dans la roche microfossiles, accumulation de silex, matière organique) ou l'activité biologique telle que la perforation des surfaces, bioturbations, etc. Ces surfaces peuvent être des :

- surfaces d'émersion, au-dessus desquelles il peut se développer un karst ou un microkarst.

- surfaces d'érosion, en général irrégulières correspondant à des surfaces de troncature parfois indiquées par un hiatus ou une discontinuité dans l'enregistrement sédimentaire et/ou biostratigraphique. On peut y trouver des éléments remaniés et de lithoclastes. Parfois ces surfaces séparent des faciès marins de faciès d'eau douce saumâtre.

c) Les prélèvements au voisinage des failles sont difficiles à effectuer car il faut établir leur rejet exact, donc évaluer la partie de la coupe manquante pour éviter la répétition des couches.

Levé des coupes.

Consiste en la représentation du profil d'érosion à plusieurs échelles :

- 1/200 000 pour les levés généraux.
- 1/100 et 1/50 mille ou supérieur pour les plus détaillés.

La position des échantillons prélevés est reportée à la côte correspondante sur le log ainsi que les observations qui sont consignées à côté de la coupe.

L'échantillonnage minutieux doit tenir compte :

a) des changements morphologiques.
b) des variations faciologiques.
c) de la texture des sédiments.

Dans 170 mètres de colonne de la section Cupido a été échantillonné de la base au sommet, à partir de la base de la couche tous les 30 cm, dans les cas où la lithologie est très variée les échantillons sont levés tous les 10 cm ; si les changements ne sont pas évidents ou significatifs ou si la roche est massive et homogène, l'échantillonnage est plus lâche plus ou moins 3 échantillons par mètre. Figure III.1A- (16)

Niveau C45

Niveau C46

Niveau C56

Niveau C44

Figure III.1A- (16). Changements de faciès et des textures dans la Formation Cupido.

Parallèlement à l'échantillonnage, une description générale de l'affleurement niveau par niveau, est détaillée, en parallèle avec l'identification des microfossiles au laboratoire, l'analyse de microfaciès détermine les changements lithologiques et environnementaux. Figure III.1A- (17)

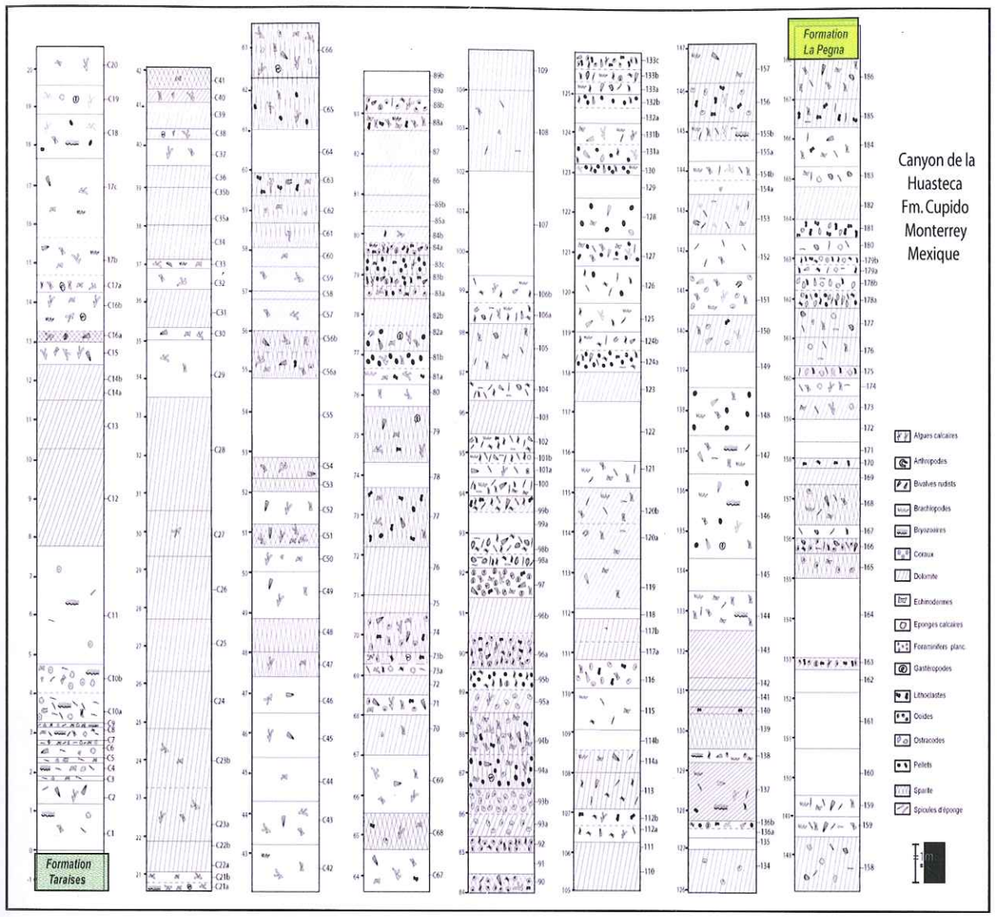


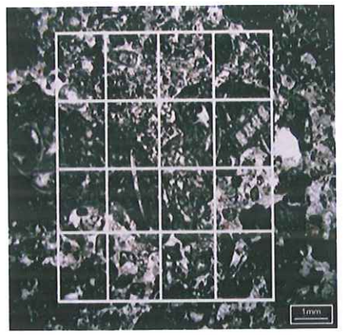
Figure III.1A- (17). Description détaillée de l'affleurement dont, formation Taraises est la base de la section et la Peña le sommet.

III 1B- TRAVAIL DE LABORATOIRE.

L'étude au laboratoire comprend l'analyse des lames minces et des résidus de lavage si possible, sous la loupe binoculaire. La description détaillée comporte l'analyse quantitative et qualitative des éléments contenus dans les échantillons.

Analyse quantitative de la faune et la flore.

La méthodologie décrite par Radaddi (2005) consiste en un inventaire de la faune et la flore qui existent dans la lame et la détermination du nombre précis de chacun des éléments trouvés dans une surface de référence. Cet inventaire englobe les foraminifères benthiques et planctoniques, les bioclastes, les clastes et les algues. Figure III.1B- (18)



C23A
Niveau

Figure III.1B- (18). Inventaire de la faune et la flore et les éléments trouvés dans une surface de référence.

Les résultats sont ensuite reportés dans un tableau comportant verticalement les numéros des échantillons, ordonnés selon leur ordre stratigraphique dans la coupe de terrain et horizontalement l'inventaire de toute la faune et la flore existante dans les différents échantillons. Ces éléments sont classés selon leurs milieux de dépôts respectifs depuis les formes des milieux les moins profondes (à droite du tableau par exemple) vers les formes des milieux les plus profondes (les couleurs bleus à gauche du tableau). Figure III.1B- (19)

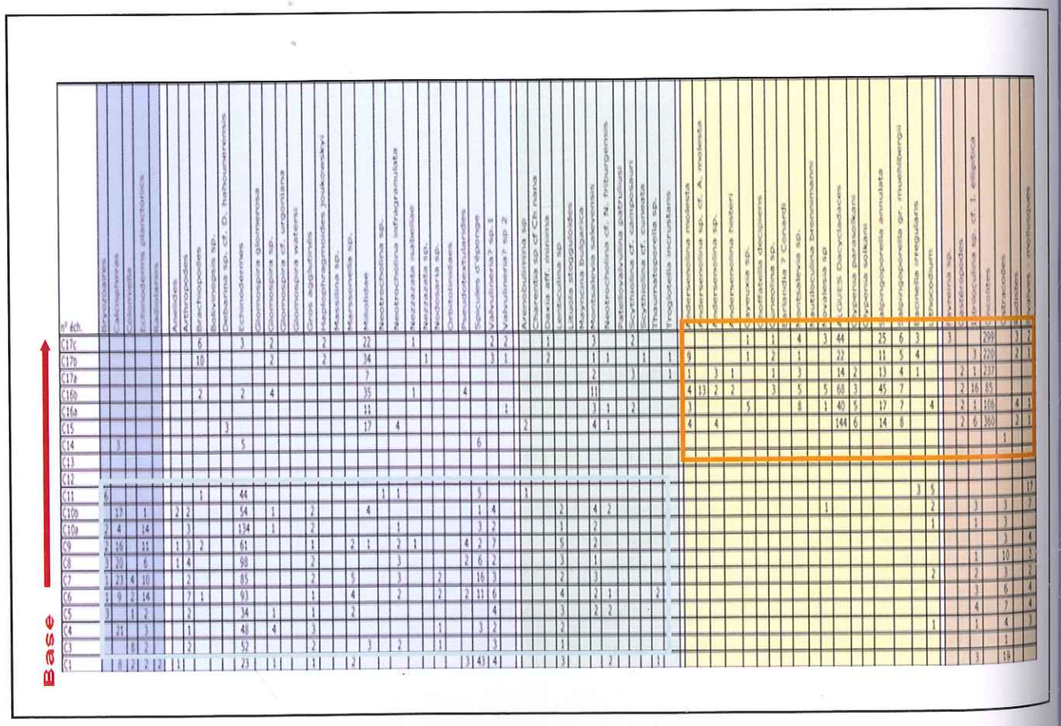


Figure III.1B- (19). Ce tableau permet la mise en évidence des zones d'abondance maximale et l'association des fossiles pour établir des assemblages, dont Les éléments sont classés selon leur milieu de dépôt du moins profond au plus profond.

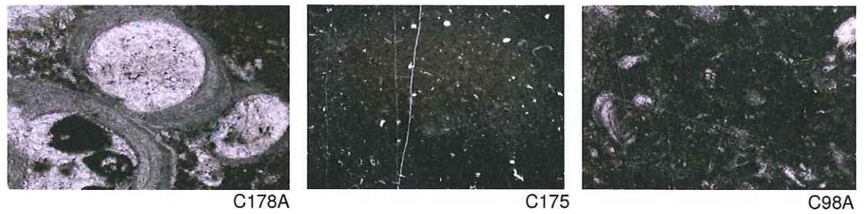
La répartition des proportions de fossiles dans le tableau permet la mise en évidence de zones avec des maxima d'abondance et l'association des fossiles pour établir des assemblages ; de cette manière on peut obtenir les zones où se trouvent ces assemblages, soit du côté distal (profond) soit du côté proximal (peu profond). Ainsi on a une première indication sur le milieu de dépôts de l'échantillon en question et sur l'évolution générale des profondeurs de dépôt le long de la coupe ; les éléments biologiques et non biologiques comptés sont ensuite regroupés en "assemblages" qui présentent aussi des écologies semblables, ainsi on établit les assemblages suivants : Figure III.1B- (20)

Faciès des carbonates et relation avec les assemblages

Assemblage I de faciès pélagiques, mudstone

C170 C10A C10A

Assemblage II de faciès hémipélagiques de plate-forme externe, mudstone-wackstone



C178A C175 C98A

Assemblage III de faciès de plate-forme interne partie externe, wackestone-packstone

C98A C99A C98A

Assemblage IV de faciès de plate-forme interne partie interne, grainstone

C51 C94B C17B

Figure III.1B- (20). Assemblages établis, dont les dépôts plus profonds appartiennent à l'assemblage I et les facies de plage sont représentés dans les faciès IV.

Les histogrammes d'évolution des profondeurs, les pourcentages et les différents assemblages une fois mis dans l'ordre stratigraphique, donnent des informations sur l'évolution verticale de la coupe, les environnements de dépôt et les tendances générales au niveau des séquences de dépôt (e.g. tendance et approfondissement : deeping upward ou shallowing upward : tendance à la diminution de l'espace d'accommodation).

C'est au niveau des histogrammes que l'importance de l'échantillonnage sur le terrain apparaît. Un échantillonnage serré permet d'avoir une grande précision quant à l'évolution verticale des environnements de dépôt et permet de détecter des évolutions à l'échelle de la paraséquence, mais aussi d'identifier certaines limites de paraséquence non visibles sur le terrain. Par contre un échantillonnage lâche permettra d'avoir une idée sur les tendances générales de l'évolution des milieux de dépôt et des paléoprofondeurs de dépôt, mais ne permettra pas d'apprécier des évolutions à l'échelle des paraséquences.

D'après Arnaud et Arnaud-Vanneau, (2005) les faciès de plate-forme peuvent être classés en 12 familles de faciès différentes. Chacune de ces familles de faciès est caractérisée par un assemblage fossilifère spécifique inféodé à un milieu de dépôt distinct. Ces familles de faciès sont théoriques et ne représentent pas une réalité observée sur une plate-forme carbonatée donnée, mais sont le résultat de la compilation de nombreuses observations et d'études faites sur plusieurs plates-formes différentes. Ces faciès caractérisent l'ensemble des milieux de dépôt depuis le bassin jusqu'aux secteurs partiellement ou totalement émergés. On peut distinguer, selon les milieux de dépôts, trois groupes de faciès : les faciès de bassin, les faciès de plate-forme externe et les faciès de plate-forme interne.

III.2- ANALYSES DE FACIES.

Dans la région de la Huasteca ont été taillées plus de 220 lames minces et grâce à l'analyse de microfaciès on a pu avoir une approche fin des variations des textures, de la diagenèse. Les caractéristiques internes des foraminifères benthiques et des algues dasycladacées ont été déterminées, le reste des organismes a été uniquement quantifiés.

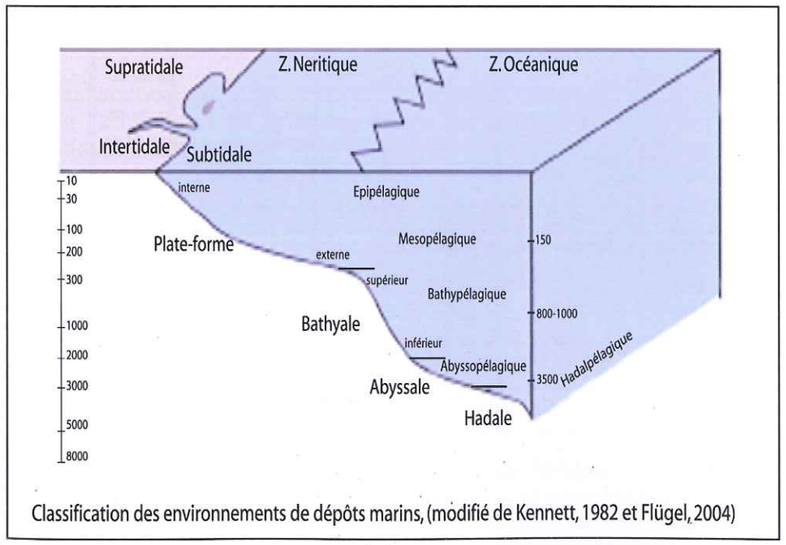
Identification des faciès en lames minces.

Le terme microfaciès a été introduit dans la nomenclature stratigraphique par Brown (1943) pour déterminer les caractéristiques lithologiques et micropaléontologiques dans une lame mince. Actuellement les analyses de microfaciès comprennent des critères sédimentologiques et paléontologiques tant en lames minces que dans l'affleurement (Flügel 2004), pour la reconstruction des paléoenvironnements et des corrélations biostratigraphiques. Les paramètres les plus importants sont :

-la taille, forme, le classement et la fabrique.
-le type de matrices et de ciments.
-le type et l'abondance des composantes organiques et inorganiques.
-la texture du dépôt.

Reconstruction des paléoenvironnements

L'écologie a comme principe de connaître l'environnement, le mode de vie et les relations entre les organismes ainsi que les paramètres qui perturbent leur environnement. La paléoécologie utilise les observations du présent pour interpréter les traces et les restes fossiles. Dans nos cas marins, on sait que le contrôle qualitatif et quantitatif de la matière organique est un outil qui sert à l'interprétation des environnements et des conditions de dépôt sédimentaire puisque la plupart des organismes est fortement sensible aux variations de la qualité de l'eau comme la salinité, l'oxygénation, la turbidité, la température, la lumière, l'apport de nutriments et l'énergie de l'eau. Ces paramètres sont liés aux environnements de dépôt marins. Figure III.2-(21)



Classification des environnements de dépôts marins, (modifié de Kennett, 1982 et Flügel, 2004)

Figure III.2- (21) Environnement de dépôt.

Paramètres qui perturbent l'environnement des organismes.

Salinité.

La salinité détermine le biotat. Selon les quantités de sel, elle est classée en : eau douce avec <0,5 ppm, eau saumâtre avec 0,5 à 18 ppm et eau de mer normale entre 18 et 40 ppm, tandis que les eaux qui contiennent > 40 ppm de sel sont considérées comme des eaux hypersalines, celles-ci se trouvent dans des zones de forte évaporation (zones arides) ; dans des environnements de lagune restreinte et dans des bassins semi-fermés.

La salinité est importante pour comprendre les dépôts sédimentaires dans les environnements marins marginaux ou continentaux, surtout quand la salinité est le paramètre dominant qui gère l'association des organismes. Selon leur tolérance à la salinité, ces organismes sont classés en : Figure III.2- (22)

- *sténohyalins* : organismes qui ne supportent ou qui supportent des variations de salinité minimales, par exemple, les foraminifères planctoniques, les grands foraminifères benthiques, les radiolaires, les coraux, les éponges, les échinodermes brachiopodes et les céphalopodes comme les ammonites, les algues dacycladales et les algues rouges rhodophycées.

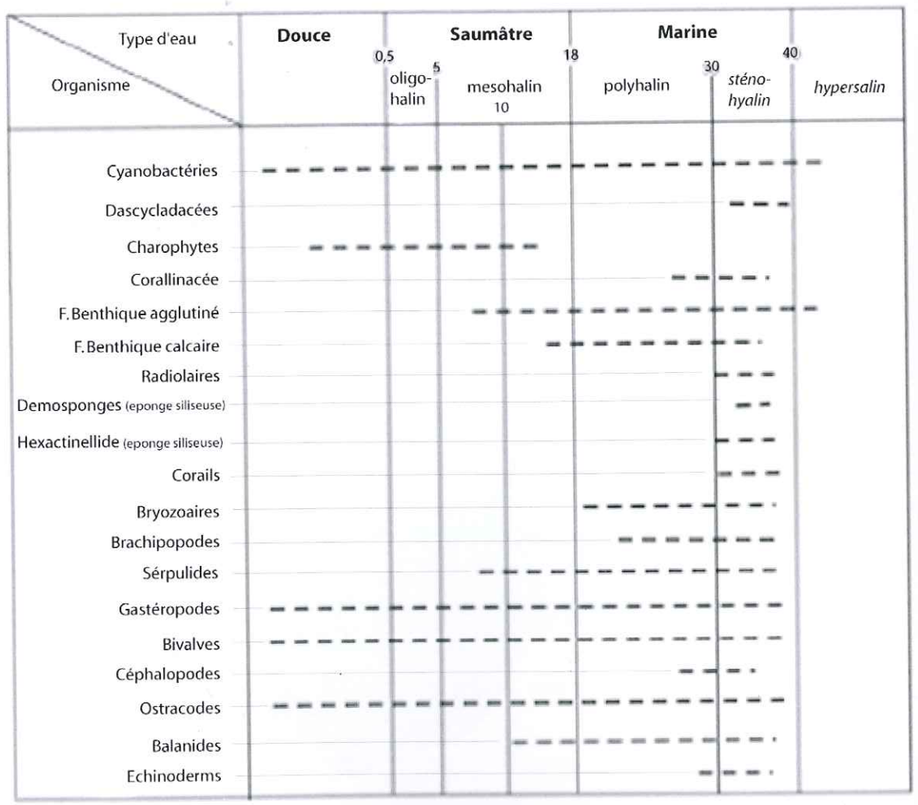


Figure III.2- (22). Distribution approximative des organismes les plus fréquents dans des analyses des microfacies par rapport a leur tolérance à la salinite (les quantités sont en parties par million, modifié de Flügel (2004) et Ramos ledezma (2007). F= Foraminifère

- *euryhalins* : organismes qui supportent de larges fluctuations de salinité (Flügel, 1982, 2004), comme les crustacés qui gardent leurs solutions salines constantes en dépit des fluctuations extérieures.

- *saumâtres :* organismes euryhalines dotés d'osmorégulateurs qui dominent. Leur nombre et leur taille sont petits, peu diversifiés, même s'ils peuvent être abondants, par exemple les cyanobactéries, les bivalves, les gastéropodes, les ostracodes les crustacés et des petites foraminifères benthiques comme Istriloculina. Figure III.2- (22)

- hypersalins : Les caractéristiques de la faune sont similaires de celles de milieux saumâtres sauf que la faune est encore plus petite, même si elle peut être abondante. Comme les ostracodes les crustacés et rarement des petites foraminifères benthiques.

Pour estimer la paléosalinité il est important de suivre certains critères paléontologiques (Fürsich, 1994 ; Flügel, 2004) :

- considérer la salinité que supportent les organismes actuels et les utiliser comme critères pour les restes fossiles qui leur ressemblent.

- observer que la présence ou l'absence d'une certaine faune est caractéristique d'un niveau de salinité. Par exemple, l'absence des invertébrés sténohalins est caractéristique des environnements aux conditions de salinité fluctuante.

- tenir compte de la taille et de l'épaisseur des coquilles car les coquilles des organismes d'eau douce et saumâtre sont généralement plus petites et plus minces que celles des organismes marins.

- estimer la diversité de la faune qui est plus diversifiée dans l'eau marine de salinité normale.

- observer l'état de préservation des couches microbiennes formées dans des eaux hypersalines.

Oxygénation.

La quantité d'oxygène dans l'eau est un facteur décisif qui régule la diversité et l'abondance des espèces. L'absence d'oxygène est importante dans la formation de sédiments riches en matière organique (Allison et al., 1995).

Dans les analyses paléoenvironnementales les niveaux d'oxygénation sont mesurés à partir de l'abondance de la bioturbation, du contenu en organismes et sur des critères géochimiques (Flügel 1982, 2004).

Actuellement on trouve des fluctuations d'oxygène dans tous les domaines marins, mais en général le contenu en oxygène est surtout élevé dans des eaux superficielles des océans.

La zone plus oxygénée se trouve dans des eaux saumâtres, par la ré-oxygénation de l'eau dans l'atmosphère due aux processus physiques de circulation des eaux vers la surface, de manière épisodique ou graduelle. Figure III.2- (23)

La zone d'oxygène minimale (0,5 ml/l) se trouve entre les 500 et 1000 m de profondeur. L'importance de cette zone dépend de la décomposition de la matière organique, elle affecte fortement la biodiversité marine et son écosystème.

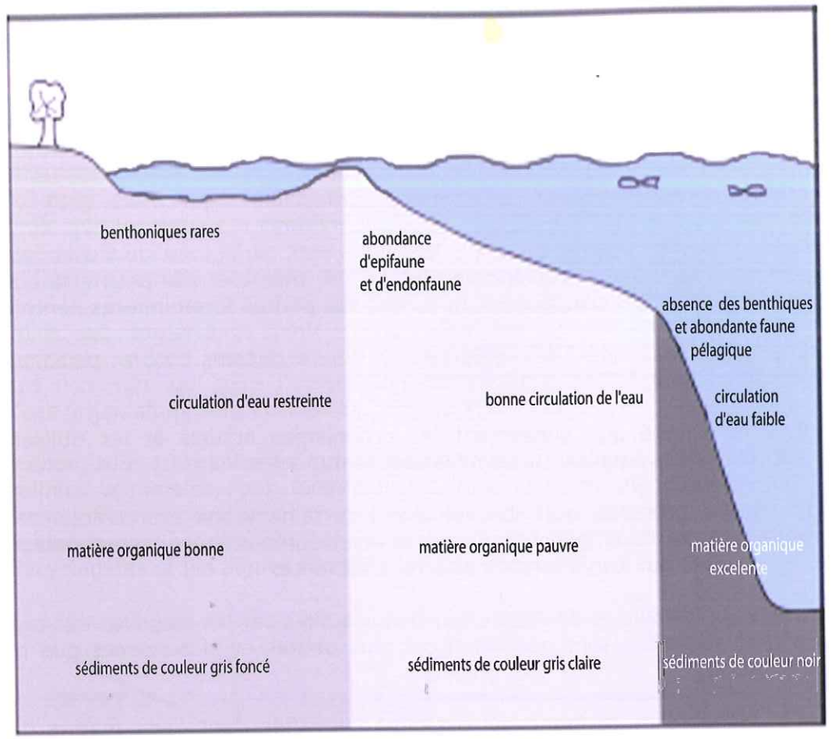


Figure III 2- (23). Caractéristiques des roches en relation avec l'oxygène dissout dans l'eau. D'apres Oschmann (1993), Allison et al. (1995), Flügel (2004) et Ramos Iedezma (2007).

Le niveau d'oxygène libre dissout dans l'eau est mesuré en millilitres par litre (ml/l) et les zones oxygénées sont classifiées :

- *zones oxiques* : > à 1 (ml/l))
- *zones disoxiques* : ÷ 1,0 et 0,2 (ml/l))
- *zones anoxiques* : - 0,2 (ml/l))
- *zones euxiniques* : - 0,2 + H_2S (Acide sulfhydrique) (ml/l))

Le contenu en oxygène contrôle le comportement et l'association des organismes, comme dans le cas de la faune benthonique qui est une bonne indicatrice des niveaux d'oxygènes dans l'eau, ainsi on a:

- *l'Environnement aérobie* : faune benthonique normale, l'oxygène est libre et abondant.

- *l'Environnement disaérobie ou anoxique* : faune benthique restreinte, du fait de la carence en oxygène libre.

- *l'Environnement anaérobie* : faune benthique absente, du fait du manque d'oxygène libre.

Oschmann W. (1993) et Allison et al., (1995) ont établi des critères pour déterminer les niveaux d'oxygène dans des sédiments :

- la présence et l'abondance des foraminifères benthiques.
- l'abondance et les associations d'empreintes fossiles.
- la forme, la taille et l'épaisseur des coquilles des organismes.
- la préservation exceptionnelle des parties molles.
- les laminations.
- l'abondance et l'intensité de la bioturbation.
- le contenu en matière organique.
- la couleur de la roche.

Température de l'eau.

La température de l'eau superficielle varie avec les latitudes, donc en haute latitude les températures sont très basses (jusqu'au point de congélation) tandis que dans les régions de basse latitude les températures atteignent plus de 28°C. De manière verticale la variation de la température est fonction de la profondeur, donc le thermo-climat est la profondeur où la descente de la température est plus rapide.

La norme de distribution des températures au niveau mondial est méridionale, ainsi les isothermes où lignes de température constante sont en direction Est-Ouest (Kennet, 1982).

La température est un facteur important dans le processus de vie et dans la distribution des biotopes. Dans les études paléoenvironnementales, les changements globaux et régionaux liés à la température de l'eau ont été signalés comme la cause de la réduction de la diversité, ainsi que de l'extinction des groupes des organismes (Alvarez et al. 1980 ; Barrera et Keller, 1994).

Bien qu'il existe peu de critères paléontologiques fiables pour estimer les paléotempératures, Nelson, (1988) et Flügel (2004) ont proposé les suivants :

- étalonnage basé sur la distribution des associations benthiques avec des différences bien marquées entre celles d'eaux froides et celles d'eaux chaudes.

- diversité des organismes benthiques, avec des taux élevés dans des environnements tropicaux.

- foraminifères benthiques comme des marqueurs de température, ex. : *Textularina* est caractéristique des eaux froides, *Milliolina* est abondante dans les eaux chaudes.

- présence de coraux hermatypiques.

- critères morphologiques comme la taille et l'épaisseur des coquilles.

Lumière.

Le fonctionnement de l'écosystème océanique dépend en grand partie de l'activité photosynthétique du phytoplancton, dont elle est restreinte à la mince tranche d'eau superficielle (la zone photique). La photosynthèse est indispensable pour le développement des plantes benthiques marines comme des algues, ainsi que pour la vie de la majorité des invertébrés marins.

Ainsi la lumière est indispensable pour les organismes autotrophes (la plus part des végétaux chlorophylliens), qui transforment le gaz carbonique, eaux et sels minéraux en matières biochimiques pour s'autonourrir et ainsi nourrir les consommateurs primaires

base de la chaîne alimentaire. De cette manière la lumière est décisive pour la production des nutriments qui est directement proportionnelle à l'abondance de la faune.

Quelques extinctions massives dans l'histoire géologique ont été attribuées à la diminution de la lumière car elle empêcha la photosynthèse et par conséquence le développement de nombreux organismes (Alvarez et al., 1980 ; Aguirre et al., 2000).

La quantité de lumière qui fait incidence dans la surface de l'eau est en forte relation avec la latitude et avec la zone illuminée, ainsi elle va décroître de la mer ouverte vers la côte et des tropiques aux pôles.

La photosynthèse a lieu seulement dans les premiers mètres de la colonne d'eau, mais la profondeur dépend de facteurs comme le degré d'incidence, la réflexion de la surface, la quantité des particules en suspension, l'époque de l'année et la latitude. En zones tropicales et en eaux claires la lumière peut pénétrer jusqu'à 200m de profondeur.

Selon le degré de pénétration de la lumière, on distingue:

- *la zone photique* : La lumière est suffisante pour la photosynthèse, sa profondeur est très variable et dépend de la turbidité. Dans la limite inférieure de cette zone, l'intensité de la lumière est réduite à 1% de celle qui pénétrait à la surface. La zone lumineuse peut atteindre quelques mètres dans des zones marécageuses et plus de 200m dans des régions tropicales d'eaux transparentes, en zones subtidales à intertidales.

-*la zone dysphotique* : C'est une zone de trop faible luminosité pour une photosynthèse effective. Elle peut atteindre jusqu'à 1000m de profondeur.

- *la zone aphotique* : C'est une zone d'obscurité totale où la photosynthèse n'est plus possible. Elle inclut la partie inférieure de la plate-forme profonde et du bassin profond.

Les quelques critères de microfaciès pour estimer les palèoconditions de lumière sont : (Budd et Perkins, 1980 ; Liebau, 1984).

- la formation de grains carbonatés comme les oncoïdes et des agrégats de grains, indiquent une très bonne illumination dans la zone photique.

- les algues rouges peuvent survivre avec des quantités minimales de lumière tandis que les algues vertes sont caractéristiques des zones moins profondes, à cause de la nature spectrale des rayons lumineux. Le bleu favorisant la photosynthèse ne pénètre plus à une certaine profondeur.

- les algues dacycladales sont restreintes à quelques mètres de profondeur, tandis que les algues udotéracées peuvent se développer jusqu'à 80m.

- Les grands foraminifères benthiques en symbiose avec des algues rouges et vertes sont restreint à la zone photique ou sommaire, alors que les foraminifères planctoniques associes aux algues peuvent se reproduire dans une zone comprise entre 50 et 100m.

La lumière solaire est indispensable pour les organismes autotrophes (la plupart des végétaux chlorophylliens), qui transforment le gaz carbonique, eaux et sels minéraux en matières biochimiques pour s'autonourrir et ainsi nourrir les consommateurs primaires à la base de la chaîne alimentaire. De cette manière la lumière est décisive pour la production des nutriments qui est directement proportionnelle à l'abondance de la faune.

Modes d'alimentation et mode de vie.

Un des facteurs important pour l'interprétation des paléoenvironnements est le mode de vie et la stratégie alimentaire.

Mode de vie :

- *mobiles (vagiles)* sont ceux qui se déplacent.

- *immobiles (fixés ou sessiles)* ceux qui restent comme chez les foraminifères benthiques. Ils peuvent vivre soit à la surface du sédiment (épifaune), soit à l'intérieur du sédiment (endofaune).

Stratégie alimentaire :

- *suspensivores* : attrapent des particules organiques, des débris organiques microscopiques ou des micro-organismes suspendus dans l'eau. Vivent en pleine mer, en surface du sédiment et plus rarement dans le sédiment.

- *détritivores* : vivent des résidus organiques de petite taille, généralement morts et des petites particules organiques. Vivent dans le sédiment (endofaune).

- *filmivores* : broutent essentiellement des films d'origine bactérienne sur la surface du sédiment ou sur feuilles et rhizomes des plants. Vivent sur le sédiment et sont mobiles.

- *brouteurs* : sont herbivores et mangent des algues et feuilles d'herbiers.

- *carnivores* sont mobiles et se déplacent pour capturer leurs proies en pleine mer sur la surface ou sous la surface du sédiment.

- *nécrophages* se nourrissent d'organismes morts qui se trouvent en surface ou dans le sédiment.

- *parasites*, vivent dans les tissus de l'organisme qui les nourrit à ses dépens.

Dans un système stable d'alimentation, les nutriments sont sensibles aux fluctuations importantes (lumière, oxygène, salinité par exemple), la diversité des espèces est élevée. Dans le cas de systèmes récifaux, la stabilité des conditions environnementales fait que les espèces et peuplements de ces environnements très diversifiés sont régis par des problèmes de survie, à la compétition de ses groupes constituants de la biocénose. Inversement, la biocénose dans de systèmes instables est moins diversifiée. Ces populations doivent résister à d'importants stress environnementaux et la pression de sélection fait disparaître toutes les espèces incapables de survivre dans des conditions défavorables. Ainsi « le nombre d'espèces coexistant dans une communauté peut être interprété en terme de facteurs de résultante de la compétition entre les espèces et le terme de facteurs qui conditionnent la productivité » (Ricklefs, 1979).

Nutriments.

L'apport des nutriments est un des facteurs majeurs qui détermine la variété des espèces et leur abondance. Les nutriments sont des substances inorganiques ou organiques composées essentiellement de phosphates, de nitrates, de fer et de silice entre autres, ils proviennent soit du continent par érosion ou soit du sol des océans par des courants remontant en surface, appelés des *upwellings* (mécanisme plus fréquent dans l'apport

des phosphates), ces nutriments sont essentiels à la croissance des plantes et des organismes.

Selon l'abondance des nutriments on distingue:

- *zones oligotrophiques,* ne recevant pas ou très peu de nutriments, elles provoquent des systèmes stables d'une grande diversité d'espèces, qui réservent leur énergie à leur croissance et à la maintenance de leur grande taille. Ils se reproduisent en petit nombre et leur longévité est grande. Ils sont généralement fixés ou peu mobiles car l'espace où ils vivent est déjà occupé. C'est le cas des zones récifales.
Un exemple : les coraux dont la longévité peut être de plusieurs siècles.

- *zones eutrophiques,* en recevant une grande quantité de nutriments, ils sont provoqués des systèmes instables qui donnent origine à une diversité pauvre mais abondante, car les espèces doivent coloniser un espace rapidement, se reproduire vite et en grand nombre. Leur longévité est faible ; elles sont généralement mobiles pour se déplacer facilement et ainsi occuper l'espace à coloniser.
Un exemple : les petits foraminifères circalittoraux dont la reproduction saisonnière est liée aux apports des nutriments.

Les vagues.

Les courants marins favorisent l'oxygénation de l'eau par la forte aération due à l'oxygénation, ainsi dans un courant permanent intense, l'oxygène est toujours présent et la salinité reste constante. La zone de turbulence habituelle est soumise à :

- le type de mer ou d'océan
- la longueur d'onde de la houle
- les positions « au vent » ou « sous le vent »
- la topographie
- les variations relatives du niveau marin

Les espèces sessiles comme les éponges et les coraux par exemple, qui s'installent dans les zones de turbulence, ne supportent pas des anomalies de salinité ou d'oxygénation ; d'autres espèces fixées qui habitent aux alentours de cette zone, s'installent sur des substrats durs, et d'autres encore peuvent se réfugier dans des anfractuosités, ou adopter des formes coniques basses pour résister à l'énergie des vagues.

En conclusion

Tous les facteurs mentionnés plus haut, mêmes s'ils semblent avoir une répercussion moins forte sur la biocénose que la lumière ou l'oxygène, ont tous un rôle très important car ils sont liés et indissociables les uns des autres. Par exemple la lumière et l'oxygénation seront fonction de la profondeur et des vagues, et la profondeur va déterminer la quantité de lumière et les vagues la quantité d'oxygène. En même temps l'oxygène et la lumière vont conditionner l'activité photosynthétique des organismes autotrophes qui sont indispensables pour le développement des plantes comme les algues, qui vont nourrir la majorité des invertébrés marins, tout cela pouvant être accompagné d'un climat plus ou moins aride avec beaucoup de lumière et une érosion rapide qui va provoquer l'arrivée des nutriments en mer, etc.

Ainsi il est indispensable de connaître tous ces facteurs écologiques qui sont les clés pour l'interprétation des paléoprofondeurs et les paléoenvironnements.

CHAPITRE IV

LA FORMATION CUPIDO

IV.1 EXTENSION DE LA FORMATION CUPIDO

IV.1- LA FORMATION CUPIDO ET SES EQUIVALENTS.

Plates-formes du Crétacé inférieur du Continent Nord Américain.

L'ouverture du Golfe du Mexique s'est accompagné de la formation de plates-formes distribuées dans la partie Sud-Est du Continent Nord Américain. Pendant sa phase de stabilité à partir du Crétacé inférieur, la sédimentation des carbonates est constante ils se déposent sur le flanc ouest de la côte de l'ancien Golfe du Mexique. Ces plates-formes sont :(Anderson et Schmidt 1983 ; Winker and Buffler 1988 ; Wilson 1990), (Scott 1990 ; Wilson et Ward, 1993). Figure IV.1- (24)

-au Mexique les plates-formes Cupido, Coahuila au Nord-Est ; Valles et Golden Lane (Faja de Oro) au centre.

-au Texas les plates-formes Sligo et Comanche.

Il est important de considérer que la morphologie préexistante des plates-formes, a exercé un control sur les variations de l'épaisseur et des taux d'accumulation sédimentaire dans les dépôts sédimentaires des Formations qui se sont déposées.

Les variations de l'épaisseur révèlent des taux d'accumulation sédimentaires variables, interprétés comme le résultat de la subsidence différentielle due à l'activité tectonique des blocs ; celle contribue à la distribution générale des facies (Védrine 2007).

Equivalents de la Plate-forme Cupido.

La plate-forme Cupido fait partie du grand système de plate-forme Hauterivien inférieur-Aptien qui s'étend en surface à partir du Nord-Est du Mexique, qui se prolonge en profondeur vers la zone côtière du Golfe jusqu'à la Plate-forme Sligo et la Plate-forme Pettet, puis continue jusqu'à la péninsule de Floride Plate-forme Pumpkin Bay (Wilson et Pialli 1977, Wilson, 1990, Wilson et Ward, 1993, Muñeton–Murillo et Drobek 2003).

L'extension de ce système de plates-formes est très vaste. Elle longe le Golfe du Mexique de manière continue à partir du Sud de La Louisiane en passant par Texas vers le Sud jusqu'à Monterrey où elle fait la grande courbure qui caractérise à la Sierra Madre Oriental (la "Saillante de Monterrey"), puis elle change de direction vers le Nord tout au long du front de la Sierra, pour enfin terminer abruptement à l'ouest dans la Sierra Madre Oriental vers la région de Torreón, Coahuila. Figures III.1- (24 et 25)

La Formation Cupido est formée par l'accumulation des sédiments entre le socle du Bloc Coahuila et la marge de plate-forme récifale (formée essentiellement de rudistes et

coraux) pendant le Crétacé inférieur (Conklin et Moore 1977 ; Wilson et Pialli 1977 ; Selvius et Wilson 1985 ; Goldhammer et al., 1991).

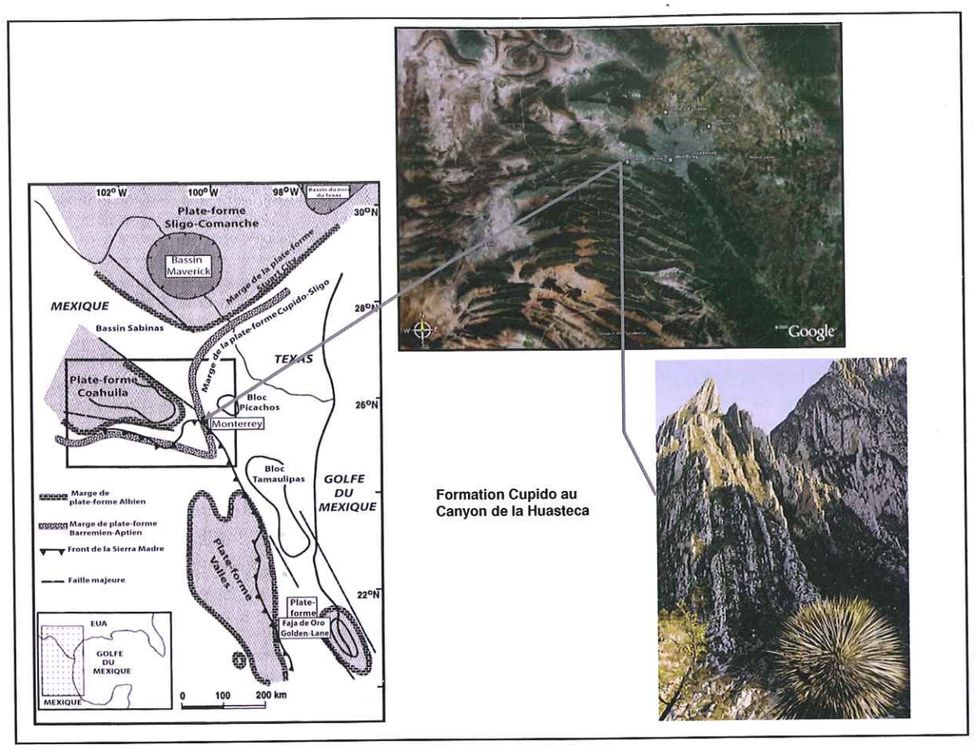


Figure IV.1- (24). Pendant la phase de stabilité du bassin du Golfe du Mexique, la sédimentation des carbonates est constante, en donnant origine à plusieurs plates-formes, la figure montre la distribution des plates-formes du Barrémien-Aptien, d'après Wilson et Ward (1993) ; et Lehmann et al., (1999).

Comme la direction d'orientation de la Formation Cupido a été déterminée par des relations paléostratigraphiques il est donc possible que le Bloc Coahuila ait contrôlé l'orientation de sa direction. Ainsi les sédiments de plage de Cupido se sont déposés dans une plate-forme de lagune peu profonde sur la partie frontale de la marge de la plate-forme (aux rudistes) et les sédiments hémipélagiques (marnes calcaires) de la Formation Tamaulipas inférieur se sont déposés en périphérie de la plate-forme en eau profonde. Puis la grande transgression de l'Aptien, donne naissance aux sédiments argilo-carbonatés et aux calcaires des Formations La Peña et Pearsall (Smith and Bloxsom 1974 ; Loucks 1977 ; Tinker, 1985 ; Goldhammer et al. 1991 ; Barragan et Maurrasse 2008).

Un deuxième épisode majeur d'évolution de la plate-forme carbonatée dans la région, est la naissance de la Plate-forme Coahuila pendant l'Aptien-Albien, avec l'accumulation de sédiments (Formation Acatita) sur le sommet du socle du Bloc Coahuila. La marge de la Plate-forme Coahuila est manifestement plus éloignée que la marge de la Plate-forme Cupido du fait d'une longue période de niveau marin, eustatique élevé au Crétacé inférieur qui se termine au Cénomanien (Haq et al. 1988). Les carbonates d'eaux profondes de la Formation Tamaulipas se sont déposés plus rapidement, recouvrant certaines portions de la plate-forme aux alentours du Bloc Coahuila.

Finalement la plate-forme Coahuila a été inondée durant l'Albien supérieur et le Cénomanien inférieur et le enregistrement de cette sédimentation diachronique est représenté par des fines intercalations rythmiques d'argiles calco-silicatés et des argiles de la Formation Sombreretillo et Cuesta del Cura (Bishop 1972 ; Ice, 1981 ; Longoria et Monreal, 1991).

Les Formations plus récentes du Crétacé sont des dépôts pélagiques de pélites et des matériaux silicoclastiques qui indiquent la transition des sédiments sur les bords du bassin et la fin de l'étape Téthysienne ainsi que le commencement de l'orogenèse Laramide au Paléocène, laquelle couvre tous les événements du Crétacé.

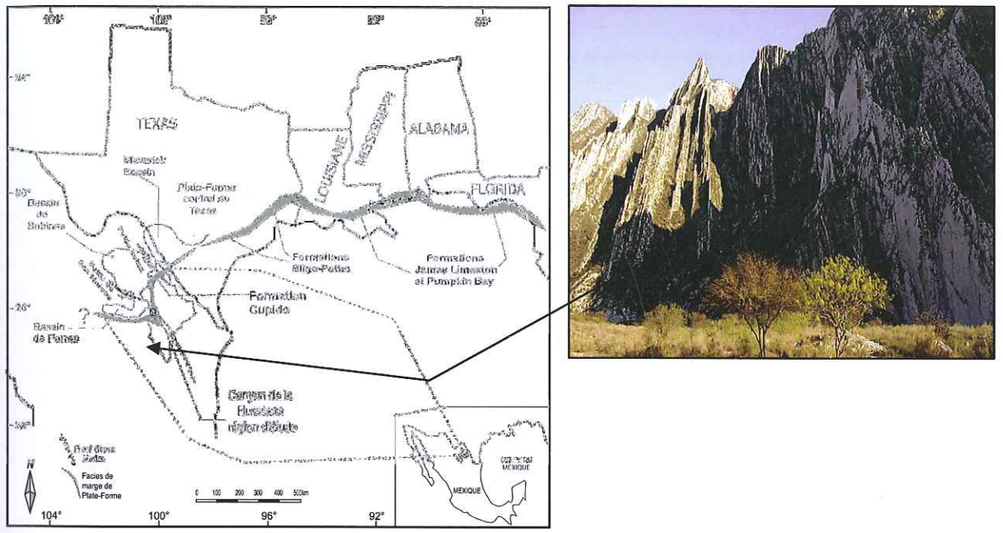


Figure IV.1- (25). Extension de la plate-forme en Amérique du Nord, au Mexique et aux Etats-Unis, modifié d'après Muñeton–Murillo et Drobek (2003).

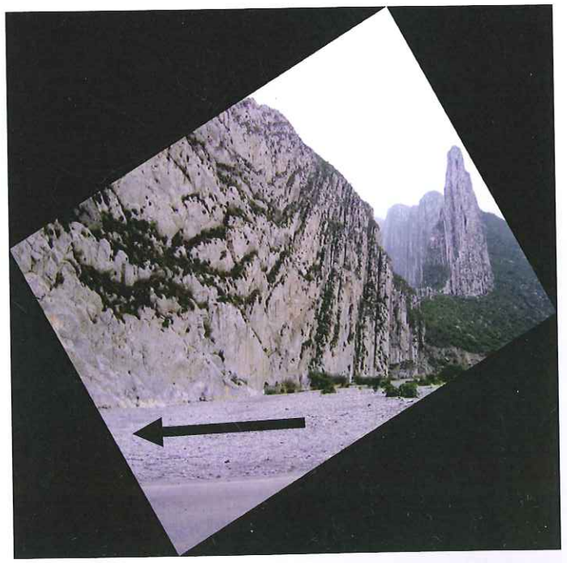
IV.2 CARACTERISTIQUES DE LA FORMATION CUPIDO

IV.2- EVOLUTION DE LA FORMATION.

Pendant l'intervalle Tithonien inférieur-Berriasien-Valanginien au Nord-Ouest de la Sierra Madre Oriental se sont déposés les sédiments du sommet de la Formation la Casita, la Formation Taraises et la partie inférieure de la Formation Cupido. La lithologie de La Casita indique une période des forts apports clastiques, dérivés du Bloc Coahuila puis la transition de Taraises est caractérisée par la diminution des apports silicoclastiques et un accroissement des carbonates pélagiques et de plate-forme.

Dans le Canyon de la Huasteca, la Formation Cupido est représentée par plus de 200m de strates carbonatées de plate-forme aux épaisseurs variables en aggradation verticale. Elle s'observe aujourd'hui dans le flanc d'un anticlinal ouvert associé aux chevauchements des Terranes tectono-sédimentaires déformés pendant l'orogenèse Laramide. Figures IV.2- (26 et 27)

Cette Formation, qui a initiée pendant la phase de stabilité de l'ouverture du Golfe du Mexique de l'Hauterivien supérieur à l'Aptien inférieur, représente en général des environnements de plate-forme récifale stable. Cependant les analyses des microfaciès de la région étudié confirment que cette Plate-forme n'as pas été stable. On observe en effet des fortes variations cycliques de faciès tant de bassin que de plate-forme, du fait des variations eustatiques, résultat des transgressions et régressions, pendant la période d'extension. En outre, comme la prolifération et les variations quantitatives des espèces dépendaient fortement de l'adaptabilité des organismes à ces variations eustatiques, il est fréquent de trouver des différences d'épaisseur de strates et des variations faunistiques dans toute la longueur de la Formation.



-La coupe est sur le flanc d'un anticlinal ouvert produit de l'orogenèse Laramide.

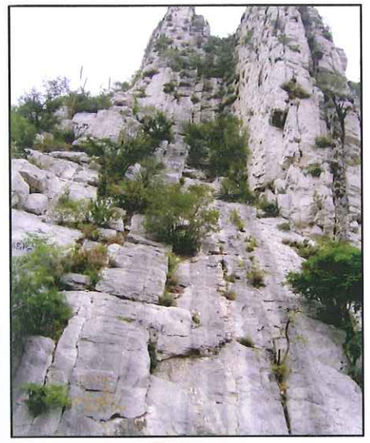
-Elle surmonte de manière transitionnelle la Formation Taraises.

-Au sommet, elle passe sans transition à la Formation la Peña.

Figures IV.2- (26). Caractéristiques de la Plate-forme Cupido au Canyon de la Huasteca Monterrey Nuevo León, Mexico.

Particularités de la Formation dans la région d'étude.

La section faite à la Formation Cupido au Canyon de la Huasteca a été numérotée de la base (C1) au sommet (C187), de calcaires de couleur crème, aux épaisseurs plus ou moins réguliers qui varient entre 30 et 120 cm de la base au sommet. Figures IV.2- (27)

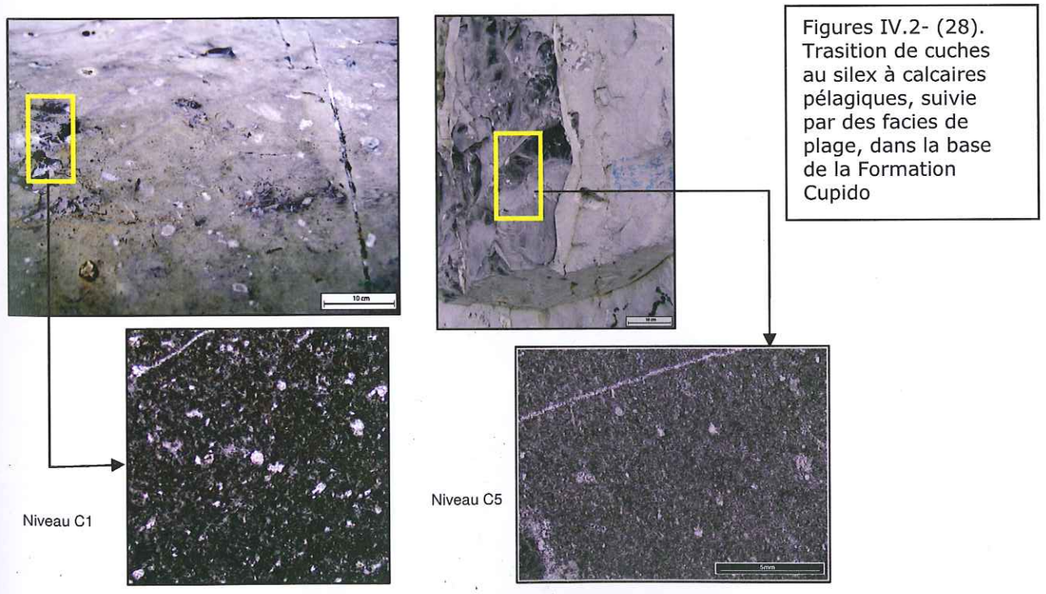


-Plus de 200m de bancs carbonatés de plate-forme.

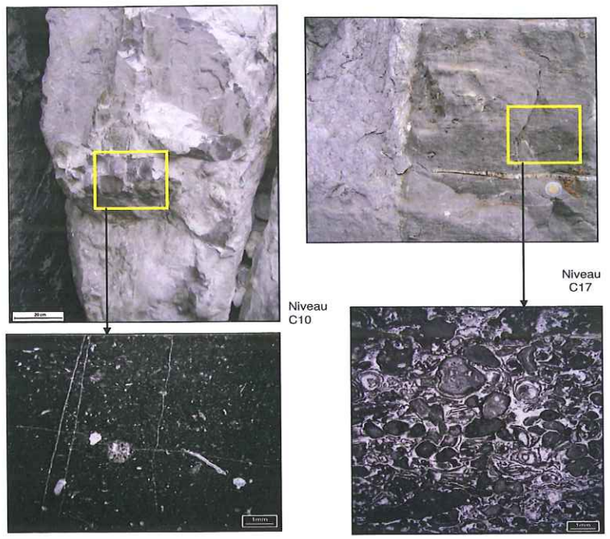
-Des forts changements de faciès de bassin à faciès de plate-forme.

Figures IV.2- (27). Strates aux différentes épaisseurs en la section.

La Formation Cupido surmonte de manière transitionnelle à la Formation Taraises qui est composée de limons et d'argiles pélagiques, dont la proportion de sédiments clastiques diminue tandis que le carbonate augmente graduellement à la Formation carbonatée Cupido, dans la région d'étude la Formation Cupido commence par une alternance de fines couches de quelques décimètres et de strates plus massives d'environ 2 mètres d'épaisseur peu dolomitisées de couleur crème et gris clair à la cassure fraîche. La base montre une alternance de couches de silex et de calcaires qui se transforment graduellement en calcaires pélagiques. Figures IV.2- (27 et 28)



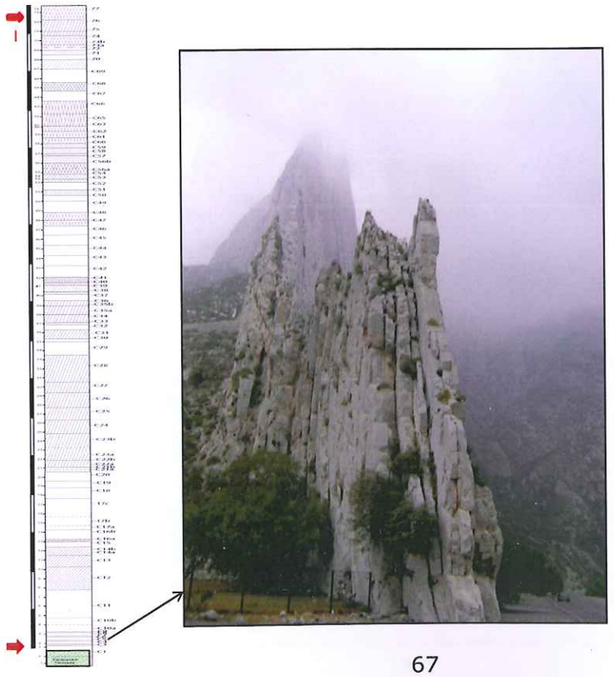
Figures IV.2- (28). Trasition de cuches au silex à calcaires pélagiques, suivie par des facies de plage, dans la base de la Formation Cupido



Figures IV.2- (28). Suite de la transition de cuches pélagiques au bryozoaires, suivie par des facies de plage, dans la base de la Formation Cupido

Des restes d'ammonites (?) très mal préservées. A ce propos Adatte et al. 2001 mentionnent que ces ammonites correspondent aux genres *Olcostephanus* et *Bochianites* d'âge Valanginien comme pour la plupart de la Formation Taraises et que le genre *Bochianites* est présent dans les deux formations.

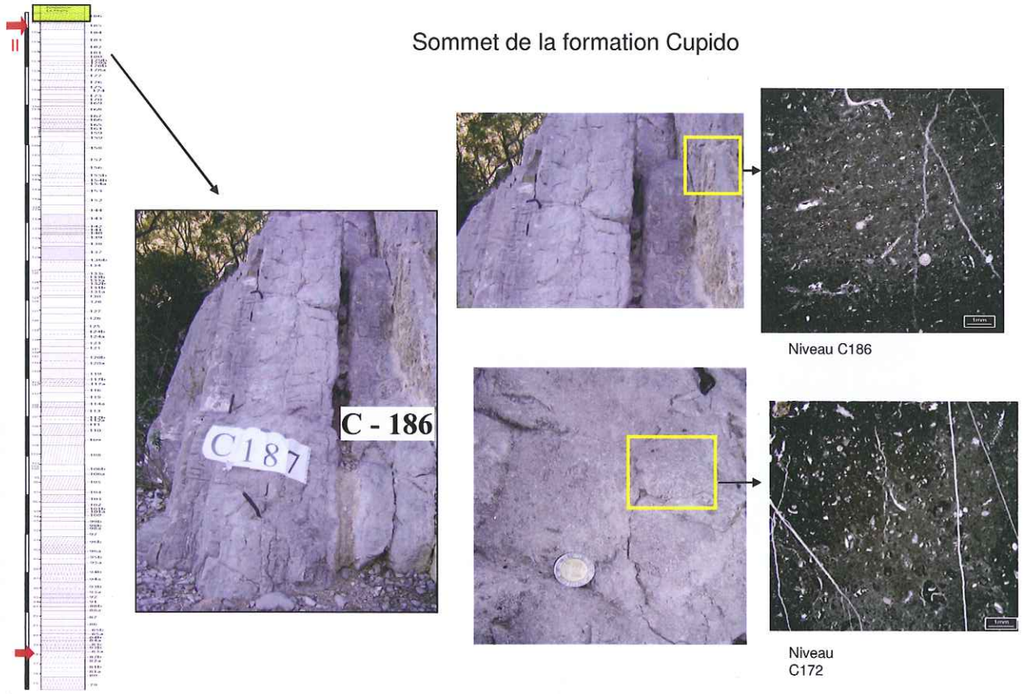
La Formation Taraises est composée à partir de la base jusqu'au milieu, par des ammonites du genre *Thurmanniceras, Olcostephanus, Distoloceras et Bochianites* du Valanginien inférieur (Imlay, 1938, 1940). Cependant la présence de *Karakaschiceras* implique que cette formation s'étend jusqu'au Valanginien supérieur (Young, 1988). Le genre *Oosterella* au sommet de Taraises et à la base de la Formation Cupido qui représente le Valanginien supérieur ou Hauterivien inférieur, selon Bulot et al. 1992.



Figures IV.2- (29). Contact transitionnel dans la base de la Formation Cupido

On observe sur le terrain de vestiges des ammonites, au microscope on observe quelques microfossiles comme des calsispheres et des radiolaires très mal préservés, on a trouvé certaines formes très mal préservés que pourraient rassembler à *Colomiella recta* dont Bonet (1956) a trouvé dans d'autres affleurements de la Formation Cupido.

Le sommet de la Formation Cupido est en contacte avec la Formation la Peña par une surface d'émersion en karst ensuite on trouve le développement des facies pélagiques qui sont produit de la grande transgression marine de l'Aptien supérieur, datation faite en base à des ammonites (Cantu-Chapa, 1963 ; Young, 1969 ; Contreras-Montero, 1977) Figures IV.2- (30).

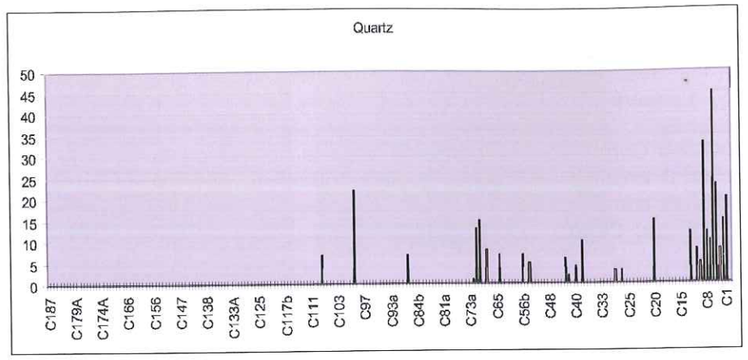


Figures IV.2- (30). Contact de la Formation Cupido avec la Formation la Peña.

Au microscope.

La Formation Cupido est composée des calcaires associés à la base à des fins grains de quartz dont la proportion diminue au milieu de la colonne. Figures IV.2- (31).

Dans les premières strates, la faune est rare et mal préservée on y trouve des radiolaires et des calcisphères par contre le gère *Nodosaria* sp. qui est associé à cet ensemble est très bien préservé.

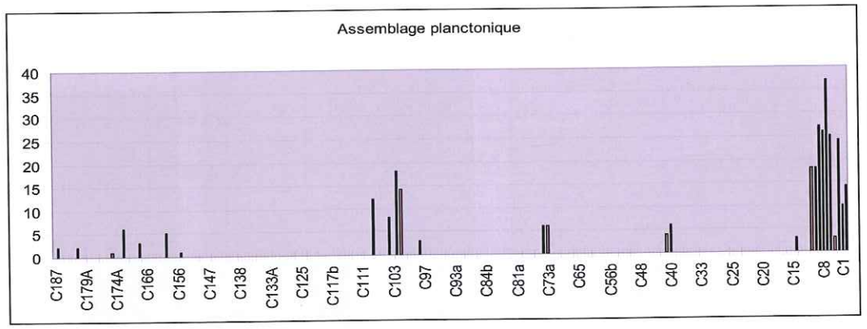


X=N° d'échantillon dont C1 represente la base de la colonne.

Y=Nb d'individus.

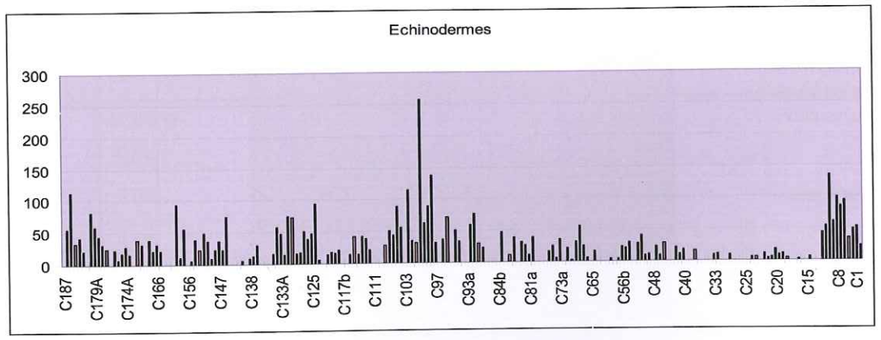
Figures IV.2- (31). Apports des terrigènes de la base jusqu'au milieu de la colones.

Dans tout l'épaisseur de la colonne les échinodermes planctoniques, les spicules d'éponges, les ostracodes, les bryozoaires, les annélides, les arthropodes et le genre *Taumathoporella* sp., sont présents, ainsi que des petits foraminifères comme : *Lenticulina sp.*, *Istriloculina* sp., *Marssonella* sp., *Glomospira* sp., des textularides et des gros agglutinés. Cependant l'abondance planctonique est claire à la base de la colonne. Figure IV.2- (31)



X=N° d'échantillon dont c1 represente la base de la colonne.

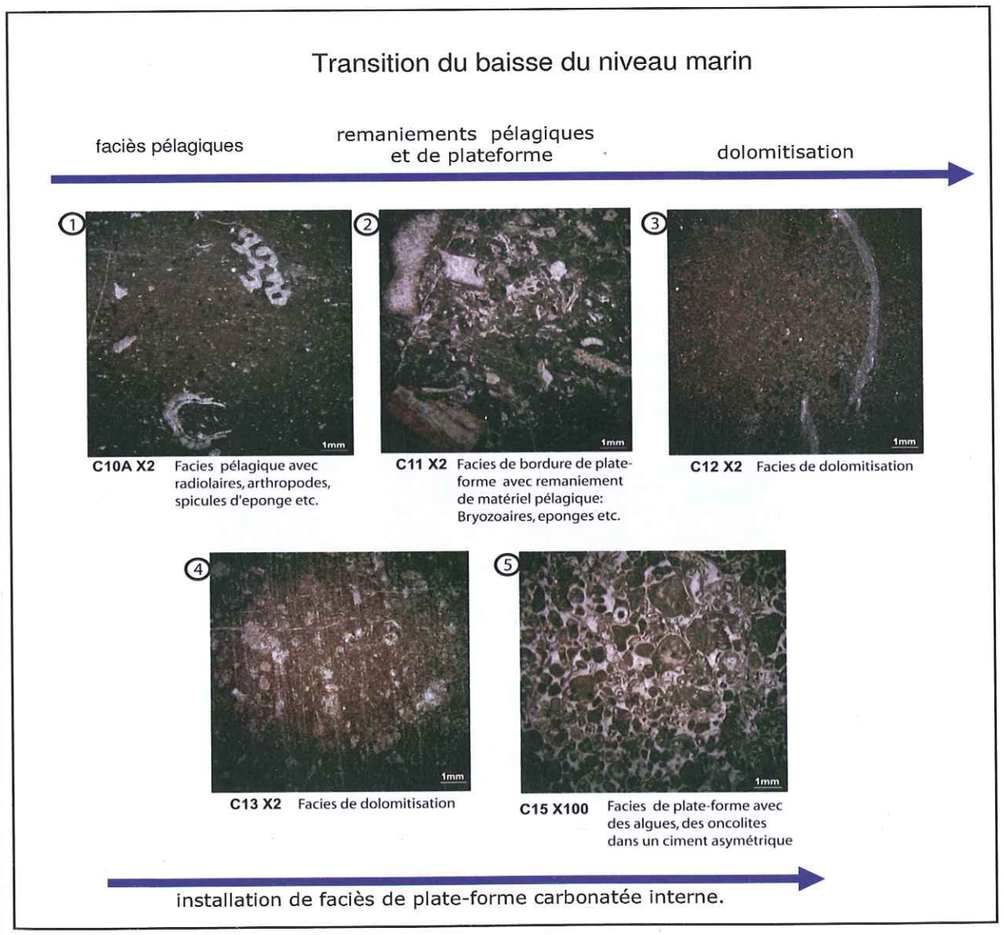
Y=Nb. d'individus.



Figures IV.2- (32). Dans l'assemblage planctonique la présence des radiolaires indiquent des conditions de salinité stable et des échinodermes indiquent des conditions de salinité et d'oxygène normales.

A partir des graphiques ci-dessus on peut déduire que la Formation Cupido dans la région du Canyon de la Huasteca a commencé comme un bassin pélagique avec des apports terrigènes en conditions normales d'oxygène et une salinité stable, comme le montre la présence des radiolaires qui supportent des conditions de salinité stable et les échinodermes qui vivent en conditions de salinité et d'oxygène normales. D'ailleurs la colonne montre des fluctuations des niveaux marins, dont à la base on trouve les radiolaires indiquant des facies pélagiques puis les facies de plate-forme interne (Figure IV.2- ((33), photo 1)

Dans chaque baisse de niveau on constate systématiquement une dolomitisation intense dans les deux ou trois strates sous-jacentes accompagnées par un remaniement des matériaux des faciès profonds : la faune planctonique, des échinodermes et des bryozoaires broyés avec de fragments des bivalves, des brachiopodes, des éponges calcaires de facies de plate-forme interne. Puis des facies de plate-forme carbonatée interne franc. Figures IV.2- (33)



Figures IV.2- (33). Facies de séquence régressive de facies de bassin (1) à facies de plate-forme (5), exemple de la base de la Formation Cupido

Les faciès de plate-forme carbonatée interne correspondent à des domaines marins peu profonds, d'eaux chaudes de zone intertropicale (Arnaud, 2004). La région d'étude est caractérisée par des bioclastes de rudistes, de bivalves, gastéropodes, coraux ; ainsi que des échinodermes, des oncolites, des cyanobactéries comme le genre *Cayeuxia*, on trouve aussi des algues calcaires : Dacycladales comme Salpingoporella annulata qui est très abondante dans toute la colonne ; quelques foraminifères benthiques : textularides, miliolides, *Valvulineria* sp., *Debarina h.*, *Scythiolina* sp..

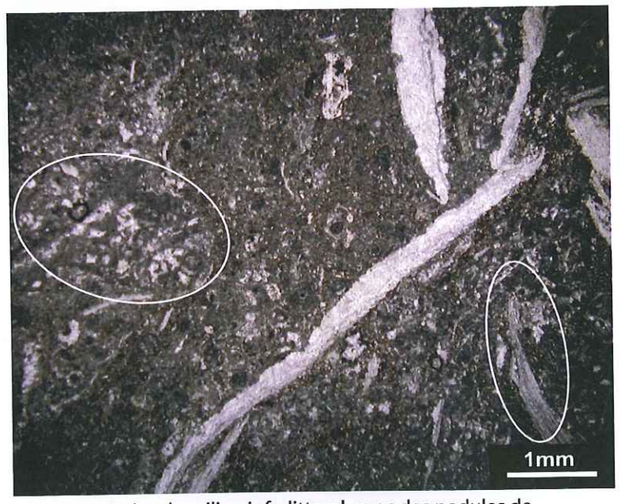
Certains foraminifères sont caractéristiques de la base et du milieu de la colonne : *Montsalevia salevensis*, *Andersenolina* sp. et *Trocholina* sp..

La région a été soumise à plusieurs périodes d'inondation comme le montre la présence des algues et des oncolites ainsi que d'autres composants caractéristiques. Dupraz et Strasser, 1999 signalent que la présence des oncoïdes de *Lithocodium* et de *Bacinella* indiquent des intervalles de lagune ouverte.

Par contre Arnaud-Vanneau et Arnaud, (2004) mentionnent que des nodules de *Bacinella irregularis* et *lithocodium* s'observent souvent sur la bordure des plates-formes dans des milieux infralittoraux peu ou pas confinés dans des intervalles de lagune confinée (plutôt mésotrophique) et d'eau de mer mal oxygénée associés aux algues calcaires, cette assemblage est représenté dans la plate-forme Cupido. Figures IV.2- (34 et 35)

Il est possible de trouver l'association Bacinella irregularis, Lithocodium aggregatum et Troglotella incrustans en facies infralittoraux et circalittoraux, dans des limites des paraséquences. Figures IV.2- (34)

Facies de transsition, deans la bordure de la plate-forme



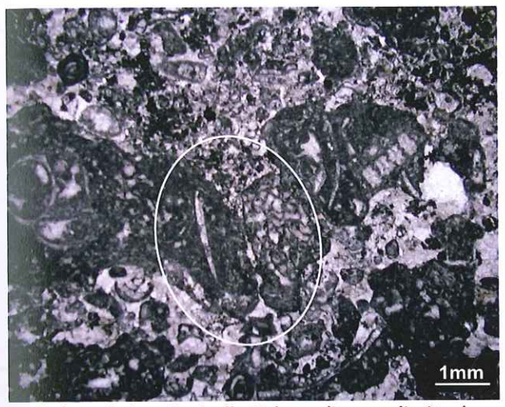
Facies de milieu infralittoral avec des nodules de Bacinella irregularis et remaniement des rudistes entre autres, ex. du milieu de la colonne C114A .

Figures IV.2- (34). Facies de séquence régressive de la base de la Formation Cupido

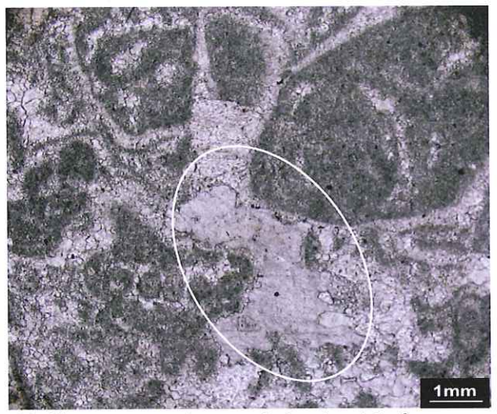
Dans les graphiques ci-dessous, le *Lithocodium* comme le *Bacinella* sont distribués dans le temps et l'espace séparément et de façon irrégulière. Cependant on trouve des couches où les deux oncoïdes sont associés, les lames minces montrent que cette association est liée à des limites de paraséquence par la présence de ciment microstalactitique ou ciment asymétrique.

Ainsi *Lithocodium* et *Bacinella* est présente soit dans un mélange de matériaux de facies de plate-forme et de talus, soit pendant la paraséquence, dans des ciments asymétriques. Figures IV.2- (34, 35 et 36).

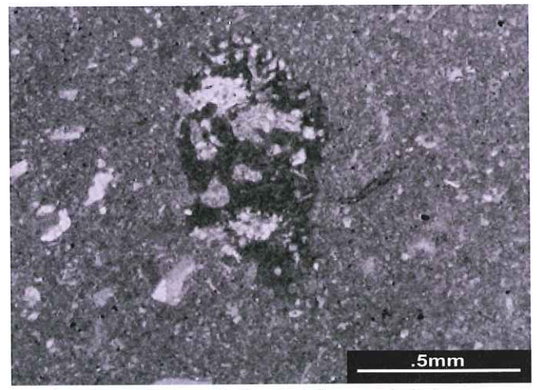
Présence de Bacinella et de Lithocodium en différents facies.



a) Association Bacinella-Lithocodium en limite de paraséquence de la plate-forme Cupido, ex. de la base de la colonne C23A.



b) Ciment asymetrique en facies de plate-forme, ex. de la base de la colonne C15.

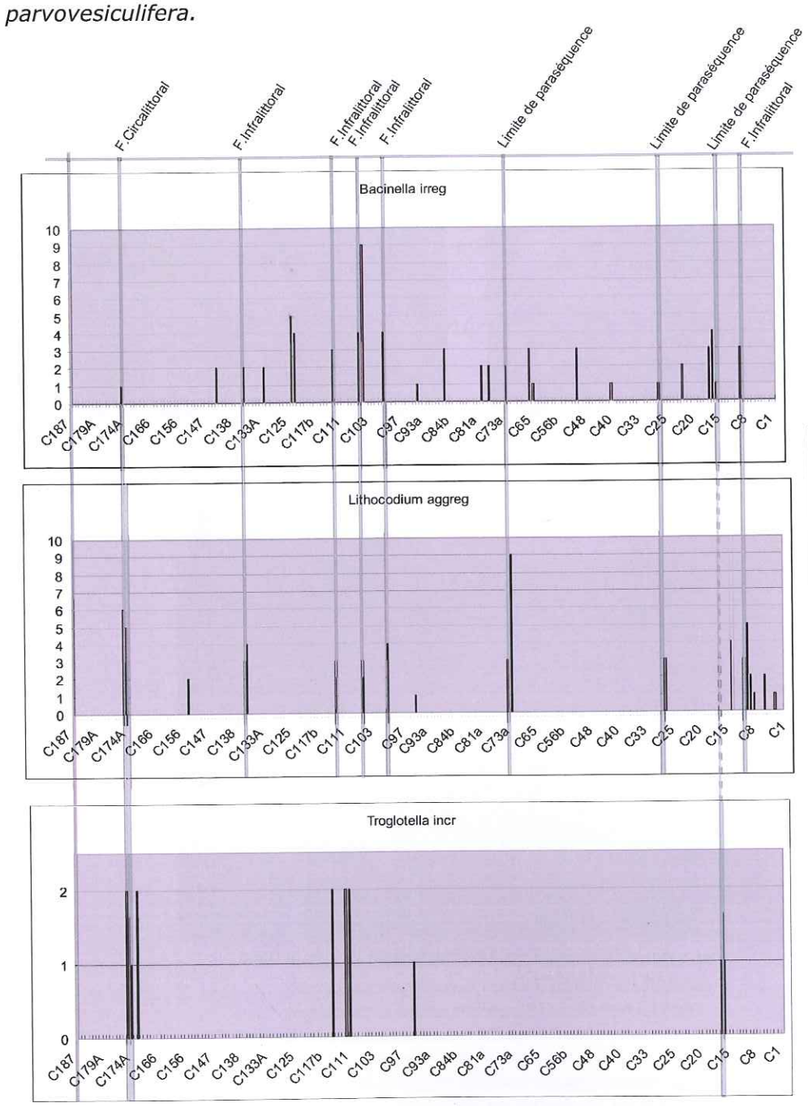


c) Lithocodium en facies de talus, ex. de la base de la colonne C8.

Figures IV.2- (35). *Bacinella irregularis* et *Lithocodium aggregatum* s'observent souvent sur la bordure de plate-forme dans des milieux infralittoraux peu ou pas confinés, associés aux algues calcaires (a, b). Lithocodium en facies de talus (c).

Dans le mélange de matériaux de facies de plate-forme il est fréquent de trouver : oncolites, gastéropodes, échinodermes, mollusques, ostracodes, brachiopodes, bivalves, ainsi que des algues dacycladales et des foraminifères: *Andersenolina* sp., *Scythiolina* sp., entre autres. Il est possible de trouver dans la plate-forme l'association des oncoïdes, *Bacinella irregularis-Lithocodium aggregatum ; Bacinella i.-Troglotella incrustans*

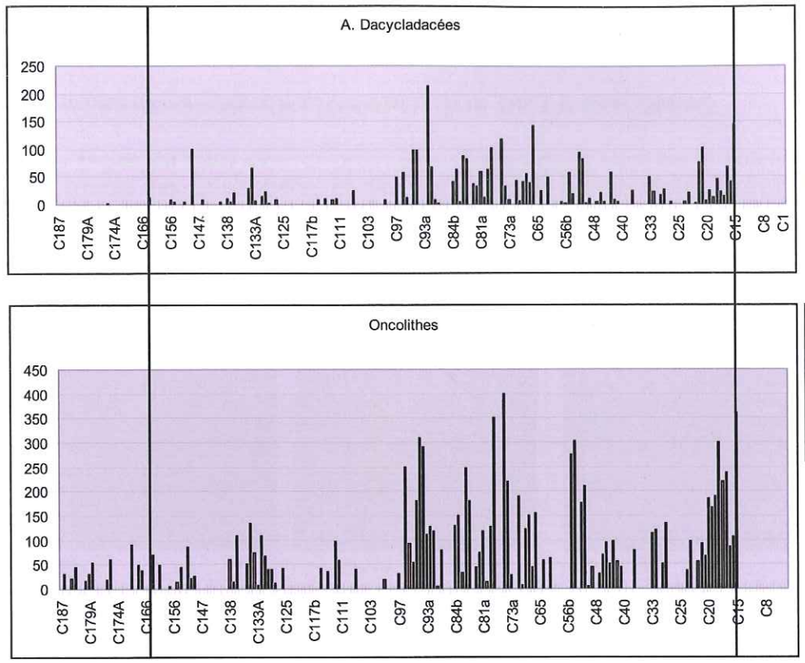
Dans les facies de talus il est fréquent de trouver : annélides, grosses agglutines, échinodermes planctoniques, et des foraminifères comme : *Taumathoporella* sp., *Daxia* sp., *Lituola sp.*, *Istriloculina* sp., entre autres. Dans ce type de facies sont présents les associations : *Bacinella i.- Lithocodium a.-Troglotella i.- Taumathoporella parvovesiculifera.*



X=N° d'échantillon dont c1 represente la base de la colonne.

Y= Nb d'individus.

Figures IV.2- (36), L'assemblage *Bacinella* i-*Lithocodium a.-Troglotella en facies littoraux, circalittoraux et de facies infralittoraux protégés, où on trouve le ciment asymétrique des limites de paraséquence.*



X=N° d'échantillon dont c1 represente la base de la colonne.

Y= Nb d'individus.

Figures IV.2- (37), Les algues dasycladacées et les oncolites sont présentes dans presque toute la colonne.

Observations des graphiques et microscopie.

- La présence d'algues, d'oncolites et d'échinodermes dans presque toute la colonne indique que la plate-forme Cupido dans le Canyon de la Huasteca correspond pour l'essentiel à une plate-forme interne d'eau chaude, peu profonde de mer intertropicale en conditions normales de salinité et d'oxygénation. Figure IV.2- (32 et 37)

- L'assemblage *Lithocodium-Bacinella*, associé aux limites de paraséquence et à des ciments asymétriques est répété 6 fois. Figure IV.2- (35 et 36)

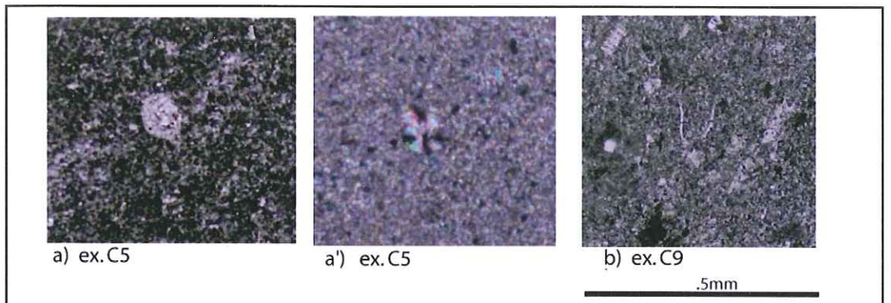
- Les lames minces que montrent des changements horizontaux soit de faciès de plate-forme interne, soit de facies de talus, l'assemblage *Lithocodium-Bacinella* est présent. Figure IV.2- (35)

- Les algues dasycladacées et les oncolites sont présentes dans presque la totalité de la colonne à partir du point C15, c'est-à-dire dès le premier changement de faciès de talus à faciès de plate-forme interne dans la base de la colonne. Figure IV.2- (37)

IV.3 BIOSTRATIGRAPHIE

IV.3A- NIVEAU BIOSTRATIGRAPHIQUE DE LA COLONNE.

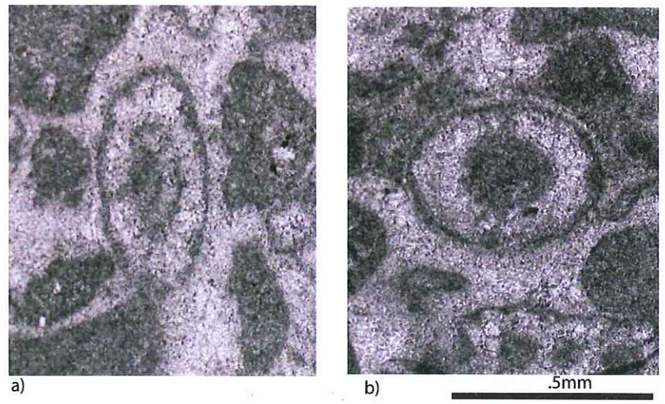
Dans les facies de talus dès les premières strates de la base de la colonne (niveau C1-C13) on trouve des calsispheres et des tintinnides ?? possiblement (très mal préservés), que par corrélation se trouvent en affleurements du Jurassique supérieur au Crétacé inferieur au Nord-Est du Mexique (Bonet 1956 et Lopez Oliva, comm. pers. 2009). Figure IV.3A- (38)



Les photos a-a', Calcisphérulidae en lumière directe et polarisée, b) Tintinndes ?? ex.C9

Figures IV.3A- (38), Calsispheres et des tintinnides ? individus venants des premières couches de la base de la Formation. Ils sont présents du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, d'après Bonet (1956).

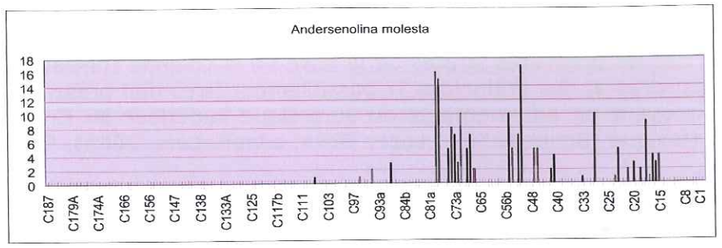
D'autre part, dans le premier changement à facies de plate-forme on trouve l'association de *Salpingoporella annulata* et *Salpingoporella* gr. *muehlbergii* (déterminées par Bucur I. I., 2009, comm. pers.), est présente au Valanginien et l'Hauterivien. Figure IV.3A- (39)



Association de Salpingoporella muelbergii (a) et Salpigoporella annulata (b), échantillon C15, présents dans le permier changement à facies de plate-forme.

Figures IV.3A- (39), Association de *Salpingoporella annulata* et *Salpingoporella* gr. *Muehlbergii*, qui est présente du Valanginien à l'Hauterivien.

Les graphiques montrent la présence des genres, *Andersenolina molesta, Andersenolina* sp., *Andersenolina* sp. cf. *A. molesta* que dans des autres régions sont présents jusqu'à l'Hauterivien, (Bucur et al., 2004 ; Husinec, Soka, 2006 ; Krajewski, et Olszewska 2007) Figure IV.3A- (40)



X=N° d'échantillon dont c1 represente la base de la colonne.

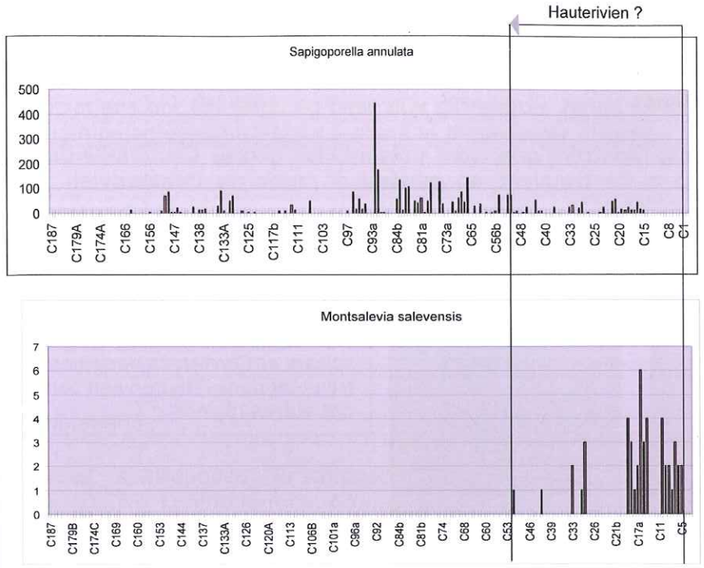
Y= Nb d'individus.

Figures IV.3A- (40). Les trois espèces d'*Andersenolina* sont présentes à partir du première changement eustatique, ces gères sont abondants généralement jusqu'à l'hauterivien.

Dans la région d'étude les genres d'*Andersenolina*, *Salpingoporella muehlbergii* et *S. annulata* ainsi que des autres algues dacycladales, sont présents à la base de la colonne, c'est-à-dire dès le premier changement de faciès de talus à faciès de plate-forme interne (point C15), Figures IV.3A- (39, 40 et 41).

La graphique ci-dessous montre à la base de la colonne le genre Montsalevia salevensis qui normalement représente dans des autres localités le Valanginien supérieur, de plus l'association des genres *Salpingoporella annulata* et *Montsalevia sp.* selon la bibliographie indique l'Hauterivien (Bucur et al., 2004 ; Husinec, Soka, 2006 ; Krajewski, et Olszewska 2007). Figure IV.3A- (41)

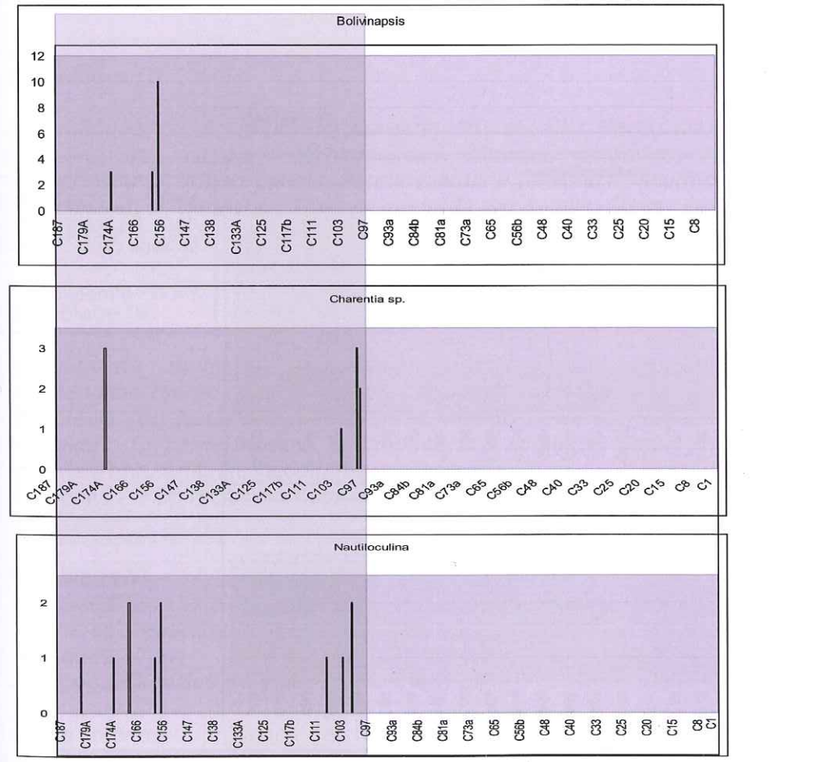
A partir du milieu de la section jusqu'au sommet on trouve les genres Bolivinopsis sp., Choffatella decipiens, rarement Charentia sp. et Nautiloculina sp.. Figure III.3A- (42)



X=N° d'échantillon dont c1 represente la base de la colonne.

Y=Nb. d'individus.

Figures IV.3A- (41), *Salpingoporella annulata* et *Montsalevia salevensis* sont présentes dans presque toute la colonne, ces genres sont présentes en d'autres régions jusqu'à l'hauterivien.



Figures IV.3A- (42), *Bolivinapsis sp., Charentia sp. et Nautiloculina sp.* sont présents à partir du milieu de la section au sommet.

Dans les dernières couches du sommet de la Formation Cupido les environnements sont plus profonds on trouve des annélides, des échinodermes planctoniques, des arthropodes, des débris d'échinodermes sont présentes ainsi que l'association Clypenia solkani-Choffatella decipiens.

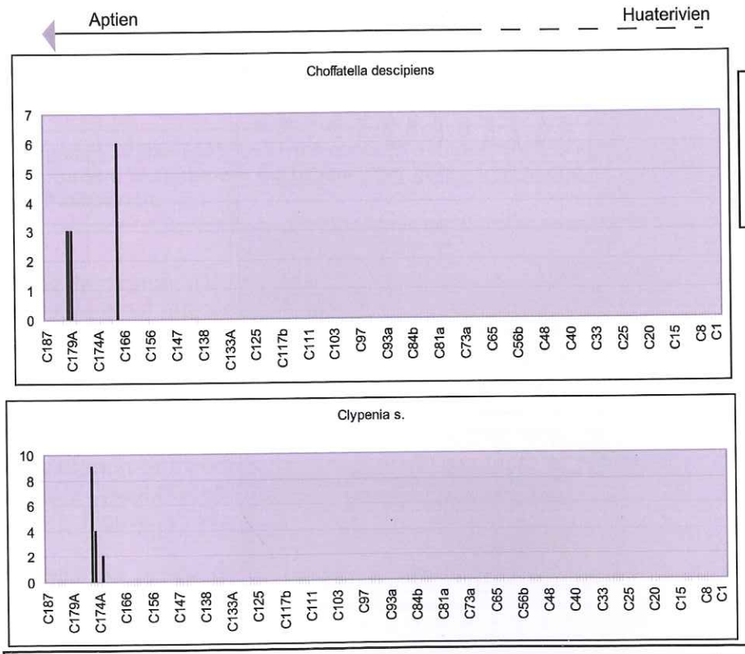
Les graphiques ci-dessous, montrent que, sont présents les genres *Choffatella decipiens* et *Clypenia solkani* ceux-ci se trouvent en général à partir de l'Hauterivien jusqu'à l'Aptien. Figures III.3A- (43 et 44)

a)

b)

Figures IV.3A- (43), *Clypenia solkani et Choffatella decipiens* se trouvent dans l'Hauterivien dans des autres régions.

Les genres Clypenia solkani et Choffatella decipiens sont présents dans les premiers couches du sommet de la colonne, ex. a) C155B x50; ex. b) C168 x5.



X=N° d'échantillon dont C1 representent la base de la colonne.

Y= N° d'individus.

Figures IV.3A- (44), Dans la colonne apparaissent les genres *Choffatella decipiens* et *Clypenia solkani*, dont la répartition globale va de l'Hauterivien jusqu'à l'Aptien.

IV.3B ASSOCIATIONS

5 associations ont été faits, en base aux différentes zones de la plate-forme à partir de la zone hémipélagiques de bassin jusqu'à la plate-forme interne.

Assemblage I.

Bryozoaires ; Calcisphère ; Colomiella ?; *Nodosaria* sp. ; Radiolaire ; Échinodermes planctoniques.
Corresponde à des faciès pélagiques de bassin de zone bathyal le plus grand nombre se trouve à la base de la section.

Assemblage II.

Annélides, Arthropodes, Brachiopodes, *Bolivinopsis* sp., coraux, *Debarina* sp. cf. *D. hahounerensis*, Echinodermes, *Glomospira glomerosa, Glomospira urgoniana, Glomospira watersi*, Gross agglutinés, *Haplophragmoides joukowskyi*, *Massilina* sp., *Marssonella* sp., Miliolides, *Neotrocholina* sp., *Neotrocholina infragranulata*, *Nezzazata isabellae*, *Nezzazata* sp., *Nodosaria sp.*, orbitolinidés, pseudotextularides, spicules d'éponge, textularides, *Valvulineria* ? sp.1., *Valvulineria* ? sp.2.
Corresponde à facies hémipélagiques et des facies de plate-forme externe de l'étage circalittoral.

Assemblages III.

Arenobulimina cf. *A. meltae*, *Charentia* sp. cf. *Ch. Nana*, *Daxia* sp. cf. *D. minima, Lenticulina* sp., *Lituola ? strogguloides*, *Maycina bulgarica*, *Montsalevia salevensis*, *Neotrocholina cf. fribourgensis*, *Patellovalvulina patruliusi, Scythiolina* cf. *S. camposaurii, Scythiolina* cf. *S. cuneata ; Thaumatoporella parvovesiculifera, Troglotella incrustans.*
Corresponde à des facies externes de la plate-forme de l'étage infralittoral I.

Assemblage IV.

Andersenolina molesta, *Andersenolina* sp. cf. A. *molesta, Andersenolina* sp., *Andersenolina histeri*, *Cayeuxia* sp., *Choffatella decipiens, Cuneolina* sp., *Earlandia* sp., *Montsalevia* sp., *Nautiloculina bronnimanni, Novalesia* sp., algues dacycladales, *Clypenia parasolkani, Clypenia solkani*, *Salpingoporella annulata, Salpingoporella* gr. *muehlbergii, Bacinella irregularis*, *Lithocodium aggregatum.*
Corresponde à de facies bordura et de plate-forme interne de l'étage infralittorale II.

Assemblage VI.

Favreina sp., gastéropodes, *Istriloculina* sp., oncolites, ostracodes, rudistes, Bivalves, et mollusques.
Corresponde à facies de plate-forme interne.

Dans la colonne la présence des foraminifères planctoniques est majoritaire à la base de la colonne ceci corresponde au contact transitionnel de Taraises aux faciès de talus avec plate-forme Cupido, cependant ils sont présents au milieu et au sommet, les échinodermes, sont en majorité à la base au milieu et au sommet, tandis que les miliolides sont abondantes entre la base et le milieu de la colonne. Figure IV.2- (33).

IV.3C REPARTITON BIOSTRATIGRAPHIQUE.

Dans la section stratigraphique de la Formation Cupido au Canyon de la Huasteca, le nombre total d'espèces prises en considération est de 70, cependant leur abondance est très variable, plusieurs d'entre elles ont été comptées et notées dans le tableau des annexes, mais n'ont été pas décrites, dû soit à leur faible nombre, soit les sections sont très obliques, ou mal préservées qui ne permettent pas de les classifier, d'autres ont été décrites mais elles restent douteuses dans leur classification systématique. Parmi les descriptions quelques algues ont été comptées, en particulier les plus utiles pour les précisions biostratigraphiques mais beaucoup d'entre elles ont été comptes comme des algues dacycladales.

La distribution benthique des foraminifères et des algues a été fortement contrôlée par de conditions écologiques. Les foraminifères planctoniques particulièrement et quelques benthiques, sont des importants outils biochronostratigraphiques car ils ont une évolution rapide, ils sont abondants, bien répandus, et les espèces ou les groupes d'espèces disparaissent complètement dans une période de temps court (Hallock, 1982). Dans ce mémoire, quelques espèces de foraminifères benthiques, d'algues et d'autres groupes ont donc servi pour la corrélation et la datation locale en les comparant avec d'autres régions et il a été possible d'obtenir des donnés importantes dans ce mémoire.

Malgré la variété des espèces trouvées dans la section, on a prise en considération seulement 21 espèces celles qui montraient des sections claires, pour avoir la certitude de leur identification. Figures IV.3C- (45 et 46)

De la Figure III.3C- (45) ci-dessous :

Voici le tableau de la répartition biostratigraphique de la Formation Cupido comparé à la répartition globale des mêmes espèces dans d'autres régions, le tableau est divisé en 4 Biozones (Z) dont chacune représente un intervalle biostratigraphique.

Zone I.
Elle corresponde aux espèces trouvées à la base de la section stratigraphique c'est à dire aux premiers 50 mètres de la colonne à partir du niveau C1 au niveau C50, dont la plupart des espèces du tableau commencent à apparaitre dans cette zone 1, sauf *Choffatella decipiens*, *Clypenia solkani* et *Glomospira glomerosa*. Figure IV.3C- (45)

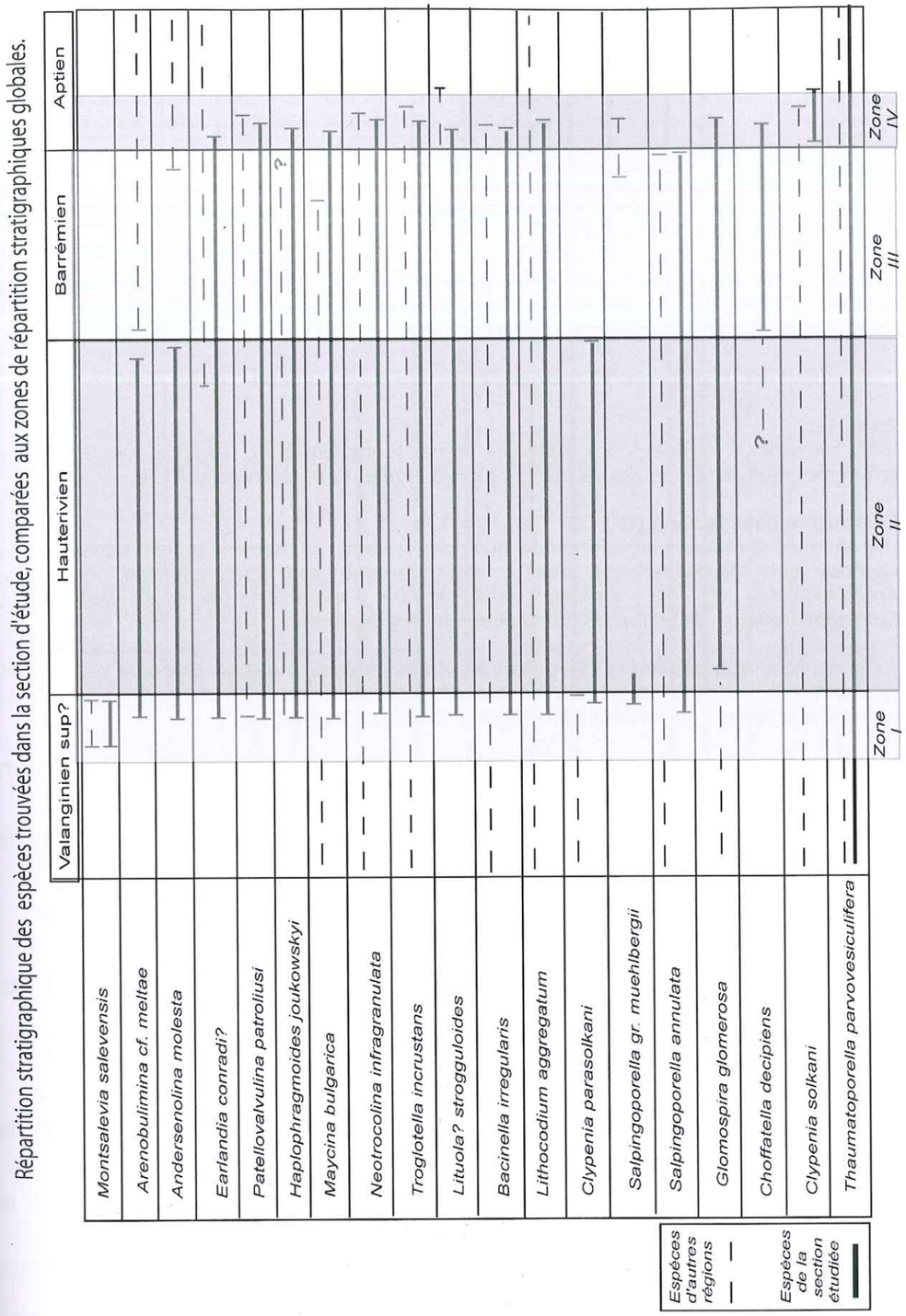
On observe dans la zone I :

- le genre Montsalevia salevensis (Charolais et al. 1966), qui dans des autres régions dû à sa rapide évolution et extinction est un fossile stratigraphique du Valanginien supérieur.

- L'association des algues *Clypenia parasolkani, Salpingoporella annulata, Salpingoporella* gr. *muehlbergii*, est présente dans d'autres plates-formes téthysiennes d'Europe, à partir du Valanginien supérieur, (Bucur I. 2009 comm. pers. 2009 ; Husinec A., Sokac B. 2006).

-A partir du niveau C17 jusqu'au niveau C50 on trouve le genre Montsalevia salevensis, et l'association des algues *Clypenia parasolkani, Salpingoporella annulata, Salpingoporella* gr. *muehlbergii*, commence à Figure IV.3C- (45).

Si les espèces qu'apparaissent dans cette zone sont bien représentatives de leurs espèces, on pourrait dire que la base de la section appartient au Valanginien supérieur, cependant le genre Montsalevia salevensis, pour moi n'est pas bien représentatif.



Figures IV.3C- (45), Répartition stratigraphique des espèces

Zone II.
Elle corresponde aux espèces trouvées entre partie supérieure de la base et la partie inférieure du milieu de la section stratigraphique, à 51 mètres de la colonne, du niveau C51 au C100.

On observe dans la zone II :
Plusieurs espèces du tableau se trouvent dans la biozone de l'Hauterivien sauf *Choffatella decipiens, Clypenia solkani*, et *Montsalevia salevensis*, qui n'appartiennent pas à l'Hauterivien. Figure IV.3C- (45)

- Dans la section d'étude les espèces *Arenobulimina* cf. *A. meltae*, *Andersenolina molesta*, *Choffatella decipiens* et *Clypenia parasolkani* ont délimité le Hauterivien supérieur du Barrémien inférieur, au niveau C100.

- Le Hauterivien représente 43 mètres d'épaisseur de la colonne. Figure IV.3C- (46)

Zone III.
Elle correspond aux espèces trouvées entre le milieu et le sommet de la section stratigraphique, à 95 mètres de la colonne, du niveau C101 au niveau C156.

On observe dans la zone III :
L'abondance d'espèces de référence qu'appartiennent au Barrémien est mineure. Les espèces qui n'appartiennent pas à cet intervalle sont : *Montsalevia salevensis, Arenobulimina* cf. *A. meltae, Andersenolina molesta, Clypenia parasolkani, Salpingoporella* gr. *muehlbergii et Lithocodium aggregatum*.

- Les espèces *Arenobulimina* cf. *A. meltae, Andersenolina molesta, Clypenia parasolkani* et *Choffatella decipiens, Nautiloculina bronnimanni,* délimitent l'Hauterivien supérieur du Barrémien inférieur, au niveau C101 Figures IV.3C- (45 et 46)

- *Clypenia solkani* marque la limite entre le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur, dans le niveau C156.

- La limite Barrémien supérieur - Aptien inférieur se trouve presqu'au sommet de la section à 146 mètres d'épaisseur des calcaires au niveau C156.

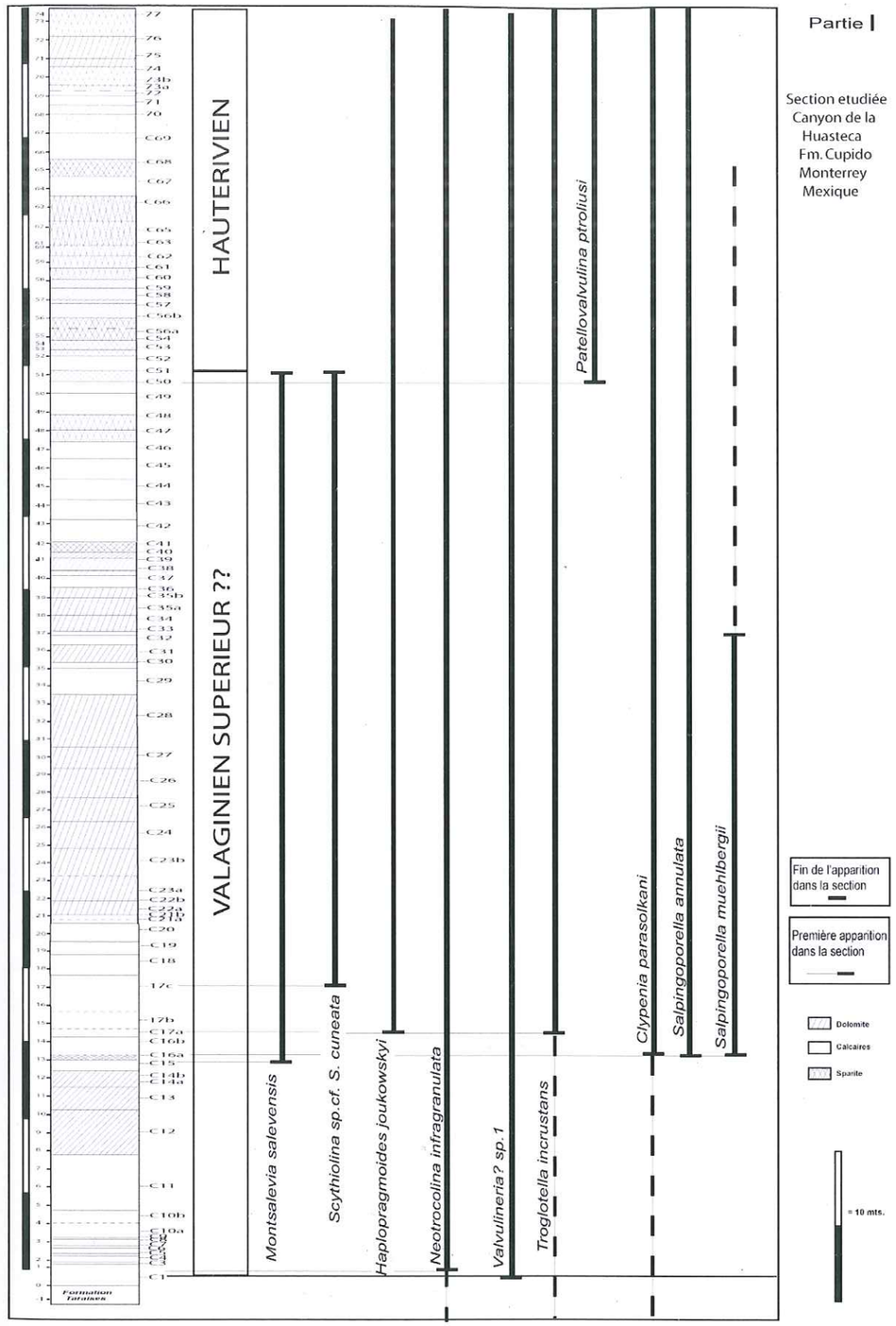
- Le Barrémien représente 52 mètres d'épaisseur dans la colonne. Figure IV.3C- (46)

Zone IV.
Elle correspond aux espèces trouvées au sommet de la section stratigraphique, à 147m de colonne, du niveau C157 au dernier point C187.

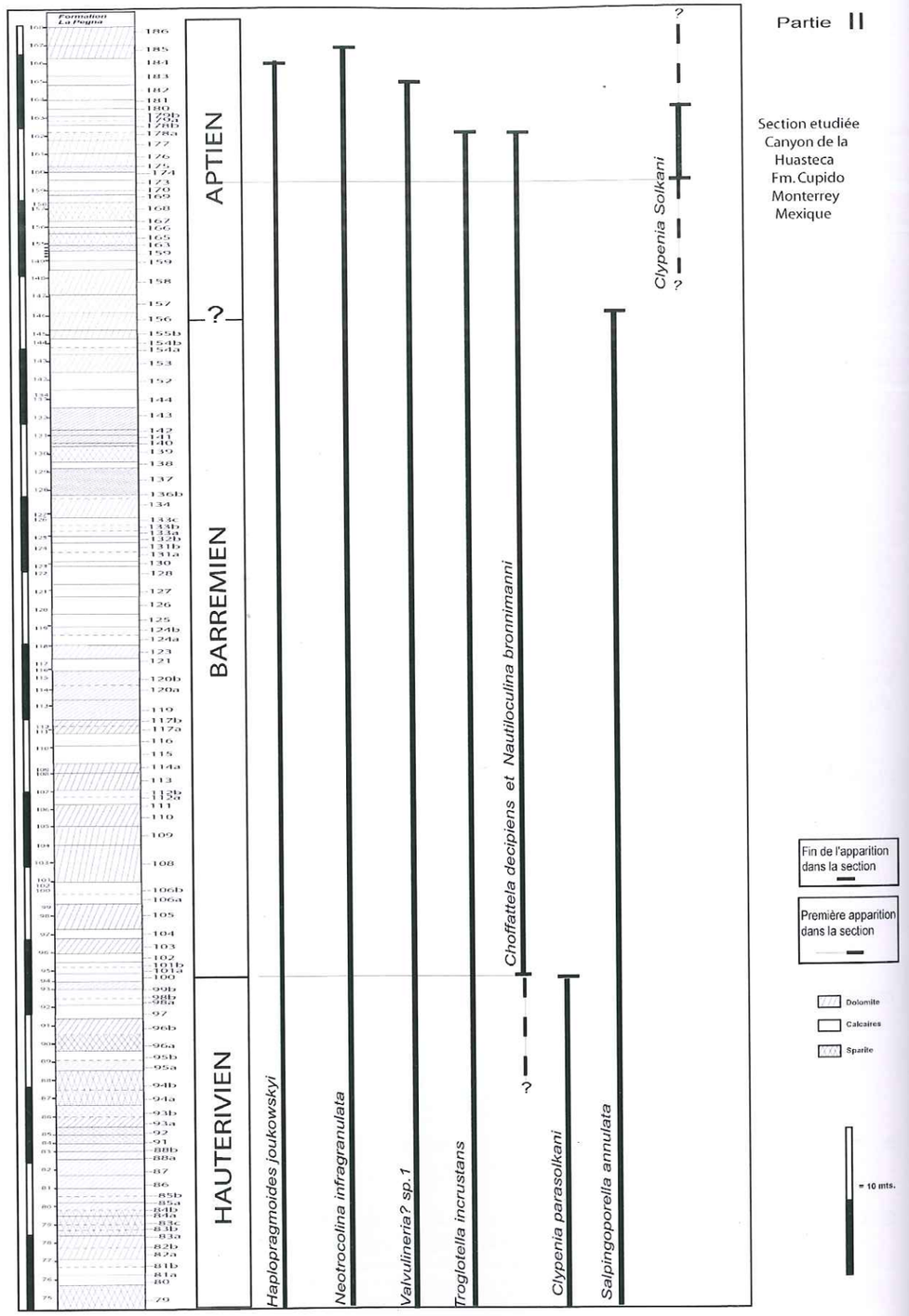
On observe dans la zone IV :
Plusieurs espèces du tableau se trouvent dans la biozone de l'Aptien supérieur.

- Grâce aux espèces, *Salpingoporella annulata et Clypenia solkani* il a été possible de délimiter le Barrémien supérieur de l'Aptien inférieur au niveau C157

- L'Aptien inférieur est représenté dans les dernières 23 mètres de la colonne, où la section termine au niveau C187. Figures IV.3C- (45 et 46).



Figures IV.3C- (46), Intervalles biostratigraphiques des fossiles indicateurs trouvés dans la section étudiée en correspondance aux nivaux de la colonne.



Figures IV.3C- (46), Intervalles biostratigraphiques des fossiles indicateurs trouvés dans la section étudiée en correspondance aux nivaux de la colonne, continuation.

Comme il a été dit le nombre total des espèces prises en considération est de 70, dont 15 fossiles dont leurs sections sont bien représentatives, ils ont été utilisés comme référence de comparaison biostratigraphique :

Andersenolina molesta, Bacinella irregularis, Choffatella decipiens, Clypenia parasolkani, Clypenia solkani, Glomospira glomerosa, Haplophragmoides joukowskyi, Lithocodium aggregatum, Maycina bulgarica, Nautiloculina bronnimanni, Neotrocholina infragranulata, Patellovalvulina patruliusi, Thaumatoporella parvovesiculifera, Troglotella incrustans et Salpingoporella annulata.

En outre, on a utilisé comme fossiles indicateurs, 4 espèces dont leurs sections ne sont pas bien représentatives, mais la probabilité d'erreur était faible :

Arenobulimina cf. *A. meltae*, *Earlandia conradi ?*, *Montsalevia salevensis*, *Lituola strogguloides ?*, *Valvulineria* ? sp.1., *Salpingoporella muehlbergii, Scythiolina* cf. *S. cuneata.*

De 70 (voir Tableau de comptages dans les annexes) espèces répandues du Valanginien supérieur ? à l'Aptien dans la section on a observé que : Figure IV.3A- (47)

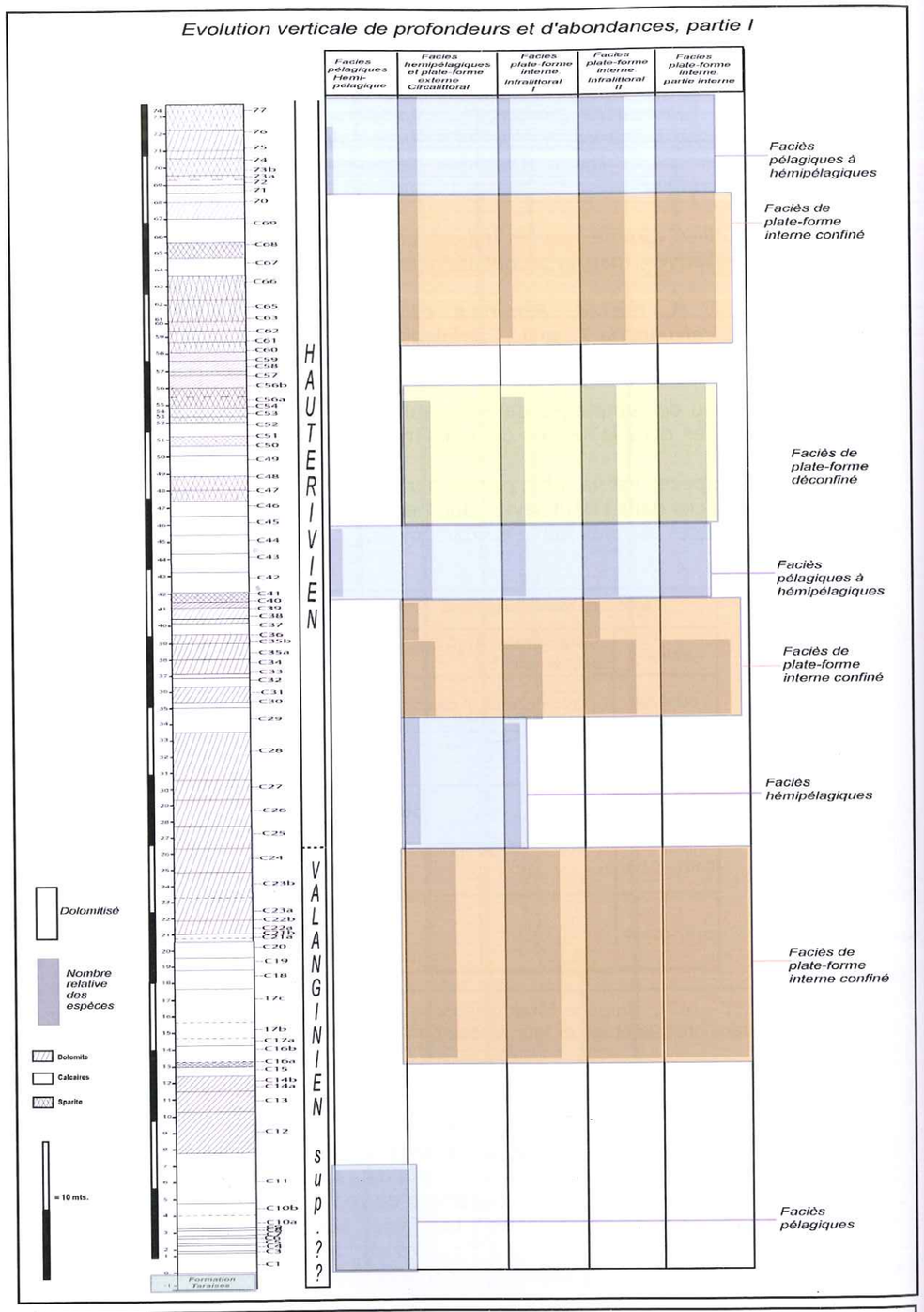
- le nombre des espèces est variable par rapport au temps.
- le nombre d'espèces dans l'Hauterivien augmente légèrement.
- Le nombre d'espèces est plus faible au Barrémien.

Nombre total d'espèces prises en considération 70				
Etage	Valanginien supérieur ?	Hautérivien	Barremien	Aptien
Niveau	Nombre total d'espèces dans chaque étage			
C1 - C51	57			
C52 - C100		58		
C101 - C156			44	
C157 - C187				54

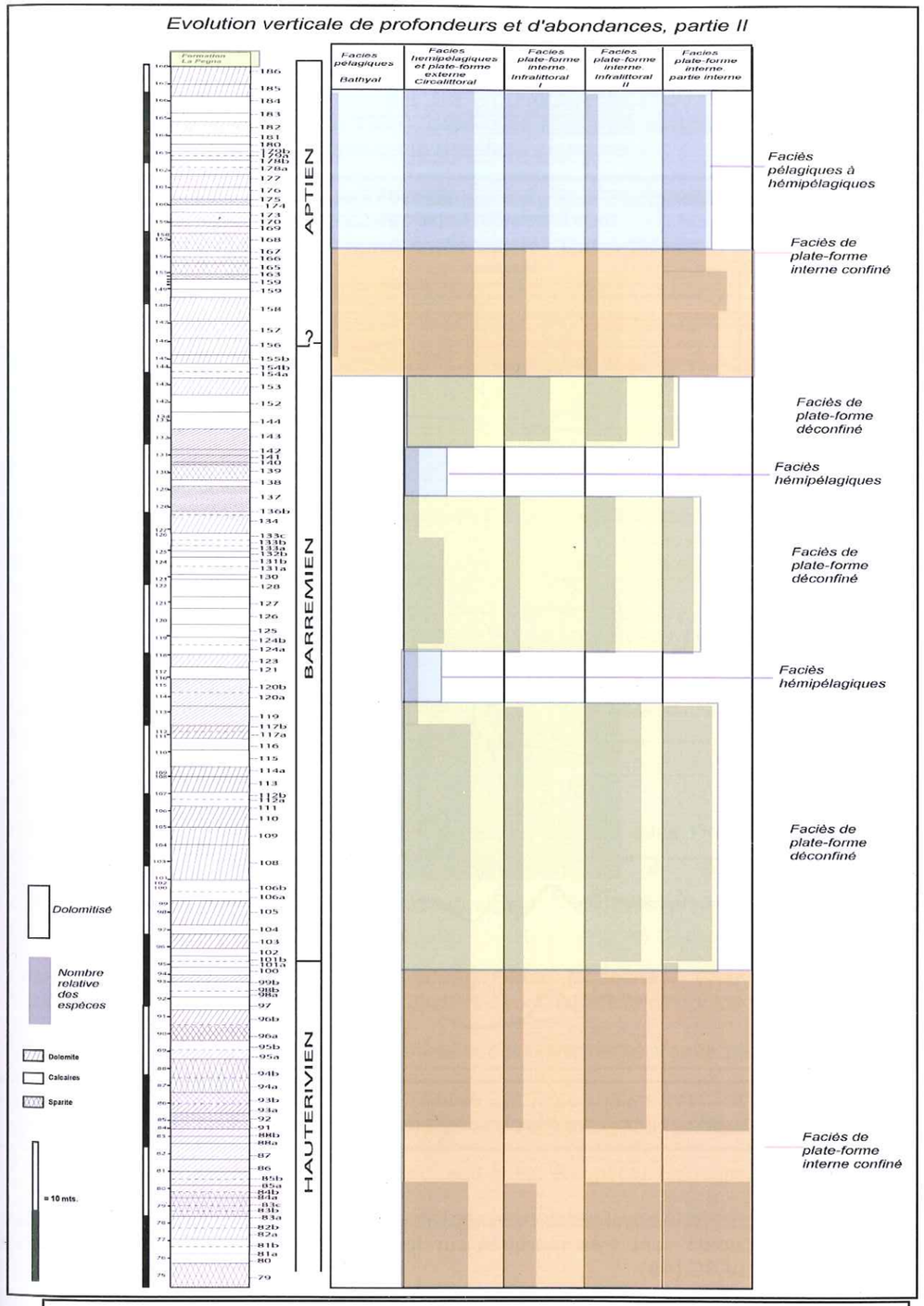
Figures IV.3C- (47), Nombre total d'espèces régionales pris en considération, nombre d'espèces dans chaque étage et leur niveau dans la colonne stratigraphique.

La Formation Cupido représente une plate-forme purement carbonatée, dont son évolution est caractérisée par la prépondérance des milieux infralittoraux, cependant dans le tableau d'évolution verticale de profondeurs et d'abondances ci-dessous, on remarque 4 épisodes transgressifs ou variations de profondeurs majeures représenté par des faciès pélagiques à hémipélagiques. Les facies purement pélagiques sont présents uniquement à la base de la section que d'accord aux associations des algues et au gère Montsalevia Salevensis pourrait appartenir au Valanginien supérieur. Figure IV.3A- (48)

Deux autres variations de profondeur dans l'Hauterivien et la troisième variation au sommet de la section dans l'Aptien inférieur.

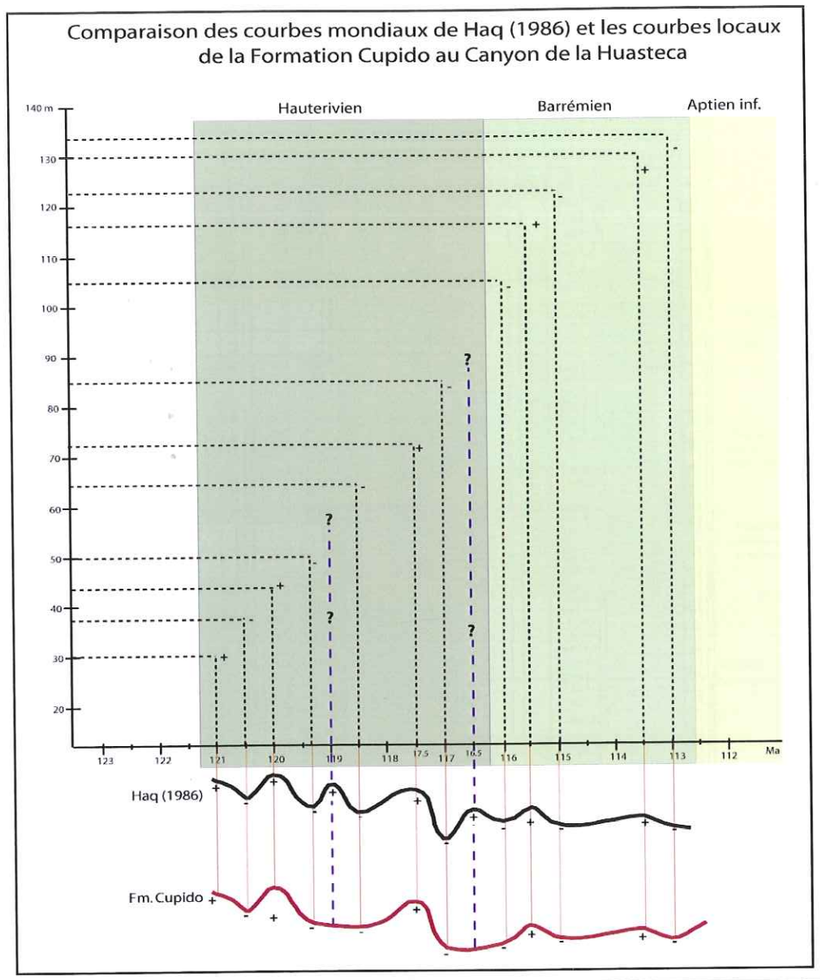


Figures IV.3C- (48), Evolution des facies du Crétacé inférieur sur la plate-forme Cupido au Canyon de la Huasteca.



Figures IV.3C- (48), Evolution des facies du Crétacé inférieur sur la plate-forme Cupido au Canyon de la Huasteca, continuation.

En comparant la montée générale du tableau des courbes eustatiques de Haq et al. (1986) et les courbes eustatiques locaux de la Formation Cupido, on observe que les dépôts des faciès de plate-forme confinées et déconfinés sont plus longs, c'est-à dire que dans la plate-forme Cupido ils ne sont pas enregistrés deux montées d'eaux pendant l'Hauterivien. Figure IV.3C (49)



Figures IV.3C- (49), Comparaison des courbes eustatiques de Haq et al. (1986) avec la Formation Cupido ; on observe deux absences de facies profondes dans l'Hauterivien.

Les non dépôt de faciès profondes pendant l'Hauterivien et au Barrémien supérieur dans la Formation Cupido sont très marques sur le terrain de même que dans les lames minces. Figure IV.3C (49)

Autres plates-formes téthysiennes au Crétacé inférieur.

Comparaison des deux marges de la Téthys, situées entre l'Europe et le Moyen-Orient en base au nombre total d'espèces régionales pris en considération et à l'évolution des faciès du Crétacé inferieur (Arnaud-Vanneau 1986), désormais elles sont comparées avec une partie de la plate-forme Cupido au Canyon de la Huasteca au Mexique.

- la marge téthysienne nord est représentée par les plates-formes subalpines, l'Europe.

- la marge téthysienne sud est représentée par les plates-formes d'Iran méridional et d'Oman.

- la marge téthysienne Ouest est représentée par la plate-forme Cupido au Mexique.

Pendant tout le Crétacé inférieur, les marges nord et sud de la Téthys, présentent les mêmes différences qualitatives et quantitatives de faune en dépit de modifications spécifiques et génériques non négligeables pendant 28 Ma.

Ainsi :

Les espèces qui ont été choisies en Europe, en Oman et en Iran méridional sont celles qui ont fait l'objet d'une bonne figuration et qui ont été retrouvées ailleurs que dans la localité type (Anneau-Vanneau 1986), de même pour le Mexique sauf que les espèces appartiennent uniquement à la région d'étude.

°Au Mexique dans la marge ouest dans la région d'étude dans l'intervalle Valanginien supérieur, 57 espèces ont été prises en compte.

°En l'Europe et le Moyen Orient dans les marges nord et sud 31 espèces prises en compte dans l'intervalle Berriasien-Valanginien.

- En Europe, 21 espèces retrouvées.

- En Iran Méridional et Oman 1 espèce prises en compte dans l'intervalle Berriasien-Valanginien.

- Au Mexique et dans la plate forme sub-alpina 3 espèces prises en compte dans l'intervalle Berriasien-Valanginien.

Charentia cf. *nana* Arn.-Van. ; *Haplophragmoides joukowskyi* Char., Bron., Zan. ; *Nautiloculina bronnimanni* Arn. Van. Et Peybernès ; *Choffatella decipiens* (Schlumb.)

- Au Mexique dans la région étudié *Choffatella decipiens* ne se trouve pas au Valanginien mais au Barrémien uniquement.

- Au Mexique et le Moyen-Orient aucune espèce dans l'intervalle Berriasien-Valanginien.

- sur les 4 plates-formes des marges nord, sud ouest 2 espèces trouvées.

Maycina cf. *bulgarica* Peybernès ; *Pseudotextulariella salevensis* = *Montsalevia salevensis* (Char., Bron., Zan.).

°° Au Mexique dans la marge ouest dans la région d'étude 58 espèces ont été prises en compte dans l'intervalle Hauterivien-Aptien inférieur,.

°° En l'Europe et le Moyen Orient dans les marges nord et sud 78 espèces prises en compte dans l'intervalle Hauterivien-Aptien inférieur.

- Au Mexique et dans la plate forme sub-alpina 3 espèces prises en compte dans l'intervalle Hauterivien-Aptien inférieur.

Arenobulimina meltae, Kovatcheva *; Nautiloculina bronnimanni* Arn.-Van. et Peybernès et *Neotrocholina fibourgensis* Guill. Et Reichel.

- 11 espèces trouvées sur les 4 plates-formes.

Charentia nana Arn.-Van. ; *Choffatella decipiens* (Schlumb.) *Daxia minima* Laug et Peybernès ; *Debarina hahounerensis* Fourc., Raoult, Vila ; *Earlandia ? conradi* Arn.-Van. ; *Glomospira urgoniana* Arn.-Van. ; *Lituola strogguloides* Arn.-Van. ; *Maycina* cf. *bulgarica* Peybernès ; Valvulineria ? n. sp. 1 Arn.-Van. ; Neotrocholina infragranulata (Noth).

Apres les comparaisons antérieures on peut dire que :

Les peuplements des foraminifères benthiques de la marge sud restent pauvres et peu diversifiés à l'inverse de ceux de la marge nord dans les deux intervalles Berriasien-Valanginien et Hauterivien-Aptien inférieur (Arnaud-Vanneau 1986)

Les peuplements de la marge Nord (l'Europe) et sud (Moyen –Orient) sont moins diversifiés que ceux de la marge ouest (le Mexique).

- au Moyen-Orient et l'Europe, un renouvellement massif des espèces à la limite Valanginien-Hauterivien.

-au Mexique renouvellement massif des espèces, est observable au Valanginien inférieur, dans le premier processus régressif figure IV.3A- (48).

- Les espèces communes dans les quatre marges de la Téthys dans l'intervalle Berriasien-Valanginien ne sont pas nombreuses cependant existent des espèces communes, tandis que dans la marge nord et ouest montrent plus des espèces communes.

- Les espèces communes dans les quatre marges de la Téthys dans l'intervalle Hauterivien-Aptien inférieur, sont beaucoup plus nombreuses et variés, tandis que dans la marge nord et ouest il y a une pauvreté dans leur variété et nombre.

- Dans la marge ouest dans l'intervalle Hauterivien-Aptien inférieur au Barrémien plus précisément, la variété des espèces est mineure. Figure IV.3A- (47)

Toutes les espèces classifiées dans ce mémoire ont été comparées aux espèces Européennes à partir des comparaisons bibliographiques (Arnaud-Vanneau 1986 entre autres), on peut dire que la plus partie d'entre elles, représentent les mêmes espèces Européennes.

Après avoir comparé les espèces du Mexique avec le Moyen Orient on trouve qu'un certain nombre d'espèces sont communes au Valanginien ?-Hauterivien et Hauterivien-Aptien inférieur.

CHAPITRE V

SYSTEMATIQUE.

La plate-forme Cupido est caractérisée par des calcaires massifs de couleur grise. Elle a été décrite par différents auteurs comme une plate-forme de facies récifaux, mais l'étude micropaléontologique a montré l'existence de faciès de bassin à la base tandis que les faciès sus-jacents correspondent à facies de plate-forme carbonatée peu profonde.

L'étude micropaléontologique est basée principalement sur les foraminifères benthiques même si on a trouvé des algues qui ont été déterminées par Ioan I. Bucur de l'Université de Babes-Bolyai du département de Géologie (Roumanie), puis des autres organismes déterminés par J. Guadalupe Lopez-Oliva de l'Université de Nuevo Léon du département de Géologie (Mexique) et Thierry Adatte de l'Université de Neuchâtel de l'Institut de Géologie (Suisse).

V.1 FORAMINIFERES BENTHIQUES.

Toutes les études micropaléontologiques de ce mémoire ont été faites à partir de lames minces. Les foraminifères benthiques sont décrits par ordre alphabétique et sont suivis par la description des algues dasycladacées décrites de la même façon, puis par les autres organismes. La description des foraminifères benthiques utilise la classification de Loeblich et Tappan (1988) basée sur les caractères de la coquille : la nature et la complexité du test, l'arrangement des chambres, la forme et la position des ouvertures et les types d'enroulement entre autres.

CLASSE FORAMINIFERA

Genre ANDERSENOLINA Neagu, 1994

Andersenolina molesta (Gorbatchik), 1959

(Pl.1, Fig.1, 2, 3)

* 1959 *Trocholina molesta* n. sp. Gorbatchik, pl.4, fig.1-2.
1980 *Trocholina molesta* Gorbatchik – Arnaud-Vanneau et al., pl.VI, fig.11-21.
1995 *Trocholina molesta* Gorbatchik Blanc-Alétru, pl.X, fig.4-6.

Description : Test de taille moyenne calcitique conique d'angle apical ouvert dont la base est légèrement bombée. La loge tubulaire constituant le test s'enroule sur 4-5 tours de spire. La section axiale est triangulaire, la face orale montre deux parties séparées : Une zone marginale à base convexe et une zone ombilicale généralement bombée montrant un petit nombre de "pseudo piliers".

Remarques : Plusieurs spécimens ont été observés en lames minces et ils sont similaires en morphologie et taille aux *Andersenolina molesta* de l'Urgonien du NE d'Espagne et aussi eux *Andersenolina* cf. *molesta* de Kircaova au NE de la Turquie qui s'observent à partir de l'Hauterivien. Figure V.1- (49)

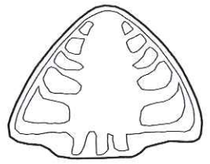


Figure V.1- (49) *Andersenolina Molesta*, section axiale d'un individu venant du niveau C51, base de colonne de la Fm Cupido Hauterivien-Barrémien, au Canyon de la Huasteca.

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans la zone infralittorale sur la plate-forme interne dans des packestone-grainstones.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur-Albien.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca *Andersenolina molesta* se trouve de l'Hauterivien au Barrémien.

Remarques entre les 4 genres d'Andersenolina :

- Comparaison de la taille d'Andersenolina molesta (a-a') avec les espèces *Andersenolina* sp. cf. *A. molesta*, *Andersenolina* sp., *Andersenolina cf. histeri*.

- Les quatre espèces peuvent se trouver associées. Figure V.1 (50)

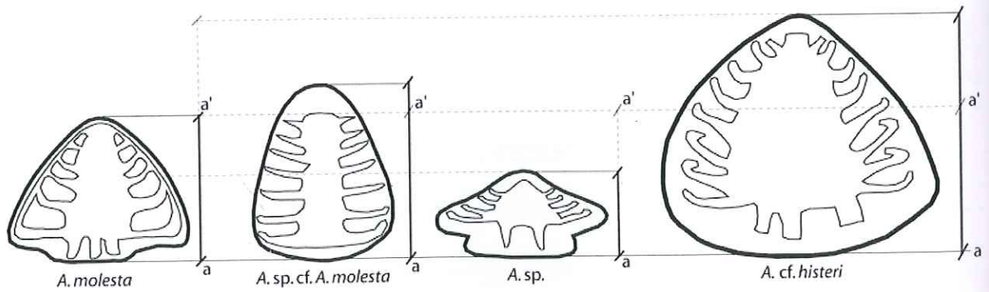


Figure V.1- (50) Comparaison en section axiale des quatre espèces d'*Andersenolina* dont a-a', représente la taille d'*Andersenolina molesta*. Individus venant de la base de la section de la Fm Cupido Hauterivien-Barrémien, au Canyon de la Huasteca.

Andersenolina sp. cf. *Andersenolina molesta* (Gorbatchik), 1959

(Pl.1, Fig.4, 5)

Description : Test de grande, taille calcitique, conique, d'angle apical ouvert, à base légèrement bombée. La loge tubulaire s'enroule sur 6-7 tours de spire. Sa section axiale est triangulaire. La face orale montre deux parties distinctes séparées par un sillon marginal avec une zone marginale convexe et une zone ombilicale généralement bombée.

Remarques : *Andersenolina* sp. cf. *molesta* diffère de la précédente par sa hauteur et l'absence des sillons péri-ombilicaux visibles. Figure V.1- (51)

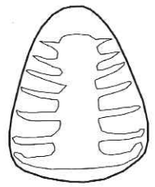


Figure V.1- (51) *Andersenolina sp. cf. Andersenolina Molesta,* section axiale d'un individu venant du niveau C16B, base de la section de la Fm Cupido Hauterivien - Barrémien, au Canyon de la Huasteca.

Environnements de dépôt : *Andersenolina* cf. *molesta* et *Andersenolina* sp. cf. *molesta* se trouvent dans le même environnement infralittoral sur la plate-forme interne dans des calcaires packstone-grainstones.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur-Albien.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca *Andersenolina* cf. *molesta* se trouve de l'Hauterivien au Barrémien.

Andersenolina sp.

(Pl.1, Fig.6, 7, 8)

Description : Test conique bas de petite taille calcitique à l'angle apical très ouvert et à base bombée. La loge tubulaire s'enroule sur 3-4 tours de spire. Sa section axiale est triangulaire, la face orale montre un sillon marginal qui sépare une zone marginale convexe et une zone ombilicale en relief où sont visibles quelques pseudo-piliers.

Remarques : La structure des deux espèces diffère par le fait que l'espèce décrite ne possède pas des sillons péri-ombilicaux visibles et diffère par sa hauteur et son angle apical très ouvert. Figure V.1- (52)

Figure V.1- (52) *Andersenolina sp.,* section axiale d'un individu venant du niveau C23B, base de la section de la Fm Cupido Hauterivien - Barrémien, au Canyon de la

Environnements de dépôt : *Andersenolina* sp. se trouve dans le même environnement infralittoral que les deux autres espèces décrites sur la plate-forme interne dans des calcaires packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur-Albien.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca *Andersenolina* sp. cf. *molesta* se trouve de l'Hauterivien au Barrémien.

Andersenolina cf. *histeri* (Neagu), 1994

(Pl.1, Fig.9)

Description : Test de grande taille calcitique conique d'angle apical aigu, à la base légèrement bombée. La loge tubulaire s'enroule sur 7 ou 8 tours de spire. Sa section axiale est triangulaire. La face orale montre un sillon marginal qui sépare : une zone marginale convexe et une zone ombilicale bombée où sont visibles quelques pseudo-piliers. Sa largeur est presque équivalente à la hauteur, ce qui lui donne une forme arrondie.

Remarques : L'espèce originale diffère par la taille et le fait qu'*Andersenolina* cf. *histeri* possède des sillons péri-ombilicaux très marqués. Figure V.1- (53)

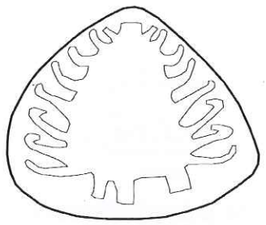


Figure V.1- (53) *Andersenolina histeri*, section axiale d'un individu venant du niveau C23B, base de la colonne de la Fm Cupido Hauterivien-Barrémien, au Canyon de la

Environnements de dépôt : *Andersenolina* cf. *histeri* se trouve dans des environnements infralittoraux sur la plate-forme interne dans des calcaires packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur-Albien.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca *Andersenolina* cf. *histeri* se trouve de l'Hauterivien au Barrémien.

Genre ARENOBULIMINA Cushman 1927

Arenobulimina cf. *meltae* Kovatcheva 1969

(Pl.1, Fig. 10 et 11)

* 1969 *Arenobulimina meltae* n. sp. Kovatcheva, pl.1, fig.1-3.
? 1972 *Valvulina* sp. n. sp. Neagu, pl.2, fig.17-21.
1975 *Eggerillina meltae* (Kovatcheva) – Neagu, pl.XXIII, fig.1-2, 4; pl.XXIV, fig.1-37.
v 1978 *Arenobulimina* ? sp. 151 Arnaud-Vanneau, pl.54, fig.3-4, pl.77, fig.8-12.

Description : Test de petite taille de calcaire microgranulaire, forme globuleuse et dissymétrique, dont l'angle apical est approximativement droit. Les loges globuleuses font des tours rejetés sur un des côtés du test. En section axiale ou subaxiale on observe toujours un test dissymétrique et le dernier tour de spire est le plus volumineux. Les loges font saillie à la surface du test et sont séparées par des septes convexes vers l'avant. Au centre de la section une columelle creuse est recoupée sur une petite partie.

Remarques : Dans le Canyon de la Huasteca il rappelle l'espèce originale, mais le test est beaucoup plus épais que celui de l'espèce originale.

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans des dépôts infralittoraux et dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme, dans des calcaires wackestone-packstones.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien inferieur-Bédoulien.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, il se trouve de la base au milieu de la section à partir de l'Hauterivien.

Genre CHARENTIA Neumann, 1965

Charentia sp. cf. *Charentia nana*

(Pl.2, Fig.1, 2)

Description : Test de taille petite calcaire planispiralé involute. En section axiale et subaxiale de forme ellipsoïdale aux extrémités arrondies, un proloculus central globuleux. Les loges de l'étape adulte ont une forme croissante archée, et quand le plan de section recoupe deux loges consécutives, celles–ci sont séparées par un septe à paroi très mince (Pl. 2, fig. 2).

Remarques : Les individus ne sont pas nombreux, et les sections axiales sont les plus claires. *Charentia* sp. cf. *Ch. nana* peut être associé à *Maycina* sp..

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans un milieu infralittoral et dans la partie la plus interne de la plate-forme externe, dans des calcaires mudstone-wackestone et wackestone-packstone.

Répartition stratigraphique globale : Jurassique supérieur probable à Albien.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca les *Charentia* sp. se trouvent en petit nombre, seulement au milieu et au sommet de la section à partir de l'Hauterivien.

Genre CHOFFATELLA Schlumberger, 1904

Choffatella decipiens Schlumberger, 1904

(Pl.2, Fig.3, 4, 5, 6, 7)

* 1904 *Choffatella decipiens* n. sp. Schlumberger, pl.12, fig.1-6.
1968 *Choffatella decipiens* Schlumberger – Jovtcheva, pl.I, fig.1-13; pl.II, fig.1-9.
1976 *Choffatella decipiens* Schlumberger – Peybernès, pl.XXIII, fig.16.
1976 *Choffatella decipiens* Schlumberger – Garcia-Hernandez, pl.XXVI, fig.6, 13-14.
1980 *Choffatella decipiens* Schlumberger – Arnaud-Vanneau, pl.12, fig.6-7; pl.49, fig.5.
1984 *Choffatella decipiens* Schlumberger – N'da Lokou, pl.V, fig.35-36.
1990 *Choffatella decipiens* Schlumberger – Schlagintweit, pl.II, fig.4.
1992 *Choffatella decipiens* Schlumberger – Masse et al., pl.III, fig.17.
1993 *Choffatella decipiens* Schlumberger – Luperto Sinni et Masse, pl.30, fig.3.
1995 *Choffatella decipiens* Schlumberger – Blanc-Alétru, pl.III, fig.6-9.

Description : Test de taille grande aplati involute. En section équatoriale et subéquatoriale il montre un proloculus globuleux au centre de la spire, les loges sont falciformes, s'agencent sur 2 à 2,5 tours de spire et sont séparées par des septes très arqués traversés par de nombreux pores disposés perpendiculairement aux parois de septes. En section axiale et subaxiale, les tests sont très étroits avec des flancs

légèrement convexes quand la section recoupe un septe longitudinalement on observe un alignement des pores aperturaux dans le plan médian de la loge.

Remarques : *Choffatella decipiens* est morphologiquement comparable à l'espèce originale. Elle peut se trouver associée avec des Orbitolinidés et être observée dans des zones de transition.

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans l'étage infralittoral sur la plate-forme interne, dans des calcaires packstone-grainstone..

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien ?-Barrémien - Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca *Choffatella decipiens* se trouve au sommet de la coupe à partir de l'Hauterivien.

Genre CUNEOLINA D'Orbigny, 1939 emend. Arnaud-Vanneau et Sliter 1995

Cuneolina sp.

(Pl.2, Fig.8, 9)

Description : Test agglutiné calcitique de taille grande, conique, alvéolaire, comprimé parallèlement au plan de symétrie. La partie juvénile débute par un proloculus suivi par des loges à disposition bisériée. En section subaxial les flancs sont parallèles. Les loges en forme de doigt de gant, sont séparées par des septes recourbés en crochet. Une petite poutre figure sur la paroi interne du septe près de la paroi du test. Les ouvertures apparaissent comme des passages disposés alternativement de part et d'autre du plan de bisérialité.

Remarques : A la base de la coupe du Canyon de la Huasteca *Cuneolina* sp. il est généralement de taille plus petite cependant à partir de la moitié de la section quelques individus sont un peu plus grands.

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans des environnements infralittoraux sur la plate-forme interne, dans des calcaires packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale :-

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca elle se trouve de la base jusqu'au milieu de la section à partir de l'Hauterivien.

Genre DAXIA Cuvillier and Szakall, 1949

Daxia sp. cf. *minima* Laug et Peybernès 1979

(Pl.2, Fig.10)

Description : Test de taille petite à moyenne calcaire involute aux bords épais. Il est fait de deux tours de spire. En section équatoriale à subéquatoriale les loges de la partie juvénile sont d'arrondies à quadrangulaires, puis dans le dernier stade les loges de taille croissante deviennent semi-circulaires et montrent des lignes de suture très courbées vers l'arrière ; au centre est parfois visible un petit proloculus globuleux. En section axiale, les loges forment un demi-cercle enveloppant le proloculus globulaire. Elles sont renflées dans leur partie centrale.

Remarques : Les individus retrouvés sont de taille variable et le proloculus n'es pas toujours visible cependant ils sont morphologiquement comparables à *Daxia minima* ils peuvent se trouver associés aux genres *Maycina* sp., *Lituola strogguloides* et *Feurtillia* sp..

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans des milieux infralittoraux de la plate-forme interne et dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme, dans des calcaires wackestone-packstone, et packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale :-

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca elle se trouve dans toute la section à partir de l'Hauterivien.

Genre EARLANDIA Plummer 1930

Earlandia conradi ? Arnaud-Vanneau 1980

(Pl.2, Fig.11, 12, 13)

* 1980 *Earlandia? conradi* n. sp. Arnaud-Vanneau, pl.56, fig.1-2; pl.85, fig.1-6.
1991 *Earlandia* n. sp. Altiner, pl.10, fig.1.

Description : Test tubulaire de grande taille calcitique à paroi très épaisse, d'une seule loge qui s'épaissit au cours de la croissance. Le proloculus ne s'observe pas et les deux bords de la paroi son réguliers et symétriques.

Remarques : Morphologiquement les deux espèces son similaires mais les individus retrouvés au Canyon de la Huasteca ont une taille beaucoup plus petites que l'espèce originale.

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans l'étage infralittoral sur la plate-forme interne, dans des calcaires packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien supérieur- Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, il se trouve à la base jusqu'au sommet de la section à partir de l'Hauterivien.

Genre FEURTILLIA Maync 1958

Feurtillia sp.
(Pl.2, Fig.14)

Description : Test de taille petite, involute. En section équatoriale, il débute par un proloculus central globuleux suivi de deux tours de spire à loges arrondies puis légèrement croissantes et quadrangulaires dans le stade adulte. Les lignes de suture à bord épais sont très courbées vers l'arrière.

Remarques : Les individus trouvés qui ne sont pas déroulés dans le stade adulte peuvent être associés aux espèces *Daxia* sp., *Lituola strogguloides* et *Feurtillia sp*..

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans la zone infralittorale de la plate-forme interne et dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme, dans des calcaires wackestone-packstone, et dans des packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : -

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca *Feurtillia* sp. se trouve en petit nombre au milieu de la section à partir de l'Hauterivien.

Genre GLOMOSPIRA Rzemak 1885

Glomospira glomerosa Eicher 1960

(Pl.3, Fig.1, 2, 3, 4, 5)

* 1960 *Glomospira glomerosa* n. sp. Eicher, lam.3, fig.6.
1980 *Glomospira glomerosa* Eicher - Arnaud-Vanneau, pl.10, fig.4-6; pl.18, fig.1-6.
1995 *Glomospira glomerosa* Eicher - Blanc-Alétru, pl.I, fig.4-5.

Description : Test de taille petite calcaire finement agglutiné, formé par un proloculus suivi d'une seule loge tubulaire enroulé en peloton de manière plus ou moins régulière.

Remarques : Morphologiquement les deux espèces sont comparables.

Environnements de dépôt : *Glomospira glomerosa* se trouve dans un milieu circalittoral et dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme dans des faciès de talus, dans des calcaires wackestone-packstone.

Répartition stratigraphique globale : Berriasien-Albien.

Répartition stratigraphique locale : Cette espèce se trouve dans le Canyon de la Huasteca, sporadiquement avant le milieu de la section jusqu'au sommet à partir de l'Hauterivien.

Glomospira sp. cf. *G. urgoniana* Arnaud-Vanneau 1980

(Pl.3, Fig.6, 7)

Description : Test de petite taille calcaire. Il commence par un proloculus globuleux puis est enroulé régulièrement par une seule loge sur six tours environ. En section, la loge tubulaire est recoupée alternativement d'un tour sur l'autre dans le plan transversal et dans le plan longitudinal.

Remarques : *Glomospira* cf. *G. urgoniana* est comparable à l'espèce originale, cependant les individus trouvés au Canyon de la Huasteca sont de taille plus petite.

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve sur le talus dans un milieu circalittoral de la plate-forme, dans des calcaires wackestone-packstone.

Répartition stratigraphique globale :-

Répartition stratigraphique locale : Cette espèce se trouve dans le Canyon de la Huasteca, un peu avant le milieu de la section et jusqu'au sommet à partir de l'Hauterivien.

Glomospira sp. cf. *Glomospira watersi* Loeblich 1946

(Pl.3, Fig.8, 9)

Description : Test de petite taille calcaire enroulé de manière très irrégulière pelotonnée, la partie juvénile à petit proloculus est suivie d'une loge tubulaire enroulée de façon erratique.

Remarques : L'espèce décrite est morphologiquement très comparable à l'espèce originale.

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans des dépôts circalittoraux et dans la partie la plus externe du domaine interne de la plate-forme dans des faciès de talus, dans des calcaires wackestone-packstone.

Répartition stratigraphique globale :-

Répartition stratigraphique locale : Cette espèce se trouve dans le Canyon de la Huasteca, sporadiquement avant le milieu de la section et jusqu'au sommet à partir de l'Hauterivien.

Genre HAPLOPHRAGMOIDES Cushman, 1910

Haplophragmoides joukowskyi Charollais, Brönnimann et Zaninetti, 1966.

(Pl.3, Fig.10, 11, 12)

* 1966 *Haplophragmoides joukowskyi* n. sp. Charolais, Brönnimann et Zaninetti, pl.II, fig.1, 5, 7.

Description : Test de taille petite calcitique involute, formé de trois ou quatre tours de spire dont le dernier tour visible en section subéquatoriale est formé par 8 ou 10 loges, les septes de la même épaisseur que le test, sont légèrement convexes.

Remarques : L'espèce décrite est morphologiquement assez comparable à l'espèce originale.

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans des milieux infralittoraux de la plate-forme interne et dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme, dans des calcaires wackestone-packstone, et packstone-grainstone, associé à Daxia sp.

Répartition stratigraphique globale : Valanginien supérieur-Hauterivien, Barrémien ?

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, *Haplophragmoides joukowskyi* se trouve en petit nombre à la base et au milieu de la section à partir de l'Hauterivien.

Genre LENTICULINA Lamarck 1804

Lenticulina (*Lenticulina*) *espitalei* Dienei et Massari 1966

(Pl.3, Fig.14)

1963 *Lenticulina* sp. 129 – Epistalié et Sigal. pl.10, fig.1-5.
* 1966 *Lenticulina (L.) espitalei n. sp. – Dieni et Massari,* pl.3, fig.24-25.
v 1978 *Lenticulina* cf. *cuvillieri* Moullade – Arnaud-Vanneau, pl. 4 fig.19-20, pl.12 fig.13-17.

Description : Test de grande taille involute ovale à paroi très épaisse calcitique hyaline. De deux à trois tours de spire en section équatoriale, de section rhomboïdale, de sept à huit loges séparées par des septes courbés non déprimés, la section axiale est biconcave et montre des loges en forme de chevrons et un épaississement important de chaque côté du test.

Remarques : L'espèce décrite est morphologiquement assez comparable à l'espèce originale.

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans la partie la plus externe du domaine interne de la plate-forme dans les faciès de talus et dans des calcaires mudstone.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien-Bédoulien

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, *Lenticulina* (*Lenticulina*) *espitalei*, se trouve en petit nombre et de façon intermittente de la base au milieu et au sommet de la section à partir de l'Hauterivien supérieur.

Lenticulina (Saracenaria) sp.

(Pl.3, Fig.13)

v 1978 *Saracenaria* sp. 210 – Arnaud-Vanneau, pl.4, fig.17-18 ; pl.12, fig.18-20.

Description : Test de petite taille involute ovale à paroi épaisse calcitique hyaline, en section subaxiale montre deux flancs bombés lisses en formant un ovale aux pointes aigues.

Remarques : L'espèce décrite est morphologiquement assez comparable à l'espèce originale.

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans la partie la plus externe du domaine interne de la plate-forme dans les faciès de talus et dans des calcaires mudstone.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, *Lenticulina (Saracenaria),* se trouve en petit nombre et de façon intermittente de la base au milieu et au sommet de la section à partir de l'Hauterivien supérieur.

Genre LITUOLA Lamarck, 1804

Lituola ? strogguloides Arnaud-Vanneau et Peybernès 1980.

(Pl.3, Fig.15, 16, 17, 18)

* 1980 *Lituola ? strogguloides* Arnaud-Vanneau, pl.51, fig.1,5 ; pl.78, fig.1-4.

Description : Test de taille moyenne calcaire involute avec deux tours de spire. En section axiale le proloculus est rond, globuleux, les loges en forme de croissant sont arrondies et presque aussi hautes au centre que sur les bords. En section équatoriale à partir du stade juvénile les loges sont plus hautes que larges puis dans le dernier stade

de croissance deviennent globuleuses. Les septes sont incurvés et perforés par les ouvertures.

Remarques : Les espèces trouvées sont morphologiquement assez comparables à l'espèce originale. Elles peuvent être associées aux genres *Daxia* sp., *Maycina* aff. *termieri* et *Feurtillia* sp..

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans un milieu infralittoral sur la plate-forme interne et dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme, dans des calcaires wackestone-packstone, et dans des packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca les individus se trouvent en petit nombre, à partir de la dernière partie de la base de la section à partir de l'Hauterivien.

Genre MASSILINA Schlumberger, 1986

Massilina ? sp.
(Pl.4, Fig.1)

Description : Test de taille petit ovale, calcaire planispiralé avec des flancs subparallèles tronqués, en section équatoriale on observe le proloculus au centre du test et ses loges tubulaires arquées s'arrangent dans un seul plan de chaque côté.

Remarques :-

Environnements de dépôt : Il est fréquent dans la zone circalittorale dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme, dans des calcaires wackestone-packstone.

Répartition stratigraphique globale :-

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, il se trouve, un peu avant le milieu de la section jusqu'au sommet a partir de l'Hauterivien.

Genre MAYNCINA Neumann, 1965

Mayncina bulgarica, Laug, Peybernès et Rey, 1968

(Pl.4, Fig.1, 2, 3, 4, 5, 6)

? 1968 *Mayncina bulgarica* n.sp., Laug, PeybernÀs et Rey, p.68-76, fig.3, 1-16.
1986 *Mayncina?* aff. *bulgarica*, Laug, PeybernÀs et Rey: Luperto, Sinni et Masse pl.7, fig.1-3.
1988 *Mayncina* cf. *bulgarica* Laug, PeybernÀs et Rey: Bucur, pl.1, fig.14.
1991 *Mayncina*? sp., Altiner, pl. 12, figs 1, 2.
2004 *Mayncina bulgarica* Laug, PeybernÀs et Rey : Ivanova et Koleva-Rekalova, pl. 3, fig. 10

Description : Test de taille petite planispiralé, avec des flancs bombés et des bords épais. En section équatoriale, le stade juvénile montre des loges en forme de croissant à lignes de suture très courbées vers l'arrière et perforées par les ouvertures. Un proloculus globuleux est parfois visible au centre du test et dans les derniers tours, les loges deviennent semi-circulaires. En section axiale la section des loges peut former un petit cercle qui est caractéristique de l'espèce.

Remarques : Les individus sont morphologiquement comparables à l'espèce originale et ils peuvent se trouver associés aux genres *Daxia* sp., et *Feurtillia* sp. et à l'espèce *Lituola strogguloides.*

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans l'étage infralittoral et dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme, dans des calcaires wackestone-packstone, et dans des packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Tithonien-Barrémien.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca *Maycina bulgarica* se trouve dans toute la section à partir de l'Hauterivien.

Genre MONTSALEVIA, Zaninetti, Salvini Bonnard, Charollais.et Decrouez, 1987

Montsalevia salevensis (Charollais, Brönnimann et Zaninetti) 1966

(Pl.4, Fig.7)

* 1966 *Pseudotextulariella salevensis* n. sp. Charollais, Brönnimann et Zaninetti, p.28-34, pl.1, fig.1-5, pl.2, fig.2, 6 ; texte fig.1.
1987 *" Montsalevia" salevensis* (Charollais, Brönnimann et Zaninetti) : Zaninetti, Charollais et Decrouez, p. 168.
1988 *Pseudotextulariella salevensis* n. sp. : Charollais, Brönnimann et Zaninetti ; Bucur, pl.2, fig.11,12.
2004 *Montsalevia salevensis* (Charollais, Brönnimann et Zaninetti) ; Ivanova et Koleva-rekalova, p.220, pl.2, fig.4-6.
2004 *Montsalevia salevensis* (Charollais, Brönnimann et Zaninetti) ; Ivanova et Kolodziej, pl.1 fig. K.

Description : Test de taille petite triangulaire à paroi calcitique, comprimé parallèlement au plan de symétrie. L'apex débute par un proloculus suivi de loges. Les piliers verticaux son courts et ne sont visibles que dans les derniers tours de la spire

Remarques : *Montsalevia salevensis*, présente à la base de piliers courts, peu nombreux et ils sont arrangés en succession alternée à chaque tour de la spire. Figure V.1- (54)

Figure V.1- (54) *Montsalevia salevensis* section axiale d'un individu venant du niveau C6, base de la section dans la Fm Cupido Hauterivien-Barrémien, au Canyon de la Huasteca.

Environnements de dépôt : Il est fréquent dans un milieu infralittoral dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme dans des calcaires packstone-grainstone ; et aussi dans les faciès de talus dans des calcaires mudstone-wackestone.

Répartition stratigraphique globale : Valanginien supérieur.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, il se trouve à la base dans le contact transitionnel avec la Formation Taraises (Valanginien supérieur), jusqu'au début du milieu de la section.

Montsalevia ? sp.

(Pl.4, Fig.8)

Description : Test de taille moyenne triangulaire à paroi calcitique. L'apex débute par un proloculus suivi de loges bisériées séparés par des septes. Les piliers verticaux ne sont pas visibles dans les premières loges et le nombre des loges est variable par rapport à sa taille.

Remarques : Les piliers des *Montsalevia* sp. sont nombreux et en succession continue à chaque tour de la spire. Figure V.1- (55)

Figure V.1- (55) *Montsalevia* sp., section axiale d'un individu venant du niveau C17C, base de la colonne de la Fm Cupido Hauterivien-Barrémien, au Canyon de la Huasteca.

Environnements de dépôt : *Montsalevia* sp. se trouve dans des dépôts infralittoraux dans la bordure et sur la plate-forme dans des calcaires packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale :-

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, il se trouve dès la base jusqu'au trois quarts de la section à partir du l'Hauterivien.

Genre NAUTILOCULINA Mohler, 1938

Nautiloculina bronnimanni ? Arnaud-Vanneau et Peybernès 1978.

(Pl.5, Fig.1, 2)

1976 *Nautiloculina cretacea* n. sp. Peybernès, p.28-34, pl.XL, fig.17-22 (N° fig.15-16).
* 1978 *Nautiloculina bronnimanni* n. sp. Arnaud-Vanneau et Peybernès, pl.1, fig.6-8 ; lam 2, fig.4-11.
1980 *Nautiloculina bronnimanni* Arnaud-Vanneau et Peybernès – Arnaud-Vanneau, pl.50, fig.3-4 ; Pl. 76, fig.4-6.
1984 *Nautiloculina bronnimanni* Arnaud-Vanneau et Peybernès – N'da Loukou,, pl.V, fig.23-25.
1990 *Nautiloculina bronnimanni* Arnaud-Vanneau et Peybernès – Schlagintweit, pl.1, fig.9.
1991 *Nautiloculina bronnimanni* Arnaud-Vanneau et Peybernès – Altiner, pl.7, fig.15-16.
1992 *Nautiloculina bronnimanni* Arnaud-Vanneau et Peybernès –Masse **et al.**, pl.III, fig.14.
1995 *Nautiloculina bronnimanni* Arnaud-Vanneau et Peybernès – Blanc-Alétru,, pl.I, fig.16-17.

Description : Test de taille moyenne calcaire planispiralé à périphérie ovale allongée. En section axiale son proloculus est globuleux et les loges ont une forme en croissant avec un enroulement très régulier. En section équatoriale dans le stade juvénile les loges sont rondes puis elles deviennent trapézoïdales et généralement inclinées dans le stade adulte.

Remarques : Les individus ne sont pas nombreux, les sections trouvées sont très obliques.

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans des dépôts infralittoraux sur la plate-forme interne, dans des calcaires wackestone-packstone.

Répartition stratigraphique globale :-

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca *Nautiloculina bronnimanni.* se trouve en petit nombre, au sommet de la section à partir du Barremien.

Genre NEOTROCHOLINA Reichel, 1956

Neotrocholina cf. *N. fribourgensis* Guillaume et Reichel, 1957

(Pl.5, Fig.3, 4)

* 1957 *Neotrocholina fribourgensis* n. sp. Guillaume et Reichel, pl.1; fig.1-12, fig.1-2.
1959 *Neotrocholina fribourgensis* Guillaume et Reichel – Thieuloy, pl.22, fig.11.
1966 *Trocholina aff. fribourgensis* (Guillaume et Reichel) – Moullade, pl.12, fig.16.
1976 *Neotrocholina fribourgensis* Guillaume et Reichel – Masse, pl.14, fig.10.
v 1978 *Neotrocholina fribourgensis* Guillaume et Reichel – Arnaud-Vanneau, pl.74 fig.9-10.
?v 1978 *Neotrocholina fribourgensis* Guillaume et Reichel – Arnaud-Vanneau, pl.74 fig.11.

Description : Test de taille moyenne, hémisphérique à conique à paroi calcitique hyaline fibreuse, de face ombilicale faiblement ornée, l'angle apical est ouvert dont et la base est légèrement bombée. La loge tubulaire constituant le test s'enroulé sur 4 ou 5 tours de spire. La section axiale est triangulaire, à partir des derniers tours la zone centrale est occupée par des piliers dont l'extrémité correspond aux granules de la face ombilicale. Le genre *Neotrocholina* est comparable dans la forme et l'agencement des loges à *Trocholina*.

Remarques : Les individus ne son pas très vraisemblables à l'espèce originale. La différence entre le genre *Neotrocholina* et *Trocholina* est la nature du test, chez *Neotrocholina* est hyalin et fibreux.

Environnements de dépôt : *Neotrocholina fribourgensis* se trouve dans la zone infralittorale dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme et dans les facies de talus dans des calcaires mudstone-wackestone.

Répartition stratigraphique globale :-

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, *Neotrocholina fibourgensis* se trouve de manière intermittente et en petit nombre à la base, au milieu et au sommet de la section à partir de l'Hauterivien supérieur.

Neotrocholina sp.

(Pl.5, Fig.5, 6)

Description : Test de taille petite conique aplati calcaire, d'apparence hyaline fibreuse, une face ombilicale finement ornée. De section axiale triangulaire dont la zone centrale à partir des derniers tours est occupé par des piliers dont leur extrémité correspond aux granules de la face ombilicale.

Remarques : Les sections ne sont pas claires.

Environnements de dépôt : Espèces déposées dans des environnements infralittoraux dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme et dans les facies de talus, dans des calcaires mudstone-wackestone.

Répartition stratigraphique globale :-

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, *Neotrocholina* sp. se trouve à la base, quelques uns au milieu ainsi que au sommet de la section, il est présent à partir du Valanginien supérieur, en association avec *Neotrocholina infragranulata*.

Neotrocholina infragranulata (Noth, 1951)

(Pl.5, Fig.7, 8, 9)

* 1951 *Trocholina infragranulata* n. sp. Noth, pl.1, fig.32 a-c.
1960 *Trocholina infragranulata* Noth – Chevalier, pl.7, fig.141
1972 *Neotrocholina infragranulata* (Noth) - Neagu, pl.XCVI, fig.1-12, 25-26; 29-30.
v 1978 *Trocholina infragranulata* Noth – Arnaud-Vanneau, pl.8 fig.1; pl.15 fig.29-31.
1979 *Trocholina infragranulata* Noth - Kristan – Tollmann, pl. 2, fig. 8.
1990 *Trocholina infragranulata* Noth – Weidich, pl. 29, fig.32, 34.

Description : Test de taille moyenne conique calcaire, d'apparence hyaline fibreuse, l'angle apical aigue, à base légèrement bombée. Il débute par un proloculus apical suivi d'une loge tubulaire enroulée sur 5 ou 6 tours de spire. La zone centrale est occupé à partir des derniers tours par des piliers et termine par une face ombilicale plane couverte de granulations, l'ouverture corresponde à l'extrémité de la loge tubulaire.

Remarques : Les piliers et les granulations de la face ombilicale de *Neotrocholina infragranulata* son très visibles.

Environnements de dépôt : Se trouve dans l'étage infralittorale dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme et dans les facies de talus dans des calcaires mudstone-wackestone.

Répartition stratigraphique globale : Tithonien/Berriasien – Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, *Neotrocholina fibourgensis* se trouve à la base et très peu d'espèces au milieu et au sommet de la section à partir du Valanginien supérieur.

Genre NEZZAZATA Omara, 1956

Nezzazata sp. cf. *Nezzazata isabellae* Arnaud-Vanneau et Sliter (1995)

(Pl.6, Fig.1, 2, 3, 4, 5)

Description : Test trochospiralé conique de petite taille à paroi calcitique et contour lobé, la partie spiralée où se trouve l'appareil embryonnaire est très convexe. En section axiale, la partie juvénile débute par un petit proloculus globuleux suivi par deux tours de spire, les loges sont séparées par des septes verticaux. En section équatoriale le proloculus n'est pas visible et les loges triangulaires sont au nombre de 9 à 12.

Remarques : Cette espèce a les mêmes caractéristiques morphologiques que l'espèce *Nezzazata isabellae*, nonobstant le nombre des loges plus réduit.

Environnements de dépôt : Cette espèce est fréquente dans l'étage circalittoral et dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme dans des calcaires mudstone-wackestone-packstone.

Répartition stratigraphique globale :-

Répartition stratigraphique locale : *Nezzazata* sp. cf. *N. isabellae* se trouve dès la moitié jusqu'au sommet de la section, à partir de l'Hauterivien.

Nezzazata sp.

(Pl.6, Fig.6, 7, 8)

Description : Test trochospiralé conique de petite taille à paroi calcitique, et dont la partie spiralée est convexe. En section axiale, le proloculus globuleux est suivi de deux tours de spire, les loges sont séparées par des septes verticaux très marqués. En section équatoriale le proloculus n'est pas visible et on observe plus de 12 loges triangulaires qui augmentent de taille dans l'étape adulte.

Remarques : *Nezzazata* sp. présente les mêmes caractéristiques morphologiques que *Nezzazata isabellae* cependant elle diffère par son stade adulte.

Environnements de dépôt : Cette espèce est fréquente dans l'étage circalittoral et dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme dans des calcaires mudstone-wackestone-packstone.

Répartition stratigraphique globale :-

Répartition stratigraphique locale : *Nezzazata* sp. se trouve en petit nombre dès la première partie jusqu'au sommet de la section, à partir de l'Hauterivien.

Genre NODOSARIA Cushman 1933

Nodosaria sp.

(Pl.6, Fig.9, 10)

Description : Test calcaire de petite taille tubulaire évasé, il débute par un proloculus ovale suivi par des loges globuleuses plus larges que hautes en section axiale, le test est orné de côtes longitudinales qui partent de l'apex ce qui en section équatoriale et lui donne une forme octogonale.

Remarques : Les individus trouvés sont similaires à l'espèce décrite.

Environnements de dépôt : *Nodosaria* sp. se trouve, dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme et dans les facies de talus dans des calcaires mudstone-wackestone.

Répartition stratigraphique globale :-

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca elle se trouve en petit nombre et de manière très spécifique de la base au milieu et au sommet de la section à partir du Valanginien supérieur.

Genre NOVALESIA Magniez, 1974

Novalesia sp.

(Pl.6, Fig. 11, 12, 13, 14)

Description : Test de petite taille calcitique conique plus haut que large, il débute par un petit proloculus globulaire excentré, entouré des loges de manière planispiralée suivi d'un stage bisérié constitué de six à huit loges dont les septes sont convexes vers le haut et tronqués à leur base. En section axiale ou subaxiale sont observables des poutres.

Remarques : au Canyon de la Huasteca les premières *Novalesia* sp. sont de petite taille (fig 11 et 12), par contre les dernières, si elles appartiennent bien à ce genre (fig. 13 et 14), sont deux fois plus grandes avec un test deux fois plus épais.

Environnements de dépôt : *Novalesia* sp. se trouve dans des milieux infralittoraux sur la plate-forme interne, dans des calcaires, wackestone-packstone.

Répartition stratigraphique globale : - .

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, il se trouve à partir de la base jusqu'au sommet de la section à partir de l'Hauterivien.

Genre PATELLOVALVULINA Neagu, 1975

Patellovalvulina patruliusi Neagu, 1975

(Pl.6, Fig.15, 16, 17)

* 1975 *Patellovalvulina patruliusi* Neagu, pl.XVI, fig.1-14 ; pl.XVII, fig.1-13, pl.XXVI, fig.1-2.
1980 *Patellovalvulina patruliusi* Neagu – Arnaud-Vanneau, pl.54, fig.6; pl.83, fig.1-5.

Description : Test de petite taille calcitique agglutiné conique d'angle apicale obtus dont la base, dépendant des individus est de légèrement concave, à très concave. Les loges sont de taille croissante subquadrangulaire et s'enroulent en laissant un ombilic central largement ouvert.

Remarques : *Patellovalvulina patruliusi* du Canyon de la Huasteca est de plus petite taille que l'espèce originale.

Environnements de dépôt : Cette espèce se trouve dans des environnements infralittoraux et dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme dans des calcaires wackestone-packstone et packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Valanginien supérieur-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, *Patellovalvulina patruliusi* se trouve en petit nombre à partir des dernières couches correspondant à la base jusqu'au sommet de la section à partir de l'Hauterivien.

Genre SCYTHIOLINA Neagu, 2000

Scythiolina sp. cf. *Scythiolina camposaurii* (Sartoni et Crescenti, 1964)

(Pl.7, Fig.1, 2, 3, 4, 5, 6, 7)

Description : Test de taille moyenne à grande, conique à paroi calcitique, très peu comprimée (fig. 6 et 7). La partie juvénile débute par un proloculus suivi de loges biséries dont les piliers verticaux ne sont pas visibles. Les piliers sont très épais et le nombre des cloisons est variable par rapport à la taille de l'individu.

Remarques : Les piliers de *Scythiolina* sp. cf. *S. camposaurii* est épais. Figure V.1- (56)

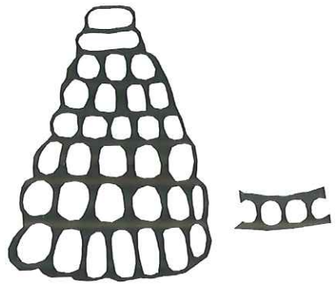


Figure V.1- (56) *Scythiolina* sp. cf. *S. camposaurii* section axiale d'un individu venant du niveau C81B au milieu de la section de la Fm Cupido du Canyon de la Huasteca.

Environnements de dépôt : Se trouve dans des dépôts infralittoraux dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme dans des calcaires packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Berriasien supérieur-Barrémien.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca il est fréquent à partir de la base jusqu'au trois quarts de la section à partir de l'Hauterivien.

Scythiolina sp. cf. *Scythiolina cuneata* Neagu, 2000

(Pl.7, Fig.8, 9, 10)

Description : Test de grande taille conique à paroi calcitique, comprimé parallèlement au plan de symétrie des loges bisériées. Les cloisons ne sont pas visibles dans la partie juvénile, les cloisons des loges bisériées sont fins et sinueux et leur nombre varie par rapport à la taille de l'individu.

Remarques : Les cloisons de *Scythiolina* sp. cf. *S. cuneata* sont longs, fins et sinueux.

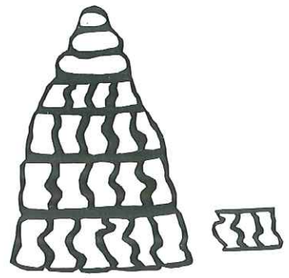


Figure V.1- (57) *Scythiolina* sp. cf. *S. cuneata* section axiale d'un individu venant du niveau C81B au milieu de la section de la Fm Cupido du Canyon de la Huasteca.

Environnements de dépôt : Est fréquente dans la zone infralittorale dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme dans des calcaires packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Valanginien inférieur. Figure V.1- (57)

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, se trouve de la base jusqu'au trois quarts de la section à partir de l'Hauterivien.

Genre TROGLOTELLA Wernli et Fookes, 1992

Troglotella incrustans Wernli et Fookes, 1992

(Pl.7, Fig.11, 12)

1992 *Troglotella incrunstans* Wernli et Fookes n. sp. Wernli et Fookes, p.97-102, pl.1, fig.1-12.
1996 *Troglotella incrunstans* Wernli et Fookes: Bucur, Senowbari-Daryan et Abate, p.69, pl.2, fig.3; pl.5, fig.6, 9, 10.
1999 *Troglotella incrunstans* Wernli et Fookes: Schlagintweit et Ebli, p.404, pl.3, fig.4; pl.6, fig.7, 9, 10.

Environnements de dépôt : *Troglotella incrunstans* est fréquent dans des dépôts infralittoraux dans la bordure de la plate-forme seul ou associé avec *Bacinella irregularis* et/ou *Thaumatoporella parvovesiculifera* et/ou *Lithocodium aggregatum*, plus rarement associée avec les 4 espèces : *Troglotella incrustans, Lithocodium aggregatum, Bacinella irregularis* et *Thaumatoporella parvovesiculifera* dans des calcaires packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Kimméridgien-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : Cette espèce se trouve dans le Canyon de la Huasteca, en petit nombre de la base jusqu'au sommet de la section à partir de l'Hauterivien.

Genre VALVULINERIA Cushman 1926

Valvulineria ? sp.1 Arnaud-Vanneau 1980

(Pl.7, Fig.11, 12, 13, 14, 15)

* 1980 *Valvulineria* ? n. sp.*1* : Arnaud-Vanneau, pl.9, fig.13-17, fig.6-7, 9-14.
1984 *Valvulineria* ? n. sp. Arnaud-Vanneau – Blanc-Alétru, pl.IV, fig.22-25.

Description : Test de taille petite trochospiralé conique de paroi calcitique à contour lobé, sa partie juvénile débute par un petit proloculus globuleux suivie de deux ou trois tours de spire. Il est constitué de trois à cinq loges légèrement globulaires, séparées par des septes verticaux ou inclinés épais, en section axiale le test est plus haut que large.

Remarques : Cette espèce a les mêmes caractéristiques morphologiques que le genre *Valvulineria ?* sp.*1* cependant les loges sont moins nombreuses. Figure V.1- (58)

Figure V.1- (58) *Valvulineria ?* sp.*1,* section axiale d'un individu venant du niveau C17B au milieu de la Fm Cupido du Canyon de la Huasteca.

Environnements de dépôt : Est fréquent dans la zone circalittorale et dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme dans des calcaires mudstone-wackestone-packstone.

Répartition stratigraphique globale : Valanginien – Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : *Valvulineria* ? sp.*1* se trouve dans le Canyon de la Huasteca, de la base jusqu'au sommet à partir du Valanginien.

Valvulineria ? sp. *2* Arnaud-Vanneau 1980

(Pl.7, Fig.16, 17, 18, 19)

* 1980 *Valvulineria* ? n. sp.*2* : Arnaud-Vanneau, pl.9, fig.13-17, fig.6-7, 9-14.
1984 *Valvulineria* ? n. sp. Arnaud-Vanneau – Blanc-Alétru, pl.IV, fig.22-25.

Description : Test trochospiralé de petite taille à paroi calcitique à contour lobé, sa partie juvénile débute par un petit proloculus en relief sur le test suivi de deux tours de spire. Trois ou quatre loges très allongées, légèrement globulaires sont séparées par des septes verticaux ou inclinés épais, en section axiale, le test est plus large que haut.

Remarques : Cette espèce a la même taille du test et les mêmes caractéristiques morphologiques que l'espèce figurée sous le nom de *Valvulineria ?* sp.*1* nonobstant le fait que *Valvulineria ?* sp. *2* est plus large que haute et ses loges sont moins nombreuses par rapport à *V. ?*. sp.*1*.. Figure V.1- (59)

Figure V.1- (59) *Valvulineria ?* sp.*1,* section axiale d'un individu venant du niveau C17B au milieu de la Fm Cupido du Canyon de la Huasteca.

Environnements de dépôt : Cette espèce est fréquente dans l'étage circalittoral et dans la partie plus externe du domaine interne de la plate-forme dans des calcaires mudstone-wackestone-packstone.

Répartition stratigraphique globale :-

Répartition stratigraphique locale : *Valvulineria* ? sp.*2* se trouve dans le Canyon de la Huasteca, à la base de la colonne cependant à différence de *Valvulineria* ? sp.*1*, elle s'observe de la base jusqu'au sommet de la section à partir de l'Hauterivien.

V.2 ALGUES DASYCLADALES.

L'étude micropaléontologique est basée principalement sur des foraminifères benthiques cependant en ce qui concerne aux algues dasycladacées, elles seront mentionnées en fonction des caractéristiques des genres les plus représentatifs d'un environnement ou de celles qui nous ont aidées à établir une stratigraphie.

Genre CLYPEINA Michelin 1845 emend. Rezak 1957.

Clypeina solkani.

(Pl.8, Fig.1)

1972 *Clypeina solkani* Conrad et Radoicic, fig.1-3 ; pl.I, fig.4 ; pl.II, fig.1-4.

Environnements de dépôt : Elle se trouve dans des environnements infralittoraux sur la plate-forme interne dans des calcaires packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Jurassique supérieur à l'Aptien.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, elle est fréquente au sommet, à partir du Barrémien.

Clypeina parasolkani.

(Pl.8, Fig.2, 3 et 4)

1991 *Clypeina parasolkani* Farinacci and Radoicic, pl. 1, fig. 8-10.
1991 *Clypeina parasolkani* Farinacci and Radoicic, p.137; pl. 2, fig. 1- 18.

Environnements de dépôt : *Clypeina* cf. *parasolkani* est des dépôts infralittoraux sur la plate-forme interne associé à Salpingoporella annulata et à *Cayeuxia* sp. dans des calcaires packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Berriasien-Valanginien

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, elle est très fréquente dès la premier partie jusqu'au trois quarts de la section, à partir de l'Hauterivien.

Genre CYLINDROPORELLA Johnson, 1954.

Cylindroporella sp.

(Pl.8 Fig.5)

Environnements de dépôt : Elle se trouve dans des environnements infralittoraux sur la plate-forme interne associée à *Salpingoporella annulata* et *S. muehlbergii* et *Cylindroporella* sp. dans des calcaires packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Jurassique inférieur-Crétacé inferieur

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, elle est très fréquente dès la premier partie jusqu'au trois quarts de la section, à partir de l'Hauterivien.

Genre SALPINGOPORELLA Pia in Truth, 1918

Salpingoporella annulata.

(Pl.8, Fig.6, 7, 8, 9, 10)

1953 *Salpingoporella annulata* Carozzi, pl.27, fig.4-9.

Environnements de dépôt : Elle est présente dans des dépôts infralittoraux sur la plate-forme interne dans des calcaires packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Portlandien à Hauterivien, Barrémien ?.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, elle est très fréquente dès la première partie jusqu'au trois quarts de la colonne, à partir de l'Hauterivien.

Salpingoporella gr. *muehlbergii*.

(Pl.8, Fig.11)

1902 *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), Trauth 1917 ; pl. 3, fig. 42-43.
1902 *Diplopora muehlbergii*, Lorenz, p. 52 – 54, fig. 3-7.
1917 *Salpingoporella muehlbergii,* Trauth, p. 211-213, fig. 4.

Environnements de dépôt : On trouve *Salpingoporella* gr. *muehlbergii* en association avec *Salpingoporella annulata* dans des dépôts infralittoraux sur la plate-forme interne dans des calcaires packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien, Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, apparaît dans la premier partie jusqu'au trois quarts de la section, à partir de l'Hauterivien.

V.3 AUTRES ALGUES

Genre BACINELLA Radoicic 1972
Bacinella irregularis.

(Pl.9, Fig.1, 2)

Environnements de dépôt : Elle apparaît dans les environnements infralittoraux sur la plate-forme interne, elle est présente seule ou associée à Lithocodium aggregatum ou Troglotella incrustans dans des calcaires wackestone-packstone et packstone-grainstone.

Elle apparaît dans les limites de paraséquence et dans les environnements infralittoraux sur la plate-forme interne, elle est présente seule ou associée à *Lithocodium aggregatum* ou à *Troglotella incrustans* dans des calcaires wackestone-packstone et packstone-grainstone. On l'observe rarement dans les mêmes environnements, l'association de *Bacinella irregularis, Lithocodium aggregatum* et *Troglotella incrustans.*

Répartition stratigraphique globale : Jurassique supérieur – Crétacé inférieur.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, elle est fréquente à partir de la base de la section jusqu'au sommet, à partir du Valanginien supérieur.

Genre CAYEUXIA
Cayeuxia sp..

(Pl.9, Fig.3)

Environnements de dépôt : Cayeuxia est seul ou associé à *Bacinella irregularis, Lithocodium aggregatum* et à *Troglotella incrustans* dans la plate-forme interne associée à *Thaumatoporella parvovesiculifera* et les espèces déjà mentionnées.

Répartition stratigraphique globale : Jurassique-Crétacé inférieur.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, on la trouve en faibles quantité et elle n'est pas très fréquente dans toute la section à partir de la base jusqu'au sommet..

Genre LITHOCODIUM Elliott, 1956

Lithocodium aggregatum.

(Pl.9, Fig.4, 5, 6)

1990 *Lithocodium aggregatum* Banner, Finch et Simmons, pl.5, fig.1-8 ; pl.6, fig.1-4 ; pl.8, fig.6.

Environnements de dépôt : Peut se trouver seul dans des environnements infralittoraux sur la plate-forme interne ou associé avec *Bacinella irregularis* et *Thaumatoporella parvovesiculifera*, rarement les trois espèces sont associées avec *Troglotella incrustans. Lithocodium aggregatum* est fréquent seul ou associé aux espèces mentionnées dans des calcaires wackestone-packstone et packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Crétacé inférieur.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, il fréquent à partir de la base de la section jusqu'au sommet, à partir du Valanginien supérieur.

Genre THAUMATOPORELLA Raineri, 1927

Thaumatoporella parvovesiculifera.

(Pl.9, Fig.7, 8, 9)

Environnements de dépôt : Elle peut être seule ou associée à *Troglotella incrustans, Lithocodium aggregatum* dans des environnements infralittoraux sur la plate-forme interne dans des calcaires wackestone-packstone et packstone-grainstone.

Répartition stratigraphique globale : Jurassique - Crétacé

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, il est fréquent dès la base de la section jusqu'au sommet, à partir du Valanginien supérieur.

V.4 AUTRES ORGANISMES

Calcispherulidae indet.

(Pl.10, Fig.1, 1bis, 2, 3)

Description : Test de taille petite sphérique composé d'une seule loge calcitique épaisse, sans ouverture, remplie par un cristal ou un agrégat des cristaux dont dans certaines coupes on peut observer au microscope la croix d'extinction.

Remarques : Les Calcisphères "*incertae saedis*" nommée *Stomiosphaera cadosina* et des autres types que ne sont pas déterminés dans ce mémoire.

Environnements de dépôt : Les Calcisphères sont fréquentes dans les faciès pélagiques dans des calcaires mudstone-wackestone.

Répartition stratigraphique globale : Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, elles se trouvent à partir de la base de la section jusqu'au sommet du Valanginien supérieur-Hauterivien.

Genre FAVREINA Brönnimann 1955

Favreina dinarica Brönnimann 1976

(Pl.10, Fig.8, 9, 10, 11, 12, 13)

* 1976 *Favreina dinarica* Brönnimann pl.7, fig.3 ; Tex-fig.4D

Description : Coprolithe à section transverse subcirculaire avec des nombreux canaux, le plan de symétrie est situé dans la partie médiane du coprolithe. Chaque bande est formée par 40 à 50 canaux qui forment un dessin complexe.

Remarques : L'espèce décrite est différente de l'espèce type par la disposition et le nombre de canaux, ils sont plus abondants dans l'espèce originale.

Environnements de dépôt : *Favreina dinarica* est fréquent dans l'étage supralittoral-infralittoral sur la plate-forme interne dans des calcaires mudstone-wackestone.

Répartition stratigraphique globale : Du Berriasien à l'Hauterivien.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, il se trouve dès la base jusqu'aux trois quarts parts de la section à partir de l'Hauterivien supérieur.

Ordre Radiolaria.

(Pl.10, Fig.14)

Remarques : Les radiolaires existent au Nord-Est du Mexique dans de nombreux niveaux, la plupart sont des vides remplis de calcite et dans certains cas, ils peuvent conserver leurs tests siliceux originaux, ils sont mentionnés pour la première fois dans ce mémoire.

Environnements de dépôt : Ils ont fréquents dans des faciès pélagiques dans des calcaires mudstone-wackestone.

Répartition stratigraphique globale : Du Jurassique supérieur à l'actuel.

Répartition stratigraphique locale : Dans le Canyon de la Huasteca, les radiolaires se trouvent à la base uniquement dans les premières couches dans le Valanginien supérieur.

CONCLUSIONS.

CHAPITRE VI

Après la phase principale l'ouverture du Golfe du Mexique les mouvements tectoniques ralentissent, et c'est pendant le Jurassique supérieur, que se manifeste la transgression marine téthysienne qui inonde le plateau continental situé au Nord-Est de l'actuel Mexique ; plus de 2000m de sédiments récifaux s'accumulent sur la bordure du Golfe du Mexique. Au niveau mondial une grande majorité des affleurements du Jurassique supérieur et du Crétacé sont des dépôts carbonatés de plate-forme et de bassin.

La plus part de ces plates-formes représentent des facies de climat tropical et à eaux chaudes, similaires aux plages actuelles des Caraïbes, du sud de la Floride, des Bahamas etc., caractérisés par une grande production de carbonates et une abondance d'organismes, plantes marins, mollusques, algues calcaires et foraminifères benthiques (Bosence et Wilson, 2003). La Plate-forme Cupido fait partie de ces plates-formes, colonisée presque exclusivement par des algues calcaires et par des foraminifères benthiques.

Dans cette étude les foraminifères benthiques et quelques algues calcaires ont un rôle clé pour la reconstitution de l'évolution de la Formation ils ont apportes des informations biostratigraphiques pour l'essentiel benthiques, des espèces les plus représentatives présentes dans cet intervalle de temps.

En base à l'information bibliographique et de nos analyses micropaléontologiques, il a été possible de faire des comparaisons micropaléontologiques avec d'autres régions, de cette manière on a pu conclure que :

- Dans les marges nord, sud, ouest de la mer de la Téthys les conditions paléoenvironnementales pendant le Valanginien supérieur jusqu'à l'Aptien inférieur ont été très similaires.

- La plate-forme Cupido était une plate-forme carbonatée tropicale analogue à celle des Bahamas.

- Elle est caractérisée par une grande production de carbonates dominée par l'abondance des foraminifères benthiques et des algues calcaires.

- A la base de la section, on note le maximum d'abondance et de nombre d'espèces de foraminifères et d'algues.

- Au-dessus quand les conditions de dépôts de la plate-forme carbonatée en milieu oligotrophique sont bien établies, on constate une diminution dans la diversité des espèces.

- En arrivant à l'Aptien, la diversification des espèces reprend peut-être lié à l'arrivée de nutriments et au passage d'environnements de plate-forme oligotrophique à mésotrophique.

- La plate-forme Cupido a été soumise à 5 épisodes d'approfondissement dont les plus importants peuvent être corrélés avec les variations eustatiques mondiales.

- En comparant les courbes eustatiques mondiales de Haq et celles de la plate-forme Cupido au Canyon de la Huasteca, on observe trois non dépôts de faciès profonds pendant l'Hauterivien et le Barrémien supérieur.

Peut être dû :

- à la vitesse sédimentation qui a été beaucoup plus important que la montée du niveau marin.

- aux mouvements tectoniques locaux dont la plate-forme Cupido a été soumisse pendant ces périodes.

Ce travail est une contribution à la connaissance de l'évolution de la Plate-forme Cupido, son apport essentiel a été l'étude micropaléontologique d'une partie de la plate-forme afin de faire connaître les caractéristiques qualitatives et quantitatives de la flore et de la faune, ainsi que ses faciès environnementaux et leur évolution dans le temps.

BIBLIOGRAPHIE.

Adatte T., Sinnesbeck W., Hubberten H. et Remane J., (1994). Correlaciones multiestratigraficas en el limite Jurasico Cretacico en el Noreste de Mexico. Boletin de la Sociedad Géologica Mexicana. V.51, N°1 et 2, p.23-51.

Adatte T., Stinnesbeck W., Remane J. et Hubberten H., (1996). Paleoceanographic changes at the Jurassic–Cretaceous boundary in the Western Tethys, northeastern Mexico. Cretaceous Research. N°.17, p.671-689.

Adatte T., Stinnesbeck W., Hubberten H., Remane J. et Lopez Oliva J.G., (2001). Correlation of a Valginian stable isotopic excursion in Northeastern Mexico with European Tethys. In: Bartolini C., Buffler R.T., and Cantu-Chapa A., eds. The Western Gulf of Mexico Basin, Tectonics. Sedimentary basins, and petroleum systems. American Association Petroleum Geologists. Memoir 75, Chap.16, p.371-388.

Aguirre J., Riding R. et Bragan J.C., (2000). Late Cretaceous incident light reduction: evidence from benthic algae. Lethaia. Vol. 33, p. 205-213.

Alaniz-Alvarez S.A., Van Der Heyden P., Nieto-Samaniego A.F. et Ortega-Gutierrez, F., (1996). Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico. Geology, V.24, p.443-446.

Albarrán J., (1984). Estudio Petrogenético del Basamento en el Distrito de Poza Rica; Proyecto C-2001, Subdirección de Tecnología de Exploración, IMP (*inédito*).

Alfonso Z.J., (1978). Geologia Régional del Sistema Sedimentario Cupido. Boletin de la Asociacion Mexicana de Géologos Petroleros. V.XXX, p.1-56.

Álvarez Jr. M., (1949). Unidades Tectonicas de la Republica Mexicana. Boletin de la Sociedad Géologica Mexicana. V.14, p.1-22.

Álvarez Jr. M., (1958). Tectonica profunda de Mexico. Boletin de la Asociacion Mexicana de Géologos Petroleros. V.10, p.163-182.

Álvarez Jr. M., (1961). Provincias Fisiográficas de la República Mexicana. Boletin de la Sociedad Géologica Mexicana. V.24, N°2, p.4-20.

Alvarez W.L., Asaro F. et Michel H.V., (1980). Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction. Science. V.208, p.1107-1108.

Allison P.A., Wignall P. B. et Brett C.E., (1995). Paleo-oxygenation: effects and recognition- en: Bosence D. W. J., Allison P. A. (eds): marine paleoenvironmental analysis from fossils. Geological Society London. Special Publications. V.83, p.97-112.

Anderson T.H. et Silver L.T., (1979). The role of the Mojave-Sonora Megasheare in the tectonic evolution of northern Mexico, in Anderson, T.H., and Roldán-Quintana, J., Eds. Geology of northern Sonora: Hermosillo, Universidad nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p.59-68.

Anderson T.H. et Schmidt V.A., (1983). The evolution of the middle America and the Gulf of Mexico Caribean region during Mesozoique time. Geological Society American Bulletin. V.94, p.941-966.

Aranda-Gómez M., Quintero O. et Martinez H E., (1988). Palinomorfos del Jurasico temprano de la Formacion Gran Tesoro, Santa Maria del Oro, Durango. Universidad Autonoma de Mexico, Instituto de Geologia, Revista, V.7, p.112-115.

Aranda García M., (1991). El segmento San Felipe del cinturón cabalgado, Sierra Madre oriental, Edo. de Durango : Boletin de la Asociacion Mexicana de Géologos Petroleros. V.41, p.18-36.

Aranda-Gómez M. J., Housh T. B., Luhr J. F., Becker T., Solorio-Munguía, J. G., et Martínez E., (2001). Timing of multiepisodic deformation based on the study of continental clastic deposits and volcanic rocks, east-central Chihuahua, México. GEOS, V.21, N° 3, 204 p.

Aranda-Gómez M.J., Luhr J. F., Housh T.B., Connor C.B., Becker T.et Henry, C.D., (2003). Synextensional Plio-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México. Geological Society of American Bulletin, V.115, N°3, p.298-313.

Aranda-Gómez M.J., Housh T.B., Luhr J.F., Henry C.D., Becker T. et Chávez-Cabello, G., (2005a). Reactivation of the San Marcos fault during mid- to late- Tertiary extention, Chihuahua, México. In: Anderson, T., The Jurassic Mojave-Sonora Megashear, Southwest North America: Evidence, Assessment, and Alternatives. Geological Socaiety of America Special Paper.

Arnaud H., (2004). Typologie sommaire des plates-formes carbonatées. Carbonates Récifaux et de Plate-forme (Ecole d'été, 2004). p.34-38.

Arnaud-Vanneau A. et Peybernés B., (1978). Les représentants Eocrétacés du genre Nautiloculina Mohler, 1938 (Foraminifera, fam. Lituolidae ?) dans les chaines subalpines septentrionales (Vercors) et les Pyrénées franco-espagnoles. Revision de Nautiloculina cretacea Peybern`es, 1976 et description de Nautiloculina broennimanni n. sp.. Geobios 11, p.67–81.

Arnaud-Vanneau A., (1979). Répartition de la microfaune dans les différents paléo milieux Urgoniens. Géobios. Mémoire spécial, N°3 , p.225-275.

Arnaud-Vanneau A., (1980). Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonate de la marge passive de la Téthys : L'Urgonien du Vercors septentrional de la Chartreuse. Géologie Alpine Mémoire N°11 Travaux du Laboratoire de géologie Alpine de l'Université de Grenoble. V.I et II.

Arnaud-Vanneau A., (1986). Variations dans la composition et dans la diversité des faunes Benthiques du Crétacé inférieur sur quelques plates formes carbonatées téthysiennes de l'Europe et du Moyen Orient. Bulletin de la Société géologique de France, (8), t. II, No. 2, p. 245-253.

Arnaud-Vanneau A. et Arnaud H., (2004). Les Microfacies des plates-formes carbonatées. Carbonates Récifaux et de Plate-forme. (Ecole d'été, 2004), p.53-101.

Arvizu-Gutiérrez I.R., (2003). Estudio paleomagnético de los granitoides permo-triásicos y de las Capas Las Palomas (Jurásico Tardío), Valle San Marcos, Coahuila, México. Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León [Tesis de Licenciatura], 116 p.

Aubouin J., Blanchet R., Stéphan J.F. et Tardy M., (1977). Téthys (Mésogée) et Atlantique : données de la géologie. C.R. Acad. Sc. Paris,(D),285, p.1025-1028.

Aubouin J. et Tardy M., (1980). L'Amérique alpine : le domaine caraïbe et ses liaison avec les cordillères nord et sud-américaines : Introduction, dans : Aubouin J., Debelmas J., Latreille, M. eds., Colloque C5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Memoire du B.R.G.M., N°115, p. 15-17.

Baker C.L., (1941). Brief notes on the higher Cretaceous (Monterrey Saltillo area). South Texas Geological Society. Guide Book 13th Meeting.

Baker, C.L., (1941), Upper Jurassic deposits and structures of the Monterrey-Saltillo area, South Texas Geological Society, Guide Book 13th Meeting.

Baker C.L., (1971). Geologic reconnaissance in the Eastern Cordillera of Mexico. Geological Society of America. Special Paper 131; 83, 24 p.

Banner F.T., Finch E.M. et Simmons M.D., (1990). On Lithocodium Elliott (calcareous algae); its paleobiological and stratigraphical significance. J Micropaleont 9, p.21–36.

Barbosa-Gudino J.R., Tristán-González M. et Torres-Hernández J.R., (1999). Tectonic setting of pre-Oxfordian units from Central and northeastern México: A review, in Bartolini, C., Wilson, J. L., & Lawton, T. F., Eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 340, p.197-210.

Barragan R., (2001). Sedimentological and paleoecological aspects of the Aptian transgressive event of Sierra del Rosario, Durango, northeast Mexico. Journal of South American Earth Sciences. V. 14, N° 2, p.189-202.

Barragán Manzo R. et Diaz Otero C., (2004). Análisis de microfacies y datos micropaleontologicos de la transición Barremiano–Aptiano en la Sierra del Rosario, Durango, México. Revista Mexicana de Ciencias Géologicas. V.21, N°2, p.247-259.

Barragán-Manzo R. et Mendez-Franco A.L., (2005). Towards a standard ammonite zonation for the Aptian (Lower Cretaceous) of northern Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Géologicas. V.22, N°1, p.39-47.

Barragán R. et Szives O., (2007). New records of Mathoceras CASEY (Deshayesitidae, Ammonoidea) from the Aptian (Lower Cretaceous) of Mexico and Hungary: Biostratigraphic and paleobiogeographic implications. GEOBIOS 40, p.21-30.

Barragán R. et Maurrasse F.J.M., (2008). Lower Aptian (Lower Cretaceous) ammonites from the basal strata of the La Peña Formation of Nuevo León State, Northeast

Mexico: biochronostratigraphic implications. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. V.25, N°1, p.145-157.

Barrera E. et Keller G., (1994). Productivity across the Cretaceous-Tertiary Boundary in high latitudes. Geological Society of America Bulletin. V.106, p.1254-1266.

Barron E.J. et Washington W.M., (1984). The role of geographic variables in explaining paleoclimates : results from Cretaceous climate model sensivity studies. J. Geophys. Res, 89, D1, p.1267-1279.

Bassoullet J.P., Elmi S. Poisson A., Ricou L.E., Cecca F., Bellion Y., Guiraud R. et Baudin R., (1993). Mid Toarcian (184 to 182 Ma). Atlas Tethys paleoenvironmental maps explanatory notes par J. Decourt, L.E. Ricou et B. Vrielynck eds. ; p.63-80.

Bebout G.D., Budd D.A. et Schatzinger R.A., (1981). Depositional and diagenetique history of the Sligo and Hosston Formations (Lower Cretaceous) in South Texas. Rep. of Investig. of Econ. geol., Univ Texas at Austin, 109, 70 p.

Bernoulli D. et Lemoine M., (1980). Birth and early evolution of the Tethys : the overal situation. dans : Aubouin J., Debelmas J., Latreille, M. eds., Colloque C5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Memoire du B.R.G.M., N°115, p.168-179.

Bishop B.A., (1972). Petrography and origin of Cretaceous limestones, Sierra Picachos and vincinity, Nuevo Leon, Mexico. Journal of Sedimentary Petrology. V.45, p.270-286.

Blair R.C., (1987). Tectonique and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico, J. Sediment. Petrol.. V.57, N°5, p.845-862.

Bonet F., (1956). Zonificacion microfaunistica de las calizas cretácicas del Este de Mexico. Boletin de la Asociacion Mexicana de Géologos Petroleros. V.8, N°7-8, p.389-487.

Bonet F., (1956). Zonificacion microfaunistica de las calizas cretácicas del Este de Mexico. Boletin de la Asociacion Mexicana de Géologos Petroleros. XX Congreso Geologico Internacional., 100 p.

Böse E., (1921). On the Permian of Coahuila, northern México. American Journal of Science. ser.5, V.1, p.187-194.

Böse E., (1923). Vestiges of an ancient continent in northern Mexico: American Journal of Science, ser.5, V.6, p.127–136. p.196–214.

Böse E., (1923). Cretaceous ammonites from Texas and northern Mexico: University of Texas Bulletin. V.2748, p.143-357.

Böse E. et Cavins O.A., (1927). The Cretaceous and Tertiary of Southern Texas and Northern Mexico. Texas Bulletin 2748, p.7-142.

Bosence D.W.J., Wilson R.C.L., (2003). Carbonate depositional systems. In: Coe, A.L. (Ed.), The Sedimentary Record of Sea-Level Change. The Open University and Cambridge University Press, Cambridge, p. 209-233.

Brönnimann P., (1976). Revision of the lectotype of Favreina salevensis (PAREJAS) (Crustacea, Decapoda) and description of favreine form-species from the Jurassic and Cretaceous of Scotland, Portugal, Yougoslavia and Pakistan.- *Paläontologische Zeitschrift,* 50 (1-2).p. 40-56, Stuttgart.

Brown W.G., (1988). Deformational style of the Laramide uplifts in the Wyoming forleand. Geological Society of America Memoir 171, p.1-25.

Bucur I.I., Koch R, Kirmaci Z.M. et Tasli K., (2004). Foraminifères du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur (Calcaire de Berdiga) de Kircaova (région de Kale-Gümüshane, NE Turquie), Revue de Paléobiologie, Genève. V.23 (1), p.209-225.

Buffler R.T. et Sawyer D.S., (1985). Distribution of the Crust and early history, Gulf of Mexico basin. Golf Coast Association of Geological Societies Transactions. V.35, p.333-344.

Budd D.A. et Perkins R.D., (1980). Bathymetric zonation and paleoecological significance in Puerto Rican shelf and slope sediments. Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 50, p.553-881.

Bulot L.G., Thieuloy J.P., Blanc E. et Klein J., (1992). Le cadre stratigraphique pour le Valanginien supérieur et de l'Hauterivien du Sud-Est de la France : Définition des biochronozones et caractérisation des nouveaux biohorizons. Géologie Alpine. V.68, p.13-56.

Burckhardt Ch., (1905). La faune marine de marine du Trias supérieur de Zacatecas. Boletín del Instituto de Geologia. México., N° 21, 44 p.

Burckhardt Ch., (1906). La faune jurassique de Mazapil avec apéndice sur las fósiles du Crétacique inférieur. Boletín del Instituto de Geologia. México. N° 23.

Burckhardt Ch., (1919). Fauna jurásica de Symoa (Zacatecas) y fauna cretácica de Zumpango del Río (Guerrero). Boletín del Instituto de Geología de México. N°. 33, 135 p.

Burckhardt Ch., (1925). Faunas del Aptiano de Nazas (Durango). Boletín del Instituto de Geologia, México. N° 45, 71p.

Burckhardt Ch., (1930). Etude synthétique sur le Mésozoïque Mexicain : Mémoires de la Société Paléontologique Suisse. V.49-50, 280 p..

Burckhardt Ch. et Scalia S., (1906). Géologie des environs de Zacatecas, Mexico. 10^{e} Congreso Geológico Internacional, Mexico. Libreto Guía 16, 26p.

Burrows R.H., (1910). Geology of northern Mexico. Boletin de la Sociedad Geologica Mexicana, V.7, p.85-103.

Campa-Uranga M.F. et Coney P.J., (1983). Tectono-stratigrafic terranes and mineral resources distributions in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences. V.20, p. 1040-1051.

Campa-Uranga M.F., (1985). The Mexican Thrust belt, in Howell, D.G. ed., Tectonostratigrafic Terranes of the Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy Mineral Resources Earth Sciences Series. V.1, p.299-313.

Cantú-Chapa A., (1963). Étude Biostratigraphique des Ammonites du Centre et de l'est du Mexique (Jurassique supérieur et Crétacé): Société Géologique de France, Mémoire no. 99, nouvelle série, 42(4), 102 p.

Cantu Chapa A., (1970). El Kimeridgiano inferior de Samalayuca, Chihuahua. Revista del Instituto Mexicano del Petroleo. V.II.

Cantu Chapa A., (1976). El Contacto Jurásico-Cretácico, la estratigrafía del Neocomiano, el hiato Hauteriviano superior-Eoceno inferior y las amonitas del Pozo Bejuco 6 (centro-este de México). Boletín de la Sociedad. Geologica Mexicana. V.37, N°2, p.60-83.

Cantu Chapa A., (1976). Estratigrafia de la Formación la Peña (Aptiano superior) en el área de Monterrey, Nuevo Leon. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo. V.VIII, N°4, p.7-16.

Cantu Chapa A., (1996). Que hacer con las Calpionellas del limite Jurasico-Cretacico ? Revista Española de Micropaleontologia. V. XXVII, N° 2, p.57-65.

Cantu Chapa A., (1999). Confrontation of stratigraphic methods to define the Jurassic-Cretaceous boundary in Eastern Mexico surface. In: Bartolini C., Wilson J.L. and Lawton T.F. eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico. Geological Society of America. Special paper 340, p.93-103.

Cantu Chapa A., (2001). Mexico as the Western margin of Pangea based on biogeographic evidence from the Permian to the Lower Jurassic. In: Bartolini C., Buffler R.T., and Cantu-Chapa A., eds. The Western Gulf of Mexico Basin, Tectonics. Sedimentary basins, and petroleum systems. American Association Petroleum Geologists. Memoir 75. Chap.1, p.1-27.

Cantu Chapa A., (2001). Paleocanyons in the subsurface of Eastern Mexico : Facts and uncertainties. In: Bartolini C., Buffler R.T., and Cantu-Chapa A., eds. The Western Gulf of Mexico Basin, Tectonics. Sedimentary basins, and petroleum systems. American Association Petroleum Geologists. Memoir 75, Chap.19, p.421-430.

Cantu Chapa A., (2001). The Taraises Formation (Berriasian-Valanginian) in Northeastern Mexico: Surface and Outcrop studies. In: Bartolini C., Buffler R.T., and Cantu-Chapa A., eds. The Western Gulf of Mexico Basin, Tectonics. Sedimentary basins, and petroleum systems. American Association Petroleum Geologists. Memoir 75, Chap.15, p.353-370.

Cantu Chapa C.M., Sandoval R., et Arenas R., (1985). Evolución Sedimentaria del Cretácico inférior en el norte de México. Revista del Instituto Mexicano del Petroleo. V.17, p.14-37.

Carfantan J.C., (1986). Du système cordillerain nord-américain au domaine caraïbe. Thèse, Univ. De Savoie. Chambéry, 558 p.

Carfantan J.C., (1983). Les ensembles géologiques du Mexique méridional. Evolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Géofisica Internacional. V.22, p.9-37.

Carpenter D.L., (1997). Tectonic history of the metamorphic basement rocks of the Sierra del Carmen, Coahuila, México. Geological Society of American Bulletin, V. 109, N°10, p.1321-1332.

Carrillo B.J., (1961). Geologia del Anticlinorio Huzachal Pergrina al noreste de Ciudad Victoria, Tamaulipas. Boletin de la Asociacion Mexicana de Géologos Petroleros. V.13, p.1-98.

Carrillo B.J., (1965). Estudio géologico de una parte del Anticlinorio Huayacocotla. Boletin de la Asociacion Mexicana de Géologos Petroleros. V.17, p.73-96.

Carrillo B.J., (1971). La Plataforma de Valles San Luis Potosi. Boletin de la Asociacion Mexicana de Géologos Petroleros. V.22, p.1-117.

Carrillo M.M., (1990). Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental, entre Pena Miller et Jalpan Estado de Querétaro. Mexico D.F. Universidad Autonoma de Mexico. Instituto de Geologia. Revista, V.9, p.62-70.

Carozzi A., (1953). Découverte du genre *Salpingoporella* dans le Jurassique supérieur du Grand-Saléve. Arch Sci 6, p.382–386.

Cecca F., Azema J., Fourcard E., Baudin F., Guiraud R., Ricou L. E. et De Wever P., (1993). Early Kimmeridgian (146 to 144 Ma). Atlas Tethys paleoenvironmental maps explanatory notes par J. Decourt, L.E. Ricou et B. Vrielynck eds. ; p.97-112.

Centeno-García E. et Silva-Romo G., (1997). Geology, geochemestry, and tectonic evolution of central Mexico during Mesozoic time. Revista Mexicana de Ciencias Geologicas, Instituto de Geología UNAM, V.14, N°2, p.244-260.

Charleston S., (1973). Stratigraphy, tectonics and hydrocarborn potential of the lower Cretaceous, Coahuila series, Coahuila, Mexico. (Ph.D. thesis): Ann Arbor University of Michigan. 268 p.

Charleston S., (1981). A summary of the structural geology and tectonics of the state of Coahuila, Mexico. In: Smith C., ed., Lower Cretaceous Stratigraphy and Structure, Northern Mexico. West Texas Geological Society Publication. 81-74. p.28-36.

Charollais J., Brönnimann P. et Zaninetti L., (1966). Troisième note sur les foraminifères du crétacé inférieur de la région genevoise. Remarques stratigraphiques et description de Pseudotextulariella slevensis n.sp., Haplophragmoides joukowskyi n.sp., Citaella ? favrei n.sp. Archs. Sci., Genève-19 (1), p. 23-48.

Chávez-Cabello G., Aranda-Gómez J.J. et Cossío-Torres T., (2003b). Análisis estructural sobre la Falla San Marcos, Coahuila, México. GEOS Libro de Resúmenes, V.23, N°.2, 112 p.

Chávez–Cabello G., (2005). Deformación y Magmatismo Cenozoico en el Sur de la Cuenca Sabinas Coahuila, Mexico. Tesis de Doctorado, Universidad Autonoma de Mexico. 250 p.

Chávez-Cabello G., Aranda-Gomez J., Molina-Garza R., Cossio Torres T., Arvizu Gutiérrez I. et Gonzáles-Naranjo G., (2005). La Falla de San Marcos: una estructura jurasica de basamento multireactivada del Noreste de Mexico. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 100 Aniversario, Grandes Fronteras Tectonicas de México. Tomo LVII, N°1, p.27-52.

Coogan A.H., (1977). Early middle Cretaceous Hippuritacea (rudists) of the Golf Coast. In: Bebout D.G. and Loucks R.G., eds., Cretaceous carbonate of Texas and Mexico: University of Texas Bureau of Economic Geology Report of Investigations. 89; p.32-70.

Clark K.F., Foster C.T. et Damon P.E., (1982). Cenozoic mineral deposits and subduction related magmatic arcs in Mexico. Geological Society of American Bulletin, V.93, p.533-544.

Condie K.C., (1997). Plate tectonics and Crustal Evolution. Fourth edition. Ed. Butterworth/Heinemann, Great Bretain. 282 p.

Coney P.J., (1983). Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, p.6-15.

Coney P.J. et Reynolds S.J., (1977). Cordilleran Benioff zones. Nature. V.270, p.403-406.

Coney P.J. et Evenchick C.A., (1994). Consolidation of the American Cordilleras. Journal of South American Earth Sciences, V.7 ,p.241-262.

Conrad M.A. et Radoicic R., (1972). On Munieria baconica DEECKE (Characeae) and Clypeina ? solkani, nov. sp. (Dasycladaceae). A case of homeomorphism in calcareous green algae. Comptes Rendus des Sdances de la Socigtd Physique d'Histoire naturelle de Gen~ve, N.S., 6/2-3, p. 87-95.

Contreras-Montero B., (1977). Bioestratigrafía de las Formaciones Taraises y La Peña (Cretácico Inferior) de La Goleta, Coahuila y Minillas, Nuevo León: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 9(1), p.8-17.

Conklin J. et Moore C., (1977). Paleoenvironmental analysis of the Lower cretaceous Cupido Formation, northeast Mexico, In: Bebout D.G. and Loucks R.G. eds., Cretaceous carbonates of Texas and Mexico. University of Texas Bureau of Economic Geology, Report of investigations 89, p.302-323.

Coogan A.H., Bebout D.G. et Maggio C., (1972). Depositional environments and geologic history of Golden Lane and Poza Rica trend- An Alternative view. American Association Petroleum Geologists Bulletin. V.56, p.1419-1447.

Cordoba D.A., Tardy M., Carfantan J.-C., Campa M.F. et Rangin C., (1980). Le Mexique mésogéen et le pasaje au Systeme cordillerain de type Californie. dans : Aubouin J., Debelmas J., Latreille, M. eds., Colloque C5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Memoire du B.R.G.M., N°115, p.18-29.

Dana J.D., (1896). Manual of geology, 4th ed. New York, American Book Company, 1987 p.

De Celles P.G. et Mitra G., (1995). History of the Sevier orogenic wedge in terms of critical taper models, northeast Utah and southwest Wyoming. Geological Society of American Bulletin, V.107, N°4, p.454-462.

De Cserna Z., (1956). Tectonica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey. México, D.F. XX Cogreso Geológico Internacional. 87 p.

De Cserna Z., (1960). Orogenesis in time and space in Mexico. Geologische Rundschau. V.50, p.596-605.

De Cserna, Z., (1970). Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation of northern Mexico. *in*: Seewald, K., and Sundeen, D., Eds., The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt, a symposium in honor of Prof. Ronald, K. De Ford: Midland, West Texas Geological Society, p.99-117.

De Cserna Z., Graf J.L. et Ortega G.F., (1977). Aloctono del Paleozoico inferior de la región de Ciudad Victoria, Estado de Tamaulipas, México, D.F., Universidad Autonoma de Mexico, Instituto de Geologia. Revista, V.1, p.33-43.

Denison R.E., Kenney G.S., Burke W.H. Jr. et Hetherington E.A.Jr., (1969). Isotopic age of igneous and metamorphic boulders from the Haymond Formation, Marathon Basin, Texas and their significance. Geological Society of American Bulletin, V.80, p.245-256.

Denison R.E., Burke W.H. Jr., Hetherington E.A. et Otto J.B., (1970). Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico, in: The Geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt; Symposium in honor of professor Ronald K. Deford: West Texas Geological Society and the University of Texas at Austin, p.3-14.

De Leon Gutierrez A., (1991). Mapeo Geológico en el area de Galeana, N.L. y el desarrollo facial de la Formación Cupido en el area de Galeana, N.L. Tesis de Ingeniero Geologo, Universidad Autonoma de Nuevo Leon Facultad de Ciencias de la Tierra.

Diaz T., Mixon R., Murray G.E., Weidie A. et Wolleben J., (1959). Mesozoic stratigraphy and structure, Saltillo-Galeana areas, Coahuila and Nuevo Leon: South Texas Geological Society. Guidebook, 106 p.

Dickinson W.R., Klute M.A., Hayes M.J., Janecke S.U., Lundin E.R., McKittrick M.A., et Olivares M.D., (1988). Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: Geological Society of American Bulletin, V.100, p.1023-1039.

Dickinson W.R. et Lawton T.F., (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. Geological Society of American Bulletin, V.113, n.9, p.1142-1160.

Dunbar J.A. et Sawyer D. S., (1987). Implications of continental crust extension for plate tectonics reconstruction: an example from the Gulf of Mexico. Tectonics, V.6, N°. 6, p.739-755.

Duprazz C. et Strasser A, (1999). Microbialites and micro-encrusters in shallow coral bioherms (Middle to late Oxfordian, Swiss Jura Mountains) facies 40, p. 101-130.

Eguiluz de A.S., (1989b). La Formación Carbonera y sus implicaciones Tectonicas, Estados de Coahuila y Nuevo Leon. Boletin de la Sociedad Géologica Mexicana. Tomo L, N°1 et 2, p.3-39.

Eguiluz de A.S., (1991). Interpretación geologica y geofisica de la Curvatura de Monterrey, en el noreste de Mexico. Revista Ingenieria Petrolera. V.31, p.25-39.

Eguiluz de A.S., (1997). Structural styles and fractured gas reservoirs in the Sabinas basin, Coahuila Mexico. American Association Petroleum Geologists Bulletin / Asociacion Mexicana de Géologos Petroleros Hederberg research symposium, Veracruz, Mexico.

Eguiluz de A.S. et Campa U. M.F., (1982). Problemas tectonicos del Sector San Pedro del Gallo en los Estados de Chihuahua y Durango Boletin de la Asociacion Mexicana de Géologos Petroleros. V.34, p.5-42.

Eguiluz de A.S. et Aranda G.M., (1984). Economic oils possibilities in clastic rocks of the Neocomian along the southern margin of the Coahuila Island, in: Wilson J.L., Ward W.C. et Finneran J., a field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems Monterrey-Saltillo area, Northeast Mexico, Gulf Coast section, Society, of Economic Paleontologist and mineralogist Foundation. p.43-51.

Eguiluz de A.S., Aranda G.M. et Marret R., (2000). Tectonica de la Sierra Madre Oriental, México. Boletin de la Sociedad Géologica Mexicana. V.47, N°2, p.89-102.

Eguiluz de A.S., (2001). Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico. Livre: The Western Gulf of Mexico Basin, Tectonics. Sedimentary basins, and petroleum systems: American Association Petroleum Geologists. Memoir 75, Edited by Claudio Bartolini, Richard T. Buffler, and Abelardo Cantu-Chapa. Chap.10, p.241-270.

Eicher D.L., (1960). Stratigraphy and micropaleontology of the Thermopolis Shale, *Yale University Bulletin* 15, 139 p.

Enay R., Guiraud R., Ricou L.E., Cariou E., Mangold C., Therry J., Bellion Y. et Dercourt J., (1993). Callovian (162 to 158 Ma). Atlas Tethys paleoenvironmental maps explanatory notes par J. Decourt, L.E. Ricou et B. Vrielynck eds. ; p. 81-95.

Enos P., (1974). Reefs, platforms and basin of middle Cretaceous in Northeast Mexico, American Association Petroleum Geologists Bulletin. V.58, N°5, p.800-8009.

Enos P. et Stephens B.P., (1993). Mid-Cretaceous basin margin carbonates, east-central Mexico. Sedimentology. V.40, p. 539-556.

Espitalie J. et Sigal J., (1963). Contribution à l'étude des foraminifères (micropaléontologie-microstratigraphie) du Jurassique supérieur et du Néocomien

du Bassin de Majunga (Madagascar), *Annales Géologiques de Madagascar* 32, p. 1–77.

Farinacci A. et Radoicic R., (1991). Late Jurassic – Early Cretaceous dasycladales (green algae) from the western Pontides, Turkey. Geologica Romana, 27, p.135-165.

Flawn P.T.et Díaz G.T., (1959). Problems of Paleozoic tectonics in north-central and northeastern México. American Association of Petreoleum Geologist Bulletin, V.43, p.224-229.

Flügel E., (1982). Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. Springer Verlag, Berlin. 453 p.

Flügel E., (2004). Microfacies of Carbonate Rocks. Springer Verlag, Berlin. 976 p.

Ford A. et Houbolt J.J. H., (1963). The microfacies of Cretaceous of western Venezuela. Brill edit., 55p.

Fortunato K.S. et Ward W.C., (1982). Upper Jurassic-Lower Cretaceous Fan-delta Complex: La Casita Formation of the Saltillo Area, Coahuila, Mexico. Gulf Coast Associations of Geological Societies Transactions. V.32, p.473-482.

Fourcade E., Azema J., Cecca F., Dercourt J., Guiraud R., Sandulescu M., Ricou L.E., Vrielynck B., Cotterau N. et Petzold M., (1993). Late Tithonian (138 to 135 Ma). Atlas Tethys paleoenvironmental maps explanatory notes par J. Decourt, L.E. Ricou et B. Vrielynck eds. p.113-134.

Frame A. et Ward W.C., (1978). Lowermost Cretaceous coral-rich limestone in Nuevo Leon and Coahuila, Mexico. Actas de la Facultad de de Ciencias de la Tierra, UANL linares. V.2, p.33-39.

Frakes L.A. et Francis J. E., (1990). Cretaceous paleoclimates. In : Ginsburg R. N. et Beaudon B. eds., Cretaceous resources, events and rhytms, NATO ASI, C. 304, p.273-287.

Fürsich F.T., (1994). Paleoecology and evolution of Mesozoic salinity controlled benthic macroinvertebrate associations. Letahia. Vol.26, p.327-346.

Garcia-Diaz J., (2004). Etude Géologique de la Sierra Madre del Sur Aux Environs de Chilpancingo et d'Olinala, Gro. Une contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique de la marge pacifique du Mexique depuis le Jurassique. Thèse pour obtenir le grade de docteur de l'Université de Savoie, spécialité Géologie. 145p.

Garza G.R., (1973). Modelo Sedimentario del Albiano-Cenomaniano en la porcion sureste de la Plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Estado de Coahuila). Boletin de la Asociacion Mexicana de Géologos Petroleros. V. XXV, p.311-340.

Goldhammer R.K., (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico. Boulder, Colorado. Geological Society of North America Special Paper 340, p.1-58.

Goldhammer R.K., Lehmann P.J., Todd R.G., Wilson J.L., Ward W.C., et Johnson C.R., eds., (1991). Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guidebook: Golf Coast Section, SEPM (Society for Sedimentary Geology). 85 p.

Goldhammer R.K. Dunn P.A. et Lehmann P.J., (1993). The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Group, west Texas): Constraints from outcropdata, inverse and forward stratigraphic modeling. Journal of Sedimentary Petrology, V.63, p.318-359.

Goldhammer R.K. et Johnson C.A., (2001). Middle Jurassic-upper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest gulf of Mexico rim. In: Livre, The Western Gulf of Mexico Basin, Tectonics. Sedimentary basins, and petroleum systems: American Association Petroleum Geologists. Memoir 75, Edited by Claudio Bartolini, Richard T. Buffler, and Abelardo Cantu-Chapa. Chap.3, p.45-81.

Gonzalez H.M.G., Miranda P.L.R. et Flores L.R., (1986). La carta de terrenos estratotectonicos de la Republica Mexicana: Revista de Géografia. V.1, p.27-44.

González-Arreola C. et Barragán R., (2007). Oosterella (Ammonoidea) from the Taraises Formation (upper Valanginian), Durango, northeast Mexico. Cretaceous Research. 28, N°3, p. 419-427.

Gorbatchik T.N., (1959). Noviie vidi foraminiferi iz nijnevomela Krima i Servo-zapadno Kavkaza. *Paleontol. Zh.,* 1, p.78-91.

Götte M., (1986). Beitrag zur faziesanalyse, Tektonic und Mineralisation der Huizachal und Minas Viejas Formation (Ob. Trias-Ob. Jura) im Raum Galeana (Sierra Madre Oriental/Mexiko). Dipl. Thesis TH-Darmastadt, 120 p.

Götte M., (1988). Estudio Geológico-Estructural de Galeana N.L. (México) y sus alrededores. Actas Facultad de Ciencias de la Tierra (UANL) Linares, Mexico. V.3, p.61-87.

Göte M. et Michalzik D. (1992). Stratigraphic relations and facies sequences of an Upper Jurassic evaporitic ramp in the Sierra Madre Oriental (Mexico), Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H.6, p.1445-1466.

Grajales-Nishimura J.M. Terrell D.J. et Damon P.E., (1992). Evidencias de la prolongación del arcomagmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, V.42, p.1-18.

Gray G. et Johnson C.A., (1995), Structural and tectonic evolution of the Sierra Madre Oriental, with emphasis on the Saltillo-Monterrey corridor in field trip guide book: American Association Petroleum Geologists. Annual Convention, N°.10, p.1-17.

Gregory J.L., (1981). Volcanic stratigraphy and K-Ar ages of the Manuel Benavides area, northeastern Chihuahua, Mexico, and correlations with the Trans-Pecos Texas volcanic province. The University of Texas at Austin, [Master's thesis], 78 p.

Guillaume H. et Reichel M., (1957). *Neotrocholina fiburgensis* n. sp. formainifère de l'Urgonien alpin Ecl. Helvetique, Bale, V. n°.2, p. 285-288.

Gunderson R., Cameron K et Cameron M., (1986). Mid-Cenozoic high-K calcalkalic and alkalic volcanism in eastern Chihuahua, Mexico: geology and geochemistry of the Benavides-Pozos area. Geological Society of America Bulletin, V.97, p.737-753.

Guzman J.E. et De Cserna Z., (1963). Tectonic History of Mexico, in Backbone of the Americas tectonic History a Symposium: American Association Petroleum Geologists. Memoir. N°2, p.113-129.

Haenggi W.T., (2002). Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic. Boletin de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LV, N°1, p.38-9.

Hallock P., (1982). Evolution and extinction in larger foraminifera. Third North American Paleontological Convention, Proceedings, 1. North American Paleontological Convention, Montreal, p. 221-225.

Handschy J.W., Keller G.R. et Smith K.J., (1987). The Ouachita system in northern Mexico. Tectonics. V.6, p.323-330.

Haq B.U., Hardenbold J. et Vail P.R,. (1987). Chronology of fluctuating sea-level since the Triassique. Science. 235, p.1156-1167.

Haq B.U., Hardenbold J. et Vail P.R., (1988). Mesozoic and Cenozoic chornostratigraphy and cycles of the sea-level change. In: Wilgus C.; Posamentier H., Ross C. and Kendall C.G.S.C. eds., Sea level changes: An integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication Publications 42. p. 71-108.

Heim A., (1926). Notes of the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, Mexico): Eclogae Geologicae Helvetiae. V.20, p.84-87.

Heim A., (1940). The front ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale. Eclogae Geologicae Helvetiae. V.33, p.313-352.

Hennings P.H., (1994). Structural transect of the southern Chihuahua Fold Belt between Ojinaga and Aldama, Chihuahua, Mexico. Tectonics, V.13, N°6, p.1445-1460.

Henry C.D. et Aranda-Gómez, J.J., (1992). The real southern Basin and Range: mid-to late Cenozoic extension in Mexico. Geology, V.20, p.701-704.

Heller P.L. et Paola C., (1989). The paradox of Lower Cretaceous gravels and the initiation of thrusting in the Sevier orogenic belt, United States western interior. Geological Society of American Bulletin, V.101, p.864-875.

Humphrey W., (1949). Geology of the Sierra de Los Muertos and paleontology of the La Peña formation, Mexico. Geological Society American Bulletin. V.60, p.89-176.

Humphrey W.T., (1956). Tectonic framework of northeast Mexico. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions. V.6, p.25-35.

Humphrey W.T. et Diaz T., (1954). Reconnaissance geology and road log of Monterrey-Saltillo–Monclova highway field trip guidebook: South of Texas Geological Society, Guidebook.

Husinec A. et Sokac B., (2006). Early Cretaceous benthic associations (foraminifera and calcareous algae) of a shallow tropical-water platform environment (Mljet Island, southern Croatia). Cretaceous Research. V.27, p. 418-441.

Ice R.G. et McNulty C.L., (1980). Foraminiferal and calsispheres from Cuesta del Cura and Lower Agua Nueva (¿) Formations (Cretaceous) in east-centre: Gulf Coast Associations of Geological Societies Transactions, V.30, p.403-425.

Ice R.G., (1981). The Cuesta del Cura Formation in north-central Mexico: West Texas. Geological Society Publication. 81-74. p.58-74.

Imlay W. R., (July 1936). Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico; Part 4, Geology of the western part of the Sierra de Parras. Geological Society of America Bulletin. V.47(7), p.1091-1152

Imlay W.R., (1936). Geology of western part of Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. Geological Society American Bulletin. V.47, p.1,091-1,152.

Imlay W.R., (May 1937). Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. Geological Society of America Bulletin. V.48 (5), p.587-630

Imlay W.R., (1937). Lower Neocomian fossils from the Miquihuana region, Mexico. Journal de Paléontologie. V.11, p.552-547.

Imlay W.R., (April 1938). Ammonites of the Taraises Formation of northern Mexico Geological Society of America Bulletin. 49 (4):539-602

Imlay W.R., (1940). Neocomian faunas of northern of Mexico. Geological Society American Bulletin. V.51, p.117-190.

Imlay W.R., (1944a). Cretaceous Formations of Central America and Mexico. American Association Petroleum Geologists, Bulletin. V.28, p.1077-1195.

Imlay W.R., (August 1944b). Correlation of the Cretaceous formations of the Greater Antilles, Central America and Mexico [Chart no. 10-A]. Geological Society of America, Bulletin. V.55 (8), p.1005-1045.

Imlay W.R., (1980). Jurassic Paleogeography of the conterminous United States in its continental settings. U. S., Geological Survey Professional Paper. N° 1,062, p.134.

Iriondo A., (2001). Proterozoic basaments and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico. Colorado, University of Colorado [Ph D. Thesis], 222 p.

Iriondo A., (2005). The Caborca Oroclinal Bend: a testable hypothesis to explain the NW-SE geological trend of Paleoproterozoic provinces in the Mexican SW Laurentia (resumen),GEOS, Vol.25, N°.1, 85 p.

James E.W. et Henry Ch.D., (1991). Compositional changes in Trans-Pecos Texas magmatism coincident with Cenozoic stress realigment. Journal Geophysical Research, V.96, p.13561-13575.

James E.W. et Henry C.D., (1993). Southeastern extend of the North American craton in Texas and northern Chihuahua as revealed by lead isotopes. Geological Society of America Bulletin, V.105, p.116-126.

Jones N.W., McKee J.W., Marquez D.B., Tovar J., Long L.E. et Laudon T.S., (1984). The Mesozoic La Mula Island, Coahuila, México. Geological Society of America Bulletin, V.95, p.1226-1241.

Jones N.W., Lopez R. et Cameron K.L., (1995). Linda Vista pluton and latest Permian-Late Triassic orogeny, Las Delicias area, Coahuila Mexico. Geological Society American Abstract, With Programs. V.27, n° 6, 388 p.

Keller G.R., Braile L.W., McMechan G.A., Thomas W.A., Harder S.H., Chang W.F. et Jardine W.G., (1989b). Paleozoic continent-ocean transition in the Ouachita Mountains imaged from PASSCAL wide-angle seismic reflection-refraction data. Geology, V.17, p.119-122.

Kellum W., (1930). Similarity of surface geology in front ranges of Sierra Madre Oriental to subsurface in Mexican south fields. American Association Petroleum Geologists Bulletin. V.14, p.73-91.

Kellum W., (1932). Reconnaissance studies in the Sierra de Jumilco, Mexico. Geological Society American Bulletin. V.43, p.541-564.

Kellum W., (1936). Evolution of Coahuila Peninsula, Mexico. Part III. Geology of mountains west of the Laguna District. Geological Society American Bulletin. V.47, p.1,039-1,070.

Kemper E., (1987). Das Klima der Kreide-Zeit. Geol. Jb.96, p.5-185.

Kennet J., (1982). Marine Geology. Prentice Hall Inc. 811 p.

Keppie D., (2004). Terranes of Mexico Revisited : A 1.3 Billion Year Odyssey. Internacional Geology Review, V.46, p.765-794.

King B.P., (1969). Tectonique Map of North America. Washington, D.C., U.S. Geological Survey. 1 map scale 1:5 000 000.

Kirkland D. et Gerhard J.E., (1971). Jurassic salt, Central Gulf of Mexico, and its temporal relation to Circum-Gulf evaporites. American Association Petroleum Geologists Bulletin, V.5, N°.5, p.680-686.

Klitgord K.D. et Schouten H., (1986). Plate kinematics of the Central Atlantic. In: Vogt P.R. and Tucholke B.E. (eds.), The geology of North America: The western North Atlantic region. Geological Society American Memoire. M., p.351-378.

Krajewski M. et Olszewska B., (2007). Foraminifera from the late Jurassic and early Cretaceous carbonate plateform facies of the southern part of the Crimea Mountains, Southern Ukranie. Annales Societatis Geologorum Poloniae. V.77, p.291–311.

Kulik D. M. et Schmidt Ch, J., (1988). Region of overlap and styles of interaction of Cordilleran thrust belt and Rocky Mountain foreland. Geological Society of America Memoir 170, p.75-98.

Laug B. et Peybernes B., (1979). *Daxia minima* nov. sp. Lituolidé nouveau de l'Aptien Basco-Béarais. Géobios, Lyon, N .12, 5, p. 717-723, fig.2, pl.1.

Lawton T.F. et Giles K.A., (1997). Structure stratigraphy and paleontology of the Cretaceous-Early Tertiary Parras – La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico, in Field Trip: American Association Petroleum Geologists. Dallas Geological Society. N°.10.

Lehmann C., Osleger D.A. et Montañez I.P., (1998). Controls on cyclostratigraphy of lower cretaceous carbonates and evaporates, Cupido and Coahuila platforms, northeastern Mexico. Journal of Sedimentary Research. V.6, N°6, p.1109-1130.

Lehmann C., Osleger D.A., Montañez I.P., Sliter W., Arnaud-Vanneau A. et Banner J., (1999). Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico. Geological Society American Bulletin. V.111, N°7, p.110-129.

Lehmann C., Osleger D.A. et Montañez I.P., (2000). Sequence Stratigraphy of Lower Cretaceous (Barremian-Albian) Carbonate Platforms. Journal of Sedimentary Research. V. 70, p.373-391.

Liebau A., (1984). Paleobatymetrische und Ökofaktoren: Flachmeerzonierung. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Vol.160, p.173-216.

Loeblich Jr. A.R. et Tappan H, (1988). *Foraminiferal Genera and Their Classification*; New York (Van Nostrand Reynold).

Longoria J.F., (1984). Stratigraphic studies in the Jurassic of northeastern Mexico: evidence for the origin of the Sabinas Basin, GCS SEPM Foundation Third Annual Research Conference proceedings. p. 171-193.

Longoria J.F., (1994). Recognition and caracteristics of a strike-slip fault system in Mexico and its Mesozoic transpressional regime-implications in plate tectonics and paleogeographic reconstruction. Universidad de Sonora Departamento de Geologia. Boletin, V.11, p.77-104.

Longoria J.F. et Gomper, M.A., (1977). Albian planktonic foraminífera from Sabina Basin of northern Mexico. Journal of Foraminiferal Research. V.7, p.196-215.

Longoria J.F. et Monreal R., (1991). Lithostratigraphy, microfacies, and depositional environments of the Meozoic of Sierra La Nieve, Coahuila, northeast Mexico. Revista de la Sociedad Geologica de España. V.4, p.7-31.

Longoria J. F., (1984). Cretaceous biochronology from the Gulf of Mexico region based on planktonic microfossils. Micropaleontology, V.30 (3), p.225-242.

López-Doncel R.A., (1990). Mapeo geológico en el area de Puente de Dios al norte de galeana N.L. y desarrollo facial de las Formaciones Aurora ; Cuesta del Cura y Agua Nueva (Albiano Turoniano) en las regiones de Galeana e Iturbide, N.L.. Tesis de Ingeniero Geólogo, Universidad Autonoma de Nuevo Leon, Facultad de Ciencias de la Tierra.

López Ramos E., (1983). Estratigrafia Cretacica y Tectonica de una porción del centro y Noreste de Mexico. Boletin de la Sociedad Geológica Mexicana. V.44, N°1, p.43-87.

López Ramos E., (1983). Geologia de Mexico, Edicion Escolar Mexico, V.III, 453 p.

Lorenz M., (1902). Geologische studien im grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpinen facies. Ber. Naturf. Ges. Freiburg Br., XII, p.34-62 (9 pl.)

Loucks R.G., (1977). Porosity development and distribution in shoal-water carbonate complexes–Surface Pearsall Formation (Lower Cretaceous) south Texas. In: Bebout D.G. and Loucks R.G., eds., Cretaceous carbonate of Texas and Mexico: University of Texas Bureau of Economic Geology Report of Investigations. 89, p.97-126.

Lugo-Hubp J., (1990). Relieve de la Republica Mexicana Mexico D.F. Universidad Autonoma de Mexico. Instituto de Geologia. Revista, V.9, p.82-111.

Lynn W.S. et Lewis B.T.R., (1976). Tectonic evolution Plate the northern Cocos plate. Geology Journal. V.4, N°.12; p.718-722.

Mancini E.A. et Puckett T.M., (2005). Jurassic and Cretaceous transgressive–regressive (T–R) cycles, northern Gulf of Mexico, USA. Stratigraphy, V.2, N°1, p. 31-48

Marton G. et Buffler R.T., (1993). The southeastern Gulf of Mexico in the framework of the opening of the Gulf of Mexico basin, in Pindell, J.L., and Perkins, B.F., eds., Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region: A context for hydrocarbon exploration. Gulf Coast Section, SEPM Foundation, 13th Annual Research Conference Proceedings, p.51-67.

Marton G. et Buffler R.T., (1994). Jurassic reconstruction of the Gulf of México basin. International Geology Review, V.36, p.545-586.

Masse J.P. et Rossi T., (1987). Le provincialisme sud-Caraïbe à l'Aptien inférieur. Sa signification dans le cadre de l'évolution géodynamique du domaine Caraïbe et de l'Atlantique Central. Cretaceous Research, V.8, p.349-363.

Masse J.P., Bellion Y., Benkhelil J., Ricou L.E., Dercourt J. et Guiraud R., (1993). Early Aptian (114 to 111 Ma). Atlas Tethys paleoenvironmental maps explanatory notes par J. Decourt, L.E. Ricou et B. Vrielynck eds. p.135-152.

Matsumoto T., (1980). Inter-regional correlation of transgressions et regressions dans le Cretaceous période. Cretaceous Research, V.1, No.4, p.359-373.

Maurrase Florentin J-M. R., Barragan-Manzo R et Ponton C., (2006). Cupido – la Peña formations: high-productivity to super-productivity during cretaceous enhanced greenhouse conditions; 2006 Philadelphia Annual Meeting Paper No. 202-33.

May P.R., (1971). Pattern of Triassic-Jurasicc dikes around the North Atlantic in the context of pre-drift positions of the continents. Geological Society of América Bulletin, V.82, p.1285-1292.

Michalzik D. et Schumann D., (1994). Lithofacies relations and peleoecology of a late Jurassic to Early Crteaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of northeast Mexico. Sedimentology, V.41, p.463-477.

Miller K.G., Kominz M.A., Browning J.V., Wright J.D., Mountain G.S., Katz M.E., Sugarman P.J., Cramer B.S., Christie-Blick N. et Pekar S.F., (2005). The Phanerozoic record of global sea-level change, Science, V.310, p.1293-1298.

Mc Bride E.F., Weidie A.E. et Wolleben J.A., (1970). Interpretación ambiental preliminar del Grupo Difunta, cuenca de Parras, Coahuila y Nuevo Leon. I Convención Nacional, Sociedad Geologica Mexicana, Resúmenes, p.61-63.

McBride E.F., Weidie A.E., Jr.y Wolleben J.A. et Laudon, R.C., (1974). Stratigraphy and structure of the Prras and La Popa basins, northeastern Mexico. Geological Society of America Bulletin, V.85, p.1603-1622.

McBride E.F., Weidie Jr. A.L. et Wolleben J.A., (1975). Deltaic and associated deposits of Difunta Group (Late Cretaceous to Paleocene), Parras and La Popa basins, northeastern México, *in*: Broussard, M. L. S., ed., Deltas. Houston, Houston Geological Society, p.485-522.

McKee J.W., Jones N.W. et Long L., (1984). History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico, Geology. V.12, p.103-107.

McKee J.W., Jones N.W. et Anderson T.H., (1988). Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. Geology, V.16, p.37-40.

McKee J.W., Jones N.W. et Long L., (1990). Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico. Geological Society American Bulletin. V.102, p.593-614.

McKee J.W., Jones N.W. et Anderson T.H., (1999). Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, México. In Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 340, p.161-189.

Michalzik D., (1988). Trias bis tiefste Unter-Kreide der Nordosttichen Sierra Madre Oriental, Mexiko-Faziell Entwicklung eines passiven Kontinental randers. Ph.D. dissertation, Technischen Hochschule Darmstadt, DBR, 274 p.

Michalzik D., (1991). Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico. Sedimentary Geology, V.71, p.243-259.

Michalzik D. et Schumann D., (1994). Lithofacies relations and paleoecology of a late Jurassic to Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of northeast Mexico. Sedimentology, V.41, p.463-477.

Michaud F. et Fourcade E., (1989). Stratigraphie et paléogéographie du Jurassique et ddu Crétacé du Chiapas (Sud-Est du Mexique). Bulletin de la Société Géologique de France. V.3, p.639-650.

Molina-Garza R.S., Arvizu-Gutiérrez I.R. et Chávez-Cabello G., (2003). Paleomagnetismo de la Fm. Palomas (Jurásico) y granitoides permo-triásicos, sur de Coahuila: Implicaciones Tectónicas. GEOS, V.23, N°2, p.112.

Molina-Garza R.S. et Iriondo A., (2005). La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen Conmemorativo del Centenario Grandes Fronteras Tectónicas de México Tomo LVII, N° 1, p.1-26

Montemayor-Sánchez I., (2003). Análisis de la deformación en el Valle de San Marcos, Coahuila, México. Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo Léon [Tesis de licenciatura], 98 p.

Moore E.M. et Twiss R.J., (1995). Tectonics, W. H. Freeman and company, 415 p.

Moran-Zenteno D., (1994). Geology of the Mexican Republic. American Association Petroleum Geologists Studies in Geology. N°39, 160 p.

Moreno F.A., Mickus K.L. et Keller G.R., (2000). Crustal structure and location of the Ouachita orogenic belt in northern México. Geofísica Internacional, V.39, N°3, p.229-246.

Mossman R.W. et Viniegra F., (1976). Complex fault structures in Veracruz privince of Mexico. American Association Petroleum Geologists Bulletin, V.60 p.379-388.

Muehlberger W.R., (1992). Tectonic map of Norh America southeast sheet. American Association Petroleum Geologists. 1 map.

Muir J.M., (1936). Geology of Tampico region, Mexico. Tulsa, American Association Petroleum Geologists. Edit. 280 p.

Murillo-Muñetón G. et Dorobek S.L., (2003). Controls on the Evolution of Carbonate Mud Mounds in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Northeastern Mexico. SEPM Society for Sedimentary Geology, V.73; N°.6; p.869-886.

Murray G.E., (1959). Introduction and regional geologic summary of field trip area southeastern Coahuila and western Nuevo Leon. South Texas Geological Society, field trip, Guidebook. p.1-14.

Murray G.E., Boyd D.R., Wolleben J.A. et Wilson B.W., (1960). Late Cretaceous fossil locality, eastern Parras basin, Coahuila, Mexico. Journal Paleontology, V.34, p.368-370.

Murray G.E., Weidie A.E., Boyd D.R., Forde R.H. et Lewis M., (1962). Formational divisions of Difunta Group, Parras Basin, Coahuila Nuevo Leon, Mexico. American Association Petroleum Geologists Bulletin, V.43, p.374-383.

Murray G.E., Wolleben J.A. et Boyd D.R., (1959). Difunta strata Tertiary age, Coahuila Mexico. American Association Petroleum Geologists. Bulletin, V.46, p.2493-2495.

Nelson C.S., (1988). An introductory perspective on non tropical shelf carbonate. Sedimentary Geology. Vol.60, p.3-12.

Neagu T.A., (1975). Monographie de la faune des Foraminifères éocrétacés du couloir de Dimboviciora, de Codlea et des Monts (Persani), (Couches de Carhaga). *Mem. Inst. Geol. Geophys.,* 25, p.1–141.

Noth R., (1951). Foraminiferen aus Unter und Oberkreide des österreichischen auteils an flysch, helvetikum und vorland vorkommen. *Jahrb. Geol. Bundesanst. Austria,* 3, p.1–91.

Ocampo-Díaz Y.Z.E., Jenchen U. et Guerrero-Suastegui M., (2008). Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México), Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 25, No.3, p. 438-464.

Olivares Ramos D., (2006). Zonacion de Calpionélidos y analisis de microfacies de la transicion Tithoniano-Berriasiano, Sierra de la Silla Nuevo Leon, Mexico, Tesis de Ingeniero Géologode la Universidad Autonoma de Nuevo Leon, Mexico. 73p.

Ortega-Gutiérrez F., Sedlock R.L. et Speed R.C., (1994). Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, *in*: Speed, R. C., ed., Phanerozoic evolution of North America continent-ocean transitions. Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transect Series. p.265-306.

Ortega-Gutiérrez F., Ruiz J. et Centeno-García E., (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North American during the late Paleozoic. Geology, V.23, p.1127-1130.

Ortuno-Arzate F. et Delfaud J., (1988). Estadios Geodinámicos de evolución de la cuenca mesozoica de Chihuahua en el norte de México. II Congreso Geológico de España. Granada (España). p.1-18.

Ortuño-Arzáte S., Xavier J.P. et Delfaud J., (1992). Análisis tectono-estructural de la Cuenca de Zongolica a partir de imágenes de satélite Landsat MSS. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, V.24, N°1, p.11-45.

Padilla Sanchez R., (1978). Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite suroeste del Estado de Nuevo León. Revista Mexicana de Ciencias Géologicas. V.2, N°1, p.37-44.

Padilla Sánchez R., (1978). Bosquejo geológico-estructural de la Sierra Madre Oriental en el área Linares-Galeana-San Roberto, Estado de Nuevo León. Revista Mexicana de Ciencias Géologicas. V.39, N°2, p.45-54.

Padilla Sanchez R., (1982). Geologic evolution de la Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico (PhD. Dissert) Austin University of Texas, p.233.

Padilla Sanchez R., (1985). Las estructuras de la curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo Leon, Zacatecas y San Luis Potosi. Universidad Autonoma de México, Instituto de Geologia, Revista. V.6, N°1, p.1-20.

Padilla Sanchez R., (1986). Post-Pleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. Geofisica internacional. V.125, N°1, p.157-206.

Peña Ponce V.H., (1992). Mapeo Geológico en el area de Puerto Pastores al Sur este de Galeana, N.L. y estudio bioestratigrafico en la parte superior de la Formación Taraises en el area de Galeana, Nuevo Leon Tesis de Ingeniero Geólogo, Universidad Autonoma de Nuevo Leon Facultad de Ciencias de la Tierra.

Pessagno E.A. et Martin C., (2003). Tectonostratigraphic evidence for the origin of the Gulf of Mexico. In: Bartolini, C., Buffer, R.T., Blickwede, J. (Eds.), The Circum-gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics. AAPG memoir 79, p.46–74.

Pindell J.L. et Dewey J.F., (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. Tectonics, V.1, p.179-211.

Popenoe P.W., Imlay W.R. et Murphy A.M., (1960). Correlation of the Cretaceous formations of the Pacific Coast (United States and northwestern Mexico). Geological Society of America Bulletin, V.71(10), p.1491-1540.

Peybernes B., (1976). Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thése Doct. Sc. nat. Toulouse, p. 1-459, 42 láms., 149 figs.

Quintero O.L. et Aranda G.M., (1985). Relaciones estructurales entre el Anticlinorio de Parras y el Anticlinorio de Arteaga (Sierra Madre Oriental) en la región de Agua Nueva Coahuila. Universidad Autonoma de México. Instituto de Geologia. Revista, V.6, p.21-36.

Raisz E., (1959). Landforms of Mexico. Cambridge, Mass., Mapa con Texto, escala 1:3 000 000.

Raddadi M.C., Vanneau Arnaud A., Poupeau G., Carrio-Schaffhauser E., Arnaud H. et Rivera A., (2005). Interpretation of gamma-ray logs: The distribution of uranium in carbonate platform. Comptes Rendus Geosciences 337, p.1457–1461.

Ramírez R.C., (1978). Reinterpretación tectónica del esquisto Granjero de Ciudad Victoria, Tamaulipas. Universidad Autonoma de México, Instituto de Geologia. Revista, V.2, p.5-42.

Ramos Ledezma A., (2007). Análisis Microfacial del intervalo Jurasico-Cretácico inferior en un corte del flanco sur del Valle del Huizachal, Tamaulipas México. Tesis de

grado de Profesor en Ciencias de la Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra. 109 p.

Ricklefs R.E., (1979). Ecology. Thomas Nelson and Sons, Sunbury on Thames.

Rodriguez F.D., Toriz G.J., Banda H.J. et Meneses R.J., (1997). Hidrocarbon habitat in the Zongolica Sector of the Sierra Madre Oriental. Second Joint American Association Petroleum Geologists. Asociacion Mexicana de Geólogos Petroleros, Hedberg Research Simposium. Veracruz, México.

Ross M.A. et McNulty C.L. (1981). Some microfossils of the Tamaulipas limestones (Hauterivian-lower Albian) in Santa Rosa Canyon, Sierra de Santa Rosa, Nuevo Leon, Mexico. Gulf Coast Associations of Geological Societies Transactions. V.31, p.461-469.

Rosse M.I. et Scotese C.R., (1988). A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico region, Tectonophysics. V.155, p.139-168.

Rueda Gaxiola J., Dueñas M.A., Rodriguez J.L., Minero M. et Uribe G., (1993). Los anticlinorios de Huizachal Peregrina y de Huayacocotla ; dos partes de la fosa de Huayacocotla-El Alamar. Boletin de la Asociacion Mexicana de Geologos Petroleros, V.LIII, p.1-29.

Sahagian D.L. et Holland S.M., (1991). Eustatic sea-level curve based on a stable frame of reference: preliminary results, Geology, V.19, p.1209-1212.

Salvador A., (1987). Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin.: American Association Petroleum Geologists Bulletin. V.71, p.419-451.

Salvador A., (1991a). The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado. Geological Society of America, Geology of North America, V.J, 568 p.

Salvador A., (1991b). Triassic-Jurassic: in Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado. Geological Society of America, Geology of North America, V. J, p.131-180.

Salvador A., (1991c). Origin and development of the Gulf of Mexico basin: in Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado. Geological Society of America, Geology of North America, V.J, p.389-444.

Salvador A. et Green A., (1980). Opening of the Caribbean Tethys (origin and development of the Caribbean Golf of Mexico). dans : Aubouin J., Debelmas J., Latreille, M. eds., Colloque C5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Memoire du B.R.G.M., N°115, p. 224-229.

Sawyer D.S., Buffler R.T. et Pilger R.H. Jr., (1991). The crust under the Gulf of Mexico Basin, in: Salvador, A., (ed), The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, V. J, p.53-72.

Scott R.W., (1990). Models and stratigraphy of mid-Cretaceous reefs communities, Golf of Mexico. SEPM Society for Sedimentary Geology Concepts in Sedimentology and Paleontology. V.2, 102 p.

Scott R.W., (1993). Cretaceous carbonate plataform, U.S. Gulf Coast, in Simo, J.A.T., Scott, R.W., and Masse, J.P., eds., Cretaceous carbonate plataforms. American Association of Petroleum Geologists Memoir 56, p.97-110.

Scott R.W., Frost S.H. et Shaffe, B. L., (1988). Early Cretaceous sea-level curves, Gulf Coast and southeastern Arabia, *in*: Wilgus, S., Hasting, B., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner J.C., eds., Sea level changes-An integrate approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p.275-284.

Schlagintweit F. et Ebli O., (1999). New Results on Microfacies Biostratigraphy and Sedimentology of Late Jurassic – Early Cretaceous platform carbonates of the Northern calcareous Alps. Part I: Tressenstein Limestone, Plassen Formation. Gabhandlungen der Geologischen Bundesanstalt. ISBN 3-85316-007-7, Band 56-2, p.379-418.

Schlumberger Ch., (1904) Note sur le genre *Choffatella* n. gen. Bull. Soc. Géol. France, Sér.4, V.4, p.763-764, pl. XVII.

Sedlock R.L., Ortega-Gutiérrez F. et Speed R.C., (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. Geological Society of America Special Paper. p.278, 153.

Segerstrom K., (1961). Geology of the Bernal-Jalapa Area, Estado de Querétaro, México. U.S. Geological Survey Professional Bulletin. N°1104-B, p.19-85.

Selvius D.B. et Wilson J.L., (1985). Lithostratigraphy and algal-foraminiferal biostratigraphie of Cupido Formation, Lower Cretaceous, northeast Mexico, In: in Perkins, B.F. and Martin G.B., eds., Habitat of oil and gas in the Gulf Coast. Procedings of the Fourth Annual Gulf Coast SEPM Fundation, p.285-312.

Silva-Romo G., Mendoza-Rosales C.C., Nieto Samaniego A.F. et Alaniz-Alvarez S.A. (2002). La paléocuenca de Aztlan, antecesora de la Cuenca de Mexico. Geos, V.22, p.149-150.

Silver L.T. et Anderson T.H., (1974). Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American Craton margin, Geological Society of America, Abstract With Programs, V.6, p.955.

Smith I.C., (1981). Review of the geologic setting, stratigraphy and facies distribution of Lower Cretaceous in northern Mexico. West Texas Geological Society, Publication. N°81-74, p.1-27.

Smith C.I. et Bloxsom W.E., (1974). The Trinity division and equivalents of northern Coahuila, Mexico. Geoscience and Man, V.8, p.67-76.

Soegaard K., Giles K.A., Vega-Vera F.J. et Lawton T.F. (1997). Structure, stratigraphy, and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico. American Association of Petroleum Geologists Guidebook to Fieldtrip 10, 136 p.

Stéphan J.F., Mercier de Lépinay B., Calais E., Tardy M., Beck C., Carfantan J.Ch., Olivet J.L., Vila J.M., Bouysse Ph., Mauffret A., Bourgois J., Théry J.M., Tournon J., Blanchet R. et Dercourt J., (1990). Paleogeodynamic maps of the Caribbean ; 14 steps from Lias to Present. Bulletin Société Géologique de France, (8), t.VI, 6:915-919, 14 maps.

Stephenson L.W., (1921). North American Upper Cretaceous corals of the genus *Micrabacia*: United States, Geological Survey, Professional paper, 98-J, p.115-131, Pl. 20-23.

Steuber T., (2002). Plate Tectonique control on the evolution of Cretaceous platform carbonate production, Geology. V.30, N°3, p.259-262.

Stewart J.H., (1998). Regional characteristics, tilt domains, and extension history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America, in: Faulds, J.E., and Stewart, J.H., eds., Accomodation zones and transfer zones: The regional segmentation of the Basin and Range Province. Geological Society of America Special Paper 323, p.47-74.

Stewart J.H., Blodgett R.B., Boucot A.J., Carter J.L. et López R., (1999). Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México, *in*: Ramos, V. A., and Keppie, J. D., eds. Laurentia-Gondwana Connections before Pangea. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 336, p.227-252.

Stinnesbeck W., (1991). Ammonites de la Formación Cuesta del Cura (Albiano supérior-Cenomaniano inférior) en el área de Galeana, Nuevo Leon. Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología. V.4, p.63-85.

Suter M., (1984). Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles San Luis Potosi carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east central Mexico. Geological Society American Bulletin. V.95, p.1,387-1,397.

Suter M. (1987). Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. Geological Society American Bulletin. V.98, p.249-264.

Tamayo J.L., (1941). Morfología de la Republica Mexicana y división regional de la misma. Revista Geográfica del Instituto Panamericano de Geografia e Historia, V.1, p. 221-223.

Tardy M., (1972a). Stratigraphie et tectonique de la Sierra Madre Oriental au niveau du secteur Transversal de Parras. Bulletin de la Société Géologique de France, 7 ème serie, V. XIV, p.66-77.

Tardy M., (1972b). Sobre la estratigrafia de la Sierra Madre Oriental en el Sector De Parras Coahuila: Distinción de las series: Coahuilense y Parrense. Boletin de la Sociedad Geológica Mexicana. V.33, N°2, p. 51-70.

Tardy M. (1973). Les phases tectoniques du secteur Transverse de Parras, Sierra Madre Oriental (Mexique). Bulletin de la Société Géologique de France, 7ème série V.XV, p.362-366.

Tardy M., (1973). Sobre la Tectónica de la Sierra Madre Oriental en el Sector de Parras Coahuila: El cabalgamiento de la Serie Parrense. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. V.34, N°1-2, p.63-70.

Tardy M., (1975). La nappe de Parras : un trait essentiel de la structure laramienne du secteur traverse de la Sierra Madre Oriental, Mexico. Bulletin de la Société Géologique de France, 7 ème série, V.XVII, p.77-87.

Tardy M., (1980). Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Oriental Mexique Université Pierre et Marie Curie de Paris, Thèse de Doctorat d'Etat, Paris, France, 459p.

Tardy M. et Ruiz Barragan R., (1974). Sobre la observación directa del "décollement" de la cobertura mesozoica del Sector Transversal de Parras, sobre el flanco oriental del anticlinal de San Julián, Sierra madre oriental, México. México D.F. Universidad Autonoma de México. Instituto de Geologia, Serie divulgación. N°.2, p. 29-37.

Tardy M., Sigal J. et Glacon G., (1974). Bosquejo sobre la estratigrafia y la paleogeografia de los flysh cretacicos del sector de Parras, Sierra Madre Oriental, México, México D.F., Universidad Autonoma de México, Instituto de Geología, Serie divulgación. N°2, p., 12-28.

Tinker S.W., (1985). Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Aptian La Peña Formation, northeast Mexico and south Texas (part 1) and the depositional setting of the Aptian Pearsall–La Peña, Texas surface and northeast Mexico: Why is there not another Fairway field? (Part 2) (Master tesis): Ann Arbor, University of Michigan 80p..

Todd R. G. et Mitchum R. M. Jr., (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 8: Identification of Upper Triassic, Jurassic, and Lower Cretaceous seismic sequences in Gulf of Mexico and offshore west Africa, in Payton. C. E., ed., Seismic stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration. American Ssociation of Petroleum geologists Memoir 26, p.145-163.

Torres R., Ruiz J., Patchett P.J. et Grajales N.J.M., (1999). A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstruction of southern North America, *in*: Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico. Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper. 340, p.1-58.

Trauth F., (1917). Das Eoz.nvorkommem bei Radstadt im Pongau und seine Beziehungen zu den Gleichalterigen Ablagerungen bei Kirchberg am Wechsel und Wimpassing am Leithagebirge. Denkschriften der mathem.-naturw. Klasse, Wien, 95, p.171-278.

Trejo M., (1960). La Familia Nanoconidae y su alcance estratigráfico en América (protozoa incerta saedis). Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. V.12, p.259-314.

Trejo, M., (1969). *Conusphaera mexicana*, un nuevo cocolittoforido del Jurasico superior de México. Instituto Mexicano del Petróleo. Rev. 1(4), p.5-15.

Trejo, M., (1972). Nuevos Tintinidos del Aptiano superior de México. Instituto Mexicano del Petroleo, Rev. 4(3), p.80-87.

Trejo M., (1975). Zonificacion del limite Aptiano-Albiano de México. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo. V.7, p. 6-29.

Tyson R.V. et Funnel B.M., (1990). European Cretaceous shorelines, satge by stage. In : Ginsburg R. N. et Beaudon B. eds., Cretaceous resources, events and rhytms, NATO ASI, 304, p.237-272.

Vail P.R., Hardenbol J. et Todd R.G., (1984). Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy, in Schlee, J.S.. ed., Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation. American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p.129-144.

Valdez-Moreno G., (2001). Geoquímica y petrología de las rocas ígneas de los Campos Volcánicos de Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología [Tesis de Maestría], 128 p.

Veevers J.J. et Powell C. McA. Editors, (1994). Permian-Triassic Pangean Basins and Foldbelts along the Panthalassan Margin of Gondwanaland. Geol. SOC. Am. Memoir 184, Boulder, Colorado, U.S.A.. 368 p. ISBN O-8 137-l 184-3.

Van Der Voo R., Mauk F.J. et French, R.V., (1974). Permian Triassic continental configurations and the origin of the Gulf of Mexico. Geology, V.4, p.177-180.

Védrine S., (2007). Hig-frequency Paleoenvironmental changes in mixed carbonate-siliciclastic sedimentary systems (Late oxfordian, Switzerland, France, and southern germany). Thèse pour l'obtention du grade *Doctor rerum naturalium*, Departement de Geosciens Sciences de la Terre Universite de Fribourg (Suisse).

Védrine S. et Spezzaferri S., (2007). *Mohlerina Basilensis* (Benthic Foraminifer) and *Bacinella-Lithocodium* oncoids : Paleoenvironmental and paleoecological, implications (Late Oxfordian, Swiss Jura). Geophysical Research Abstracts. V.9, 02957.

Vega-Vera F.J. et Perrilliat M.C., (1989b). La presencia del Eoceno marino en la cuenca de la Popa (Grupo Difunta), Nuevo León: orogenia post-Ypresiana: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, V.8, p.67-70.

Viniegra F.O., (1963). Geología del Macizo de Teziutlan y de la cuenca Cenozoica de Veracruz. Boletin de la Asociacion Mexicana de Géologos Petroleros. V.XIII, p.145-171.

Viniegra F.O., (1966). Paleogeografía y tectonica del Mesozoico en la Provincia de la Sierra Madre y el Macizo de Teziutlan. Boletin de la Asociacion Mexicana de Géologos Petroleros. V.18, p. 145-171.

Viniegra F., (1981). Great carbonate bank of Yucatan southern Mexico. J. Petrol. Geol. V.3, p.247-278.

Wall R.J., Murray E.G. et Diaz T., (1961). Geologic occurrence of intrusive gypsum and its effects on structural forms in Coahuila, original folded province of northeastern Mexico: American Association Petroleum Geologists Bulletin. V. 45, N°.9, p.1 504-1 522.

Ward W.C., (1999). Relationship of Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous coarse-grained siliciclastic rocks to Lower Cretaceous coral-ref limestone southeast of Coahuila Plateform, Northeastern Mexico in: Wilson J.L., Ward W.C. et Marret R.A. (ed.), Stratigraphy and Structure of the Jurassic and Cretaceous Plateform and Basin Systems of the Sierra Madre Oriental, Monterrey and Saltillo areas, Northeastern Mexico, Field book and related papers, South Texas Geological Society. p. 99-106.

Watts K.F., (1985). Evolution of a Carbonate slope facies along a south tethyan continental margin : Sumeini Group and Qumayrah facies of the Multi Formation, Oman, PHD Univ. California, Santa Cruz.

Weidie A.E. Jr. et Murray G.E., (1961). Tectonics Parras Basin states, of Coahuila and Nuevo Leon, Mexico. Gulf Coast Associations of Geological Societies Transactions, V.2, p.47-56.

Weidie A.E. Jr. et Murray G.E., (1967). Geology of Parras Basin and adjacent areas of northeastern of Mexico. American Association Petroleum Geologists Bulletin. V.51, p.678-695.

Weidie A.E. Jr. et Wolleben J.A., (1969). Upper Jurassic stratigraphic relations near Monterrey, Nuevo Leon, Mexico. American Association Petroleum Geologists Bulletin. V.53, p.2418-2420.

Weissert H., (1989). C isotope stratigraphy, a monitor of palaeoenvironmental change : a case study from Early Cretaceous , Survey in Geophys, 10, p.1-61.

Wernli R. et Fooks E., (1992). *Troglotella Incrustans* n. gen., n. sp., un étrange et nouveau foraminifère calcicavicole du complexe récifal kimméridgien de Saint-Germain-de-Joux (Ain, France). Boll. Soc. Pal. Italiana, vol. 31, p. 95-103.

Williams D.F., (1988). Evidence for and against sea-level changes from the stable isotopic records of the Cenozoic. In : Sea-level changes – An integrated approach, Soc. Econ . Paleont. Miner., spec. Publ. V.42, p. 31-36.

Wilson J.L., (1975). Carbonate facies in geologic history. Springer Verlag, New York, 471p.

Wilson J.L., (1981). Lower Cretaceous stratigraphy in the Monterrey Saltillo area. In Smith C., ed., Lower Cretaceous Stratigraphy and Structure, Northern Mexico. West texas Geological Society. Publication 81-74, p.78-84.

Wilson B.M., (1989). Igneous petrogenesis. London: Chapman & Hall, p.466.

Wilson J.L., (1990). Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern Mexico. A review, In Tucker M.E., Wilson J.L., Crevello P.D., Sarg

J.R., and Read J.F., eds., Carbonate platforms, facies, sequences and evolution. International Association of Sedimentologists Special Publication 9, p.235-255.

Wilson J.L. et Pialli G., (1977). A Lower Cretaceous shelf margin in northern Mexico in: Bebout D.G. and Loucks R.G., eds., Cretaceous carbonate of Texas and Mexico: University of Texas Bureau of Economic Geology Report of Investigations.89, p.302-360.

Wilson J.L., Ward W.C. et Finneran J.M., (1984). Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems Monterrey-Saltillo area, Northeast Mexico. A field Guide to Annual Meeting of the American Association of petroleum geologists/Society and soc. of Econ. Paleontologists and Mineralogists, Foundat, 76 p.

Wilson J.L. et Ward W.C., (1993). Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east central Mexico. In Simo J.A., Scott R.W., and Masse J.P., eds., Cretaceous carbonate platforms: American Association Petroleum Geologists Bulletin. Memoir 56, p.35-50.

Winkler C.D. et Buffler R.T., (1988). Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean). American Association Petroleum Geologists Bulletin. V.72, N°3, p.318-346.

Wolleben J.A. et Murray G.E., (1959). Prliminary report on the structure of the Parras Basin in the vicinity of Saltillo, Coahuila. South Texas Geological Society, Field Trip Guidebook, p.B1-B9.

Ye H., (1997). The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the Southwestern North America continental margin: in: Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico. American Association of Petroleum Geologists Field Trip # 10, p.85-115.

Young, K., (1969). Ammonite zones of northern Chihuahua, *in* Guidebook of the border region, Chihuahua and the United States: Sante Fe, Northern Mexico Geological Society, 97-101.

Young K., (1974). Lower Albian and Aptian (Cretaceous) ammonites in Texas. In: Perkins B.F. eds., Aspects of Trinity Division Geology: Geosciences and Man, V.8, p.175-228.

Young K., (1977). Middle Cretaceous rocks of Mexico and Texas. In: Bebout D.G. and Loucks R.G., eds., Cretaceous carbonate of Texas and Mexico: University of Texas Bureau of Economic Geology Report of Investigations 89, p.325-332.

Young K., (1978). Lower Cenomanian and late Albian (Cretaceous) ammonites, especially Lyelliceridae, of Texas and Mexico. Texas Memorial Museum Bulletin 26, 99p.

Young K., (1984). Biogeography and stratigraphy of select middle Cretaceous rudists of southwestern North America. Oxatepec, Mexico, Memoria III Congreso latinoamericano de Paleontologia, V.3, p.341-360.

Young K., (1988). *Karakaschiseras* and the late Valanginan of northern Mexico and Texas. In: Wiedmann J. and Kullmann J., eds., Cephalopods-Present and past. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, p.621-632.

Yurewicz D. A., Marler T. B., Meyerholtz K. A. et Siroky F. X., (1993). Early Cretaceous carbonate plataforms, north rim of the Gulf of Mexico, Mississippi and Louisiana, *in*: Simo, J. A. T., Scott, R. W., and Masse, J. P., eds., Cretaceous carbonate plataforms. Ammerican Association of Petroleum Geologists Memoir 56, p.81-96.

NB: Les ouvrages qui ont été les plus utilises pour rédiger ce texte sont ceux de Arnaud-Vanneau A., (1979) Arnaud-Vanneau A., (1980) ; celui de Tardy M., (1980) et celui de Chavez-Cabello (2005).

ANNEXES A

PLANCHES

PLANCHES

FORAMINIFERES BENTHIQUES

Planche 1

Figure 1- *Andersenolina molesta*, échantillon C51 (x100).

Figure 2- *Andersenolina molesta*, échantillon C47 (x100).

Figure 3- *Andersenolina molesta*, échantillon C51 (x100).

Figure 4- *Andersenolina* sp. cf. *A. molesta* échantillon C29 (x100)

Figure 5- *Andersenolina* sp. cf. *A. molesta* échantillon C16B (x100).

Figure 6- *Andersenolina* sp. échantillon C17B (x100).

Figure 7- *Andersenolina* sp. échantillon C23B (x100).

Figure 8- *Andersenolina* sp. échantillon C54 (x100).

Figure 9- *Andersenolina histeri* échantillon C23B (x100).

Figure 10– *Arenobulimina* cf. *meltae* échantillon C52 (x100).

Figure 11– *Arenobulimina* cf. *meltae* échantillon C54 (x100).

Planche 1

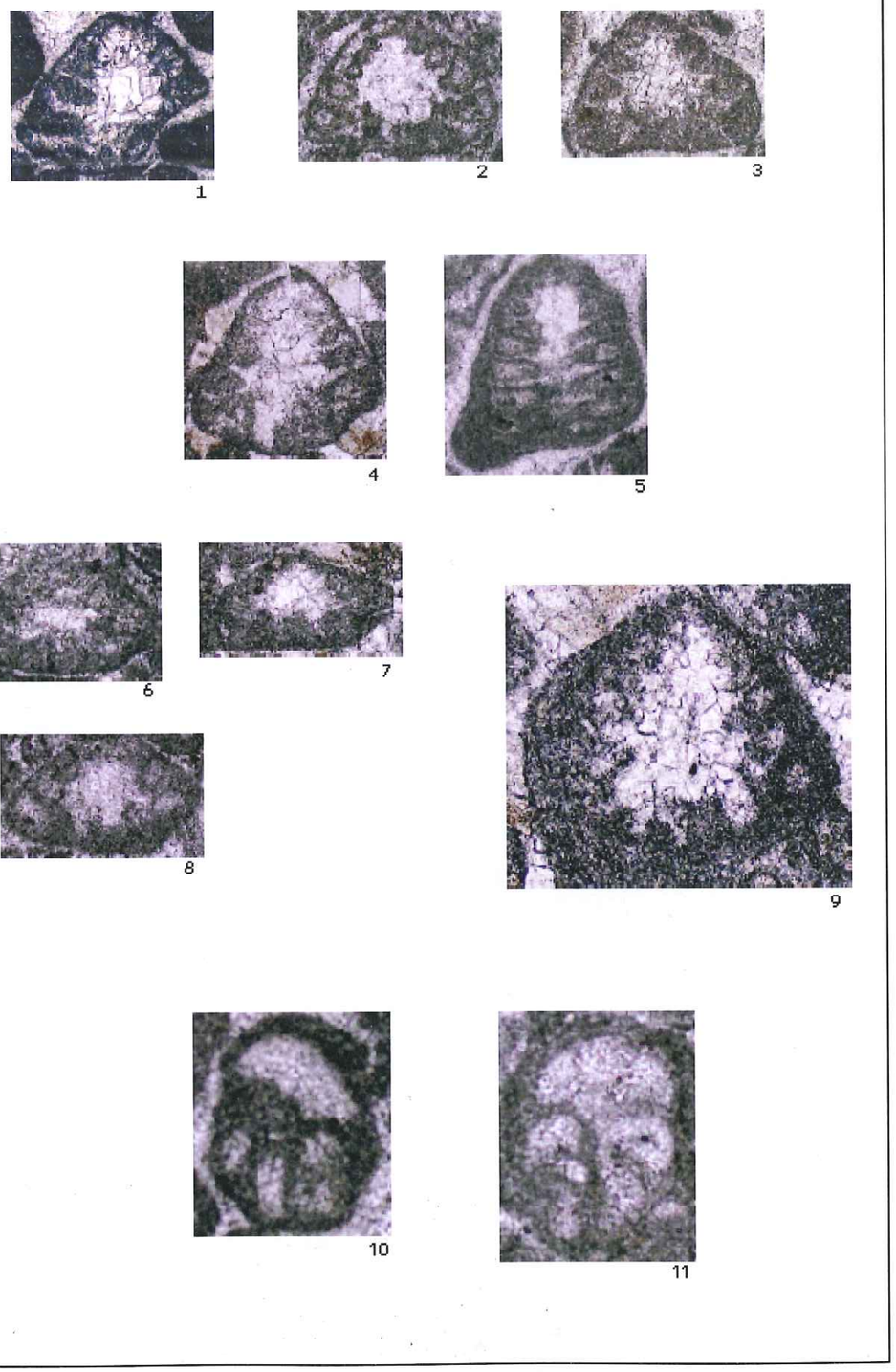


Planche 2

Figure 1- *Charentia* sp. cf. *C. nana* échantillon C98A (x100).

Figure 2- *Charentia* sp. cf. *C. nana* échantillon C100 (x100).

Figure 3- *Choffatella decipiens* échantillon C168 (x50).

Figure 4- *Choffatella decipiens* échantillon C101B (x50).

Figure 5- *Choffatella decipiens* échantillon C100 (x50).

Figure 6- *Choffatella decipiens* échantillon C102 (x50).

Figure 7- *Choffatella decipiens* échantillon C100 (x50).

Figure 8- *Cuneolina* sp. échantillon C81A (x50).

Figure 9- *Cuneolina* sp. échantillon C133B (x50).

Figure 10- *Daxia* sp. cf.. *minima* échantillon C32 (x50).

Figure 11- *Earlandia* ? *conradi.* échantillon C56A (x 100).

Figure 12- *Earlandia* ? *conradi* échantillon C56A (x 100).

Figure 13- *Earlandia* ? *conradi* échantillon C56A (x 100).

Figure 14- *Feurtillia* sp. échantillon C29 (x100).

Planche 2

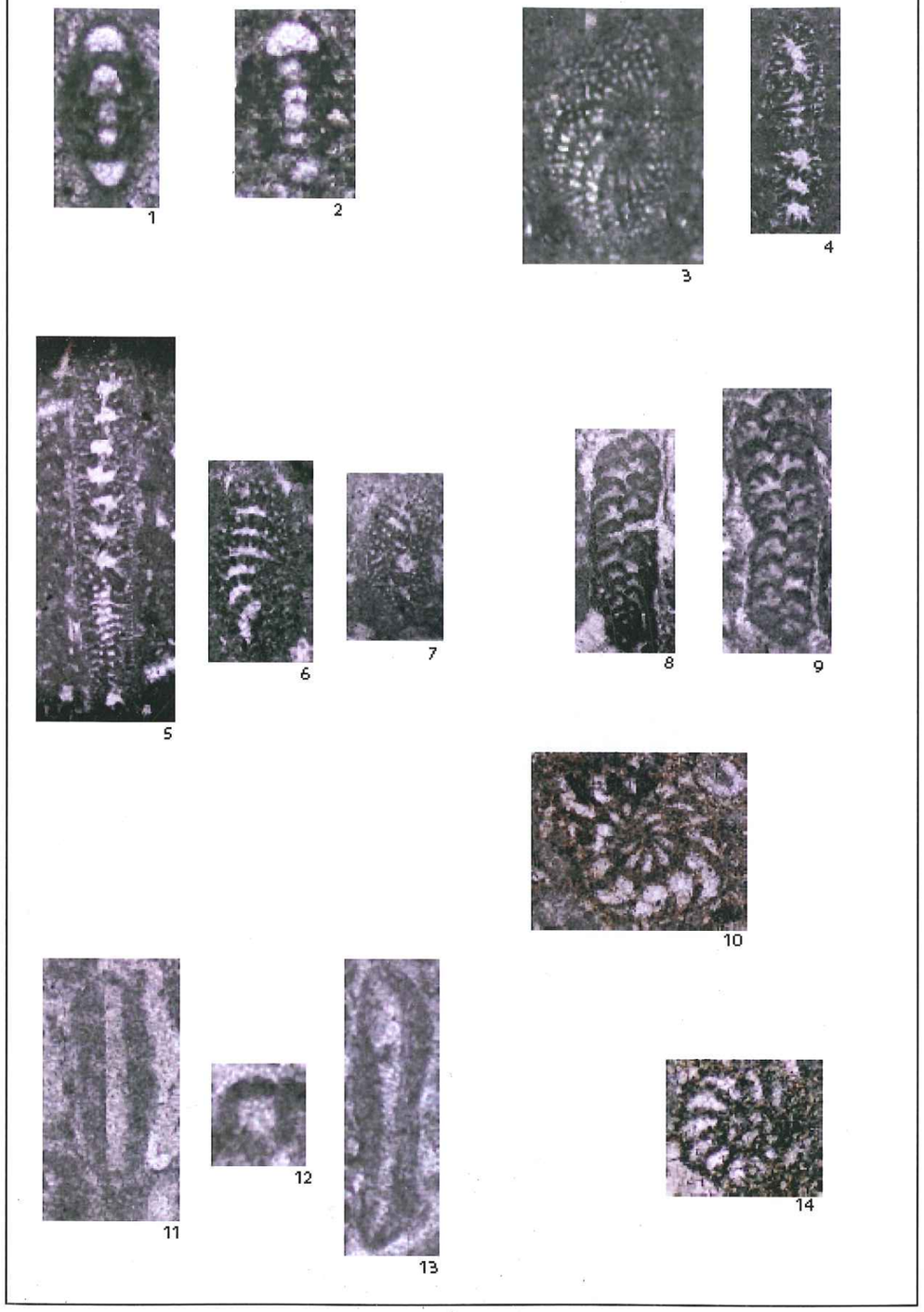


Planche 3

Figure 1- *Glomospira* glomerosa échantillon C186 (x100).

Figure 2- *Glomospira* glomerosa échantillon C179A (x100).

Figure 3- *Glomospira* glomerosa échantillon C179A (x100).

Figure 4- *Glomospira* glomerosa échantillon C179A (x100).

Figure 5- *Glomospira* glomerosa échantillon C4 (x100).

Figure 6- *Glomospira* sp. cf. G. *urgoniana* échantillon C186 (x100).

Figure 7- *Glomospira* sp. cf. G. *urgoniana* échantillon C4 (x100).

Figure 8- *Glomospira* sp. cf. G. *watersi* échantillon C186 (x100).

Figure 9- *Glomospira* sp. cf. G. *watersi* échantillon C4 (x100).

Figure 10- *Haplophragmoides joukowskyi* échantillon C184 (x100).

Figure 11- *Haplophragmoides joukowskyi* échantillon C17C (x100).

Figure 12- *Haplophragmoides joukowskyi* échantillon C17B (x100).

Figure 13- *Lenticulina (Saracenaria*) sp. échantillon C9 (x100).

Figure 14- *Lenticulina (Lenticulina*) *espitalei* échantillon C4 (x100).

Figure 15- *Lituola strogguloides* échantillon C174 (x100).

Figure 16- *Lituola strogguloides* échantillon C81B (x100).

Figure 17- *Lituola strogguloides* échantillon C181 (x100).

Figure 18- *Lituola strogguloides* échantillon C148 (x100).

Planche 3

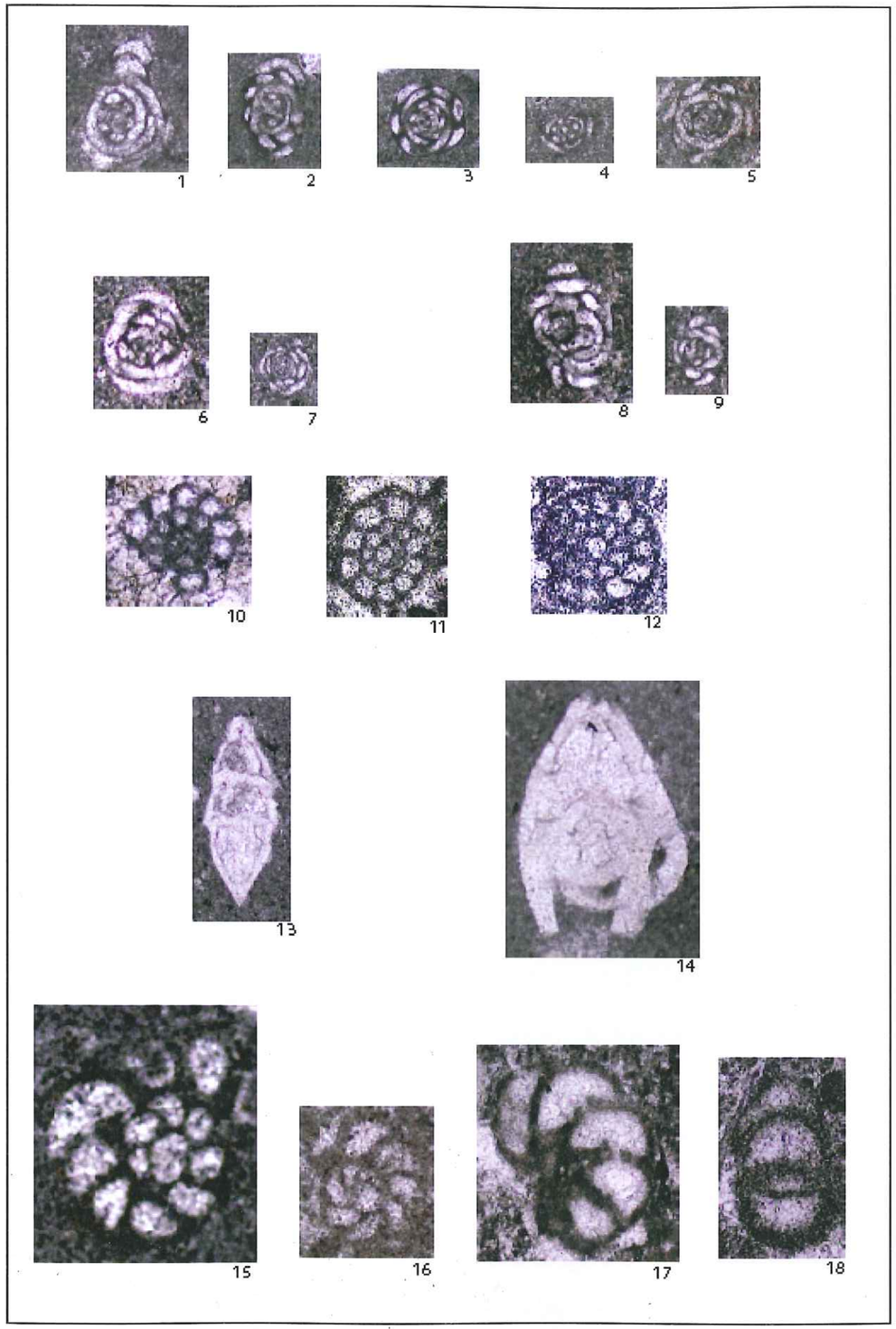


Planche 4

Figure 1- *Massilina* sp. échantillon C63 (x100).

Figure 2- *Mayncina bulgarica*. échantillon C98A (x100)

Figure 3- *Maycina bulgarica*. échantillon C106 (x100).

Figure 4- *Mayncina bulgarica*. échantillon C18 (x100).

Figure 5- *Mayncina bulgarica.* échantillon C101 (x100).

Figure 6- *Mayncina bulgarica.* échantillon C29 (x50).

Figure 7- *Montsalevia salevensis*. échantillon C6 (x100).

Figure 8- *Montsalevia* sp. échantillon C17C (x100).

Planche 4

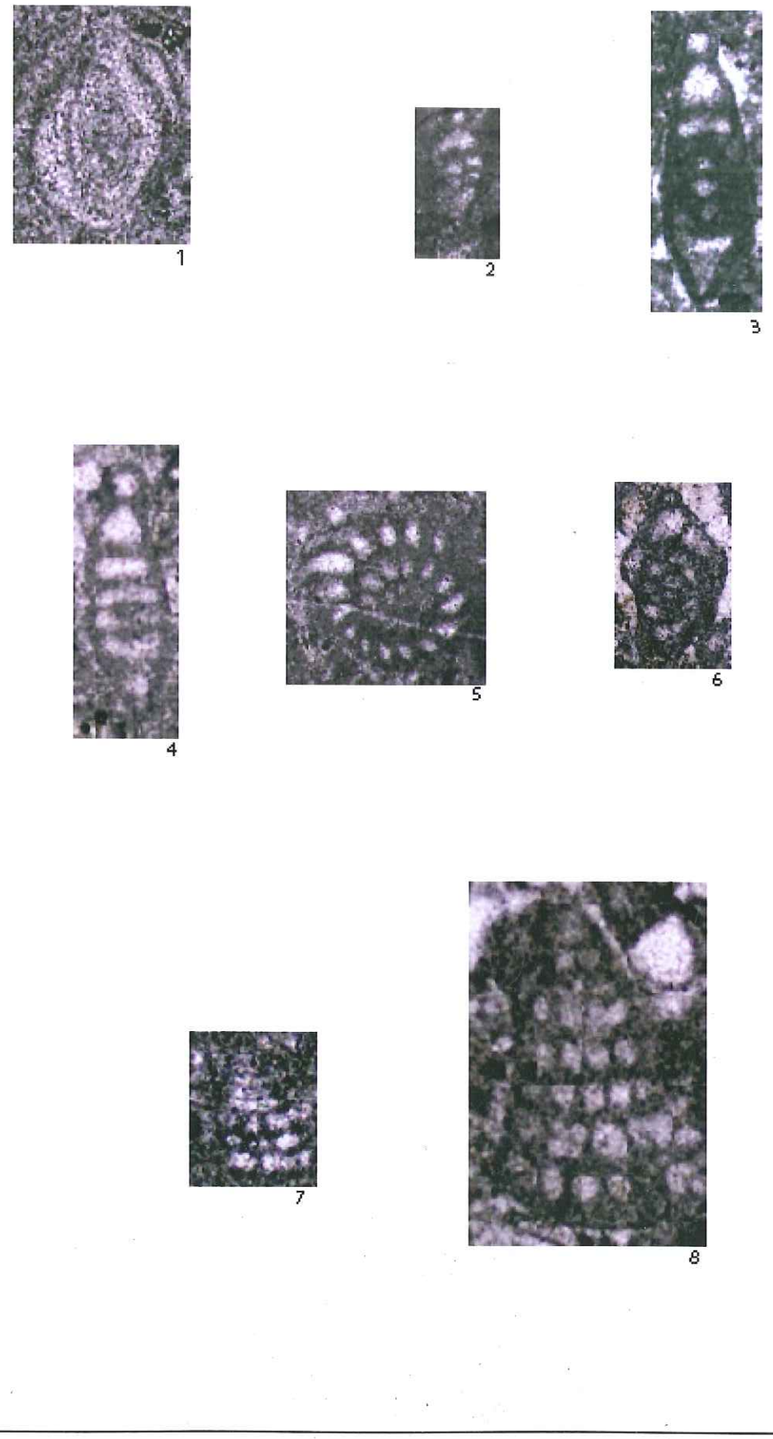


Planche 5

Figure 1- *Nautiloculina bronnimanni ?* échantillon C100 (x100).

Figure 2- *Nautiloculina bronnimanni ?* échantillon C99B (x100).

Figure 3- *Neotrocholina cf. N. fribourgensis* échantillon C11 (x100).

Figure 4- *Neotrocholina cf. N. fribourgensis* échantillon C9 (x100)

Figure 5- *Neotrocholina ?* sp. échantillon C4 (x100).

Figure 6- *Neotrocholina ?* sp. échantillon C5 (x100).

Figure 7- *Neotrocholina infragranulata* échantillon C120 (x100).

Figure 8- *Neotrocholina infragranulata* échantillon C120 (x100).

Figure 9- *Neotrocholina infragranulata* échantillon C56A (x100).

Planche 5

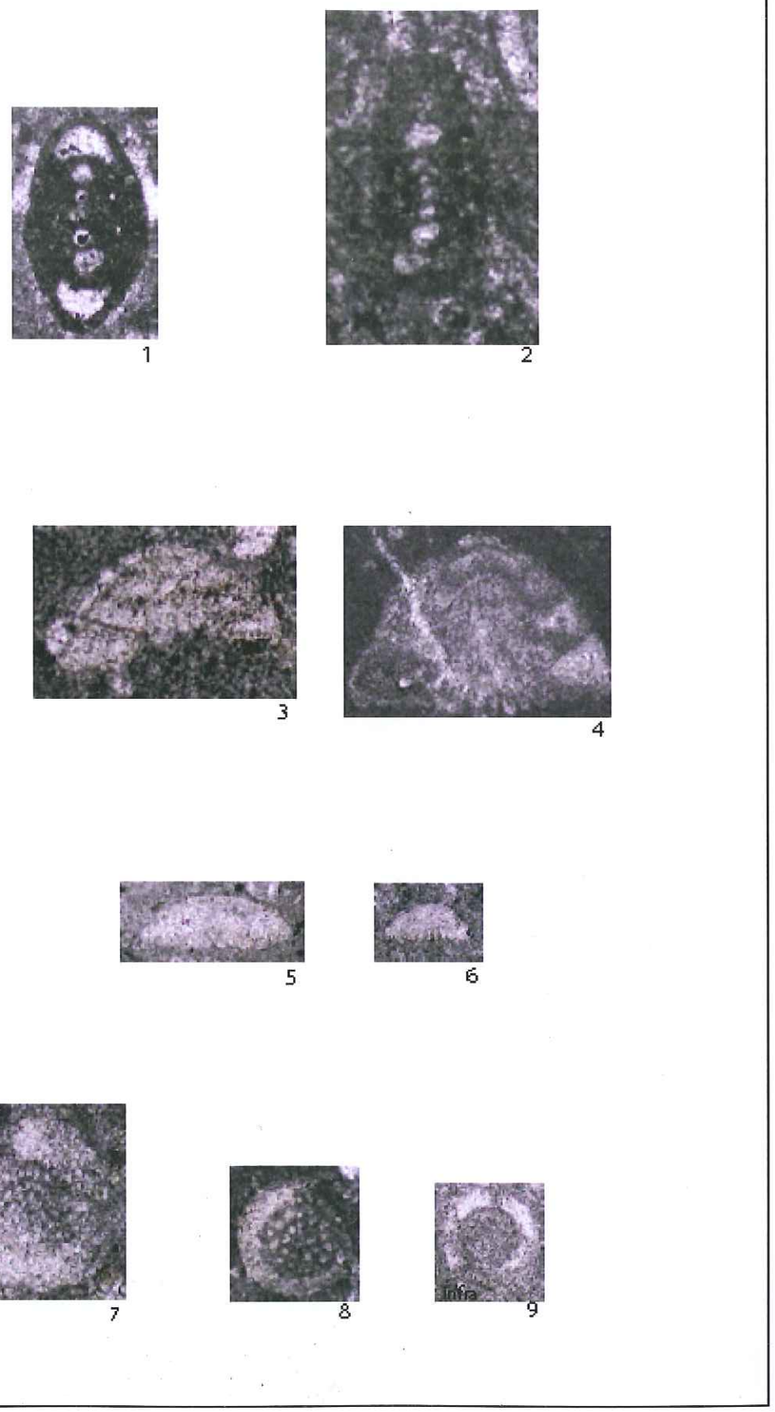


Planche 6

Figure 1- *Nezzazata* sp. cf. *Nezzazata isabellae* échantillon C148 (x100).

Figure 2- *Nezzazata* sp. cf. *Nezzazata isabellae* échantillon C127 (x100).

Figure 3- *Nezzazata* sp. cf. *Nezzazata isabellae* échantillon C178 (x100).

Figure 4- *Nezzazata* sp. cf. *Nezzazata isabellae* échantillon C102 (x100).

Figure 5- *Nezzazata* sp. cf. *Nezzazata isabellae* échantillon C108 (x100).

Figure 6- *Nezzazata* sp. échantillon C179A (x100).

Figure 7- *Nezzazata* sp. échantillon C179B (x100).

Figure 8- *Nezzazata* sp. échantillon C179B (x100).

Figure 9- *Nodosaria* sp. échantillon C9 (x100).

Figure 10- *Nodosaria* sp. échantillon C7 (x100).

Figure 11- *Novalesia* sp. échantillon C179A (x100).

Figure 12- *Novalesia* sp. échantillon C179A (x100).

Figure 13- *Novalesia*? sp. échantillon C16B (x100).

Figure 14- *Novalesia?* sp. échantillon C81B (x100).

Figure 15- *Patellovalvulina patruliusi* échantillon C114 (x100).

Figure 16- *Patellovalvulina patruliusi* échantillon C136B (x100).

Figure 17- *Patellovalvulina patruliusi* échantillon C52 (x100).

Planche 6

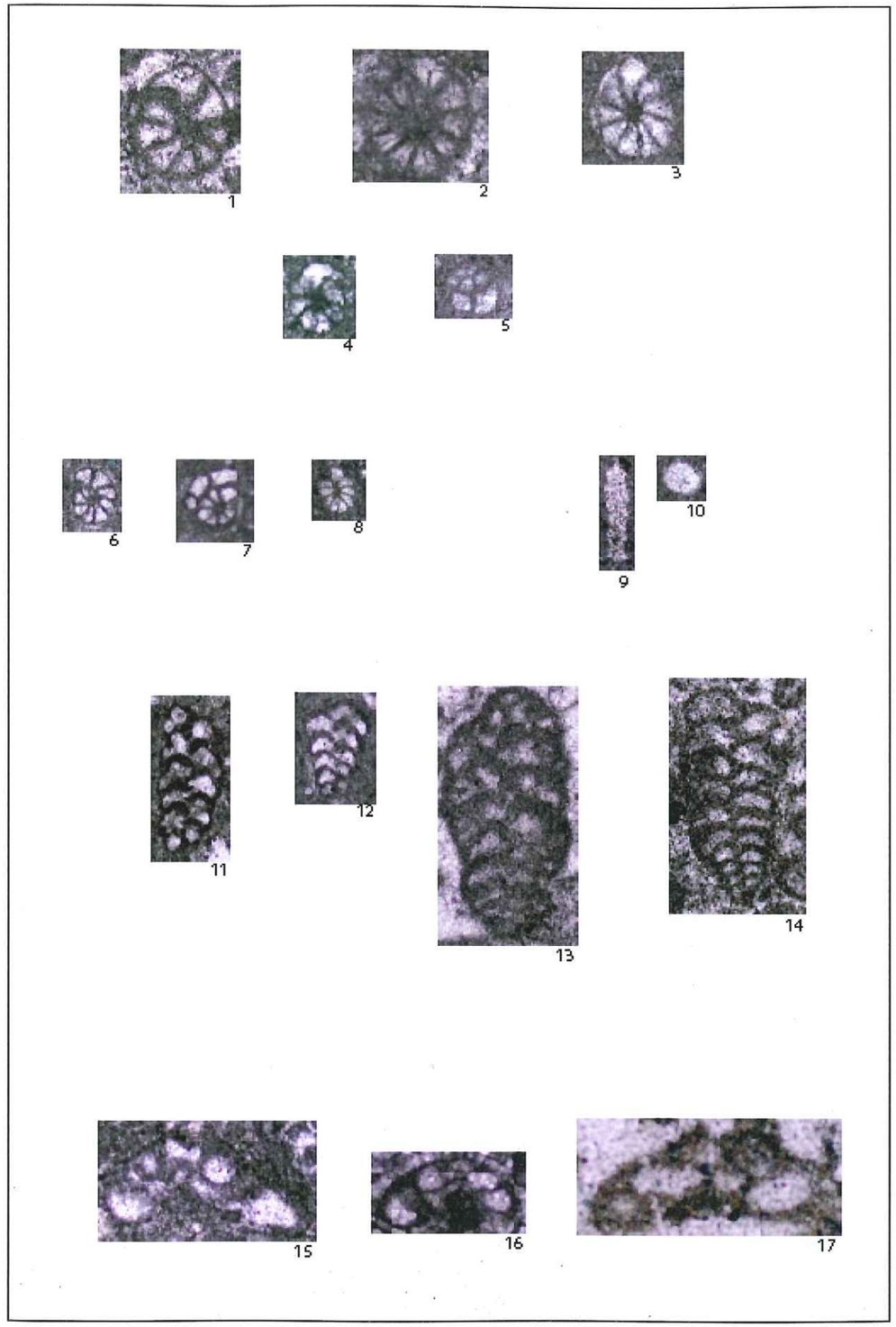


Planche 7

Figure 1- *Scythiolina* cf. *Scythiolina camposaurii* échantillon C151 (x50).

Figure 2- *Scythiolina* cf. *Scythiolina camposaurii* échantillon C151 (x50).

Figure 3- *Scythiolina* cf. *Scythiolina camposaurii* échantillon C81B (x50).

Figure 4- *Scythiolina* cf. *Scythiolina camposaurii* échantillon C81B (x50).

Figure 5- *Scythiolina* cf. *Scythiolina camposaurii* échantillon C151 (x50).

Figure 6- *Scythiolina* cf. *Scythiolina camposaurii* échantillon C151 (x50).

Figure 7- *Scythiolina* cf. *Scythiolina camposaurii* échantillon C151 (x50).

Figure 8- *Scythiolina* cf. *Scythiolina cuneata* échantillon C151 (x50).

Figure 9- *Scythiolina* cf. *Scythiolina cuneata* échantillon C151 (x50).

Figure 10- *Scythiolina* cf. *Scythiolina cuneata* échantillon C151 (x50).

Figure 11- *Troglotella incrustans* échantillon C81B (x100).

Figure 12- *Troglotella incrustans* échantillon C15 (x50).

Figure 13- *Valvulineria* ? sp.1 échantillon C9 (x100).

Figure 14- *Valvulineria* ? sp.1 échantillon C175 (x100).

Figure 15- *Valvulineria* ? sp.1 échantillon C102 (x100).

Figure 16- *Valvulineria* ? sp.1 échantillon C17 B (x100).

Figure 17- *Valvulineria* ? sp.1 échantillon C178A (x100).

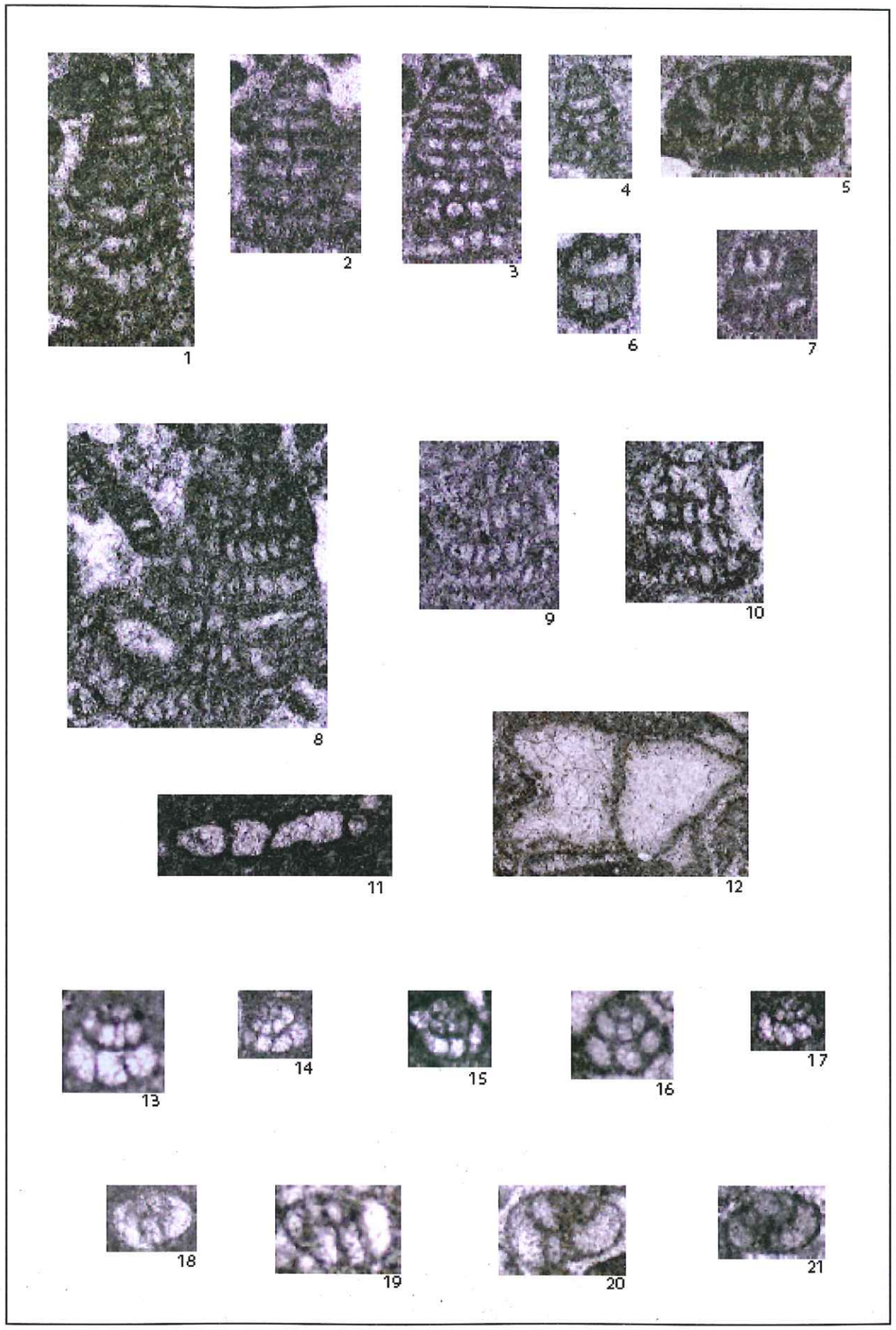
Figure 18- *Valvulineria* ? sp.2 échantillon C175 (x100).

Figure 19- *Valvulineria* ? sp.2 échantillon C42 (x100).

Figure 20- *Valvulineria* ? sp.2 échantillon C90 (x100).

Figure 21- *Valvulineria* ? sp.2 échantillon C127 (x100).

Planche 7



ALGUES DASYCLADALES

Planche 8

Figure 1- *Clypenia solkani* échantillon C155B (x100).

Figure 2- *Clypenia parasolkani* échantillon C155B (x100).

Figure 3- *Clypenia parasolkani* échantillon C96 (x100).

Figure 4- *Clypenia parasolkani* échantillon C15 (x100).

Figure 5- *Cylindroporella sp.* échantillon C18 (x50).

Figure 6- *Salpingoporella annulata* échantillon C15 (x100).

Figure 7- *Salpingoporella annulata* échantillon C15 (x100).

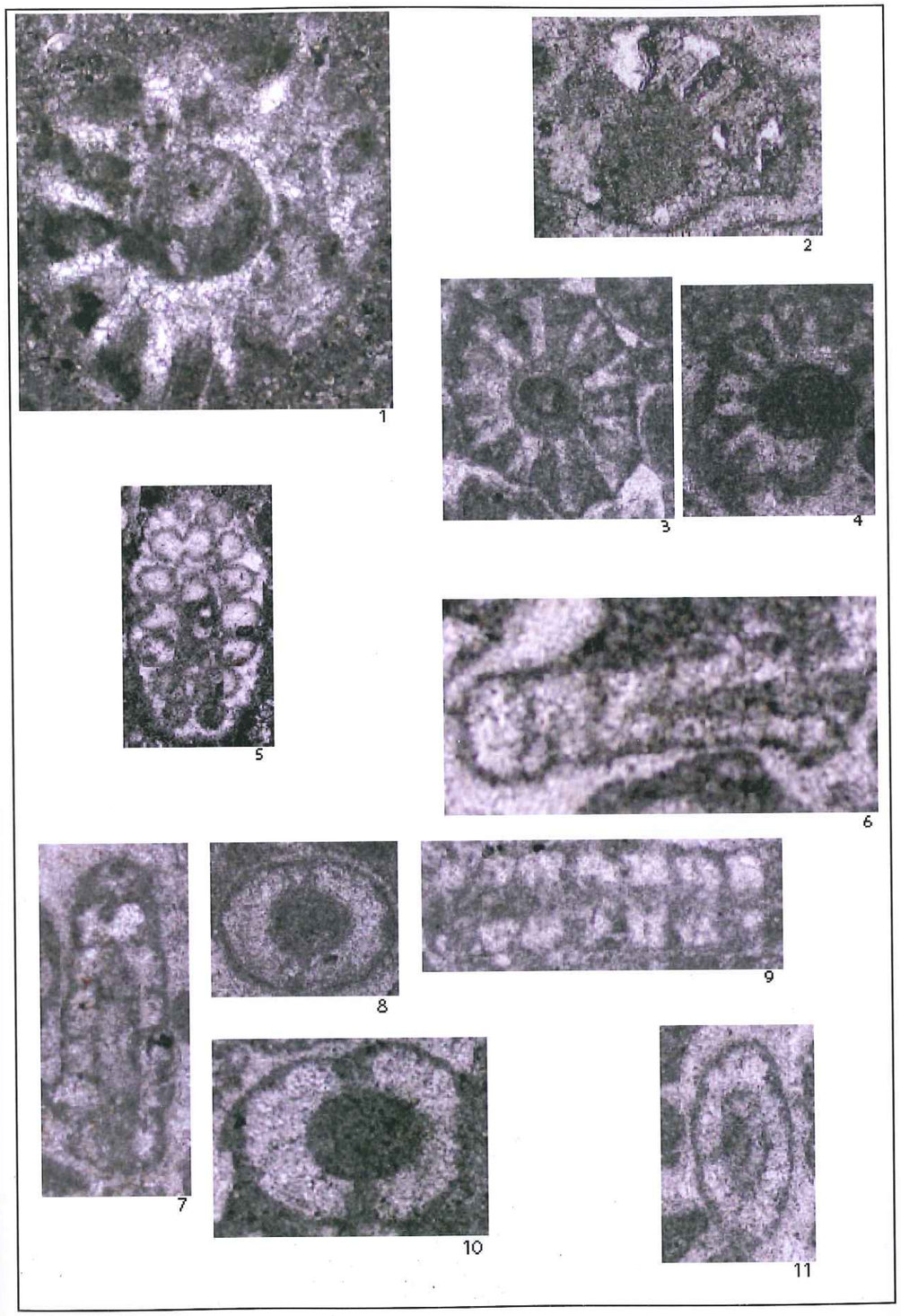
Figure 8- *Salpingoporella annulata* échantillon C15 (x100).

Figure 9- *Salpingoporella annulata* échantillon C15 (x100).

Figure 10- *Salpingoporella annulata* échantillon C15 (x100).

Figure 11- *Salpingoporella gr. muehlbergii* échantillon C15 (x100).

Planche 8



AUTRES ALGUES

Planche 9

Figure 1- *Bacinella irregularis* échantillon C23A (x50).

Figure 2- *Bacinella irregularis* échantillon C11 (x50).

Figure 3- *Cayeuxia* sp. échantillon C23A (x50).

Figure 4- *Lithocodium aggregatum* échantillon C101A (x50).

Figure 5- *Lithocodium aggregatum* échantillon C10B (x50).

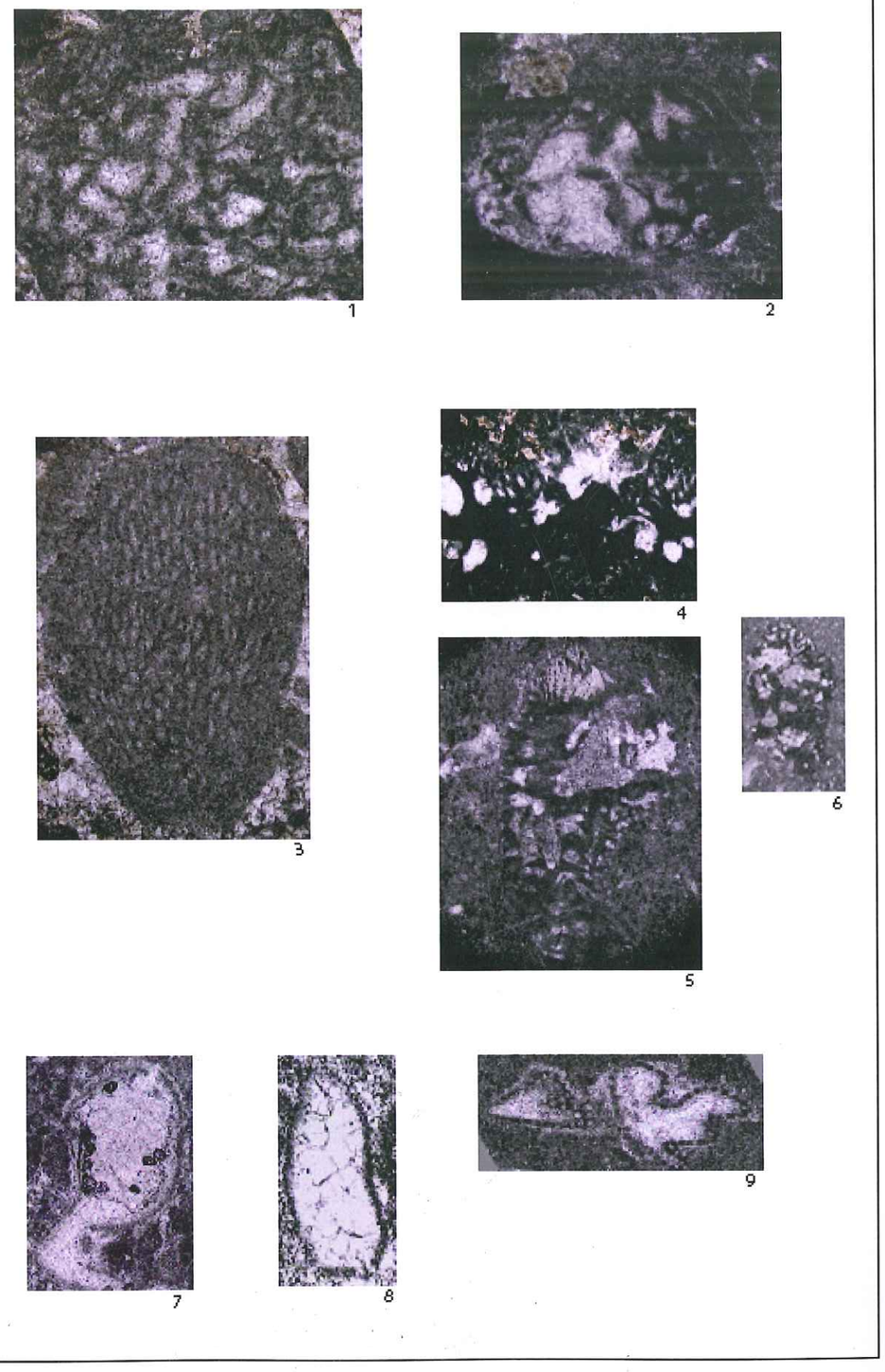
Figure 6- *Lithocodium aggregatum* échantillon C8 (x50).

Figure 7- *Thaumatoporella parvovesiculifera* échantillon C18 (x100).

Figure 8- *Thaumatoporella parvovesiculifera* échantillon C42 (x100).

Figure 9- *Thaumatoporella parvovesiculifera* échantillon C158 (x100).

Planche 9



AUTRES ORGANISMES

Planche 10

Figure 1- Calcispherulidae indet. échantillon C5 (x100 lumière directe).

Figure 1bis- Calcispherulidae indet. échantillon C5 (x100 lumière polarisée).

Figure 2- Calcispherulidae indet. échantillon C1 (x100).

Figure 3- Calcispherulidae indet. échantillon C1 (x100).

Figure 4- *Colomiella* échantillon C9 (x100).

Figure 5- *Colomiella* échantillon C1 (x100).

Figure 6- *Colomiella* échantillon C6 (x100).

Figure 7- *Colomiella* échantillon C10A (x100).

Figure 8- *Favreina dinarica* échantillon C163 (x50).

Figure 9- *Favreina dinarica* échantillon C163 (x50).

Figure 10- *Favreina dinarica* échantillon C163 (x50).

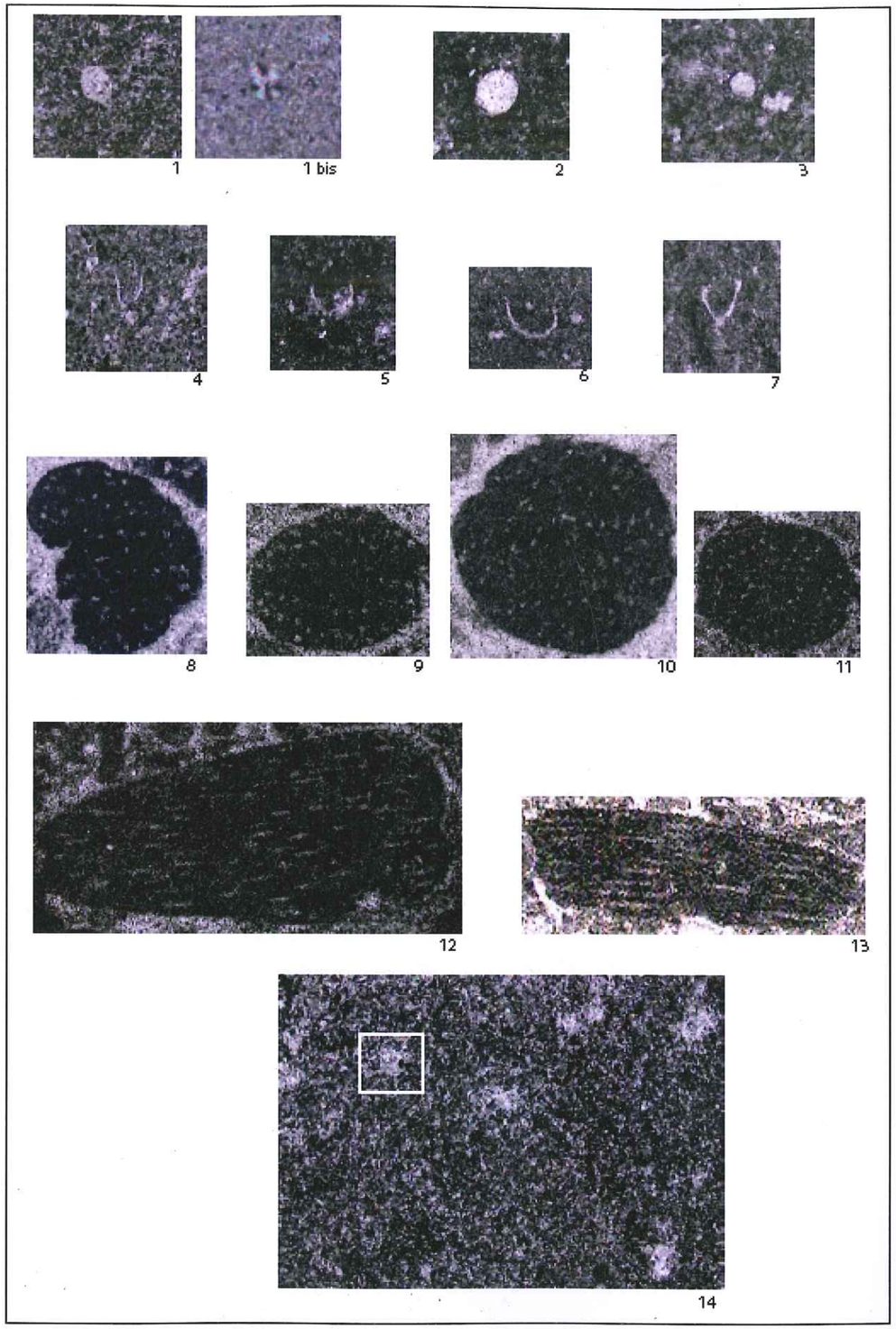
Figure 11- *Favreina dinarica* échantillon C163 (x50).

Figure 12- *Favreina dinarica* échantillon C163 (x50).

Figure 13- *Favreina dinarica* échantillon C17C (x50).

Figure 14- Radiolaires échantillon C14 (x100).

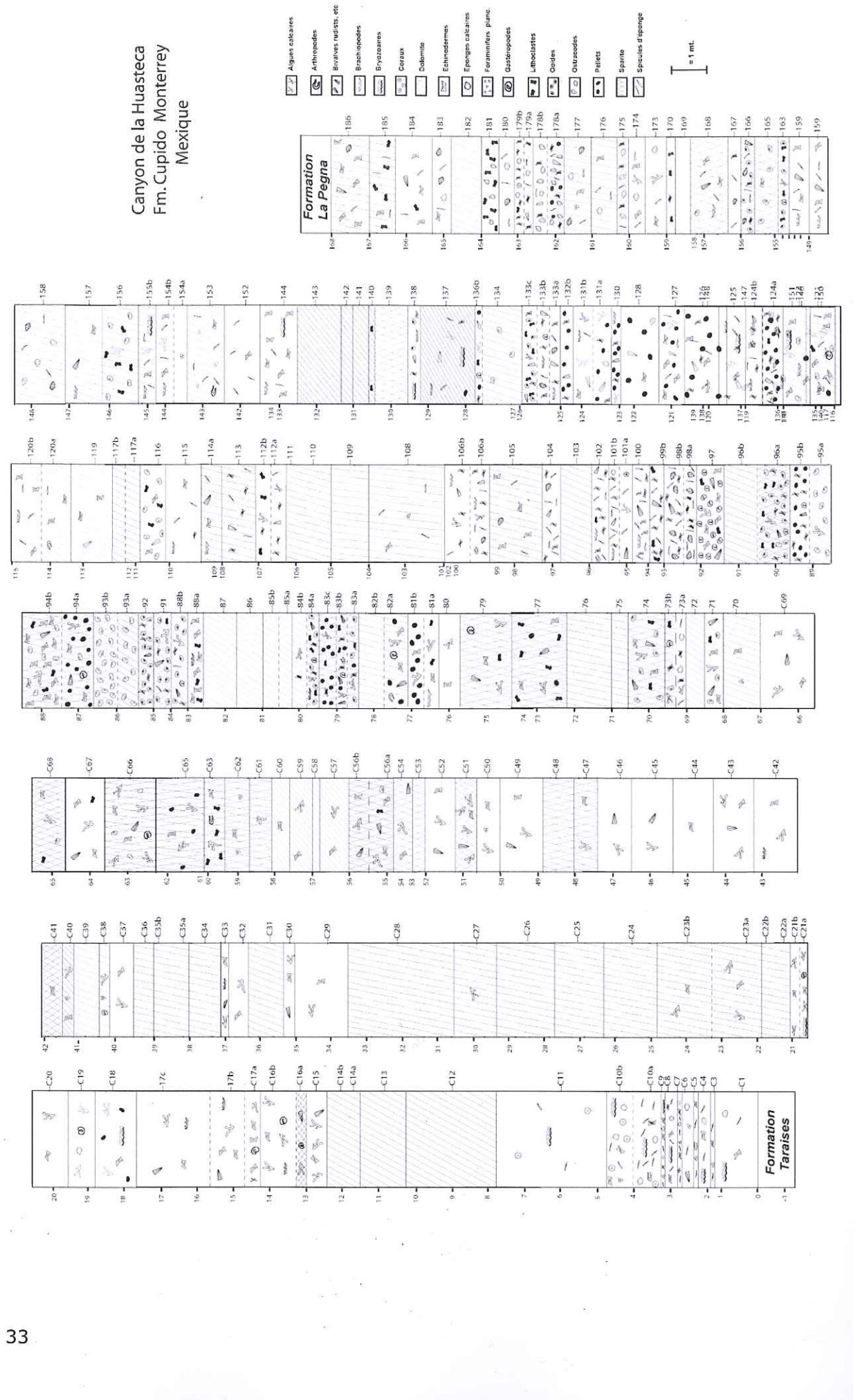
Planche 10



ANNEXES B

COLONNE STRATIGRAPHIQUE

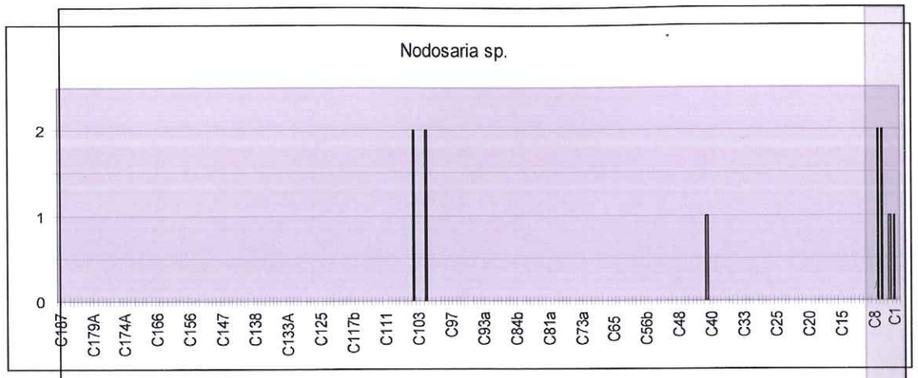
Canyon de la Huasteca
Fm. Cupido Monterrey
Mexique

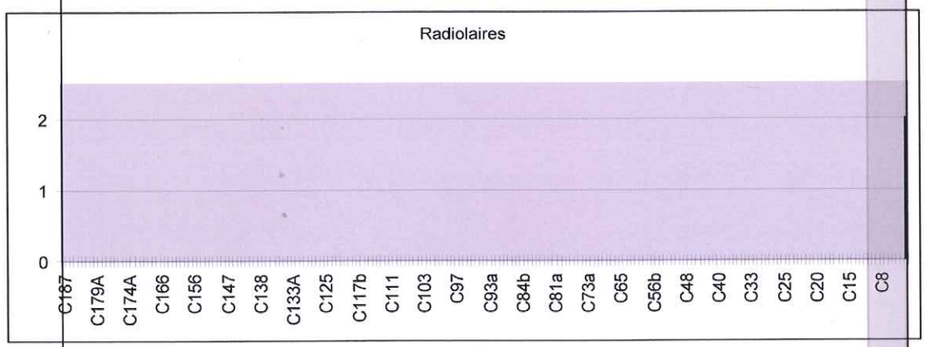


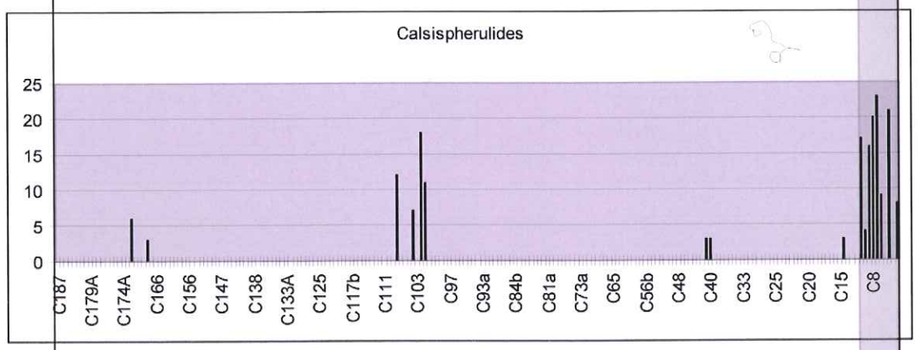
ANNEXES C

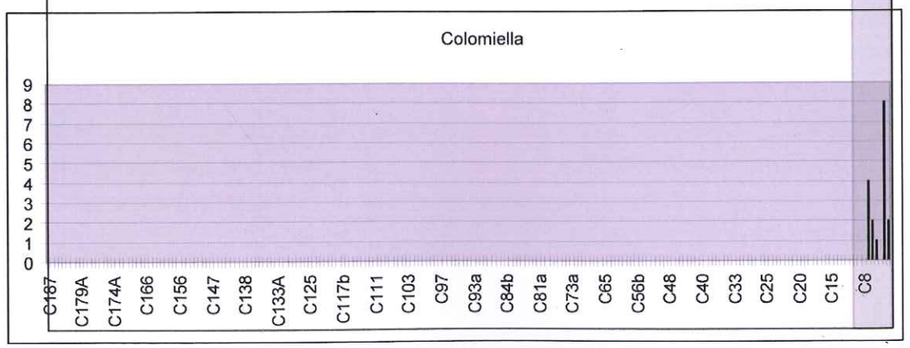
GRAPHIQUES

Assemblage I

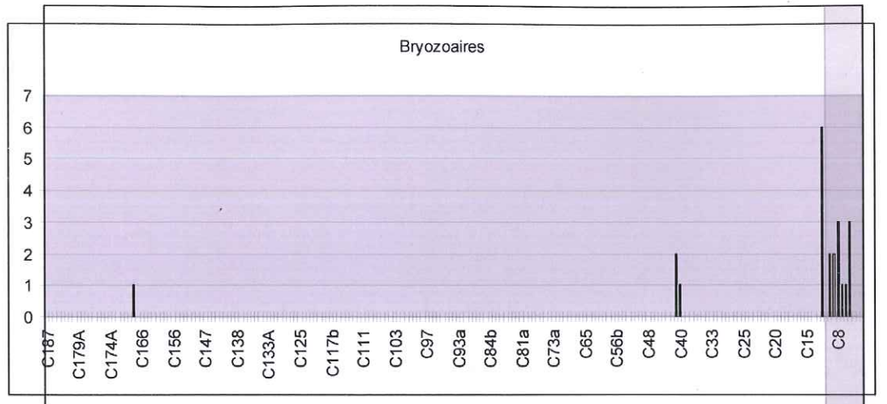


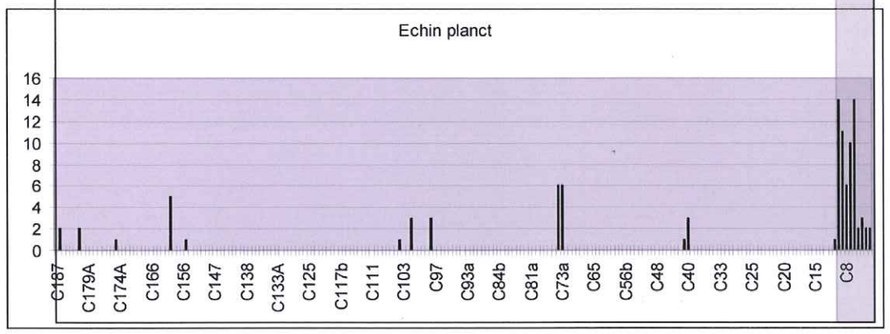




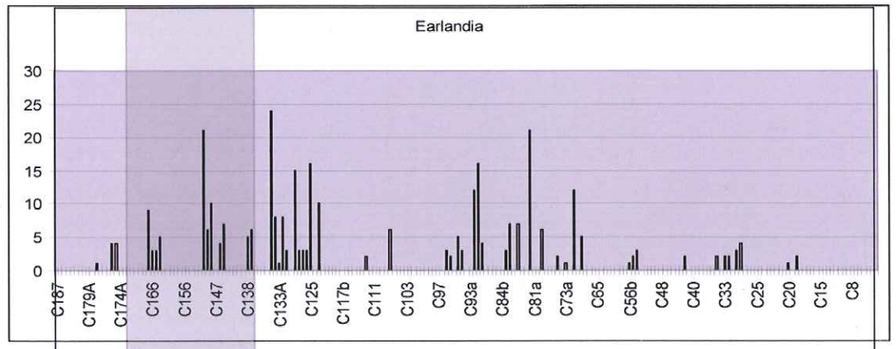


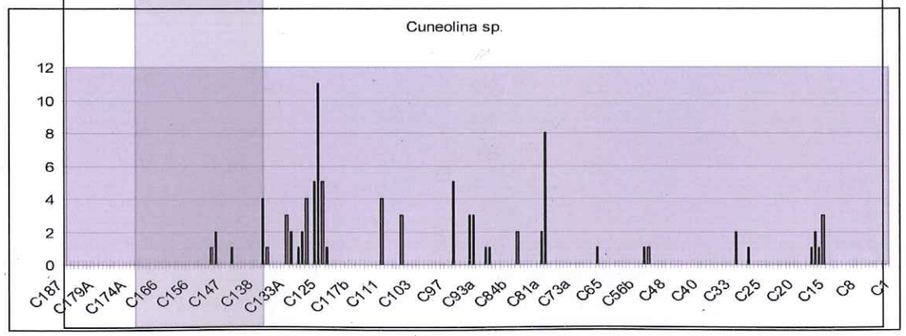
Assemblage I



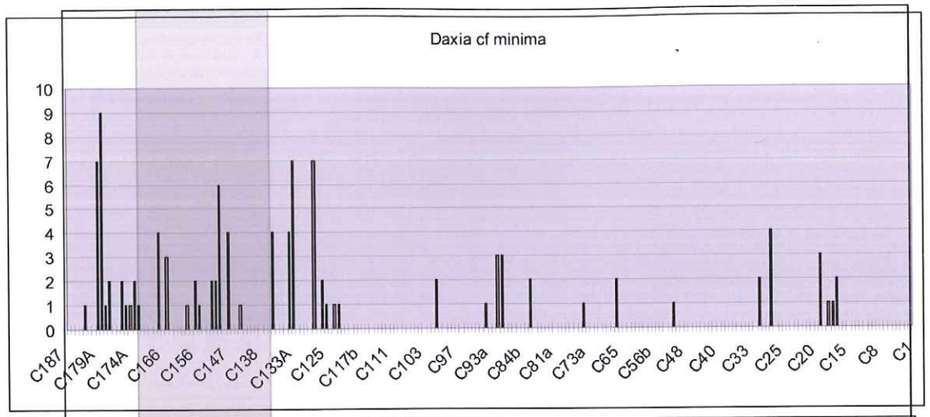


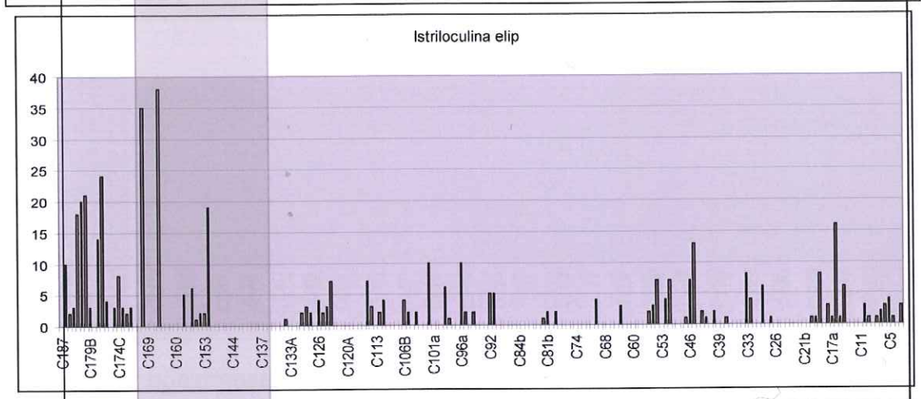
Assemblage II

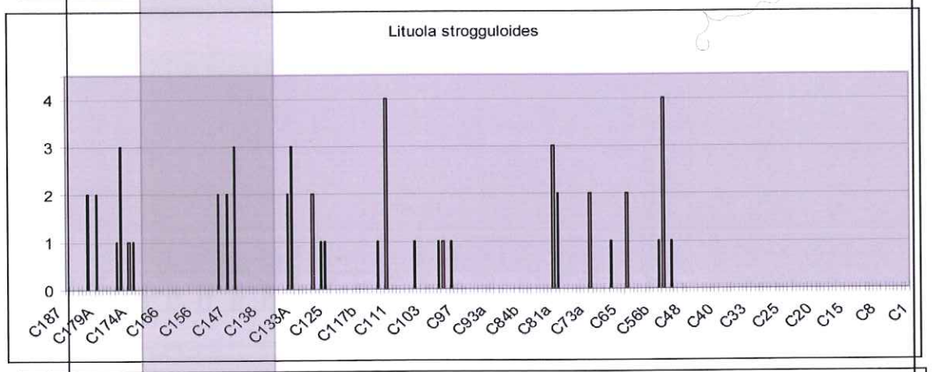


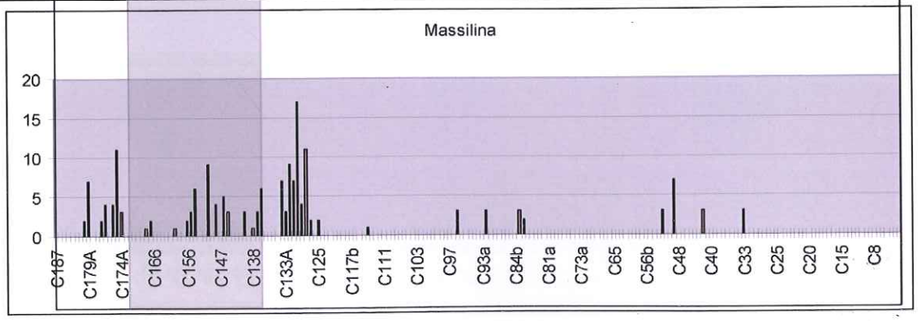


Assemblage II

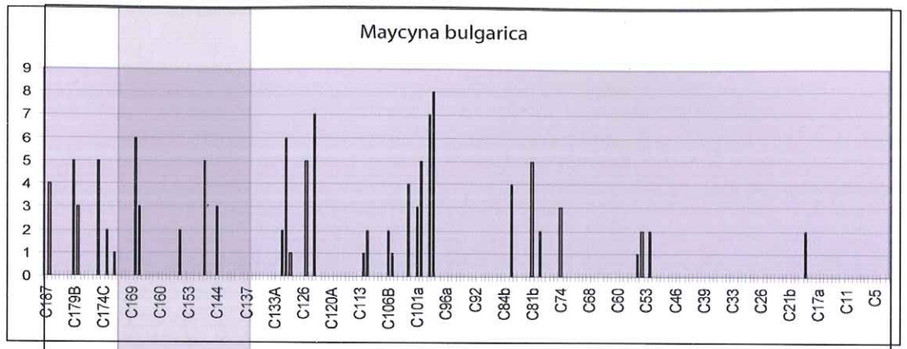


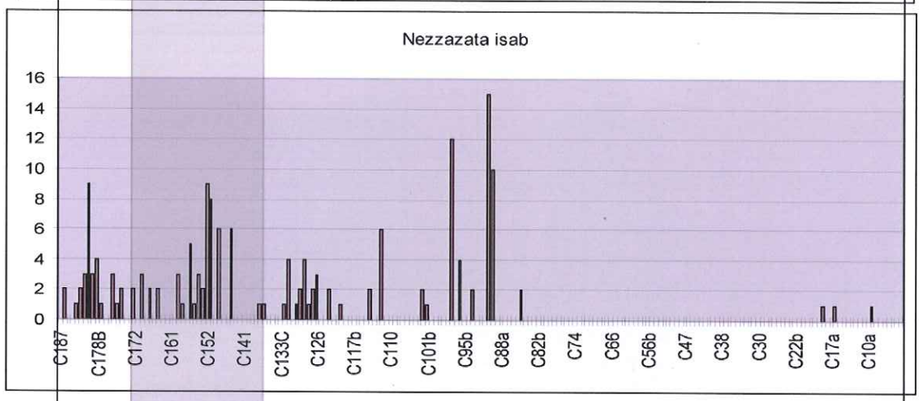


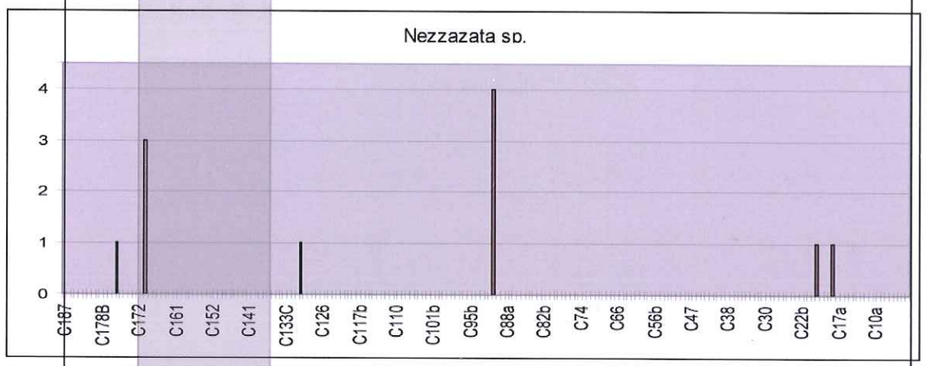


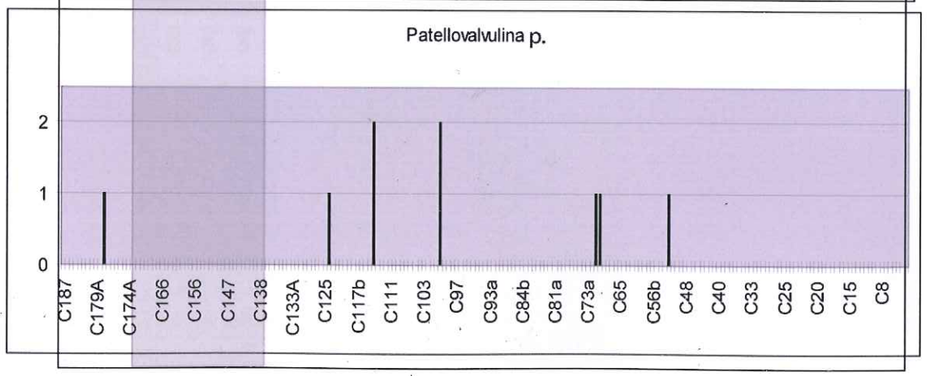


Assemblage II

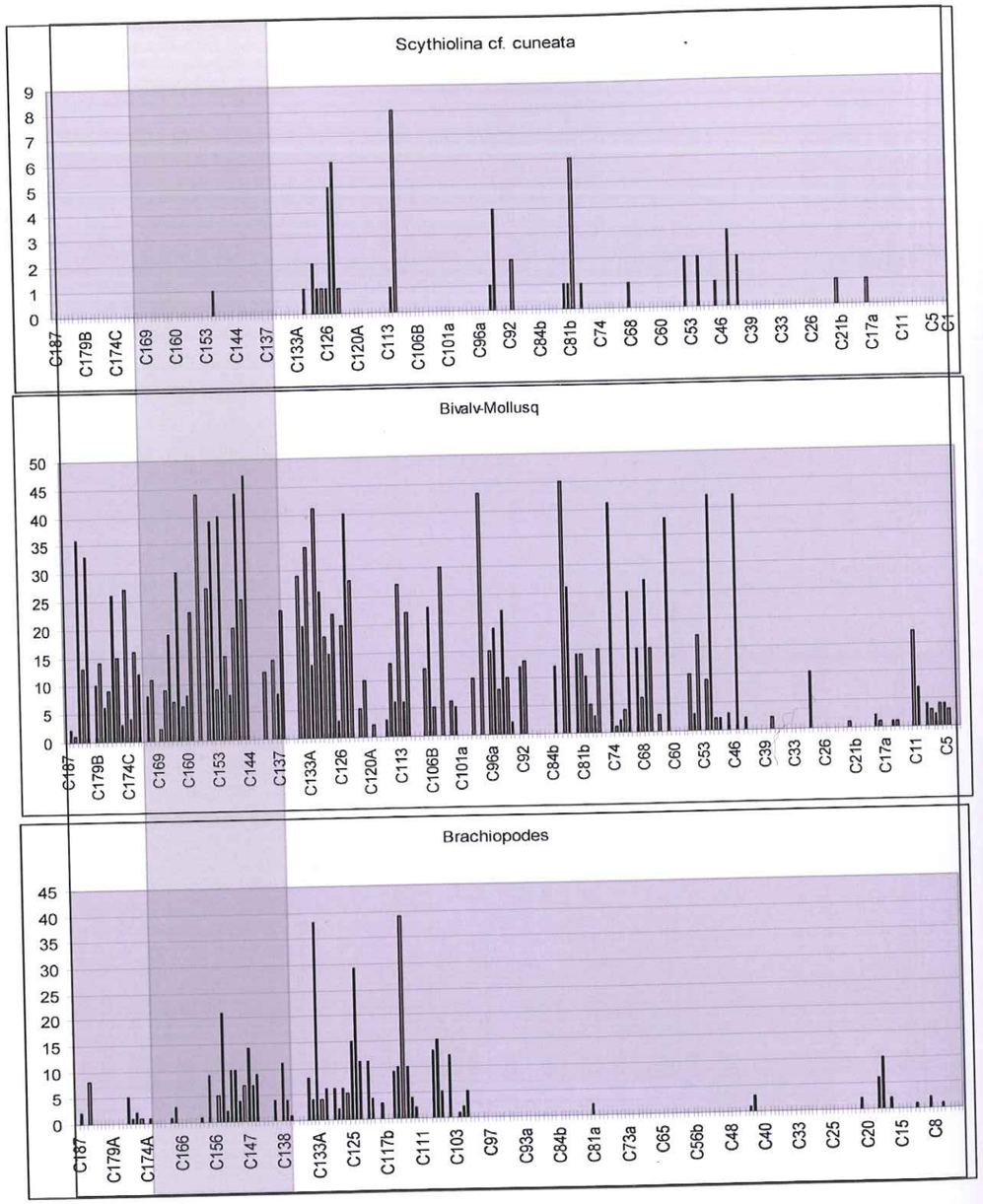




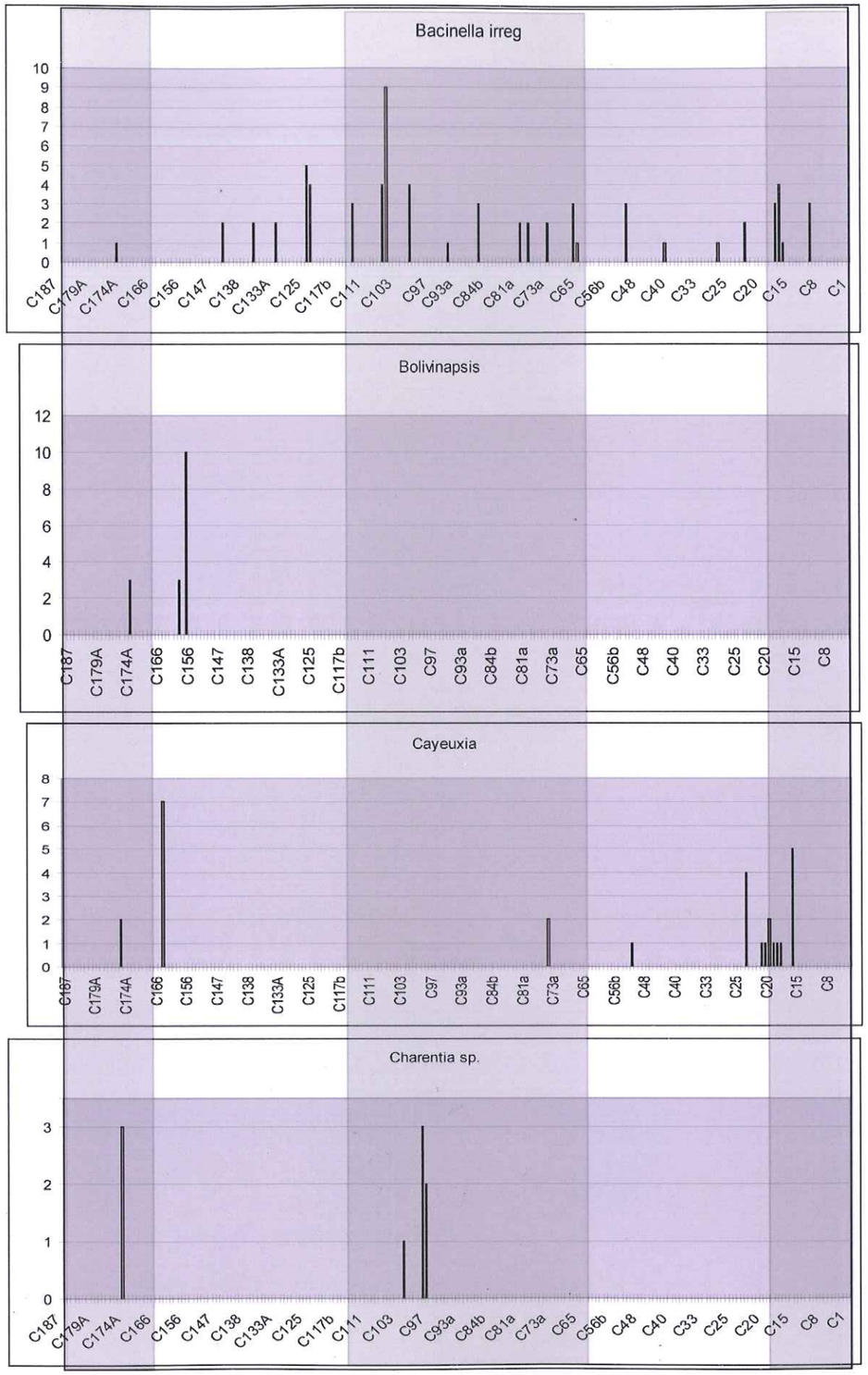




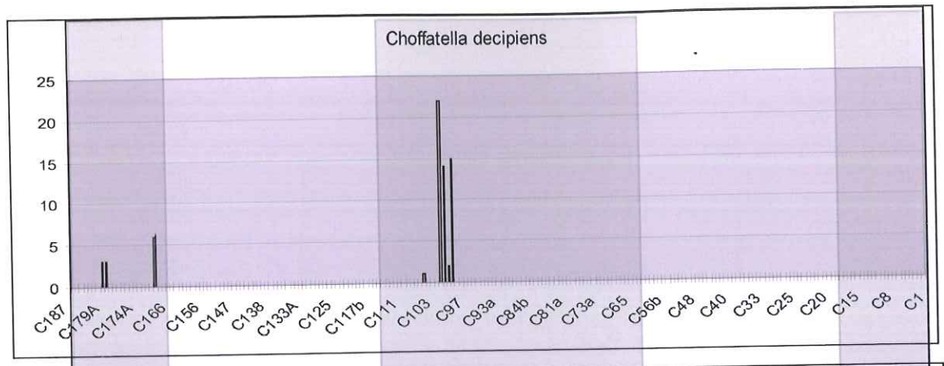
Assemblage II

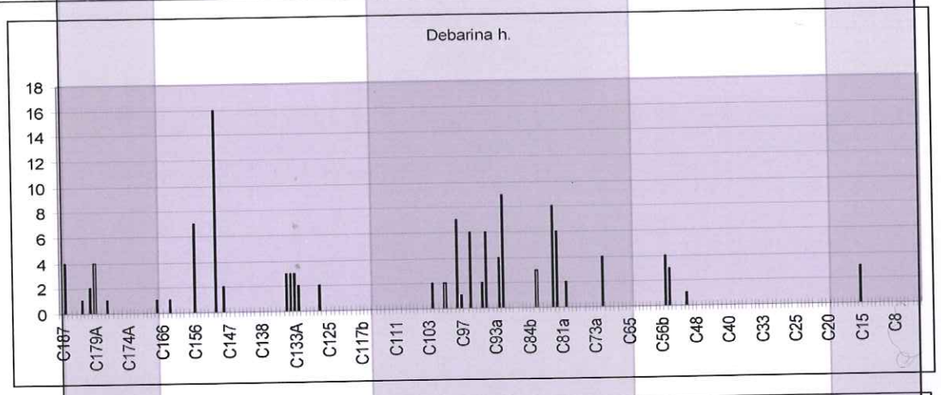


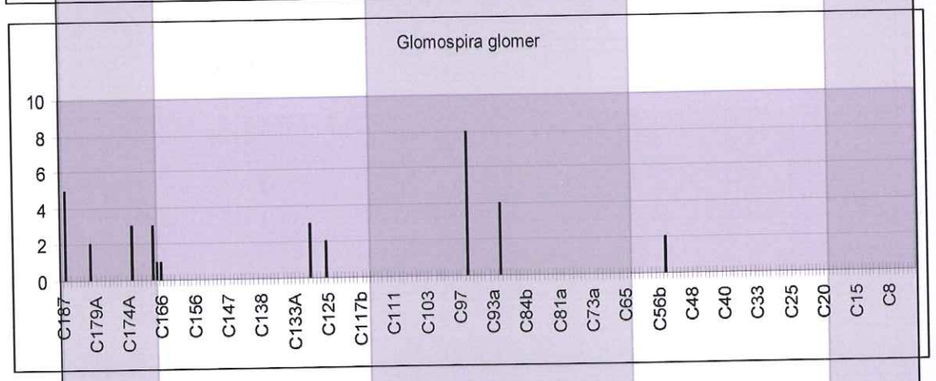
Assemblage III

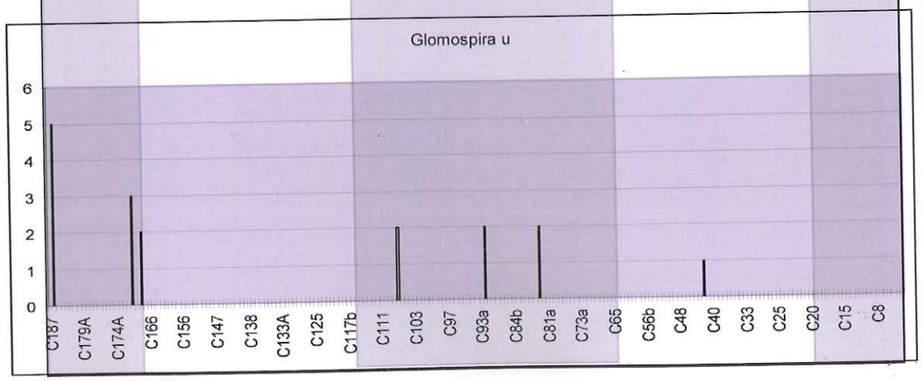


Assemblage III

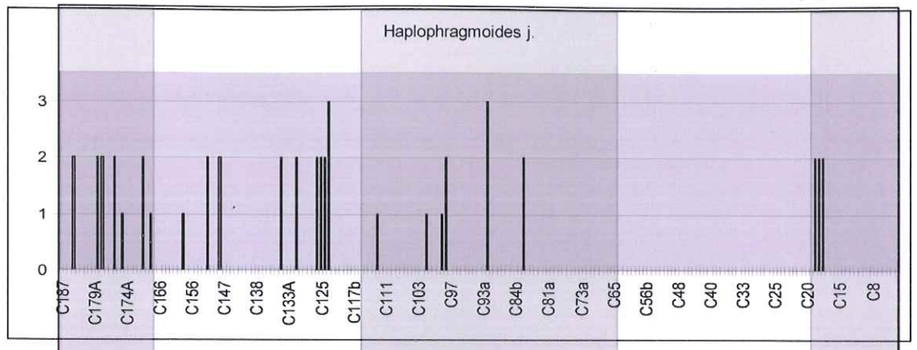


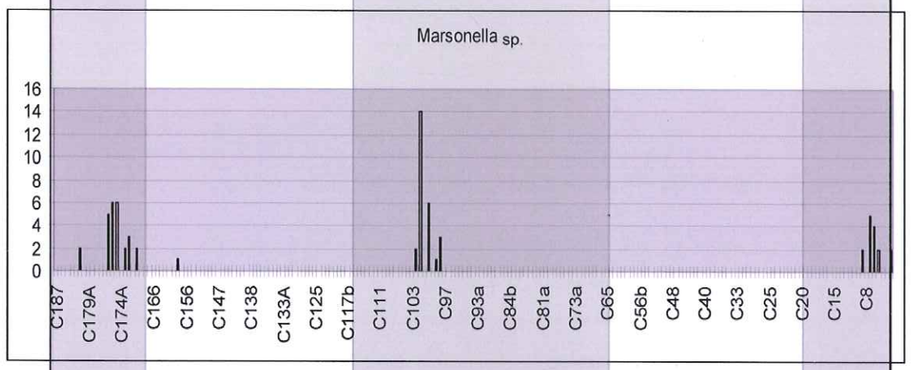


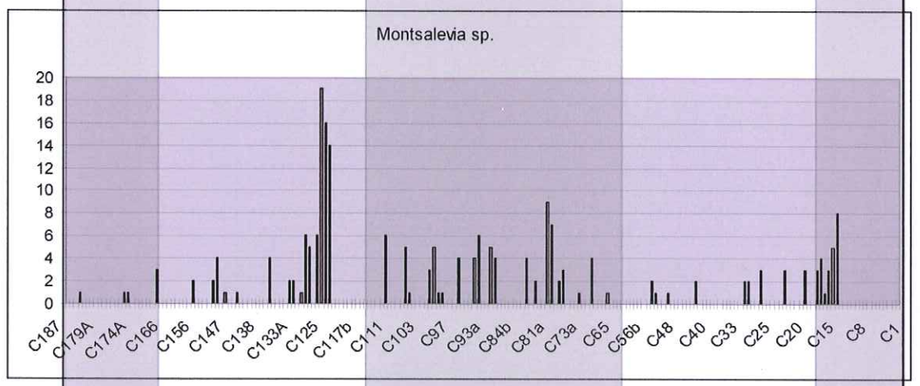


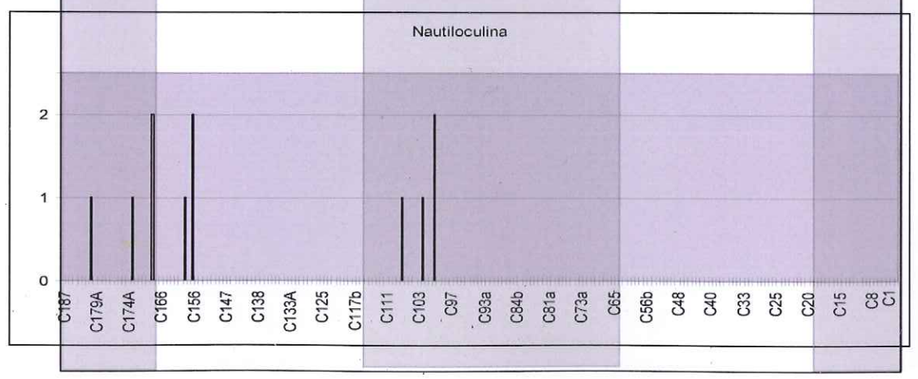


Assemblage III

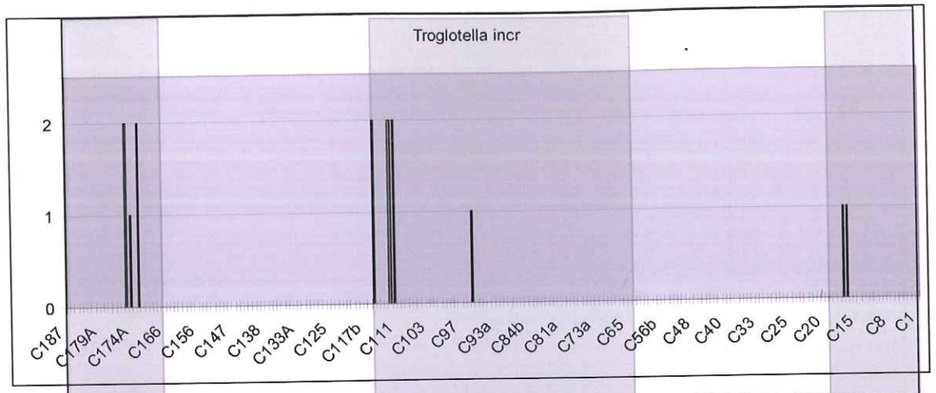


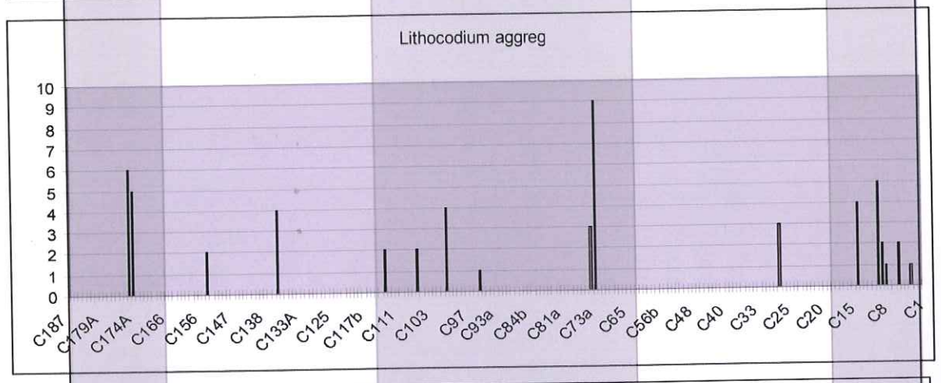


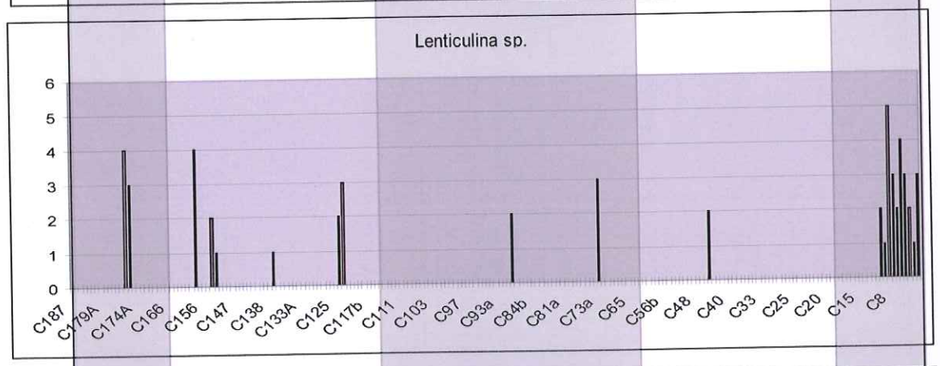


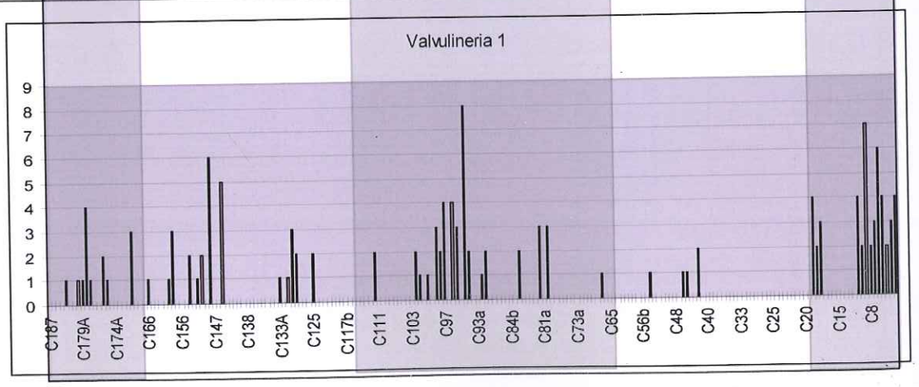


Assemblage III

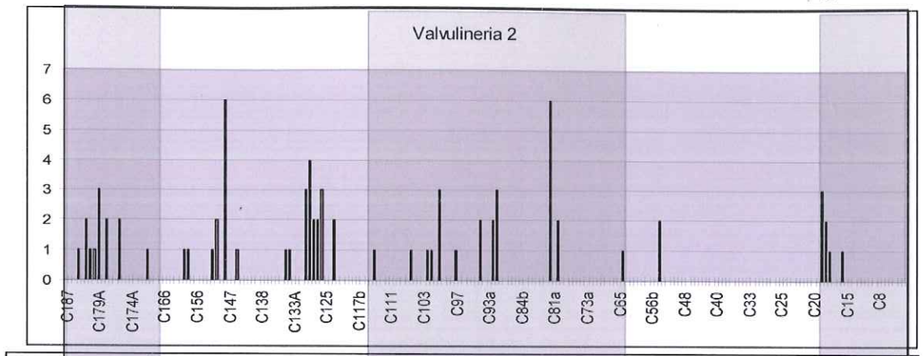


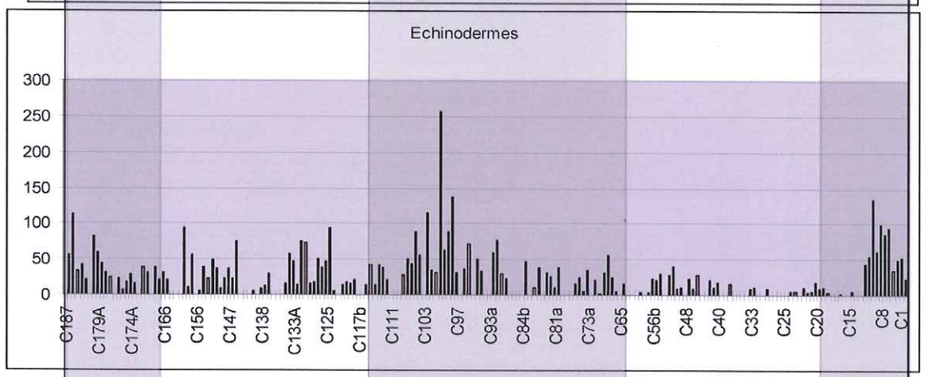


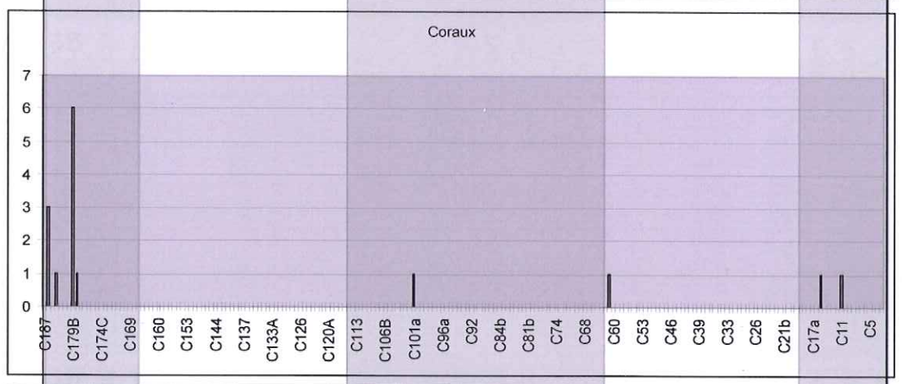


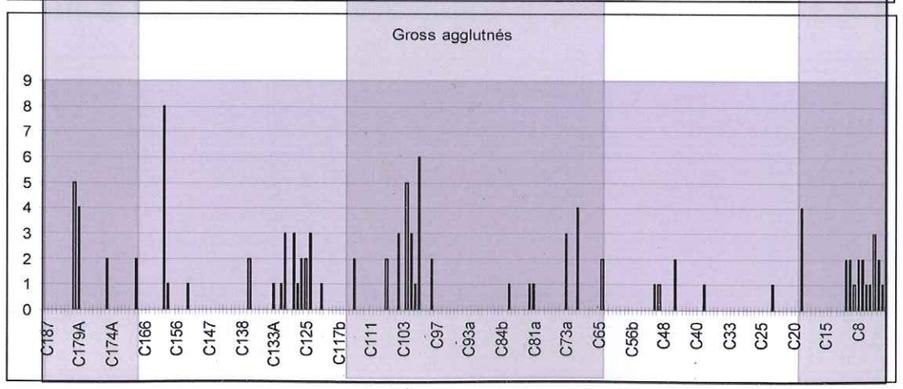


Assemblage III

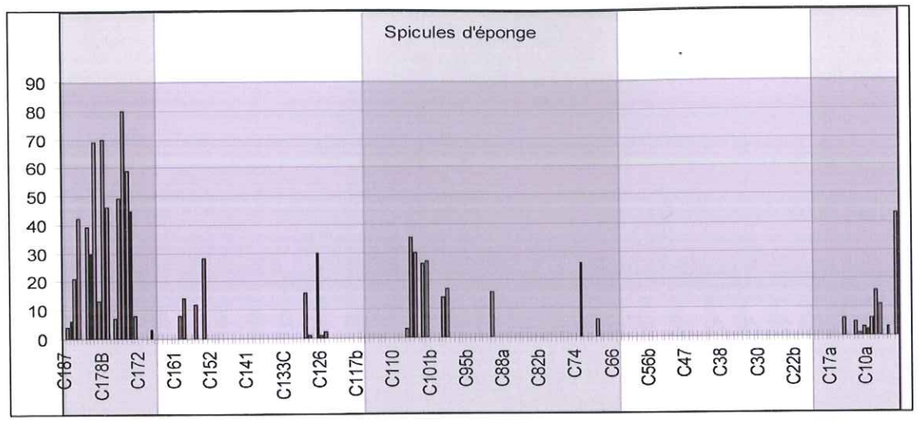




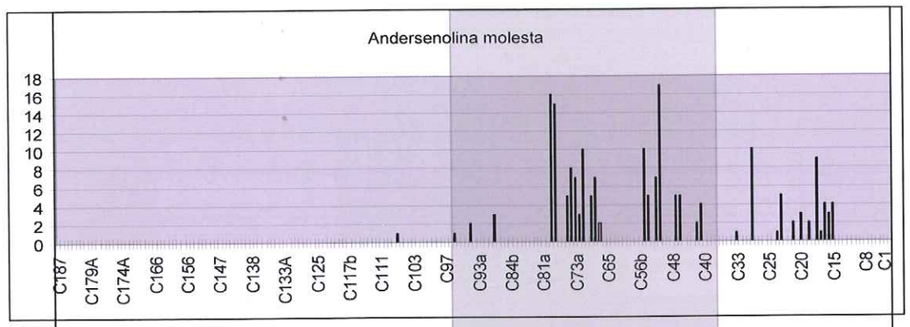


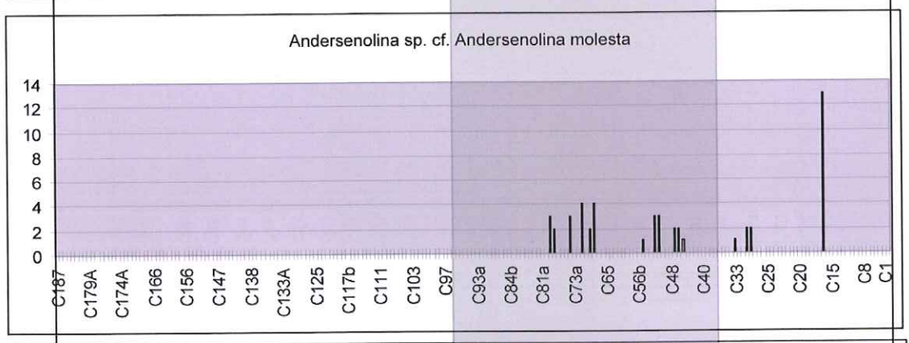


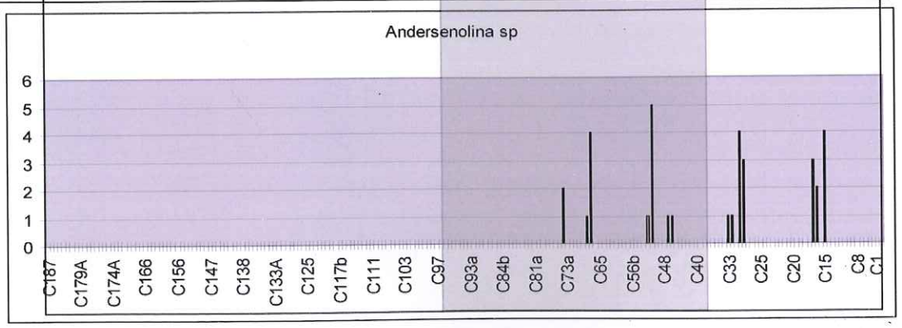
Assemblage III



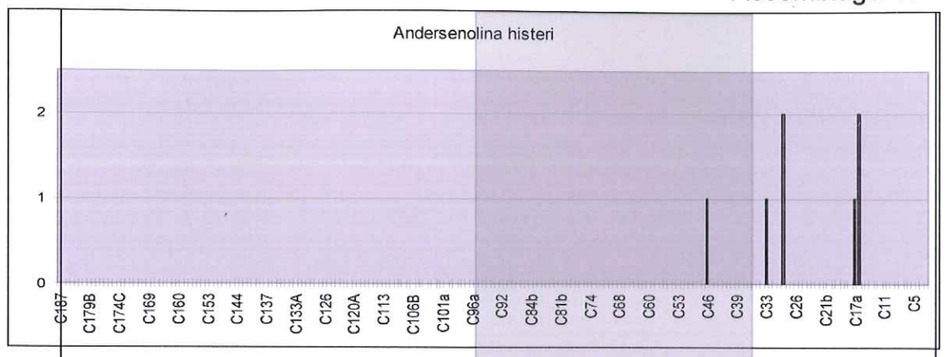
Assemblage IV

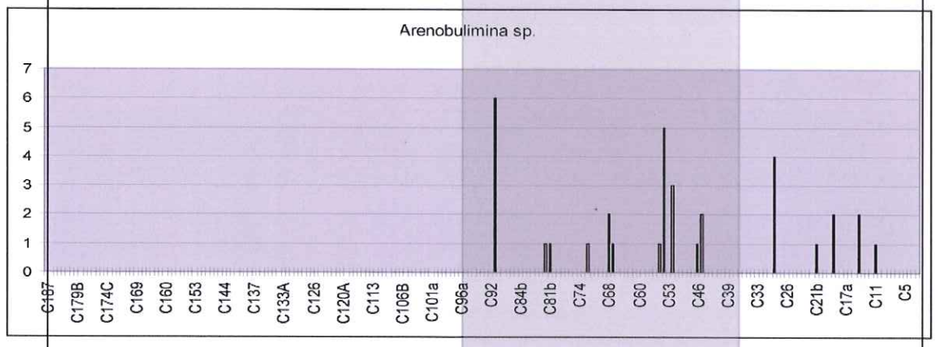


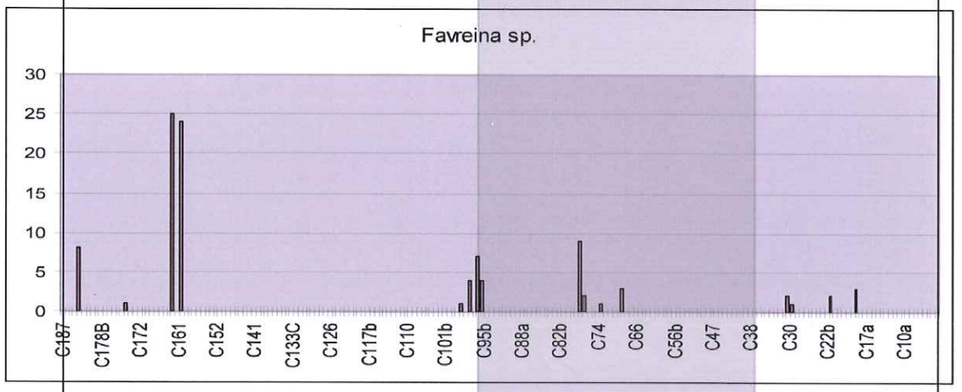


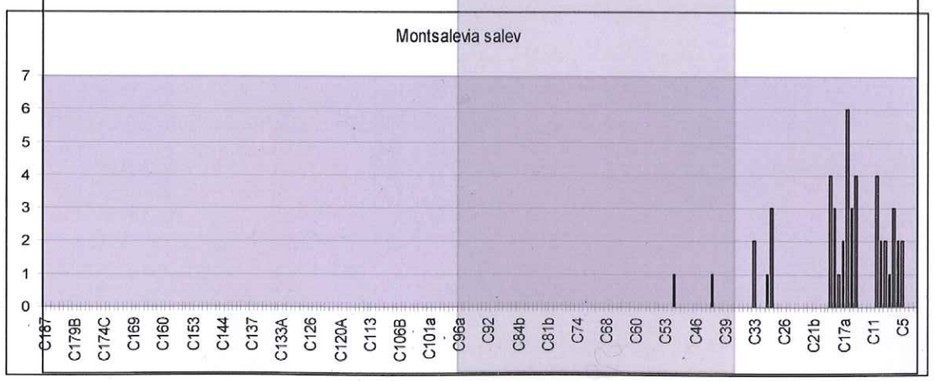


Assemblage IV

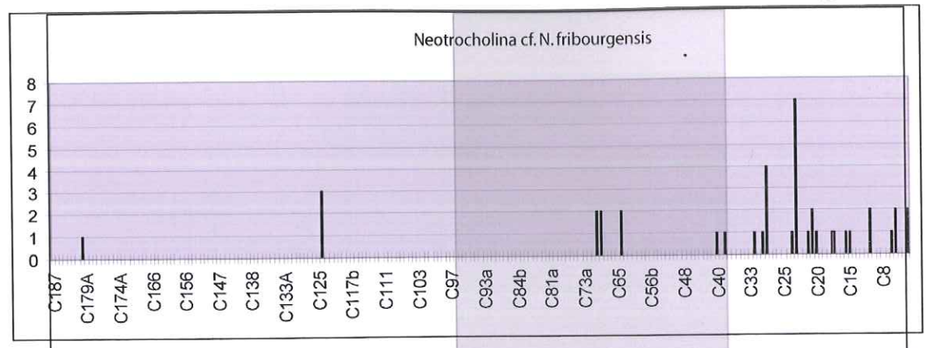


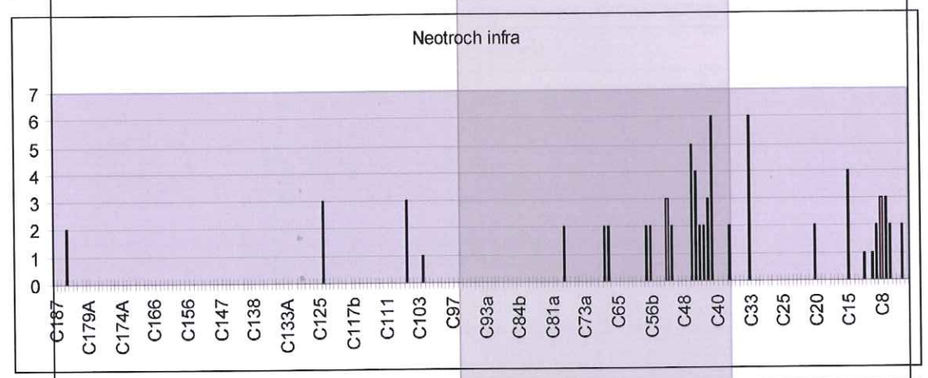


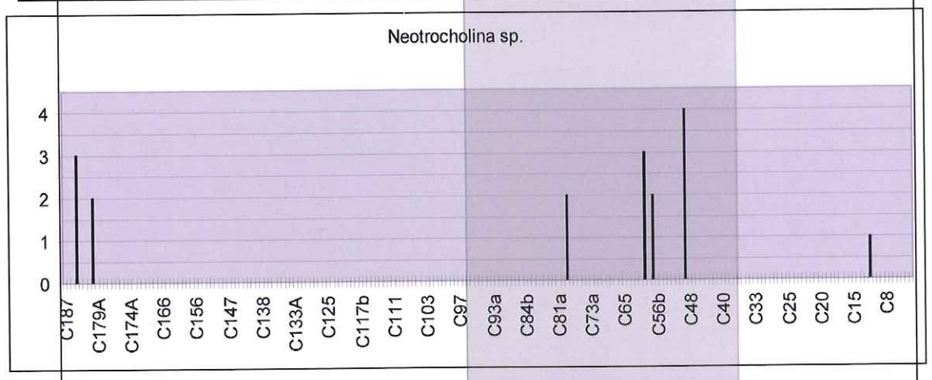


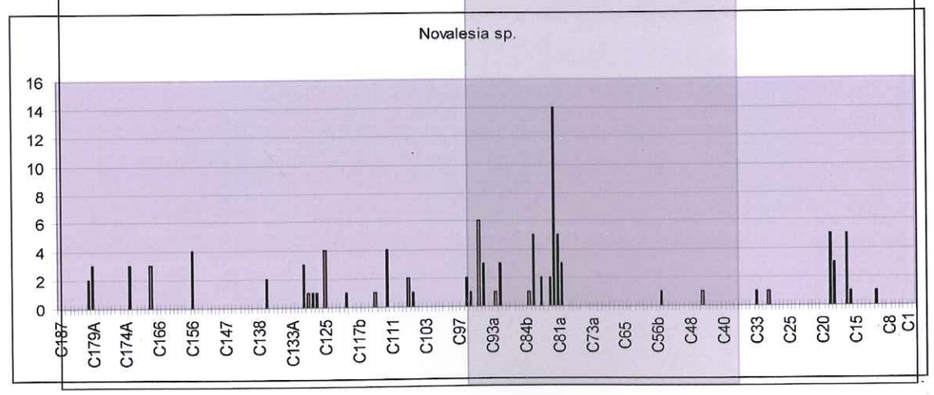


Assemblage IV

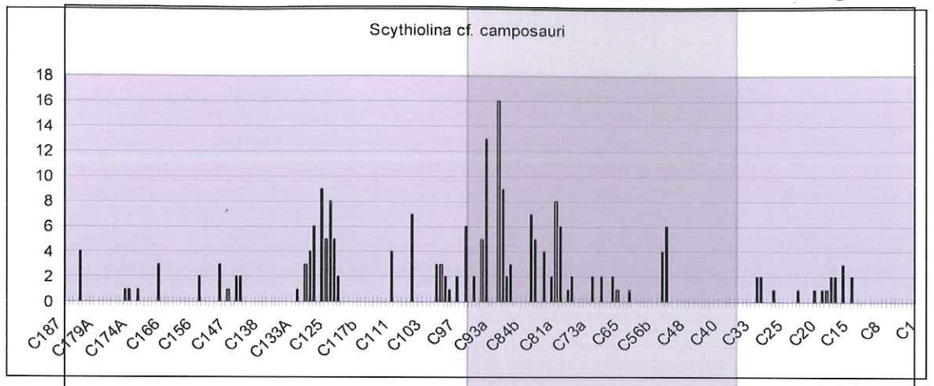


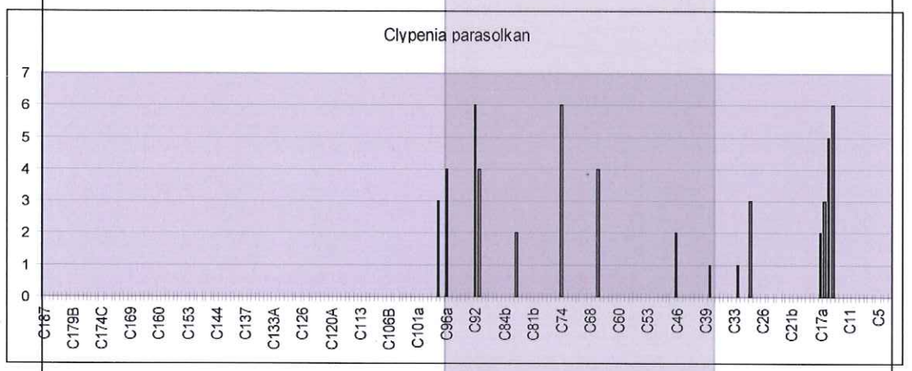


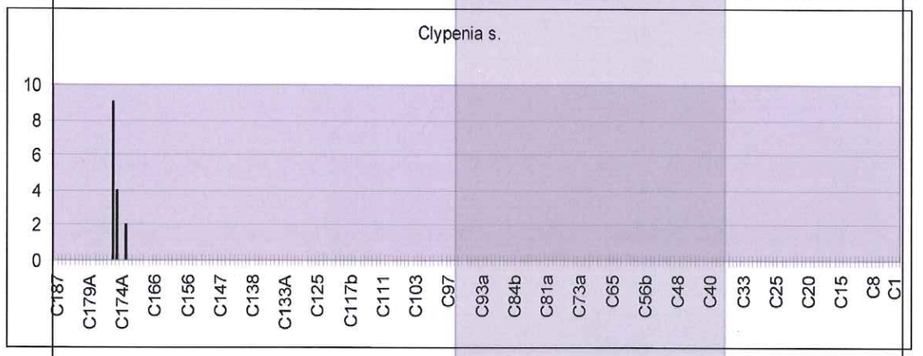


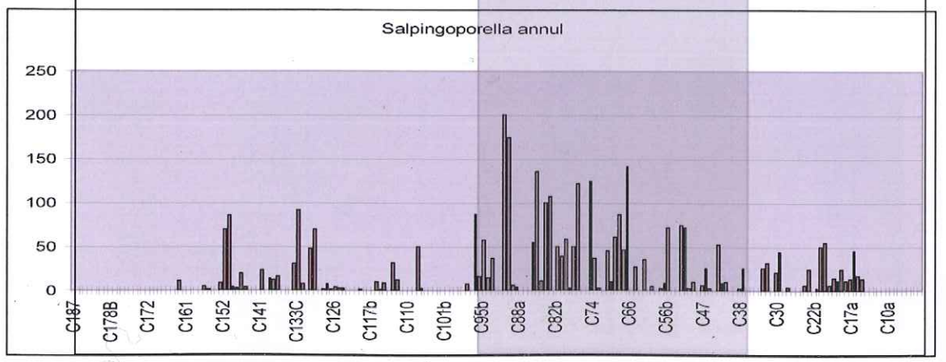


Assemblage IV

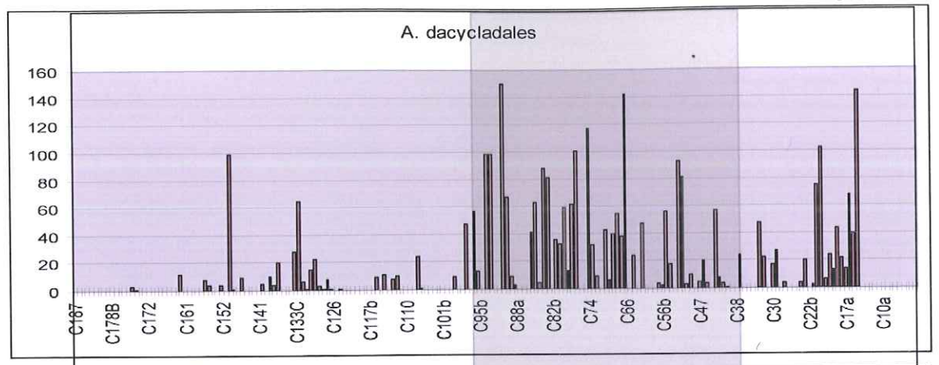


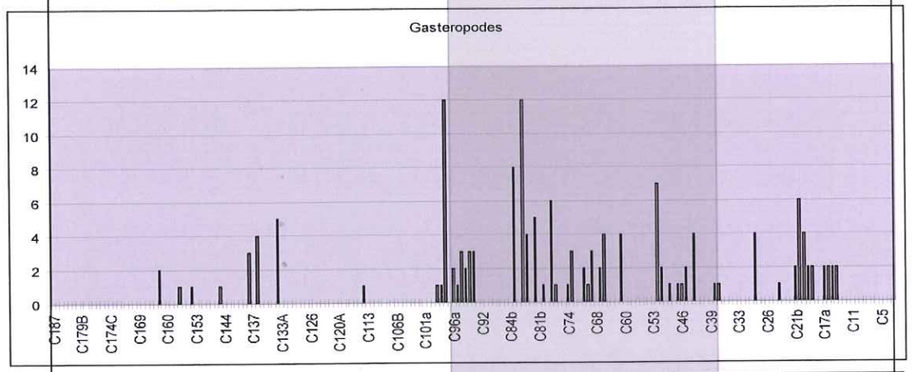


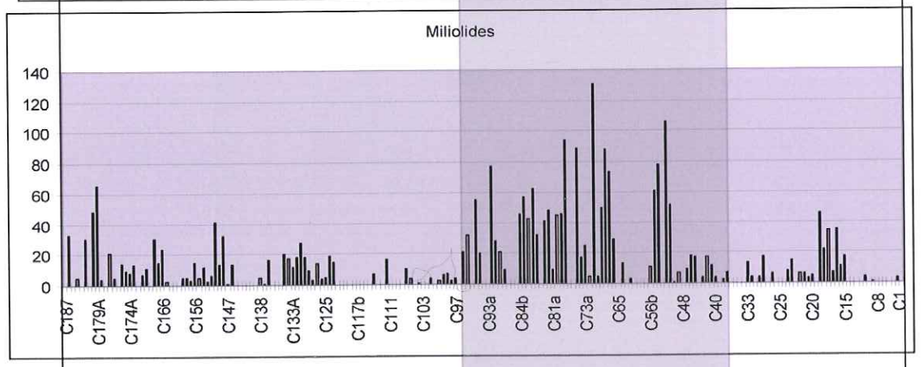


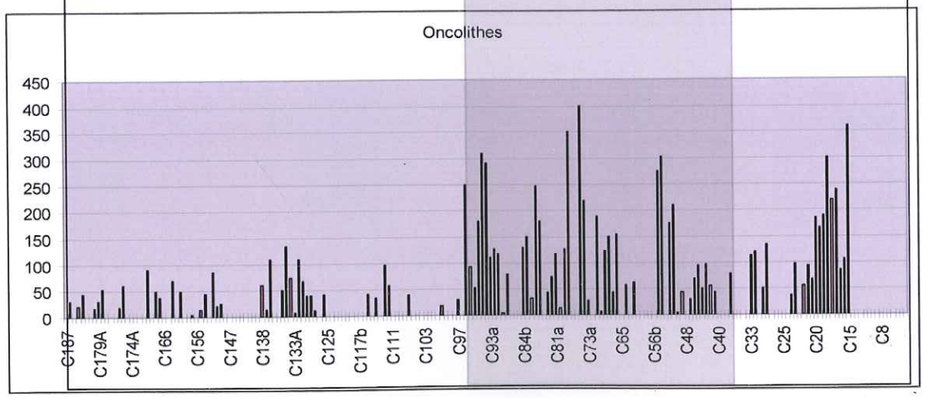


Assemblage IV

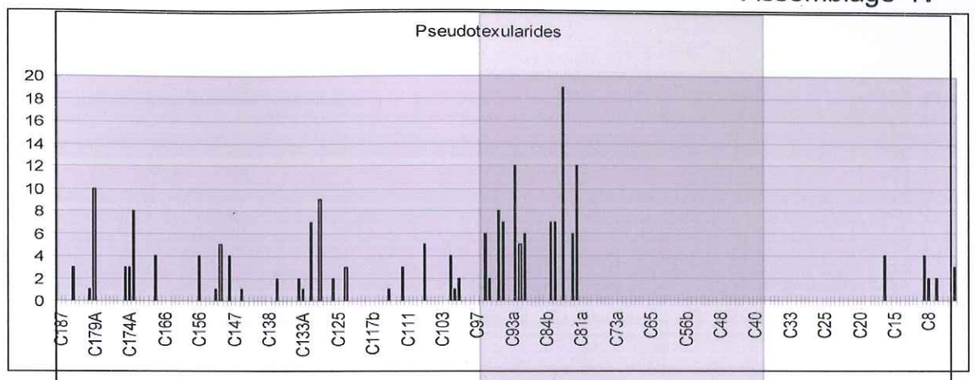


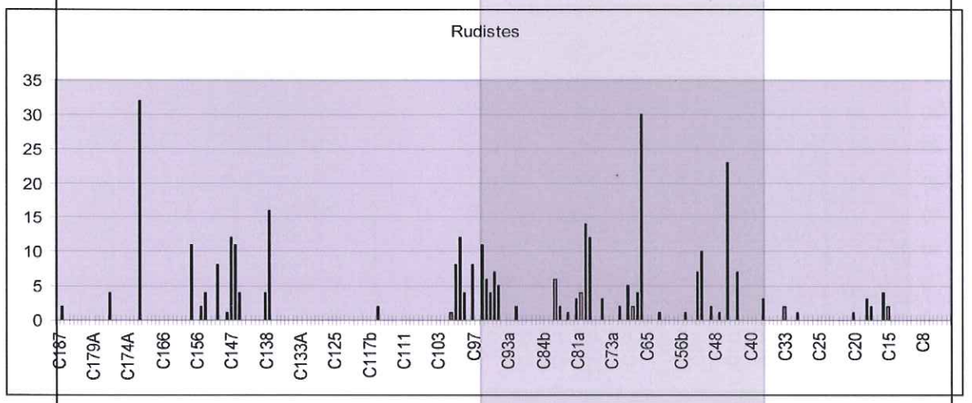


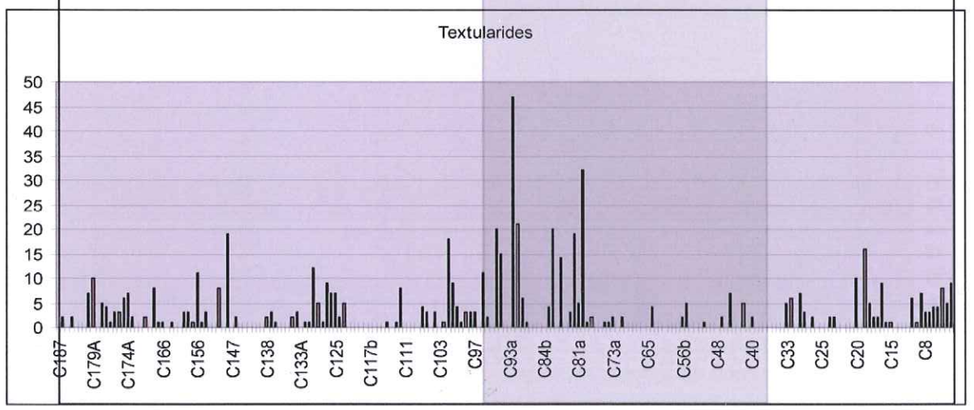




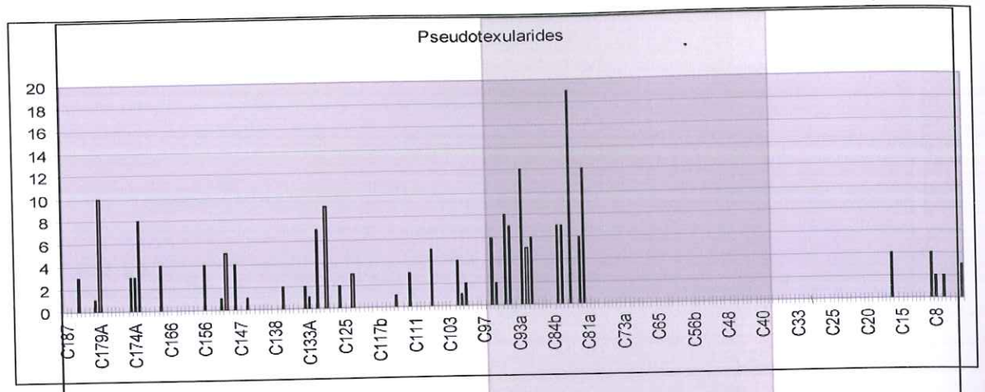
Assemblage IV

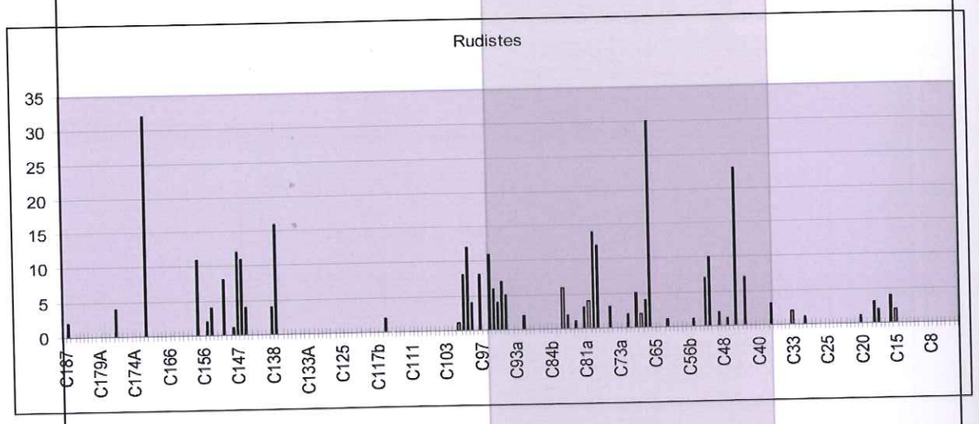


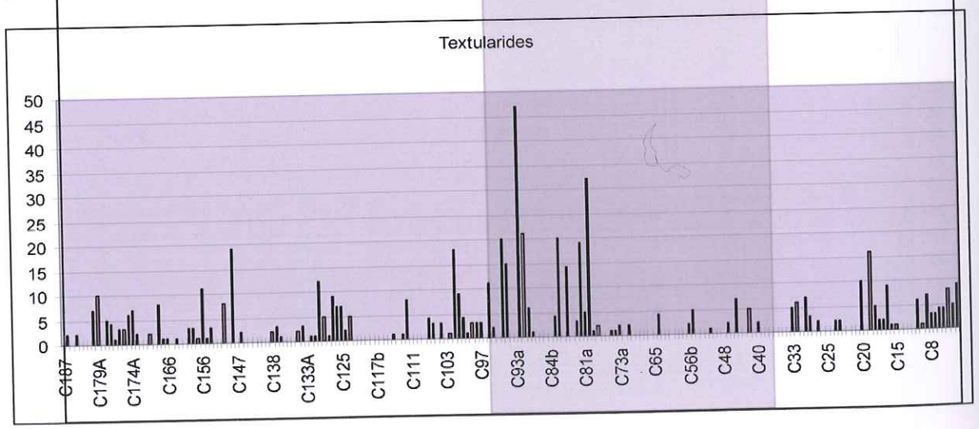




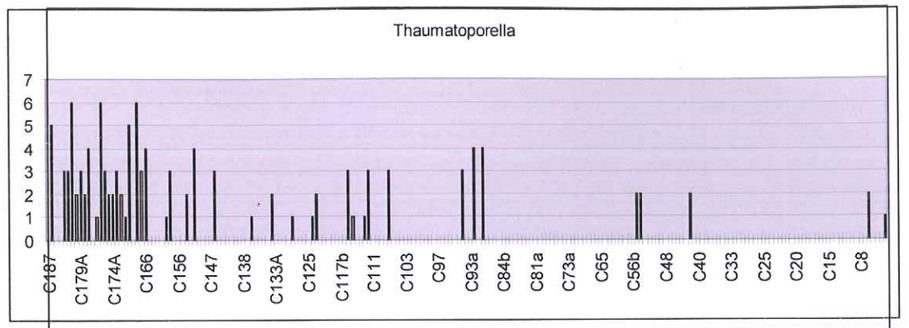
Assemblage IV

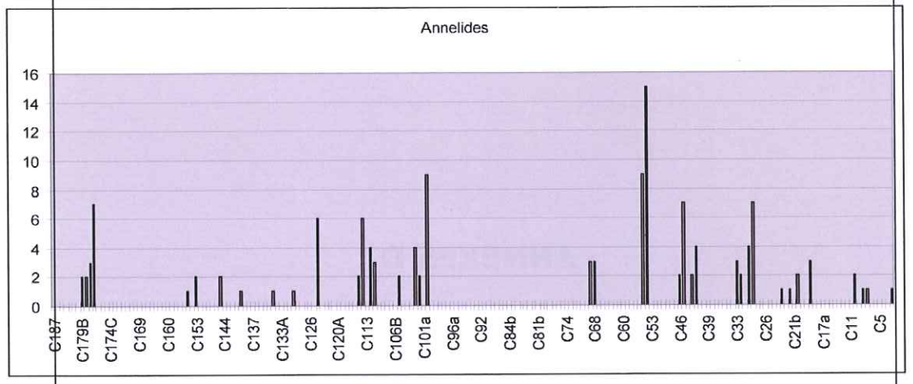


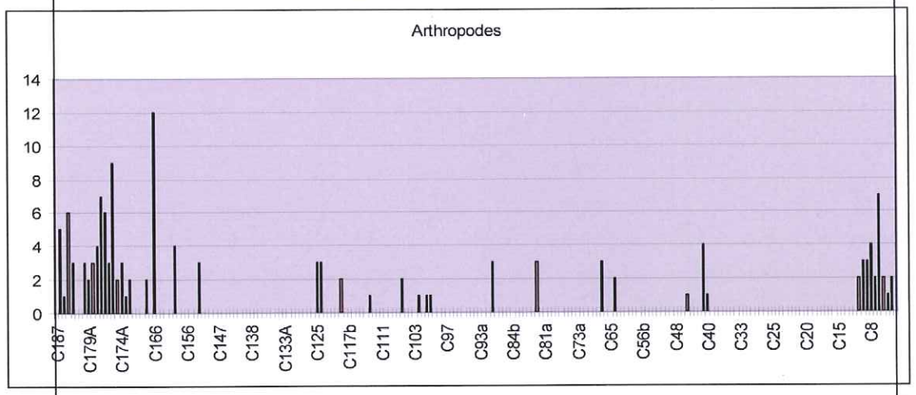


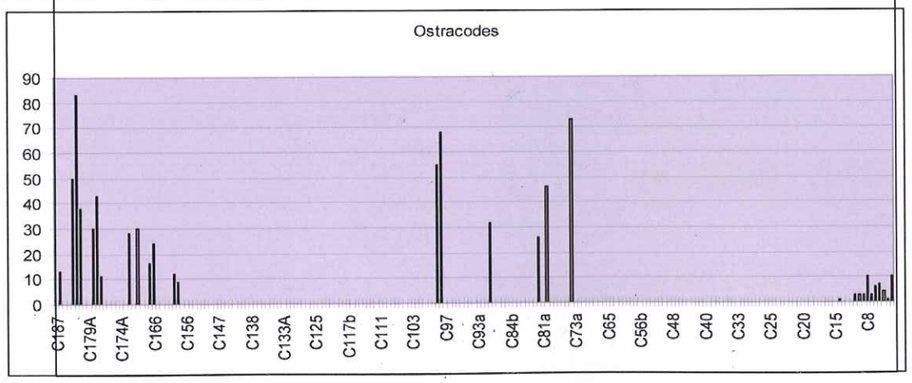


Assemblage VI









ANNEXES D

COMPTAGES

n° éch.	Bryozoaires	Calcisphères	Colomiella	Echinodermes planctoniques	Radiolaires	Annélides	Arthropodes	Brachiopodes	Bolivinopsis sp.	Debarina sp. cf. D. hahounerensis	Echinodermes	Glomospira glomerosa	Glomospira sp.	Glomospira cf. urgoniana	Glomospira watersi	Gros agglutinés	Haplophragmoides Joukowskyi	Massilina sp.	Marssonella sp.	Miliolidae	Neotrocholina sp.	Neotrocholina infragranulata	Nezzazata isabellae	Nezzazata sp.	Nodosaria sp.	Orbitolinidaes	Pseudotextulariides	Spicules d'éponge	Valvulinéria? sp.1	Valvulinéria? sp 2	Arenobulimina sp	Charentia sp cf Ch nana	Daxia aff. minima	Lenticulina sp	Lituola stoggulioides	Mayncina bulgarica	Montsalevia salevensis	Neotrocholina cf. N. fribugensis
C187		7		1				12			56									1								30											
C186				2			5	2		4	56	5		5	2					33			2															
C185						4	1	1		2	114					5			2			1						26	2	1					4				
C184		18				1	6	8			33					3	1			14	4							4	27	1	1			2			1	3		
C183		11		3		2	3				42					1												1		2								
C181						1		1	5	1	21	1		1		6				6	2							2		1	3					1	5		
C180				2		9	1			2	63										6																	
C179B								2	3	2	88						1		1		7							14	3			3		1	7			
C179A				3		2	2		4		59					2	2		3		1							17	2			2			8			
C178B						7	4		1	1	137																		4	1								
C178A						3	3				44																											
C177						7	4				32																											
C176							7			1	24																											
C175							6	5																														
C174C							3	1			22																											
C174B				1			9	2			7	2																										
C174A							2	1			18		2		6	2	1	11	6	9																		
C173							3				27	1		1				3			2	13																
C172			6				1	1	3		16	3	3		2				3	7																	
C171							2				38										5	14																
C170											32			3			2	1	2	11	14	30																
C169																																					
C168			6				2	1			38	3		2		2	1	1				15															
C167			1	3				3		1	21	1						2				23															
C166							12				32	1										2															
C165										1	20																										
C163																																					
C161																																					
C160											10																										
C159				5			4	1			39					8		1			3																
C158										3	94					1	1		1	5		5															
C157							9				10									3																	
C156											55																										
C155B				1		1		5		10	7	6								2	5	15															
C154B							1	21				39						3	6		3	5																
C153							2	3	2			23				1					2	12																
C152									10			48						2			2	6															
C151										16	36								9		9	41															
C150									4		9							2	4			13															
C148									7	2	22	9										32															
C147									14		36										5																
C146							2		7		23										3	13															
C144									9		75																										
C143																																					
C142																																					
C141							1		4		5										3																
C140																																					
C139									11		8										1	5															
C138									4		13										3	1															
C137									1		29										2	16															
136B																																					
C136A																																					
C135							1		8		3	15		4																							
C134									4		3	57		2				2		7		20															
C133C									3		3	46						1		3		17															
C133B									38											9		18															
C133A									4		2	14										27															
C132B									6			74		1				1	2	7	1	18															
C131B							1					72		2				3		17		27															
C131A																						18															
C130									6			15	3							4		9															
C128									2			18						3		11		3															
C127									6		2	51		1				1		2		14															
C126									5			38						2	2			4															
C125							3	15			47	2						2	2			5															
C124B							6	3	29		93							3	2			19	3														
C124A									11		5			2					3			15		2													
C123																																					
C121									11		14							1						1													
C120B									4		17																										
C120A							2		3		16																										
C119											20																										
C117b																																					
C117a									9		14																										
C116							2		10		42							2		1		7															
C115							6		39		14																										
C114a								1	10		42								1																		
C113							4		4		38											16															
C112b							3		2		21										6																
C112a																																					
C111														1																							
C110																																					
C109									13			27									3																
C108			12						15		51			2		2						10							5								
C106B							2	2	5		43											4	3							3		1					
C106A											88																										
C105																																					

BU BOURGES

n° éch.	Bryozoaires	Calcispheras	Colomiella	Echinoderms planctonics	Radiolarios	Anelides	Arthropodes	Brachiopodes	Bolivinopsis sp.	Debarina sp. cf. D. hahounerensis	Echinodermes	Glomospira glomerosa	Glomospira sp.	Glomospira cf. urgoniana	Glomospira watersi	Gros agglutinés	Haplophragmoides joukowskyi	Massilina sp.	Marssonella sp.	Miliolidae	Neotrocholina sp.	Neotrocholina infragranulata	Nezzazata isabellae	Nezzazata sp.	Nodosaria sp.	Orbitolinidaes	Pseudotextularides	Spicules d'éponge	Valvulineria? sp.1	Valvulineria? sp 2	Arenobulimina sp	Charentia sp cf Ch nana	Daxia aff. minima	Lenticulina sp	Lituola stogguloides	Mayncina bulgarica	Montsalevia salevensis	Neotrocholina cf. N. friburgensis
C1		8	2	2	2	1					23	1								2								3	4									
C3			2	3			2				52									3		2						43	4									
C4		21	3				1				48	4				2									1														
C5	3		1	2			2				34		1			1				2					2			3										
C6	1	9	2	14			7	1			93		1			1				4					1			2										
C7	1	23	4	10			2				85					2				5					1			6										
C8	3	20		6		1	4				98					2									1			2										
C9	2	16		11		1	3	2			61					1				2					1			1										
C10a	2	4		14			3				134		1			1				1					2			2										
C10b		17		1		2	2				54					2				4	1				1			5										
C11	6							1			44										1							1										
C12																																						
C13		3																																				
C14																																						
C15										3																												
C16a																																						
C16b																																						
C17a										2										4																		
C17b										10																												
C17c											3									2																		
C18						3					11					4				2																		
C19											8									3																		
C20										2	18									2																		
C21a						2					5																												
C21b											4																												
C22a						1					10																												
C22b																1																						
C23a																																						
C23b						1					6									1																		
C24											5																												
C25																																						
C26																																						
C27																																						
C28																					6																	
n° éch.	Bryozoaires	Calcispheras	Colomiella	Echinoderms planctonics	Radiolarios	Anelides	Arthropodes	Brachiopodes	Bolivinopsis sp.	Debarina sp. cf. D. hahounerensis	Echinodermes	Glomospira glomerosa	Glomospira sp.	Glomospira cf. urgoniana	Glomospira watersi	Gros agglutinés	Haplophragmoides joukowskyi	Massilina sp.	Marssonella sp.	Miliolidae	Neotrocholina sp.	Neotrocholina infragranulata	Nezzazata isabellae	Nezzazata sp.	Nodosaria sp.	Orbitolinidaes	Pseudotextularides	Spicules d'éponge	Valvulineria? sp.1	Valvulineria? sp 2	Arenobulimina sp	Charentia sp cf Ch nana	Daxia aff. minima	Lenticulina sp	Lituola stogguloides	Mayncina bulgarica	Montsalevia salevensis	Neotrocholina cf. N. friburgensis

n° éch.	Patellovalvulina patruliusi	Scythiolina cf. camposauri	Scythiolina cf. cuneata	Thaumatoporella sp.	Troglotella incrustans	Andersenolina molesta	Andersenolina sp. cf. A. molesta	Andersenolina sp.	Andersenolina histeri	Cayeuxia sp.	Choffatella decipiens	Cuneolina sp.	Earlandia ? Conardi	Montsalevia sp.	Nautiloculina bronnimanni	Novalesia sp	ALGUES Dacycladaces	Clypenia parasolkani	Clypenia solkani	Salpingoporella annulata	Salpingoporella gr. muehlbergii	Bacinella irregularis	Lithocodium	Favreina sp.	Gastéropodes	Istriloculina sp. cf. I. ellipitica	Oncolites	Ostracodes	Rudistes	Bivalves - mollusques	Madréporaires Cimentation précoce	Débris roulés	Galets remanères	Oolites	Clastes	Pelloïdes
C1				5																						10	30	13	2	2						C	
C3																										2											
C4														1												3	20			1							
C5																										2											
C6																										3	83										
C7																																					
C8																										8											
C9																										18	45	50		13							
C10a																										20		83		33							
C10b																																					
C11																										3	16			10							
C12																										14	29			14							
C13																										24	54	30		6							
C14																										4		11	4	15							
C15																																					
C16a																										3	18			3							
C16b																										8	61			27							
C17a																										3				4							
C17b																										2				16							
C17c																										3				12							
C18																												28									
C169																										35	89	30	32	11	8	A					
C168																															2		P				
C167																										49		16		9							
C166																										36		24		19	C						
C165																										38				7		A					
C163																															A						
C161																										25	2	69		30							
C160																														6		oui	48				
C159																										24		48		8	P						
C158																														12							
C157																										1	5	9		23							
C156																											6			8							
C155B																										1	4		11	44							
C154B																											1	14				oui	30				
C153																										1	2	45		27			C				
C152																														2							
C151																														39			16				
C150																										19	85			9							
C148																												1		40							
C147																												26		8	P	oui					
C146																														1	20						
C144																														8	15	P	oui	15			
C143																														12	44						
C142																														11	25						
C141																														4	47						
C140																																					
C139																														12							
C138																																	30				
C137																										3	60			4	14						
136B																											13			8		oui					
C136A																											16			23							
C135																										4											
C134																											109										
C133C																																					
C133B																																					
C133A																																					
C132B																																					
C131B																																					
C131A																																					
C130																																					
C128																																					
C127																																					
C126																																					
C125																																					
C124B																																					
C124A																																					
C123																																					
C121																																					
C120B																																					
C120A																																					
C119																																					
C117b																																					
C117a																																					
C116																																					
C115																																					
C114a																																					
C113																																					
C112b																																					
C112a																																					
C111																																					
C110																																					
C109																																					
C108																																					
C106B																																					
C106A																																					
C105																																					

n° éch.	Patellovalvulina patrulisi	Scythiolina cf. camposauri	Scythiolina cf. cuneata	Thaumatoporella sp.	Trogiotella incrustans	Andersenolina molesta	Andersenolina sp. cf. A. molesta	Andersenolina sp.	Andersenolina histeri	Cayeuxia sp.	Choffatella decipiens	Cuneolina sp.	Earlandia ? Conardi	Montsalevia sp.	Nautilocullina bronnimanni	Novalesia sp	ALGUES Dacycladacees	Clypeina parasolkani	Clypeina solkani	Salpingoporella annulata	Salpingoporella gr. muehlbergii	Bacinella irregularis	Lithocodium	Favreina sp.	Gastéropodes	Istriolcullina sp. cf. I. elliptica	Oncolites	Ostracodes	Rudistes	Bivalves - mollusques	Madréporaires Cimentation précoce	Débris roulés	Galets remaniéres	Oolites	Clastes	Pellotides
C104																																					
C103																																					P
C102											22				1												2				6						
C101b		3									14			3													10				5						C
C101a		3									2			5		2														1							
C100	2	2									15			1														19			8						
C99b		1												1			9														12					9	
C98b																								1	1	6		55	4	10							C
C98a		2															48	3	7					4	12	1	29		8	43							A
C97												5		4										7	2	10	250		11	15		P	oui				
C96b		6				1									2	57	4	87						7	2	10	250		11	15		C	oui				
C96a				1								3			1	13		16				1		4	1	2	93		6	19			oui				TA
C95b		2											2															3		52		4	8		P			
C95a			1									3	5	4		6	98		15		1			2		2	180		7	22							C
C94b		5	1									3	3	6		3	98		36					3			310		5	10							C
C94a		13	4	3		2																		3			290			2			oui				
C93b																											110						oui				
C93a												1	12	5		1	213	6	200							5	126						oui				
C92		16		4								1	16	4		3	67	4	174							5	118		2	13			oui				
C90		9	2										4				9		6								5	32									
C88b		2	4														3		4								78										
C88a		3				3																	3										oui				
C87																																	oui				
C86																																					P
C85b																	41		55								130										
C84b		7										2	3			1	63		135							8	150			12		oui					
C84a		5											7	4		5	5		11								33										A
C83c																2	81	2	100							12	248		6	45		P	oui				
C83b		4											7	2					107							4	179		2	26							
C83a																																					P
C82b		2	1													2	36		50							5	1	45		1	14		oui	C				TA
C82a		8	1									2	21	9		14	33		39							2	75	26		14	A						P
C81b		6	6									8		7		5	59		59		2					1	117		3	10							TA
C81a																3	13		3							2	15	46	4	5							
C80						16	3																	9	6		127		14	3		P	oui		P		
C79		1	1			15	2							6	2		62		50		2			2	1		350		12	15			oui				
C77		2												3			101		122																		
C76																																					
C75						5																	3										oui				
C74							8	3	2			2				2		1	125					1	3		399		3	41		P	oui				
C73b		2					7							1			32		36		2	9					220	73		1							
C73a							3										9		2								27			2							
C72		1	2				10	4						12	4		43		45							2	1			4							
C71		1				5	2								5		6		10							2	190		2	25							
C70						7	4	1						1			40		61					3	3	4	8											
C69		2	1			2	4								1		55		86							1	123		5	15	P	oui					
C68		1														1	38		46		3					2	43		2	6							
C67																										4	154		4	27	P	oui					
C66																	142	4	142		1								30	15							1
C65																	24		27								3	57		3			oui				
C63		1																																			
C62															1		48		35							4	63		1	38			oui				
C61															1	2																					
C60						10	1								1	2	1	56								3	274		1	3							
C59							5								1	3	1		18							7	302			17							
C58																																					
C57																	4		3																		
C56b		4	2			4	2										2		8							2				10						
C56a		6	2	2															72							4	63		1	3			oui				
C54																										7	302			17							
C53																																					
C52		1					7	3	1								93		75		3					7	4	176		7	9						
C51			2				17	3	5		1				1		81		72							2	7	209		10	42	P	oui				
C50																	3		3								4				A						
C49																	10		10							1	44		2	2		oui					
C48						5	2	1																														
C47			1			5	2	1									5		6							1	1	29		1	3		oui					
C46																	20	2	26							1	7	69				P	oui				
C45							1									1	4		2							2	13	94		23	42	C					
C44		3													2												50					oui					
C43						2											57		53							4	2	96		7	2	P					
C42		2	2			4									2		8		9	1						1	56										
C41																	4		10								43										
C40																	1									2											
C39																										1										
C38																1	2									1	1	78		3	2						
C37																	24		26																		
C36																																					
C35b															2																						
C35a																																	P	oui			
C34						1	1	1	1						2	2	2	1	48		26						8	114		2							
C33		2													2	2	2	1	23	1	32	2					4	120									
C32		2					1																														
C31																																					
C30							2	4							1	3		1	17		21					2		50		1		P	oui				
C29		1				10	2	3	2							4	3		27	3	44		1	1	3	1	4	6	134		10	P	oui				

BU BOURGOGNE

nº éch.	DOLOMITE	Quartz	SPARITE	Ciments asymetrique	Oxydes de fer	CALCITE
C187						P
C186					20	
C185			P			
C184	A				15	
C183				P		
C181			A	P		P
C180						
C179B						
C179A						
C178B						
C178A						
C177	TA					C
C176						
C175						
C174C						
C174B						
C174A						
C173						
C172						
C171						
C170						
C169	TA					
C168						
C167						
C166			TA			
C165			P			
C163			C			
C161						
C160			C			
C159						
C158	TA					
C157	TA					
C156				C		
C155B	C					
C154B						
C153						
C152						
C151			P	P		
C150			P	C		
C148			P			
C147	A					
C146			P			
C144	P					
C143	TA					
C142	TA					
C141	TA					
C140	A					
C139	TA					
C138			C			C
C137	P					
136B			C			
C136A	TA					
C135	TA					A
C134	TA					
C133C			C	P		
C133B				R		
C133A	C					
C132B	C					
C131B			P			
C131A			P		3	
C130						P
C128			P	P	21	
C127			P	P		
C126						
C125						
C124B						
C124A					6	
C123	TA					
C121						
C120B						
C120A	A					
C119	A					
C117b	TA					
C117a	TA					
C116						
C115						
C114a					3	
C113	A					
C112b						
C112a						
C111	TA					
C110	TA					
C109	TA					
C108	C	7				
C106B			P			
C106A						
C105	TA					

nº éch.	DOLOMITE	Quartz	SPARITE	Ciments asymetrique	Oxydes de fer	CALCITE
C104	P					
C103	TA					
C102					57	
C101b						
C101a						
C100						
C99b		22				
C98b						
C98a						
C97						C
C96b	TA					A
C96a			A	C		
C95b			P			
C95a	A					
C94b			C	P		
C94a			P			
C93b	C		C			P
C93a	A		C			P
C92			A	P		
C90			P			
C88b			C			
C88a	A					
C87	TA	7				
C86	TA					
C85b	TA					
C84b	A					
C84a			A	C		
C83c			P			
C83b			C	A		
C83a			C	A		
C82b	TA					
C82a	A					
C81b			P			
C81a			C	A		
C80			P			
C79			C	TA		
C77			C	C		
C76	TA					
C75	TA					
C74				C	P	
C73b			C	C		
C73a	C					
C72	TA	1				
C71	C	13	C		16	
C70	TA	15				
C69						
C68		8	A		2	
C67			R			
C66			TA	C		
C65			C			
C63		7	P		4	
C62						
C61	C		C	P	4	
C60	TA					
C59	TA					
C58	TA					
C57	TA					
C56b		7				
C56a				C	1	
C54		5	P			
C53	TA					
C52			P	C		
C51			A	C		
C50						
C49					8	P
C48	TA		C			
C47						P
C46			P			A
C45			P		3	
C44			R			
C43		6	R			
C42		2	P			
C41	C		TA			
C40	C	4				
C39	TA					
C38	C	10				
C37	C		A			
C36	TA					
C35b	TA					
C35a	TA					
C34	TA					
C33						
C32	C					
C31	TA					
C30						P
C29		3	P			C

n° éch.	DOLOMITE	Quartz	SPARITE	Ciments asymetrique	Oxydes de fer	CALCITE
C28	A					
C27	TA	3				
C26	TA					
C25	TA					
C24	TA					
C23b	C		P			C
C23a						
C22b	TA					
C22a	A					
C21b			P	P	P	P
C21a			P	P	P	
C20		15	R			
C19			P			
C18			R			
C17c			P	C	C	
C17b			P	C		
C17a			R	C		
C16b			A	P		
C16a			C	P		
C15			TA			
C14	TA		C			C
C13	TA					A
C12	TA	12				
C11		8				
C10b		5				
C10a		33				
C9		12				
C8		10				
C7		45				
C6		23				
C5		8				
C4		15				
C3		20				
C1						

RESUME

Au Nord-Est du Mexique, dans la région de Nuevo Léon, dans le Canyon de la Huasteca, plus de quarante espèces de foraminifères benthiques, d'algues dacycladales et de faune planctonique ont été inventoriées dans 200m de dépôts calcaires. Ce travail micropaléontologique est basé sur des lames minces dans lesquelles on détermine le nombre précis de chacun des éléments identifiés dans une surface de référence. Ces résultats sont ensuite reportés dans un tableau comportant verticalement les numéros des échantillons, ordonnés selon leur ordre stratigraphique dans la coupe de terrain et horizontalement l'inventaire de toute la faune et la flore existante dans les différents échantillons. Les éléments sont ensuite classés selon leurs milieux de dépôt.

Les résultats obtenus montrent qu'après la transgression du Jurassique supérieur (Formation Taraises), à partir du Valanginien supérieur la plateforme carbonatée Cupido se met en place, dans des conditions de salinité et d'oxygène normales .Elle persiste jusqu'au Barrémien supérieur. Au cours de son évolution on observe cinq épisodes de montées des eaux dont elles sont en relation avec les variations eustatiques liées à la période d'extension du Golfe du Mexique. Cependant, la prolifération et les variations quantitatives des espèces dépendant fortement de l'adaptabilité aux variations eustatiques, de cette manière il est possible de trouver des différences d'épaisseur des strates ainsi que des variations dans la population dans toute sa section.

Grâce à cette étude micropaléontologique, il a été possible de connaître en détail la faune benthique, ses associations et d'approximer une date à la plate-forme Cupido dans la région de la Huasteca et de comparer les variations eustatiques mondiaux avec celles de la Formation Cupîdo.

Mots-clés: FORAMINIFERES BENTHIQUES, PLATE-FORME, VALANGINIEN SUPERIEUR, BARREMIEN SUPERIEUR, MEXIQUE.

RESUMEN

Al Nor-Este de México, en el Estado de Nuevo León dentro del Cañón de la Huasteca, mas de cuarenta especies entre foraminíferos bentónicos, algas dacicladaceas y fauna planctónica ha sido inventariada en 200 metros de depósitos calcáreos. Este trabajo micro paleontológico esta basado en láminas delgadas en las cuales se hizo el conteo de cada uno de los elementos identificados en una superficie de referencia. Estos resultados fueron pasados a una tabla donde se representa a la vertical los números de las muestras ordenados por su posición estratigráfica en la sección de campo y a la horizontal el inventario de la fauna y de la flora encontrada en cada muestra, estos elementos son enseguida clasificados según su medio de depósito.

Los resultados obtenidos mostraron que después de la trasgresión del Jurasico superior (Formación Taraises), posiblemente a partir del Valanginiano superior, la plataforma carbonatada Cupido comienza a formarse, en condiciones de salinidad y oxigenación normales continuando hasta el Barremiano superior. En el curso de su evolución se observan cinco periodos de elevación eustáticas que están ligados al periodo de extensión del Golfo de México. La ploriferación y las variaciones cuantitativas de las especies dependieron fuertemente de la adaptabilidad a las variaciones eustáticas, de esta manera es posible encontrar diferencias de espesor en los estratos y variaciones en la población a lo largo de la sección estratigráfica.

Gracias a este estudio micropaleontologico ha sido posible de conocer en detalle la fauna bentonita, sus asociaciones y de aproximar una edad a la Formación en la región de estudio y comparar los periodos eustáticos mundiales con los de la plataforma Cupido.

Palabras-claves: FORAMINIFEROS BENONICOS, PLATAFORMA, VALANGINIANO SUPERIOR, BARREMIANO SUPERIOR, MEXICO.