Université Joseph Fourier - Grenoble I

Université de Neuchâtel

/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/ N° attribué par la bibliothèque

Thèse en cotutelle

présentée par

Julien BELTRAMO

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Joseph Fourier – Grenoble I

et de

Docteur ès Sciences en Géologie

Les séries carbonatées crétacées d'arc volcanique du Terrane Guerrero (Mexique)

Soutenue le 4 décembre 2003

Directeurs de thèse : Annie Arnaud Vanneau

Karl Föllmi

Jury :

Marc Tardy _____ Président

Alain Mascle _____ Rapporteur

Helmut Weissert _____ Rapporteur

Thierry Adatte _____ Examinateur

Philippe Lapointe _____ Examinateur

Juventino Martínez Reyes _____ Examinateur

Université Joseph Fourier - Grenoble I
Université de Neuchâtel

Thèse en cotutelle

présentée par

Julien BELTRAMO

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Joseph Fourier – Grenoble I

et de

Docteur ès Sciences en Géologie

Les séries carbonatées crétacées d'arc volcanique du Terrane Guerrero (Mexique)

Le 4 décembre 2003

Directeurs de thèse : Annie Arnaud Vanneau
Karl Föllmi

Jury :

Marc Tardy	Président
Alain Mascle	Rapporteur
Helmut Weissert	Rapporteur
Thierry Adatte	Examinateur
Philippe Lapointe	Examinateur
Juventino Martínez Reyes	Examinateur

IMPRIMATUR POUR LA THESE

Les séries carbonatées crétacées d'arc volcanique du Terrane Guerrero (Mexique)

de M. Julien BELTRAMO

REALISEE EN COTUTELLE AVEC

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER, GRENOBLE 1 F

et

L' UNIVERSITE DE NEUCHATEL CH

FACULTE DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel, sur le rapport des membres du jury

Mme A. Anraud Vanneau (co-directrice de thèse, Grenoble), MM. K. Föllmi (co-directeur de thèse), M. Tardy (Grenoble), H. Weissert (Zürich), A. Mascle (Grenoble) et T. Adatte

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 17 février 2004

La doyenne:

Martine Rahier

Avant-propos

Ce travail, commencé en octobre 1999, a été réalisé en cotutelle entre le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université J. Fourier à Grenoble (LGCA) et l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel.
Il a été réalisé grâce au soutien financier de la compagnie TOTAL, de la région Rhône-Alpes, et du « European Community - Access to Reseach Infrastructure action of the Improving Human Research Potential Programme ».
Je remercie les universités citées ci-dessous pour m'avoir permis l'accès à leurs collections de paléontologie :
- Université Nationale Autonome de Mexico (UNAM)
- Muséum de Paléontologie de l'Université de Californie, Berkeley (UCMP)
- *Allison Museum* à l'Université de San Diego.

J'exprime toute ma reconnaissance à La UNAM (délégations de Juriquilla et de Hermosillo) et l'Institut Mexicain du Pétrole qui ont contribué au bon déroulement des missions de terrain par leur soutien logistique, et au sociétés Cemex, Calfina et Calteco qui ont autorisé l'accès à leurs carrières permettant un travail de terrain efficace.

Je remercie mes directeurs de thèse Annie Arnaud Vanneau, directrice de recherche au LGCA et Karl Föllmi, professeur à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel pour m'avoir proposé ce sujet et suivi au cours de ce travail.

Je tiens particulièrement à exprimer toute ma gratitude à Juventino Martínez Reyes, docteur-Ingénieur à la UNAM, pour son aide sur le terrain et pour son accueil.
Je remercie Thierry Adatte, Maître-Assistant à l'université de Neuchâtel et Marc Tardy, Professeur à l'Université J .Fourier pour m'avoir conseillé et fait partager leur expérience du Mexique.

J'adresse mes remerciements à Helmut Weissert, professeur à l'Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, et à Alain Mascle de l'Institut Français du Pétrole qui ont accepté la charge de rapporteur et me font l'honneur de juger ce travail.

Je suis reconnaissant à Philippe Lapointe , de la compagnie TOTAL, d'avoir accepté de faire partie du jury de cette thèse.

Ce travail n'aurait pas abouti sans l'aide des spécialistes et des techniciens suivants :

- Blanca Buitrón Sánchez de la UNAM de Mexico, pour la détermination des gastéropodes ;

- Zsolt Berner et Doris Stüben de Universität Karlsruhe pour les analyses des isotopes stables ;
- Annie Dhondt du Muséum de Sciences Naturelles de Bruxelles qui m'a initié à l'étude des bivalves ;
- Jean-Louis Latil, qui a récolté et identifié les ammonites de ce travail ;
- Jean-Pierre Masse de l'Université de Marseille pour la détermination des rudistes et les discussions enrichissantes que nous avons partagé;
- Simon Sheppard, de l'ENS de Lyon, qui m'a autorisé à réaliser les analyses isotopiques à l'ENS de Lyon ;
- Alicia Silva de la UNAM de Mexico pour la détermination des plantes fossiles ;
- Henri Soudet de la compagnie TOTAL pour la détermination des oursins ;
- André Villard et Daniel Arnaud pour la réalisation des centaines de lames minces.

Je souhaite remercier tous les collègues de Neuchâtel et de Grenoble pour l'ambiance de travail et particulièrement Chaker et Ronny, qui, en plus de partager mon bureau, m'ont gentiment hébergé lors des mes déplacements entre la France et la Suisse.
Merci aux relecteurs de dernière minute qu'ont été Anne, Alexis, Laurent et Stéphane.

Je tiens également à remercier les collègues mexicains (Julio-César, Juan et les autres) pour leur accueil à l'Institut Mexicain du Pétrole, l'accès à la bibliographie mexicaine, leur hospitalité et pour la découverte de Mexico *by night*.
Pour l'accueil reçu, je réserve une attention particulière à Carmen et sa famille ainsi qu'à la famille de Juventino, et notamment Claudia lors de mes séjours à Mexico.

Enfin, j'ai une pensée à ma famille qui m'a particulièrement soutenu pendant ces années.

Sommaire

Avant-propos		iv
Sommaire		vi
Liste des figures		viii
Résumé		xii
Abstract		xiii
Resumen		xiv
Chapitre Premier : Introduction		**1**
I	**Buts et démarche de l'étude**	**3**
II	**Cadre de l'étude**	**6**
A	Cadre géographique	6
B	Cadre paléogéographique général	7
1	Géologie du Mexique	7
2	Rappels sur les terranes	13
3	Le Terrane Guerrero dans la géologie du Mexique	14
C	Historique des travaux antérieurs	15
1	Sur les carbonates des édifices volcaniques	15
2	Sur les carbonates des sites étudiés	18
III	**Méthodes utilisées**	**21**
A	Utilisation de la stratigraphie séquentielle	21
1	Les concepts de base	21
2	Découpage de la séquence de dépôt	23
B	Déterminations des faciès	25
C	Comptages et assemblages des marqueurs écologiques	25
D	Biostratigraphie	26
E	Chimiostratigraphie	28
1	Les isotopes stables	28
2	Les isotopes stables de l'oxygène	31
3	Les isotopes stables du carbone	32
4	Méthodologie	34
F	Minéralogie par rayons X	39
1	Préparation des échantillons pour l'analyse XRD	39
2	Analyse XRD	40
Chapitre Deuxième : La coupe de référence dans l'état de Chihuahua		**43**
I	**Généralités**	**45**
A	Présentation du Bassin de Chihuahua	45
B	Problèmes de nomenclature stratigraphique	48
1	Le Jurassique supérieur : Formation La Casita	49
2	Le Néocomien	49
3	L'Aptien – Albien inférieur	50
4	L'Albien : Groupe Aurora, Groupe Chihuahua	51
5	Le Cénomanien	54
II	**Sections étudiées**	**54**
A	La section de la sierra Cuchillo Parado	54
B	La section de la sierra Boquilla	58
III	**Paléontologie**	**64**
A	Les ammonites	64
B	Les bivalves	68
C	Les oursins	71
D	Les Foraminifères	71
E	Discussion	77

IV Isotopes stables du carbone et de l'oxygène 80
A Le carbone 82
B L'oxygène 84
V Évolution séquentielle 87
VI Conclusions sur la coupe de référence dans la bassin de Chihuahua 90
Chapitre Troisième : Les séries du Terrane Guerrero 93
I Présentation des séries 95
A Basse Californie 95
1 Présentation de la Formation Alisitos, Basse Californie 95
2 Sections de Punta China 102
3 Autres sections 114
B Séries de l'état de Jalisco et du Michoacán 118
1 Présentation des séries 118
2 Coupes étudiées 123
II Bio- et chimiostratigraphie 139
A Paléontologie 139
1 Systématique 139
2 Discussion 158
B Isotopes stables du carbone et de l'oxygène 166
III Analyse séquentielle à partir des faciès et des assemblages écologiques 171
A Description des faciès 171
1 Faciès volcaniques 172
2 Faciès silicoclastiques 175
3 Faciès carbonatés 179
B Description des assemblages de marqueurs environnementaux 203
C Description des surfaces remarquables 206
D Agencement séquentiel à partir des faciès et des assemblages écologiques 211
1 Punta China, Basse Californie 211
2 Chiquilistlán, Jalisco 233
3 Tecolotlán, Jalisco 242
4 San Juan de Alima, Michoacán 251
IV Synthèse des résultats obtenus 256
A Relation faciès – assemblages écologiques 256
B Stratégies de colonisation et types de paraséquence 260
1 Les organismes colonisateurs 260
2 Les différents types de paraséquences 261
C Géométrie des corps sédimentaires en Basse Californie 266
D Reconstitutions des histoires volcanosédimentaires 268
1 Histoire volcanosédimentaire de Basse Californie 268
2 Corrélation et histoire volcanosédimentaire à Jalisco et Michoacán 275
Chapitre Quatrième : Conclusion 279

Bibliographie 289
Annexes 307

Liste des figures

Figure I.1 - Résumé des principaux événements géochimiques, volcaniques et des variations du niveau marin associés aux événements anoxiques pendant le Crétacé "moyen" ---- 4
Figure I.2 - Localisation des sites étudiés sur une image satellite du Mexique ---- 6
Figure I.3a - Carte tectonostratigraphique des terranes au Mexique d'après Campa & Coney, 1983 ---- 7
Figure I.3b - Distribution des blocs crustaux et des Terranes mexicains d'après Dickinson & Lawton, 2001---- 8
Figure I.4a - Cartes paléogéographiques du Crétacé inférieur---- 9
Figure I.4b - Reconstruction géotectonique du Mexique au Crétacé inférieur ----10
Figure I.5 - Schémas montrant la double subduction de la plaque Mezcalera et la mise en place du Terrane Guerrero (Dickinson & Lawton, 2001) ----12
Figure I.6 - Modèle de plate-forme carbonatée isolée sur un cône volcanique : le Guyot Wodejebato ----16
Figure I.7 - Schéma montrant l'évolution des carbonates sur les îles volcaniques d'après Soja (1996)----17
Figure I.8 - Localisation des travaux antérieurs dans les États de Jalisco et du Michoacán----19
Figure I.9 - Localisation des travaux antérieurs en Basse Californie (BC) ----20
Figure I.10 - Variation d'espace disponible : fonction de l'eustatisme et de la subsidence----22
Figure I.11 - Modèle de stratigraphie séquentielle ----24
Figure I.12 - Zonation biostratigraphique des ammonites (A) et des foraminifères benthiques (B) pour l'Aptien et l'Albien ----27
Figure I.13 - Variations en isotopes stables du carbone ----33
Figure I.14 - Diagramme Pression / Température de l'eau et du CO_2 ----35
Figure I.15 - Variations interlaboratoires des mesures isotopiques ----38
Figure II.1 - Localisation du bassin de Chihuahua ----45
Figure II.2 - Corrélation des différentes formations dans le Texas et le Chihuahua ----48
Figure II.3 - Calcaires Aurora et les nouvelles formations dans la coupe de la sierra Boquilla (CSB), Chihuahua ----51
Figure II.4 - Carte géologique des coupes de sierra Boquilla (CSB) et sierra Cuchillo Parado (CCP), Chihuahua ----55
Figure II.5 - Panorama de la coupe dans la sierra Cuchillo Parado (CCP), Chihuahua ----56
Figure II.6 - Coupe de la sierra Cuchillo Parado (CCP), Chihuahua ----57
Figure II.7 - Panoramas de la coupe de la Sierra Boquilla (CSB), Chihuahua ----59
Figure II.8 - Coupe de la sierra Boquilla (CSB), Chihuahua ----61
Figure II.9 - Contact entre les formations Coyame et Benigno, Sierra Boquilla, Chihuahua ----62
Figure II.10 - Première limite érosive au sein de la formation Benigno, Sierra Boquilla, Chihuahua ----62
Figure II.11 - Deuxième limite au sein de la formation Benigno, Sierra Boquilla, Chihuahua ----62
Figure II.12 - Extension des principaux foraminifères dans la coupe de sierra Boquilla (CSB), Chihuahua -----75
Figure II.13 - Position des principaux marqueurs biostratigraphiques dans les coupes de Chihuahua (CCP, CSB) ----78
Figure II.14 - $\delta^{18}O$ en fonction du $\delta^{13}C$ dans les coupes de Chihuahua ----80
Figure II.15 - Résultats bio-, chimiostratigraphiques et séquentiels dans les coupes des sierras Boquilla et Cuchillo Parado, Chihuahua----81
Figure II.16 - Comparaison des courbes isotopiques du carbone pour l'Aptien - Albien ----83
Figure II.17 - Comparaisons des courbes isotopiques du carbone et de l'oxygène de ce travail avec la compilation de Azevedo & Rodrigues, 2000 ----85
Figure II.18 - Isotopes stables, minéralogie et découpage séquentiel des formations Coyame et Benigno de la coupe de la sierra Boquilla (CSB) ----88
Figure III.I.1 - Carte géologique de la Basse Californie d'après Gastil (1971) ----96
Figure III.I.2 - Principales provinces tectoniques dans le Golfe de Californie d'après Allison (1964b) ----97
Figure III.I.3 - Localisation des coupes de Punta China---- 103
Figure III.I.4 - Affleurements de la petite carrière à Orbitolines (PCO), BC ---- 104
Figure III.I.5 - Coupe de la petite carrière à Orbitolines (PCO), Punta China BC---- 105
Figure III.I.6 - Affleurements du bord de mer (PCP), Basse Californie ---- 107
Figure III.I.7 - Coupe du bord de mer (PCP), Punta China Basse Californie---- 108
Figure III.I.8 - Affleurements de la grande carrière (PCC), Punta China Basse Californie---- 110
Figure III.I.9 - Coupe synthétique de la grande carrière (PCC), Punta China BC ---- 111
Figure III.I.8 - Affleurements de la grande carrière (PCC), Punta China Basse Californie---- 113
Figure III.I.11 - Affleurements du site du rancho Las Codornices (RCR), Basse Californie ---- 115
Figure III.I.12 - Localisation des sites au sud de El Rosario, BC ---- 116
Figure III.I.13a - Vue en direction du nord depuis le rancho Los Torrotes, Basse Californie ---- 117
Figure III.I.13b - Coupe simplifiée du rancho Los Torrotes ---- 117

Figure III.I.14 - Affleurement partiel de la Formation Alisitos dans la région de La Bocana, Basse Californie--- 11
Figure III.I.15 - Localisation des sites étudiés dans les états de Jalisco et du Michoacán ---------- 118
Figure III.I.16 - Carte géologique de la région de Jalisco et Michoacán ---------- 120
Figure III.I.17 - Log synthétique des coupes de la route de Chiquilistlán (CHQ), Jalisco---------- 124
Figure III.I.18 - Affleurements de la route de Chiquilistlán (CHQ), Jalisco ---------- 125
Figure III.I.19 - Coupe de Tamazulita (TAM), Jalisco---------- 128
Figure III.I.20 - Affleurements des carrières de Tecolotlán ---------- 129
Figure III.I.21 - Coupe de la carrière Calfina (TCF), Tecolotlán Jalisco ---------- 131
Figure III.I.22 - Coupe de la carrière Calteco, Tecolotlán, Jalisco ---------- 123
Figure III.I.23 - Coupe de la carrière Cemex, Tecolotlán Jalisco ---------- 135
Figure III.I.24 - Affleurements de la route de San Juan de Alima---------- 137
Figure III.I.25 - Coupe de la route de San Juan de Alima, Michoacán ---------- 138
Figure III.II.1 - Répartition des principaux foraminifères dans les coupes PCO et PCP de Punta China, BC --- 159
Figure III.II.2 - Répartition des principaux foraminifères benthiques dans la coupe de la grande carrière (PCC), Basse Californie---------- 161
Figure III.II.3 - Répartition des principaux foraminifères benthiques dans les coupes de la route de Chiquilistlán (CHQ), Jalisco ---------- 162
Figure III.II.4 - Répartition des principaux foraminifères benthiques dans les coupes des carrières de Tecolotlán (TCF, TCC, TCM), Jalisco ---------- 163
Figure III.II.5 - Répartition des principaux foraminifères benthiques dans la coupe de la route de San Juan de Alima (SJA), Michoacán ---------- 164
Figure III.II.6 - $\delta^{18}O$ en fonction du $\delta^{13}C$ dans les coupes de Punta China, Basse Californie ---------- 166
Figure III.II.7 - Courbe isotopique du carbone et de l'oxygène dans les coupes PCO et PCP, Basse Californie 167
Figure III.II.8 - Courbes isotopiques du carbone et de l'oxygène dans la coupe de la grande carrière (PCC), Basse Californie ---------- 168
Figure III.II.9 - Comparaison des courbes isotopiques dans les coupes du Chihuahua et de Basse Californie -- 170
Figure III.III.1 - Hydrodynamisme et environnements sur une plate-forme théorique---------- 171
Figure III.III.2 - Répartition des éléments figurés sur un profil théorique de plate-forme ---------- 172
Figure III.III.3 - Faciès volcaniques 1 ---------- 173
Figure III.III.3 - Faciès volcaniques 2 ---------- 174
Figure III.III.4 - Faciès silicoclastiques---------- 176
Figure III.III.5 - Faciès de tempêtes : accumulations de nérinées---------- 178
Figure III.III.6 – Proportion des organismes dans le faciès F11d ---------- 180
Figure III.III.7 - Faciès supratidaux et intertidaux ---------- 181
Figure III.III.8 – Proportion des marqueurs écologiques dans le faciès F11c ---------- 182
Figure III.III.9 – Proportion des organismes dans le faciès F11a ---------- 183
Figure III.III.10 - Biosparites et biomicrites à oncoïdes---------- 184
Figure III.III.11 – Proportion des différents organismes dans le faciès F10 ---------- 185
Figure III.III.12 - F9 : Faciès internes de la plate-forme ---------- 186
Figure III.III.13 – Proportion des organismes dans le faciès F9a ---------- 187
Figure III.III.14 – Proportion des organismes dans le faciès F9b ---------- 188
Figure III.III.15 – Proportion des organismes dans le faciès F9c ---------- 188
Figure III.III.16 - F8 : Faciès externe de la plate-forme interne---------- 190
Figure III.III.17 – Proportion des organismes dans le faciès F8a ---------- 191
Figure III.III.18 – Proportion des organismes dans le faciès F8b ---------- 192
Figure III.III.19 – Proportion des organismes dans le faciès F8c ---------- 193
Figure III.III.20 - F5, F6, F7, Faciès de bordure de plateforme ---------- 194
Figure III.III.21 – Proportion des organismes dans le faciès F7---------- 195
Figure III.III.22 – Proportion des éléments figurés dans le faciès F6---------- 196
Figure III.III.23 – Proportion des organismes dans le faciès F5---------- 197
Figure III.III.24 - Faciès de bassin et de talus ---------- 198
Figure III.III.25 - Proportion des organismes dans le faciès F4 ---------- 199
Figure III.III.26 – Proportion des organismes dans le faciès F3---------- 200
Figure III.III.27 – Proportion des organismes dans le faciès F2---------- 201
Figure III.III.28 – Proportion des organismes dans le faciès F0---------- 202
Figure III.III.29A - Zonation verticale des fonds marins d'après J.-M. Pérès (1961) ---------- 203
Figure III.III.29B - Répartition des assemblages sur la plate-forme---------- 203
Figure III.III.30 - Faune et flore constituant les assemblages---------- 204
Figure III.III.31 - Surfaces remarquables----------207-208
Figure III.III.32A - *Lag deposit*---------- 209
Figure III.III.32B - Surfaces d'ennoiement ---------- 209

Figure III.III.33- Changements lithologiques ---------- 210
Figure III.III.34 - Limite de séquence de dépôt ---------- 210
Figure III.III.35 - Légende des graphes d'évolution de faciès et d'assemblages ---------- 212
Figure III.III.36 - Évolution des assemblages et des faciès dans la coupe PCO, Basse Californie ---------- 213
Figure III.III.37 - Évolution des assemblages et des faciès dans la partie supérieure de la coupe PCO, Basse Californie ---------- 214
Figure III.III.38 - Évolution des faciès dans l'ensemble 1 de la coupe PCP, Basse Californie ---------- 215
Figure III.III.39 - Évolution des assemblages et des faciès dans les ensembles 2, 3 et 4 de la coupe PCP, Basse Californie ---------- 217
Figure III.III.40 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'ensemble 6 de la coupe PCP, Basse Californie ---------- 218
Figure III.III.41 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'ensemble 8 de la coupe PCP, Basse Californie ---------- 219
Figure III.III.42 - Évolution des assemblages et des faciès dans les coupes PCO-PCP, Basse Californie -------- 221
Figure III.III.43 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'ensemble 1 de l'unité VC1 de la coupe PCC, Basse Californie ---------- 225
Figure III.III.44 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'ensemble 2 de l'unité VC1 de la coupe PCC, Basse Californie ---------- 226
Figure III.III.45 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'ensemble 3 de l'unité VC1 de la coupe PCC, Basse Californie ---------- 227
Figure III.III.46 - Évolution des assemblages et des faciès dans les ensembles 4 et 5 de l'unité VC1 de la coupe PCC, Basse Californie ---------- 228
Figure III.III.47 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'Unité UC1 de la coupe PCC, Basse Californie ---------- 229
Figure III.III.48 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité VC2 de la coupe PCC, Basse Californie ---------- 230
Figure III.III.49 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'Unité UC2 de la coupe PCC, Basse Californie ---------- 231
Figure III.III.50 - Évolution des assemblages et des faciès dans la coupe PCC, Basse Californie ---------- 232
Figure III.III.51 - Évolution des assemblages et des faciès dans les bancs carbonatés de l'unité III de la coupe CHQ, Jalisco ---------- 235
Figure III.III.52 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité IV de la coupe CHQ, Jalisco ---------- 236
Figure III.III.53 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité IV de la coupe CHQ, Jalisco- suite ---- 237
Figure III.III.54 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'Unité V et VI de la coupe CHQ, Jalisco ----- 238
Figure III.III.55 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité VII de la coupe CHQ, Jalisco ---------- 239
Figure III.III.56 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité VIII de la coupe CHQ, Jalisco --------- 240
Figure III.III.57 - Évolution des assemblages et des faciès dans la coupe de Chiquilistlán (CHQ), Jalisco ----- 241
Figure III.III.58 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité I de la coupe TCF, Jalisco ---------- 244
Figure III.III.59 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité II de la coupe TCF, Jalisco ---------- 245
Figure III.III.60 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité III de la coupe TCF, Jalisco ---------- 246
Figure III.III.61 - Évolution des assemblages et des faciès dans les unités I et II de la coupe TCC, Jalisco ----- 247
Figure III.III.62 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité II de la coupe TCC, Jalisco ---------- 248
Figure III.III.63 - Évolution des assemblages et des faciès dans la coupe TCM, Jalisco ---------- 249
Figure III.III.64 - Évolution des assemblages et des faciès dans les coupes de Tecolotlán, Jalisco ---------- 250
Figure III.III.65 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité 1 de la coupe de San Juan de Alima, Michoacán ---------- 252
Figure III.III.66 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité III de la coupe SJA2, Michoacán ------ 253
Figure III.III.67 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité IV de la coupe SJA, Michoacán ------- 254
Figure III.III.68 - Évolution des assemblages et des faciès dans la coupe SJA, Michoacán ---------- 255
Figure III.IV.1- Proportion et évolution des assemblages écologiques dans les faciès ---------- 257
Figure III.IV.2 - Évolution des assemblages présents dans chaque faciès le long d'un profil de plate-forme ---- 259
Figure III.IV.3 – Organismes encroûtants PCP, Basse Californie ---------- 260
Figure III.IV.4 - Paraséquence type 1 : paraséquence à chondrodontes ---------- 262
Figure III.IV.5 - Paraséquences type 2 : paraséquences à rudistes et chondrodontes ---------- 262
Figure III.IV.6 - Paraséquences de type 3 : paraséquence cyclique à chondrodontes, rudistes et calcaires noduleux ---------- 263
Figure III.IV.7 - Paraséquences de type 4 : paraséquence cyclique massive à rudistes et coraux ---------- 264
Figure III.IV.8 - Paraséquences de type 5 : paraséquence cyclique à calcaires noduleux et rudistes en colonie 265
Figure III.IV.9 - Paraséquences de type 6 : paraséquence rythmique à calcaires noduleux puis à calcaires plus

massifs à rudistes ---- 265
Figure III.IV.10A - Carte géologique d'après photos aériennes (d'après H. Arnaud) ---- 267
Figure III.IV.10B - Organisation schématique des corps sédimentaires à l'est de Punta China (Basse Californie) (d'après H. Arnaud) ---- 267
Figure III.IV.11A - VC1 : Ensemble 1 et 2 ---- 269
Figure III.IV.11B - VC1 : Ensemble 3 ---- 269
Figure III.IV.11C - VC1 : Ensemble 3 suite ---- 270
Figure III.IV.11D - VC1 : Ensemble 4 ---- 270
Figure III.IV.11E - VC1 : Ensemble 5 ---- 270
Figure III.IV.11F - VC1 : Ensemble 6 ---- 271
Figure III.IV.11G - UC1 : Développement des carbonates ---- 271
Figure III.IV.11H - UC1 : Karstification et basculement ---- 272
Figure III.IV.11I - VC2 : Coulée sub-aquatique et sédimentation volcano-détritique fine ---- 272
Figure III.IV.11J - VC2 : Banc supérieur à Chondrodontes ---- 273
Figure III.IV.11K - VC2 : Reprise de l'activité volcanique ---- 273
Figure III.IV.11L - UC2 : Développement des carbonates de plate-forme ---- 274
Figure III.IV.12 - Corrélation entre les coupes de Jalisco et du Michoacán ---- 277
Figure IV.1 - Principaux événements dans les séries du Terrane Guerrero ---- 282
Figure IV.2 - Plates-formes carbonatées du Terrane Guerrero et modèle d'évolution des carbonates sur les îles volcaniques de Soja (1996) ---- 284
Annexe A1 : Tableau de comptage des marqueurs écologiques ---- 308
Annexe A2 : Tableau de pourcentages des marqueurs écologiques ---- 314
Annexe A3 : Tableau de pourcentages des groupes de marqueurs écologiques ---- 319
AnnexeA4 : Tableau de pourcentages des assemblages de marqueurs écologiques ---- 325
Annexe B : Analyses géochimiques ---- 328
Annexe B : Analyses minéralogiques ---- 336
Annexe D : Coupe détaillée de la sierra Boquilla (CSB), Chihuahua ---- 338

Résumé

Le domaine tectonique Cordillerain à l'ouest du Mexique est composé de terranes du Mésozoïque, qui ont été accrété au craton nord américain présent à l'est du Mexique. Le principal terrane est le terrane Guerrero qui est formé par des séries volcanosédimentaires attribué à un ou plusieurs arcs volcaniques. Ces séries contiennent des carbonates d'eau peu profonde d'âge crétacé qui sont le sujet des études stratigraphiques, sédimentologiques, et géochimiques décrits dans ce travail. Ces carbonates sont marqués par la présence fréquente de rudistes et chondrodontes, et une analyse détaillée des faciès et des marqueurs écologiques suggère le développement suivant pour ces carbonates : (1) pendant le Berriasien et jusqu'au Barrémian, des dépôts volcanosédimentaires ont lieu dans un bassin à proximité d'un arc volcanique (Formation Alberca, Jalisco); (2) pendant l'Aptien et l'Albien inférieur, des dépôt détritiques volcanosédimentaires et des laves alternent avec la formation de carbonates de plate-forme (Baja Californie, Jalisco); (3) pendant l'Albien moyen a lieu à grande échelle des dépôts de carbonates de plate-forme (Jalisco); (4) pendant l'Albien supérieur, la formation du carbonate peut être a été associée a des dépôts volcaniques (Michoacán), ou resté sans influence volcanique importante et former de grandes couvertures carbonatées (Jalisco, puis Michoacán); et enfin (5), l'accrétion vraisemblable de l'arc au craton a conduit à un changement fondamental dans la sédimentation de l'Albien terminal (marqué par la présence d'un discordance angulaire), associé avec un ennoiement de la plate-forme carbonatée, et une augmentation des apports terrigènes.

Une étude bio- et chimiostratigraphique complémentaire à haut-résolution a été exécutée sur des sections d'âge équivalent dans le bassin de Chihuahua, localisée sur la partie cratonique du Mexique ont a été reconnues, malgré une activité tectonique régionale importante associée à la formation en *pull-apart* du bassin de Chihuahua.

Mots-clés

Crétacé, Aptien, Albien, Mexique, Terrane Guerrero, carbonates de plates-formes, arcs volcaniques, Basse Californie, Jalisco, Michoacán, bassin de Chihuahua, biostratigraphie, chimiostratigraphie, faciès, marqueurs écologiques, eustatisme

Abstract

The Cordilleran tectonic realm of western Mexico includes mesozoic terranes, which were accreted onto the cratonic basement of eastern Mexico. The principal terrane is the Guerrero terrane, which is formed by volcanosedimentary series attributed to a volcanic arc. These series contain shallow-water carbonates of Cretaceous age, which are the topic of stratigraphic, sedimentological, and geochemical analyses described in this Ph.D. study. These carbonates are marked by the frequent presence of rudists and chondrodonts, and a detailed analysis of facies and ecological marker species suggest the following development: (1) During the Berriasian to the Barremian, volcanic deposition took place in a basin close to the volcanic arc (Alberca Formation, Jalisco); (2) during the Aptian and early Albian, detrital volcanosedimentary and lava deposition alternated with the formation of shallow-water carbonates (Baja California, Jalisco); (3) during the middle Albian, large-scale deposition of shallow-water carbonates took place (Jalisco); (4) during the late Albian, carbonate formation was either closely associated with volcanic deposition (Michoacan), or remained without important volcanic influence, thereby forming large shallow-water occurrences (Michoacan and Jalisco); and (5) from the latest Albian onward, the probable accretion of the island arc onto the craton led to a fundamental change in sedimentation processes (marked by the presence of an angular unconformity), associated with a drowning of the carbonate platform, and an increase in terrigenous input.

A complementary high-resolution bio- and chemostratigraphic study was performed on coeval sections in the Chihuahua basin, located on the cratonic basement of north-eastern Mexico. Principal eustatic sea-level changes of this period have been recognized, despite important regional tectonic activity associated to the formation of a pull-apart basin.

Keywords

Cretaceous, Aptian, Albian, Mexico, Guerrero Terrane, Shallow-water carbonates, Volcanic arc, Baja California, Jalisco, Michoacán, Chihuahua Trough, Biostratigraphy, Chemostratigraphy, facies, ecological marker, eustatism

Resumen

El dominio tectónico Cordilleran al oueste de México esta constituto de terraneos mesozoico que fuen accretatos al craton norte-americano occurado en México oriental. El terraneo principal es el terraneo Guerrero que es formado por serias volcanosedimentarias atribuidas a un arco volcánico. Estas serias contienen carbonatos de agua superficial de la edad Cretácea, que es el tema de análisis estratigrafical, sedimentological, y geoquimical descritos en este tesis doctoral. Estos carbonatos son marcados por la presencia frecuente de rudistas y chondrodontas, y un análisis detallado de los facies y de les marcadores ecológicos hacen pensar en el desarrollo siguiente por los carbonatos : (1) durante el Berriasiano al Barremiano, la deposición volcánica occura en una cuenca cerca de un arco volcánico (Formación de Alberca, Jalisco); (2) durante el Aptian y Albian temprano, depositos volcanosedimentarios y des lavas alternados con la formación de carbonatos de plataforma (Baja California, Jalisco); (3) durante el Albiano mediano, la deposición de gran capas de carbonatos de agua superficial sucedió (Jalisco) ; (4) durante el Albiano superior, la formación de los carbonatos se asoció con deposición volcánica (Michoacán), o se dessarollan sin influencia volcánica importante y forman grandes ocurrencias de carbonatos plataforma (Michoacán y Jalisco); y (5) en el último Albiano la acreción probable del arco hacia el craton llevó a un cambio fundamental en procesos de sedimentación (marcado por la presencia de una disconformidad angular), asociado con un inundacion de la plataforma carbonata, y de un aumento en la entrada terrigena.

Un estudio bio- y quimioestratigrafical complementaria de alto-resolución se realizó en secciones de misma edad en la cuenca de Chihuahua, localizada en el basamento cratonico de México norte-oriental. Principal eustaticos cambios del nivel del mar de este periodo se ha reconocido, a pesar de actividad tectónica regional importante asociada a la formación de la cuenca en pull-apart de Chihuahua.

Palabras clave

Cretacico, Aptiano, Albiano, Mexico, Terraneo Guerrero, Carbonatos de plataforma, arco volcanico, Baja California, Jalisco, Michoacán, Cuenca de Chihuahua, biostratigrafia, quimiostratigrafia, facies, marcadores ecológicos, eustatismo

Chapitre Premier :
Introduction

I Buts et démarche de l'étude

Le but de ce travail est de décrire les stratégies d'installation, de développement et de disparition de plates-formes carbonatées sur les édifices volcaniques du Terrane Guerrero au Mexique, mais aussi d'établir des datations et de reconstituer l'évolution géodynamique de ces séries carbonatées.

Sur la côte Pacifique du Mexique, le volcanisme d'arc d'âge aptien à albien est accompagné de dépôt de séries carbonatées. Celles-ci sont de deux types : les premières apparues durant l'activité volcanique, les secondes lorsque le volcanisme cesse. L'étude de ces dépôts et de leur relation avec l'ensemble volcanosédimentaire s'est faite à partir d'affleurements situés dans les états de Basse Californie, Jalisco et Michoacán.

L'installation de séries carbonatées pendant les périodes de volcanisme actif permet d'établir un modèle d'évolution des environnements de dépôt dans ces circonstances particulières.

Par contre, lorsque le volcanisme cesse et que l'arc insulaire rentre en subsidence thermique, les calcaires forment alors d'épaisses séquences de plate-forme dont les dépôts de lagon sont particulièrement développés. Ces épaisses plates-formes sont alors susceptibles d'enregistrer des variations du niveau marin, et des événements globaux comme les épisodes anoxiques. Ainsi l'utilisation d'une coupe de référence établie dans le bassin de Chihuahua (sur le craton nord-américain stable) devrait-elle permettre de replacer ces événements dans un cadre stratigraphique.

Les principales questions qui se posent sont les suivantes :

- Comment s'installent les carbonates de plate-forme dans ce contexte volcanique ?
- Quels sont les éléments en commun et quelles sont les différences entre les carbonates de plate-forme classique comme dans le Chihuahua et ceux des environnements volcaniques ?
- Comment expliquer le paradoxe du développement de ces carbonates de plate-forme peu tolérants aux variations environnementales dans ce contexte volcanique très changeant ?

Pour y répondre, ce travail suivra le plan suivant.

Suite à ce premier chapitre d'introduction, permettant de placer le travail réalisé dans son cadre d'étude et d'expliquer les méthodes utilisées, la présentation des résultats se fera en deux chapitres principaux**.** Tout d'abord dans le chapitre deuxième, la coupe de référence réalisée dans le Chihuahua sera présentée donnant ainsi un cadre stratigraphique qui sera utilisé pour l'étude des sites du Terrane Guerrero.

Le troisième chapitre concerne les deux régions étudiées dans le Terrane Guerrero. Celles-ci sont espacées de 2 000 km et sont situées sur la côte ouest du Mexique. Ce sont la Basse Californie et notamment les environs de Punta China, et la région de Jalisco et de Michoacán avec les sites de Tecolotlán, Chiquilistlán et de San Juan de Alima. Après une présentation du cadre géographique et géologique de chaque site, une description détaillée des sections étudiées sera suivi par le recensement des faunes rencontrées dans l'ensemble des sites du Terrane Guerrero. Dans une troisième partie, une évolution stratigraphique et séquentielle sera proposée grâce aux

résultats donnés par les méthodes utilisées (étude des faciès et des assemblages écologiques dans un but séquentiel, biostratigraphie, chimiostratigraphie, et minéralogie par les rayons X). Une quatrième partie synthétisera les résultats obtenus sur le Terrane Guerrero en mettant en avant les stratégies de colonisation des carbonates, en traitant de la géométrie des plates-formes carbonatées sur les édifices volcaniques, et en proposant une histoire volcanosédimentaire de ces plates-formes.

Ce travail se terminera par un quatrième chapitre de conclusion comparant les événements présents au cours de l'Aptien et de l'Albien dans les sites de Chihuahua et du Terrane Guerrero.

Nécessité d'une coupe de référence

Pendant l'intervalle Aptien à Albien, de nombreux changements surviennent dans les océans à échelle globale révélés par : (1) les variations géochimiques ($\delta^{13}C$, isotopes du Sr), (2) les variations du niveau de la mer et (3) les occurrences d'événements anoxiques (OAE : Oceanic Anoxic Events) (Fig.I.1).

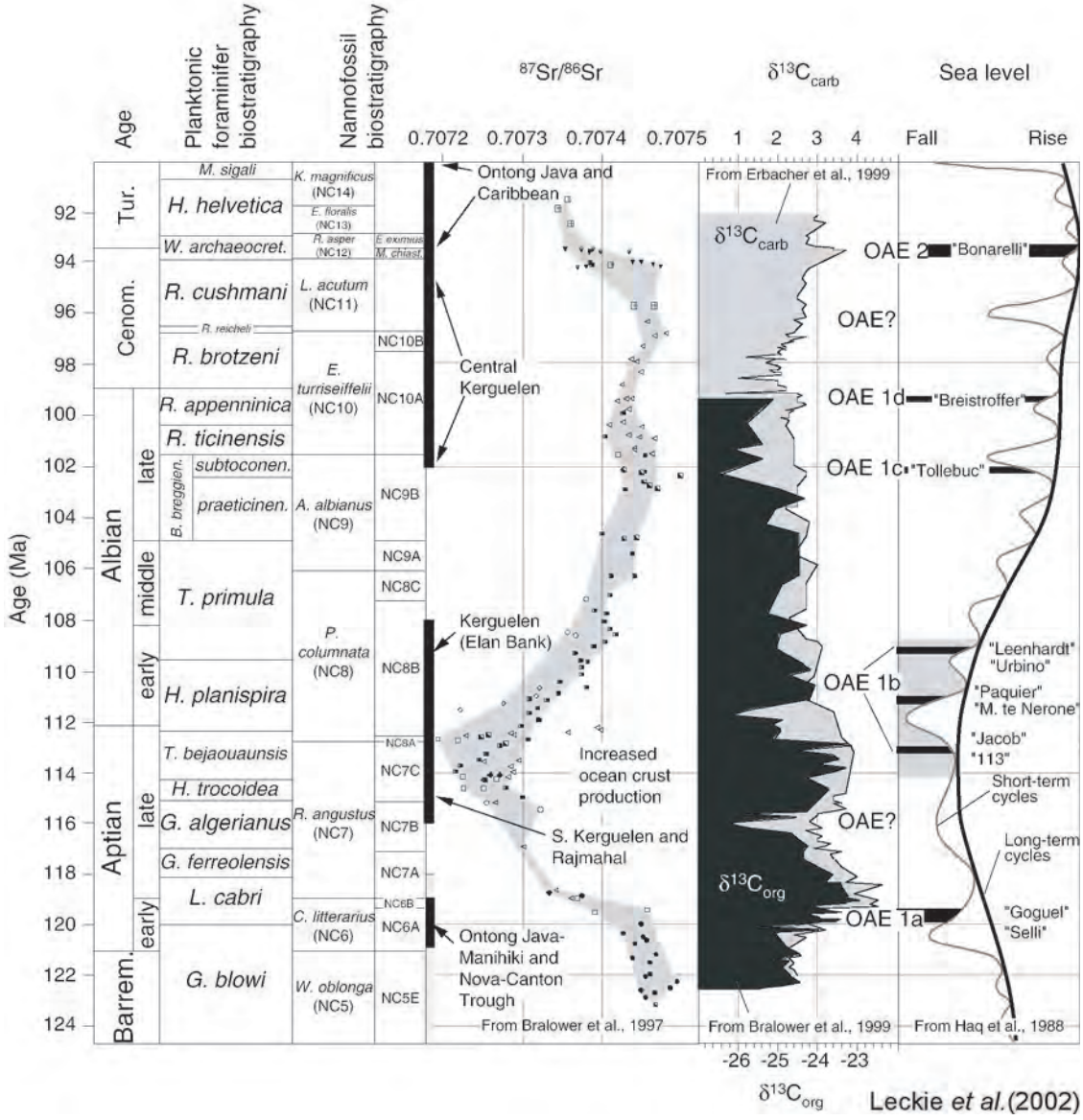


Figure I.1 - Résumé des principaux événements géochimiques, volcaniques, et des variations du niveau marin associés aux événements anoxiques pendant le Crétacé «moyen»

De récents travaux montrent que les variations des proportions des isotopes du carbone sur l'intervalle Aptien à Albien peuvent être utilisées pour des corrélations fines dans un contexte global [Weissert & Bréhéret, 1991 ; Föllmi *et al.*, 1994 ; Weissert *et al.*, 1998] dans les carbonates pélagiques téthysiens en Italie et Suisse, [Jenkyns *et al.*, 1995] dans l'Océan Pacifique Central (Résolution Guyot), [Grötsch *et al.*, 1998 ; Bralower *et al.*, 1999 ; Erbacher *et al.*, 1999; Erbacher *et al.*, 2001] dans l'Atlantique Nord.

Au cours de l'Aptien et de l'Albien, deux excursions positives du $\delta^{13}C$ se produisent ; l'une au cours de l'Aptien inférieur coïncide avec l'OAE 1a (Événement Selli) [Menegatti *et al.*, 1998; Weissert *et al.*, 1998] et la seconde pendant l'Aptien supérieur est attribuée à la zone à Jacobi (zone d'ammonite) [Weissert & Bréhéret, 1991].

Une inversion majeure dans la courbe des isotopes du Sr se produit pendant la période allant de l'Aptien à l'Albien d'après Jones [2001], « the excursion of Sr-isotope begins in the earliest Aptian (~123 Ma), reached its minimum in the late Aptian (~115Ma), and was largely over by the mid-Albian (~110Ma) ».

Des variations du niveau de la mer existent pendant cette période [Hardenbol *et al.*, 1981; Haq *et al.*, 1987 ; Gradstein *et al.*, 1994]. Ce sont des variations à long terme, tout d'abord une chute de deuxième ordre du niveau marin dans l'Aptien, puis une augmentation dans l'Albien [Haq *et al.*, 1988b].

Plusieurs événements anoxiques (OAE) ont été enregistrés pendant l'intervalle Aptien à Albien: l'OAE 1a nommé Événement Selli à l'Aptien inférieur (~123Ma) [Menegatti *et al.*, 1998] et l'OAE 1b à l'Albien inférieur [Schlanger & Jenkyns, 1976 ; Arthur *et al.*, 1990].

Tous ces marqueurs géochimiques, lorsqu'ils sont contraints par une biostratigraphie précise (ici principalement basée sur les récoltes d'ammonites et de foraminifères benthiques), permettent d'établir une stratigraphie de l'intervalle Aptien à Albien. L'établissement d'une coupe de référence dans le Chihuahua par une approche multidisciplinaire permet de définir les événements et de les dater. Par la suite, l'utilisation de cette dernière coupe permet de localiser les événements dans les autres coupes du Terrane Guerrero, bien que tous les marqueurs qui ont été repérés sur la coupe dans le Chihuahua ne soient pas tous identifiables dans le Terrane Guerrero.

Choix de la coupe de référence : le bassin de Chihuahua

De part sa position géographique le bassin de Chihuahua est intermédiaire entre le domaine paléopacifique et le domaine téthysien. Il a été tantôt en contact avec le domaine paléopacifique, tantôt en contact avec le domaine téthysien ; il contient donc un mélange de faune provenant de ces deux domaines. De ce fait, il est possible d'utiliser les informations des chartes établies aussi bien pour la Téthys et que pour le Paléopacifique. Cette coupe dans le Chihuahua présente un triple avantage :

(1) elle est située dans un bassin intracratonique en *pull-apart*, soumis à un fort taux de subsidence, montrant des séries dilatées, et donc une excellente résolution verticale pour l'enregistrement des événements stratigraphiques ;

(2) cette coupe est située sur le bord externe de la plate-forme, lieu où les variations du niveau de la mer sont les mieux enregistrées, et où l'on rencontre des marqueurs stratigraphiques aussi bien de plate-forme (foraminifères benthiques) que de bassin (ammonites) ;

(3) la coupe de la sierra Boquilla est facilement accessible depuis la route principale reliant la ville de Chihuahua à celle d'Ojinaga à partir du village de Coyame, contrairement à la coupe plus complète de la sierra Cuchillo Parado, coupe qui a été cependant utilisée en complément de celle de la sierra Boquilla pour la partie basale Aptien à Albien inférieur.

II Cadre de l'étude

A Cadre géographique (Fig. I.2)

Le Terrane Guerrero au Mexique offre une grande diversité d'affleurements permettant d'étudier le rapport entre les carbonates et les séries volcaniques. Deux régions espacées de 2 000 Km et situées sur la côte ouest du Mexique ont été étudiées : la Basse Californie et notamment les environs de Punta China d'une part, et la région de Jalisco-Michoacán avec les sites de Tecolotlán et Chiquilistlán et de San Juan de Alima, d'autre part. Ces sites ont été choisis pour les travaux antérieurs réalisés par l'Université de Grenoble en collaboration avec la UNAM à Mexico. Un troisième site a été choisi pour la coupe de référence, c'est la région de Coyame dans l'état de Chihuahua pour les raisons évoquées ci-dessus.

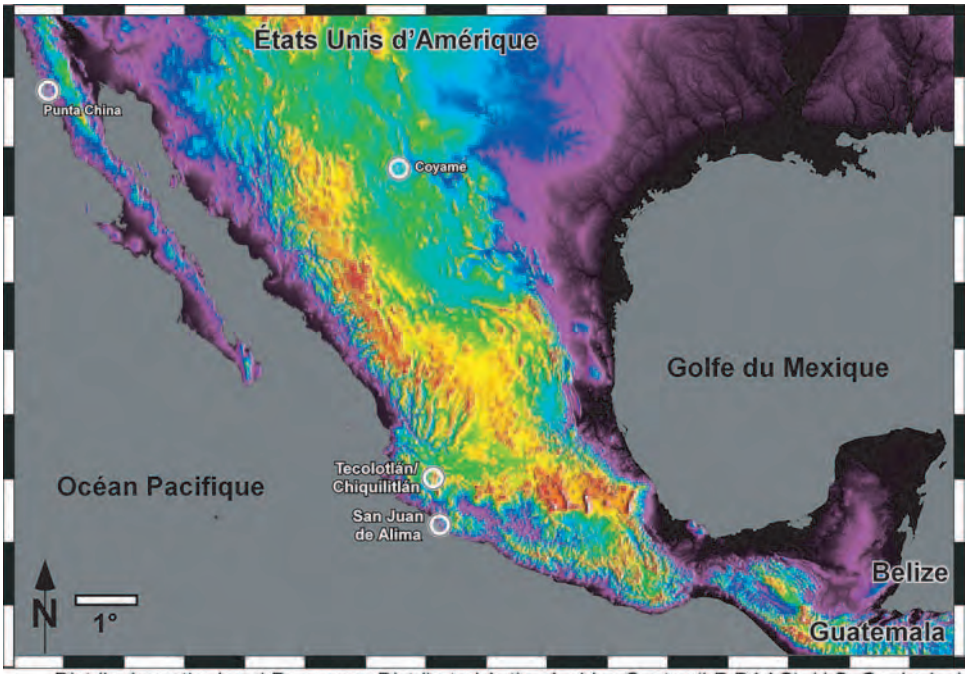


Figure I.2 - Localisation des sites étudiés sur une image satellite du Mexique

B Cadre paléogéographique général

1 Géologie du Mexique

Le fait le plus marquant de la géologie du Mexique est sa division en deux grands domaines [Tardy *et al.*, 1993 ; Tardy *et al.*, 1994]. Le domaine téthysien à l'est dont l'histoire est celle du craton nord-américain et le domaine cordillérain à l'ouest formés de blocs allochtones ou « *terranes* » (Fig.I.3a-b).

Les cordillères du Mexique sont formées par des séquences d'arc volcanosédimentaire et volcanoplutonique d'âge mésozoïque. Elles ont été regroupées en trois grands ensembles ou « *terranes* » qui sont :

- le Terrane Vizcaino qui est situé en Basse Californie dans la Péninsule de Vizcaino et dans les Îles de San Benito, de Cedros et de la Natividad. Ce sont des nappes de roches métamorphiques constituées d'ophiolites du Trias supérieur, de roches volcanosédimentaires du Jurassique au Néocomien et de schistes bleus du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur [Campa & Coney, 1983 ; Moore *et al.*, 1985; Coney, 1989] ;
- Le Terrane Guerrero qui s'étend le long de la côte Pacifique du Mexique depuis la Basse Californie au nord jusqu'au Guerrero au sud. Ce sont des séries d'arc du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur [Campa & Coney, 1983 ; Tardy *et al.*, 1991 ; Lapierre *et al.*, 1992a ; Lapierre *et al.*, 1992b] ;
- Le Terrane Juárez qui est situé dans la sierra Juárez. Il est constitué d'une séquence volcanoplutonique du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur [Tardy, 1980 ; Campa & Coney, 1983; Carfantan, 1986].

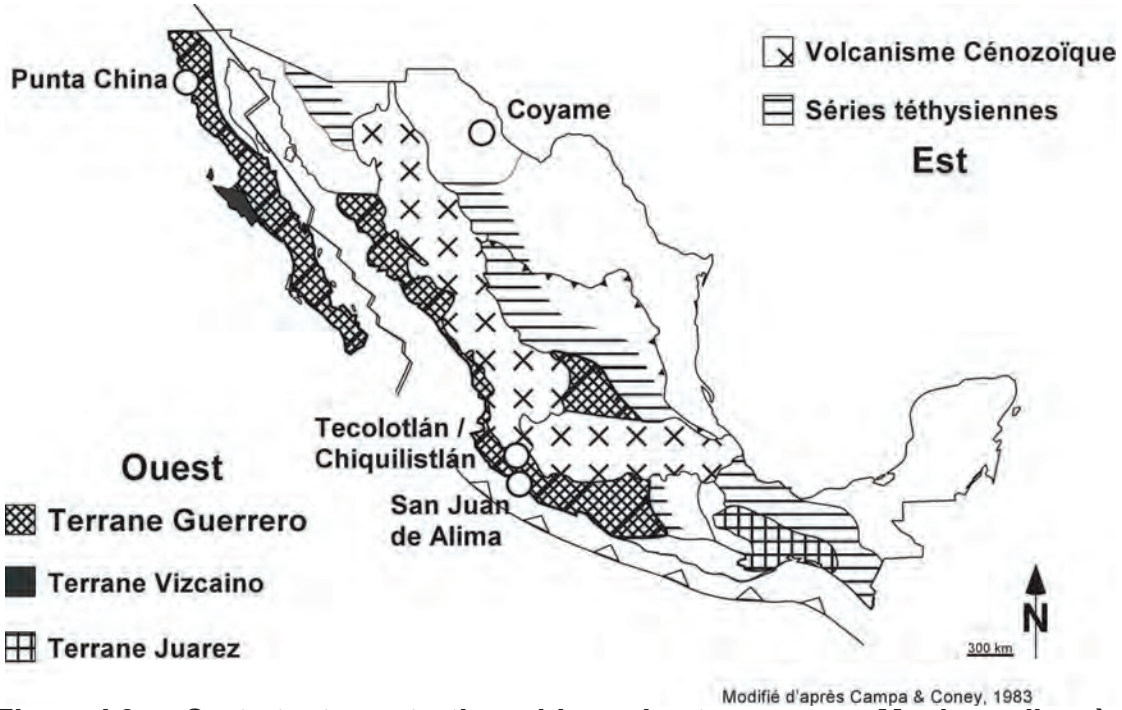
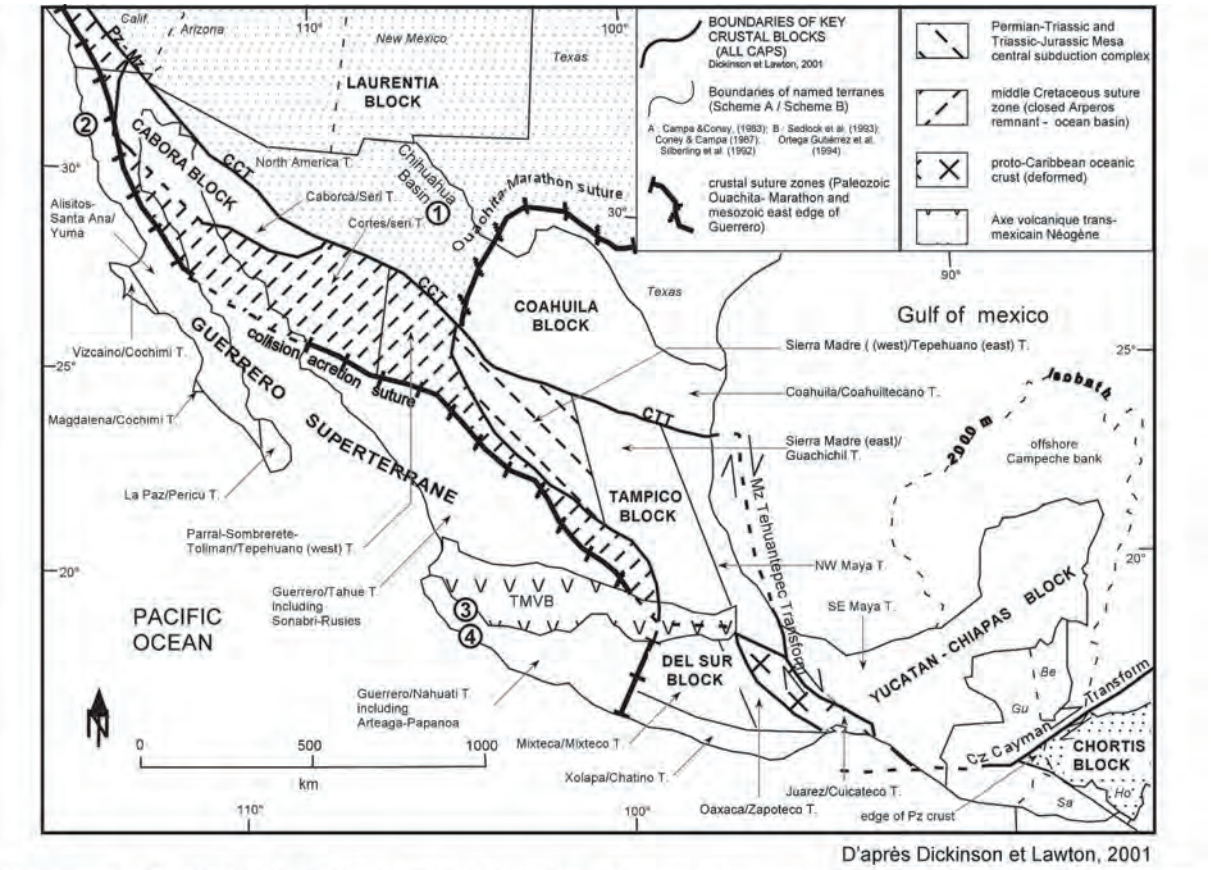


Figure I.3a - Carte tectonostratigraphique des terranes au Mexique d'après Campa & Coney, 1983



D'après Dickinson et Lawton, 2001

Abréviations : Be : Belize, CCT California - Coahuila transform (Jeu permo-triassique), CTT : Coahuila - Tamaulipas transform (jeu ante jurassique), Cz : Cénozoïque, Gu : Guatemala, Ho : Honduras, Mz : Mésozoïque, Pz : Paléozoïque, Sa : El Salvador, T. : Terrane, TMVB : Axe volcanique trans-mexicain Néogène
1 : Coyame (CHI), 2 : Punta China (BC), 3 : Tecolotlán/Chiquilistlán (JAL), 4 : San Juan de Alima (MICH)

Figure I.3b - Distribution des blocs crustaux et des Terranes mexicains d'après Dickinson & Lawton, 2001

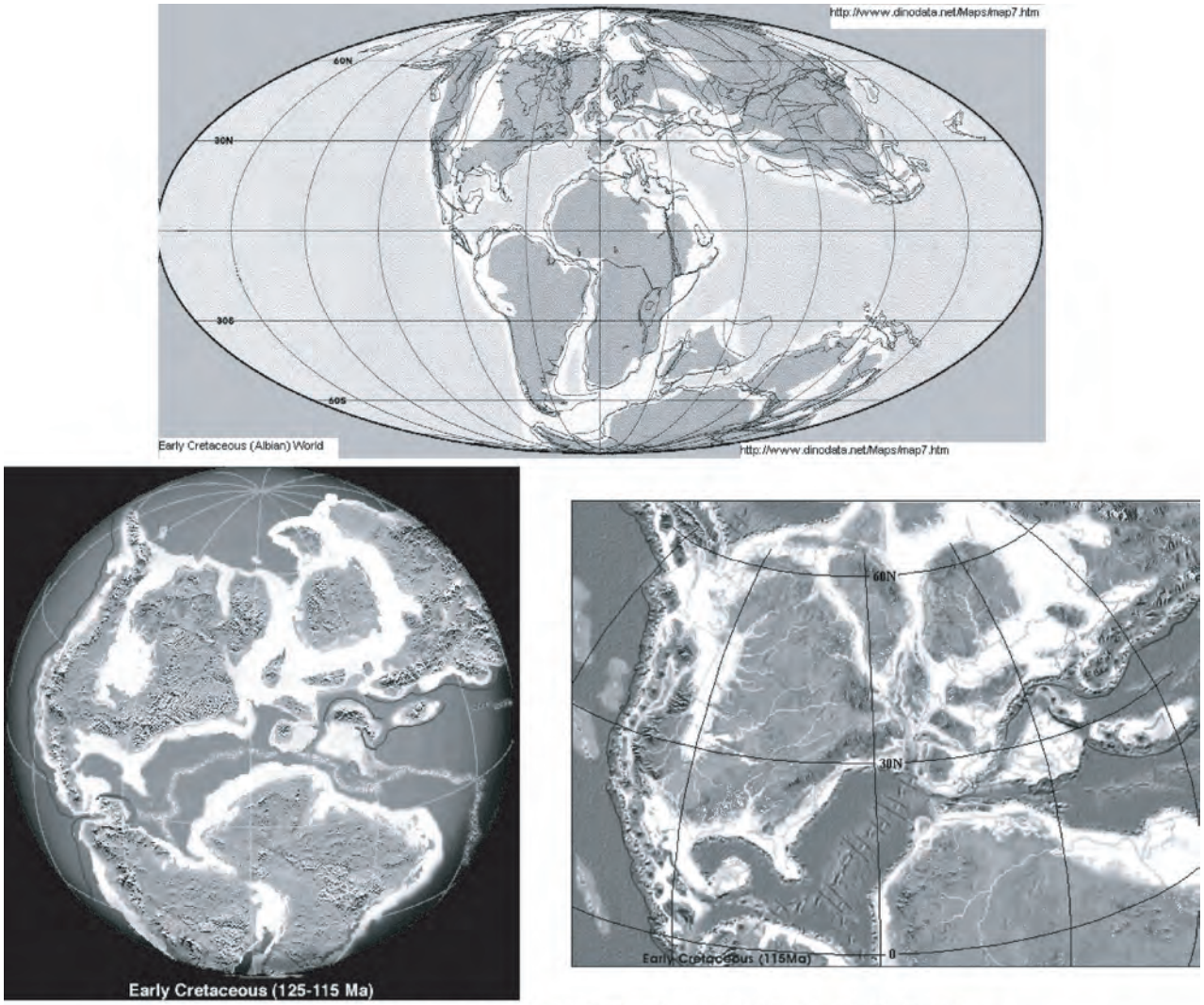
a Domaine est : domaine téthysien

Le socle précambrien métamorphique (Grenville) autochtone du craton nord-américain ne se rencontre qu'au nord-est du Mexique dans une partie de l'état de Sonora et de celui de Chihuahua. La structure géologique du Mexique a évolué au cours du Phanérozoïque par la collision et la fragmentation d'éléments crustaux dérivés de la Laurentia, du Gondwana, et de *terranes* d'origine volcanique intra-Pacifique.

Au cours du Paléozoïque supérieur, l'est et le sud-est du Mexique ont été accrétés au continent nord-américain à l'occasion de la collision continentale entre le Gondwana et la Laurentia formant la chaîne orogénique Ouachita-Marathon qui s'étend depuis la marge sud-est des USA jusqu'au Mexique. Par la suite, au cours du Trias supérieur jusqu'au Jurassique moyen l'ensemble Amérique du Sud / Afrique, et l'Amérique du Nord se séparent ouvrant ainsi l'Atlantique central et plus précisément, le Golfe du Mexique. Cette ouverture du Golfe du Mexique s'accompagne d'une transgression marine qui, pendant le Crétacé, va inonder le plateau continental situé à l'est de l'actuel Mexique (Fig. I.4a-b).

Cette ouverture est probablement accompagnée par un décrochement senestre le long de l'ensemble des failles de la *megashear zone* de Mojave-Sonora, traversant le nord-est et le centre-est du Mexique [Anderson & Schmidt, 1983].

Une série de horsts et de grabens s'est ainsi développée, selon Wilson [1990], sur une ancienne ceinture orogénique d'âge permo-trias. Au cours du Trias et du Lias, les grabens sont le siège d'une sédimentation fluviatile et lacustre de couches rouges [Wilson & Ward, 1993]. Durant le Jurassique moyen, des évaporites ont précipité dans les zones basses de la marge continentale envahie par une mer superficielle. Des carbonates d'eau peu profonde ont commencé à s'accumuler au cours du Jurassique supérieur dans le Golfe, soumis à une subsidence thermique et lithostatique permettant à la mer d'avancer à l'intérieur des terres dans l'est du Mexique. C'est au cours de cette période que se forment de nombreuses séries oolithiques au Mexique et aux USA. La présence de horsts, comme le block de Coahuila, génère de grandes quantités de sédiments terrigènes qui sont transportés dans les mers épicontinentales au cours du Jurassique terminal et du Crétacé basal.

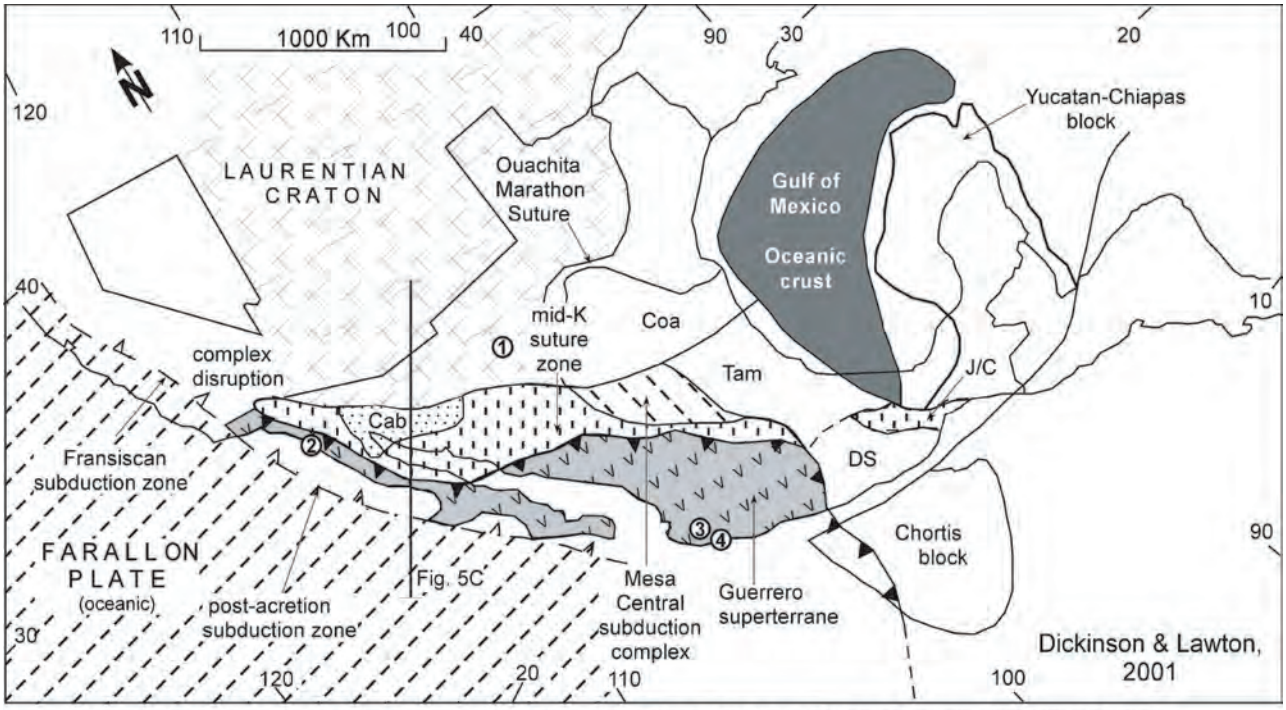


"Plate tectonic maps and Continental drift animations by C. R. Scotese, PALEOMAP Project (www.scotese.com)"

Figure I.4a - Cartes paléogéographiques du Crétacé inférieur

Plus particulièrement, l'ouverture du bassin de Chihuahua est apparue au cours du Jurassique supérieur (Kimméridgien) et serait due, pour certains à l'ouverture du Golfe de Sabinas donnant sur le Golfe du Mexique [González, 1976 ; Alfonso, 1978 ; Cantú Chapa *et al.*, 1985; Alfonso, 1987]) et pour d'autres à une prolongation du bassin de Bisbee [Dickinson, 1981 ; Bilodeau,

1982 ; Bilodeau & Lindberg, 1983 ; Dickinson *et al.*, 1986b]. Ortega-Gutierrez [1994] définit le bassin de Chihuahua (et celui de Bisbee) comme un bassin d'arrière-arc formé par la subduction vers l'est de la plaque Farallon sous la plaque nord-américaine (PNA : Proterozoic North America) au cours du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur formant un arc continental.
A partir du Crétacé supérieur (Turonien), cette subduction crée des reliefs (orogénèse orégonienne) à l'ouest servant de source à des sédiments détritiques de type flyschs, s'accumulant jusqu'à la fin du Crétacé (cénozoïques ?) dans toute la partie est du Mexique et migrant en direction de l'est [Tardy *et al.*, 1986].



Abréviation - Cab : Caborca Block, Coa : Coahuila Block, DS : Del Sur Block, J/C : Juarez / Cuiteco Terrane, Tam : Tampico Block
1 : Coyame (CHI), 2 : Punta China (BC), 3 : Tecolotlán/Chiquilistlán (JAL), 4 : San Juan de Alima (MICH)

Figure I.4b - Reconstruction géotectonique du Mexique au Crétacé inférieur

Ensuite la convergence ouest/est se poursuivant, les *terranes* sont accrétés au continent nord-américain pendant l'orogenèse laramienne à partir du Crétacé terminal jusqu'à l'Éocène moyen. Au Mexique, cette orogenèse se développe depuis le Chiapas jusqu'au Sonora, mais elle s'étend à l'échelle du continent nord-américain puisqu'elle est présente jusqu'en Alaska. Elle peut être interprétée comme une chaîne d'avant-pays due à la convergence ouest/est [Ortega-Gutierrez *et al.*, 1994].
Finalement, une phase distensive accompagnée de volcanisme et d'érosion affecte toute la série stratigraphique créant un système de horsts et grabens dessinant la physiographie actuelle. Ces grabens sont remplis de sédiments détritiques continentaux et de roches ignées extrusives, principalement andésitiques et rhyolitiques.

b Domaine ouest : domaine cordillérain

A l'ouest, pendant la période du Trias moyen au Jurassique inférieur s'initie un système de marge continentale active avec une subduction en direction de l'est (c'est-à-dire avec le bloc rentrant en subduction qui descend vers l'est) le long du flanc paléopacifique de la Pangée. Cela

a produit des arcs continentaux d'âge mésozoïque moyen qui s'étendent actuellement depuis la Californie et l'Arizona vers le sud-est à travers le Mexique est-central jusqu'en Colombie [Coney, 1983 ; Dickinson & Lawton, 2001].

Pendant la période Trias moyen à Jurassique inférieur, à l'ouest de cette ceinture d'arcs volcaniques continentaux s'étend la plaque océanique Mezcalera qui subit une double subduction. En plus de la subduction à l'est sous la marge ouest du Mexique formant les arcs continentaux, la plaque Mezcalera subit une subduction à l'ouest sous un arc insulaire intraocéanique appartenant au futur Terrane Guerrero [Dickinson & Lawton, 2001] (Fig.I5a et I.5b).

Lorsque cet arc insulaire océanique s'est rapproché du continent à la faveur de la double subduction, la disparition progressive de la plaque océanique a provoqué une réduction du *slab* sous l'arc magmatique Jurassique continental, entraînant la fin du magmatisme d'arc et favorisant le développement de rifts associés qui s'étendent depuis le nord-est du Mexique jusqu'au sud-est de la Californie [Dickinson & Lawton, 2001] (Fig.I.5c).

Au Crétacé inférieur, la plaque Mezcalera a été totalement subductée et l'arc insulaire intraocéanique Guerrero est entré en collision avec les éléments crustaux gondwanien et laurentien (Bloc de Caborca) du socle mexicain [Dickinson & Lawton, 2001]le long d'une ligne de suture pour une grande part masquée par les déformations tardives et la couverture récente du Mexique central [Ortíz Hernández *et al.*, 1990 ; Ortiz *et al.*, 1991 ; Lapierre *et al.*, 1992b ; Tardy *et al.*, 1993 ; Tardy *et al.*, 1994 ; Freydier *et al.*, 1997].

A la suite de la collision et de l'accrétion de l'arc océanique au continent nord-américain, la subduction a subi une inversion de sa polarité pour créer un arc volcanique continental post-collision qui était continu avec l'arc Cordillérain et la fosse Franciscaine de Californie. La subduction qui en résulte a produit un ensemble volcanique et plutonique d'arc sur le continent et en Basse Californie, laquelle était contiguë au continent avant l'expansion océanique néogène qui a ouvert le Golfe de Californie.

Les arcs accrétés ont été recouverts par des plates-formes carbonatées du Crétacé inférieur terminal au Crétacé supérieur basal dont les dépôts sont liés à des faciès comparables à l'est du Mexique.

Si pour Coney [1983], c'est au cours du Crétacé supérieur que ces arcs magmatiques marins sont accrétés au Mexique lors de la phase laramienne, Dickinson & Lawton [2001] datent l'accrétion du *terrane* de l'Aptien inférieur. Ils se basent sur le fait qu'à proximité du sommet stratigraphique du Terrane Guerrero (ils disent « superterrane »), les strates volcanoclastiques du Crétacé inférieur (Néocomien à Aptien) passent vers le haut, par un intervalle transitionnel, à des strates de l'Albien au Cénomanien (Crétacé moyen) de carbonates qui ressemblent aux faciès de carbonates de plate-forme au Mexique oriental (domaine téthysien) [Bonneau, 1972 ; Servais *et al.*, 1986 ; Talavera Mendoza, 1994]. Ils remarquent même que la couverture calcaire s'étend localement vers le bas pour inclure des strates de l'Aptien [Michaud *et al.*, 1989; Omaña Pulido & Pantoja Alor, 1998], d'où ils suggèrent que le « superterrane » Guerrero a été accrété au bloc continental au cours de l'Aptien inférieur (~120 Ma).

Au Cénozoïque, la plaque Caraïbe se déplace depuis le sud pour occuper une nouvelle position à l'est de l'Amérique du Sud. C'est au cours du Cénozoïque moyen que l'arc magmatique laramien se déplace en direction du sud-ouest pour former la sierra Madre Occidentale.
Au Pliocène, le golfe de Californie s'ouvre et l'axe volcanique transmexicain se forme à la suite de la subduction de la plaque Cocos sur le bord sud du Mexique.

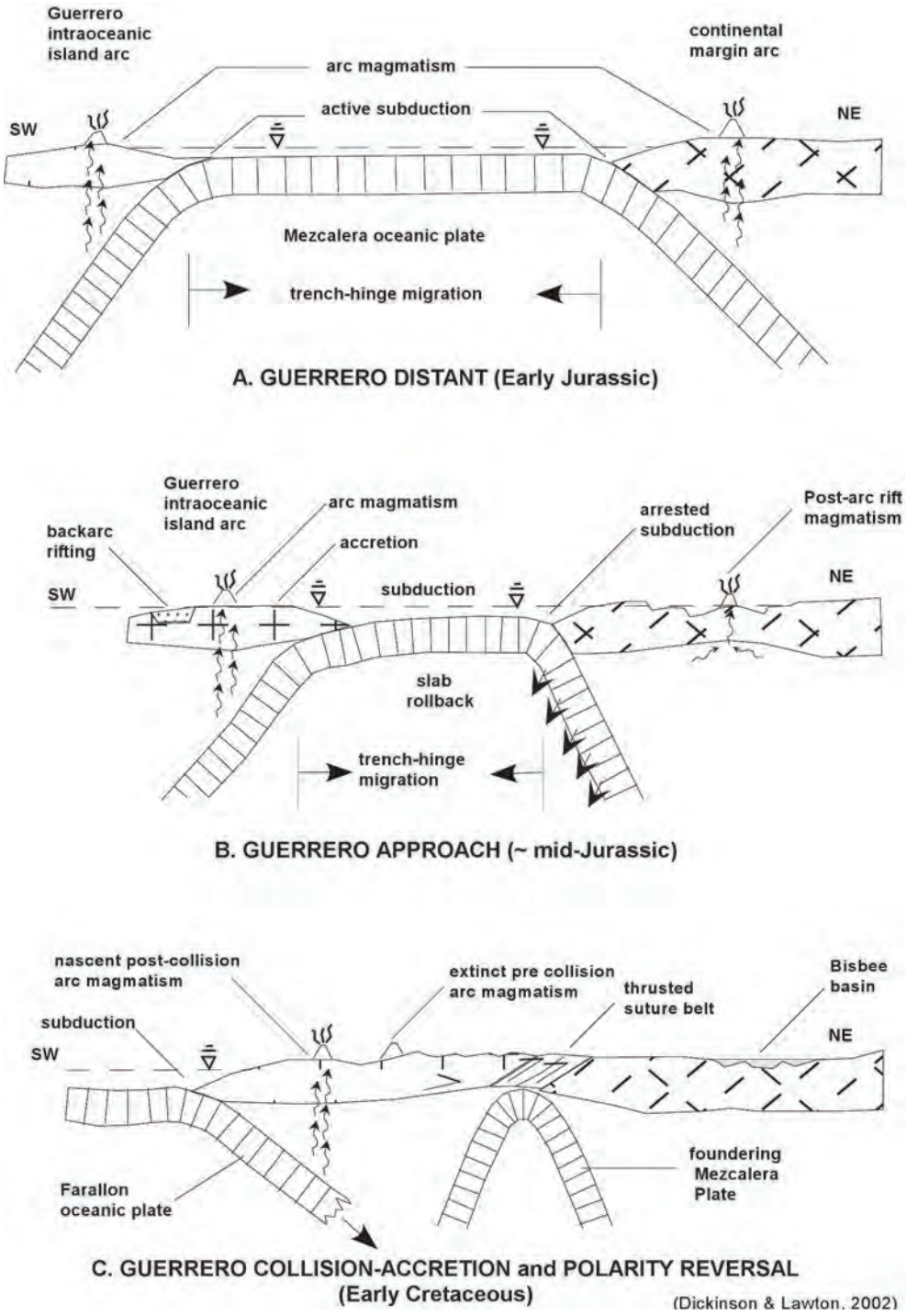


Figure I.5 - Schémas montrant la double subduction de la plaque Mezcalera et la mise en place du Terrane Guerrero (Dickinson & Lawton, 2001)

2 Rappels sur les terranes

Les études paléogéographiques actuelles dans les Amériques reposent essentiellement sur le concept de *terrane*.

Conformément à la définition couramment admise, un *terrane* est un ensemble de roches limité par des accidents avec une stratigraphie distincte qui caractérise un substrat géologique particulier [Howell, 1989, p. 86].

Apparu, il y a environ 30 ans, ce concept a pris de l'importance dans les études géologiques des cordillères des États-Unis en premier lieu, puis par extension dans celles du Mexique. Le concept géologique de *terrane* est apparu aux États-Unis au début des années 70 quand Irwin [1972] l'utilise pour des séries paléozoïques et triasiques en Californie. C'est en 1977 que Jones *et al.* définissent le sud-est de l'Alaska comme un *terrane*, le Terrane Wrangellia et en 1983 que Jones *et al.* donnèrent une définition complète lors de la conférence sur les *terranes* circumpacifiques à l'Université de Stanford. L'idée fut poursuivie par de nombreux auteurs qui considèrent surtout que le concept de *terrane* apporte une nouvelle méthodologie pour étudier les relations paléogéographiques complexes des cordillères nord-américaines [Coney, 1978 ; Coney *et al.*, 1980 ; Ben-Avraham *et al.*, 1981 ; Coney, 1981 ; Williams & Hatcher, 1982; Campa & Coney, 1983 ; Coney & Campa, 1984 ; Longoria, 1984 ; Blake, 1985 ; Castro Mora, 1985 ; Howell, 1985 ; Shervais & Kimbrough, 1985 ; Howell, 1989]. Bien que le concept de *terrane* fût étendu le long du continent américain, son expansion a produit selon Longoria [1993] une dégradation du concept, associée à une mauvaise utilisation. Ainsi certains auteurs ont-ils fortement critiqué ce concept, allant même jusqu'à le rejeter [Sengor & Dewey, 1991]. C'est pourquoi Longoria [1993] propose de distinguer la « terranologie » et la « terranostratig raphie ». La première ferait référence à l'habitude empirique de décrire des entités rocheuses en utilisant *a priori* ce qu'est un *terrane* ; c'est-à-dire que, dans la plupart des cas, les *terranes* sont identifiés par les changements lithologiques verticaux et ne sont pas comparés avec les ensembles de même âge adjacents. Par contre, la terranostratigraphie est une modalité de la stratigraphie comparable à la sismostratigraphie, la chimiostratigraphie ou la cyclostratigraphie, modalité fondée sur la distinction d'éléments bien définis tels que la pétrotectonique et les domaines paléogéographiques qui permettent de distinguer des successions accrétées de même âge mais de paléogéographies différentes et souvent de paléolatitudes différentes. Elle aboutit à une reconstruction palinspastique des régions étudiées.

Une des contributions de la terranostratigraphie a été d'établir que les cordillères à l'ouest de l'Amérique du Nord sont formées par une mosaïque (« collage ») d'ensemble de roches juxtaposées, de dimensions variables appelées *terranes*. Ce concept a ouvert une dimension supplémentaire dans la tendance de l'analyse stratigraphique à la reconstruction paléogéographique : à présent, quand on entreprend la reconstruction paléogéographique d'une région, on doit penser qu'il est possible que des séquences stratigraphiques adjacentes de même âge ne sont pas nécessairement génétiquement apparentées. C'est-à-dire que l'on conçoit que la croûte terrestre est, et a été, beaucoup plus dynamique (mobile) que cela avait été considéré jusqu'à présent. La caractéristique fondamentale de ces *terranes* est l'absence de rapports

stratigraphiques latéraux, aussi bien au niveau des faciès que des milieux sédimentaires. C'est pourquoi il est interprété que les *terranes* ont une paléogéographie suspecte, il est considéré qu'ils sont définis par les failles et qu'ils ont été transférés depuis d'autres paléolatitudes et accrétés (juxtaposés) aux bordures continentales le long de failles transcurrentes, qui pour majorité sont produites sur des marges convergentes de subduction oblique.
En conclusion, l'on peut dire que le concept de *terrane* a ouvert une dimension supplémentaire dans l'analyse tectonique et paléogéographique des chaînes orogéniques américaines, permettant de concrétiser l'idée que les ensembles de roches n'ont pas été nécessairement formés à l'endroit où ils sont actuellement.

3 Le Terrane Guerrero dans la géologie du Mexique

Dans le domaine cordillerain du Mexique, le principal *terrane* est le Terrane Guerrero, s'étendant du nord (Basse Californie) jusqu'au sud du pays (Guerrero).
Le « Guerrero suspect terrane » définit par [Campa & Coney, 1983 ; Campa, 1985 ; Coney, 1989] est composé par des roches ignées dues à une subduction, associées à des roches sédimentaires d'âge jurassique supérieur à crétacé inférieur. Il compose une large part du Mexique occidental (Fig.I.3a). Ce *terrane* a été accrété au continent nord-américain par une collision arc/continent au cours du Crétacé inférieur terminal [Campa *et al.*, 1976 ; Tardy, 1980 ; Ortiz *et al.*, 1991 ; Tardy *et al.*, 1994 ; Freydier *et al.*, 1996; Freydier *et al.*, 1997] ou au Crétacé supérieur [Campa & Coney, 1983].
Par la suite, certains auteurs [Ortiz *et al.*, 1991 ; Lapierre *et al.*, 1992a ; Lapierre *et al.*, 1992b ; Tardy *et al.*, 1993 ; Talavera Mendoza, 1994; Tardy *et al.*, 1994] montrent que les séries d'arc du Terrane Guerrero appartiendraient à un arc insulaire intraocéanique daté du Jurassique supérieur et Crétacé inférieur, édifié en partie sur une croûte continentale au nord (Sinaloa, Basse Californie) et en partie sur une croûte océanique au sud (Jalisco, Colima, Guerrero). Le développement de cet arc insulaire intraocéanique serait lié à la subduction d'un bassin océanique (bassin d'Arperos) sous le Paléopacifique [Freydier, 1995; Freydier *et al.*, 1997].
Selon Dickinson et Lawton [2001], cette infrastructure d'arc insulaire peut être envisagée comme une partie d'un complexe de subduction formé par la disparition de la plaque Mezcalera chevauchée par l'arc volcanique Guerrero pendant que le Terrane Guerrero s'approchait du Mexique (Fig.I.5). A proximité du sommet stratigraphique du Terrane Guerrero, les strates volcanoclastiques du Crétacé inférieur (Néocomien à Aptien) passent par un intervalle transitionnel à des strates de carbonates de l'Albien Cénomanien qui ressemblent aux faciès de carbonates de plate-forme au Mexique oriental [Bonneau, 1972 ; Servais *et al.*, 1986 ; Talavera Mendoza, 1994]. Localement, cette couverture démarrerait dès l'Aptien [Michaud *et al.*, 1989 ; Omaña Pulido & Pantoja Alor, 1998]. Ainsi Dickinson et Lawton [2001] suggèrent que le terrane Guerrero a été accrété au bloc continental au cours de l'Aptien inférieur (~120 Ma).
Cependant, l'apparition d'une discordance angulaire entre les couches albiennes voire cénomaniennes basales et celles postérieures au Cénomanien moyen tendrait à prouver que l'accrétion a eut lieu dans le Cénomanien comme le montrent certains auteurs [Campa *et al.*,

1976 ; Tardy, 1980 ; Ortiz *et al.*, 1991 ; Tardy *et al.*, 1994 ; Freydier *et al.*, 1996; Freydier *et al.*, 1997].

Cette accrétion précoce donnée par Dickinson et Lawton [2001] les amène à considérer la Formation Alisitos (Aptien et Albien) comme une série postaccrétion avec pour arguments que cet arc en Basse Alisitos est associé à un bassin d'avant-arc et à un complexe de subduction s'étendant à l'ouest, mais pas à l'est (Fig.I.5).

Dickinson et Lawton [2001] étendent le Terrane Guerrero jusque dans la Californie du Sud, avec la Formation volcanique calco-alcaline de Santiago Peak, majoritairement constituée d'andésite [Walawender *et al.*, 1991] ayant des valeurs positives d'ε_{Nd} leur donnant une origine océanique[Herzig & Kimbrough, 1994]. En se basant sur des fossiles du Tithonique [Todd *et al.*, 1988] et sur des âges isotopiques du Crétacé inférieur (Néocomien) de 125 Ma [Yule & Herzig, 1994], Dickinson et Lawton [2001] disent que la Formation volcanique de Santiago Peak est plus ancienne que la Formation Alisitos en Basse Californie, qui est postaccrétion, mais est d'âge comparable aux formations Jurassique supérieur et Crétacé inférieur du Terrane Guerrero dans le Mexique continental.

Selon Dickinson et Lawton [2001], la formation volcanique de Santiago Peak a été accrétée au flanc ouest du bloc Caborca le long d'une probable suture collisionnelle intrudée, et pour une grande part masquée par les plutons granitiques postérieurs du Batholithe Péninsulaire [Todd & Shaw, 1985 ; Todd *et al.*, 1988]. Il note que les données géochimiques indiquent que l'assemblage plutonique de l'ouest a été mis en place dans la croûte du Guerrero ayant des caractères d'arc insulaire [Tate *et al.*, 1999].

Pour conclure, Dickinson et Lawton [2001] écrivent que le Terrane Guerrero à l'ouest du Mexique et en Basse Californie était une structure d'arc insulaire intraocéanique sous lequel la plaque océanique Mezcalera a été subductée en direction de l'ouest, et ceci, avant la collision de cet arc avec les blocs crustaux laurentien et gondwanien à la fin du Crétacé inférieur (Fig. I.5).

Cette revue des principales idées concernant le Terrane Guerrero montre que de nombreuses questions subsistent, et notamment le sens de la subduction ainsi que l'âge de son accrétion au continent. Un autre problème apparaît : c'est l'appartenance de la Basse Californie à la même structure que le reste du Terrane Guerrero, et donc sa possible équivalence avec les sites de Jalisco et Michoacán.

C Historique des travaux antérieurs

1 Sur les carbonates des édifices volcaniques

Les travaux les plus importants sur les carbonates des édifices volcaniques sont exposés dans les publications concernant les legs ODP n°143 et 144 sur les Guyots du Pacifique [Arnaud-Vanneau *et al.*, 1995] et la synthèse de Soja [1996].

Les guyots sont d'anciens volcans dont la partie sommitale a été émergée pendant leur période d'activité et qui après leur cessation d'activité et leur entrée en subsidence thermique, sont submergés sous une tranche d'eau de 1000 à 2000 m de profondeur. Pendant leur période

d'activité et juste après, leur partie sommitale a constitué de petites îles (< 50 km de long) avant d'être érodée et recouverte par des dépôts de plate-forme carbonatée. Ces petits édifices carbonatés ne correspondent pas systématiquement à des dépôts récifaux, en particulier lors de certaines périodes particulières de l'histoire de la Terre (Albien, par exemple) et leur lagon central ne montre qu'exceptionnellement des environnements confinés. Par contre l'arrêt du fonctionnement des dépôts carbonatés est toujours précédé par une période d'émersion, de cimentation et d'altération des carbonates précédemment déposés avant leur entrée en subsidence rapide et leur passage sous la zone photique qui interdit toute nouvelle fabrication des carbonates de plate-forme (Fig. I.6).

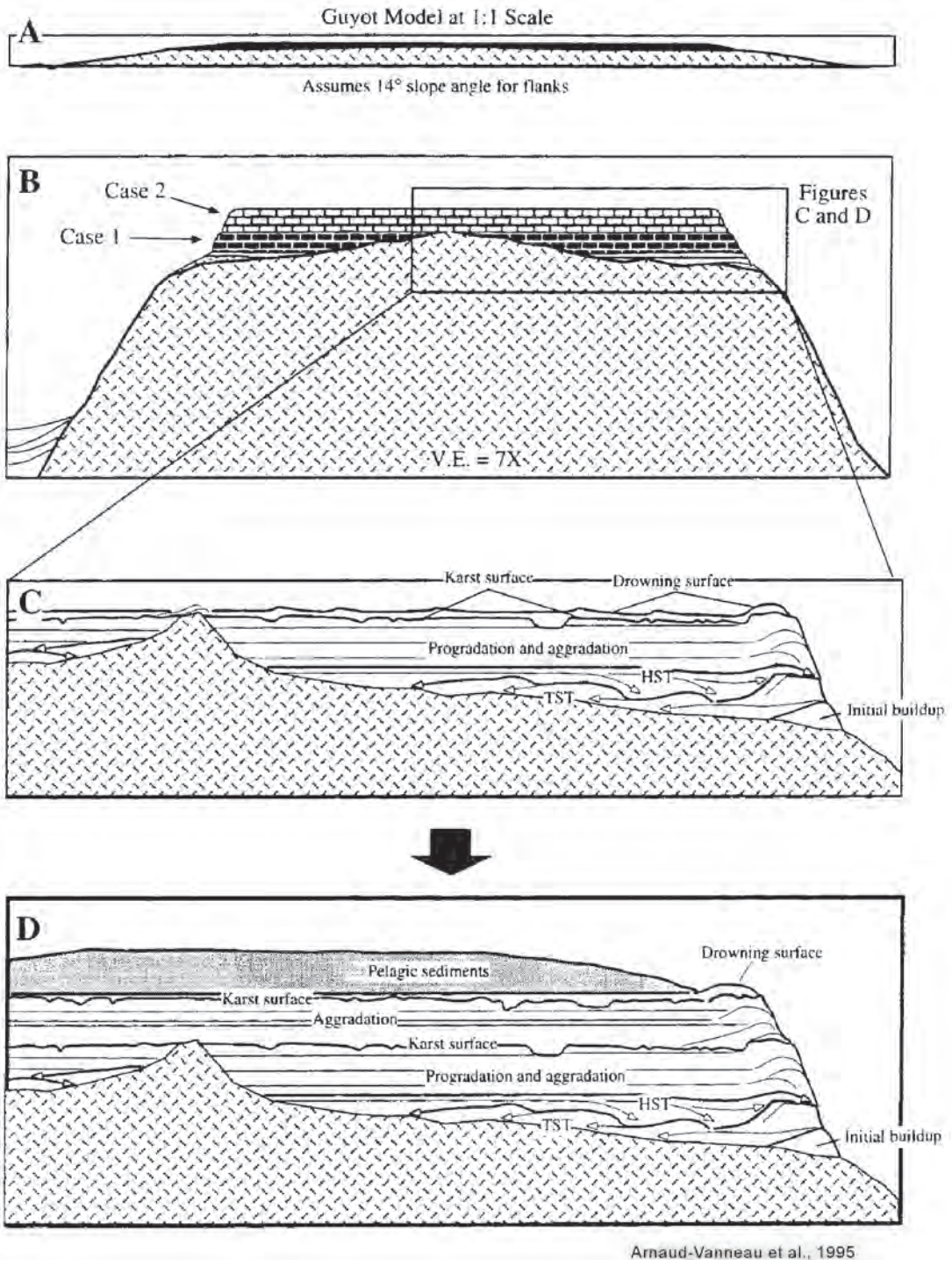
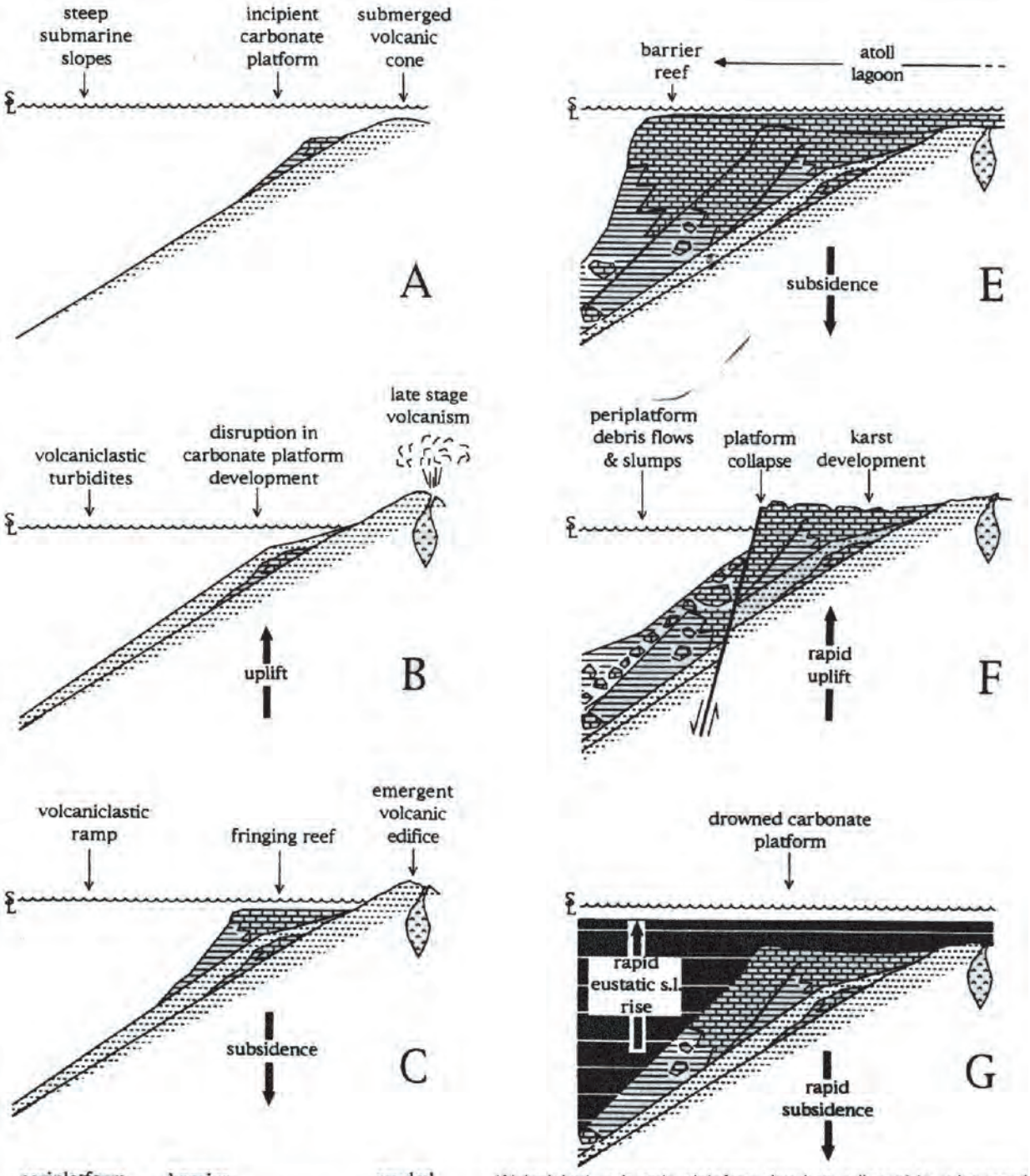


Figure I.6 - Modèle de plate-forme carbonatée isolée sur un cône volcanique : le Guyot Wodejebato



(A) Incipient carbonate plateform develops adjacent to submerged volcanic cone; (B) late stage volcanism disrupts carbonate platform development and buries shallow marine limestones under volcaniclastic detritus; (C) with the end of volcanism the volcanic edifice undergoes subsidence and erosin , carbonate platform development is renewed with fringing reefs growing outwards from shore on top of a steep volcaniclastic ramp, (D) with continued subsidence barrier reefs form at the seaward margin of the expanded shelf, enclose a shallow lagoon, and contribute reef detritus downslope, fringing reefs may continue to form close to shore. After stage D, carbonate platform developement may proceed to any (or all) of Stages E-G : (E) platform carbonates may continue to accumulate to considerable thicknesses in an atoll, (F) rapid uplift caused by faulting may induced platform collapse, downslope preservation of debris flows and slumps, and karst development on uplifted limestone terrain and (G) rapid rise in eustatic sea level or rapid subsidence may cause drowning of the carbonate platform.

Figure I.7 - Schéma montrant l'évolution des carbonates sur les îles volcaniques d'après Soja (1996)

Soja [1996] a réalisé une synthèse sur les carbonates des arcs insulaires basée sur les *terranes* du nord des USA et sur les arcs récents du Pacifique Sud et des Caraïbes. Ces résultats sont synthétisés dans la figure I.7. L'évolution décrite est la suivante. Pendant l'activité volcanique, alternent constructions carbonatées et turbidites volcanoclastiques. Quand le volcanisme cesse des récifs frangeants apparaissent, qui se développent en récifs barrières avec un lagon puis en atoll au fur et à mesure que la subsidence thermique s'accentue. Des réajustements tectoniques peuvent alors provoquer des effondrements sur les bordures de la plate-forme et des élévations au centre du volcan. Ces surrections favorisent une karstification de la plate-forme et sont suivies d'une rapide élévation du niveau de la mer et d'un ennoiement définitif de la plate-forme carbonatée.

2 Sur les carbonates des sites étudiés

Les travaux réalisés sur les carbonates d'arc mexicains sont variés. Voici ceux concernant les sites étudiés.

Sur le plan stratigraphique, il faut citer les travaux d'Allison [1964a]qui a réalisé une étude paléontologique approfondie de la région de Punta China. Malheureusement, il a fonctionné par zone de récolte, regroupant sous le même nom de localisation des fossiles venant de niveaux stratigraphiques différents. Il donne ainsi un âge aptien à albien pour les carbonates de Punta China sans plus de précision.

Il faut également citer ceux réalisés par l'Instituto Mexicano del Petroleo [Bermudez Santana, 1991 ; 1994] et par la UNAM [Buitrón *et al.*, 1978 ; Alencáster & Pantoja Alor, 1986; Buitrón Sanchez & López Tinajero, 1995 ; Corona Esquivel & Alencáster, 1995] qui ont effectué de nombreuses recherches dans la région située à la frontière entre les états de Michoacán et de Jalisco sur les séries volcanosédimentaires du Terrane Guerrero (Fig. I.8). Les âges donnés sont Aptien supérieur à Cénomanien.

Sur la dynamique et l'interprétation de ces séries d'arcs, les résultats sont parfois contradictoires.

Ainsi, pour Almazan Vazquez [1983 ; 1984 ; 1988b] qui a étudié les affleurements de La Bocana Los Torotes et d'El Cuervito San Jose (Fig. I.9), ces secteurs représentent un bassin d'avant-arc où El Cuervito et San Jose sont en position plus distale que La Bocana et Los Torotes qui sont plus proches de l'édifice volcanique. Au contraire, Suarez-Vidal [1993] a réalisé une analyse pétrographique d'échantillons de la région de Punta China et de San Fernando plus au sud. Il en déduit que Punta China représente un bassin intra-arc alors que San Fernando serait un bassin d'avant-arc.

Notons également que Fackler-Adams [1997] a réalisé une carte au sud de Punta China dans la région de la Turquesa (Fig. I.9) permettant de redessiner un édifice volcanique. Il mentionne la présence de carbonates de plate-forme, mais n'a pas fait d'études détaillées.

Enfin, dans l'état de Jalisco, les carbonates crétacés figurent sur la carte géologique au 1 : 1 000 000 de Guadalajara, mais les couches volcaniques associées sont rattachées au volcanisme tertiaire. Les carbonates présents à Chiquilistlán n'ont jamais été décrits auparavant

mais sont mentionnés par Freydier [1997]. Ceux de Tecolotlán font l'objet d'une exploitation par une cimenterie, mais aucun travail ne semble avoir été publié sur ces affleurements.
Il existe de nombreuses autres références concernant d'autres affleurements de carbonates dans le Terrane Guerrero.

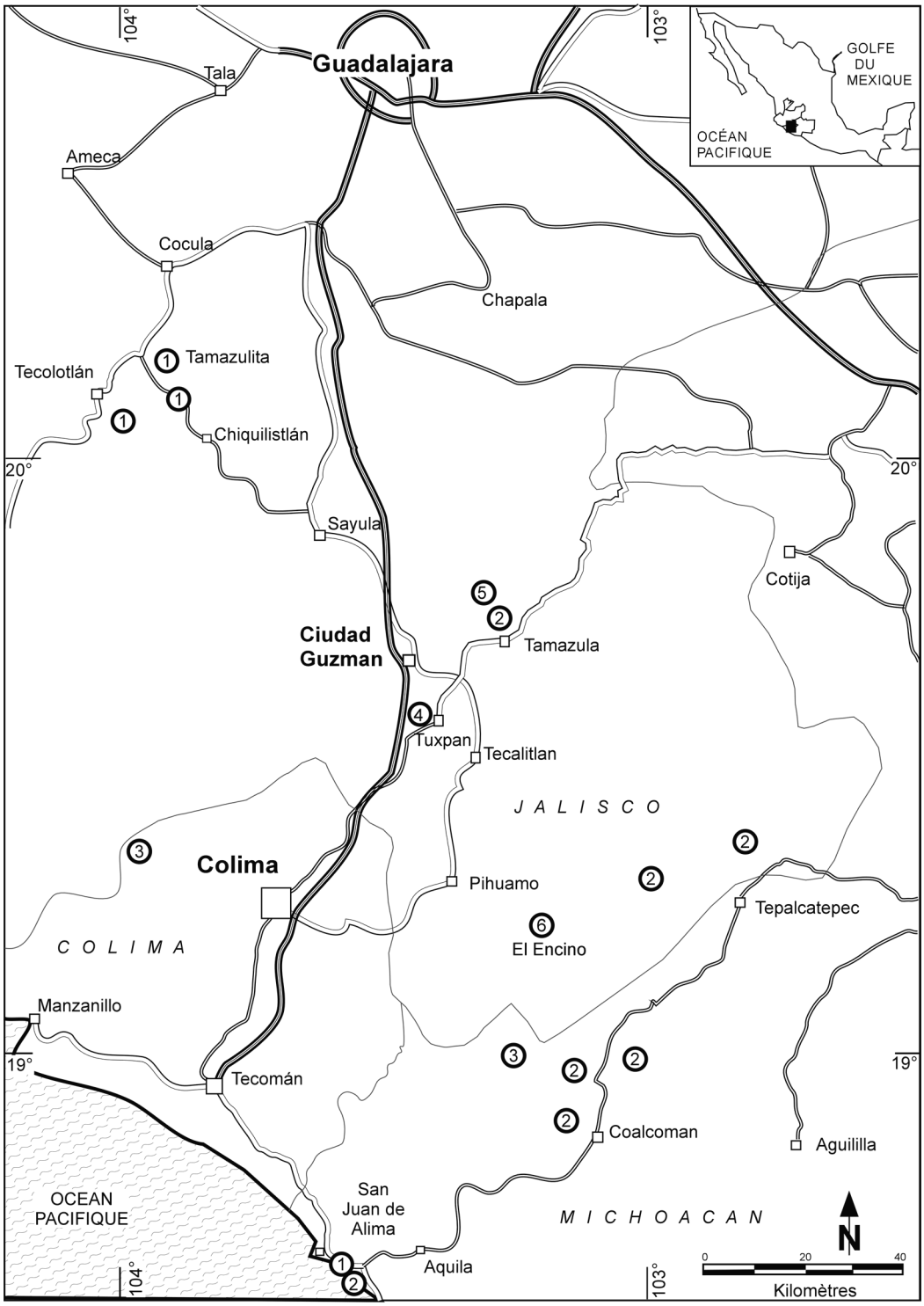
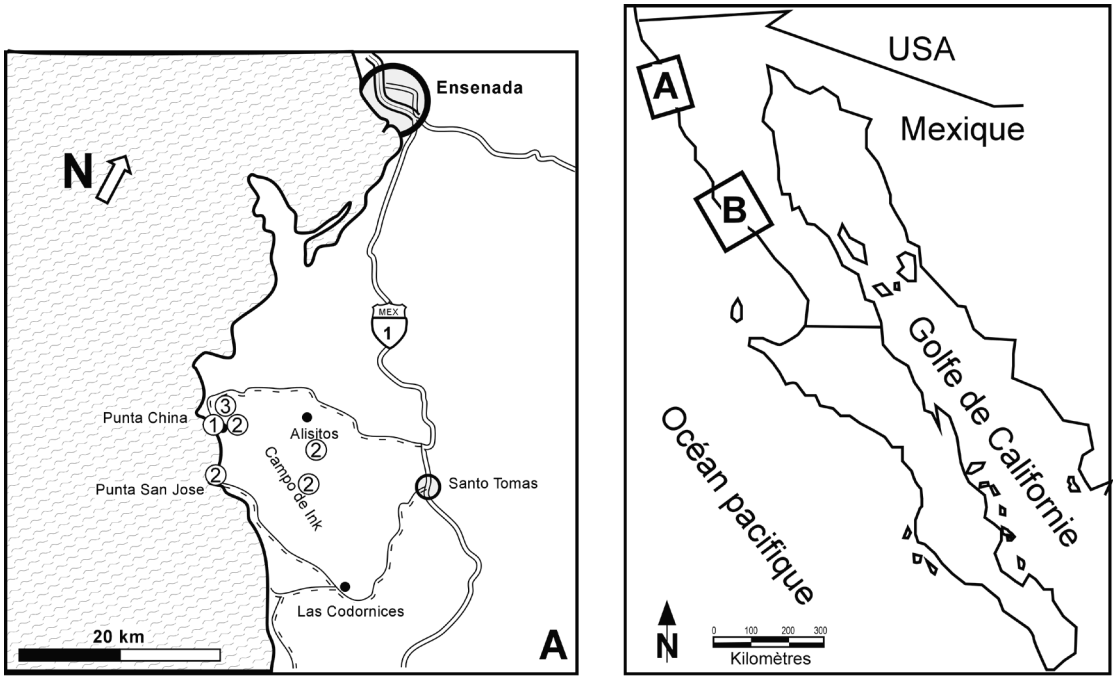


Figure I.8 - Localisation des travaux antérieurs dans les États de Jalisco et du Michoacán



① Ce travail
② Allison (1964a)
③ Suarez-Vidal (1993)
④ Almazan Vazquez (1983; 1984; 1988)
Fackler-Adams, 1997

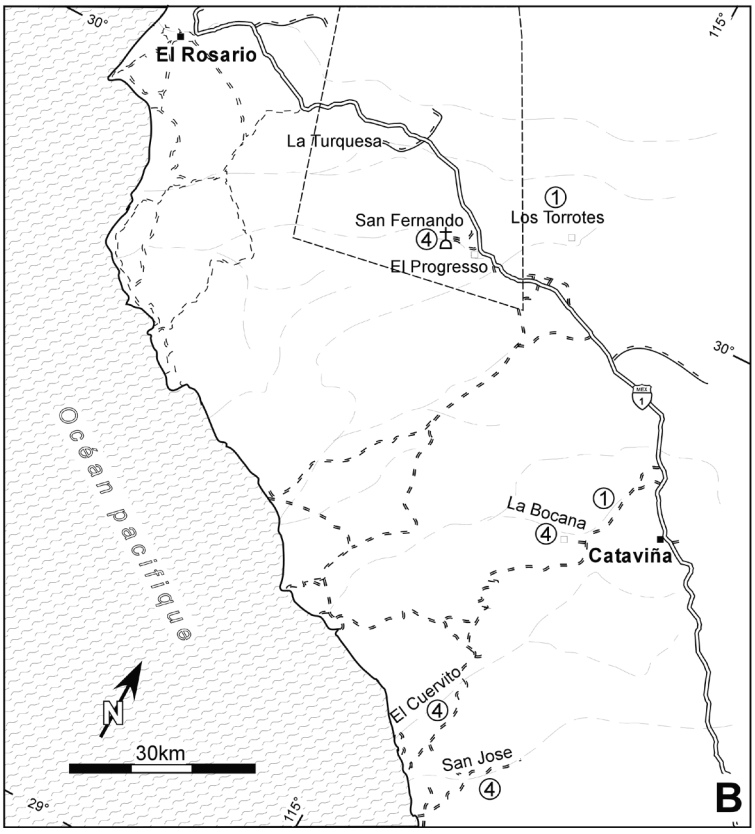


Figure I.9 - Localisation des travaux antérieurs en Basse Californie (BC)

III Méthodes utilisées

Le premier travail réalisé est celui de terrain. Des coupes sont levées, métrées et échantillonnées en détail. Le pas d'échantillonnage est variable en fonction des modifications de faciès observées dans chaque portion de la coupe. A partir des échantillons, des lames minces et des poudres ont été confectionnées afin de réaliser l'étude sédimentologique, paléontologique, micropaléontologique, minéralogique et géochimique dans le but d'utiliser la stratigraphie séquentielle.

A Utilisation de la stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle utilise un concept qui reprend l'étymologique même de la stratigraphie: accéder aux relations géométriques et chronologiques à l'intérieur d'ensembles sédimentaires. Son propos est de définir des unités sédimentaires limitées par des surfaces à valeur temporelle qui correspondent à des périodes particulières de variations du niveau marin relatif. Ces variations, périodiques ou non, sont le résultat des mouvements eustatiques, tectoniques (subsidence, déformations intraplaques, ...) et des flux sédimentaires. Elles ont des durées variées : de la dizaine de milliers d'années à plusieurs dizaines de millions d'années.
La stratigraphie séquentielle est résolument pluridisciplinaire et prédictive (localisation, caractéristiques et modélisation des différents corps sédimentaires). Elle représente un outil permettant de reconnaître et de quantifier les modalités de remplissage des bassins sédimentaires.
Les concepts de la stratigraphie séquentielle, développés à partir de la stratigraphie sismique, ont été élaborés par un groupe de géologues de la compagnie Exxon (Vail, Posamentier, Jervey, Van Wagoner, Mitchum, Sangree,...) dans la fin des années 60.

1 Les concepts de base

a Notion d'accommodation

Un des apports majeurs des concepts développés par Exxon est la notion « d'accommodation ». Il s'agit de l'espace disponible à tout instant pour piéger, en domaine marin, les sédiments. L'espace disponible dépend de trois variables : la vitesse de sédimentation, la vitesse de subsidence et les variations eustatiques du niveau de la mer.
Les vitesses de sédimentation sont généralement faibles — de l'ordre de quelques millimètres à quelques centimètres par millénaire — et leurs variations sont souvent lentes. Mais dans le cas particulier de plates-formes carbonatées, ces vitesses peuvent épisodiquement devenir très élevées.
Les vitesses de subsidence sont généralement faibles — de l'ordre de quelques millimètres à quelques centimètres par millénaire — et du même ordre de grandeur dans la plupart des cas ; mais elles peuvent devenir beaucoup plus élevées dans certains cas particuliers, comme dans le cas de marges actives ou pour la subsidence tectonique. Elles varient très lentement ; pour être sensibles, les variations de la subsidence nécessitent plusieurs centaines de milliers d'années ou plusieurs millions d'années. Par ailleurs, la subsidence correspond presque toujours à un enfoncement du substrat, donc à une création d'espace disponible.

Les variations eustatiques du niveau de la mer correspondent à des modifications positives (montées) ou négatives (descentes) du niveau de la mer, en principe sensibles à l'échelle du globe (ces variations correspondent à des cycles de durées variables). Ces variations peuvent être rapides, jusqu'à 10 m par millénaires.

Plus que la notion d'accommodation, le paramètre fondamental est en réalité la vitesse de création ou de suppression de l'espace disponible ou potentiel d'accommodation, représenté par la dérivée première de la courbe de variation du niveau marin relatif. Les points critiques sont, non pas les minima et maxima, mais les points d'inflexion (Fig. I.10).

Au point d'inflexion de chute, la vitesse de création d'espace disponible est minimale. Elle peut être minimale mais positive quand la vitesse de subsidence est supérieure à la vitesse de chute du niveau de la mer. Elle est négative dans le cas contraire. La tendance du système littoral est à la progradation maximale avec simple transit ou érosion en domaine continental. Au point d'inflexion de montée, la vitesse de création d'espace disponible est maximale. La tendance du système littoral est à la rétrogradation/aggradation verticale maximale (Fig. I.10). Ces contraintes stratigraphiques sont valables quelque soit la fréquence de la variation du niveau marin relatif et donc quelque soit l'ordre des séquences.

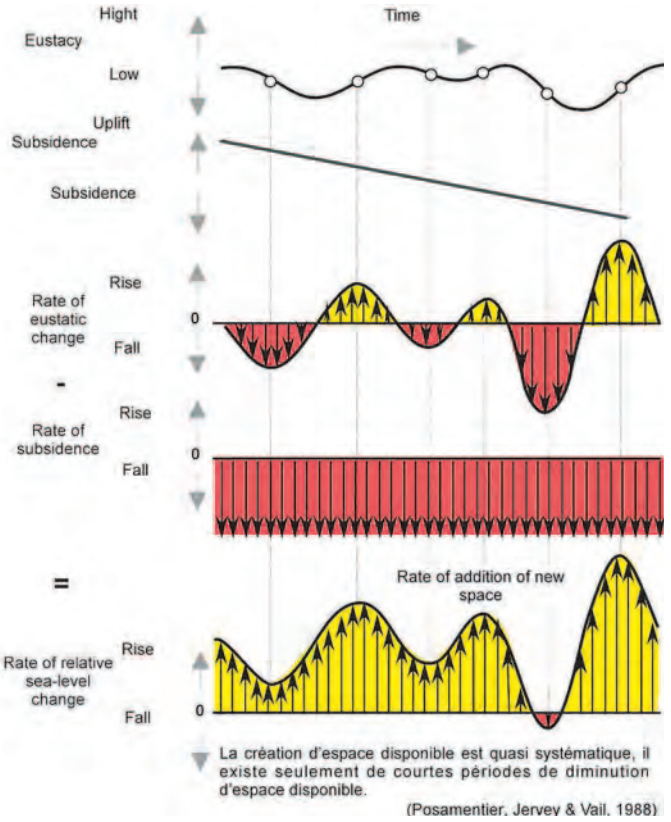


Figure I.10 - Variation d'espace disponible : fonction de l'eustatisme et de la subsidence

b Surfaces remarquables

Une **surface d'inondation** (*Flooding surface*) est une surface au-dessus de laquelle la profondeur d'eau s'accroît brusquement. Cette surface peut s'accompagner d'une surface d'érosion sous-marine mineure et de non-dépôt, parfois même d'un hiatus. Ce sont ces surfaces qui délimitent les paraséquences.

Une **limite de séquence de dépôt** (*Sequence boundary*) est une surface de discordance sur la plate-forme et une surface de concordance dans le bassin. Elle est provoquée par le maximum de baisse de la vitesse de chute du niveau marin.

La **surface de transgression** (*Transgressive surface*) correspond par définition à la base de la première paraséquence rétrogradante, c'est-à-dire la base de la première paraséquence dans laquelle on observe un déplacement des limites de faciès vers l'intérieur de la plate-forme.

La **surface d'inondation maximale** (*maximum flooding surface*) est définie comme une surface qui correspond au maximum de l'espace disponible. Elle correspond au maximum d'approfondissement des milieux de dépôts.

c Paraséquence

La **paraséquence** est l'unité de base de l'étude séquentielle. Elle est définie, en milieu marin, comme étant une succession relativement conforme de bancs génétiquement liés et est limitée par deux surfaces d'inondation marine (*flooding surfaces*). C'est-à-dire que ces surfaces séparent des strates plus anciennes de strates plus récentes ; au-dessus d'une limite de paraséquence, on note une augmentation de la profondeur d'eau. Il existe plusieurs types de paraséquences en fonction de l'évolution de l'accommodation dans celles-ci. Si le maximum d'approfondissement est situé à la base de la paraséquence, elle est dite rythmique ; si le maximum se situe dans la paraséquence, elle est appelée paraséquence cyclique.

d Séquence de dépôt

Une **séquence de dépôt** (*depositional sequence*) est une unité stratigraphique composée d'une succession relativement conforme de strates génétiquement liées formant un cycle de dépôt. Elle est limitée à son sommet et à sa base par des discordances («*unconformities*») sur la plate-forme et leurs surfaces corrélatives concordantes (*correlative conformities*) dans le bassin. Les séquences comportent des cortèges de dépôts (*systems tracts*).

2 Découpage de la séquence de dépôt (Fig. I.11)

Dans une séquence de dépôt se succèdent différents cortèges selon le niveau marin :

Le cortège de bas niveau (Lowstand systems tract)

Il est situé par définition au-dessus de la limite de séquence et est borné vers le haut par la surface de transgression.

La partie supérieure de la limite de séquence étant généralement émergée, la sédimentation se localise dans la partie en aval de la plate-forme, après la rupture de pente de la plate-forme (*shelf break*), c'est-à-dire sur le talus et dans le bassin.

Ce cortège est subdivisé en trois ensembles sédimentaires :

- le cône sous-marin (*basin floor fan*) ;
- le cône de talus (*slope fan*) ;
- le prisme de bas niveau progradant (*Lowstand Prograding Wedge*).

Le cône sous-marin

La chute rapide du niveau marin responsable de la formation de la limite se traduit par une déstabilisation des sédiments déposés au niveau de la rupture de pente de la plate-forme. En

conséquence, la partie supérieure de la plate-forme subit une ablation des sédiments alors que la partie inférieure reçoit le produit de cette ablation.

Le cône de talus

La vitesse de chute du niveau marin relatif diminuant, les sédiments sont moins déstabilisés sur la bordure de la plate-forme et seuls des glissements synsédimentaires affectent les dépôts hémipélagiques, créant des turbidites s'accumulant sur le talus.

Le prisme de bas niveau progadant

La vitesse de chute du niveau marin diminue jusqu'à devenir nulle, puis augmente très lentement, on observe donc une période de stabilité du niveau marin relatif.
Pendant, cette période de quasi absence de création d'espace disponible, on observe une progradation des faciès en direction du bassin. En fin de cette période, la vitesse de remontée du niveau marin augmente induisant une aggradation des dépôts.

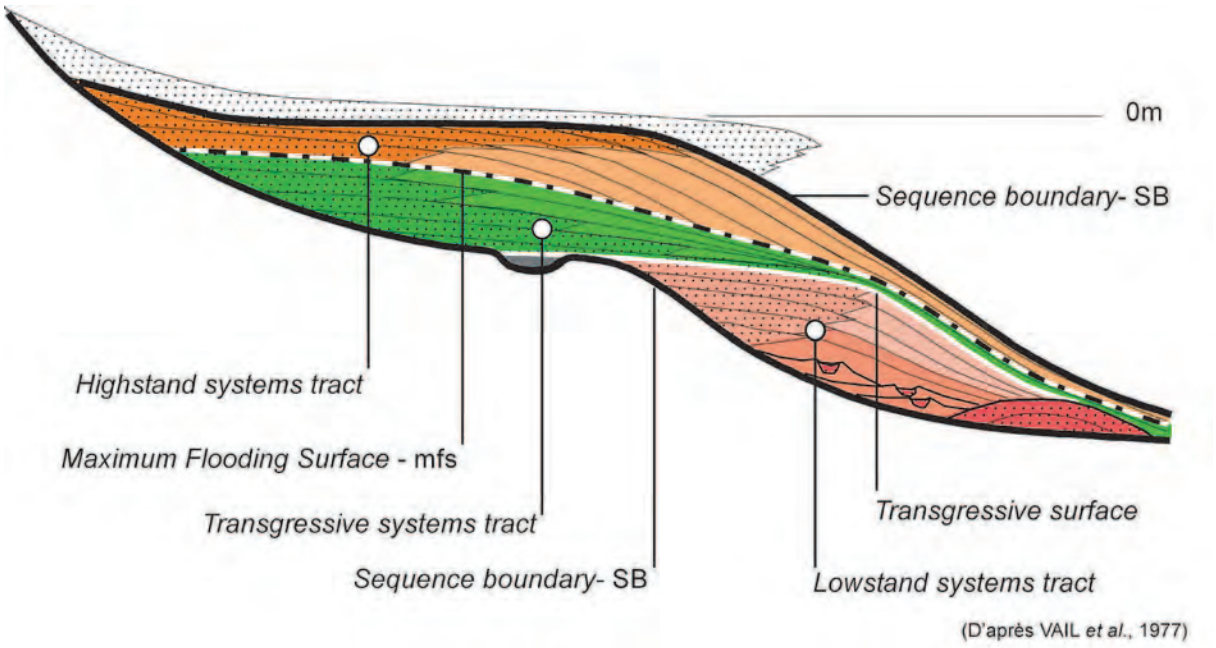


Figure I.11 – Modèle de stratigraphie séquentielle

L'intervalle transgressif (Transgressive systems tract)

Il correspond à la période pendant laquelle les vitesses de remontée du niveau relatif de la mer sont les plus élevées et passent par leur maximum.
On observe un approfondissement progressif des milieux de dépôt et une rétrogradation des faciès, d'abord lente, puis plus rapide.
La base de cet intervalle est la surface de transgression, son sommet est la surface maximum de transgression (*mfs*).

Le cortège de haut niveau (Highstand systems tract)

Il correspond à la période pendant laquelle les vitesses de remontées du niveau relatif de la mer décroissent, puis deviennent nulles. On observe une aggradation suivie par une progradation lente puis rapide des faciès en direction du bassin.
Le sommet de ce cortège est marqué par la limite de séquence de dépôt.

La stratigraphie séquentielle n'a pas été utilisée dans son sens classique qui consiste à suivre les évolutions mondiales du niveau marin, mais dans le découpage des séries sédimentaires en unités élémentaires — les paraséquences. Ce découpage permet de suivre l'évolution du potentiel d'accommodation et d'établir des corrélations à haute résolution permettant de restituer les géométries des corps sédimentaires.

B Déterminations des faciès

La méthode des faciès associée à celle des comptages et des assemblages de marqueurs environnementaux fournit des données pour l'utilisation de la méthode de stratigraphie séquentielle. Ces faciès sont une combinaison des indications sédimentologiques et biologiques relevées aussi bien sur le terrain qu'en lame mince. Ils sont décrits en tenant compte aussi bien de la classification de Dunham [1962] que de celle de Folk [1959].
Au sein de certaines familles présentant une grande diversité, des faciès spécifiques ont été définis lorsqu'il était possible de bien les caractériser macro- et microscopiquement.
Les faciès rencontrés dans les échantillons du Terrane Guerrero ont été groupés en 12 familles sédimentaires distinctes et 1 famille de faciès volcaniques. Parmi les 12 familles d'origine sédimentaire, 11 proviennent des 12 familles de faciès qui ont été définies par Arnaud Vanneau [1980] pour caractériser les milieux de dépôts des plates-formes carbonatées du Crétacé inférieur et une est une famille de faciès silicoclastiques.

C Comptages et assemblages des marqueurs écologiques

En plus de l'analyse des faciès des échantillons, les lames minces ont servi au comptage des bioclastes et éléments figurés.
Pour reconstituer les variations d'espace d'accommodation, nous avons utilisé une méthode de comptage des bioclastes et éléments figurés sur une surface de référence de 1,7 × 1,2 cm dans chaque lame mince. Ensuite les marqueurs ont été groupés en huit assemblages écologiques. Chaque échantillon analysé est ainsi caractérisé part les pourcentages respectifs de ces assemblages. L'évolution de ces assemblages au cours du temps et le long de la coupe permet de suivre d'une manière objective les variations des paléoenvironnements allant des niveaux marins ouverts aux milieux les plus confinés en prenant en compte les accumulations de tempête ou les remaniements.
L'intérêt de faire des assemblages à la suite des comptages permet de suivre des variations d'espace disponible malgré la disparition de marqueurs due à des conditions locales mais ne reflétant pas des variations de cet espace disponible.

Cette méthode de comptage associée à la création d'assemblages apporte plus d'information que l'étude seule des faciès, car elle permet de mettre en valeur des variations au sein d'un même faciès grâce aux variations des proportions de chaque assemblage dans les échantillons. Les tableaux de ces comptages sont dans l'annexe A.

D Biostratigraphie

Les macro- et microfossiles récoltés, ont été étudiés par divers spécialistes :

- les ammonites par Jean Louis Latil (Lazer, France) ;
- les bivalves par Annie Dhondt (Bruxelles, Belgique) ;
- les rudistes par Jean-Pierre Masse et Alexandre Chartrousse (Marseille, France) ;
- les gastéropodes par Maria Estrella Buitron (Mexico, Mexique) ;
- les oursins par Henri Soudet (Pau, France) ;
- les foraminifères benthiques par Annie Arnaud Vanneau (Grenoble, France) ;
- les plantes fossiles par Alicia Silva (Mexico, Mexique) ;

Ces déterminations ont été utilisées dans un but stratigraphique et paléoécologique. Les zonations données par les figures I.12A et B ont servi de référence.
Les principaux organismes rencontrés dans les séries mexicaines étudiées sont :

Foraminifères planctoniques et benthiques

Ces protozoaires sont constamment présents dans tous les milieux.
Les foraminifères planctoniques sont représentés soit part des faunes juvéniles difficiles à déterminer, soit par des *Favusella* dont le cycle de reproduction ne nécessite qu'une tranche d'eau d'environ 50 m (communication orale M. Caron, Fribourg, Suisse). De ce fait les favuselles sont fréquemment présentes dans les sédiments hémipélagiques et quelques unes d'entre elles se retrouvent dans les calcaires de plate-forme, pour autant que ceux-ci correspondent à des environnements marins ouverts.
Les foraminifères benthiques sont largement représentés dans tous les milieux, mais sont particulièrement importants dans les environnements de plate-forme.

Ammonites

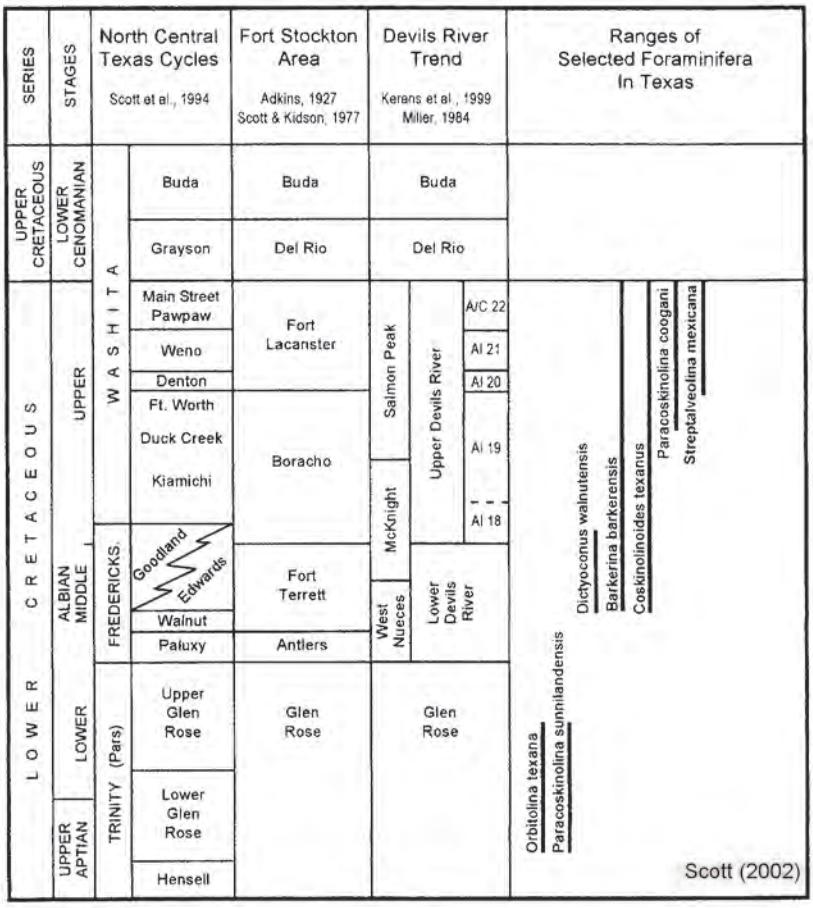
Ces céphalopodes sont les marqueurs biostratigraphiques à la base du découpage stratigraphique du Crétacé. La coupe de référence de Chihuahua se situant à la croisée des océans téthysien et Paléopacifique, nous pouvons utiliser les échelles utilisées dans ces deux domaines.
Cependant, ces fossiles sont rares dans les faciès de plate-forme et leur présence traduit des milieux marins ouverts.

Bivalves

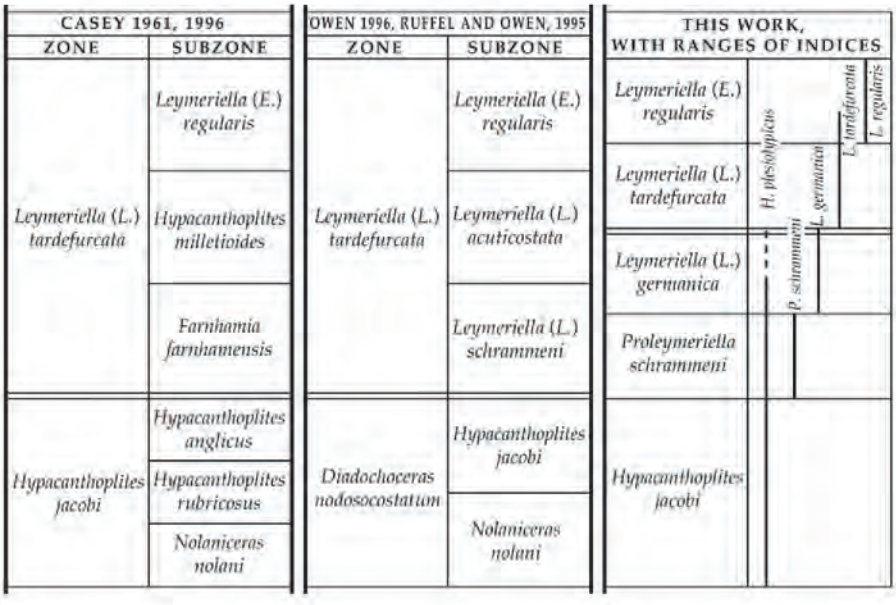
L'intérêt des bivalves est double. Si certains d'entre eux sont de bons marqueurs stratigraphiques, ils renseignent généralement sur les environnements de dépôts.

Les rudistes

Parmi les bivalves, les rudistes forment le groupe le plus présent sur les plates-formes



B - Lithostratigraphic units in selected areas of Texas and ranges of key larger benthic foraminifera.



A - Zonal schemes across the Aptian-Albian boundary. This figure is not a correlation diagram. The double horizontal lines in each column indicate the position of the Aptian-Albian boundary adopted by the authors named at the top of each column. The vertical double lines between columns indicate that correlation between columns is not intended. In the far right column, the ranges of zonal indices is indicated. Note that the term *jacobi* Zone is retained, even though the zonal index is a synonym of *H. plesiotypicus*, the range of which is indicated.

Kennedy et al. (2000)

Figure I.12 - Zonation biostratigraphique des ammonites (A) et des foraminifères benthiques (B) pour l'Aptien et l'Albien

carbonatées du Crétacé.

Les rudistes sont des bivalves qui vivaient principalement dans la zone infralittorale supérieure des mers chaudes situées aux basses latitudes. Ils sont connus depuis le Jurassique supérieur jusqu'à la fin du Crétacé où ils disparaissent.

Il existe plusieurs familles présentant des intérêts stratigraphiques différents. Concernant l'intervalle Aptien à Albien, les Caprinidae peuvent être considérés comme des outils stratigraphiques fiables. A l'Aptien inférieur, la plupart des formes de Caprinidae sont caractérisées par l'absence de canaux sur la face ventrale. Par contre, à l'Albien supérieur, les canaux sont présents sur tout le pourtour du test, et présentent des bifurcations internes (*Coalcomana*) ; ils s'organisent souvent en plusieurs rangées (Caprinuloideae). La tendance évolutive est à la diminution de la taille des canaux et à l'augmentation de leur nombre.

E Chimiostratigraphie

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe « Buts et démarche de l'étude », le Crétacé (entre autre) enregistre des variations géochimiques caractéristiques des océans. Depuis les travaux d'Urey *et al.* [1947 ; 1948], les mesures des isotopes stables de l'oxygène renseignent sur la paléotempérature des océans [e.g., Epstein *et al.*, 1951 ; Epstein *et al.*, 1953 ; Emiliani, 1955]. Les premières utilisations en chimiostratigraphie ont été initiées pour le Pléistocène par les isotopes de l'oxygène, mais des auteurs [e.g., Weissert *et al.*, 1979; Scholle & Arthur, 1980 ; Jenkyns, 1995] ont par la suite étendu cette utilisation aux isotopes du carbone et aux temps géologiques plus anciens , notamment le Crétacé.

1 Les isotopes stables

Les isotopes d'un élément chimique se différencient par le nombre de neutrons ; ainsi chaque isotope a-t-il une masse atomique distincte. C'est cette différence qui est utilisée pour leur séparation et leur quantification.

L'élément oxygène possède trois isotopes stables : ^{16}O, le plus léger, ^{17}O et ^{18}O, les plus lourds, et cinq isotopes radioactifs. Les proportions des trois isotopes stables ^{16}O, ^{17}O et ^{18}O sont respectivement 99,763 %, 0,0375 %, et 0,1905 %. Le rapport isotopique des deux isotopes stables les plus abondants de l'oxygène est :

$$\frac{^{18}O}{^{16}O} \approx 2‰$$

L'élément carbone comprend deux isotopes stables : un léger, le plus abondant, ^{12}C, et un lourd, ^{13}C, et cinq isotopes radioactifs. Le rapport isotopique des deux isotopes stables du carbone est :

$$\frac{^{13}C}{^{12}C} \approx 11‰$$

On remarque ainsi deux points de référence : (1) l'abondance des variétés isotopiques rares de ces deux éléments est toutefois suffisamment grande (sauf pour ^{17}O) pour pouvoir être déterminée avec précision en spectrométrie de masse, et (2) la différence de masse relative entre l'isotope rare et l'isotope abondant est importante ; elle représente 8,3 % pour le carbone et 12,5% pour l'oxygène.

La mesure des abondances isotopiques du carbone et de l'oxygène est faite en spectrométrie de masse, sur des instruments dits à source gazeuse, dans lesquels l'élément étudié est préalablement converti sous forme d'un gaz, le plus chimiquement inerte possible. Dans le cas du carbone et de l'oxygène, la forme utilisée est le CO_2.

a Éléments de notation isotopique

Un spectromètre de masse peut mesurer des rapports isotopiques absolus, avec une assez bonne précision sur un court intervalle de temps. Par contre, la justesse de la mesure est toujours très insuffisante, en raison notamment de fluctuations de l'électronique de mesure. Au contraire, si un échantillon est comparé à un autre servant de référence, à plusieurs jours d'intervalle, la différence observée entre échantillon et référence sera constante, les fluctuations instrumentales ayant affecté le rapport isotopique de l'échantillon de la même façon que la référence. Ainsi mesure-t-on les faibles variations de compositions isotopiques de tous les éléments stables légers en comparant le contenu en isotope lourd de l'échantillon à celui d'une référence. Ce principe de mesure justifie de l'utilisation de l'unité relative delta, δ, qui est la différence relative des rapports isotopiques de l'échantillon et de la référence, exprimée en pour mille :

$$\delta ‰ = \frac{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{ech} - \left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{rèf}}{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{rèf}} \times 1000$$

Cette notation a l'avantage de définir une relation explicite entre l'abondance d'un isotope donné d'un élément dans un échantillon et son abondance dans la référence : si $\delta > 0$, il y a plus d'isotopes lourds dans l'échantillon que dans la référence ; si $\delta < 0$, il y a moins d'isotopes lourds dans l'échantillon que dans la référence.

Pour l'oxygène, le standard était soit le SMOW. (Standard Mean Ocean Water) qui est une eau dont la teneur en ^{18}O est proche de celle de l'ensemble des océans, soit le PDB (Pee Dee Belemnite), qui est un test calcaire de bélemnite du Crétacé en Caroline du Sud (USA). Le PDB servait également de référence au carbone. Pour les carbonates, il était plus courant d'utiliser le standard PDB pour l'oxygène et le carbone dont le rapport isotopique est fixé à $\delta^{13}C = 0$ et $\delta^{18}O = 0$. Les carbonates marins ont des valeurs proches de ce standard.

La conversion approximative entre les deux standards est la suivante :

$$\delta^{18} O_{SMOW} = 1{,}03 \times \delta^{18} O_{PDB} + 30{,}4$$

Ainsi, la formule donnant le delta pour l'oxygène avec comme référence le PDB, est la suivante :

$$\delta^{18} O = \frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{éch} - \left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{PDB}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{PDB}} \times 1000$$

et pour le carbone :

$$\delta^{13}C = \frac{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{éch} - \left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{PDB}}{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{PDB}}$$

Il faut noter que du fait de l'épuisement du matériel pour ces anciens standards. Les standards actuels sont le V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) défini à partir de la calcite NBS19 et le V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water).

Les variations d'abondances isotopiques que l'on peut mesurer sont provoquées dans le milieu naturel par des fractionnements isotopiques.

b Le fractionnement isotopique

Dans la nature, il existe des variations isotopiques lorsque des substances (comme des minéraux, de l'eau ou des gaz) concentrent préférentiellement un isotope plutôt qu'un autre, ou lorsque des organismes utilisent préférentiellement dans leur métabolisme un isotope plutôt qu'un autre. La concentration préférentielle d'un isotope par rapport à un autre entre deux substances s'appelle le fractionnement isotopique.

Il existe des différences de propriétés physico-chimiques dues aux différences de masse entre isotopes : les propriétés des molécules différant par une substitution isotopique sont qualitativement les mêmes, mais quantitativement différentes. Ainsi, dans des réactions à l'équilibre, l'isotope lourd peut s'accumuler dans un composé particulier, le plus souvent dans celui où l'élément concerné présente les liaisons les plus solides.

On considérera l'exemple suivant, équilibre CO_2- bicarbonates :

$$^{13}CO_{2(g)} + H^{12}CO^-_{3(aq)} \rightleftharpoons {}^{12}CO_2(g) + H^{13}CO^-_{3(aq)}$$

le facteur de fractionnement isotopique α est :

$$\alpha = \frac{\left[H^{13}CO_3^-\right] \times \left[^{12}CO_2\right]}{\left[H^{12}CO_3^-\right] \times \left[^{13}CO_2\right]}$$

sur cet exemple, α est supérieur à 1 (α = 1,0092 à 0°C ; α = 1,0068 à 30°C) : le carbone 13 se concentre dans l'ion bicarbonate plutôt que dans le CO_2.

Il existe des fractionnements isotopiques dits cinétiques. Les molécules contenant l'isotope lourd sont plus stables et présentent une plus grande énergie de dissociation que celles contenant l'isotope léger. Ainsi, les liaisons établies avec l'isotope léger sont plus aisément et donc plus rapidement brisées que celles faisant intervenir l'isotope lourd. Donc, lors d'une réaction chimique, les molécules contenant l'isotope lourd réagiront légèrement moins vite que celles contenant l'isotope léger.

En cours de réaction, les produits sont enrichis en isotopes légers relativement aux réactifs de départ. Lorsque la réaction est complète en système clos, le contenu isotopique du produit est identique à celui des réactifs.
On appelle fractionnement isotopique normal un effet tel que la molécule légère réagit plus vite. Ces fractionnements isotopiques sont fonction, entre autres, de la différence de masse relative entre l'isotope rare et l'isotope abondant ; on a vu que cette différence est importante pour le carbone (8,3%) et pour l'oxygène (12,5%), nous devons donc nous attendre à des effets importants au cours du cycle de ces éléments.

2 Les isotopes stables de l'oxygène

La composition isotopique de l'oxygène des carbonates précipités dans l'eau dépend principalement de la composition isotopique de l'eau et de la température [Hudson, 1977].
A la suite des travaux d'Urey [1947], d'Epstein *et al*. [1951; 1953] et d'Emiliani [1955], il a été possible d'établir la relation entre la température et le fractionnement isotopique lors de la précipitation des carbonates. Cette relation est la suivante :

$$\Delta = \delta^{18}O_{carb} - \delta^{18}O_{eau} = 15{,}36 - 2{,}673 \times (16{,}52 + T)^{0{,}5}$$

Les phénomènes d'équilibres isotopiques sont généralement interprétés par des processus physiques ou chimiques.

a Processus physiques

Les **processus physiques** ont surtout été étudiés dans le cas de l'eau. Ils aboutissent aux différences relativement considérables de composition isotopique des eaux naturelles. Le fractionnement isotopique lors du cycle de l'eau a lieu au cours des changements de phase de l'eau.

L'évaporation

L'évaporation conduit à un enrichissement de la phase vapeur en ^{16}O et, corrélativement, de la phase liquide en ^{18}O, le processus étant réglé par le tampon constitué par la vapeur atmosphérique. Les molécules d'eau $H_2{}^{18}O$ ont une pression de vapeur plus basse que les molécules d'eau $H_2{}^{16}O$, ce qui cause un fractionnement isotopique lors de l'évaporation. L'équation de l'équilibre isotopique est la suivante :

$$H_2O_{liq} + H_2{}^{18}O_{vap} \Rightarrow H_2{}^{18}O_{liq} + H_2{}^{16}O_{vap}$$

La condensation

La condensation de la vapeur d'eau se produit quand elle est refroidie au dessous de la température qui correspond à la pression de sa vapeur saturante. Dans les zones des vents alizés (entre 20° et 40° de latitude), l'évaporation est supérieure à la précipitation ; par contre, dans les régions tempérées, la précipitation excède l'évaporation. On a donc un transport de vapeur d'eau des zones sources équatoriales vers les pôles. Au cours de son trajet vers les pôles, la

vapeur subit des processus continus de condensation qui entraînent un appauvrissement en isotopes lourds. Dans les régions polaires, la vapeur arrive à la composition isotopique la plus légère.

Ainsi, l'océan représente-t-il un volant isotopique considérable, n'accusant de fluctuations notables que sur ses marges, sous l'effet des influences contraires de l'évaporation ($\delta_{océan}>0$) et de l'apport d'eau d'origine météorique ($\delta_{océan}<0$).

b Processus chimiques

En ce qui concerne les **processus chimiques**, les systèmes eau-carbonate, eau-silicate, eau-phosphate, eau-sulfate ont donné lieu à de nombreux travaux qui ont abouti à des relations précises entre les compositions isotopiques des divers constituants. Ces relations sont dépendantes de la température. On a pu ainsi mettre au point des méthodes «paléothermométriques» [Urey, 1947], d'usage désormais universel en sédimentologie et en pétrologie.

Les variations du $\delta^{18}O$ des carbonates marins sont fonction :

- de la température de l'eau dans laquelle ils précipitent (différente en surface et en profondeur);
- de la composition isotopique de cette eau
- de leur degré de diagenèse

Par exemple, les valeurs élevées du $\delta^{18}O$ des carbonates profonds sont liées aux faibles températures en profondeur. Les carbonates terrestres ont une faible valeur de $\delta^{18}O$ parce que les valeurs des eaux météoriques responsables de leur précipitation sont inférieures à celles de l'eau de mer.

La diagenèse a toujours tendance à baisser les valeurs du $\delta^{18}O$ et du $\delta^{13}C$ des carbonates marins.

3 Les isotopes stables du carbone

Les réservoirs principaux du carbone sont le carbone organique et le carbone dans les carbonates. Bien que certains réservoirs soient petits, les flux entrants et sortants peuvent y être importants, les rendant déterminant dans le cycle du carbone. Ainsi, l'océan est-il un réservoir à fort impact puisqu'il a les plus grands flux avec les réservoirs principaux :

Dans l'océan les compositions isotopiques des carbonates sont déterminées par le système $CO_2 \longleftrightarrow HCO_3^- \longleftrightarrow CO_3^{2-}$, où la température et l'origine du CO_2 (et donc sa composition isotopique) sont les deux paramètres essentiels.

Comme pour l'oxygène, la température provoque un fractionnement isotopique, mais l'origine du CO_2 provoque des variations de plus grandes ampleurs (Fig. I.13).

L'intervention organique est la plus importante dans le changement des compositions isotopiques. Les carbonates se forment par la simple réaction de dissolution/précipitation :

$$Ca^{2+} + 2HCO_3^- \rightleftharpoons CaCO_3 + CO_2 + H_2O$$

avec des valeurs de $\delta^{13}C$ entre zéro (moyenne des carbonates marins) et -24 (moyenne de la matière organique).

La matière organique s'oxyde avant de livrer le carbone intervenant dans la formation du carbonate. L'oxydation de la matière organique peut se faire dans des conditions aérobies et anaérobies.

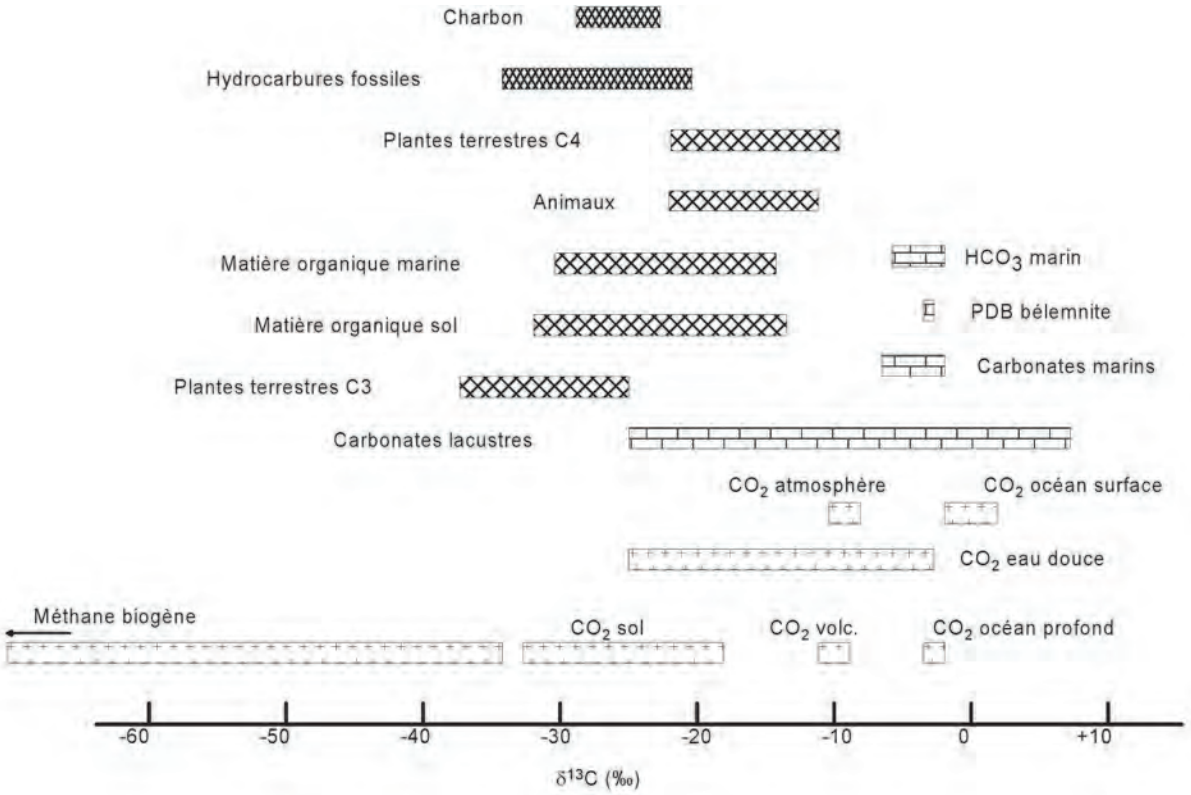


Figure I.13 - Variations en isotopes stables du carbone

a Conditions aérobies

Dans les **conditions aérobies**, l'oxydation de la matière organique est un processus microbiologique. Le CO_2 libéré à partir de ce processus est très léger (proche de celui de la matière organique), donc entraînant un faible rapport $\delta^{13}C$. L'oxydation de la matière organique consomme l'oxygène dissous dans l'eau et dégage du CO_2. La quantité d'oxygène dissous dans l'eau diminue et le CO_2 augmente avec un rapport $\delta^{13}C$ faible. Le CO_2 alors dégagé est léger et signe son origine dans le carbonate qui va l'intégrer dans sa structure cristallographique.

b Conditions anaérobies

Dans les **conditions anaérobies** (anoxiques), selon de nombreux auteurs, il y aurait une augmentation de l'enfouissement de carbone organique dans les eaux profondes et intermédiaires, se traduisant par des excursions positives dans le $\delta^{13}C$ [e.g., Schlanger & Jenkyns, 1976 ; Brumsack, 1980 ; Scholle & Arthur, 1980 ; Bralower & Thierstein, 1984; de Graciansky *et al.*, 1984 ; Herbin *et al.*, 1986 ; Arthur *et al.*, 1990]. Cependant, des changements dans le dépôt du carbone inorganique peut aussi modifier le rapport C_{carb} / C_{org} et ainsi influencer le rapport $^{13}C/^{12}C$ [Mackenzie & Sabine, 1990 ; Weissert *et al.*, 1998].

Certains auteurs proposent une relation dans les changements globaux du cycle du carbone et les hausses de premier ordre du niveau marin. Mackenzie et Sabine [1990] mettent en relation

les hausses de premier ordre du niveau marin avec une chute des valeurs du $\delta^{13}C$, et expliquent cette relation comme étant une conséquence de l'augmentation de la production de carbonate inorganique sur les plates-formes. Au contraire, Mitchell *et al*. [1996] proposent une relation entre l'augmentation de la surface du fond marin disponible pour l'enfouissement du carbone organique marin (conséquence d'une transgression) et une augmentation des valeurs du $\delta^{13}C$. Pour Weissert *et al.* [1998], l'augmentation du dépôt de carbone inorganique semble agir comme un tampon dans le cycle global du cycle du carbone, ils proposent que lors des transgressions le flux de nutriments depuis le continent dans le système marin augmente, favorisant la production primaire et ainsi l'enfouissement du carbone organique, induisant une chute des valeurs du $\delta^{13}C$. De nombreux auteurs mettent en avant cette augmentation de la production primaire [e.g., Weissert, 1989 ; Pedersen & Calvert, 1990 ; Calvert & Pedersen, 1992 ; Erbacher *et al.*, 1999 ; Hochuli *et al.*, 1999 ; Premoli *et al.*, 1999].

4 Méthodologie

Deux laboratoires ont été sollicités pour analyser les isotopes du carbone et de l'oxygène : celui de l'Université de Karlsruhe et celui de l'ENS de Lyon.

A Karlsruhe, le système est automatique et les poudres brutes ont été envoyées pour obtenir des valeurs de δ.

A Lyon par contre, le système est manuel et toutes les démarches préparatoires et les mesures au spectromètre (PRISM Series II) ont été réalisées dans leur ensemble. C'est le protocole suivi à Lyon qui est décrit dans ce qui suit.

a Le matériel analysé

De manière générale, les mesures des isotopes stables du carbone et de l'oxygène se font sur roche totale. C'est-à-dire que l'échantillon est broyé dans son ensemble, la poudre servant ainsi à l'ensemble des analyses (isotopes stables, minéralogie rayons X …).

Rapide à mettre en œuvre, cette méthode présente cependant l'inconvénient de broyer toutes les phases de l'échantillon. Si cela n'a que peu de conséquences dans des faciès homogènes de bassins peu tectonisés, cette méthode n'est pas adaptée pour un échantillon hétérogène de carbonates de plate-forme parfois affecté par des variations de diagenèse localisées et par des fractures plus tardives. C'est pourquoi, il a été choisi de prélever préférentiellement dans la phase micritique des échantillons. Il a également été choisi des coquilles de lamellibranche (chondrodontes entre autres) en parallèle avec la phase micritique. Les valeurs entre les deux phases (calcite des lamellibranches et celles de la micrite) sont souvent proches, mais elles montrent parfois un décalage des valeurs de la micrite montrant une influence de la diagenèse sur celle-ci. Les lamellibranches ont un test très dense peu sensible à la recristallisation ; donc si ce test est précipité en équilibre avec l'eau de mer, il reflètera mieux sa composition que la micrite après plusieurs millions années. Malheureusement, les lamellibranches sont plus rares que la micrite et le meilleur compromis, entre le reflet de la composition de l'eau de mer et une bonne répartition des mesures le long des coupes a été trouvé par le prélèvement préférentiel dans la micrite.

b La réaction de dissolution

À l'aide d'une microforeuse, on prélève environ 15-20 mg de poudre de carbonates préférentiellement la phase micritique des échantillons : 5 mg sont placés dans un des deux compartiments d'un tube, l'autre recevant de l'acide H_3PO_4. Le tube est fermé hermétique. On effectue le vide dans les tubes fermés pendant 3 à 4 heures. Le tube est ensuite équilibré thermiquement dans un bain à 30°C, avant de mettre en réaction pendant une nuit dans le même bain le contenu des deux compartiments, à savoir les carbonates et l'acide.
La réaction se produisant est la suivante :

$$3CaCO_3 + 2H_3PO_4 \rightleftharpoons 3CO_2 + 3H_2O + Ca_3(PO_4)_2 \qquad \text{(Eq.1)}$$

Ainsi, la quasi-totalité du carbone des carbonates se retrouve dans le CO_2 produit. En réalité un fractionnement de $\alpha_{CO_2\text{-}Carb} \approx 1{,}010$ en fonction de la nature du carbonate existe.
Par contre, seulement deux tiers de l'oxygène des carbonates se retrouvent dans le CO_2 produit avec un fractionnement de $\delta^{18}O_{CO_2} - \delta^{18}O_{Carb} \approx 10\%$ en fonction de la température.
C'est pourquoi les températures sont équilibrées avant la réaction et maintenues constantes pendant la réaction de tous les tubes.

c L'extraction

Pour procéder à l'extraction du CO_2 issu de l'acidolyse des carbonates, les tubes sont placés deux par deux sur la chaîne d'extraction avec deux ampoules de récupération. Le vide fait, on libère les gaz contenus dans le tube dans la chaîne d'extraction, ceci afin de piéger les gaz condensables dans un serpentin refroidi au zéro absolu par un bain d'azote.
La réaction de dissolution des carbonates (Eq.1) produit des gaz condensables — l'H_20 et le CO_2 — mais aussi des gaz non condensables, créés par la réaction des impuretés des carbonates avec l'acide. Ces gaz non condensables sont éliminés par pompage alors que le CO_2 et l'H_2O sont piégés par condensation dans le serpentin.

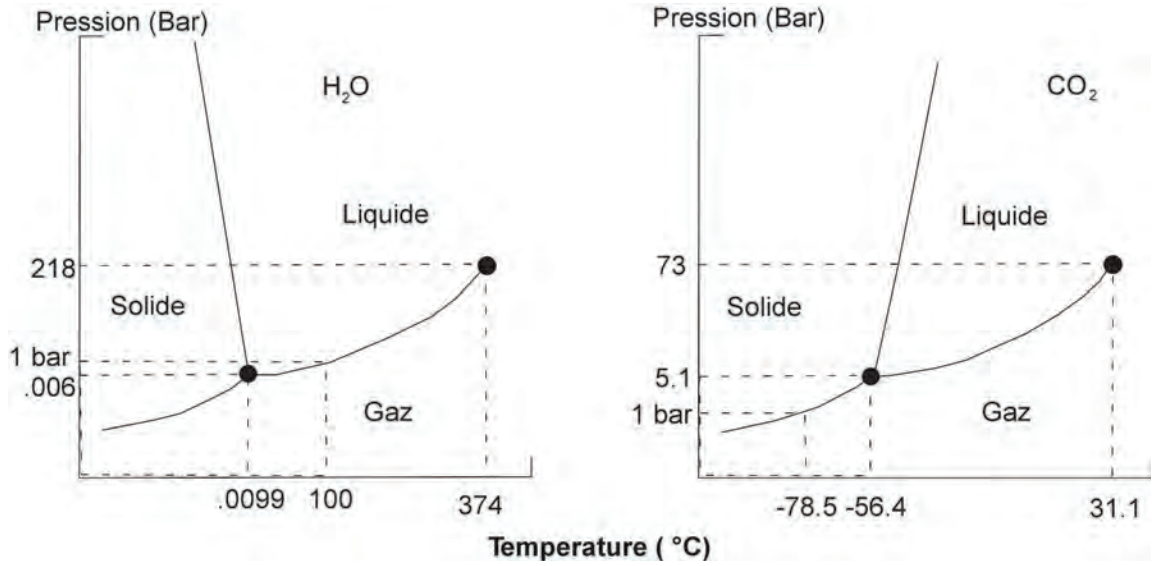


Figure I.14 - Diagramme Pression / Température de l'eau et du CO2

A la pression présente dans les tubes de réaction, la température de sublimation du CO_2 est très supérieure à celle de l'H_2O (Fig. I.14). On utilise cette différence pour séparer l'H_2O et du CO_2, en plongeant le serpentin dans un mélange d'azote et d'éthanol entre -90°C et -100°C. On piège alors le CO_2 dans une ampoule de récupération maintenue à -273°C.
C'est le CO_2 contenu dans ces ampoules qui sera analysé par le spectromètre de masse.

d L'analyse par spectromètre de masse

Le principe de la spectrométrie de masse est de bombarder une molécule avec un faisceau d'électrons ayant une énergie suffisante pour le ioniser. La collision éjecte un électron de la molécule, donnant une espèce M^+. Ce cation est accéléré par un champ magnétique dans un cylindre où règne un vide poussé et est ensuite trié par masse par l'application d'un champ magnétique (la trajectoire des ions dans un champ magnétique est un cercle dont le rayon dépend de la masse et de la charge, la position de l'impact sera donc significative d'une certaine masse). Ce tri permet ainsi de constituer les proportions d'isotopes présents dans la molécule.
Pratiquement, nous avons donc analysé le CO_2 sur un spectromètre de masse (PRISM Series II) à triple collecteur et double introduction. Tout d'abord, le gaz CO_2 est expansé dans les soufflets pour l'échantillon, puis mis sous pression et le flux de gaz CO_2 est bombardé par un faisceau d'électrons qui ionise une fraction (~1%) du CO_2 en CO_2^+. Les ions CO_2 sont alors accélérés hors de la source d'ion, à travers une série de lentilles électroniques qui concentrent les ions dans un faisceau étroit. Ce faisceau traverse un champ magnétique fort qui dévie sa trajectoire. La déviation des ions est fonction de la masse - $^{12}C^{16}O_2$ = masse 44, $^{13}C^{16}O_2$ = masse 45 et $^{12}C^{16}O^{18}O$ = masse 46- en conséquence, le faisceau d'ions est séparé en trois faisceaux. Les intensités relatives de ces trois faisceaux sont mesurées avec des cages de Faraday placées sur les trajectoires des faisceaux (triple collecteur). Les proportions des intensités des trois faisceaux (masse 45/masse 44 et masse 46/masse 44) permettent de calculer les valeurs du $\delta^{13}C$ et du $\delta^{18}O$ du CO2. Mais, pour corriger les erreurs systématiques, dues à la dérive de la sensibilité de la machine et au léger changement dans la proportion des isotopes du gaz au cours du temps, le gaz standard B-CO_2 — dont les proportions isotopiques sont connues, $\delta^{18}O$ = -36,95 — est analysé en même temps que l'échantillon par blocs de 10-12 mesures pendant des intervalles de 10-20 secondes répétés six fois (double introduction).

Reproductibilité interne

Pour un ensemble de n mesures pour une valeur x dont la moyenne est x_{moy}, il existe deux indices de précision couramment utilisés.

Déviation standard de la mesure, σ

La déviation standard réfère à une erreur standard et définit la précision d'une mesure individuelle dans un ensemble de mesures. Elle est estimée de la manière suivante :

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum \left(x - x_{moy} \right)^2}{n-1}}$$

Lorsque cette déviation est trop élevée pour une mesure individuelle par rapport aux autres mesures de l'ensemble, elle est supprimée.

Déviation standard de la moyenne, σ_{moy}

Elle réfère à une erreur standard et définit la précision de la moyenne de la totalité d'un ensemble de mesures. Elle est liée à la déviation standard par :

$$\sigma_{moy} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} = \sqrt{\frac{\sum\left(x - x_{moy}\right)^2}{n\left(n-1\right)}}$$

Lorsque cette erreur est supérieure à ± 0,002‰, la mesure est refaite afin d'obtenir une valeur des deltas de meilleures qualités.

e Les corrections

Correction de Craig

Lorsque l'on analyse le CO_2, différentes espèces isotopiques du même élément peuvent contribuer pour une certaine masse et une correction doit être faite. Par exemple, le standard international du CO_2, le PDB, présente une proportion (≈ 6%) de l'isotope ^{17}O dans la masse 45. De même, 0,2% de la masse 46 vient de l'espèce isotopique $^{13}C^{16}O^{17}O$.
Les masses supérieures à 46 ont une abondance négligeable.
Ainsi, le logiciel PRISM gérant le spectromètre de masse à Lyon, utilise les formules suivantes de corrections dites « Correction de Craig » :

$$\delta^{13}C_{c/Craig} = 1{,}0676 \times \delta\left(\tfrac{45}{44}\right) - 0{,}0338 \times \delta^{18}O_m$$

$$\delta^{18}O_{c/Craig} = 1{,}0010 \times \delta\left(\tfrac{46}{44}\right) - 0{,}0021 \times \delta^{13}C_m$$

Correction en fonction de Rv

La pression de gaz est différente d'un échantillon à l'autre à cause de la différence de nature des carbonates dans chaque échantillon. Cette différence de pression peut induire un fractionnement isotopique dans le spectromètre lui-même. Pour cela, on corrige les valeurs obtenues après « correction de Craig », par le volume de gaz de référence utilisé pour la mesure. On utilise alors la formule suivante :

$$\delta^{18}O_{c/Rv} = \delta^{18}O_{c/Craig} + \left(\left(Rv_n - Rv_{n-1}\right) \times \frac{d\delta^{18}O_{c/Craig}}{dRv} \right)$$

où :

Rv_n est le volume de gaz de référence utilisé pour la série de mesures n

$\frac{d\delta^{18}O_{c/Craig}}{dRv}$ est la pente de la droite de régression de la courbe du $\delta^{18}O$ en fonction de RV.
Cette pente est généralement de 0,0002.

Cette correction n'est pas nécessaire pour le carbone car elle se situe sous le seuil de reproductibilité des mesures.

Correction instrumentale et fractionnement en fonction de la température

Les mesures effectuées sur la machine connaissent un biais intrinsèque à celle-ci ; pour le compenser on doit recalculer les mesures face aux standards internationaux (NBS 19 et NBS 18). Pour cela, on effectue des mesures des ces standards afin de trouver la déviation de l'appareil. Cette déviation est une équation de droite obtenue en exprimant les valeurs mesurées des standards internationaux en fonction des valeurs réelles des standards.

$$\delta^{18}O_{Std_m} = f\left(\delta^{18}O_{rStd}\right)$$

La correction à effectuer est la fonction inverse de cette équation de droite, soit f^{-1} :

$$\delta^{18}O_c = \frac{d\delta^{18}O_{Std_r}}{d\delta^{18}O_{Std_m}} \times \delta^{18}O_{c/Rv} + f^{-1}(0)$$

où $\frac{d\delta^{18}O_{Std_r}}{d\delta^{18}O_{Std_m}}$ est la pente de la f^{-1} (elle est souvent proche de 1,014)

et $f^{-1}(0)$ est son ordonnée à l'origine.

Cette correction permet aussi de s'affranchir du fractionnement isotopique de l'oxygène entre les carbonates et le CO_2 lors de la réaction à 30°C.

f Différences entre les laboratoires

Certains échantillons ont été analysés dans les deux laboratoires utilisés pour obtenir les mesures de deltas. Les différences sont montrées dans la figure I.15.

Les différences de mesures engendrées par l'utilisation de deux laboratoires sont négligeables pour le carbone. Par contre, des différences significatives existent pour l'oxygène. Ces différences semblent liées aux facteurs de corrections de chaque laboratoire.

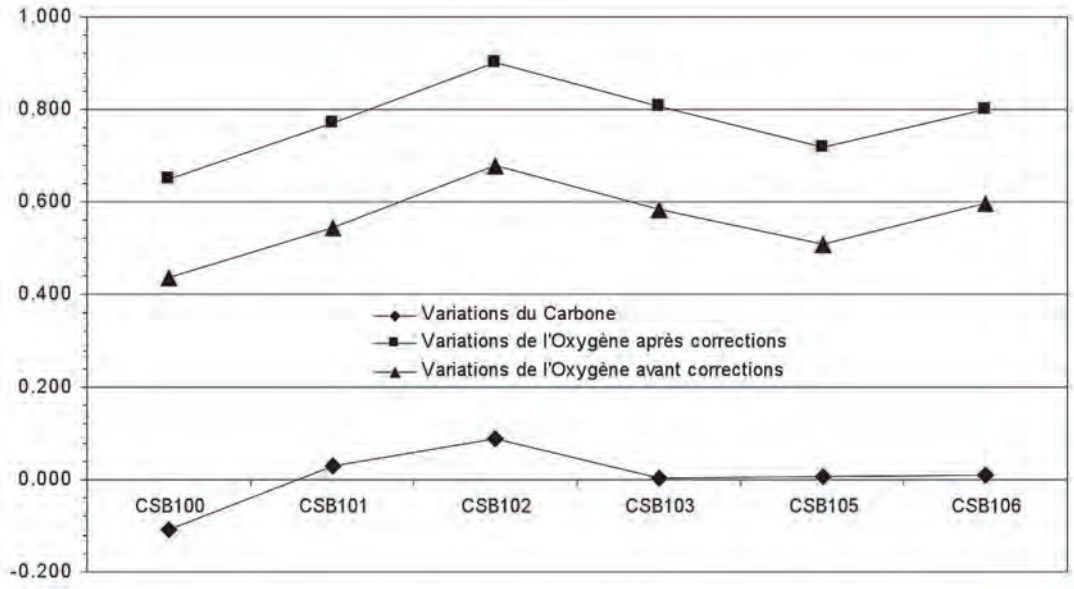


Figure I.15 : Variations interlaboratoires des mesures isotopiques

Les résultats des analyses géochimiques sont dans l'annexe B.

F Minéralogie par rayons X

La méthode d'étude de la minéralogie par rayons X a été utilisée principalement pour contrôler la minéralogie des échantillons servant à l'établissement de la courbe isotopique de référence pour le carbone, c'est-à-dire les échantillons des coupes réalisées dans le Chihuahua.
En effet, comme il a été vu précédemment, le fractionnement isotopique est fonction de la minéralogie, aussi était-il important de vérifier que les variations isotopiques éventuellement visibles dans les coupes, ne venaient pas des variations minéralogiques mais reflétaient bien les variations de composition de l'eau de mer.
La méthode d'étude de la minéralogie par rayons X a aussi été utilisée pour caractériser la nature des dépôts argileux rencontrés dans les carbonates et les séries volcanoclastiques de Basse Californie pour notamment mettre en évidence leur origine volcanique.
Le projet avait été fait d'étudier les fractions argileuses de tous les échantillons pour retrouver des variations environnementales à travers les variations du cortège argileux, mais malheureusement toutes les séries étudiées ont subi un minimum de métamorphisme transformant la nature du cortège argileux rendant impossible toute utilisation de ces données minéralogiques.
Toutes les analyses pour connaître la minéralogie des échantillons et de leurs fractions argileuses ont été faites au laboratoire GEA de l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel sur un diffractomètre SCINTAG XDS 2000.

1 Préparation des échantillons pour l'analyse XRD

Les échantillons ont été préparés selon la procédure de Kübler [1983] et Adatte *et al.* [1996].

a Échantillons non orientés pour l'analyse en Roche Totale

Les échantillons analysés ont subi les traitements suivants. Environ 20 g de chaque échantillon sont concassés avec un broyeur à mâchoire, puis après séchage à l'étuve à 50°C, environ 5 g de la roche concassée ont été broyés avec une agate pour obtenir une poudre homogène avec des particules de taille inférieure à 40 µm. 800 mg de cette poudre ont été pressés à 20 bars dans un porte-objet métallique pour être déterminés par rayonnement X (Diffractomètre SCINTAG XDS 2000).

b Échantillons orientés pour l'analyse de la fraction argileuse

Le mode préparatoire standard est établi par Kübler [1983] avec pour but de séparer les fractions fines (<16m) du reste de l'échantillon. Les échantillons à analyser ont été concassés au broyeur à mâchoire puis mélangés avec de l'eau distillée (pH 7-8). Le mélange est décarbonaté par attaque acide à HCL 10% (1,5 N) à température ambiante pendant 20 minutes au moins et jusqu'à dissolution totale des carbonates. Chaque échantillon est soumis à une désagrégation sous ultrasons. Une fois décarbonatés, les échantillons ne contiennent que des résidus insolubles. Ceux-ci sont lavés de l'acide restant par centrifugation (5 à 6 fois environ) dans de l'eau distillée jusqu'à obtenir un pH neutre (pH 7-8). La séparation des différentes fractions argileuses (inférieure à 2 µm et comprise entre 2 et 16 µm) se fait par centrifugation chronométrée, basée sur les lois de Stokes. Ensuite, chaque fraction est pipetée sur un verre plat

et séchée à l'air libre avant détermination par XRD. La fraction inférieure à 2 µm est ensuite mise dans une atmosphère glycolée pendant 24h avant d'être à nouveau analysée par XRD.

2 Analyse XRD

Le diffractomètre Scintag XDS 2000 comporte un porte-objet automatique à douze positions. Le système est piloté par un ordinateur équipé du Logiciel DMSNT. Les fichiers produits par le diffractomètre sont des fichiers de données brutes (.RD), qui sont transformés en routine par le logiciel (DMSNT program, v. 2.63) en fichiers calculés (.NI). Les calculs effectués sont les suivants : filtres anti-bruits utilisant la Transformée de Fourier Rapide (FFT), soustraction du bruit de fond et reconnaissance automatique de pics (Ka2 stripping). Ces fichiers calculés donnent des listes de pics d'intensités différentes correspondant à des angles de diffraction caractéristiques d'un minéral.

Pour les minéralogies les plus courantes (Phyllosilicates; Quartz; Feldspath-K; Plagioclase-Na; Plagioclase-Ca; Calcite; Dolomite; Aragonite; Pyrite; Hématite; Goethite; Gypse; Anhydrite; Ankérite; Halite; Ca-Apatite; Magnésite) une estimation semiquantitative en utilisant des standards externes [Ferrero, 1965 ; 1966 ; Klug & Alexander, 1974 ; Kübler, 1983 ; Rolli, 1992] a été réalisée. L'erreur relative de la minéralogie des poudres est environ 5%.

La méthode est basée sur le fait que, dans un assemblage minéralogique, les intensités des pics principaux reflètent les proportions de chaque composant de l'assemblage. Par ailleurs, chaque minéral, par son coefficient d'absorption massique et sa concentration, influence le coefficient d'absorption massique de l'assemblage. Pour chaque minéral à quantifier, nous avons donc l'équation :

$$I = I_0 \times C_m \times \frac{\mu_m}{\mu_e}$$

Avec : **I**: Intensité du minéral à quantifier (mesuré)

- $\mathbf{I_o}$: Intensité du standard externe (constante)
- $\mathbf{C_m}$: Concentration du minéral dans l'échantillon (inconnue)
- μ_m: Coefficient d'absorption massique du minéral (connu)
- μ_e: Coefficient d'absorption massique de l'échantillon (approximé)

La variable à déterminer est $\mathbf{C_m}$ avec pour constantes μ_m et $\mathbf{I_o}$ (redéterminées régulièrement en raison du vieillissement du tube créant le rayonnement X). μ_e est une variable difficile à déterminer étant donné que sa valeur dépend de la proportion de chaque minéral (proportions à déterminer). Nous avons donc à faire à une équation à deux inconnues. Le problème a pu être résolu en attribuant une valeur moyenne, permettant de calculer la contribution (positive ou négative) de chaque minéral, en fonction de son intensité, à cette valeur moyenne, et de déterminer ainsi la valeur de μ_e.

Un macro Excel utilisant cette méthode permet à partir des intensités mesurées en cpm (coup par minute) d'obtenir les proportions en pourcentage de chaque minéral dosé. Les phyllosilicates sont quantifiés à partir de leur pic à environ 19,9° 2θ CuKα (4,45 Å). Cependant, ce pic n'est

pas représentatif de tous les minéraux argileux et une certaine quantité de phyllosilicates ne sont pas quantifiables en roche totale. Pour simplifier la procédure, les phyllosilicates seront considérés avec d'autres minéraux accessoires dans la fraction «phyllosilicates+indosés».

Dans le cas où un échantillon possède un très grand pourcentage de calcite, il arrive que la somme des minéraux dosés dépasse les 100%, les indosés se voyant attribuer un pourcentage négatif. Dans ce cas nous avons soustrait cette valeur au pourcentage de calcite.
Les résultats des analyses minéralogiques sont dans l'annexe C.

Chapitre Deuxième :
La coupe de référence dans l'état de Chihuahua

I Généralités

A Présentation du Bassin de Chihuahua

Le bassin mésozoïque de Chihuahua est situé dans le nord-est de l'état de Chihuahua et dans les parties adjacentes à cet état, du Texas Trans-Pecos, du Nouveau Mexique et de l'extrême nord-est de l'état de Sonora. Il aurait été en communication avec le bassin de Bisbee au nord-ouest, avec le golfe de Sabinas au sud-est et avec la mer mexicaine (Mar Mexicano) au sud. Il est limité au nord-est par la plateforme Diablo et au sud-ouest par celle d'Aldama (Fig. II.1).

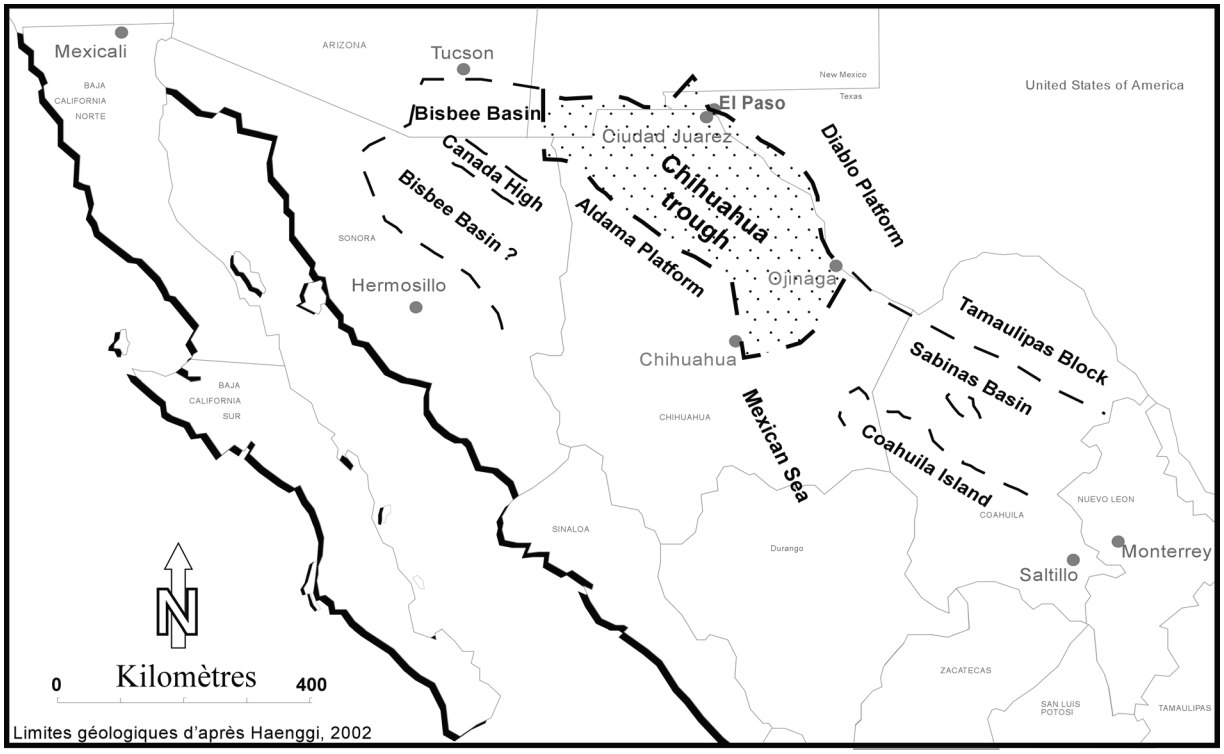


Figure II.1 - Localisation du bassin de Chihuahua

Le bassin de Chihuahua est généralement interprété comme étant la conséquence d'un événement extensif jurassique. Ce dernier serait aussi responsable de la formation des bassins contigus de Bisbee et de Sabinas et atteint la frontière de la Californie avec le bassin McCoy [Fackler-Adams, 1997 ; Dickinson & Lawton, 2001]. Il est communément admis que cette phase est en relation avec l'ouverture de l'océan Atlantique et spécifiquement celle du Golfe du Mexique. Selon Dickinson & Lawton [2001], la subsidence thermotectonique des bassins de Chihuahua et de Bisbee, qui résulte de cette extension, a créé une zone de dépôt s'étendant le long de la région frontalière entre les États-unis et le Mexique [Rangin, 1978 ; Rangin, 1981 ; Bilodeau & Lindberg, 1983 ; Dickinson *et al.*, 1986a ; Dickinson *et al.*, 1989]. L'origine du rifting en partie développé dans un précédent assemblage d'arc du Mésozoïque moyen peut être attribuée à la réduction du slab de la plaque subductante Mezcalera provoquant un rifting passif en surface [Lawton & McMillan, 1999].

Mais aucune activité ignée jurassique n'est connue dans le bassin de Chihuahua, contrairement aux bassins de Bisbee et de Sabinas [Haenggi, 2002]. De plus, il n'existe pas de formation conglomératique syntectonique basale dans le bassin de Chihuahua [Haenggi, 2002] ; c'est

pourquoi il pourrait avoir une origine différente des bassins contemporains de Bisbee et de Sabinas. Selon Haenggi [2002], il est le résultat de l'interaction entre le décrochement dextre le long de la zone du Texas [Muehlberger, 1980] et l'ancienne structuration nord/sud, et serait un bassin en *pull-apart* dextre qui a commencé à se former il y a ~159 à ~156 Ma (Oxfordien) pendant une période de rotation antihoraire relative de la plaque nord-américaine. Cette rotation serait responsable de la réactivation d'éléments d'un ancien système de zones de faiblesses crustales : le bassin Pedregosa du Paléozoïque supérieur. Ce sont des linéaments de direction nord-ouest et des linéaments de direction nord le long de la frontière sud-ouest du craton nord-américain qui fourniraient la structure pour le développement de ce bassin en *pull-apart*.

Selon Haenggi [2002], ce bassin a été le lieu d'une transgression marine pendant le Jurassique supérieur (Oxfordien ?-Kimmeridgien) depuis le Golfe du Mexique jusqu'au sud-est de l'Arizona et dans le Nord du Sonora. Pendant le Tithonique et jusqu'à l'Aptien inférieur, comme les taux relatifs de subsidence du bassin ont diminué, de grandes quantités d'évaporites ont été déposées dans de larges régions de la partie est du bassin. Ces dépôts ont une part importante dans le style structural de l'inversion laramienne de ce bassin en chaîne orogénique de Chihuahua.

Selon Haenggi [2002], durant le début du Crétacé inférieur et jusqu'à l'Aptien inférieur, la sédimentation compensait la subsidence créée par l'activité continue des failles intrabassin et de celles bordant le bassin. Pendant cette période, le lithosome Las Vigas (un grand volume de sédiments clastiques déposé dans des environnements côtiers à terrestres) s'est accumulé dans la dépression. Pendant l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur, l'activité des failles bordières a diminué et l'enregistrement sédimentaire montre une transgression marine sur les régions de la plate-forme adjacente. Á partir de ce moment, les formations ne sont plus limitées au bassin de Chihuahua mais peuvent être corrélées avec celle du Texas Trans-Pecos. Lors de l'Albien moyen, les mers avaient avancé sur des régions précédemment émergées. Après la transgression initiale, représentée à la périphérie du bassin par des sédiments clastiques (Formation Cox), le dépôt des carbonates de plate-forme était prédominant dans le bassin de Chihuahua de l'Albien inférieur terminal jusqu'au Cénomanien inférieur, avec des interruptions mineures. Selon Haenggi [2002], aucun élément ne permet d'affirmer que la sédimentation dans le bassin ait été affectée par des événements tectoniques pendant cette période.

La Formation Ojinaga (Cénomanien Santonien inférieur ?) témoigne d'un afflux soudain de matériel clastique dans le bassin du Chihuahua. Cette formation est de même âge que beaucoup de formations du Crétacé supérieur de la mer intérieure occidentale d'Amérique du Nord, qui contiennent de grandes quantités de sédiments clastiques dérivés des cordillères. Selon Haenggi [2002], la Formation Ojinaga aurait pour source les régions cordilléraines. Il est postulé que cette formation reflète l'activité tectonique dans ces régions sources, à l'ouest pendant les dernières étapes de l'orogenèse Sevier.

Ensuite, le retrait de la mer crétacée est visible dans la transition conforme depuis des couches marines vers des couches non-marines dans la Formation San Carlos du Santonien et la Formation suivante non-marine El Picacho.

Pendant l'orogenèse laramienne (84 à 43 Ma), le bassin de Chihuahua a été inversé pour former la chaîne tectonique de Chihuahua qui n'est pas considérée par Haenggi [2002] comme étant un segment du chevauchement cordillérain. Selon cet auteur, la déformation laramienne est le résultat d'une tectonique transpressive senestre (le stress principal est orienté nord-est à est-nord-est) qui implique une réactivation des structures préexistantes qui ont contrôlé l'emplacement du bassin en *pull-apart* pendant la période allant du Jurassique à l'Aptien. La chronologie du début de l'activité laramienne dans le bassin n'est pas bien définie, mais les datations de roches éruptives et métamorphiques suggèrent une activité thermique au début de la phase laramienne (78 à 84 Ma). Pendant ce temps (Campanien inférieur) le bassin de Chihuahua aurait cessé d'exister et les mers se seraient retirées vers le sud-est. Les ultimes déformations laramiennes, au cours de l'Éocène (environ 45 Ma), sont documentées par des études sur des intrusions et des roches volcaniques le long de la limite orientée au nord entre la partie sud du bassin et la plate-forme d'Aldama.

Selon Haenggi [2002], dans les régions où les évaporites sont présentes (région est), les failles normales bordant le bassin ont été réactivées comme failles inverses laramiennes, avec une possible composante senestre, et les anciens plis de faibles amplitudes dans les roches post-évaporitiques ont été accentués par le mouvement des évaporites vers les crêtes des anticlinaux. La déformation ayant progressé, le développement structural a induit des chevauchements (principalement vers la Plate-forme de Diablo) et des injections diapiriques des évaporites le long des marges du bassin évaporitique. Selon Haenggi [2002], les études du raccourcissement laramien dans la région est de la chaîne tectonique de Chihuahua indiquent des gammes totales de raccourcissement de 5 % à 24 % ; environ 10 % de raccourcissement semblent être le cas typique pour la déformation laramienne. C'est considérablement inférieur aux 50 % (ou plus) de raccourcissement typique des chaînes de chevauchement ; mais cela est plus en accord avec les raccourcissements dans les bassins inversés qui sont internes aux marges continentales.

Selon Haenggi [2002], dans la région nord-ouest du bassin, la structure montre une compression orientée nord-est/sud-ouest, incluant des chevauchements relativement mineurs en direction du sud-ouest sur la plate-forme jurassique d'Aldama (plus étendue que la plate-forme crétacée). Les formations paléozoïques sont impliquées dans les chevauchements et selon Haenggi [2002], tous les chevauchements peuvent être interprétés comme une conséquence d'un socle fracturé plutôt que comme un décollement à l'échelle régionale, caractéristique des chaînes de chevauchement.

Selon Haenggi [2002], l'activité tectonique post-laramienne inclut une continuité de la tectonique évaporitique ainsi qu'une tectonique gravitaire, des intrusions éruptives éparses, du volcanisme mineur, de possibles glissements banc sur banc, et des découpages en blocs au cours de l'Oligocène supérieur (Miocène) s'étendant jusqu'au Quaternaire.

Dans la région est du bassin du Chihuahua, après la formation de la structure laramienne et avant la mise en place des roches volcaniques oligocènes (32,3 à 28 Ma), l'érosion a créé une topographie semblable à celle que nous observons actuellement [Haenggi, 2002]. Pendant cet intervalle, des « flaps structures » se sont développées sur les flancs de plusieurs grands anticlinaux. Les structures de *collapse*, en rapport avec la dissolution des évaporites, ont

déformé les formations tertiaires et crétacées dans les régions d'intrusions diapiriques le long de zones de failles de déchirement.

Des failles normales tertiaires se produisent après alignement du système régional de contraintes depuis une compression est-nord-est vers une extension est-nord-est à 31 Ma [Haenggi, 2002]. Ces premières failles sont probablement de même âge que le commencement du découpage en bloc dans le Texas Trans-Pecos (environ 24 Ma). Les données sismiques dans la région nord-ouest du bassin montrent qu'une grande partie de la région a été affectée par des failles normales miocènes (post-10 Ma) qui sont probablement de même âge que certaines des failles décrites dans le rift du Rio Grande.

Selon Haenggi [2002], une importante fracturation extensive néogène et parfois quaternaire a affecté cette région le long du Rio Grande, entre El Paso et le Big Bend. Cette région est la continuation d'une faille transformante intracontinentale supposée le long du bord sud du Plateau du Colorado [Haenggi, 2002]. Elle a été le lieu d'une fracturation en relation avec la transtension dextre au cours des 24 derniers millions d'années.

Pour la plupart, les directions de failles cénozoïques de cette région suivent des éléments de la structure préexistante qui ont influencé le développement et l'emplacement du bassin de Chihuahua.

B Problèmes de nomenclature stratigraphique

Les formations du Jurassique et du Crétacé du Bassin de Chihuahua ont été étudiées par de nombreux auteurs [e.g. : King & Adkins, 1946 ; Haenggi, 1966 ; Córdoba, 1969 ; Rodríguez Torres, 1969 ; Rodríguez Torres & Guerrero, 1969; Córdoba *et al.*, 1970 ; De Ford & Haenggi, 1970 ; Wacker, 1972 ; Nodeland, 1980 ; Ortuño Azarte, 1985 ; Cantú Chapa, 1993 ; Monreal & Longoria, 1999], multipliant les noms de formations.

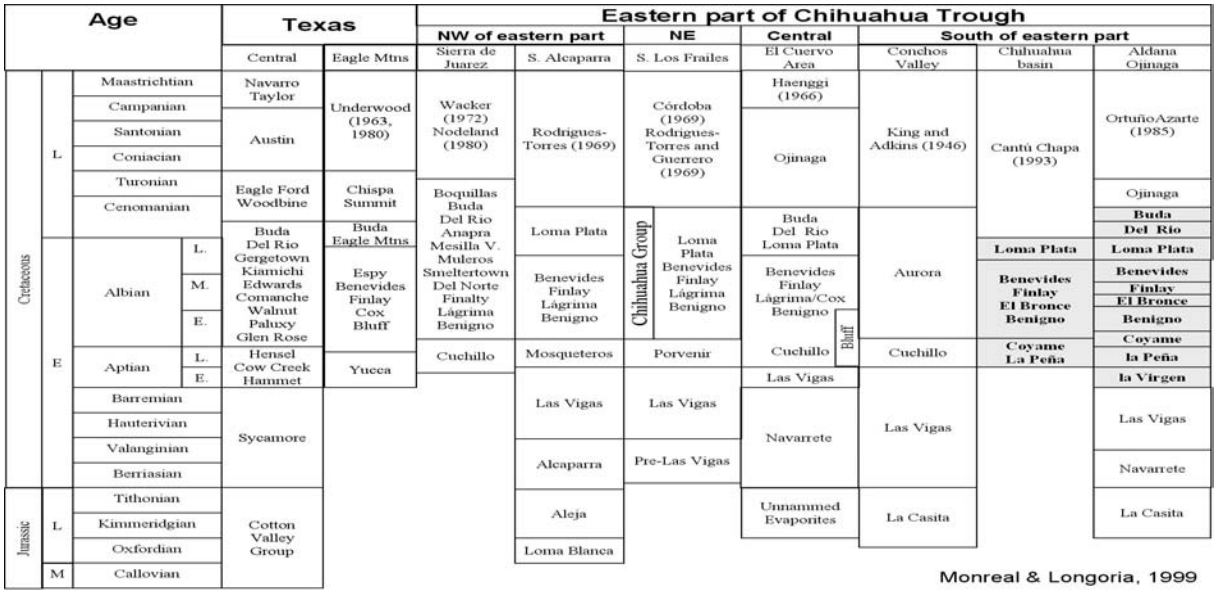


Figure II.2 – Corrélation des différentes formations dans le Texas et le Chihuahua

Le travail de Ortuño Azarte [1985] sur un transect entre Aldama et Ojinaga comporte les sites étudiés ici. Ainsi, nous utiliserons ses dénominations pour les formations, d'autant plus qu'elles correspondent à celles de Cantú Chapa [1985; 1993] (malgré des différences d'âge des formations) et à la nomenclature de l'Institut Mexicain du Pétrole.
De plus, dans ce paragraphe nous présenterons les corrélations existantes entre les différentes formations de notre région d'étude, c'est-à-dire le sud-est de la partie est du bassin du Chihuahua (Fig. II.2).

1 Le Jurassique supérieur : Formation La Casita

Le nom de cette formation a été proposé par Imlay [1936; 1937] dans la région de Saltillo, Coahuila pour des couches grises à noires d'argiles intercalées de fines couches jaunâtres de sables affleurant dans la partie ouest de la sierra de Parras. C'est King & Adkins [1946] qui étendirent cette appellation à des couches de même faciès du Jurassique supérieur dans le Chihuahua. Sur la base d'ammonites récoltées dans le Chihuahua, cette formation est datée du Kimméridgien inférieur au Tithonien supérieur.
Elle est discordante sur le substratum paléozoïque.

2 Le Néocomien

a Formation Navarrete

C'est Haenggi [1966] qui a utilisé le nom de Formation Navarrete pour une succession d'argilites, de grès et de calcaires située sous la Formation Las Vigas, dans la région de El Cuervo. De Ford & Haenggi [1970] ont formalisé cette formation avec une coupe type au nord-est du Rancho La Abuja dans la sierra Pinosa. Ces mêmes auteurs datent la formation du Néocomien ou de l'Aptien.

b Formation Las Vigas

C'est Weed [1902] qui le premier décrivit la succession de grès et de silts rouges dans la région de Chorreras à l'est de la ville de Chihuahua. Mais c'est Burrows [1909; 1910] qui la nomma Las Vigas en étendant cette formation à la sierra Cuchillo Parado et à la sierra Boquilla au pied de laquelle se trouve la localité type : la mine de Las Vigas [King & Adkins, 1946].
En l'absence de fossiles, elle est attribuée par encadrement stratigraphique au Valanginien Barrémien [Ortuño Azarte, 1985].
Cependant, Blanc *et al.* [1998] attribue la Formation Las Vigas à l'Aptien supérieur sur la base de Characeae et de Clavatoraceae, ce qui est en désaccord avec nos observations montrant la limite entre l'Aptien inférieur et l'Aptien supérieur dans la Formation La Peña sus-jacente (cf. III Paléontologie).

3 L'Aptien – Albien inférieur

a Formation Cuchillo

Burrows [1909; 1910] utilisa le premier le terme « Cuchillo Formation » pour une succession d'argilites grises, de gypse (comportant de petits niveaux de calcaires) et de grès affleurant entre les formations Las Vigas et Aurora, dans la sierra Cuchillo Parado. Mais, King & Adkins [1946] formalisèrent cette formation en donnant comme coupe de référence les affleurements situés entre le village de Cuchillo Parado et la mine La Aurora.

Par la suite, de nombreux géologues identifièrent cette formation dans tout le bassin du Chihuahua et même dans les régions adjacentes pour des couches de même âge, mais lithologiquement différentes, multipliant ainsi les faciès rencontrés dans la formation Cuchillo.

King & Adkins [1946] datent cette formation de l'Aptien inférieur à l'Albien inférieur grâce à des ammonites, mais Monreal [1989] attribue un âge Aptien supérieur à Albien inférieur grâce à la présence de *Colomiella mexicana* et de *Favusella.*

Monreal & Longoria [1999] estiment que la partie inférieure de la Formation Cuchillo est équivalente en temps à la partie supérieure de la Formation Cupido et la formation La Peña de Imlay [1936; 1937] dans le nord-est du Mexique.

b Formation La Virgen

Ortuño Azarte [1985] utilise ce nom dans les sierras El Bronce, Boquilla et Cuchillo Parado pour parler de la partie inférieure de la Formation Cuchillo qu'il réserve aux affleurements de l'est du bassin. Ce terme est récusé par Monreal & Longoria [1999].

Selon Ortuño Azarte [1985], la Formation La Virgen est constituée par une succession d'évaporites (surtout de gypse) avec des intercalations calcaires de haute énergie et quelques passages marneux. L'auteur attribue un âge aptien inférieur à cette formation.

c Formation La Peña

Elle a été définie par Imlay [1936; 1937] dans le nord-est du Mexique, au sud de l'état de Coahuila près de la Hacienda La Peña dans la sierra Taraises pour des séries de marnes et de calcaires marneux sombres datées de l'Aptien supérieur.

Comme pour la Formation Las Virgen, Ortuño Azarte [1985] utilise une terminologie différente pour les équivalents de la Formation Cuchillo supérieur dans les sierras El Bronce, Boquilla et Cuchillo Parado, avec l'extension de la Formation La Peña définie dans le nord-est du Mexique (Tamaulipas, Nuevo Léon et Coahuila).

Cantú Chapa [1993] utilise aussi ce nom de formation pour la partie inférieure de la Formation Cuchillo.

Cette appellation — Formation La Peña — est très utilisée pour les couches marno-calcaires de l'Aptien supérieur du nord-est du Mexique parce qu'elle est aisément repérable. Cependant, dans la région étudiée, les couches de l'Aptien supérieur sont nommées Formation Cuchillo dont la localité type est située dans la région étudiée.

d Formation Coyame

Ce nom de formation définie par Cantú Chapa *et al.* [1985] fait référence à des séries de calcaires marins plus ou moins argilo-gréseux dans la région de Coyame, séries datées de l'Albien inférieur.

Elle correspond à la partie supérieure de la Formation Cuchillo .

Ortuño Azarte [1985] utilise ce nom pour la partie inférieure du Groupe Aurora et lui attribue un âge Albien inférieur.

4 L'Albien : Groupe Aurora, Groupe Chihuahua

Burrows [1909; 1910] fut le premier à utiliser le terme Formation Aurora pour un épais intervalle de calcaire pur en gros banc de couleur grise entrecoupé par quelques intervalles marneux, dans la sierra Cuchillo Parado à l'est de la Mine La Aurora. King & Adkins [1946] ont

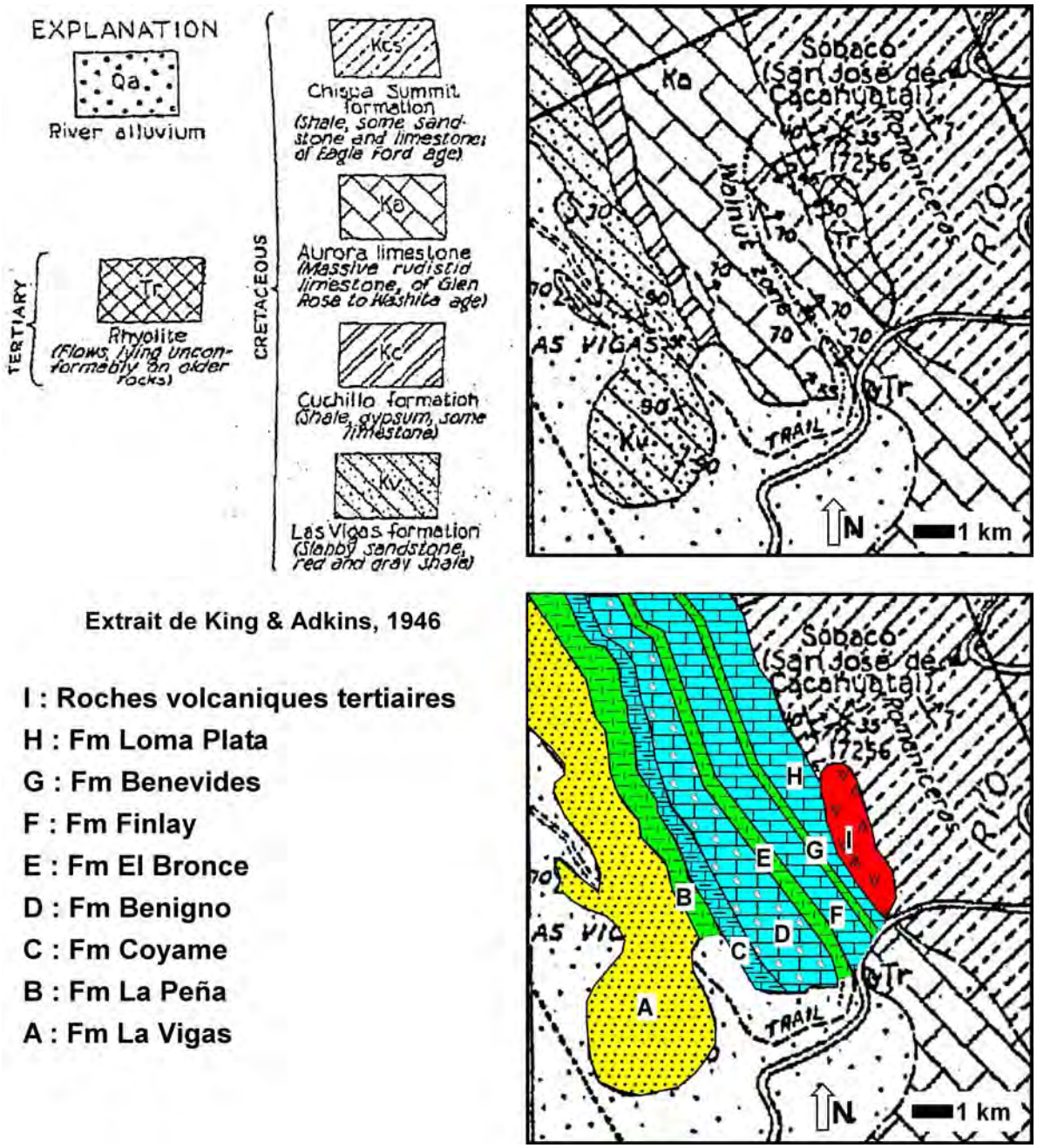


Figure II.3 - Calcaires Aurora et les nouvelles formations dans la coupe de la sierra Boquilla (CSB), Chihuahua

formalisé cette appellation (Aurora Limestone) en réalisant une carte (Fig. II.3) et en précisant la composition de ces calcaires : elle consiste en deux membres épais de calcaires massifs avec une zone marneuse et noduleuse entre les deux membres massifs ainsi que dans le sommet du membre supérieur.

Le membre carbonaté serait du même âge que la Formation Glen Rose au Texas soit Albien inférieur. L'intervalle marneux correspondrait sur la carte proposée à la Formation El Bronce (= Formation Lágrima) et serait d'âge équivalent à la Formation Walnut, c'est-à-dire Albien moyen. Le membre supérieur de calcaire massif (Formation Finlay, Benevides et Loma (de) Plata) serait d'âge équivalent aux groupes Fredericksburg et Washita, c'est-à-dire Albien moyen à Cénomanien inférieur.

Monreal & Longoria [1999] regrettent que le nom de Calcaires Aurora ait été étendu aux régions environnantes avec des utilisations plus ou moins justes. C'est pourquoi ils proposent d'utiliser l'appellation de Córdoba [1969], à savoir Groupe Chihuahua, pour les formations Benigno, Lagrima-Cox, Finlay Benevides et Loma (de) Plata. Étant donné que, comme le terme La Peña pour des couches marno-calcaires de l'Aptien supérieur, le terme Aurora est très étendu dans la nomenclature mexicaine pour des calcaires à rudistes de l'Albien – Cénomanien et que la définition de Burrows [1909; 1910] modifiée par King & Adkins [King & Adkins, 1946] a pour localité type la région que nous étudions, l'appellation Groupe Aurora semble très appropriée.

Ortuño Azarte [1985] limite le groupe Aurora aux formations Coyame, Benigno, El Bronce et Finlay, ce qui est différent de la définition de Burrows [1909; 1910] modifiée par King & Adkins [1946].

a Fomation Benigno

La première utilisation du terme Benigno a été faite par Nichols [1958] dans le nord de Chihuahua. Elle s'est ensuite souvent poursuivie pour des unités plus ou moins équivalentes.

Córdoba [1969] et Rodríguez Torres & Guerrero [1969] formalisèrent cette appellation pour des couches relativement différentes de celles de Nichols [1958] répondant à la définition suivante : calcaires gris en bancs fins à épais formant une crête dans sa partie supérieure.

Monreal & Longoria [1999] regrettent que de nombreux géologues utilisent le nom de formation Benigno pour faire référence à un ensemble de roches à litage fin à massif contenant des rudistes et des orbitolines. Cependant, cette définition permet bien d'individualiser dans la région étudiée l'ensemble situé entre les calcaires hémipélagiques de la Formation Coyame [sensu Cantú Chapa *et al.*, 1985] ou Formation Cuchillo [sensu King & Adkins, 1946] et les calcaires marneux de la Formation El Bronce [sensu Ortuño Azarte, 1985] ou Lágrima [sensu Haenggi, 1966].

Monreal & Longoria [1999] reprochent à Ortuño Azarte [1985] d'utiliser le terme Coyame pour la base de la Formation Benigno et de multiplier les noms de formation. Cependant, les différences lithologiques et de milieu de dépôt entre les calcaires hémipélagiques et les calcaires à rudistes sus-jacents ainsi que les changements de faune ne justifient pas un regroupement de ces deux ensembles sous un même nom de formation.

Cette formation est attribuée à l'Albien par Monreal & Longoria [1999].

b Formation Lágrima, Formation El Bronce

Haenggi [1966] fut le premier à utiliser l'appellation Formation Lágrima pour un intervalle de calcaires, d'argilites et de marnes considéré comme un équivalent latéral de la Formation Cox dans la sierra del Hueso au centre du bassin de Chihuahua.
Córdoba [1969] formalisa cette appellation pour des calcaires gris clairs, noduleux, argileux et microcristallins, en bancs fins à épais affleurant dans la sierra Juarez au nord du bassin.
Ortuño Azarte [1985] et Cantú Chapa [1993] utilisent l'appellation Formation El Bronce pour des couches correspondant à la Formation Lágrima dans les sierras El Bronce, Boquilla, Cuchillo Parado, Ocotillo, Can Carlos et Santa Elena, c'est-à-dire dans la région étudiée.
De part sa position stratigraphique et son contenu fossilifère cette formation est considérée d'âge albien moyen [Haenggi, 1966 ; Córdoba, 1969 ; Rodríguez Torres, 1969 ; Córdoba *et al.*, 1970 ; De Ford & Haenggi, 1970 ; Wacker, 1972].

c Formation Finlay

Richardson [1904] fut le premier à utiliser le nom de Calcaires Finlay dans les Finlay Mountains à l'ouest du Texas. Cette formation fut étendue par la suite aux séries dans le Chihuahua [Haenggi, 1966 ; Córdoba, 1969 ; Rodríguez Torres & Guerrero, 1969 ; De Ford & Haenggi, 1970]. Haenggi [1966] définit cette formation comme étant des calcaires gris moyen à gris sombre résistants, en partie noduleux, en bancs épais à massifs. Localement, ils contiennent des nodules irréguliers et de fines bandes de silex.
La formation Finlay est datée de l'Albien moyen [Albritton & Smith, 1965 ; De Ford & Haenggi, 1970 ; Jones & Reaser, 1970 ; Underwood, 1980 ; Reaser & Malott, 1985].

d Formation Benevides

Amsbury [1958] propose le nom de Formation Benevides pour une séquence d'argilites et de calcarénites affleurant entre les formations Finlay et Loma Plata vers le Rancho Benevides dans le Pinto Canyon à l'ouest du Texas. C'est entre autres Haenggi [1966], Córdoba [1969], Rodríguez Torres & Guerrero [1969] et De Ford & Haenggi [1970] qui étendirent le nom de cette formation au Chihuahua.
Amsbury [1958] attribue un âge albien moyen à cette formation sur la base des *Oxytropidoceras bravoense* (Bose). Par contre, De Ford & Haenggi [1970] et Jones & Reaser [1970] datent cette formation de l'Albien supérieur par ammonites.

e Formation Loma (de) Plata

Amsbury [1958] utilisa le nom Calcaires Loma Plata pour désigner des calcaires noduleux et des argilites couverts par des calcaires en gros bancs massifs affleurant dans le Canyon Pinto à l'ouest du Texas. De nombreux auteurs [Spiegelberg, 1961 ; Haenggi, 1966 ; Córdoba, 1969 ; Guerrero, 1969 ; Rodríguez Torres, 1969 ; De Ford & Haenggi, 1970] étendirent cette appellation au Chihuahua.

Cette formation est datée de l'Albien supérieur et du Cénomanien inférieur par de nombreux auteurs [Amsbury, 1958 ; Spiegelberg, 1961 ; Haenggi, 1966 ; Córdoba, 1969; Guerrero, 1969; Rodríguez Torres & Guerrero, 1969; De Ford & Haenggi, 1970].
Ortuño Azarte [1985] (qui comme les auteurs de l'IMP appelle cette formation Loma de Plata) considère cette formation de l'Albien supérieur bien qu'il ait trouvé des faunes pouvant indiquer un âge cénomanien pour la partie supérieure de la formation en expliquant « que classiquement cette formation est rattachée à l'Albien supérieur ».
Masters & Scott [1978] et Monreal [1989] attribuent un âge albien supérieur à cette formation.

5 Le Cénomanien

a Formation Del Rio

Ce nom a été défini dans le Texas par Hill & Vaughan [1898] et formalisé par Sellards *et al.* [1932]. La localité type est située à Cerro de la Cruz à 3 km au sud de la ville de Del Rio au Texas. Ce sont des marnes verdâtres contenant de fines intercalations de calcaires.

b Formation Buda

Ce nom a été défini dans le Texas par Vaughan [1900] et formalisé par Sellards *et al.* [1932]. La localité type est près de Shoal Creek à proximité du lieu-dit Communidad Buda del Condado de Hays au Texas. Ce sont des calcaires détritiques en bancs fins.
Les formations Del Rio et Buda sont indicatives de dépôt sur la marge et le talus de la plate-forme [Peebles, 1991].

II Sections étudiées

Deux sections étudiées sont situées à proximité du village de Coyame le long du Rio Conchos. Ce sont, d'est en ouest, les sierras de Cuchillo Parado et de la Boquilla (Fig. II.4).

A La section de la sierra Cuchillo Parado

Les affleurements de la sierra Cuchillo Parado permettent de voir la série depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Cénomanien [Ortuño Azarte, 1985]. Cependant, il n'a pas été décidé d'étudier toute la série sur cette unique coupe en raison de ses conditions d'accès. En effet, depuis l'abandon de la mine La Aurora, la piste d'accès est devenue impraticable dans la partie terminale. De ce fait la mine marquant le début de la Formation Benigno est à plus de deux heures de marche de la partie praticable de la piste. Ce sont donc les seules formations La Peña et Coyame qui ont été étudiées en détail dans cette coupe.
Elle a été levée dans un arroyo situé 500 m au nord de l'ancienne baraque de la mine à partir des lames de grès verticales marquant la fin de la formation La Virgen (Fig. II.5 et Fig. II.6).
Elle débute par 20 m d'alternances décimétriques de grès fins orangés et d'argilites sombres, suivies par 10 m d'argilites gris-vert et par 15 m d'argilites présentant à nouveau des bancs de grès fins orangés. Après 10 m d'argilites sombres montrant vers leur sommet des bancs de grès

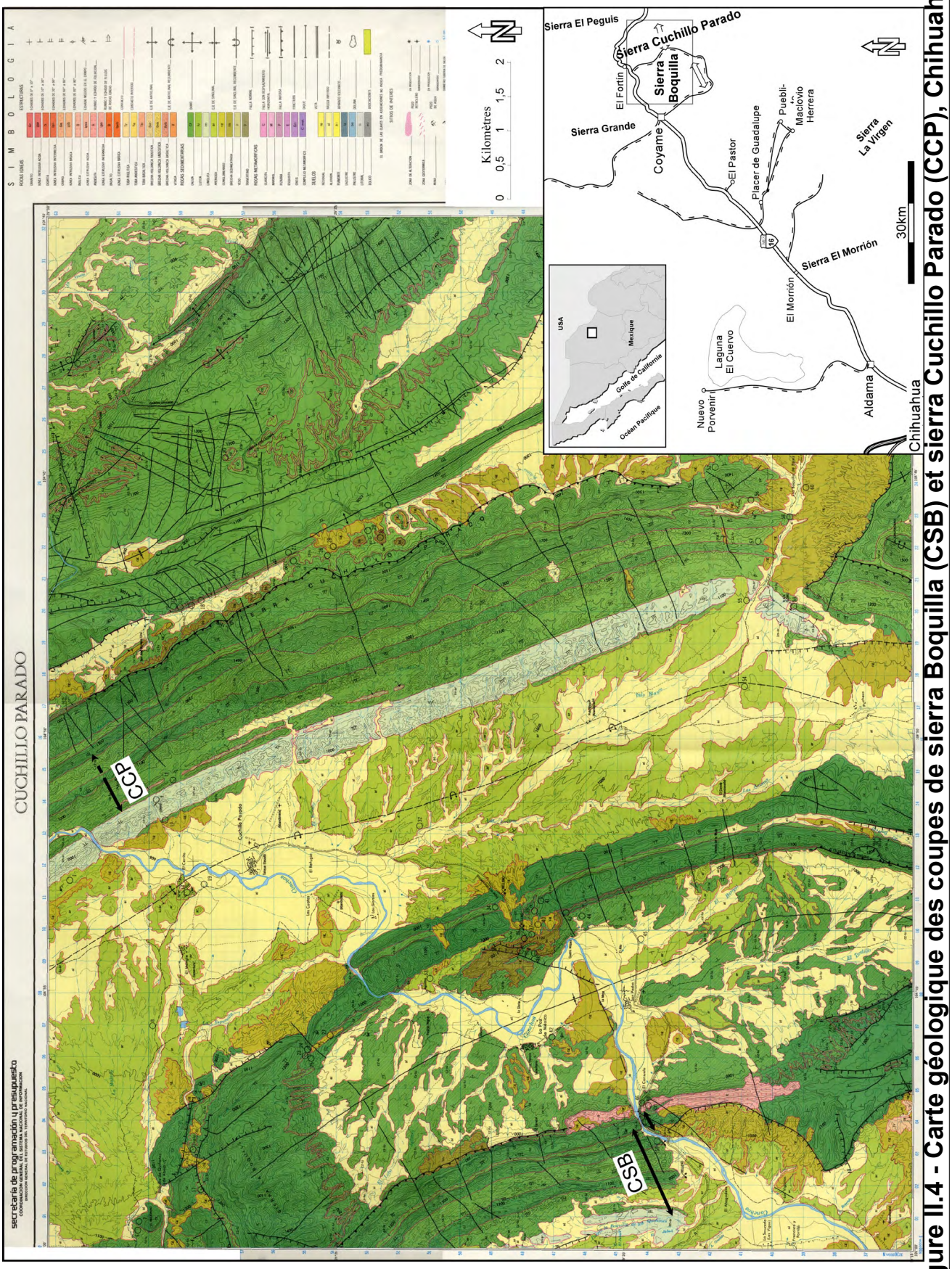


Figure II.4 - Carte géologique des coupes de sierra Boquilla (CSB) et sierra Cuchillo Parado (CCP), Chihuahua

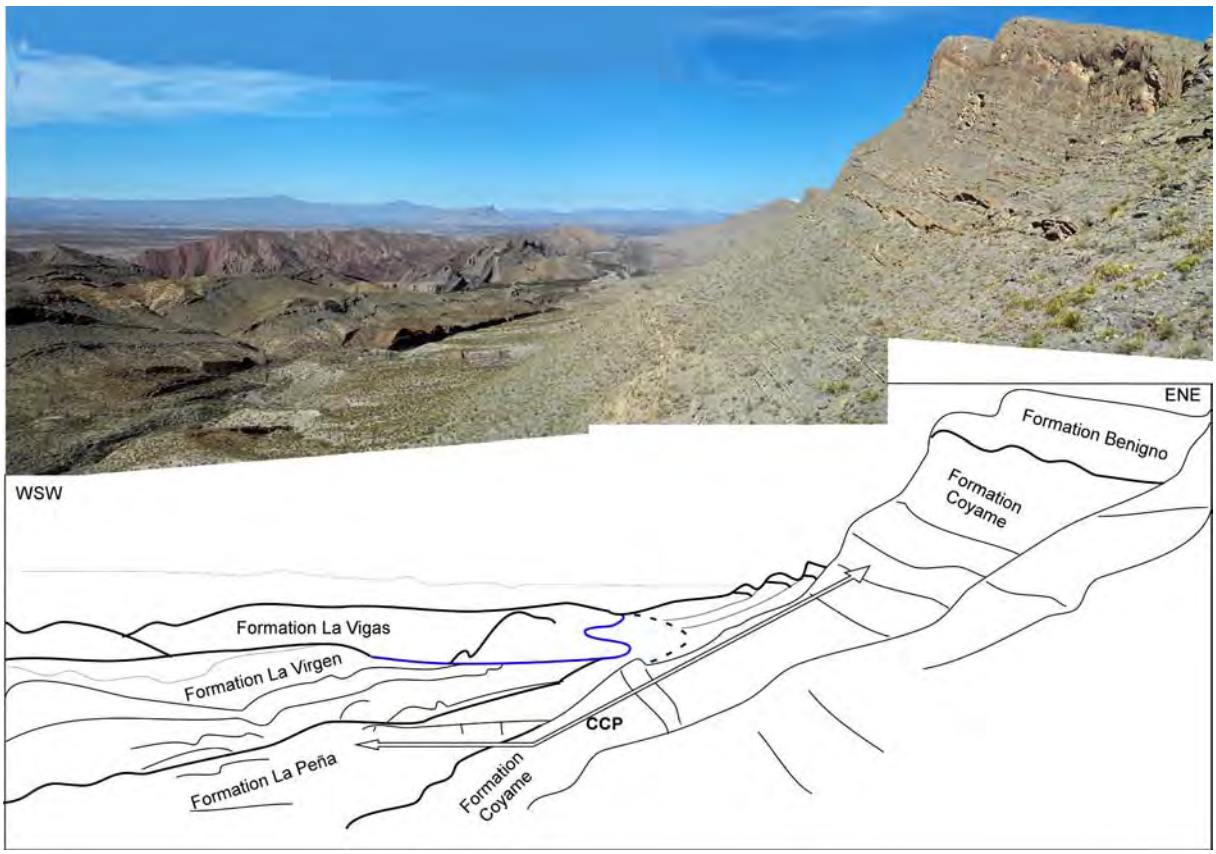


Figure II.5 - Panorama de la coupe dans la sierra Cuchillo Parado (CCP) , Chihuahua

plus carbonatés que les précédents, il existe un banc de calcaires très riches en faune (bivalves, gastéropodes, brachiopodes) suivi par 15 m de marnes noires contenant un banc décimétrique de grès orangés. Ces marnes ont donné des ammonites (Niveaux 1 à 5) *Dufrenoyia* sp. et *Dufrenoyia justinae* de l'Aptien inférieur (zone à Bowerbanki de Casey *et al.*[1998], Z. à Furcata de Hoedemaker *et al.* [1993], Zone à Justinae de Young [1974]). Sur environ 10 m, on observe des marnes s'enrichissant en bancs calcaires en miches renfermant des ammonites (Niveau 6 : *Dufrenoyia* sp. aff. *D. durangensis* et *D. mulatoensis*; *Cheloniceras* sp. indét) indiquant probablement la sous-zone à Dufrenoyia (Aptien inférieur sommital). Puis, après 15 m de marnes noires partiellement couvertes d'éboulis, il existe 15 m de marnes très noires devenant plus carbonatées au sommet, puis 10 m de marnes grises surmontées par 2 m de calcaires plus clairs. Viennent à nouveau 30 m de marnes noires présentant des niveaux plus carbonatés, se terminant par 6 m de calcaires détritiques roux lités formant une échine ocre dans le paysage. La série se poursuit par 20 m de marnes noires présentant des niveaux plus carbonatés et se terminant par 6 m de calcaires argileux noduleux présentant des niveaux très riches en gros bivalves (*Aetostreon latissimum*). Ensuite, on observe 15 m de marnes gris sombre devenant plus carbonatées pour devenir des calcaires gris clair en bancs décimétriques sur environ 5 m. Après 4 m de marnes sombres affleurent des calcaires gris clair en miches qui ont donné des ammonites de l'Aptien supérieur (passage de la zone à Nolani à la zone à Jacobi [Robert *et al.*, 2001] ; niveau 14 : *Hypacanthoplites* sp. primitifs, *Cheloniceras* (*Paracheloniceras*) sp.,

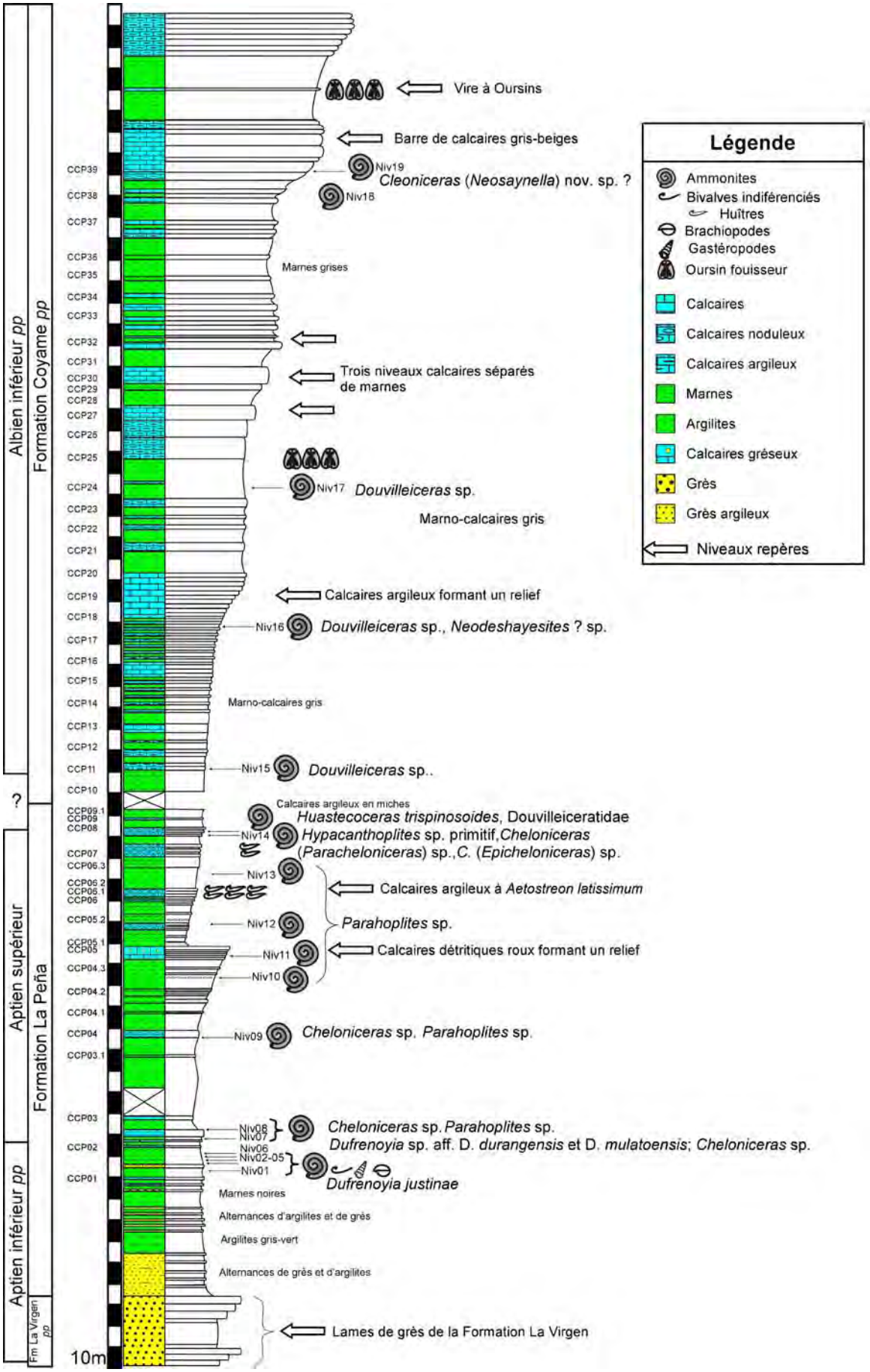


Figure II.6 - Coupe de la sierra Cuchillo Parado (CCP), Chihuahua

Cheloniceras (*Epicheloniceras*) sp), puis de l'Aptien supérieur (zone à Jacobi ; Niveau 14 +1 m : *Huastecoceras trispinosoides* ; Douvilleiceratidae gen. indet.). Après une zone couverte sur le piémont raccordant le fond de la vallée et le début des pentes montant dans la sierra Cuchillo Parado, on observe des alternances pluridécimétriques de marnes grises et de calcaires fins gris clair sur environ 100 m ; elles ont donné des ammonites de l'Albien inférieur (Niveau 15 : *Douvilleiceras* sp.). A la base, les marnes sont plus importantes alors qu'au sommet ce sont les calcaires, si bien que les vingt derniers mètres de cet ensemble forment un ressaut calcaire visible dans la topographie. Ensuite, après 60 m d'alternances marno-calcaires ayant fourni des ammonites de l'Albien inférieur (Niveau 17 : *Douvilleiceras* sp et *Neodeshayesites* ? sp.), on observe trois ensembles calcaires plurimétriques séparés par plusieurs mètres de marnes. Puis, les couches deviennent plus argileuses sur 25 m malgré quelques niveaux calcaires avant de montrer des alternances plurimétriques de calcaires et de marnes se terminant par une barre de 30 m de calcaires gris beige situés au niveau de la mine La Aurora. Des ammonites, (Niveau 19 : *Douvilleiceras* sp. et *Cleoniceras* (*Neosaynella*) nov. sp. ?), probablement nouvelles pour la région Texas–Chihuahua, ont été trouvées à la base de cette barre. Ces genres indiquent un âge Albien inférieur.

La suite de la coupe n'a pas été étudiée en détail, mais elle permet de voir des marnes riches en oursins, séparées en deux par un lit carbonaté, surmontées par des calcaires argileux, puis des calcaires lités à silex. On observe ensuite des calcaires massifs à rudistes formant le haut des falaises de la sierra Cuchillo Parado. Sur le premier plateau de la sierra Cuchillo Parado, on observe des calcaires argileux à orbitolines surmontés par des calcaires massifs pluridécamétriques et des niveaux plus tendres.

B La section de la sierra Boquilla

Elle est située dans la sierra Boquilla le long du Rio Conchos à 20 km au sud-est du village de Coyame. Les séries exposées commencent dès la Formation Las Vigas (localité type de cette formation dans une mine à proximité de la piste de Coyame, 3 km avant le carrefour avec la piste pour El Ahogadero), mais elles sont très couvertes. C'est pourquoi la coupe étudiée débute seulement avec les premières alternances marno-calcaires de la Formation Coyame ressortant des alluvions. Elle se termine dans la Formation Del Rio avant le lieu-dit El Consuelo.

La série est constituée de 7 unités (Fig. II.7, Fig. II.8 et Annexe D) :

- des marno-calcaires à faciès hémipélagiques – Formation Coyame p.p. ;
- des calcaires à rudistes présentant des marnes à orbitolines à leur base – Formation Benigno ;
- des calcaires noduleux à *Ceratostreon texanum* – Formation El Bronce ;
- des calcaires à rudistes silicifiés puis à silex et ammonites – Formation Finlay ;
- des marnes et des argilites litées à ammonites – Formation Benevides ;
- des calcaires très massifs à silex à leur base puis à rudistes – Formation Loma de Plata ;
- des calcaires lités argilo-gréseux – Formation Del Rio ? et Formation Buda.

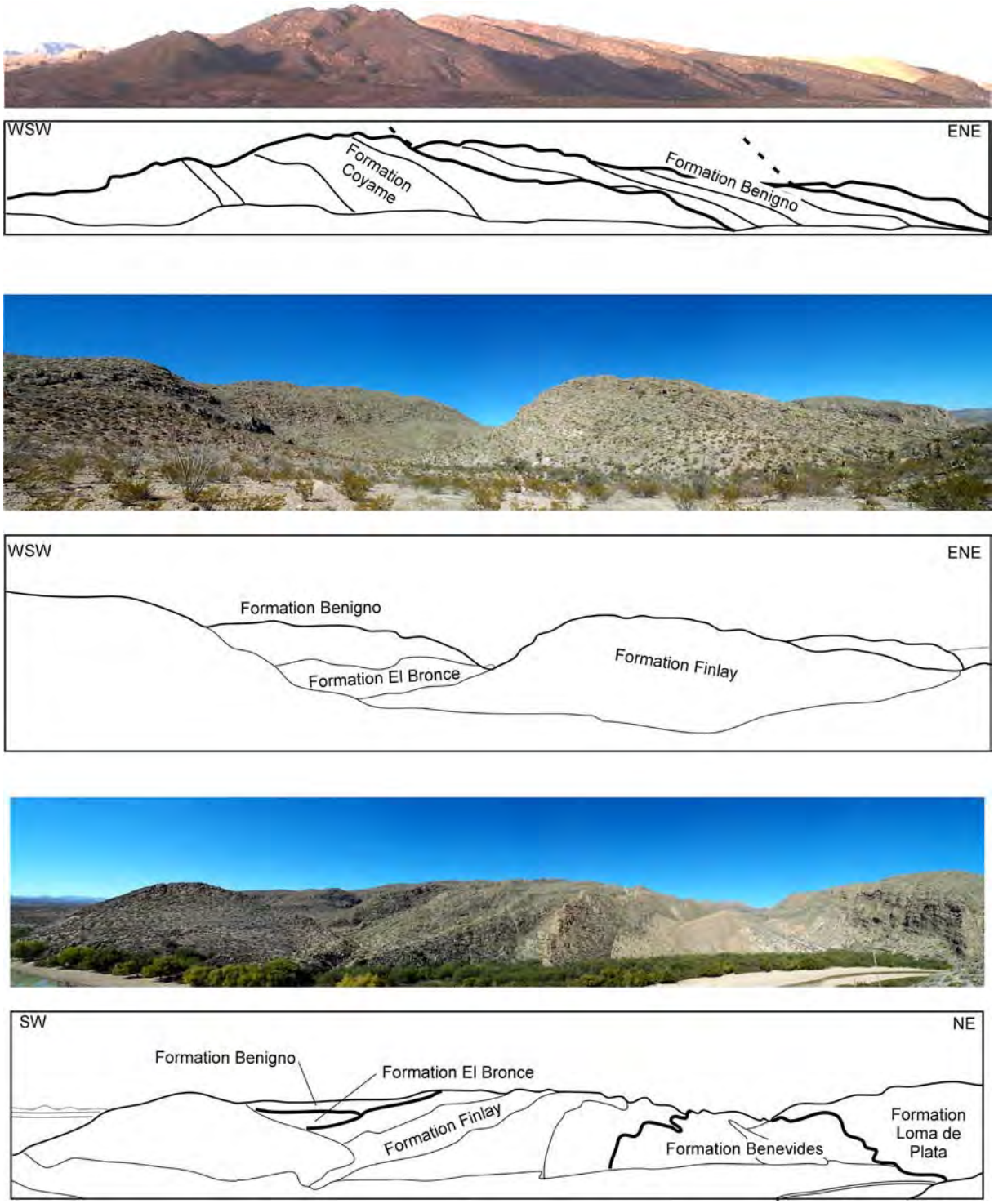


Figure II.7 - Panoramas de la coupe de la Sierra Boquilla (CSB), Chihuahua

La **première unité** (Formation Coyame p.p.) est constituée par deux croupes ressortant dans le paysage. Les quarante premiers mètres de marno-calcaires levés, formant la première croupe arrondie, contiennent les mêmes ammonites (Niveau 1a : *Parabrancoceras* nov. sp. ?, *Cleoniceras* (?) nov. sp. ?, Douvilleiceratinae juv., gen. et sp. indét.) nouvelles pour la région que celles trouvées au sommet de la coupe levée dans la sierra Cuchillo Parado. Après 40 m de calcaires à éponges formant l'autre flanc de la croupe, il existe une zone couverte de 20 m puis les affleurements reprennent par 40 m de marnes à oursins plus carbonatées au milieu, surmontées par 20 m de calcaires plus massifs formant une falaise. Viennent ensuite 100 m

d'alternances marno-calcaires et de calcaires à silex se terminant sur la deuxième crête par une importante surface érosive (Fig. II.9) présentant des fractures remplies par des rudistes remaniés. Dans la partie supérieure de ces alternances, plusieurs niveaux d'ammonites ont fourni des Douvilleiceratinae.

La **deuxième unité** (Formation Benigno) débute sur l'autre flanc de la crête par 25 m de calcaires à rudistes puis suivent 80 m de calcaires argileux à orbitolines formant une combe séparée en deux par une petite échine plurimétrique de calcaires à rudistes. La fin de la combe est constituée par une petite barre (4 m) de calcaires à rudistes montrant une limite érosive avec une troncature des coquilles de rudistes (Fig. II.10). Puis après 15 m de replat de calcaires argileux à orbitolines, la crête est formée par 35 m de calcaires à rudistes, formant tout d'abord une falaise abrupte puis une crête plus arrondie et se terminant par une dalle très redressée plongeant dans le ravin suivant. Le fond de celui-ci et son flanc suivant sont formés par 40 m de calcaires argileux à orbitolines surmontés par une falaise de calcaires à rudistes se développant sur une quinzaine de mètres. Une légère combe présente sur un flanc 30 m de calcaires à chondrodontes et à rudistes montrant une surface de troncature et d'érosion à leur sommet (Fig. II.11) ; l'autre flanc présente, lui, 30 m de calcaires à rudistes se terminant par une succession de dalles très redressées plongeant dans la combe suivante. Le fond de celle-ci est formé par des calcaires argileux à orbitolines sur une dizaine de mètres. Son flanc suivant se redresse très vite avec des calcaires noduleux à rudistes et huîtres sur environ 100 m, puis avec 50 m de calcaires à rudistes se terminant par une dalle karstifiée plongeant dans la dépression de l'unité suivante.

La **troisième unité** (Formation El Bronce) forme une très grande dépression composée par 150 m de calcaires noduleux à huîtres (*Ceratostreon texanum*) et présentant des niveaux pluridécimétriques plus massifs à gastéropodes. Dans les premiers mètres de cette unité, il existe un niveau de galets remaniés contenant des charophytes, surmonté par un banc de dolomie. Quelques mètres au-dessus de ce banc, une ammonite (Niveau 3 : *Metengonoceras* sp. indét.) a été récoltée. Elle peut être rapportée aux couches à *Metengonoceras hilli* du sud des USA, datées de l'Albien moyen basal [Young, 1974].

La **quatrième unité** (Formation Finlay) débute par 20 m de calcaires noduleux à algues et *Paracoskinolina walnutensis* et se poursuit par 70 m de calcaires à rudistes silicifiés formant trois barres rocheuses dans le paysage. Après une combe formée de 25 m de calcaires argileux noduleux puis lités en plaquettes, on observe une barre massive de 7 m constituée de calcaires à silex puis à rudistes. Après un replat de 15 m de calcaires lités, se développe une crête constituée par 70 m de calcaires plus massifs à silex et localement de rares rudistes. La partie centrale de cette barre massive est plus litée et contient des ammonites (Niveau 4a) difficilement déterminables attribuables aux genres *Venezoliceras* ? et *Oxytropidoceras* (*Mirapelia* ?) de l'Albien moyen terminal ou supérieur basal (zone à Carbonarium ou zone à Powelli de Young).

La série se poursuit par 30 m de calcaires lités plus argileux contenant des ammonites (Niveau 4b : *Dipoloceras* (*Dipoloceras*) *cristatum* ; *Hysteroceras* ? sp. ; *Oxytropidoceras* (*Oxytropidoceras*) sp. gr. *O*. (*O*.) *carbonari ; Oxytropidoceras* (*Mirapelia* ?) sp. gr. *O*. (*O*.) *salasi*, *Venezoliceras* sp. gr. *O*. (*O*.) *texanum*) indiquant l'Albien supérieur basal (zone à *Oxytropidoceras powelli* [Young, 1986]), équivalent de la Zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-Zone à *Diploceras*

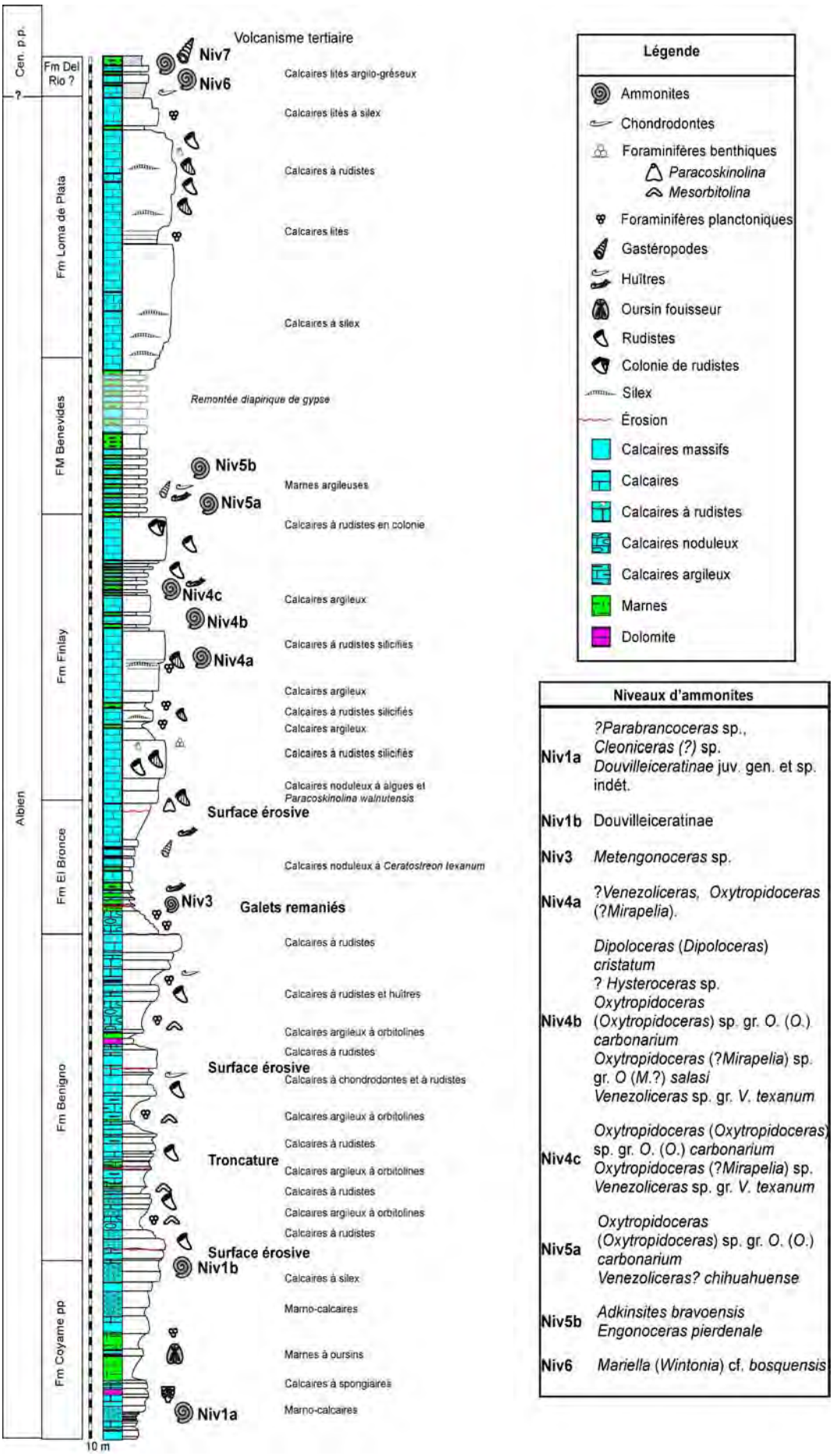


Figure II.8 - Coupe de la sierra Boquilla (CSB), Chihuahua

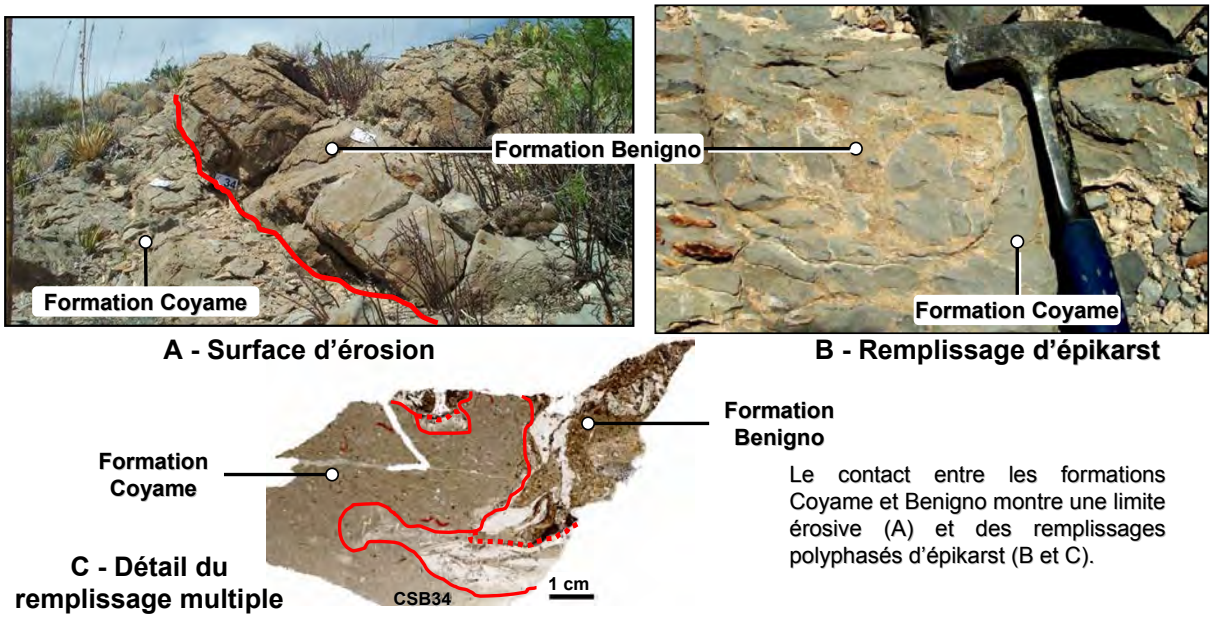


Figure II.9 – Contact entre les formations Coyame et Benigno, Sierra Boquilla, Chihuahua

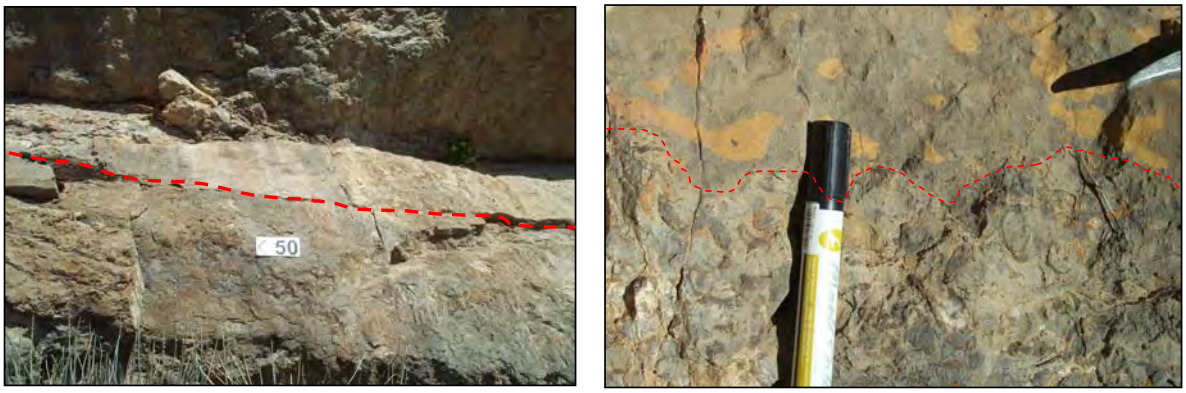


Figure II.10 – Première limite érosive au sein de la formation Benigno, Sierra Boquilla, Chihuahua

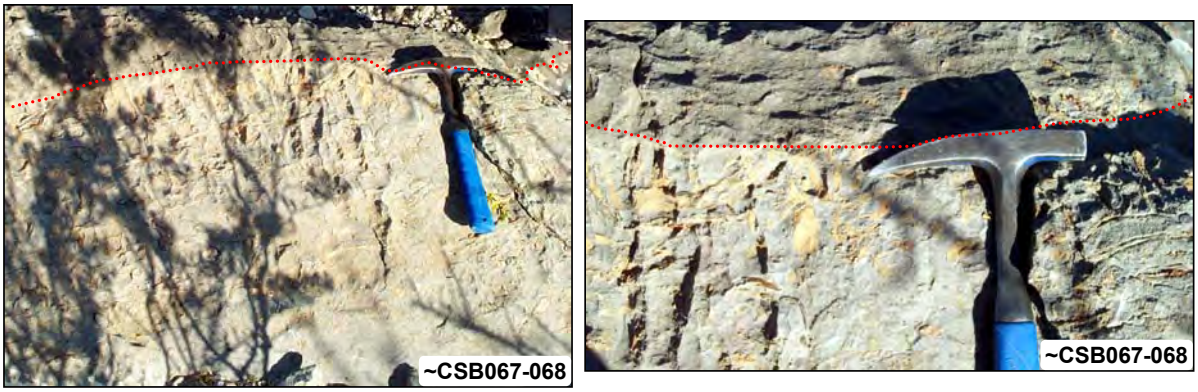


Figure II.11 – Deuxième limite au sein de la formation Benigno, Sierra Boquilla, Chihuahua

cristatum [Hoedemaker *et al.*, 1993]. Après une grande dalle verticale, cette unité se termine par 30 m de marnes argileuses à ammonites (Niveau 4c : *Oxytropidoceras* (*Oxytropidoceras*) sp. gr. *O*. (*O*.) *carbonarium* ; *Oxytropidoceras* (*Mirapelia* ?) sp. *Venezoliceras* aff. *texanum*), surmontée par une barre de calcaires à rudistes épaisse d'une dizaine de mètres d'abord litée puis massive. Le sommet de cette barre, formant une dalle verticale de plusieurs dizaines de mètres de haut, présente des colonies de rudistes silicifiés.

La **cinquième unité** (Formation Benevides) est constituée par au moins 130 m d'argilites et de marnes argileuses partiellement couvertes. Le sommet de cette unité est masqué par une remontée diapirique de gypse. La base de cette unité (Niveau 5a) et un niveau à huître (Niveau 5b) dans le premier tiers ont fourni des ammonites (respectivement *Oxytropidoceras* (*Oxytropidoceras*) sp. gr. *O.* (*O.*) *carbonarium* ; *Venezoliceras* ? *chihuahuense* et *Adkinsites bravoensis ; Engonoceras pierdenale*) donnant un âge albien supérieur moyen (Zone à *Akinsites bravoensis* (Böse) équivalent aux sous-Zones à *Hysteroceras orbignyi* et *Hysteroceras varicosum*, Zone à *Mortoniceras inflatum* en Europe).

La **sixième unité** (Formation Loma de Plata) débute par 20 m de calcaires lités à silex et se poursuit par 140 m de calcaires très massifs présentant des silex à la base et formant une très grande crête rocheuse. Après un intervalle de 15 m de calcaires plus lités formant une entaille dans cette crête rocheuse, cette unité se poursuit par 80 m de calcaires massifs à rudistes et se termine par 20 m de calcaires lités à silex formant la retombée de la crête.

La **septième unité** (Formation Del Rio) comporte au moins 50 m de calcaires lités argilo-gréseux se perdant dans des éboulis au niveau de la piste puis dans une intrusion rhyolitique. Le sommet est plus argileux et contient des huîtres *Ilymatogyra arietina* (Roemer) donnant un âge cénomanien basal. Dans la première partie de cette unité, un niveau a fourni une ammonite (Niveau 6 : *Mariella* (*Wintonia*) cf. *bosquensis*) indiquant le Cénomanien très inférieur mais non basal (Zones à *Graysonite adkinsi* et *G. Lozoi* de Young [1969]). Cette lithologie correspondrait plus à la description de la Formation Buda. Mais Ortuño Azarte [1985] attribue cette unité à la Formation Del Rio. Donc, soit la Formation Del Rio est absente, soit elle présente un faciès plus carbonaté que dans la localité type.

III Paléontologie

A Les ammonites

Les ammonites ont été récoltées et déterminées par Jean-Louis Latil.
Les faunes d'ammonites aptiennes trouvées ne présentent aucun endémisme et sont tout à fait cosmopolites ; on pouvait pourtant s'attendre au contraire, en raison de la nature intracratonique et en *pull-apart* du bassin de Chihuahua. De ce fait, selon J.-L. Latil (comm. pers.), les très bonnes conditions d'affleurement ainsi que la richesse en faune de cette coupe en font une bonne candidate pour une coupe de référence sur les travaux biostratigraphies à venir en Amérique du Nord.

Embranchement : Mollusca
Classe : Cephalopodea
Ordre : Ammonoidea Zittel, 1884
Sous-ordre : Ammonitina Hyatt, 1889
Superfamille : Desmoceratacea Zittel, 1895
Famille : Cleoniceratidae Whitehouse, 1926
Genre : *Cleoniceras* Parona et Bonarelli, 1897
Sous-genre : *Neosaynella* Casey, 1954

Extension géographique et stratigraphique :

Le sous-genre est connu dans l'Albien inférieur (Superzone à *Mammillatum*) en Angleterre, France, Alaska et Transcaspienne.

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

CCP Niveau 19, sierra Cuchillo Parado, Chihuahua
Il s'agit d'une nouveauté au Mexique sous la forme d'une probable nouvelle espèce mais qu'il ne sera pas possible de nommer en raison de l'état de conservation fragmentaire du spécimen récolté.

Superfamille : Hoplitaceae H. Douvillé, 1890
Famille : Engonoceratidae Hyatt, 1900
Genre : *Metengonoceras* Hyatt, 1903

Extension géographique et stratigraphique :

Texas, USA ; Albien moyen

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Base Formation El Bronce, sierra Boquilla, Chihuahua
Genre : Engonoceras Neumayr & Uhlig, 1887
Engonoceras pierdenale (v. Buch, 1848)

Extension géographique et stratigraphique du genre :

Texas, USA ; Fredericksburg (Goodland) & Washita (Duck Creek, Pawpaw) Groups ; Albien

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Formation Benevides, sierra Boquilla, Chihuahua

Super-famille : Acanthocerataceae Grossouvre, 1894
Famille : Brancoceratidae Spath, 1934 (1900)
Sous-famille : Brancoceratinae Spath, 1934 (1900)
Genre : *Hysteroceras* Hyatt, 1900

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Formation Finlay, sierra Boquilla, Chihuahua

Sous-famille : Mojsisovicziinae Hyatt, 1903
Genre : *Oxytropidoceras* Stieler, 1920
Sous-genre : *Oxytropidoceras* Stieler, 1920
Sous-genre : *Mirapelia* Cooper, 1982

Extension géographique et stratigraphique :

La systématique de ce genre est à revoir (J-L Latil, comm. pers.).

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Formation Finlay, sierra Boquilla, Chihuahua

Genre : *Adkinsites* Spath, 1931

Adkinsites bravoensis (Böse, 1910)

Extension stratigraphique :

Indicateur de zone, Albien supérieur

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Formation Benevides, sierra Boquilla, Chihuahua

Genre : *Venezoliceras* Spath, 1921

Extension géographique et stratigraphique :

La systématique de ce genre est à revoir (J-L Latil, comm. pers.).

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Formation Finlay, sierra Boquilla, Chihuahua

Genre : *Dipoloceras* Hyatt, 1900

Dipoloceras (*Dipoloceras*) *cristatum* (Brongniart, 1822)

Extension stratigraphique :

Indicateur de zone, Albien supérieur

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Formation Finlay, sierra Boquilla, Chihuahua

Sous-ordre : Ancyloceratina Wiedmann, 1966
Superfamille : Ancyloceratacea Gill, 1871
Famille : Ancyloceratidae Gill, 1871
Sous-famille : Ancyloceratinae Gill, 1871
Genre : *Huastecoceras* ? Cantu-Chapa, 1976
Huastecoceras trispinosoides (Burckhardt, 1925)

Extension géographique et stratigraphique :

Il s'agit d'un genre douteux connu seulement dans l'Aptien supérieur du Mexique.

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

CCP niveau 14 + 1 m, sierra Cuchillo Parado, Chihuahua

Superfamille : Douvilleiceratacea Parona & Bonarelli, 1897
Famille : Douvilleiceratidae Parona & Bonarelli, 1897
Sous-famille : Cheloniceratinae Spath, 1923
Genre : *Cheloniceras* Hyatt, 1903
Sous-genre : *Cheloniceras* Hyatt, 1903

Extension géographique et stratigraphique :

Sous-genre cosmopolite de l'Aptien supérieur basal

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

CCP niveaux 6, 7 ?, 8, 9, sierra Cuchillo Parado, Chihuahua

Sous-genre : *Epicheloniceras* Casey, 1954

Extension géographique et stratigraphique :

Sous-genre cosmopolite de la partie moyenne supérieure de l'Aptien supérieur

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

CCP niveau 14, sierra Cuchillo Parado, Chihuahua

Sous-genre : *Parachelonicera*s Collignon, 1962

Extension géographique et stratigraphique :

Sous-genre rarement représenté connu dans l'Aptien supérieur de France et de Madagascar et maintenant au Chihuahua, ce qui est une nouveauté pour le continent américain

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

CCP niveau 14, sierra Cuchillo Parado, Chihuahua

Sous-famille : Douvilleiceratinae Parona & Bonarelli, 1897
Genre : *Douvilleiceras* Grossouvre, 1894

Extension géographique et stratigraphique :

Genre cosmopolite ; Albien basal à base de l'Albien moyen
La détermination spécifique n'a pas été possible.

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

CCP niveaux 15, 17, 18, 19, sierra Cuchillo Parado, Chihuahua

Superfamille : Deshayesitaceae Stoyanow, 1949
Famille : Deshayesitidae Stoyanow, 1949
Sous-famille : Deshayesitinae Stoyanow, 1949
Genre : *Neodeshayesites* Casey, 1964

Extension géographique et stratigraphique :

Genre connu de l'Albien inférieur sud et nord-américain

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

CCP niveau 17, sierra Cuchillo Parado, Chihuahua

Genre *Dufrenoyia* Kilian & Reboul, 1915

Extension géographique et stratigraphique :

Genre cosmopolite, essentiellement téthysien, caractéristique du sommet de l'Aptien inférieur

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

CCP niveaux 1, 2, 3, 4, 5, 6, sierra Cuchillo Parado, Chihuahua

Dufrenoyia justinae (Hill, 1903)
CCP niveaux 2, 3, sierra Cuchillo Parado, Chihuahua

Dufrenoyia sp. aff. *D. durangensis* Humphrey, 1949 et *D. mulatoensis* Humphrey, 1949
CCP niveau 6, sierra Cuchillo Parado, Chihuahua

Famille : Parahoplitidae Spath, 1922
Sous-famille : Acanthohoplitinae Stoyanow, 1949
Genre : *Hypacanthoplites* Spath, 1923

Extension géographique et stratigraphique :

Genre cosmopolite caractéristique du sommet de l'Aptien supérieur et de la base de l'Albien inférieur

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

CCP niveau 14, sierra Cuchillo Parado, Chihuahua

Sous-famille : Parahoplitinae Spath, 1922
Genre : *Parahoplites* Anthula, 1899
Incl. *Kazanskyella* Stoyanow, 1949

Extension géographique et stratigraphique :

Genre cosmopolite, essentiellement téthysien, caractéristique de la partie moyenne de l'Aptien supérieur

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua

CCP (possiblement niveaux 8 et 9) ; niveaux 10 à 13, sierra Cuchillo Parado, Chihuahua

B Les bivalves

Les bivalves récoltés dans le Chihuahua ont été déterminés par Annie Dhondt de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique à Bruxelles.

Classe : Bivalvia Linné, 1758
Sous-classe : Anomalodesmata
Ordre : Veneroida
Superfamille : Cardiaceae
Famille : Cardiidae
Sous-famille : Protocardiinae
Genre : *Protocardia* (Conrad, 1957)
Protocardia texana (Conrad, 1857)

Extension géographique et stratigraphique :

Décrit dans les groupes Washita et Fredericksburg au Texas (Albien moyen à Cénomanien)

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

CSB97.0, Formation El Bronce, sierra Boquilla, Chihuahua

Sous-classe : Autobranchia
Super-Ordre : Pteriomorphia Beurlen, 1944
Ordre : Ostreoida Férussac, 1822
Sous-ordre : Ostreina Férussac, 1822
Superfamille : Ostreacea Rafinesque, 1815
Famille : Gryphaeidae Vyalov, 1936
Sous-famille : Exogyrinae Vyalov, 1936

Les spécimens de ce groupe sont inéquivalves. La valve gauche est creuse alors que la valve droite est convexe, plate ou concave. La valve gauche présente une spirale.
Genre : *Aetostreon* Bayle, 1878

Aetostreon latissimum (Lamarck, 1801)

Extension géographique et stratigraphique :

Hauterivien à Aptien

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

CCP6, CCP7, Formation La Peña, sierra Cuchillo Parado, Chihuahua

Genre : *Ceratostreon* Bayle, 1878

Ceratostreon texanum (F Roemer, 1849)

Mode de vie :

Sessile

Extension géographique et stratigraphique :

Cette espèce a été trouvée dans le Groupe Fredericksburg et dans la Formation Clay Walnut au Texas (USA) (Albien moyen). Son extension s'étendrait depuis la Zone *Metengonoceras hilli* Bohm jusqu'à la Zone *Adkinsites bravoensis* Böse de Young, soit de l'Albien moyen jusque dans la base de l'Albien supérieur). Cette forme est proche de *C. boussingaulti* et de *C. minos.*

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

CSB127, CSB129, CSB190, CSB199, formations El Bronce et Finlay, sierra Boquilla, Chihuahua

Description des formes récoltées :

Les formes récoltées mesurent 5 à 6 cm de long pour 3 à 4 cm de large.
La valve gauche possède une face inférieure très plate et présente des costulations grossières partant du sommet ; elles sont radiales et sinueuses sur la partie avant, mais plutôt droites sur

la partie arrière surtout après la carène centrale. La valve droite est légèrement concave et couverte de costulations comparables mais beaucoup moins prononcées.

Ceratostreon boussingault (d'Orbigny, 1842)

Extension géographique et stratigraphique :
Aptien à Albien

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :
CCP9 sierra Cuchillo Parado

Genre : *Ilymatogyra*

Ilymatogyra arietina (F Roemer, 1849)

Extension géographique et stratigraphique :
Cette espèce a été décrite dans la Formation Del Rio (Cénomanien inférieur).

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :
CSB284, Formation Del Rio, sierra Boquilla, Chihuahua

Genre : *Exogyra* Say, 1820

« *Exogyra* » *walkeri* White, 1879

Mode de vie :
Posé sur le fond

Extension géographique et stratigraphique :
Cette espèce a été décrite dans la Formation Georgetown Limestone (Albien supérieur)

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :
CSB199, Formation Benevides, sierra Boquilla, Chihuahua

Description des formes récoltées :

Le spécimen récolté, assez décortiqué, est large et évasé. Il mesure 10 cm de long pour 6 cm de large. Les valves sont finement costulées et les stries de croissances sont bien visibles. Les valves sont épaisses présentant un aspect feuilleté sur leur tranche.

Sous-ordre : Pectinina
Superfamille : Pectinacea
Famille : Pectinidae
Sous-famille : Neitheinae
Genre : *Neithea* Drouet, 1824

Neithea (*Neithea*) *occidentalis* (Conrad, 1855)

Mode de vie :

Posé sur le fond

Extension géographique et stratigraphique :

Cette espèce a été trouvée dans le Groupe Fredericksburg (Albien moyen), dans la Formation Glen Rose (Albien) et dans la Formation Quitman (Aptien Albien) au Texas (USA). L'espèce est très proche de *N. syriaca* (Conrad, 1852) (= *Pecten morrisi* Pictet et Renevier, 1858), taxon largement distribué dans l'Aptien et l'Albien inférieur d'Europe [Dhondt, 1973].

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

CSB183, Formation Finlay, sierra Boquilla, Chihuahua
Ainsi, cette espèce serait également présente dans l'Albien supérieur comme le montre son encadrement par des ammonites.

C Les oursins

Les oursins ont été déterminés par H. Soudet de la Compagnie TOTAL, à Pau. Selon lui, certaines des espèces récoltées ne semblent pas avoir été décrites au Texas, lieu le plus proche ayant bénéficié d'étude systématique.
Les formes récoltées correspondent systématiquement aux formes de spatangues les plus évoluées pour le secteur, à savoir des Epiasters (Macraster) et des Palhemiaster. Ces formes sont des fouisseurs véritables, c'est-à-dire vivant dans des terriers communiquant avec la surface par des tubes, et non des fouisseurs superficiels du type Heteraster ou Washitaster pourtant bien développés au Mexique à l'Aptien et à l'Albien. Cela signifie que l'on se situe en zone circalittorale (supérieure ou moyenne) dans un contexte défavorable à l'apparition des fouisseurs superficiels. Pour cette raison, on peut supposer que le taux de sédimentation était très important, car les fouisseurs profonds s'adaptent mieux à un taux de sédimentation important que les fouisseurs superficiels, à conditions toutefois qu'il n'y ait pas d'à-coups trop importants.

D Les Foraminifères

Les foraminifères ont été déterminés par Annie Arnaud Vanneau de l'Université de Grenoble.

Position systématique

La classification utilisée est celle donnée par Loeblich & Tappan [1988].

Ordre : Foraminifera Eichwald, 1830
Sous-Ordre : Textulariina (Delage & Hérouard, 1896)
Superfamille : Haplophragmiacea Eimer & Fickert, 1899
Famille : Barkerinidae Smout, 1956
Genre : *Barkerina*
Espèce type : *Barkerina barkerensis* Frizzell & Schwartz, 1950

Barkerina barkerensis Frizzell & Schwartz, 1950

Extension géographique et stratigraphique :

Texas, USA ; Albien moyen et supérieur

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Sommet Formation Benigno, Formation El Bronce, partie inférieure de la Formation Finlay
La répartition de cette espèce, donnée par Scott [2002b], a été confirmée par nos observations. Toutefois, elle semble disparaître avant la fin de la première partie de l'Albien supérieur dans la sous-Zone d'ammonites (*Dipoloceras cirstatum*).

Superfamille : Loftusiacea Brady, 1884
Famille : Cyclamminidae Marie, 1941
Sous-Famille : Choffatellinae Maync, 1958
Genre : *Pseudocyclammina* Yabe & Hanzawa, 1926
Espèce type : *Cyclammina lituus* Yokoyama, 1890

Extension géographique et stratigraphique du genre :

Maroc, Libye, France, Italie, Pologne, Ex-Yougoslavie ; Ukraine, Domérien à Coniacien

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Formation Benigno et El Bronce
Plusieurs espèces appartenant à ce genre semblent présentes dans les séries étudiées comme le montrent les différences de taille et d'ouvertures des individus. Un travail approfondi est nécessaire pour distinguer ces espèces.

Superfamille : Ataxophragmiacea Schwager, 1877
Famille : Ataxophragmiidae Schwager, 1877
Sous-Famille : Pernerinae Loeblich & Tappan, 1984
Genre : *Voloshinoides* Barnard & Banner 1980
Espèce type : *Arenobulimina labirynthica* Voloshina, 1961

Extension géographique et stratigraphique :

Ce genre n'était connu qu'en Europe de l'Albien au Maastrichtien.

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Formations Coyame, Benigno, et peut-être Finlay de la sierra Boquilla, Chihuahua
La détermination spécifique de ce genre fait l'objet d'un travail en cours.

Famille : Cuneolinidae Saidova, 1981
Sous-Famille : Cuneolininae Saidova, 1981
Genre : *Cuneolina* d'Orbigny, 1839
Espèce type : *Cuneolina pavonia* d'Orbigny, 1846

Cuneolina pavonia parva Henson, 1948

Extension géographique et stratigraphique :

Chine, USA, Europe, Valanginien à Coniacien

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Formations Coyame, Benigno, El Bronce, Finlay

Genre : *Vercorsella* Arnaud-Vanneau, 1980
Espèce type : *Vercorsella arenata* Arnaud-Vanneau, 1980

Vercorsella cf. *arenata* Arnaud-Vanneau, 1980

Extension géographique et stratigraphique :

France, Italie, Ex-Yougoslavie, Hauterivien supérieur à Cénomanien

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Formations Benigno et Finlay

Famille : Dicyclinidae Loeblich & Tappan, 1964
Genre : *Dicyclina* Munier-Chalmas, 1887
Espèce type : *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, 1887

Dicyclina cf. *schlumbergeri* Munier-Chalmas, 1887

Extension géographique et stratigraphique connue :

France, Espagne, Ex-Yougoslavie, Coniacien à Santonien
Selon Arnaud Vanneau (comm. pers.) cette espèce commence à l'Albien supérieur.
Ceci est confirmé par ce travail car nous avons trouvé cette espèce immédiatement sous des ammonites (entre autres *Dipoloceras* (*Dipoloceras*) *cristatum*) datées de l'Albien supérieur.

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Formation Finlay

Superfamille : Orbitolinacea, Martin, 1890
Famille : Orbitolinidae Martin, 1890
Sous-Famille : Dictyoconinae Moullade, 1965
Genre : *Coskinolinoides* Keijzer, 1942
Espèce type : *Coskinolinoides texanus* Keijzer, 1942

Coskinolinoides texanus Keijzer, 1942

Extension géographique et stratigraphique :

Texas, USA ; Albien moyen et supérieur

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Sommet de la formation El Bronce. Formations Finlay, Benevides, et Loma de Plata,

Genre : *Paracoskinolina* Moullade, 1965
Espèce type : *Coskinolina sunnilandensis* Maync, 1955

Paracoskinolina sunnilandensis (Maync, 1955)

Extension géographique et stratigraphique :

Floride, USA, Mexique, Venezuela, Suisse, France.
Selon Scott [2002b], cette espèce est limitée à la partie supérieure de l'Aptien supérieur et la partie inférieure de l'Albien inférieur.

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Sommet de la Formation Benigno

Paracoskinolina walnutensis (Carsey, 1926)

Cette espèce a été initialement décrite comme appartenant au genre *Orbitolina* (Carsey, 1926), selon Scott [2002b] elle appartient au genre *Dictyoconus*, mais Arnaud Vanneau (comm. pers.) considère cette espèce comme appartenant au genre *Paracoskinolina.*

Extension géographique et stratigraphique :

Texas, USA ; Albien moyen et supérieur

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Formations Benigno, El Bronce, Finlay, Chihuahua

Paracoskinolina coogani Scott, 2002

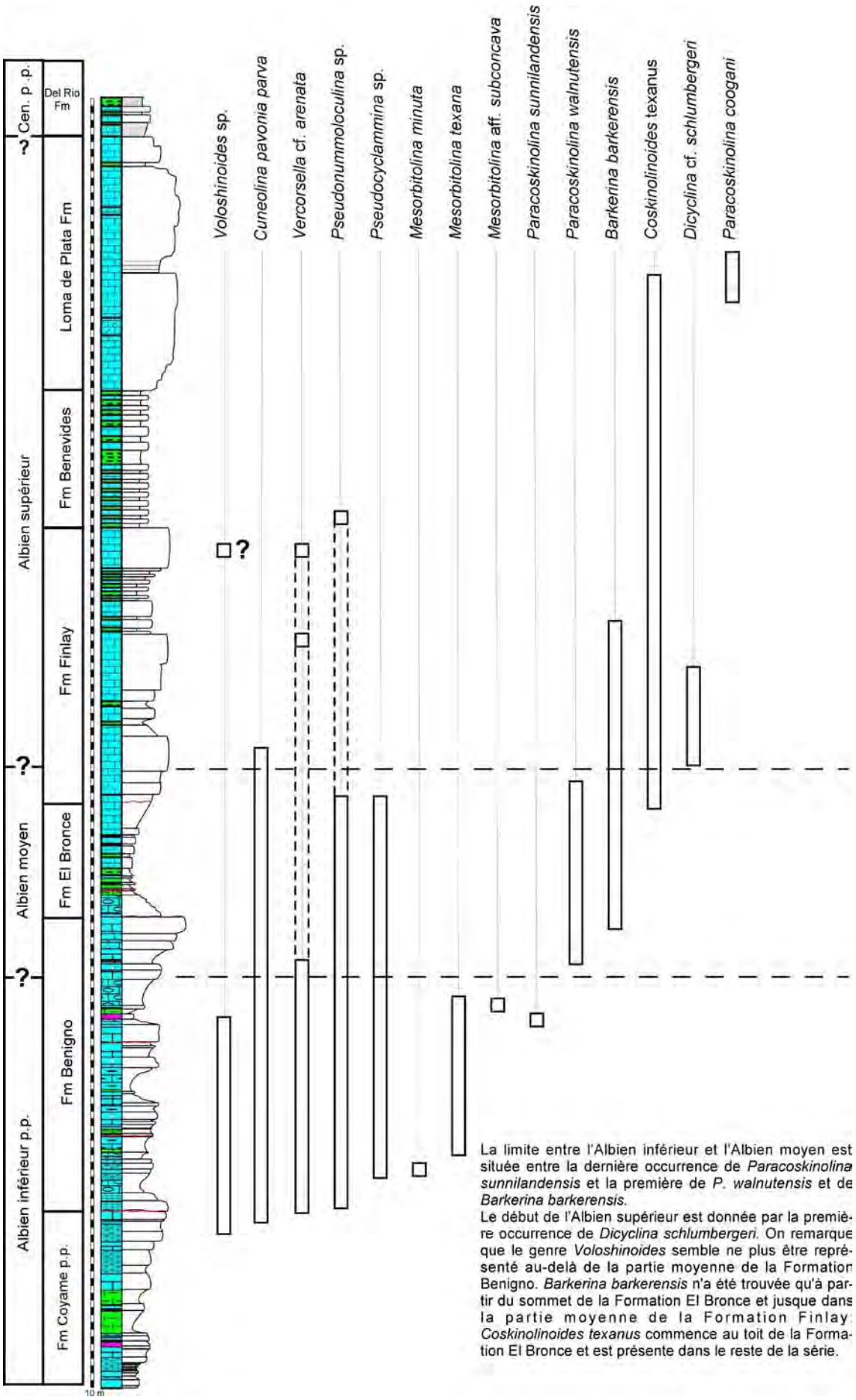


Figure II.12 - Extension des principaux foraminifères dans la coupe de sierra Boquilla (CSB), Chihuahua

Extension géographique et stratigraphique :

Texas, USA ; Coahuila, Mexique ; Albien supérieur

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Formation Loma de Plata, Chihuahua

Sous-Famille : Orbitolininae Martin, 1890
Genre : *Mesorbitolina* Schroeder, 1962
Espèce type : *Orbitulites texanus* Roemer, 1849

Mesorbitolina minuta (Douglass, 1960)

Extension géographique et stratigraphique :

Texas, USA ; Albien inférieur

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Base de la Formation Benigno

Mesorbitolina texana (Roemer, 1849)

Extension géographique et stratigraphique :

Texas, USA ; Albien

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Formation Benigno

Mesorbitolina aff. *subconcava* (Leymerie, 1881)

Extension stratigraphique :

Aptien sommital – Albien moyen

Occurrence dans les coupes étudiées du Chihuahua :

Partie supérieure de la Formation Benigno

Sous-ordre : Miliolina Delage & Hérouard, 1896
Superfamille : Miliolacea Ehrenberg, 1839
Famille : Miliolidae Ehrenberg, 1839
Genre : *Pseudonummoloculina* Calvez, 1986
Espèce type : *Pseudonummoloculina aurigernica* Calvez, 1986

Ce genre, attribué à la famille des Miliolidae, est mal décrit.

Les spécimens trouvés dans le Chihuahua (Formations Benigno, El Bronce et Finlay) pourraient appartenir à plusieurs espèces comme en témoignent les différences de taille et d'épaisseur des tests.

La répartition des principaux foraminifères dans la coupe de la sierra Boquilla (CSB) est donnée par la figure II.12. On remarque que le genre *Voloshinoides* semble ne plus être représenté au-delà de la partie moyenne de la Formation Benigno. Ceci ne semble pas dû à des variations de faciès limitant le développement de ces formes, car la Formation Loma de Plata, présentant des faciès similaires de plate-forme interne à rudistes, ne comporte pas de Voloshinoides. *Barkerina barkerensis* n'a été trouvée qu'à partir du sommet de la Formation El Bronce et jusque dans la partie moyenne de la Formation Finlay. *Coskinolinoides texanus* commence au toit de la Formation El Bronce et est présente dans le reste de la série. *Dicyclina* cf. *schlumbergeri* ne semble présente qu'à la base de la Formation Finlay.

E Discussion

La position des marqueurs biostratigraphiques est indiquée dans la figure II.13, elle permet de proposer le découpage stratigraphique qui suit.

Limite Aptien inférieur - Aptien supérieur

D'après les ammonites, la limite entre l'Aptien inférieur et l'Aptien supérieur est située dans la première partie de la formation La Peña, de manière certaine entre le niveau 4 à ammonites (*Dufrenoyia justinae*) et le niveau 10 (*Parahoplites* sp.) et probablement plus précisément entre le niveau 6 (*Dufrenoyia* sp. aff. *D. durangensis* et *D. mulatoensis*) et le niveau 7 (*Cheloniceras* sp.) dans la coupe de la sierra Cuchillo Parado.

Limite Aptien – Albien

Il existe à ce jour pas moins de quatre propositions de limite entre l'Aptien et l'Albien basée sur les zones d'ammonites :

- celle de Hancock [2001] qui place la limite à la base de l'actuel Albien moyen. Cette proposition n'est basée sur aucune coupe et constituerait un non-sens historique ;
- celle d'Owen [1979; 1984] plaçant la limite à la base de la sous-zone à *Leymeriella schrammeni* sur la base d'une coupe en Allemagne du nord pose des problèmes de corrélations à l'échelle globale car cette sous-zone n'a pu être identifiée avec certitude nulle part ailleurs ;
- celle de Kennedy *et al*. [2000] présente l'avantage de découler d'une étude pluridisciplinaire basée sur deux coupes mais il reste des problèmes de corrélation à l'échelle globale ;
- celle de Casey [1961; 1998], qui place cette limite à l'apparition des *Hypacanthoplites*, pourrait être une alternative intéressante ; des travaux en cours dans le Sud-Est de la France tentent de tester l'intérêt d'une telle limite (J.-L. Latil comm. pers.).

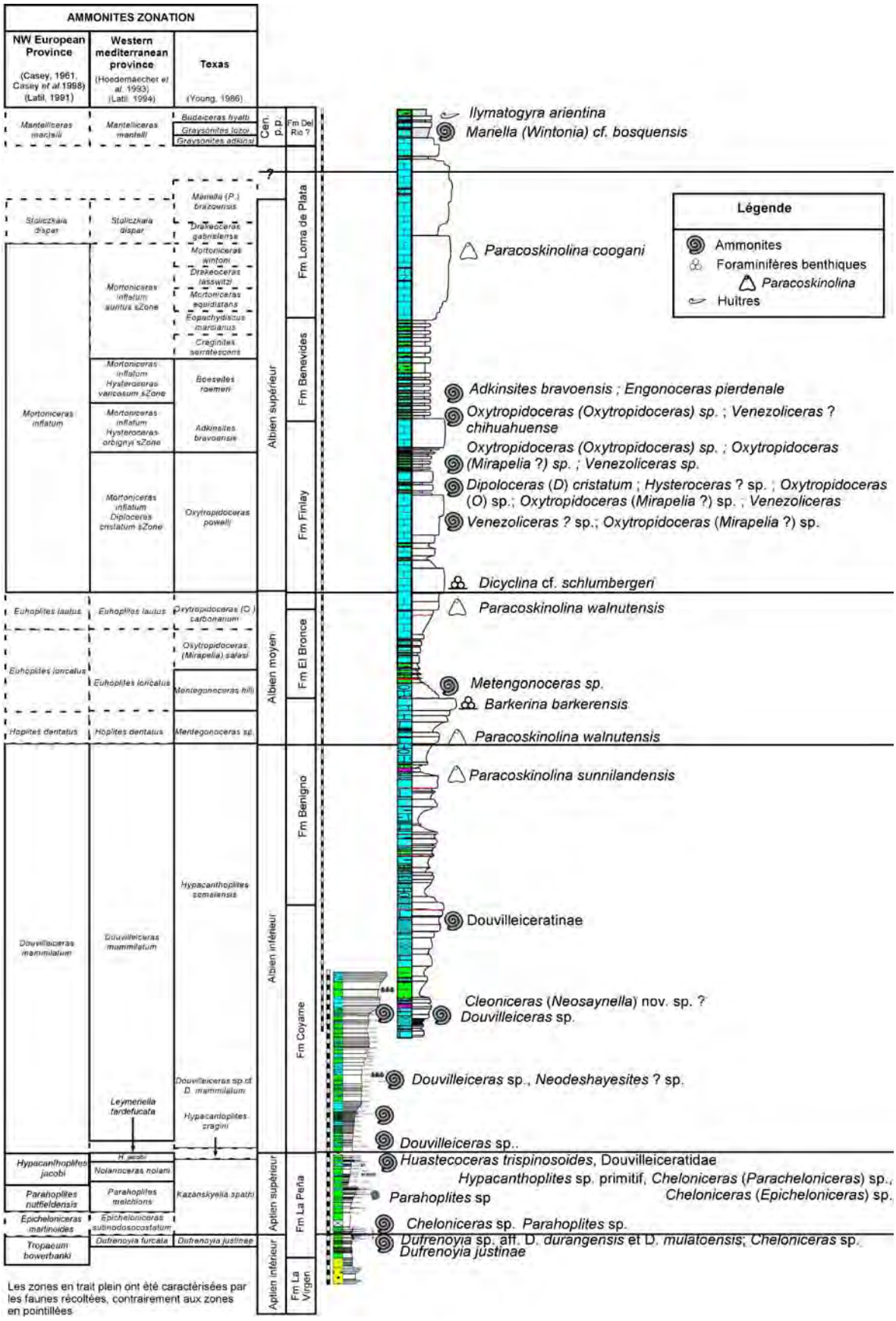


Figure II.13 - Position des principaux marqueurs biostratigraphiques dans les coupes de Chihuahua (CCP, CSB)

Les deux dernières propositions peuvent être retenues pour la limite entre l'Aptien et l'Albien. Ainsi dans la coupe de sierra Cuchillo Parado, cette limite se situerait entre les niveaux 14 (*Hypacanthoplites* sp. formes primitives, *Cheloniceras* (*Paracheloniceras*) sp., *Cheloniceras* (*Epicheloniceras*) sp.) et 14 + 1 m (*Huastecoceras trispinosoides* (Burckhardt, 1925); Douvilleiceratidae) (Fig. II.6) selon la zonation de Casey [1961; 1998], et dans la zone couverte entre les niveaux 14+1 m et 15 (*Douvilleiceras* sp.) selon la zonation de Kennedy *et al*. [2000]. Dans l'état actuel des connaissances, c'est celle de Kennedy *et al*. [2000] qui a été retenue.
Ainsi la limite entre l'Aptien et l'Albien se situerait dans la zone couverte entre les Formations La Peña et Coyame dans la coupe de sierra Cuchillo Parado.

Limite Albien inférieur - Albien moyen

D'après les ammonites récoltées, la limite entre l'Albien inférieur et l'Albien supérieur se situe entre le dernier niveau à Douvilleiceratinae de la Formation Coyame et le niveau à *Metengonoceras* sp à la base de la Formation El Bronce. Il est possible d'affiner cet encadrement de la limite grâce à la dernière occurrence de *Paracoskinolina sunnilandensis* (se terminant avant la fin de l'Albien inférieur) et la première occurrence de *Paracoskinolina walnutensis* et de *Barkerina barkerensis* marquant l'Albien moyen. Cette limite est ainsi située dans la partie supérieure de la Formation Benigno.

Limite Albien moyen - Albien supérieur

D'après l'étude des ammonites, la limite entre l'Albien moyen et l'Albien supérieur est située entre le niveau à *Metengonoceras* sp à la base de la Formation El Bronce et les premiers niveaux à *Venezoliceras* ? sp. et *Oxytropidoceras* (*Mirapelia* ?) sp dans la partie moyenne de la Formation Finlay.
La présence de *Dicyclina* cf. *schlumbergeri* à la base de cette formation permet de restreindre la période pouvant inclure la limite entre l'Albien moyen et l'Albien supérieur, à la partie supérieure de la Formation El Bronce et la base de la Formation Finlay.

Limite Albien – Cénomanien

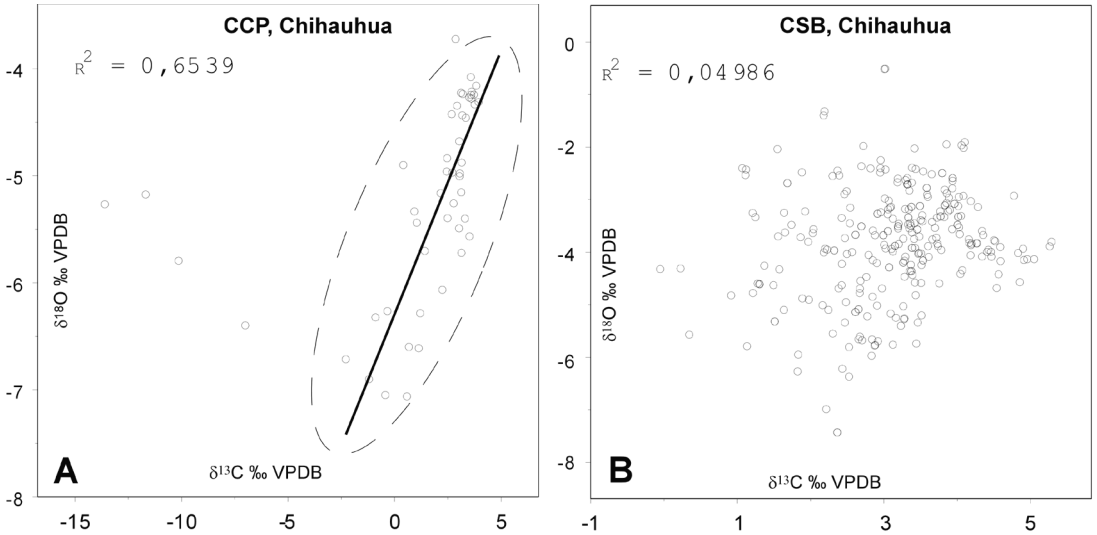
D'après l'étude des ammonites récoltées, la limite entre l'Albien et le Cénomanien se situerait entre le dernier niveau de la Formation Benevides à *Adkinsites bravoensis* et *Engonoceras pierdenale*, indiquant l'Albien supérieur moyen et le niveau à *Mariella* (*Wintonia*) cf. *bosquensis* de la Formation Del Rio, indiquant le Cénomanien inférieur non basal.
Traditionnellement, cette limite est placée entre les formations Loma de Plata et Del Rio, mais les foraminifères trouvés dans la partie supérieure de la formation Loma de Plata présentent des caractères typiques du Cénomanien (Arnaud Vanneau, comm. pers.).
Il est donc possible que la limite entre l'Albien et le Cénomanien soit située dans la partie terminale de la Formation Loma. Des études plus approfondies seraient nécessaires pour le confirmer.

A partir de ce cadre biostratigraphique principalement défini par les ammonites, certains foraminifères benthiques semblent pouvoir être utilisés comme marqueurs :

- Ainsi, la présence des formes de *Voloshinoides* rencontrées ne s'étendrait pas au-delà de l'Albien inférieur.
- *Barkerina barkerensis* connue depuis l'Albien moyen ne dépasserait pas la partie inférieure de l'Albien supérieur.
- *Coskinolinoides texanus* ne débuterait que dans la partie terminale de l'Albien moyen.
- *Dicyclina* cf. *schlumbergeri* marquerait le début de l'Albien supérieur.

IV Isotopes stables du carbone et de l'oxygène

Sur la coupe de la sierra Cuchillo Parado (CCP), 49 échantillons ont été analysés au laboratoire des isotopes stables sous la direction de S.Sheppard à l'ENS de Lyon selon le protocole décrit dans le Chapitre 1. Sur celle de la sierra Boquilla, 120 échantillons ont été analysés à Lyon et 80 à Karlsruhe avec 6 doublons. Ceux-ci montrent que les valeurs des analyses du carbone sont comparables, mais qu'il existe un facteur de correction pour celles de l'oxygène (Fig. I.15).
Nous avons également vérifié si la diagenèse avait altéré les proportions originelles des isotopes du carbone et de l'oxygène. Pour cela nous avons vérifié qu'il n'existait pas de corrélation entre les valeurs du $\delta^{18}O$ et celles du $\delta^{13}C$ (Fig. II.14A et B). Le coefficient de corrélation entre les valeurs du $\delta^{18}O$ et celles du $\delta^{13}C$ est de 0,05 dans la coupe de sierra Boquilla. Il n'y a donc pas de corrélation qui indiquerait une altération du signal par la diagenèse. Par contre dans la coupe sierra Cuchillo Parado, il semble exister une corrélation ($R^2 = 0,6539$) qui semble indiquer une altération du signal originel par la diagenèse.



La probable corrélation entre le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{13}C$ semble indiquer que le signal primaire a été en partie altéré par la diagenèse pour la coupe CCP.

L'absence de corrélation entre le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{13}C$ indique que le signal primaire n'a pas été altéré par la diagenèse.

Figure II.14 - d18O en fonction du d13C dans les coupes de Chihuahua

Les résultats sont présentés dans la figure II.15 Chaque valeur a été mise sur le graphe (rectangle pour l'oxygène et losange pour le carbone) et une courbe moyenne a été réalisée à partir d'une moyenne mobile sur 5 valeurs. Les valeurs fortement négatives à la base de la coupe CCP n'ont pas été prisent en compte dans cette moyenne mobile.

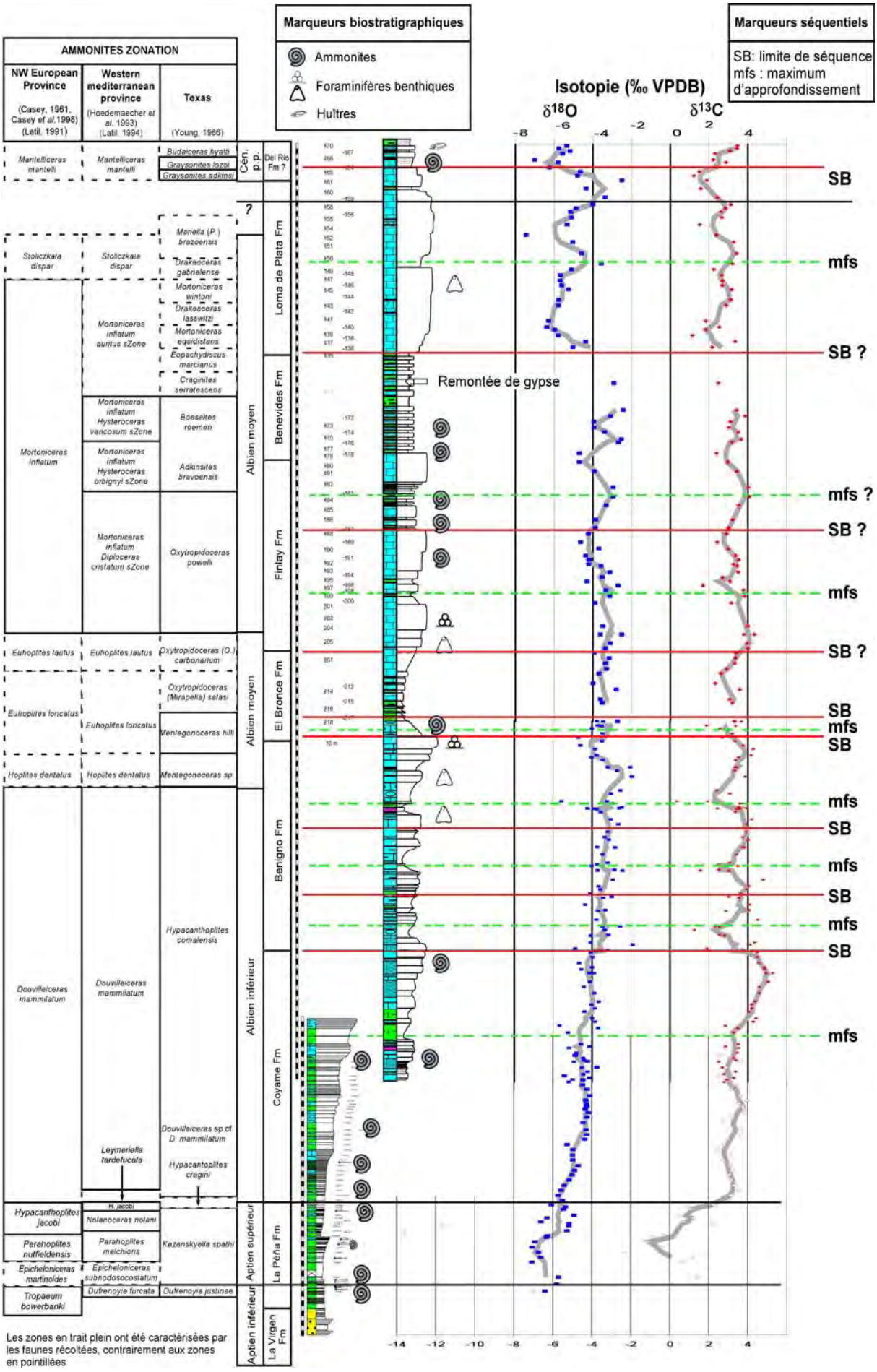


Figure II.15 - Résultats bio-, chimiostratigraphiques et séquentiels dans les coupes des sierras Boquilla et Cuchillo Parado, Chihuahua

A Le carbone

Observations

À la base de la coupe, on observe pour le carbone des valeurs basses de $\delta^{13}C$ (-2‰ à 2‰ PDB) voire très basses localement (-6‰ à -14‰ PDB) dans les faciès marneux très sombres de la Formation La Peña. Ensuite, la tendance générale est à l'augmentation de ces valeurs jusqu'au sommet de la Formation Coyame où elles atteignent 5,3‰ PDB avant de chuter brutalement à 2‰ sur la limite entre les formations Coyame et Benigno. Les formations Benigno, El Bronce, Finlay et Benevides présentent des valeurs oscillant entre 2 et 4‰. Il existe une baisse sensible des valeurs dans la Formation Loma de Plata — variant entre 2 et 3‰ et chutant à 1,7‰ au sommet de cette formation — puis une remontée vers 3,6‰ dans les formations Del Rio et Buda.

Discussion

Les valeurs très négatives de la base sont probablement dues à un problème de diagenèse. Lors de la cimentation de ces sédiments riches en matière organique, le ciment carbonaté a pu inclure une forte proportion de carbone léger (^{12}C) provenant de cette matière organique, engendrant les valeurs très négatives du $\delta^{13}C$ de ces roches [Irwin *et al.*, 1977]. Il est possible aussi d'invoquer les libérations d'hydrates de gaz (clathrates), très riches en carbone léger ($\delta^{13}C \sim -60$ ‰) par rapport au carbonate et à la matière organique marine. Le méthane libéré est rapidement oxydé en $CO_{2,}$ modifiant ainsi la composition du réservoir de carbone que constitue l'océan, vers des valeurs très négatives [e.g. : Beerling *et al.*, 2002; Groecke, 2002].

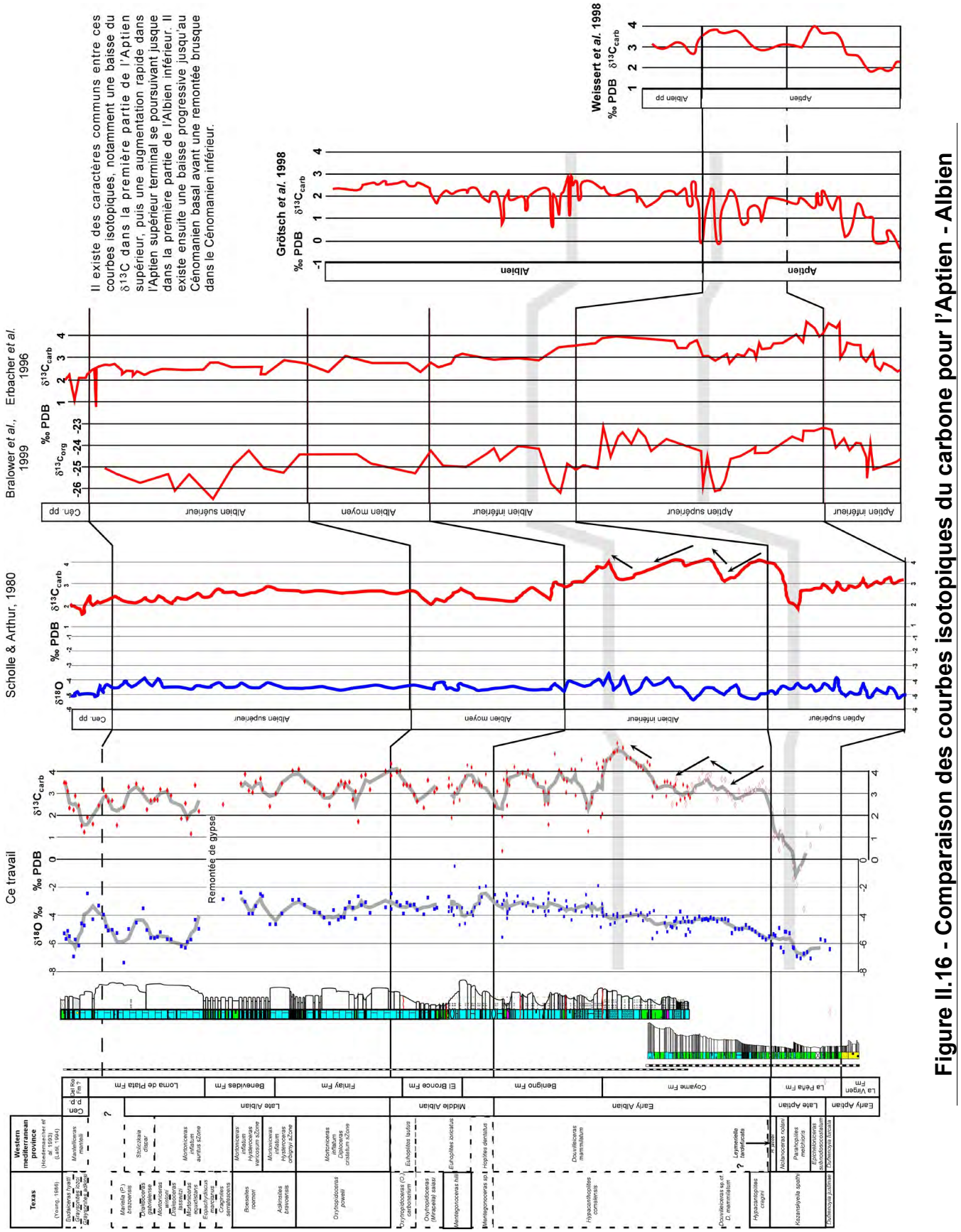
Le décalage des valeurs à partir de la Formation Loma de Plata vers des valeurs plus faibles pourrait être causé par la présence conjointe des rhyolithes tertiaires situées vers le haut de la série et de la remontée de gypse dans la partie supérieur de la Formation Benevides. En effet, la mise en place de ces roches volcaniques (tout comme la remontée de gypse à température élevée) peut s'accompagner d'une recristallisation des carbonates aux alentours, provoquant un fractionnement isotopique contrôlé par la température [Hudson, 1977] et engendrant ainsi un appauvrissant en carbone lourd. De ce fait, les valeurs du $\delta^{13}C$ de ces roches seraient plus faibles que leurs valeurs originelles. Toutefois cette déplétion des valeurs du $\delta^{13}C$ serait plus importante que celle observée.

Les autres variations pourraient révéler les variations originelles dans ce bassin.

Certains auteurs attribuent ces variations aux fluctuations du rapport carbone d'origine minéral (carbonates) sur carbone d'origine organique (C_{carb}/C_{org}) [Scholle & Arthur, 1980; Vincent & Berger, 1985; Shackleton, 1987; Weissert, 1989] dans les sédiments enfouis. La proportion de carbone organique enfoui peut dépendre soit :

(1) de la **production de carbone organique** [e.g., Weissert, 1989 ; Pedersen & Calvert, 1990 ; Calvert & Pedersen, 1992 ; Erbacher *et al.*, 1999 ; Hochuli *et al.*, 1999 ; Premoli Silva *et al.*, 1999] ;

(2) de la **préservation de carbone organique** [e.g., Schlanger & Jenkyns, 1976 ; Brumsack, 1980 ; Scholle & Arthur, 1980 ; Bralower & Thierstein, 1984; de Graciansky *et al.*, 1984 ; Herbin *et al.*, 1986 ; Arthur *et al.*, 1990].


Il existe des caractères communs entre ces courbes isotopiques, notamment une baisse du δ13C dans la première partie de l'Aptien supérieur, puis une augmentation rapide dans l'Aptien supérieur terminal se poursuivant jusque dans la première partie de l'Albien inférieur. Il existe ensuite une baisse progressive jusqu'au Cénomanien basal avant une remontée brusque dans le Cénomanien inférieur.
Weissert et al. 1998
‰ PDB δ13Ccarb
Grötsch et al. 1998
‰ PDB δ13Ccarb
Albien
Aptien
Bralower et al., 1999
Erbacher et al. 1996
‰ PDB δ13Ccarb
δ13Corg
Cén. pp
Albien supérieur
Albien moyen
Albien inférieur
Aptien supérieur
Aptien inférieur
Scholle & Arthur, 1980
δ13Ccarb
‰ PDB
δ18O
Ce travail
δ13Ccarb
δ18O ‰ PDB
Remontée de gypse
Del Rio Fm ?
Lomas de Plata Fm
Beneviides Fm
Finlay Fm
El Bronce Fm
Benigno Fm
Coyame Fm
La Peña Fm
La Virgen Fm
Cen.
Late Albian
Middle Albian
Early Albian
Late Albian
Early Albian
Western mediterranean province (Hoedemaeker et al. 1993) (Latil, 1994)
Texas (Young, 1986)
Mortoniceras inflatum auritus sZone
Mortoniceras inflatum Hysteroceras orbignyi sZone
Mortoniceras inflatum Dipoceras cristatum sZone
Euhoplites lautus
Euhoplites loricatus
Hoplites dentatus
Douvilleiceras mammillatum
Lyelliceras lyelli
Hysteroceras varicosum sZone
Mortoniceras (M.) rostratum
Mortoniceras (M.) texanum
Mortoniceras (M.) equinodosum
Mortoniceras (M.) pricei
Mortoniceras (M.) kiamichiense
Mortoniceras (M.) fallacinum
Mortoniceras (M.) wintoni
Mortoniceras (M.) perinflatum
Mortoniceras (M.) pachteni
Mortoniceras (M.) rubroense
Mortoniceras (M.) gabrielense
Mortoniceras (M.) bentonianum
Mortoniceras (M.) texanum
Mortoniceras (M.) fallax
Mortoniceras (M.) basseae

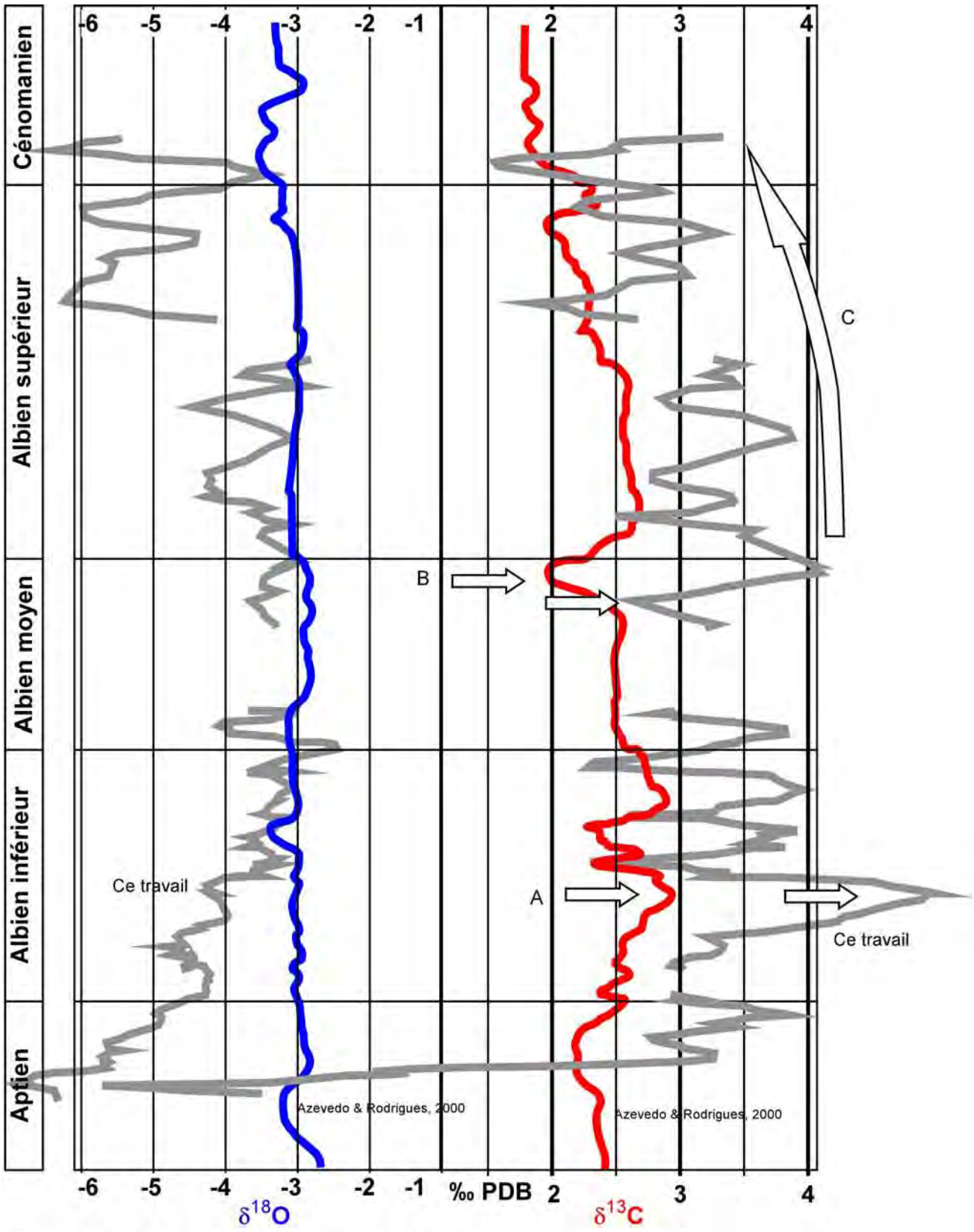
En comparant les variations du $\delta^{13}C$ avec celles de différentes études [Scholle & Arthur, 1980; Erbacher *et al.*, 1996; Grötsch *et al.*, 1998; Weissert *et al.*, 1998; Bralower *et al.*, 1999] (Fig. II.16) et la compilation de De Azevedo & Rodrigues [2000] (Fig. II.17), on observe des valeurs beaucoup plus négatives pour l'Aptien — dont l'explication peut être donnée par la diagenèse — et des valeurs maximales plus positives pour l'Albien. Jenkyns [1995] observe également de plus fortes amplitudes dans les variations du $\delta^{13}C$ sur le guyot Resolution que dans les courbes téthysiennes et attribue cela à la position du guyot dans le très grand réservoir de carbone que pouvait être le Pacifique à cette époque. Nous pouvons évoquer la proximité du bassin de Chihuahua avec ce grand réservoir pour expliquer ces fortes amplitudes.
Malgré ces variations d'amplitude, les tendances générales des variations du $\delta^{13}C$ se retrouvent notamment avec la courbe de Scholle & Arthur [1980]. Ces tendances sont une chute importante, suivie par une hausse rapide des valeurs au sommet de l'Aptien, puis des valeurs relativement élevées pendant l'Albien qui tendent vers une baisse des valeurs dans la deuxième partie de l'Albien supérieur.
Il est important de noter que des valeurs très faibles voire négatives sont aussi visibles dans l'Aptien supérieur en Grèce [Grötsch *et al.*, 1998], et qu'elles ne correspondent pas aux intervalles reconnus comme ayant subi une surimpression diagénétique due à l'émersion. Donc, bien que les valeurs extrêmes de l'Aptien supérieur mesurées dans la Formation La Peña soient probablement affectées par la diagenèse, il semble exister des excursions négatives au sommet de l'Aptien.
La baisse de valeurs visibles à partir de la Formation Loma de Plata ne semble pas due à la présence des roches volcaniques tertiaires, mais bien à un signal originel car cette baisse se retrouve dans les travaux de Erbacher *et al.* [1996] et de Bralower *et al.* [1999] et dans la compilation de De Azevedo & Rodrigues [2000].

Certains auteurs [Scholle & Arthur, 1980; Weissert, 1989] pensent que les pics de $\delta^{13}C$ sont liés à un appauvrissement de l'eau de mer en carbone léger (^{12}C) par enfouissement de matière organique. Celui-ci peut se manifester par des formations de *black shales*. Nous avons observé un niveau riche en matière organique dans l'Aptien supérieur (zone d'ammonites Melchioris et Nolani). Leckie *et al.*[2002] rapportent des *black shales* dans cette période (biozone à foraminifères planctoniques G*lobigerinelloides algerianus*) dans le Pacifique est [Premoli Silva & Sliter, 1999; Sliter, 1999] et dans le nord-est du Mexique [Bralower *et al.*, 1999], et relient ces *black shales* à un refroidissement et à une chute du niveau marin [Weissert & Lini, 1991; Weissert *et al.*, 1998].

B L'oxygène

Observations

Concernant le $\delta^{18}O$, on observe des valeurs proches de -6‰ dans la Formation La Peña augmentant régulièrement dans les formations Coyame et Benigno vers des valeurs à -2‰. Le maximum se situe au sommet de la Formation Benigno. Dans les formations El Bronce, Finlay



Afin de compenser les variations de taux de sédimentation, les courbes obtenues lors de ce travail ont été séparées au niveau des limites d'étage en plusieurs tronçons, dont les échelles verticales ont été modifiées indépendamment les unes des autres, afin de faire coïncider les limites d'étages entre elles.
La courbe compilée du $\delta^{18}O$ présente relativement peu de variations. Ceci reflète plus une somme des variations locales donnant une valeur moyenne plutôt qu'une réelle stabilité. Toutefois, on observe comme dans le Chihuahua une baisse des valeurs depuis l'Albien moyen jusque dans le Cénomanien basal.
Concernant le $\delta^{13}C$, on observe une corrélation des pics principaux comme le maximum dans l'Albien inférieur (A), le décrochement des valeurs à la limite entre l'Albien moyen et l'Albien supérieur (B), ainsi que la tendance à la baisse des valeurs au cours de l'Albien supérieur (C).

Figure II.17 - Comparaisons des courbes isotopiques du carbone et de l'oxygène de ce travail avec la compilation de Azevedo & Rodrigues, 2000

et Benevides, les valeurs baissent pour osciller entre -3‰ et -4‰. Il existe un décrochement important des valeurs entre la base de la Formation Benevides et les formations Loma de Plata, Buda et Del Rio montrant des valeurs très négatives entre 4‰ et -6‰.

Discussion

Les valeurs $\delta^{18}O$ sont relativement négatives pour des carbonates marins attestant d'une diagenèse moyenne [Hudson, 1977], toutefois les tendances des variations du $\delta^{18}O$ restent valables.

Les valeurs plus faibles du $\delta^{18}O$ dans la Formation La Peña étudiée dans la sierra Cuchillo Parado pourraient être dues à une diagenèse plus importante dans cette coupe que dans la coupe de sierra Boquilla où la Formation Coyame a principalement été levée. En effet, la sierra Cuchillo Parado est située plus au centre du bassin du Chihuahua que la sierra Boquilla, et elle a subi un enfouissement plus important (Thierry Adatte, comm. pers.). Toutefois la tendance montrant une augmentation des valeurs du $\delta^{18}O$ existe depuis la Peña et cela jusqu'au sommet de la Formation Benigno, et est visible dans chaque coupe indépendamment de leur histoire diagénétique. Elle refléterait plutôt un signal primaire qu'une action diagénétique postérieure.

Pour expliquer cette tendance à l'augmentation des valeurs du $\delta^{18}O$, il est possible d'évoquer une augmentation de la salinité de l'eau de mer dont sont issus les carbonates présentant ces valeurs plus faibles du $\delta^{18}O$. Mais ceci est peu compatible avec le passage des faciès hémipélagiques de la formation la Peña et Coyame, qui devaient avoir une salinité normale, aux faciès de plate-formes à rudistes de la Formation Benigno qui avaient soit une salinité normale soit une salinité plus faible à cause des apports d'eau météorique plus fréquents dans ces faciès peu profonds.

Le plus probable serait d'associer cette remontée des valeurs du $\delta^{18}O$ à une baisse de la température de l'eau de mer au cours de l'Aptien supérieur et de l'Albien inférieur. D'autant plus qu'une évolution similaire est visible dans les mesures de Scholle & Arthur [1980] (Fig .II.16).

De même, la tendance à la baisse des valeurs $\delta^{18}O$ depuis le sommet de la Formation Benigno vers les formations El Bronce, Finlay et Benevides peut avoir comme origine une hausse de la température ou une baisse de la salinité. Ces formations présentent des faciès de plates-formes plus externes que la Formation Benigno où une baisse de la salinité ne semble pas probable. Par contre, une augmentation de la température peut être évoquée bien qu'elle ne soit pas visible dans la courbe de Scholle & Arthur [1980] (Fig .II.16).

Le décrochement important vers des valeurs plus faibles du $\delta^{18}O$ dans la Formation Loma de Plata pourrait avoir la même origine que celui du carbone, à savoir une action thermique des roches volcaniques tertiaires et de la remontée de gypse masquant la partie supérieure de la Formation Benevides. Toutefois le signal primaire ne serait pas totalement masqué, puisque l'on retrouve le décrochement important des Formations Del Rio et Buda du Cénomanien dans les mesures de Scholle & Arthur [1980] (Fig .II.16), ainsi que dans la compilation faite par De Azevedo & Rodrigues [2000] (Fig II.17).

A part ce décrochement du Cénomanien, cette compilation ne permet pas d'observer des tendances dans l'évolution du $\delta^{18}O$ au cours de l'Aptien et de l'Albien. Ceci est probablement

dû à la forte sensibilité du $\delta^{18}O$ à la diagenèse et la compilation donne une valeur moyenne reflétant les diagenèses de chaque courbe utilisée pour la compilation.

V Évolution séquentielle

L'étude de terrain associée à celle des lames minces permet de révéler les maximums d'approfondissement et les limites de séquence. Celles-ci sont reportées dans la figure II.15 pour l'ensemble des coupes du bassin de Chihuahua et plus en détail dans la figure II.18 pour les formations Coyame et Benigno de la coupe de sierra Boquilla.

On observe un maximum d'approfondissement dans la Formation Coyame, entre les échantillons CSB14 et CSB15, mis en évidence par une augmentation de la proportion de foraminifères planctoniques. Celui-ci correspond à un pic de détritisme montré par une forte proportion de phyllosilicates et de quartz (Fig. II.18). Le contact entre les formations Coyame et Benigno correspond à une importante limite de séquence érosive (Fig. II.9). On remarque un décrochement important dans les valeurs du $\delta^{18}O$ et du $\delta^{13}C$ vers des valeurs plus faibles ainsi que la présence de dolomie et d'ankérite sous cette limite. Le maximum d'approfondissement de cette deuxième séquence est placé vers l'échantillon CSB44 montrant des *Favusella* sp et des foraminifères planctoniques. Il correspond à un minimum des valeurs du $\delta^{13}C$. La deuxième limite de séquence de la Formation Benigno, située entre les échantillons CSB51 et CSB52, est visible grâce à des troncatures des coquilles de rudistes (Fig. II.10). Comme pour la limite de séquence précédente, les valeurs du $\delta^{18}O$ et du $\delta^{13}C$ montrent un décrochement vers des valeurs plus faibles. Le maximum d'approfondissement de cette séquence est situé aux alentours de l'échantillon CSB59 où des foraminifères planctoniques sont visibles. Ce maximum d'approfondissement est lui aussi marqué par un minimum des valeurs du $\delta^{13}C$. On observe aussi une augmentation du matériel terrigène visible grâce un pic dans la proportion de phyllosilicates et de quartz. La troisième limite de séquence de la Formation Benigno a été située entre les échantillons CSB67 et CSB68 grâce à la présence de troncature de coquille (Fig. II.11). Le maximum d'approfondissement de cette séquence est situé vers l'échantillon CSB77 où, à nouveau, on observe une réapparition des foraminifères planctoniques. La limite de séquence suivante correspond à la limite entre les formations Benigno et El Bronce. Un décrochement des valeurs du $\delta^{18}O$ et du $\delta^{13}C$ vers des valeurs plus faibles est visible au niveau de cette limite de séquence. De la dolomie est présente sous cette limite de séquence.

La Formation El Bronce est constituée de deux séquences complètes. La première présente un maximum d'approfondissement entre les échantillons CSB93.0 et CSB96.0 indiqué par de nombreux foraminifères planctoniques ainsi que des ammonites. La deuxième séquence débute après le niveau de galets remaniés et présente probablement un maximum d'approfondissement à proximité de l'échantillon CSB110.

La Formation Finlay comporte au moins deux séquences. La première débute au toit de la Formation Benevides et présente un maximum d'approfondissement dans des faciès laminés très riches en calcisphères et en foraminifères planctoniques de grandes tailles.

La deuxième séquence pourrait débuter au toit de la grande dalle située dans la partie supérieure de la formation.

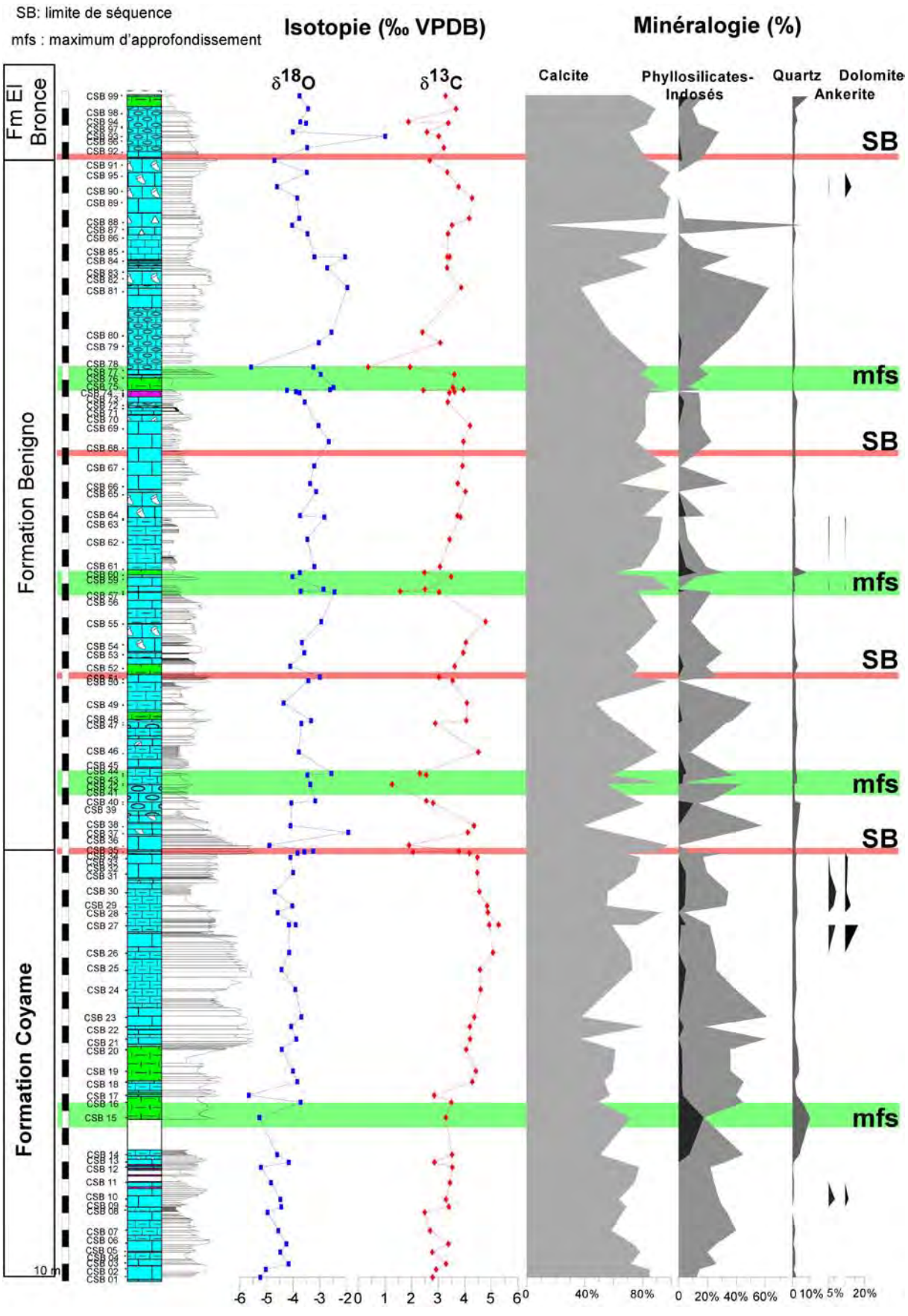


Figure II.18 - Isotopes stables, minéralogie et découpage séquentiel des formations Coyame et Benigno de la coupe de la sierra Boquilla (CSB)

Il est difficile de déterminer des séquences dans la Formation Benevides en raison des mauvaises conditions d'affleurement, toutefois un maximum d'approfondissement pourrait de situer dans les niveaux à ammonites de la base.
La Formation Loma de Plata correspond à une séquence dont le maximum d'approfondissement se situe dans la dépression topographique au niveau de l'échantillon CSB247.
La limite entre les formations Loma de Plata et Buda (dans la sierra Boquilla, la Formation Del Rio semble absente, ou présente un faciès plus carbonaté) est une limite de séquence.

Discussion

Les maximums d'approfondissement

L'observation de pics de proportion de matériel terrigène au niveau des maximums d'approfondissement peut s'expliquer soit par :

- une réelle augmentation de la quantité de matériel terrigène provenant d'une plus grande surface du continent immergé et fournissant plus de matériels terrigènes ;
- une baisse de la production carbonatée (due à la baisse de la luminosité par l'augmentation de la tranche d'eau) faisant apparaître une plus grande proportion de matériel terrigène.

La baisse du $\delta^{13}C$ au niveau des maximums d'approfondissement pourrait s'expliquer par une baisse de la productivité, provoquant ainsi une baisse de l'extraction de carbone léger (^{12}C) par le plancton et donc une baisse de la proportion du carbone lourd (^{13}C).
Toutefois Immenhauser *et al.* [2003] observent le phénomène inverse — à savoir une augmentation du $\delta^{13}C$ au niveau des maximums d'approfondissement — dans des carbonates peu profonds du Carbonifère. Ils proposent que lors des maximums de transgression l'influence des eaux météoriques (très importante dans les carbonates de plate-forme peu profonde) baisse au profit de l'influence des eaux plus basinales engendrant un déplacement du $\delta^{13}C$ vers des valeurs plus élevées. Selon les auteurs, ce phénomène serait aussi responsable d'une hausse des valeurs du $\delta^{18}O$. Nous n'observons ni le décalage positif des valeurs du $\delta^{13}C$, ni celui des valeurs du $\delta^{18}O$ dans les faciès de plate-forme peu profonde de la Formation Benigno. Il est possible que la position en bordure de plate-forme des séries étudiées ne permette pas la mise en place du phénomène décrit par Immenhauser *et al.* [2003] dans des séries de plate-forme très interne.

Les limites de séquence

Certains auteurs ont montré que le mélange d'eau météorique et de mer peut provoquer une dolomitisation [Hanshaw *et al.*, 1971; Land, 1973a; Land, 1973b; Folk & Land, 1975]. Ainsi, la dolomie visible sous certaines limites de séquences pourrait provenir d'une zone de mélange d'eau douce et d'eau marine créée par la baisse du niveau marin associée à la limite de séquence.

Les limites de séquence montrent aussi un décrochement vers des valeurs plus faibles des isotopes du carbone et de l'oxygène. Comme l'ont montré certains auteurs [Allan & Matthews, 1977; Videtich & Matthews, 1980; Allan & Matthews, 1982; Humphrey *et al.*, 1986; Saller & Moore, 1989], la présence d'eau douce et de matière organique provenant de sols, apportées par l'émersion due à la baisse du niveau marin, peuvent être responsables d'une surimpression diagénétique montrant des baisses des valeurs du $\delta^{18}O$ et du $\delta^{13}C$.

VI Conclusions sur la coupe de référence dans la bassin de Chihuahua

Stratigraphie

Grâce à la présence d'ammonites, nous avons montré que la Formation La Peña débute dans la partie supérieure de l'Aptien inférieur et se poursuit dans l'Aptien supérieur. Les bivalves indiquent aussi un âge aptien pour cette formation. Nous avons également montré que la Formation Coyame est datée de la partie inférieure de l'Albien inférieur. La Formation Benigno, quant à elle, a été datée de la partie supérieure de l'Albien inférieur par encadrement avec des ammonites, mais à partir des foraminifères, il est possible d'attribuer un âge albien moyen pour sa partie supérieure. La Formation El Bronce est datée de l'Albien moyen par la présence d'une ammonite et de bivalves. La Formation Finlay débuterait dans l'Albien moyen terminal, mais est principalement Albien supérieur (partie inférieure) comme le montrent de nombreux niveaux d'ammonites, ainsi que les bivalves. La Formation Benevides appartiendrait à la partie moyenne de l'Aptien supérieur, alors que la Formation Loma de Plata correspondrait à la partie supérieure de l'Albien supérieur voire se terminerait dans le Cénomanien. Les Formations Del Rio et Buda sont datées par des ammonites du Cénomanien inférieur.

Biostratigraphie

Grâce à l'association avec des ammonites, la répartition de certains foraminifères benthiques pourra être utilisée comme marqueur biostratigraphique :

- Ainsi, la présence des formes de *Voloshinoides* rencontrées ne s'étendrait pas au-delà de l'Albien inférieur.
- *Barkerina barkerensis* connue depuis l'Albien moyen ne dépasserait pas la partie inférieure de l'Albien supérieur.
- *Coskinolinoides texanus* ne débuterait que dans la partie terminale de l'Albien moyen.
- *Dicyclina* cf. *schlumbergeri* marquerait le début de l'Albien supérieur.

Carbone

Il existe une bonne corrélation des valeurs du $\delta^{13}C$ mesurées dans les coupes du bassin de Chihuahua pour la période allant de l'Aptien supérieur au Cénomanien inférieur avec les mesures de Scholle & Arthur [1980] faites dans le Cañon de la Peregrina au Mexique, et de Grötsch *et al.* [1998] faites au Mount Kanala en Grèce, et avec la compilation de De Azevedo & Rodrigues [2000]. Ces tendances sont tout d'abord une baisse du $\delta^{13}C$ dans la première partie de

l'Aptien supérieur, puis une augmentation rapide dans l'Aptien supérieur terminal se poursuivant jusque dans la première partie de l'Albien inférieur, suivie par une baisse progressive jusqu'au Cénomanien basal avant une remontée brusque dans le Cénomanien inférieur.
Par contre, il n'existe pas de corrélation pour les valeurs de l'Aptien et de l'Albien inférieur avec les mesures de Bralower *et al.* [1999] faites dans le Cañon Santa Rosa au nord-est du Mexique, de Erbacher *et al.* [1998] dans le bassin Vocontien du sud-est de la France, et de Weissert *et al.*[1998] faites en Italie et en Suisse. La corrélation avec les mesures de ces auteurs est visible à partir de l'Albien moyen.
Il faut noter que Bralower *et al.* [1999] proposent une corrélation de ces mesures pour l'Aptien et l'Albien inférieur avec les mesures de Scholle & Arthur [1980] en recalibrant les âges donnés par ces derniers à partir des variations du $\delta^{13}C$, sans nouvelles informations biostratigraphiques. La nouvelle courbe de Scholle & Arthur [1980] ainsi obtenue montre de plus grandes différences avec la courbe de ce travail après cette nouvelle datation qu'avant.
Comme cette nouvelle datation n'est pas basée sur des marqueurs biostratigraphiques, il a été jugé préférable de garder les âges initiaux de Scholle & Arthur [1980].

Oxygène

Il existe une bonne corrélation des valeurs du $\delta^{18}O$ mesurées dans les coupes du bassin de Chihuahua avec les mesures de Scholle & Arthur [1980] faites dans le Cañon de la Peregrina au Mexique, pour la période allant de l'Aptien supérieur à l'Albien moyen et pour le Cénomanien inférieur. Par contre, les tendances dans l'Aptien supérieur sont différentes.

Évolution séquentielle

Les observations de terrain et en lames minces effectuées dans les coupes du bassin de Chihuahua montrent l'enregistrement des variations eustatiques mises en avant par Haq *et al.*[1987] (Fig. I.1) (recalibrées selon les âges de Gradstein *et al.* [1994] et Berggren *et al.*, [1995], et publiées dans Hardenbol *et al.* [1998]) pour la période allant de l'Aptien au Cénomanien basal, à savoir :

- une transgression au cours de l'Aptien inférieur entre la Formation La Virgen et la Formation La Peña ;
- suivie par une stabilité du niveau marin pendant l'Aptien supérieur (Formation La Peña) ;
- une chute très importante du niveau marin à la base de l'Albien (contact formations Coyame – Benigno) ;
- une remontée rapide puis progressive pendant le reste de l'Albien avec de multiples approfondissements.

Chapitre Troisième :
Les séries du Terrane Guerrero

I Présentation des séries

A Basse Californie

1 Présentation de la Formation Alisitos, Basse Californie

a Cadre géographique

La Formation Alisitos est une unité volcanosédimentaire qui affleure le long de la côte Pacifique de la Basse Californie. Elle forme une bande de 500 km de long sur 50 km de large depuis la ville d'Ensenada au nord (N31°45') jusqu'à celle d'El Arco (N28°) au sud (Fig. III.I.1).

b Cadre géologique

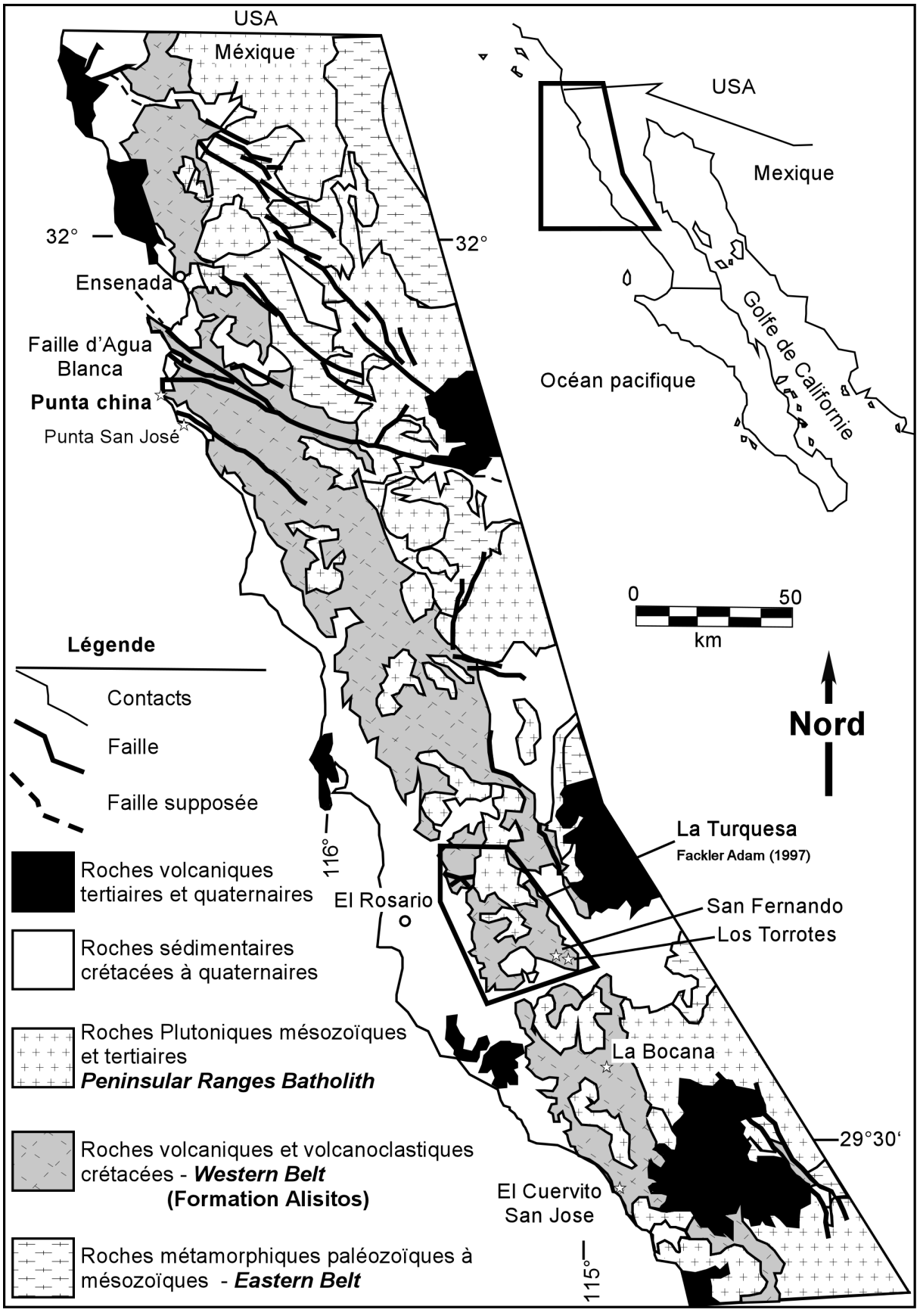
Histoire géodynamique de la péninsule de la Basse Californie

Le découpage en province proposé par Allison [1964b] (Fig. III.I.2) permet de caractériser les limites de la Formation Alisitos. Cette dernière appartient à la *« Peninsular Range Province »* qui comprend quatre ensembles reflétant la chronologie de l'histoire géodynamique :

1) des roches sédimentaires métamorphisées paléozoïques à mésozoïques — *Eastern Belt* [Gastil *et al.*, 1971] ;
2) des roches volcaniques et sédimentaires antébatholithiques, partiellement métamorphisées du Crétacé inférieur (Formation Alisitos) — *Western Belt*, [Gastil *et al.*, 1971] ;
3) des roches intrusives mésozoïques et tertiaires — *Peninsular Ranges Batholith* [Gastil *et al.*, 1971]
4) des roches sédimentaires et volcaniques post-batholithiques du Crétacé supérieur et du Cénozoïque, [Allison, 1974].

Histoire antébatholitique

L'histoire de la « *Peninsular Range Province »* commence dès le Paléozoïque dont il ne reste que des fossiles remaniés. Au Trias supérieur, l'ouverture océanique s'opère par le jeu de grandes failles listriques aboutissant à la création de croûte océanique [Rangin, 1982]. Cette ouverture océanique serait datée du Trias par une empreinte d'ammonite trouvée dans les Julian Schist dans le Comté central de San Diego et déterminée par J. P. Smith [Hudson, 1922]. Des brachiopodes trouvés dans la Formation Bedford Canyon des Montagnes de Santa Anna en Californie du Sud ont été déterminés par D.V. Ager comme étant un genre non décrit de forme intermédiaire entre des genres connus au Trias supérieur et au Crétacé inférieur [Silberling, 1961]. Selon R. W. Imlay [Silberling *et al.*, 1961], une ammonite du Bajocien a été trouvée dans la Formation Bedford Canyon. Des ammonites et des pélécypodes du Callovien on été trouvés dans une localité proche de la même formation [Imlay, 1963]. Ainsi, des sédiments océaniques continueraient à se déposer jusqu'au Jurassique comme l'indique les ammonites, les pélécypodes et les bélemnites trouvés dans les Santa Ana Mountains et le comté ouest de San Diego [Milow & Ennis, 1961 ; Imlay, 1963].



Modifié d'après Fackler Adam (1997) et Gastil (1971)

Figure III.I.1 - Carte géologique de la Basse Californie d'après Gastil (1971)

Au Jurassique supérieur, cette croûte océanique est obductée pendant la phase névadienne. Elle vient constituer les ophiolites de la Formation Viscaino que l'on rencontre dans la région de Sebastián Viscaíno au centre-ouest de la péninsule (28°lat. N).

Dans la « *Peninsular Range Province* », il n'existe pas de roches datées par des fossiles pour la période allant du Jurassique supérieur à l'Aptien [Allison, 1964b]. Par contre pendant cette période, le Mexique oriental et le sud des États-Unis passent d'une situation de bassin à celle d'une plate-forme épicontinentale.

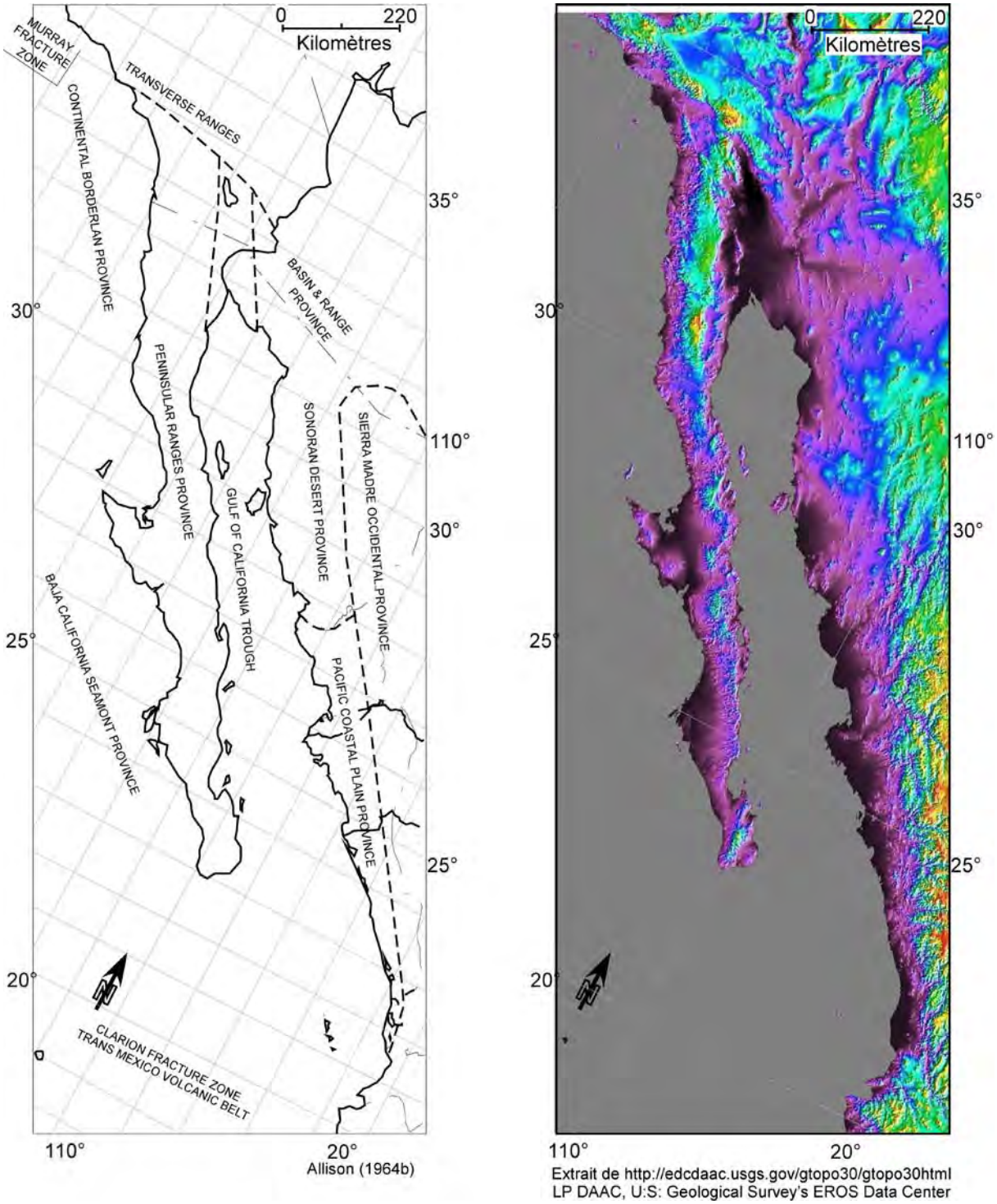


Figure III.I.2 - Principales provinces tectoniques dans le Golfe de Californie d'après Allison (1964b)

Au Crétacé inférieur, la subduction de la plaque nord-américaine sous la plaque Kula engendre un arc insulaire calcoalcalin composé de roches volcanoclastiques et de carbonates de plate-forme intercalés : c'est la Formation Alisitos [Coney, 1983].
Dans la « *Peninsular Range Province »*, le Crétacé inférieur serait représenté dans sa partie nord (sud de la Californie) par la Formation Santiago Peak, dans la partie occidentale par la Formation Alisitos (Aptien Albien), et dans sa partie orientale par des roches sédimentaires marines profondes de bassin arrière-arc [Gastil & Miller, 1981 ; Phillips, 1984]. Ces dernières sont largement affectées par le plutonisme postérieur (Crétacé supérieur).

Événement batholitique

Au cours de l'Albien terminal et du Cénomanien, la phase orégonienne provoque un plissement de la Formation Alisitos. Cette phase est responsable de l'accrétion au continent du Terrane Guerrero contenant la Formation Alisitos. Cette phase est suivie pendant le Crétacé supérieur par un épisode intrusif granodioritique formant le « *Peninsular Ranges Batholith »* qui est le troisième ensemble de la « *Peninsular Range Province* ».
Cet ensemble batholitique s'étend sur plus de 1500 km le long de la côte est de la Basse Californie, et est formé de tonalites, de granodiorites, d'adamélites et de granites dont les âges varient selon les auteurs de :

- 119 à 64 Ma (Hauterivien au Danien selon Odin [2001], Aptien au Danien selon Gradstein *et al* [1999] [Silver *et al.*, 1969; Gastil, 1975] ;
- 130 Ma à 90 Ma (Valanginien au Turonien selon Odin [2001], Hauterivien au Turonien selon selon Gradstein *et al* [1999] [Larsen *et al.*, 1958; Bushee *et al.*, 1963; Silver *et al.*, 1963].

Histoire post-batholitique

Le quatrième ensemble de la « *Peninsular Range Province »* est formé par les roches post-batholithiques. La période batholithique est suivie par une érosion massive des roches de la Formation Alisitos et de ses équivalents latéraux, et des roches plutoniques ; cette érosion donnera donnant des dépôts de type molasse marine et continentale de la Formation Rosario datée du Campanien et du Maastrichtien [Allison, 1964b; Vidal *et al.*, 1981; Almazán Vázquez & Buitron, 1984; Sundberg, 1984; Tellez *et al.*, 1987; Busby-Spera *et al.*, 1988; Fulford & Busby, 1993; Fackler-Adams *et al.*, 1994; Smith *et al.*, 1994; Busby *et al.*, 1998; Mahoney *et al.*, 1998].
Le Paléogène est continental et représenté par la Formation Sespe. Le Néogène est présent avec les formations marines San Gregorio et San Isidro recouvertes par la Formation Comondù constituée par des roches volcaniques andésitiques andésitiques [Allison, 1964b].

Nature de la croûte sous-jacente de l'arc et type de l'Arc Alisitos

La Formation Alisitos de Basse Californie appartient au Terrane Guerrero [Tardy *et al.*, 1994].

Le Terrane Guerrero regroupe plusieurs séquences d'arcs volcaniques qui d'après Freydier [1995] peuvent être réparties en cinq groupes en fonction de leur âge, de la nature des roches sédimentaires et de la géochimie des roches ignées.
Les groupes I à IV montrent une évolution de l'arc sur lithosphère océanique allant de cumulats ultrabasiques à des laves calcoalcalines en passant par des basaltes tholéitiques. Les roches sédimentaires associées sont des radiolarites et des calcaires pélagiques. Seul le groupe IV présente une interstratification de volcanoclastites et des calcaires récifaux dans les séquences de Teloloapán. Ces séquences se trouvent dans les régions de Guanajuato (Guanajuato), d'Arcelia (Guerrero) et de Fresnillo (Zacatecas).
Le groupe V rencontré dans les états de Basse Californie, Sonora, Sinaloa et Durango comporte des séquences d'arc contenant des laves et pyroclastites calcoalcalines sur un substratum continental paléozoïque à triasico-jurassique, associées à des calcaires récifaux pour la Basse Californie et le Sinaloa.
Ainsi pour Freydier [1995], l'arc de la Formation Alisitos s'est formé sur croûte continentale. Mais selon Almazan Vazquez [1983 ; 1988a] et Fackler-Adams [1997] l'arc de la Formation Alisitos, en raison de la présence de roches calcoalcalines s'installerait sur croûte océanique épaissie.
Selon Gastil *et al.* [1972], la Formation Alisitos forme avec la Formation Santiago Peak, l'arc Alisitos. Pour Taylor & Silver [1978] à partir de travaux faits en Californie du Sud, l'arc Alisitos est considéré comme se développant sur croûte océanique.
Gastil *et al.* [1978] pensaient que l'Arc Alisitos était un arc océanique dû à une subduction à l'ouest. En 1986, Gastil *et al.* réinterprètent l'Arc Alisitos comme un arc frangeant. En 1994, les travaux de Thomson & Girty, soutiennent l'hypothèse de l'arc frangeant avec la découverte de roches intermédiaires de type marge continentale.
Selon Todd *et al.* [1988] et Sedlock *et al.* [1993], la zone de suture entre les ceintures prébatholithiques orientale et occidentale est interprétée comme l'enregistrement au Crétacé inférieur terminal de la collision de l'Arc Alisitos avec le bassin marginal et la marge passive représentée par la ceinture orientale. Pour eux, l'arc serait donc frangeant c'est-à-dire sur croûte intermédiaire.

En résumé, il conviendrait peut-être de séparer la Formation Santiago Peak en Californie, datée du Jurassique supérieur qui serait sur croûte océanique, de la Formation Alisitos en Basse Californie, d'âge crétacé inférieur qui serait sur croûte intermédiaire. L'arc Alisitos n'aurait pas lieu d'être car il regrouperait deux arcs d'âge et de nature distincts.

Nature du bassin sédimentaire de la Formation Alisitos

Suarez-Vidal [1993] reconnaît dans la Formation Alisitos grâce aux coupes de Punta China et de San Fernando, respectivement un bassin intra-arc et un bassin avant-arc.
Selon Fackler-Adams [1997], la Formation Alisitos enregistre l'activité magmatique d'un arc au niveau de son axe grâce aux éléments suivants. La Formation Alisitos est marquée par le volcanisme d'arc. Elle présente des laves basaltiques à dacitiques et quelques rhyolithes, une

grande variété de roches hyaloclastiques et pyroclastiques, de nombreuses brèches volcaniques, sables et argiles, et des biohermes à rudistes [Beggs, 1983 ; Beggs, 1984 ; Almazán Vázquez, 1988b ; Suarez-Vidal, 1993 ; Fackler-Adams, 1997].
Dans les régions de la Bocana Los Torotes et de El Cuervito San José (Fig. III.I.1), Almazan-Vazquez [1988b] reconnaît un bassin avant-arc.
Étant donné que ces deux derniers auteurs n'ont pas travaillé dans la même région, cette différence de point de vue pourrait venir du fait que la Formation Alisitos est issue de bassins de différents types selon la région et regrouperait un ensemble en allant des bassins avant-arc à arrière-arc en passant par des bassins intra-arc.

Smith & Landis [1995] ont défini trois types de bassin intra-arc :

- les bassins délimités par des volcans ;
- les bassins délimités par des failles ;
- les bassins hybrides qui associent les caractéristiques des deux précédents.

Dans la région de la Turquesa (Fig. III.I.1), soit à 10 km au nord de San Fernando et à 25 km de La Bocana, Fackler-Adams [1997] reconnaît un bassin intra-arc de type hybride.

c Informations bibliographiques sur la Formation Alisitos

Limites de la Formation Alisitos

Limite ouest

À l'ouest, la « *Continental borderland province* » synthétisée par Emery [1960] limite avec l'océan Pacifique la « *Peninsular Range Province* » [Allison, 1964b] contenant dans sa partie ouest la Formation Alisitos. Cette province est constituée par les formations côtières sédimentaires détritiques et volcaniques d'âge paléocène à pléistocène (formations Poway, San Gregorio et Comondù).

Limite est

A l'est, la Formation Alisitos est intrudée par le « *Peninsular Ranges Batholith* ».

Limite sud

La limite sud de l'extension de la Formation Alisitos est la région métamorphisée de Cedros Sierra San Andres, l'arc de Lagunitas et le bassin de Ballemas Magdalena.
La région métamorphisée Cedros Sierra San Andres, située dans la partie centro-occidentale de la péninsule, comprend les îles de San Benito, de Cedros et de Navidad ainsi que de la Sierra San Andres de la péninsule de Vizcaíno. Elle est constituée d'ophiolites du Trias supérieur, de roches volcanosédimentaires du Jurassique au Néocomien et de schistes bleus du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur.
L'arc de Lagunitas est une structure transversale à la péninsule, orientée nord-est/sud-ouest et constituée de roches vertes du Jurassiques supérieur et du Crétacé. Elle est recouverte par la

Formation Rosario puis par un *continuum* entre des argilites à des conglomérats du Paléocène et de l'Eocène de la Formation Poway.
Le bassin de Ballenas Magdalena est comblé par des séries marines du Paléocène et de l'Eocène, allant des argilites aux conglomérats, puis par des roches épiclastiques et des basaltes miocènes de la Formation Comondù puis il se termine par des coulées basaltiques du Pliocène.

Limite nord

La limite nord de la « *Peninsular Range Province* » est constituée par la province des « *Transverse ranges* » [Allison, 1964b] (Fig. III.I.2) qui comporte une grande variété des roches principalement du Mésozoïque supérieur et du Cénozoïque à dominante marines, affectées par une importante tectonique de décrochement est-ouest et des failles et plis transversaux.
Selon Fackler-Adams [1997], la limite nord de la Formation Alisitos est marquée par la zone de faille de Agua Blanca, au-delà de laquelle se développerait la Formation Santiago Peak constituée de roches volcaniques aériennes ; mais Allison [1964a] et Gastil [1975] place la limite Nord de la Formation Alisitos au nord de la zone de faille de Agua Blanca.

Description de la Formation Alisitos

La première mention de roches sédimentaires du Jurassique et Crétacé inférieur dans la péninsule de Basse Californie date de 1910 par [Burckhardt]. Le premier regroupement de ces roches en une formation (Formation San Fernando) a été fait par Beal [1948] dans la région de San Fernando (Fig. I.9). La première mention du nom de Formation Alisitos avec pour localité type le Rancho Alisitos près de Santo Tomas (Fig. I.9) a été faire par Allison [1955].
La Formation Alisitos consiste en une épaisse série — 5000 m voire plus — dominée par des roches pyroclastiques andésitiques mais comportant aussi des basaltes, des andésites, des dacites et de rhyolites, intercalées avec des pyroclastites acides et des roches sédimentaires directement issues de ces pyroclastites. Dans cette formation, quelques épisodes carbonatés peuvent s'intercaler.
Selon Allison [1964a ; 1974] la partie inférieure siliciclastique à grains fins est finement litée. Elle contient des ammonites d'âge aptien et une faune représentative de fond sableux à argileux. Toujours selon Allison [1964a ; 1974], la partie supérieure est principalement constituée de roches pyroclastiques et épiclastiques grossières ainsi que des bancs de carbonates. Les fossiles sont très abondants dans cette partie supérieure et peuvent constituer des récifs à coraux et à rudistes. Une ammonite *Douvilleiceras* (Albien inférieur) a été extraite de couches relativement proches de la localité type [Larsen *et al.*, 1958]. La Formation Alisitos se terminerait par des mudstones laminés non-marins à ostracodes trouvés sur la côte près de Llano de San José au sud de Punta San José (Fig. III.I.1) [Allison, 1964a]. Ces couches ne sont pas datées. Cependant, Allison [1964a] estime que les couches de la Formation Alisitos sont conformes entre elles avec un pendage sud-ouest ; il place ainsi les séries les plus jeunes proches de la côte et les plus anciennes à l'intérieur des terres. Mais la Formation Rosario masque à de nombreux endroits les relations entre les différentes couches de la Formation Alisitos et nous avons trouvé (cf. chapitre troisième §II « Bio- et chimiostratigraphie ») un limite Aptien/Albien près de la

côte dans des couches de direction N020 et de pendage 30°N (Coupe PCO), alors que l'Albien inférieur terminal serait plus à l'intérieur dans des couches de direction N120 et de pendage 80°N (Coupe PCC). Il n'est donc pas certain que les mudstones laminés représentent la fin de la Formation Alisitos.

Des variations latérales des roches volcaniques existent de part et d'autre de la zone de faille de Agua Blanca. Au nord de celle-ci les épanchements volcaniques sont uniquement aériens, alors qu'au sud les coulées se mettent en place dans des séries marines [Allison, 1964a ; Gastil, 1975], ce qui fait dire à Fackler-Adams [1997] que la zone de faille de Agua Blanca sépare la Formation Santiago Peak au nord de la Formation Alisitos au Sud.

Âges

Les âges radiochronologiques donnent 122 Ma à l'extrémité sud de l'affleurement de la Formation Alisitos [Griffith, 1987] et 127 ± 5 Ma à l'extrémité nord de l'affleurement de la Formation Alisitos [Silver, 1969] par la méthode U-Pb sur les roches volcaniques.

Allison *et al.* [1974] trouvent des faunes allant de l'Aptien supérieur à l'Albien moyen dans les calcaires de Punta China.

Ces âges sont concordants avec nos données biostratigraphiques (cf. Chapitre troisième §II « Bio- et chimiostratigraphie »).

2 Sections de Punta China

Les sites de Punta China sont situés à 80 km au sud de la ville d'Ensenada (Fig. III.I.3).

On y accède après une quarantaine de kilomètres de bonne piste depuis l'embranchement avec la route fédérale n°1 qui permet d'atteindre le sud de la péninsule de Basse Californie. Cette piste emprunte une vallée formée sur une des branches de la faille décrochante est-ouest de Agua Blanca. Ces sites se trouvent au sud de cette faille. Près de l'embranchement, la piste recoupe des intrusions granodioritiques, puis les affleurements alternent entre la Formation Alisitos et la Formation Rosario. La piste croise la localité type de la Formation Alisitos : le rancho Alisitos.

Les affleurements de Punta China sont la propriété de la Cimenterie Cemex basée à Ensenada et une autorisation est requise pour y accéder.

Trois principaux affleurements ont été étudiés. Par ordre stratigraphique, ce sont celui de la petite carrière dite à **orbitolines** (PCO), celui de la **pointe** du bord de mer (PCP), et l'ensemble des pistes et fronts de taille ouverts par l'actuelle **carrière** en exploitation (PCC).

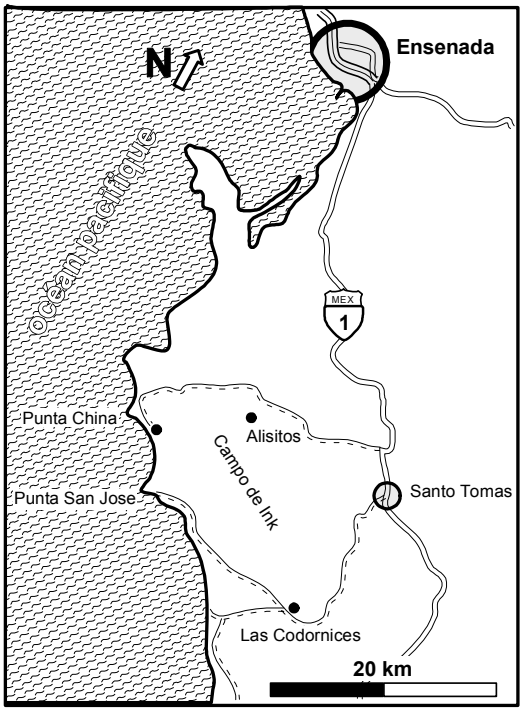
Si la relation géométrique est visible entre les sites PCO et PCP, celle avec le site de la grande carrière est masquée par la Formation Rosario. Ainsi, seule la biostratigraphie permet d'établir une relation entre PCO-PCP et PCC (cf. § Affleurements de la grande carrière : PCC).

a Affleurement de la petite carrière (PCO)

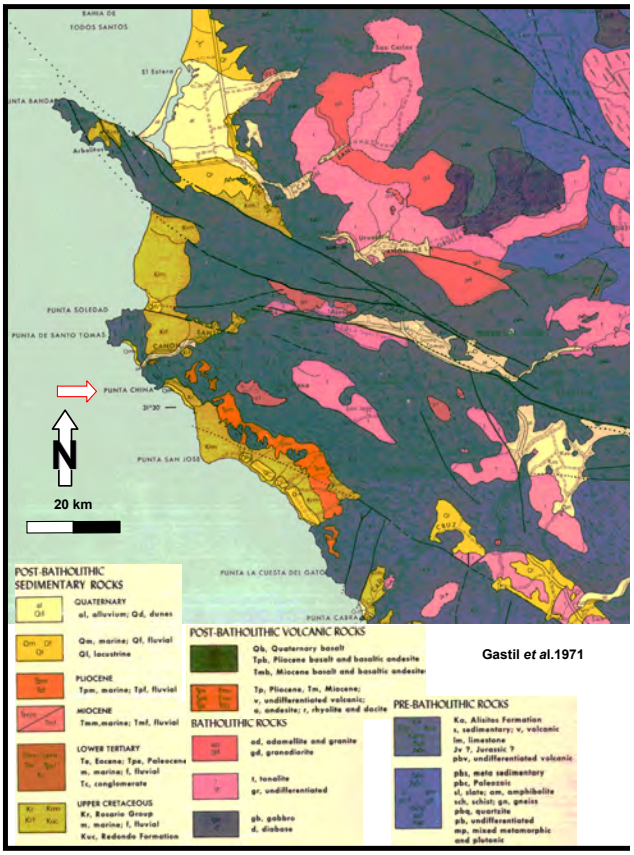
Cette petite carrière dans les carbonates est située derrière les baraquements des ouvriers. Elle présente un front de taille (Fig. III.I.4) regardant au sud, légèrement oblique à la direction des couches. Son bord est, malgré un faisceau de faille verticale, montre la relation avec les

couches volcaniques sus-jacentes de la coupe PCP. Son bord ouest se perd dans les éboulis et la Formation Rosario.

L'ensemble de la coupe s'étend sur une trentaine de mètres (Fig. III.I.5a). La base de la série est visible sur la partie ouest de la carrière au niveau du troisième palier. Les premières couches



Localisation de Punta China



Carte géologique des environs de Punta China

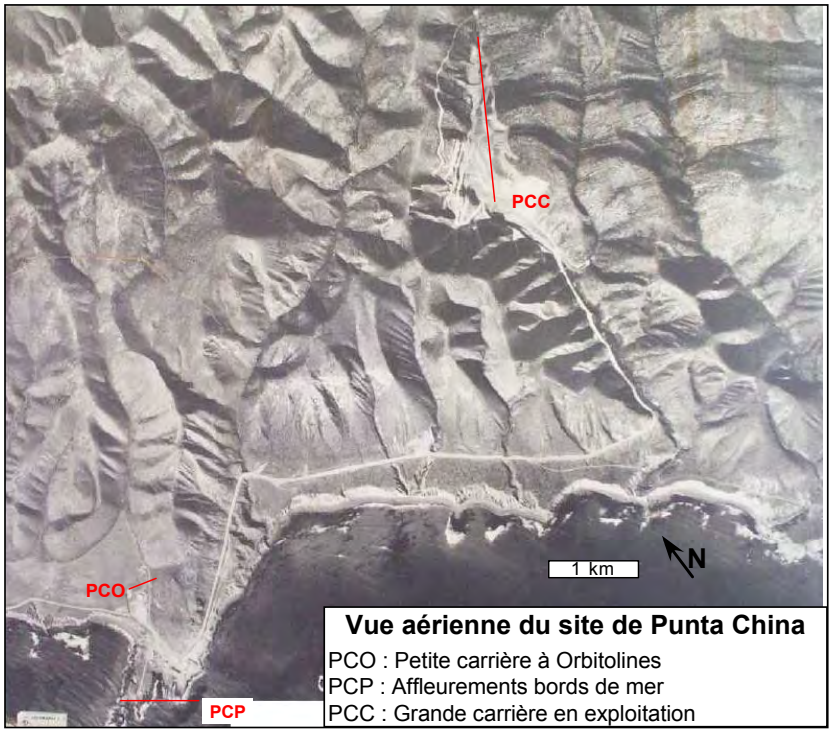


Figure III.I.3 – Localisation des coupes de Punta China

sont des roches détritiques d'origine volcanique remaniant des orbitolines, des rudistes et des nérinées sur 1,5 m. On observe ensuite 2 m partiellement couverts de bancs carbonatés à rudistes (*Coalcomana ramosa et Caprinuloidea costata*) suivis par des marnes sableuses contenant des orbitolines (*Mesorbitolina pervia*).

La suite de la coupe est masquée par des éboulis sur plusieurs mètres. Elle reprend sur le deuxième palier au centre, où se développe de manière continue 7 m de bancs vraiment carbonatés. Ce sont des calcaires à rudistes (Requienidae et Caprinidae : *Coalcomana ramosa*

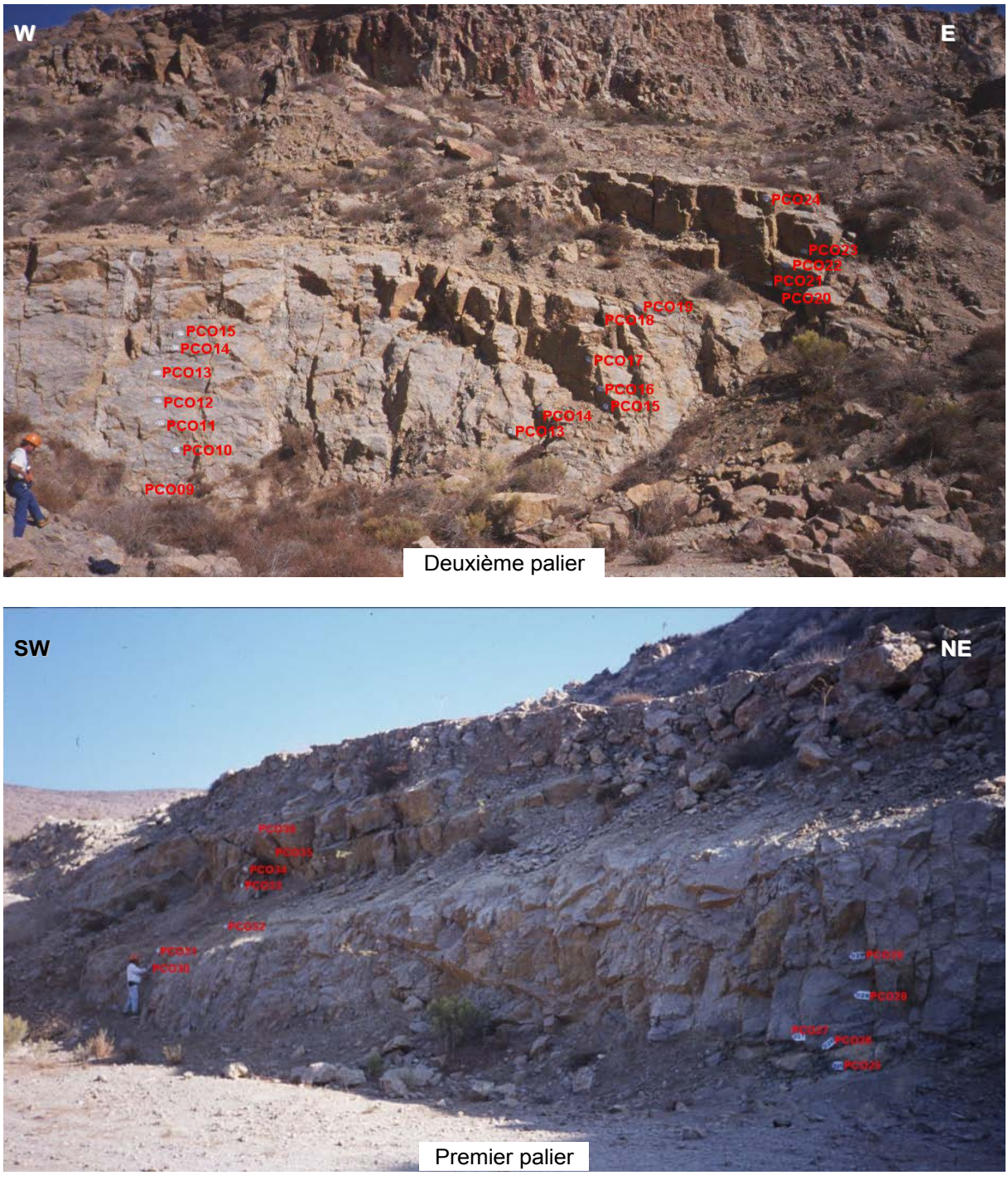


Figure III.I.4 – Affleurements de la petite carrière à Orbitolines (PCO), BC

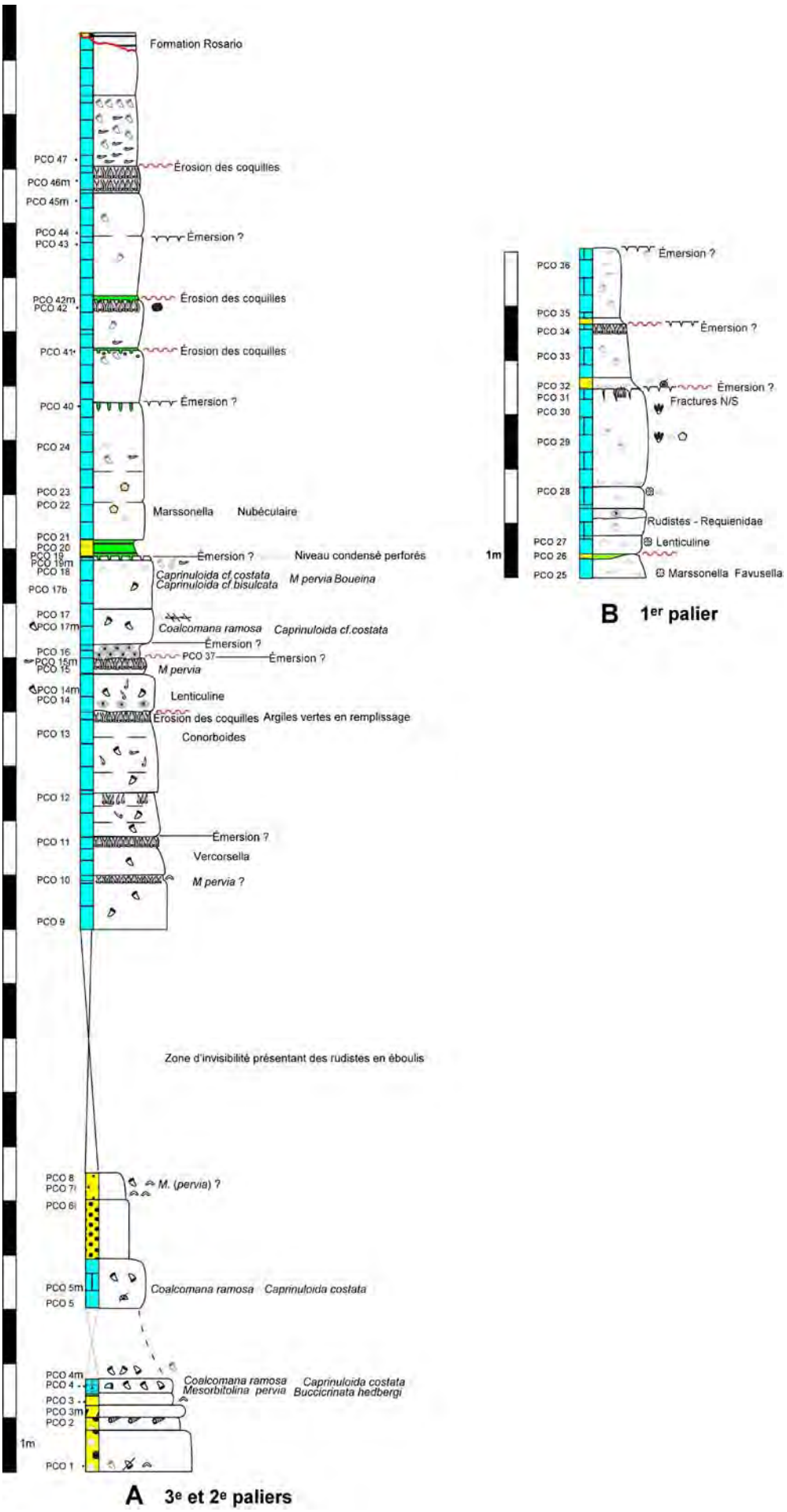


Figure III.I.5 - Coupe de la petite carrière à Orbitolines (PCO), Punta China BC

et Caprinuloidea costata), à chondrodontes et à orbitolines (*Mesorbitolina pervia*). On observe une récurrence des successions suivantes : localement des accumulations à oncoïdes suivies par le développement de rudistes (Caprinidae puis Requienidae) et terminée par des bioconstructions à Chondrodontes dont le sommet est érodé. Le sommet du deuxième palier est marqué par un niveau perforé montrant une condensation de faune.
La coupe se poursuit sur le bord est de la carrière par 10 m de successions métriques de calcaires à rudistes et chondrodontes montrant toutes une émersion voire une fracturation de leur sommet dont les vides sont parfois remplis par un sédiment d'origine volcanique vert très fin.
Le sommet de la carrière montre une discordance importante avec les conglomérats sus-jacents de la Formation Rosario. Mais l'on remarque plus à l'est après des éboulis que la série Alisitos se poursuit par des dépôts volcaniques, lesquels sont la base de la coupe suivante (PCP).
La partie située au dessus du niveau condensé a été à nouveau levée dans le premier palier de la carrière (Fig. III.I.5b).

b Affleurement du bord de mer (PCP)

La coupe est située le long du littoral depuis le quai de chargement du matériel concassé provenant de la carrière, jusqu'à la disparition de l'affleurement en mer, soit une visibilité sur environ une centaine de mètres (Fig. III.I.6).
La coupe se compose de huit ensembles (Fig. III.I.7) allant des roches volcaniques aux carbonates de plate-forme en passant par des grès d'origines volcaniques.
Le premier ensemble débute après des brèches volcaniques intermédiaires entre la coupe précédente (PCO) et celle-ci (PCP).
Le premier ensemble est constitué par des bancs métriques de bioconstructions carbonatées et d'accumulations mécaniques de rudistes et de chondrodontes dans un matériel de brèche volcanique.
Le **second ensemble** comporte une vingtaine de mètres de brèche volcanique. Les clastes sont d'origine volcanique ou hypovolcanique. Seul un court intervalle de 2 m montre du matériel sédimentaire d'origine volcanique contenant des bioturbations et de nombreux fossiles comme des nérinées et des rudistes. Dans les 3 m de brèches du sommet de cette unité, le matériel est très hétérogène contenant des bombes volcaniques et des fragments de roches hypovolcaniques et de schistes remontés par l'éruption.
Le **troisième ensemble** est une bioconstruction principalement à rudistes de 3 m d'épaisseur. Il débute par des chondrodontes horizontaux, puis très vite les rudistes Caprinidae (*Coalcomana perfecta*) deviennent dominants voire exclusifs ; seul un niveau décimétrique à coraux branchus, et l'apparition de rudistes Polyconitidae et dechondrodontes verticaux vers le sommet interrompe cette dominance des Caprinidae.
Dans le **quatrième ensemble** sur au-moins 10 m, on observe une série sédimentaire à matériel volcanique montrant des litages plans obliques formant des dunes hydrauliques, métriques (Fig. III.I.6). La granulométrie plutôt grossière présente des granoclassements normaux. Le matériel bréchique à conglomératique comporte de nombreux fossiles comme des nérinées, des huîtres, des rudistes remaniés et des oncoïdes. Dans cet ensemble se développe une

bioconstruction décimétrique à chondrodontes débutant par des formes horizontales sur lesquelles croissent des formes verticales. On observe aussi des chenaux métriques s'incisant dans le matériel sédimentaire et remplis par des accumulations de nérinées.

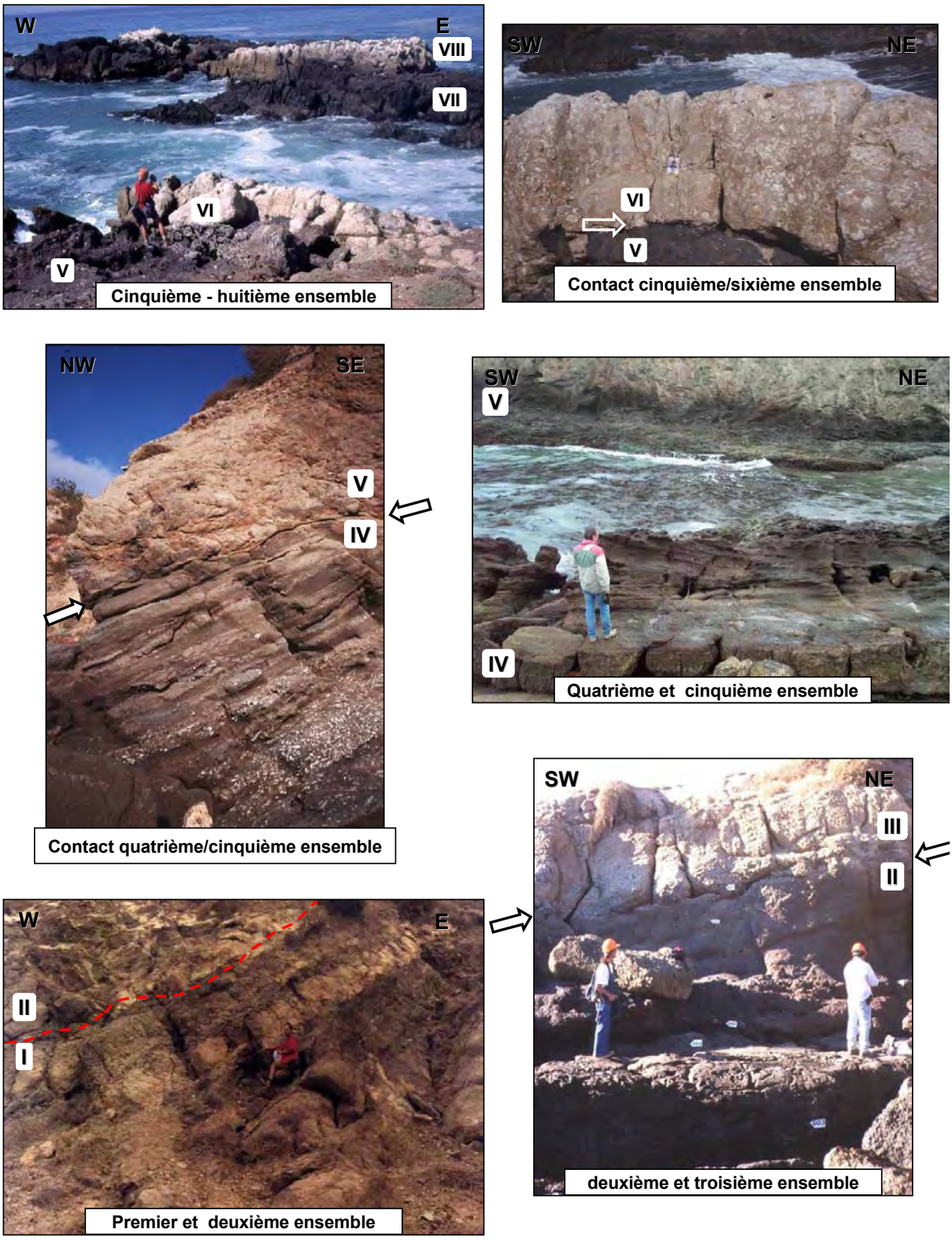


Figure III.I.6 – Affleurements du bord de mer (PCP), Basse Californie

Le **cinquième ensemble**, érosif sur le précédent, est une coulée de lave à sa base bréchique puis très massive qui dépasse 25 m d'épaisseur. Son sommet est également bréchique et très fracturés ; les fissures sont remplies par du sable carbonaté. Cette coulée semble séparée en deux parties.

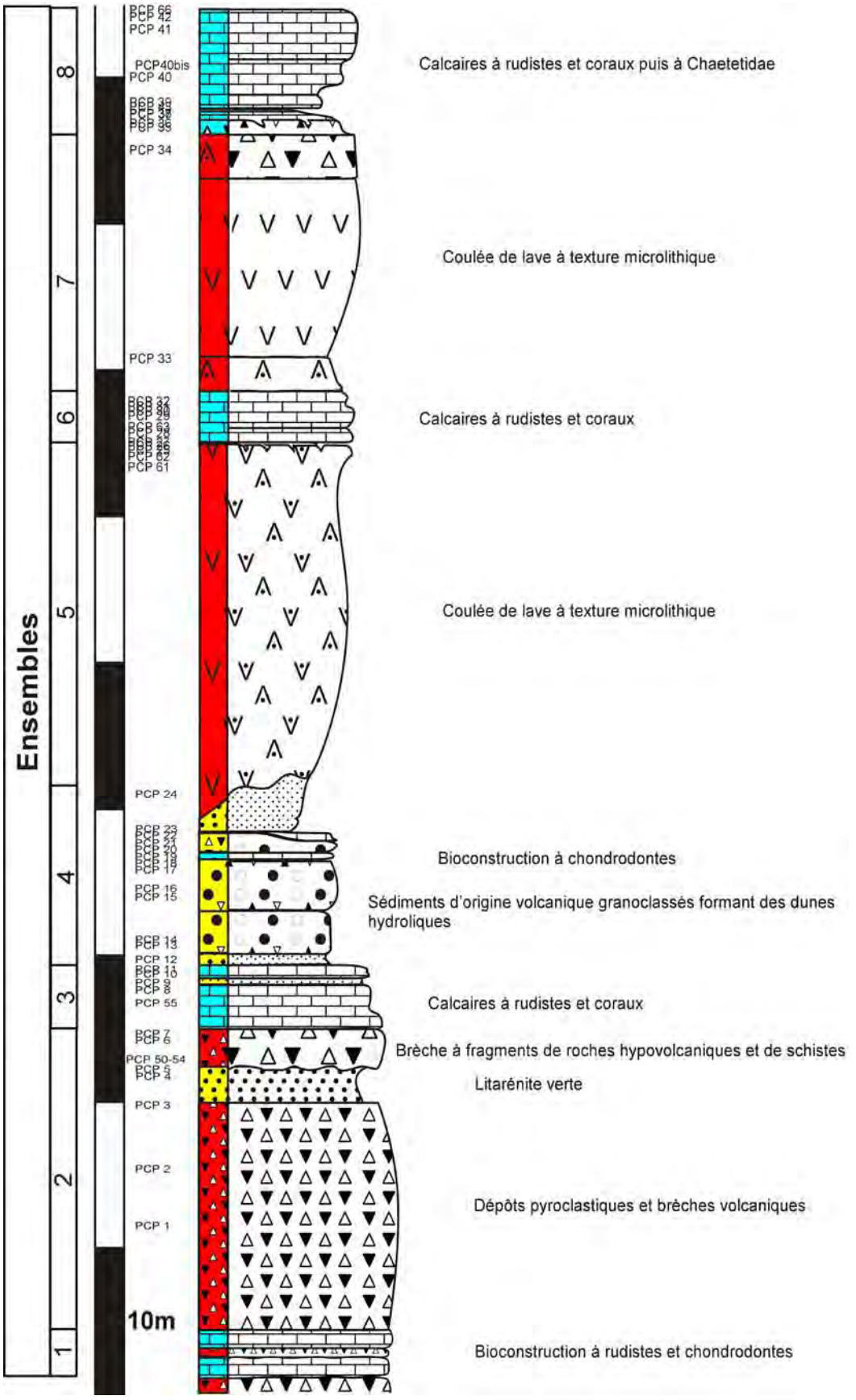


Figure III.I.7 - Coupe du bord de mer (PCP), Punta China Basse Californie

Le **sixième ensemble** correspond à une construction à rudistes Caprinidae (*Coalcomana perfecta*) et à coraux sur environ 3 m. Il présente la même évolution que la construction précédente. A savoir un début marqué par les chondrodontes horizontaux, puis la dominance des rudistes interrompue par un niveau à coraux branchus. Le sommet montre des évidences d'émersion.

Le **septième ensemble** est une coulée volcanique d'une quinzaine de mètres dont la base et le sommet sont bréchiques.

Le **huitième ensemble** (soit le quatrième et dernier banc carbonaté) correspond également à une construction à rudistes et coraux. Son épaisseur dépasse les 10 m et l'on observe l'apparition d'éponges calcaires (Chaetetidae) vers le sommet. Sa base se fait aussi par une brèche calcaire de transition. On peut noter une spécificité : c'est la présence d'un niveau de cendre dans le premier mètre interrompant la sédimentation carbonatée, mais très vite l'environnement redevient favorable aux coraux dont on voit l'apparition un mètre plus haut.

c Affleurements de la coupe de la grande carrière (PCC)

Le troisième site de Punta China est un ensemble d'affleurements répartis le long des pistes et des fronts de taille de la grande carrière en exploitation.

Quatre unités principales (Fig. III.I.8, Fig. III.I.9) se distinguent dans la coupe de la grande carrière :

- la Série Volcanoclastique Inférieure (VC1) qui inclut les Lutites Inférieures, le Banc Inférieur à Chondrodontes ;
- l'Unité Calcaire Inférieure (UC1) ;
- la Série Volcanoclastique Supérieur (VC2) incluant les Lutites Supérieures, le Banc Supérieur à Chondrodontes ;
- l'Unité Calcaire Supérieure (UC2).

Ces unités sont recouvertes en discordance par la Formation Rosario.

Série Volcanoclastique Inférieure (VC1)

Sa base est masquée, on ne peut voir à l'affleurement que 300 m de séries. Cette partie montre une grande diversité de roches d'origine volcanique ou carbonatée. Un **premier ensemble** (Fig. III.I.10A) de 40 m de roches épiclastiques avec du matériel principalement d'origine volcanique dans une matrice argileuse, parfois carbonatée, contenant des débris de végétaux et de fossiles marins est parfois recoupé par quelques sills volcaniques stratiformes. La base de cet ensemble renferme des fossiles comme des bivalves, des ostracodes, des serpules, des gastéropodes et quelques foraminifères benthiques. Trois bancs plus carbonatés contiennent de nombreux bioclastes fragmentés. Une ammonite (*Douvilleiceras* cf. *mammillatum*), donnant un âge albien inférieur terminal, a été trouvée dans cet ensemble.

Après le troisième banc carbonaté, un **second ensemble** (Fig. III.I.10A) de 30 m est constitué de grès volcaniques fins et de siltstones, et contient des lenticulines, des Roveacrinidae et des radiolaires.

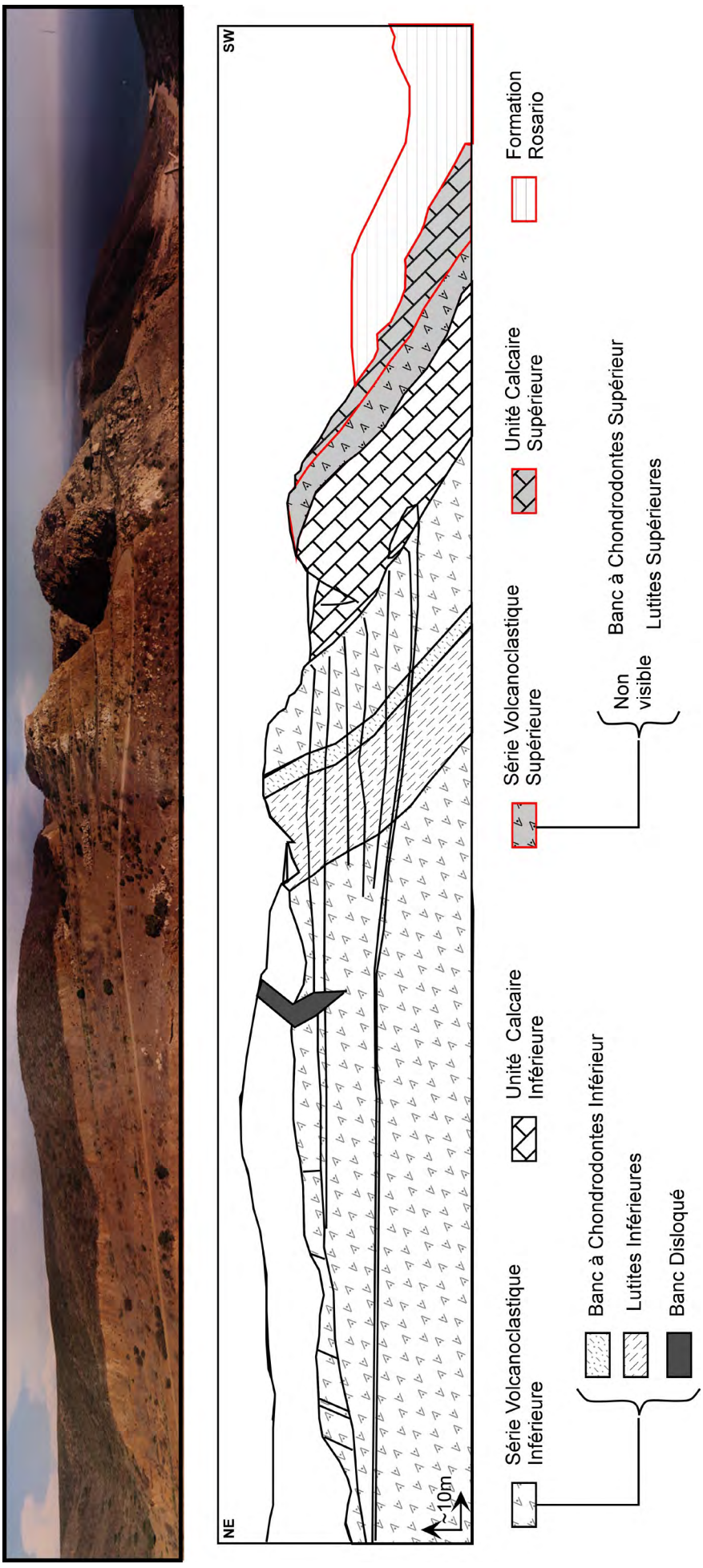


Figure III.I.8 - Affleurements de la grande carrière (PCC), Punta China Basse Californie

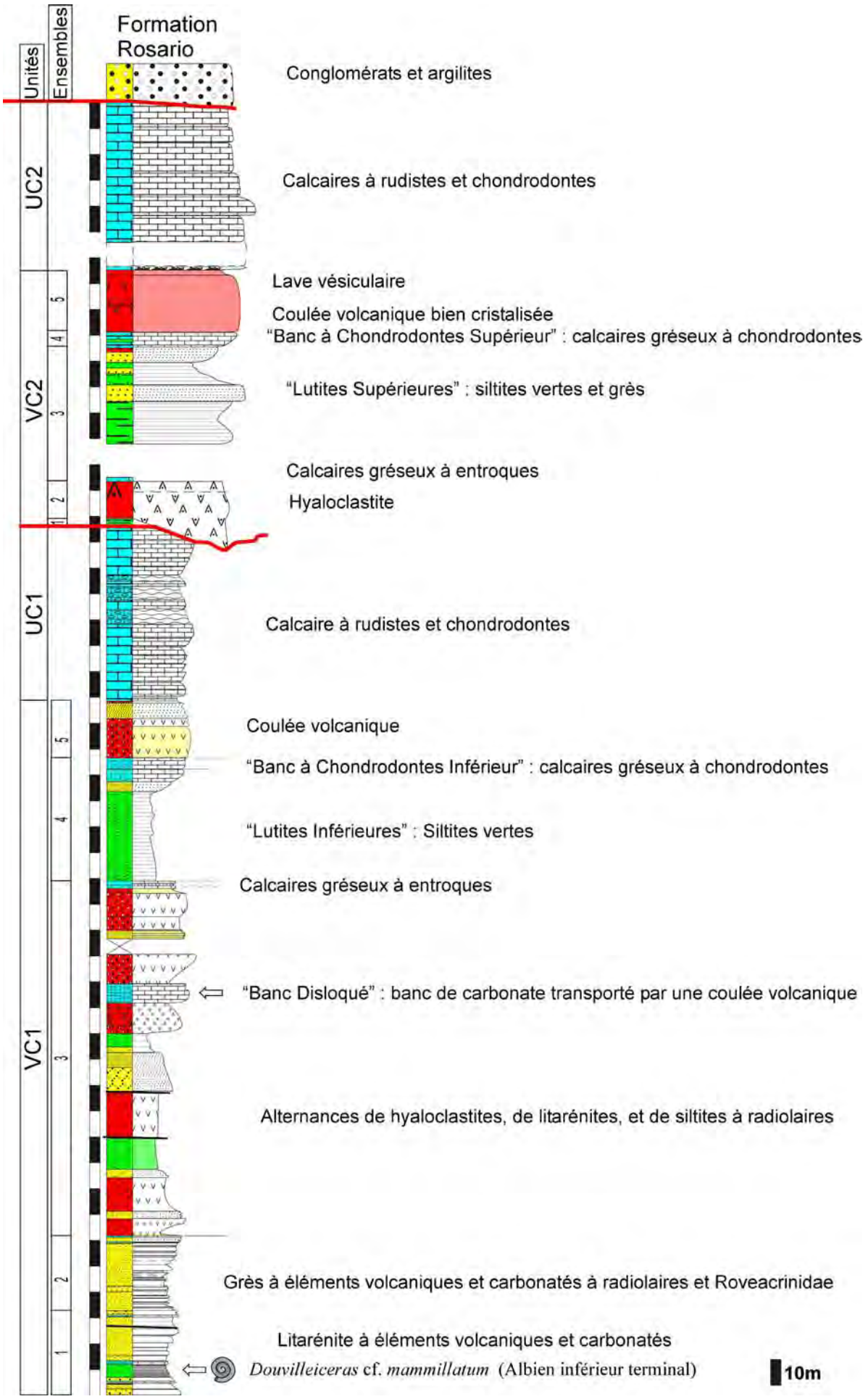


Figure III.I.9 - Coupe synthétique de la grande carrière (PCC), Punta China BC

Un **troisième ensemble** (Fig. III.I.10B) de 140 m comporte 6 niveaux des roches volcaniques métriques à décamétriques, alternant avec 5 niveaux de sédiments et leurs faunes se déposant entre ces événements volcaniques. Cet ensemble montre un important épisode volcanique. À sa base, on observe une brèche volcanique incluant des fragments de grès fins laminés, métamorphisés et déformés, de lave étirée, et de carbonates de plate-forme (coraux) emballés dans du matériel pyroclastique. Ensuite, apparaît un banc de calcaires à rudistes sans véritable continuité latérale qui semble avoir été disloqué et transporté par la coulée sous-jacente (Fig. III.I.10C). Le sommet de ce « Banc Disloqué » est couvert par une croûte de cendres volcaniques. Ce troisième ensemble, comportant cet événement volcanique, se termine par des grès à matériel volcanique surmontés par deux bancs décimétriques carbonatés riches en matériel volcaniques et renfermant des faunes de rebord de plate-forme.
Un **quatrième ensemble** d'une quarantaine de mètres — les Lutites Inférieures — est dominé par une sédimentation silto-argileuse bien rythmée, riche en débris de végétaux et dont parfois la matrice peut être partiellement carbonatée. Les fossiles sont très rares ; seuls quelques oursins fouisseurs et gastéropodes à tests très minces, et quelques arthropodes sont présents. Le sommet de ces Lutites (Fig. III.I.10D) s'appauvrit en matrice, les grains deviennent plus ronds puis plus grossiers pour donner des grès à litages plans. Des accumulations de nérinées et des constructions à chondrodontes se développent dans ces grès.
Le **cinquième ensemble** décamétrique — Banc Inférieur à Chondrodontes — est une succession de bioconstructions à chondrodontes dont les sommets présentent des évidences d'émersion (Fig. III.I.10E) formant un ensemble de calcaires gréseux.
Cet ensemble est recouvert par une coulée basaltique aérienne et du matériel pyroclastique (**ensemble 6**) sur une vingtaine de mètres dont le sommet présente localement un paléosol (Fig. III.I.10F).
L'unité suivante est l'Unité Calcaire Inférieure (UC1).

Unité Calcaire Inférieure (UC1)

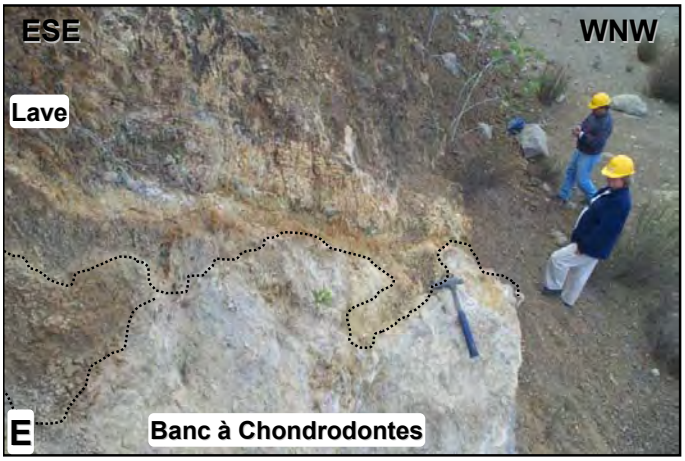
D'une épaisseur d'environ 60 m, elle débute par des accumulations d'éléments remaniés dans des sables carbonatés, puis elle est constituée par des successions de bancs à chondrodontes, puis par des alternances de bancs à chondrodontes et à rudistes. Elle présente ensuite des successions de bancs à chondrodontes, à rudistes et à calcaires noduleux à gros gastéropodes (*Lunatia* ? *praegrandis*), et se termine par un retour des calcaires massifs à rudistes.
Le sommet de cette unité calcaire est profondément karstifié (Fig. III.I.10G) et les cavités sont remplies d'argiles vertes et rouges. L'érosion à cette époque a pu faire disparaître la quasi-totalité de l'UC1 (cf. § IV.C « Géométrie des corps sédimentaires en Basse Californie géométrie »).

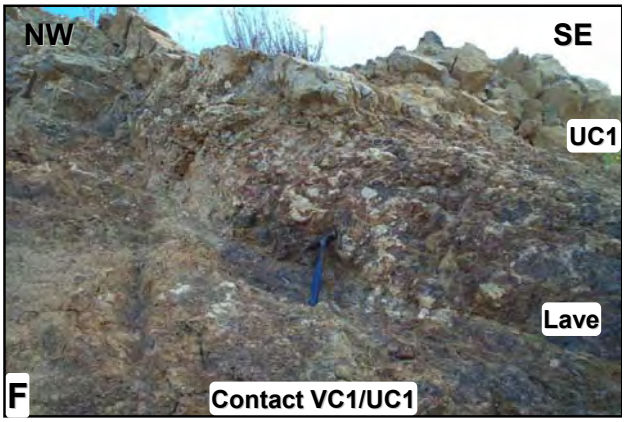
Série Volcanoclastique Supérieure (VC2) (Fig. III.I.10H)

Le **premier ensemble** de cette unité débute sur une forte discordance angulaire. Les premiers mètres de cette série sont très perturbés par la tectonique ; on observe un mélange d'argilites déformées et de fragments de calcaires. Les quinze mètres suivants formant le **deuxième ensemble** sont constitués de matériel hyaloclastique plus grossier mais argileux à la base et









Ensembles 3 et 4 de l'unité VC1





Ensembles 3 et 4 de l'unité VC1





Figure III.I.10 – Affleurements de la grande carrière (PCC), Punta China BC

plus fin mais plus granulaire au sommet montrant l'apparition d'un litage plan. Le sommet de ces premiers mètres est couvert par une couche de quelques dizaines de centimètres de ponce et de cristaux de roches volcaniques dans une matrice argileuse.

Viennent ensuite des bancs de calcaires gréseux très riches en fragments d'échinoderme constituant la base du **troisième ensemble**. Celui-ci se poursuit après une zone couverte, par une trentaine de mètres d'alternances de silts argileux et de sables argileux très fins plus ou moins carbonatés et riches en fragments ligneux. Ce sont les Lutites Supérieures. Le sommet de cet ensemble passe progressivement à des grès plus grossiers dont le ciment devient plus carbonaté. Un intervalle de siltites montre des déformations de type *slumps* et se termine par le **quatrième ensemble**, de 8 m environ, qui est appelé Banc Supérieur à Chondrodontes. Cet ensemble commence par des grès à accumulation de tests de nérinées entrecoupés de matériel volcanique. Au-dessus s'installent progressivement des colonies à chondrodontes érigés, terminées par des surfaces d'émersion. De fins niveaux volcaniques interrompent ces bioconstructions, qui se développent à nouveau montrant des successions de niveaux à chondrodontes horizontaux puis érigés dont le sommet est émergeant. On peut également observer l'apparition de calcaires noduleux péloïdaux riches en faune et flore.

Cet ensemble carbonaté est interrompu par une coulée d'une dizaine de mètres de lave microlithique à texture fluidale bien cristallisée contenant des phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine altérés formant le **cinquième ensemble**. Cette coulée d'environ 10 m se termine par un paléosol recouvert par environ 10 m des sédiments d'origine volcanique. Les derniers mètres de cet ensemble volcanoclastique sont représentés par une lave vésiculaire.

Unité Calcaire Supérieure (UC2)

Sur la lave vésiculaire se développe l'UC2. Elle débute par des séquences inframétriques à chondrodontes analogues à celles observées à la base de L'UC1. Là aussi, le sommet de ces colonies émerge. Au-dessus, on observe sur une quinzaine de mètres la même succession de séquences métriques puis plurimétriques à chondrodontes et rudistes que celle qui a été observée pour la première unité carbonatée. Cependant, les séquences les plus épaisses peuvent, cette fois-ci, renfermer des coraux.

Le sommet de cette unité est fortement érodé et karstifié, puis scellé par le dépôt très discordant de la Formation Rosario.

3 Autres sections

a Rancho Las Codornices : RCR

Le rancho Las Codornices est situé à 25 km à l'est-sud-est des carrières de Punta China (Fig. III.I.3). On y accède par une piste relativement en bon état depuis le village de Santo Tomas en prenant la direction de Punta Cabras. L'affleurement est situé sur une colline à l'est du carrefour entre les pistes allant à Punta Cabras et Punta San José. On observe (Fig. III.I.11) trois événements carbonatés discontinus intercalés dans des sédiments d'origine volcanique et du matériel pyroclastique ou hyaloclastique.

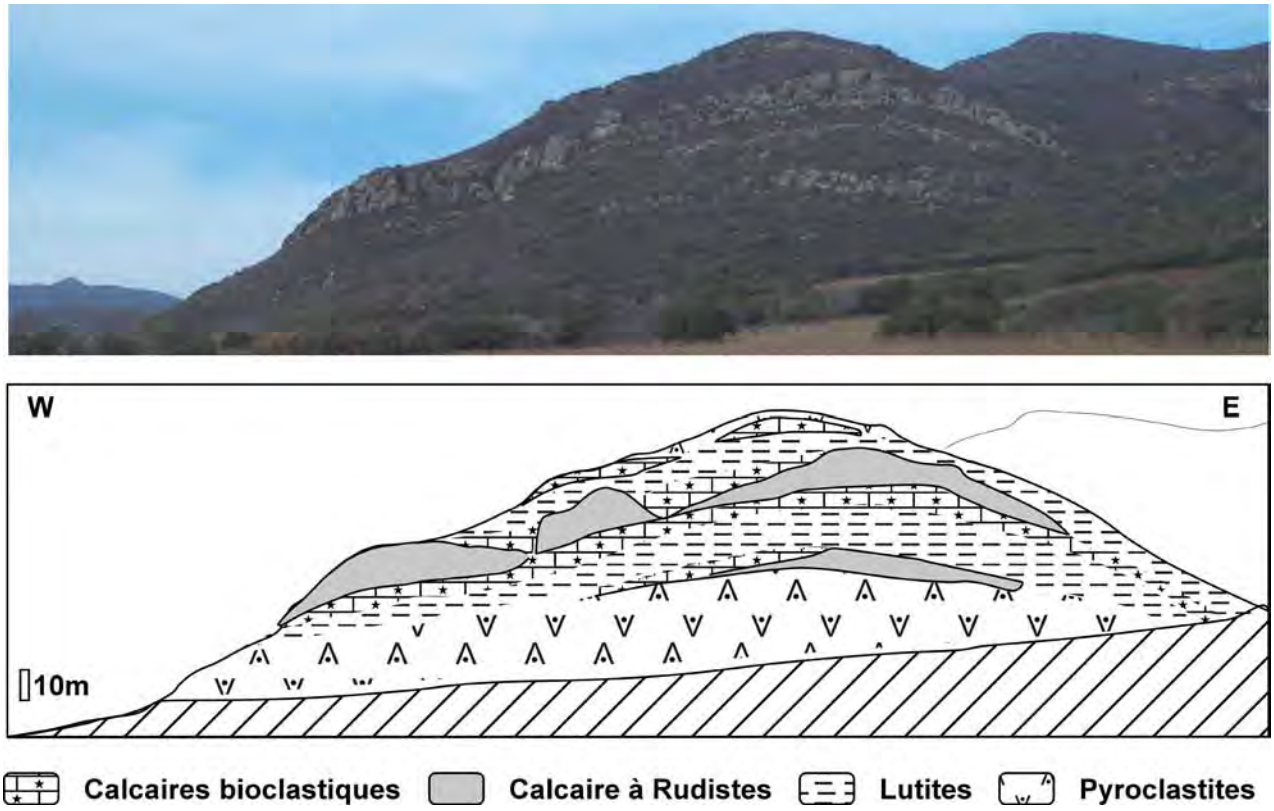


Figure III.I.11 - Affleurements du site du rancho Las Codornices (RCR), Basse Californie

La direction des couches est N110 et leur pendage de 35°à 40°N.

L'étude de ce site révèle la présence de bioconstructions à rudistes discontinues se perdant latéralement dans des calcaires noduleux bioclastiques plus ou moins fins puis dans des roches détritiques d'origine volcanique.

La série est la suivante. Après une vingtaine de mètres de roches volcaniques révélées par des affleurements entre les éboulis, commence le corps carbonaté basal. La transition est masquée par les éboulis de pente. Ce corps d'une épaisseur totale de 2 à 3 mètres comporte des rudistes Caprinidae peu évolués (*Coalcomana ramosa* ?) à sa base, surmontés par des calcaires noduleux plus argileux à rudistes, rodolithes et radioles de *Pseudocidaris* puis terminés par des calcaires à Caprinidae et rodolithes.

La suite de la coupe est plus ou moins couverte par la végétation sur 20 à 30 m, mais laisse entrevoir localement des sédiments silteux verdâtres rappelant les Lutites de Punta China.

Le sommet de ces niveaux couverts, sous la deuxième falaise carbonatée est représenté par des calcaires gréseux jaunâtres à petites huîtres, colonies de serpules et oursins *Epiaster*.

La présence d'oursins *Epiaster* traduit un environnement probablement plus ouvert et plus externe que dans les coupes de Punta China.

Ces calcaires gréseux deviennent de plus en plus carbonatés et massifs dans les zones formant des bioconstructions à rudistes Caprinidae, mais restent détritiques, et conservent des traces de bioturbations entre les colonies à rudistes. Le sommet des bancs à rudistes contient des chondrodontes horizontaux. Une deuxième succession de calcaires noduleux puis de bancs à rudistes se développe dans ce corps intermédiaire d'une dizaine de mètres de haut. Cette

deuxième barre calcaire est couverte par des sédiments fins du type Lutites puis par du matériel pyroclastique sur environ 20 m.

Après une zone couverte, on observe le troisième corps carbonaté de trois à quatre mètres de haut presque exclusivement composé de calcaires bioclastiques. La suite de la série est représentée par du matériel volcanique sur plusieurs dizaines de mètres interrompu seulement par un niveau métrique de calcaires bioclastiques. La fin de la série se perd dans la végétation au contact d'un pluton granodioritique.

b Sites au sud d'El Rosario

Trois sites ont été visités dans la partie centrale de la Basse Californie du Nord, au sud de la ville d'El Rosario (Fig. III.I.12). Ces affleurements sont cités par Almazán Vázquez [1983; 1984; 1988b] et sont situés dans la région où les roches de la future Formation Alisitos ont été décrites pour la première fois (Formation San Fernando [Beal, 1948]).

Le site de Los Torotes se situe au nord-ouest de la piste de direction nord allant au rancho Los Torotes depuis le kilomètre 120 (El Progresso) de la route fédérale n°1. Malgré de bonnes conditions d'affleurement, cette section n'a pas été étudiée plus en détail que la coupe de la figure III.I.13 en raison du trop fort métamorphisme dû à la proximité d'un massif granodioritique tertiaire situé à 5 km au nord.

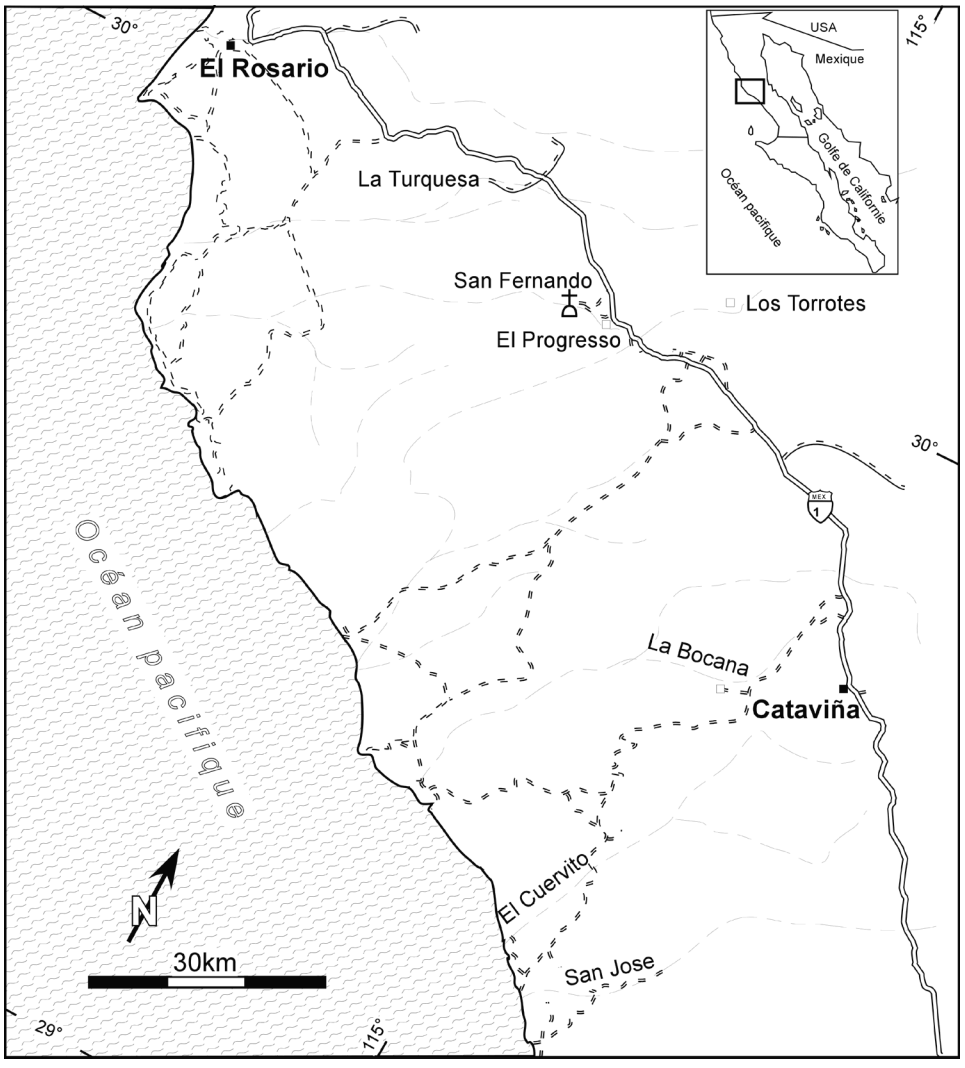


Figure III.I.12 - Localisation des sites au sud de El Rosario, BC

De même, les sites de La Bocana et San José montrent d'excellentes conditions d'affleurement, mais leur accessibilité est délicate, (ils nécessitent des heures de mauvaises pistes depuis la route principale, seul lieu de résidence possible).

La Bocana présente des bancs calcaires en lentilles dans du matériel volcanique soit épiclastiques, soit extrusifs (Fig. III.I.14).

San José ne montre que des alternances de matériels pyroclastiques et volcanosédimentaires



Figure III.I.13a - Vue en direction du nord depuis le rancho Los Torrotes, Basse Californie

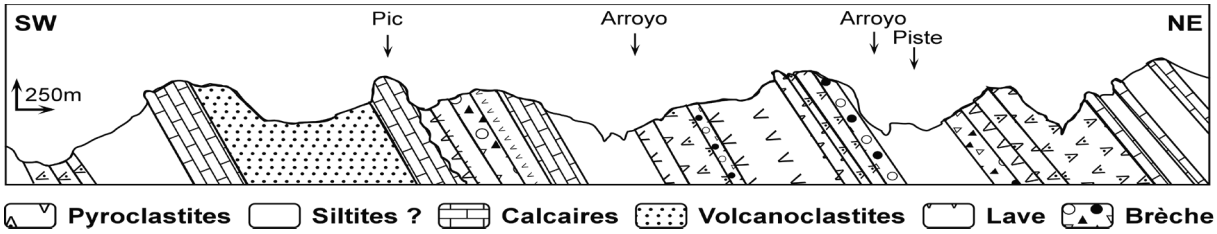


Figure III.I.13b - Coupe simplifiée du rancho Los Torrotes

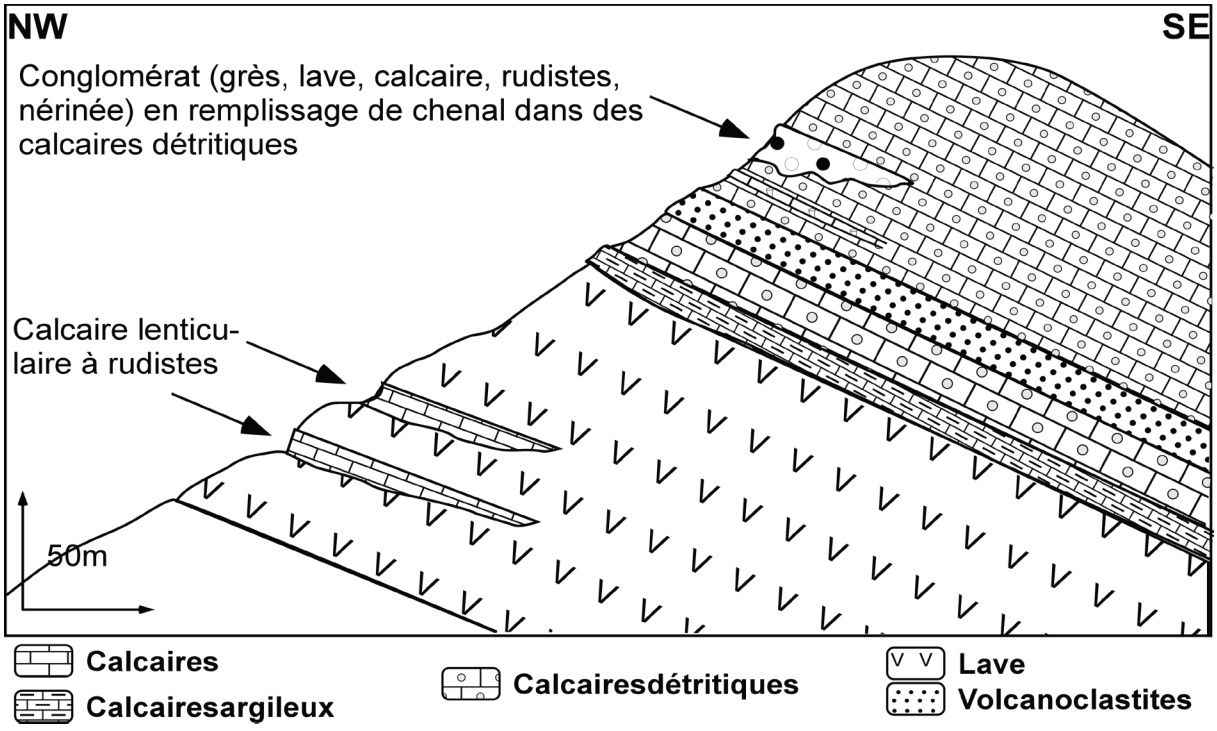


Figure III.I.14 - Affleurement partiel de la Formation Alisitos dans la région de La Bocana, Basse Californie

B Séries de l'état de Jalisco et du Michoacán

1 Présentation des séries

a Cadre géographique

Les études réalisées dans les deux états de Jalisco et du Michoacán seront présentées ensemble en raison de leur proximité géographique. Situés au centre de la côte ouest du Mexique, les deux sites dans l'état de Jalisco (Tecolotlán et Chiquilistlán) sont séparés de 200 km du site dans l'état du Michoacán (San Juan de Alima). La ville de Colima se situe sensiblement à mi-distance entre les deux régions selon une direction nord-sud (Fig. III.I.15).

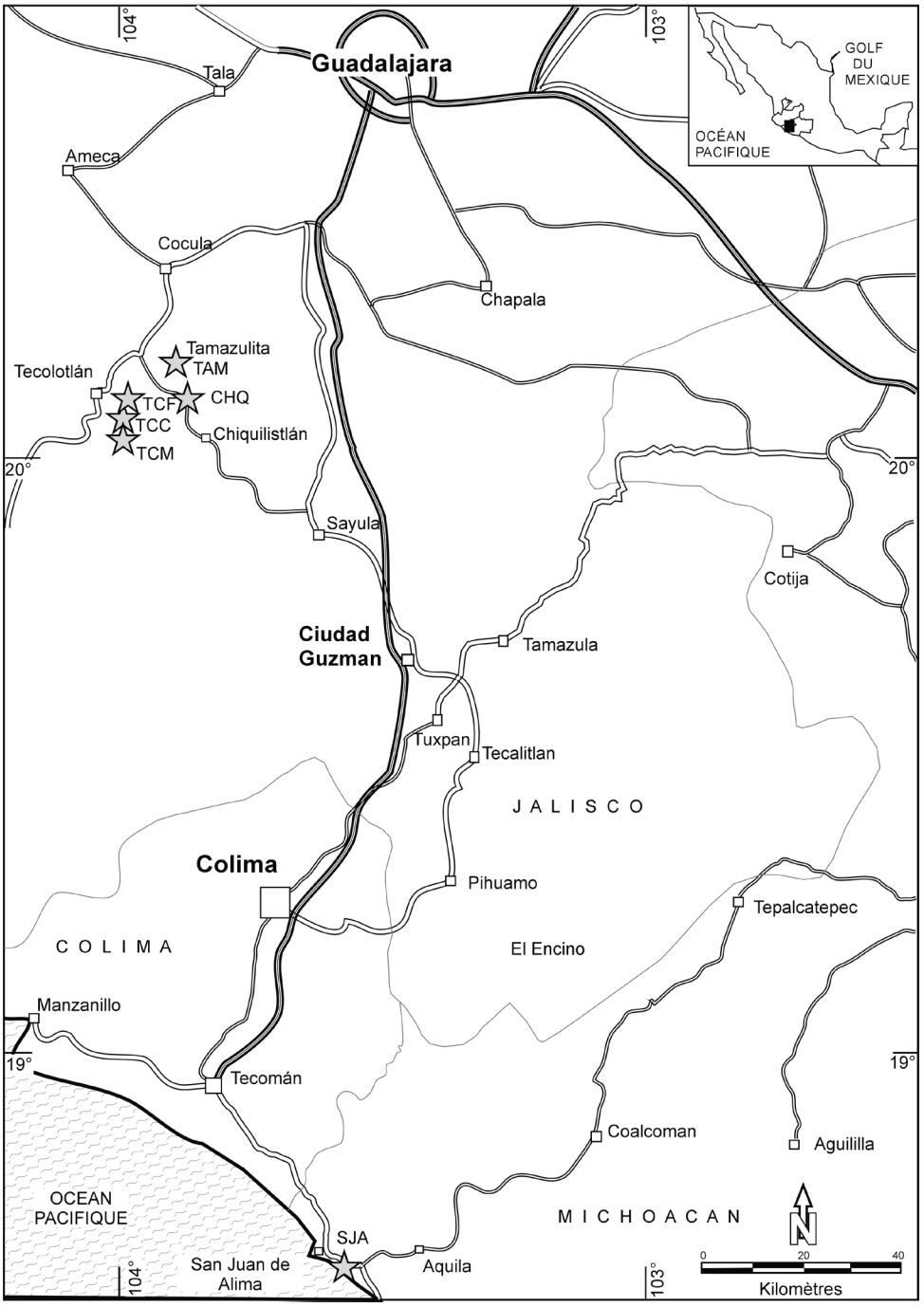


Figure III.I.15 - Localisation des sites étudiés dans les états de Jalisco et du Michoacán

b Cadre géologique

Selon la carte géologique (Fig. III.I.16), la région est constituée par des calcaires du Crétacé inférieur, des grès et des lutites du Crétacé supérieur et des plutons granodioritiques d'âge crétacé indifférencié. Ces séries mésozoïques affleurant sporadiquement sont recouvertes par d'immenses épanchements de roches volcaniques tertiaires.

Ainsi le Terrane Guerrero est constitué par les affleurements crétacés auxquels il faut ajouter une partie des roches volcaniques dites tertiaires représentant les parties volcaniques du terrane souvent confondues avec le volcanisme tertiaire.

L'âge crétacé supérieur des grès et des lutites est douteux. Il existe deux niveaux pouvant être rattachés à ces grès et lutites à la base et au sommet de la coupe de Chiquilitlán. La base referme des ammonites du Berriasien et du Valanginien (*Berriasella* sp. juv. et *Tirnovella* sp. - puis *Kilianella* sp., *Olcostephanus* sp. et *Neocomites* sp. ; déterminations J.-L. Bulot, U. de Provence). Le sommet est daté de l'Albien par la récolte de gastéropodes suivants : *Nerinea* sp.; *Nerinea* (*Aptyxiella*) *supracostata*; *Acteonella* sp.; *Gymnemtome (Gymnemtome) zebra*; *Neritoma* sp. ; *Nerinea pseudoconvexa*; déterminations B.Buitrón, UNAM). Il n'existerait donc pas de crétacé supérieur sédimentaire dans la région.

Le Tertiaire bien que dominé par le volcanisme voit aussi le développement de roches sédimentaires dans des grabens comme celui de Tecolotlán Juchitlan. Celui-ci est rempli par des sédiments détritiques fluviatiles du Miocène supérieur à actuel interrompus par de rares niveaux de cendres volcaniques ou de calcaires lacustres, le tout ayant fourni des vertébrés et notamment des mammifères très bien conservés [Kowallis *et al.*, 1998].

Nature de l'arc volcanique

Les séries de San Juan de Alima (Michoacán) appartiennent au même groupe que la Formation Alisitos en ce qui concerne ses caractéristiques pétrochimiques, c'est-à-dire d'affinité continentale contrairement au reste du Terrane Guerrero [Lapierre *et al.*, 1992b; Freydier, 1995]. Par contre, pour les séries de Tecolotlán et Chiquilistlán, bien que ces sites leur soient connus, ces auteurs ne mentionnent pas d'appartenance au domaine continental ou océanique, mais la figure II-2 p. 23 de Freydier [1995] montre la proximité d'un figuré (région de Tecomán) attribuant une nature océanique au soubassement de l'arc. Ceci serait appuyé par la présence de radiolarites attribuées au Barrémien (J. Martínez, com. pers.) à Tamazulita, sur la route entre Tecolotlán et Chiquilistlán. Toutefois, est-il il vraiment pertinent d'associer Tecomán et Tecolotlán Chiquilistlán séparés de 140 km, quand Tecoman et San Juan de Alima ne sont séparés que de 40 km et que la nature du soubassement de l'arc change entre les deux localités ?

Une étude pétrochimique du matériel volcanique de la région Tecolotlán et Chiquilistlán permettrait peut-être d'y répondre.

c Cadre stratigraphique

Dans les années 1970-1980, Petróleos Mexicanos a promu de nombreux travaux de géologie de reconnaissance et de stratigraphie dans la région située au carrefour des états de Jalisco,

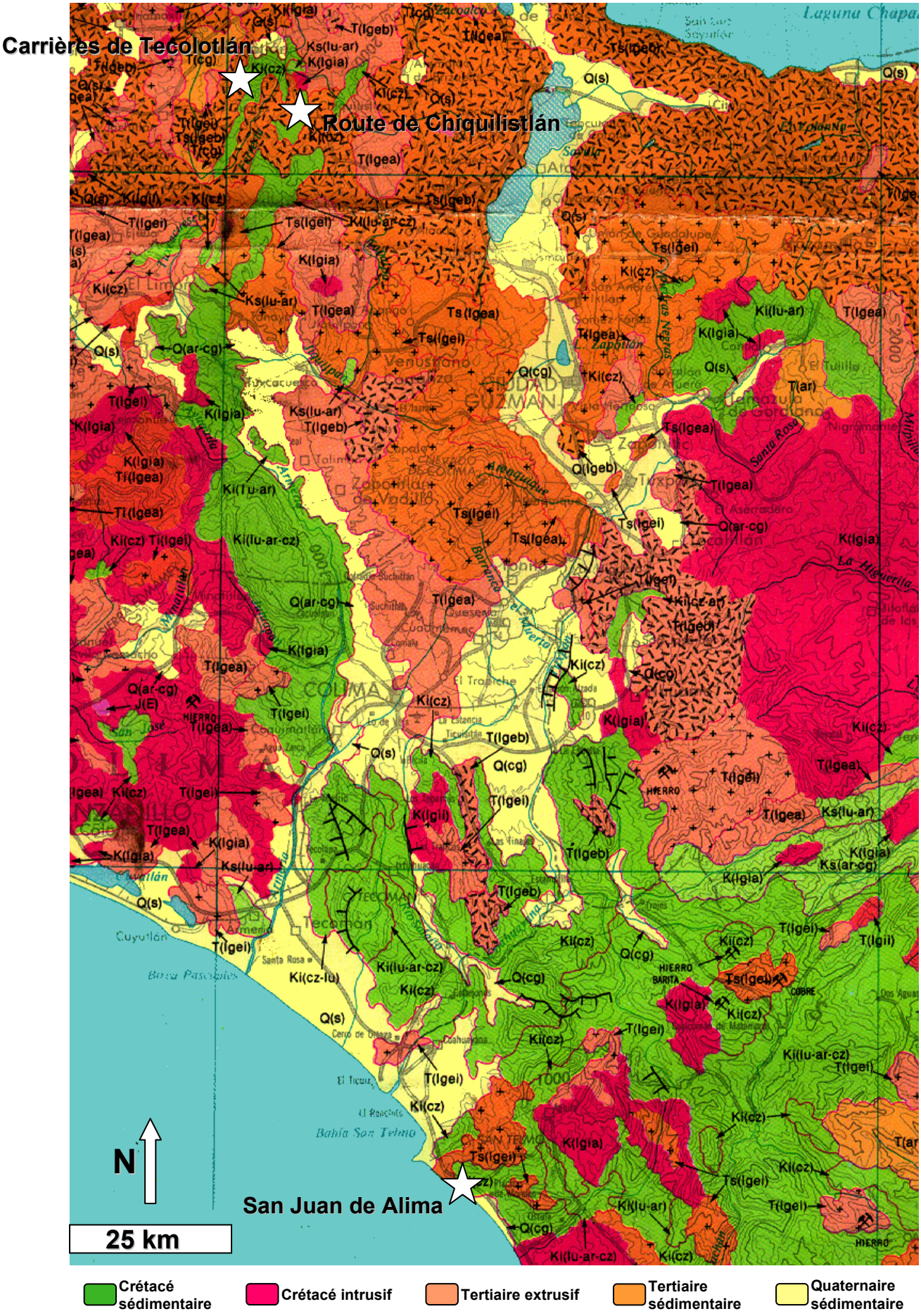


Figure III.I.16 – Carte géologique de la région de Jalisco et Michoacan

du Michoacán et de Colima. Tous les rapports inédits qui en découlent datent de 1980-1981. Plus tard, les recherches ont repris avec le travail de Bermudez Santana [1991 ; 1994]. Mais les seules informations publiées concernant la stratigraphie de la région sont dues à Pantoja Alor & Estrada Barraza [1986] et à Corona Esquivel & Alencáster [1995]. Les informations biostratigraphiques proviennent de nombreux auteurs [Buitrón *et al.*, 1978 ; Alencáster & Pantoja Alor, 1986 ; Chiodi *et al.*, 1988; Gonzalez Partida, 1993 ; Buitrón Sanchez & López Tinajero, 1995].

Formation Alberca

Proposée informellement par Petróleos Mexicanos, cette formation est constituée par un membre inférieur riche en macrofossiles, constitué de lutites, de calcaires noirs argileux et de tufs volcaniques, et d'un membre supérieur représenté par des calcaires et des lutites noires silicifiées, associés à de nombreux niveaux de tufs volcaniques et de rares épanchements andésitiques. La localité type est située dans les environs de la ferme La Alberca, au nord de Cotla dans les environs de Tamazula, Jalisco. Bermudez Santana [1994] signale la présence de restes de plantes mal conservés.

La base de cette formation n'est pas connue. Elle est soit masquée par des éboulis quaternaires, soit intrudée par le plutonisme postérieur à cette formation. Le sommet est concordant avec la formation suivante la Formation Tecatitlán.

Compte tenu des ammonites trouvées (*Berriasella* sp., *Neocomites* sp., *Subthurmannia* sp. *Thurmaniceras* sp., *Mexicanoceras* sp.) par les travaux de Petróleos Mexicanos et de Bermudez Santana [1994] l'extension minimum de cette formation est Berriasien à Hauterivien inférieur.

Formation Tecalitlán

Le nom de Formation Tecalitlán est proposé informellement par Petróleos Mexicanos, pour une série pyroclastique constituée de tufs, de grès et de conglomérats volcaniques continentaux, d'épanchements andésitiques et de rares niveaux silteux continentaux. La localité type est située le long de la Route Fédérale n°110 entre Tecalitlán et Carrizalillo (Jalisco). Le nom de cette formation a été formalisé par Pantoja Alor & Estrada Barraza [1986] et étendu à la région de la mine de El Encino, puis à la région de Minatitlán par Corona Esquivel & Alencáster [1995].

La base de cette formation est difficilement distinguable du sommet de la Formation Alberca. Bermudez Santana [1994] propose la disparition des niveaux silteux à ammonites comme critère.

Selon Bermudez Santana [1994], le passage à la Formation Tepalcatepec est brutal bien qu'il semble y avoir une concordance des bancs entre ces conglomérats mal classés et les siltites riches en matériel volcanique et en orbitolines de la formation sus-jacente Formation Tepalcatepec. Mais pour Pantoja Alor & Estrada Barraza [1986] le contact présente une discordance angulaire.

En l'absence de fossile, cette formation continentale est datée par encadrement de l'Hauterivien inférieur à l'Aptien supérieur. Ces âges sont confirmés par des datations radiométriques

[Bermudez Santana, 1994]. Corona Esquivel & Alencáster [1995] parle d'âge s'étendant du Barrémien à l'Aptien probable.

Formation Tepalcatepec

Proposée informellement par Petróleos Mexicanos, cette formation est une unité volcanosédimentaire de lithologie très variable comprenant des calcaires, des lutites, des calcaires argilo-gréseux, des grès calcaires intercalés de siltites rouges, de tufs volcaniques, de grès conglomératiques, de conglomérats rougeâtres et d'épanchements andésitiques. La localité type est la vallée de Tepalcatepec à l'ouest de la ville de Tepalcatepec (Michoacán).
Le sommet de cette formation est rarement connu, la fin des affleurements est très souvent couverte de dépôts alluviaux récents. Seul Corona Esquivel & Alencáster [1995] mentionnent une discordance angulaire entre cette formation et une formation sus-jacente dite Formation Cerro de la Vieja.
Bermudez Santana [1994] donne, d'après la microfaune et les rudistes, un âge allant de l'Aptien supérieur à l'Albien pour cette formation. Mais pour Corona Esquivel & Alencáster [1995] l'âge de cette formation est (Aptien terminal ?) Albien à Cénomanien d'après les rudistes.

Formation Madrid

Définie en 1975 par Petróleos Mexicanos, cette formation de calcaires argilo-gréseux fins, comprenant de rares ammonites (*Hysteroceras* sp. Albien supérieur [Bermudez Santana, 1991]) et des restes plantes, est considérée comme un équivalent de la partie supérieure de la Formation Tepalcatepec [Bermudez Santana, 1994 ; Corona Esquivel & Alencáster, 1995].

Formation Encino

Utilisé informellement dans les rapports internes de la société Las Encinas, S.A. sous le nom de Formation Tobas Encino (signifiant Tufs Encino), ce nom de formation a été publié par Pantoja Alor & Estrada Barraza [1986] pour désigner une série de roches volcanoclastiques marines composées de conglomérat, de tufs épiclastiques gris-vert allant des grès aux argilites avec des intercalations de calcaires lenticulaires. La localité type est située le long de l'arroyo de La Navidad dans la mine El Encino.
Cette formation comprend 2 membres :

- un membre inférieur constitué d'une grosse séquence de roches volcanoclastiques marines formées de conglomérats à fragments volcaniques dans une matrice siltogréseuse, de grès et de siltites calcaires, et de calcaires récifaux.
- un membre supérieur constitué d'une grosse séquence allant des argilites aux grès calcaires et comprenant des intercalations de lentilles calcaires et de conglomérats carbonatés.

Le passage entre les deux membres est concordant et transitionnel.
Sa base est discordante sur la Formation Tecatitlán et son sommet présente une discordance angulaire avec la Formation Vallecitos sus-jacente.

Son âge est attribué par Buitrón *et al* [1978] à l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur sur la base de gastéropodes, de rudistes et d'orbitolines. Elle semble donc être un équivalent latéral de la base de la Formation Tepalcatepec.

Formation Vallecitos

Utilisée informellement dans les rapports internes de la société Las Encinas S.A., c'est (Pantoja Alor & Estrada Barraza [1986]) qui décrivent cette formation et la nomme Formation Vallecito. C'est une séquence de coulées volcaniques, de tufs ignimbritiques, de calcaires récifaux et de roches volcanoclastiques marines. La localité type est située dans le hameau de Vallecitos.
Cette formation comprend deux membres : le membre tufacé et le membre calcaire.
Le membre inférieur, constitué de roches volcaniques et volcanoclastiques, est discordant sur la Formation Encino. Le membre supérieur est concordant sur le membre inférieur et est constitué de calcaires récifaux (attribués à l'Albien inférieur par la présence de rudistes *Coalcomana ramosa*) entrecoupés de tufs épiclastiques et d'épanchements volcaniques.
Cette formation serait donc un équivalent d'une partie de la Formation Tepalcatepec.
Les formations Encino et Vallecitos ne sont utilisées que pour les environs de la mine Encino et leur distinction n'est pas évidente dans d'autres sites. C'est pourquoi, c'est l'appellation Formation Tepalcatepec qui sera utilisée pour les séries de l'Aptien et de l'Albien de Jalisco et Michoacán de ce travail.

2 Coupes étudiées

a Coupes de Jalisco

Deux sites ont été étudiés dans l'état de Jalisco : premièrement les environs de Tamazulita et les bords de la route de Ayotitlán à Chiquilistlán, et deuxièmement trois coupes ont été levées dans les carrières près de Tecolotlán (Fig. III.I.15 et 16).

Route de Chiquilistlán – CHQ (Fig. III.I.17)

La coupe débute à Paso Real, au-dessus d'une intrusion de Gabbro, masquant la base des séries, et se poursuit en direction du nord vers Ayotitlán.
Cette coupe est constituée de neuf unités (Fig. III.I.18) :

- des flyschs à ammonites (Formation Alberca) ;
- des conglomérats et des siltites probablement continentaux (Formation Tecalitlán) ;
- des intercalations de calcaires marins dans des conglomérats, des grès et des siltites (Formation Tepalcatepec) ;
- des successions de calcaires noduleux se terminant par des bancs plus massifs à rudistes (Formation Tepalcatepec) ;
- des niveaux de calcaires noduleux plus argileux (Formation Tepalcatepec) ;
- de gros bancs de calcaires massifs à rudistes (Formation Tepalcatepec) ;
- des calcaires lités argilo-gréseux (Formation Madrid) ;
- des calcaires argileux à coraux et rudistes (Formation Tepalcatepec) ;
- des grès et des argilites à gastéropodes (Formation Tepalcatepec).

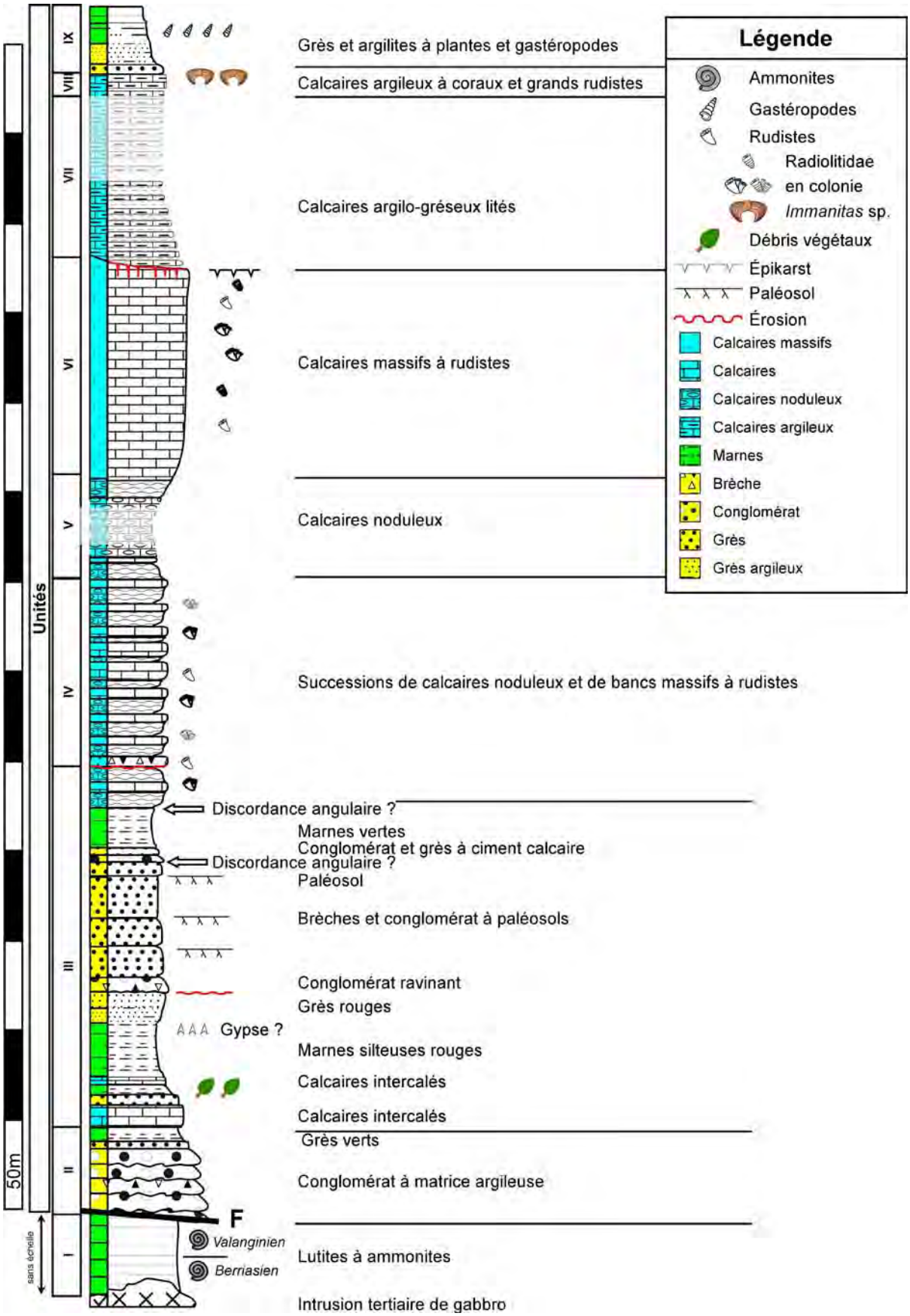


Figure III.I.17 - Log synthétique des coupes de la route de Chiquilitlán (CHQ), Jalisco













Figure III.I.18 – Affleurements de la route de Chiquilistlán (CHQ), Jalisco

La première unité, se développant sur une centaine de mètres, est constituée de « flyschs » dont les grains sont de la taille des silts et des arénites présentant des granoclassements dans de petites séquences centimétriques et décimétriques à base érosive. Dans les niveaux grossiers, l'origine volcanique des sédiments est visible avec une forte proportion de feldspath et des fragments lithiques ; mais dans les niveaux fins le matériel est surtout quartzeux. Cet ensemble de flyschs contient des ammonites du Berriasien (*Berriasella* sp. juv. et *Tirnovella* sp.) puis du Valanginien (*Kilianella* sp., *Olcostephanus* sp. et *Neocomites* sp. ; détermination J.-L. Bulot, U. de Provence). Il existe des niveaux très riches en matière organique dans la partie supérieure. Cette unité serait la Formation Alberca.

La deuxième unité débute après une faille importante par une trentaine de mètres de séquences conglomératiques présentant des paléosols. Elle se poursuit par 5 m de siltites rouges. Ce pourrait être la Formation Tecalitlán.

La troisième unité est très hétérogène. Elle est constituée par 10 m de calcaires détritiques en bancs métriques, surmontés par 4 m d'alternance de grès fins et d'argiles, puis par 3 m de siltites et enfin, séparés par un niveau gréseux, par 2 m de marnes jaunes. Après une faille et une zone couverte, il existe sur 4 m une succession de calcaires oolithiques détritiques lités terminés par un banc plus massif. On observe ensuite 15 m de marnes jaunes partiellement couvertes, puis 15 m de marnes silteuses rouges avec de fins niveaux de rides asymétriques, et de laminites rouges, passant progressivement à des grès argileux sur 5 m, puis des grès rouges pendant 15 m. De nombreuses failles sont visibles dans la partie supérieure de ces grès. Vient ensuite une centaine de mètres de successions de séquences granoclassées allant de conglomérats rougeâtres à des argilites vertes présentant des traces de pédogenèse à leurs sommets. De nombreuses failles perturbent ces successions se terminant par 20 m de marnes vertes feuilletées. Après une discordance, la série devient carbonatée et présente des calcaires gris en petits bancs sur 1 m, surmontés par 3 m de calcaires massifs gris, puis par 4 m de calcaires détritiques en petits bancs décimétriques devenant noduleux sur 2 m. Après une zone couverte de quelques mètres, on retrouve 4 m de calcaires francs en bancs pluridécimétriques se terminant sous une brèche érosive.

La quatrième unité débute après cette brèche par une quinzaine de successions de calcaires noduleux et de calcaires plus massifs à rudistes, très fracturées, sur environ 100 m d'épaisseur. Il existe au centre de cette unité une quinzaine de mètres de calcaires noduleux plus argileux.

La cinquième unité apparaît en transition avec une augmentation des parties noduleuses argileuses par rapport aux parties massives à rudistes pour ne devenir que des calcaires noduleux d'une centaine de mètres d'épaisseur se perdant dans un champ. Cette unité se termine après le champ par 8 m de calcaires noduleux.

La sixième unité est constituée par 150 m de calcaires massifs à rudistes très fracturés. Cette épaisse séquence de calcaires massifs se termine au niveau de l'embranchement de la route de San Rafael par une surface érosive rubéfiée, karstifiée et bréchiques avant la septième unité constituée par une série de calcaires argilo-gréseux reposant en discordance angulaire sur les séries massives.

Cette **septième unité** s'étend sur environ 100 m d'épaisseur en devenant tout d'abord plus argileuse puis plus calcaires à son sommet. Sa description en ferait la Formation Madrid.
La suite de la coupe a été levée plusieurs kilomètres au sud de l'intrusion de gabbro au lieu-dit Milpillas. On retrouve la barre hectométrique de calcaires massifs de la sixième unité et les calcaires argilo-gréseux lités de la septième unité, en partie couverts par un champ sur une petite centaine de mètres, puis ces calcaires détritiques noduleux, réapparaissent avant la **huitième unité**. Celle-ci est constituée par une dizaine de mètres d'alternances de bancs décimétriques à métriques d'argiles et de calcaires lités argileux à coraux branchus et à rudistes de très grandes tailles du genre *Immanitas* sp.
La coupe se termine par une **neuvième unité** formée par des alternances décimétriques d'argilites jaunâtres et de grès à plantes, dont certains présentent des accumulations de gastéropodes *Nerinea* (*Aptyxiella*) *supracostata* à leur sommet, passant à des argilites rougeâtres en bancs décimétriques.

Tamazulita – TAM (Fig. III.I.19)

La coupe est située à l'entrée du village de Tamazulita en venant de Ojo de Agua.
Elle est composée de trois grandes unités :

- des siltites et des radiolarites (Formation Alberca) ;
- des dépôts volcaniques et volcanoclastiques (Formation Tecalitlán) ;
- des conglomérats rouges (Formation Tecalitlán).

La première unité débute par 10 m de siltites à radiolaires en bancs décimétriques interrompus par un niveau de *slump*. Après un dépôt métrique érosif plus ou moins carbonaté probablement turbiditique, la série se poursuit par 10 m partiellement couverts d'argilites rouges.
Après une *zone couverte* de 10 m dans le lit de la rivière, la deuxième unité commence par 25 m de séquences pyroclastiques grossières présentant une altération en boule et interrompues en son milieu par des dépôts volcaniques fins montrant des structures de pépérites. Cette unité se poursuit par 10 m de dépôts volcanoclastiques fins, puis par 20 m de matériel volcanoclastique grossier partiellement couvert.
La troisième unité est constituée par des centaines de mètres de séquences de conglomérats granoclassés rougeâtres appelés *Lechos Rojos*. La base de cet ensemble est bréchique et l'on reconnaît des fragments de radiolarites parmi les éléments. Un fragment d'ammonite, daté du Jurassique supérieur (détermination, F. Atrops, Université Claude Bernard, Lyon) a été trouvé dans cet ensemble conglomératique.

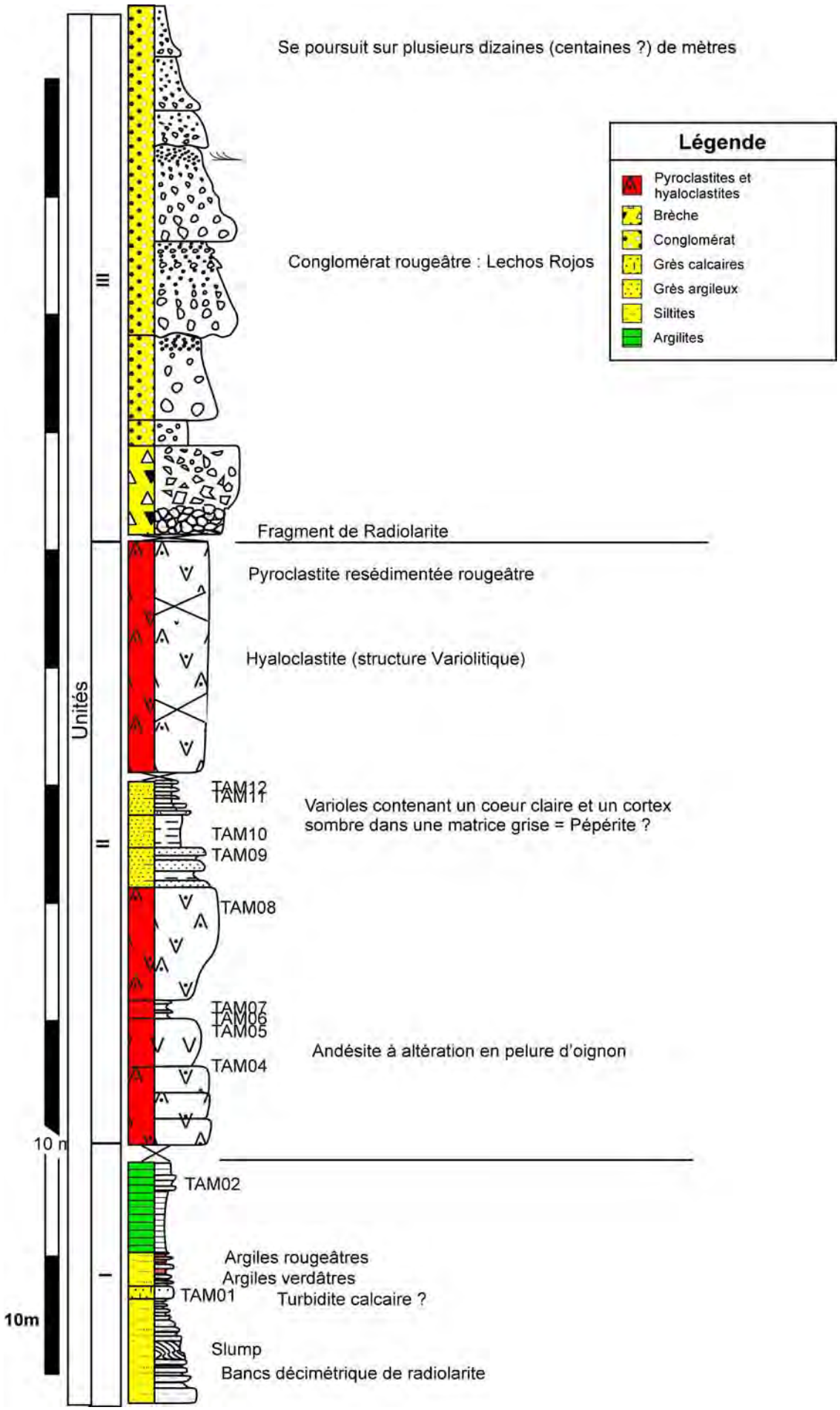


Figure III.I.19 - Coupe de Tamazulita (TAM), Jalisco

Les trois coupes suivantes sont situées à proximité du Village de Tecolotlán dans trois carrières en exploitation (Fig. III.I.20).

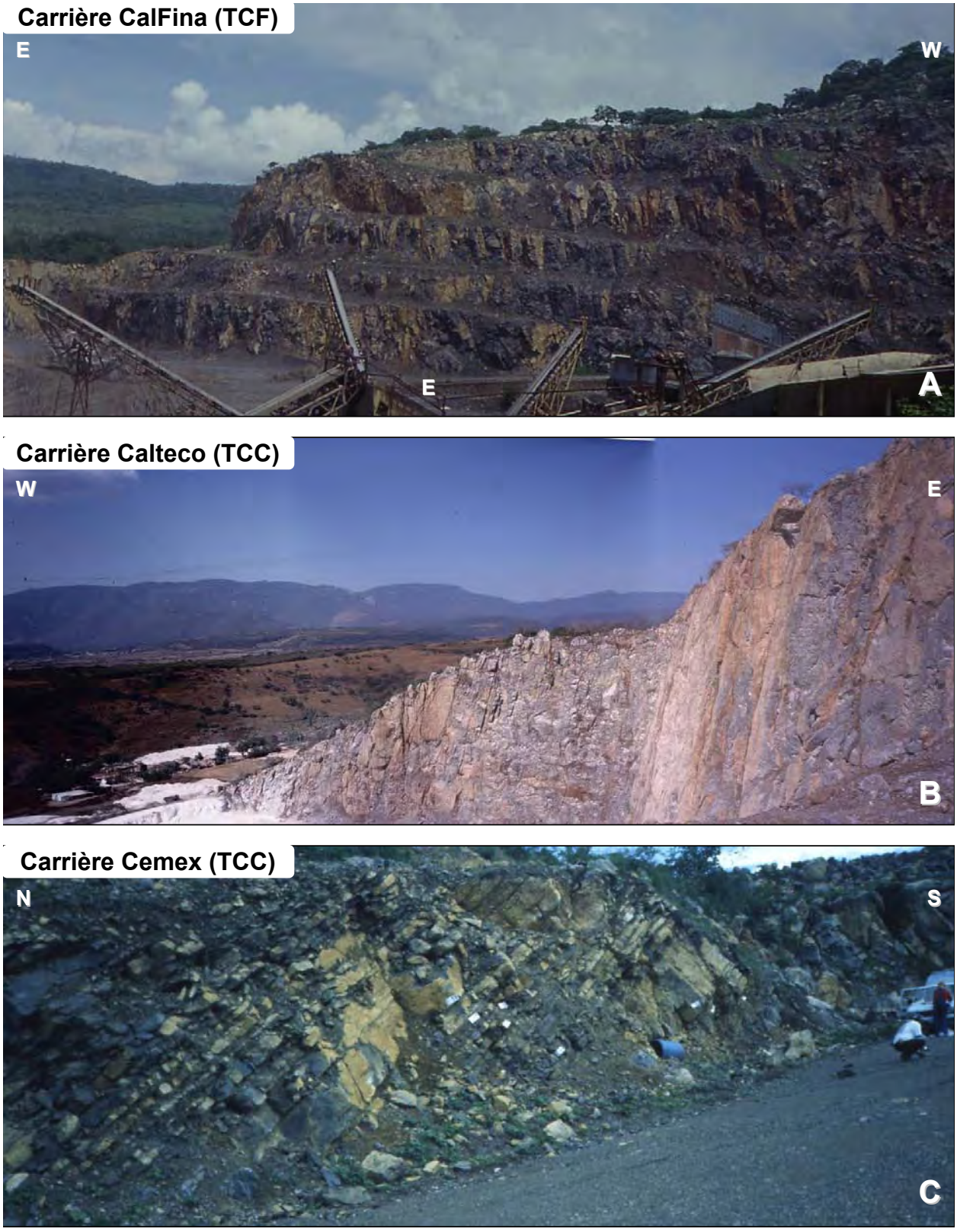


Figure III.I.20 – Affleurements des carrières de Tecolotlán

Carrière Calfina-TCF (Fig. III.I.21)

Cette coupe a été levée dans la carrière Calfina accessible depuis la route de Ojo de Agua à Tamazulita. À l'est du front de taille actif, une piste au niveau du palier intermédiaire permet de rejoindre un ranch. La coupe commence le long du sentier menant à ce ranch, après des couches rouges formant le fond d'un ruisseau.

Elle est constituée par quatre unités appartenant à la Formation Tepalcatepec :

- des calcaires détritiques argileux et de marnes ;
- des successions de calcaires noduleux et de calcaires plus massifs à rudistes ;
- des calcaires noduleux argileux ;
- des calcaires massifs à rudistes en bancs très épais.

La première unité débute par quelques mètres de calcaires détritiques laminés, puis l'affleurement est couvert sur une dizaine de mètres après lesquels apparaissent des marnes sur environ 10 m, surmontés par 5 m de calcaires argilo-gréseux. Après 10 m de marnes partiellement couvertes, la coupe se poursuit par 40 m de calcaires noduleux devenant marneux dans leur partie centrale et contenant quelques bancs métriques plus massifs à sa leur base et à leur sommet.

La deuxième unité marque le début de l'exploitation des calcaires par les carriers. Elle débute par un banc calcaire bréchique métrique et érosif, surmonté par 2 m de calcaires à rudistes, puis 1 m de calcaires argileux et 7 m de calcaires massifs formant deux grandes lames à la base de la carrière. On observe ensuite 10 m d'alternances de calcaires noduleux décimétriques et de calcaires métriques à rudistes surmontés par 15 m de calcaires massifs à rudistes séparés au deux tiers par 1 m de marnes à petites huîtres. Viennent ensuite 5 m d'alternances décimétriques plus tendres de calcaires détritiques argileux et de calcaires noduleux, surmontés par 3 m de calcaires massifs, puis 4 m de calcaires en bancs pluridécimétriques séparés par des lits marneux. L'unité se termine par 9 m de calcaires massifs à rudistes.

La troisième unité est formée par 6 m de calcaires argileux à gastéropodes alternant avec des marnes finement litées à petites huîtres dont le sommet plus argileux est riche en plantes. Viennent ensuite 8 m de calcaires noduleux se terminant par des calcaires finement lités à petites huîtres. Après 5 m de calcaires massifs, on observe 6 m de bancs se terminant par des accumulations de nérinées, puis 2 m de calcaires lités très argileux et intensément bioturbés.

La quatrième unité, incomplète, est constituée par plusieurs dizaines de mètres de calcaires massifs à rudistes. La fin de l'exploitation n'a pas été levée, car non seulement elle est exploitée, mais elle est aussi faillée.

La suite de la série est visible de l'autre coté de l'échine de calcaires dans la carrière Calteco.

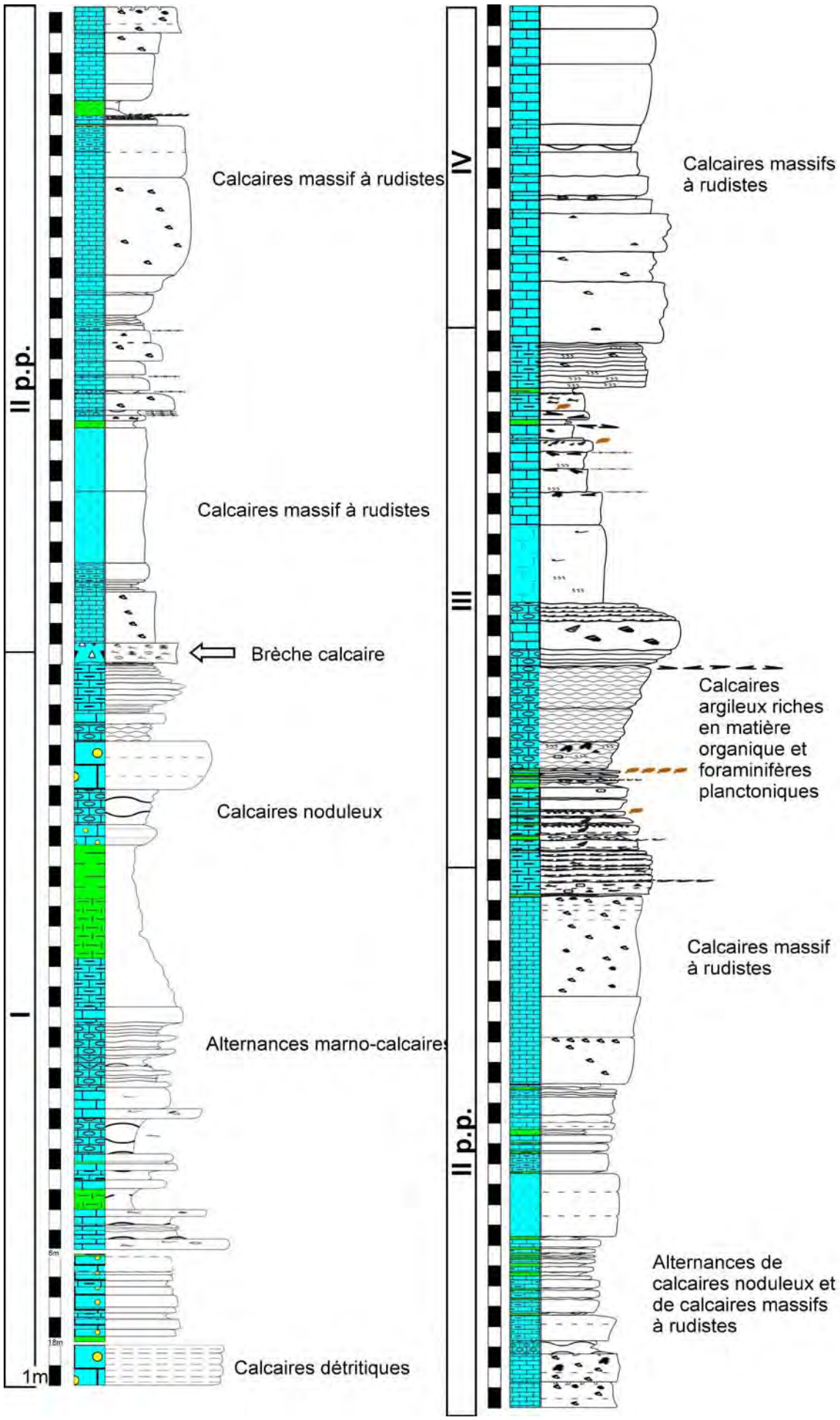


Figure III.I.21 - Coupe de la carrière Calfina (TCF), Tecolotlán Jalisco

Carrière Calteco - TCC (Fig. III.I.22)

Cette coupe reprend une partie de celle de la carrière de Calfina.
Trois unités sont visibles :

- des calcaires argileux (Formation Tepalcatepec) ;
- des calcaires massifs à rudistes en bancs très épais (Formation Tepalcatepec) ;
- des calcaires argilo-gréseux lités (Formation Madrid).

Elle débutait sur le palier supérieur (TCC1) qui en cours d'exploitation a été excavé, et se poursuit (TCC2) dans le palier basal au nord de la carrière dans l'échine servant de frontière avec la carrière Calfina.
Trois unités sont visibles. La coupe commence par une **première unité** constituée par 3 m de calcaires argileux en bancs centimétriques à décimétriques très riches en plantes et petites huîtres et se poursuit par **une seconde unité** formée par une centaine de mètres de calcaires massifs à rudistes (*Eoradiolites* cf. *davidsoni*) relativement faillés au sommet.
A l'extrémité sud de l'exploitation, après les calcaires massifs à rudistes, on observe une **troisième unité** de calcaires ocres argilo-gréseux noduleux et finement lités contenant des gastéropodes : *Nerinea* (*Aptyxiella*) *supracostata* et *Turritella seriatim-granulata* var. *gainsvillensis*.

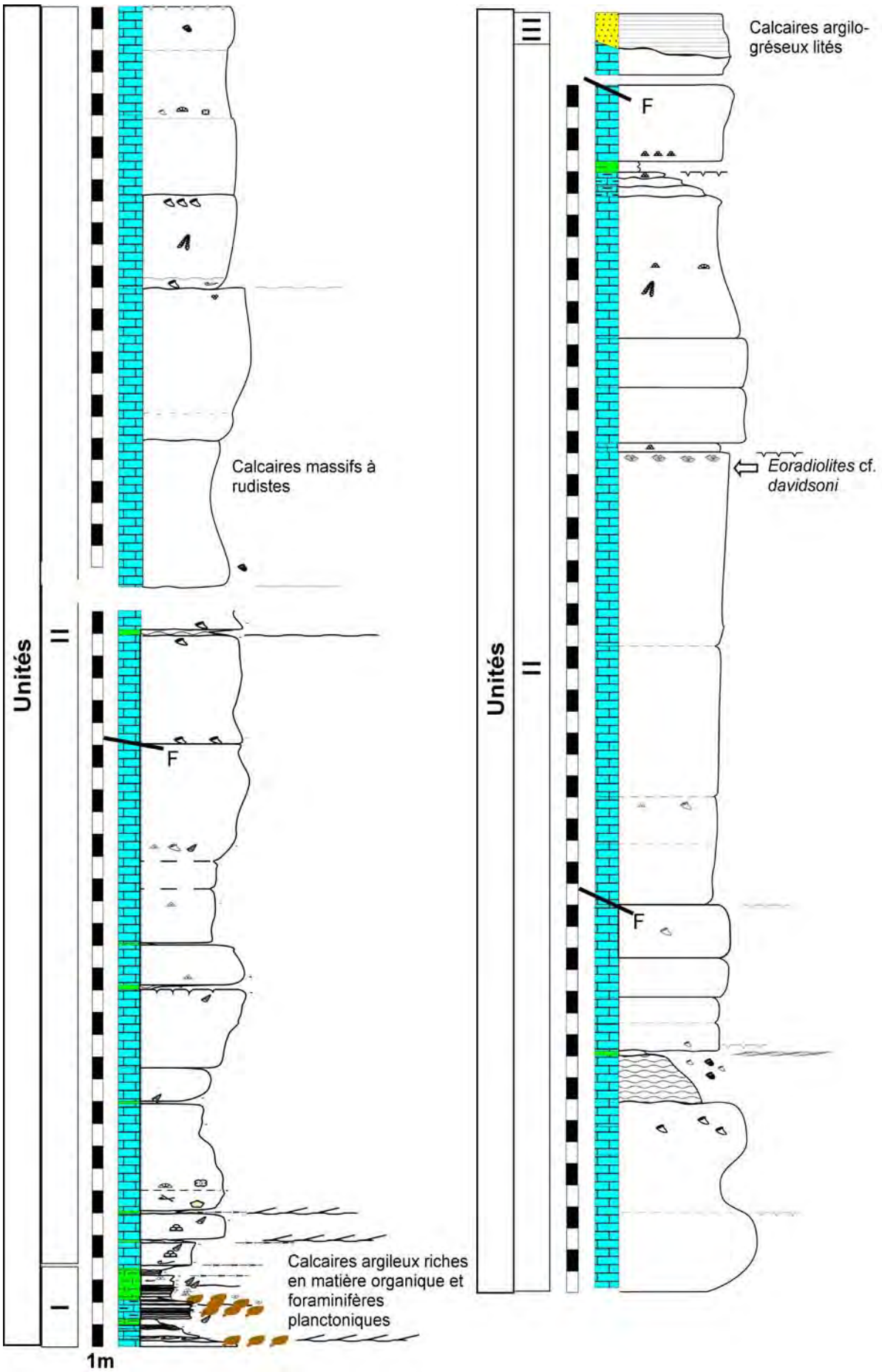


Figure III.I.22 - Coupe de la carrière Calteco, Tecolotlán, Jalisco

Carrière Cemex - TCM (Fig. III.I.23)

Cette carrière exploitée par la compagnie Cemex est située au sud du lieu-dit la Quebradora. Deux unités y sont observables. Le cœur de la carrière est constitué de calcaires massifs à rudistes et présente des couches subhorizontales (Formation Tepalcatepec), alors que le flanc est de l'exploitation montre des calcaires argilo-détritiques (Formation Madrid) au sommet des calcaires massifs, où les pendages commencent à se redresser en plongeant en direction de l'ouest. La coupe a été levée sur ce flanc est.

Après un paléokarst affectant les calcaires massifs de la première unité sur plus de 2 m, on observe la deuxième unité débutant par 20 cm de conglomérats à fragments calcaires dans une matrice argilo-gréseuse, surmontés par 1 m de calcaires noduleux argileux puis 1 m de calcaires détritiques lités. Viennent ensuite 1,5 m de poudingues à éléments de calcaires à rudistes, puis 1 m de grès fins carbonatés, surmontés par 3 m de calcaires lités détritiques interrompus par deux niveaux érosifs riches en bioclastes remaniés. On observe ensuite 4 m de gros bancs lités carbonatés, surmontés par 1 m de poudingue à éléments de calcaires à rudistes, puis 1 m de calcaires argileux à coraux branchus. La coupe se poursuit par des dizaines de mètres de grès carbonatés et de calcaires gréso-argileux en bancs décimétriques.

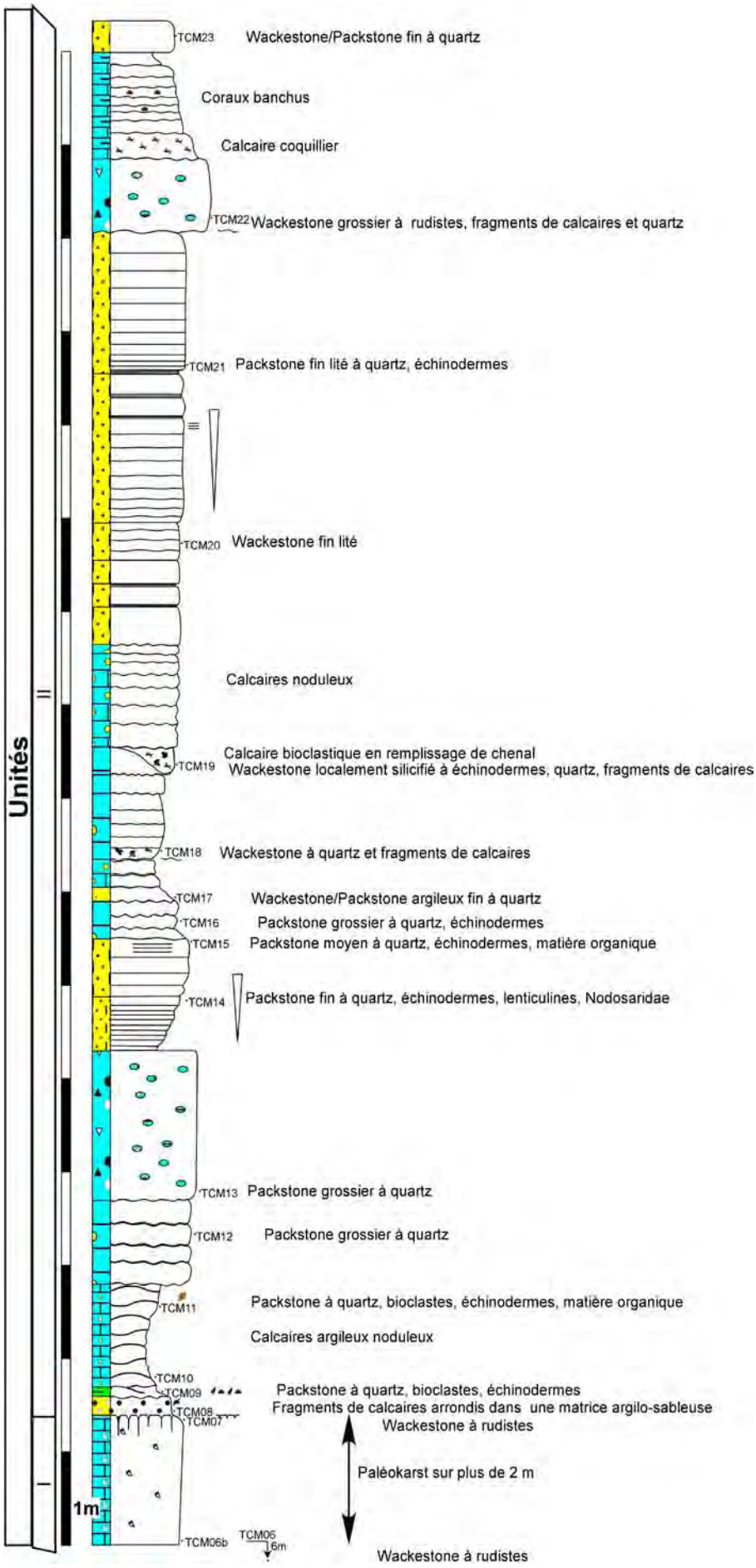


Figure III.I.23 - Coupe de la carrière Cemex, Tecolotlán Jalisco

b Coupe du Michoacán (SJA)

Cette coupe est située le long de la route fédérale n°200 bordant la côte et reliant Tecomán à Ciudad Lázaro Cárdenas. La portion étudiée est située entre San Juan de Alima et l'embranchement de la route pour la ville de Coalcomán.

La coupe est constituée par 6 unités (Fig. III.I.24 et Fig .III.I.25) :

- des alternances de calcaires noduleux à rudistes, de sédiments volcano-détritiques et de coulées volcaniques (Formation Tepalcatepec) ;
- des coulées volcaniques et des grès (Formation Tepalcatepec ou séries tertiaires) ;
- des calcaires noduleux argileux à rudistes (Formation Tepalcatepec) ;
- des calcaires massifs à rudistes en gros bancs (Formation Tepalcatepec) ;
- des calcaires lités argilo-gréseux (Formation Madrid);
- des calcaires marneux à rudistes *Immanitas* sp (Formation Tepalcatepec).

La **première unité** de la coupe débute après une intrusion granitique à la première apparition des carbonates par 15 m d'alternances de calcaires noduleux et de bancs plus massifs à rudistes Radiolitidae en bouquets. Après une discordance angulaire surmontée par une brèche métrique à éléments volcaniques et calcaires, une succession de calcaires noduleux se termine par un banc plus massif à rudistes sous une brèche calcaire décimétrique. Viennent ensuite 5 m d'alternance de dépôts volcaniques et de sédiments d'origine volcanique, avant 15 m de successions de calcaires noduleux et de bancs plus massifs à rudistes interrompus aux deux tiers par 1 m de dépôts pyroclastiques.

Après un fin niveau volcanique, **la deuxième unité** débute par une quarantaine de mètres de siltites rougeâtres, puis un ensemble composé de 300 m de coulées volcaniques incluant des calcaires bréchiques et des successions de bancs de calcaires noduleux à rudistes faillées et plissés. On ne peut pas exclure que cet ensemble soit du volcanisme tertiaire. Après des portions partiellement couvertes, de bonnes conditions d'affleurement reprennent dans des grès fins en bancs massifs de couleur verte se terminant par des calcaires gréseux à fragments de coquilles et accumulation de plantes.

Le contact de ces niveaux terrigènes avec les calcaires noduleux argileux **de la troisième unité**, se développant sur environ 70 m est masqué. Cette unité est composée de successions de calcaires noduleux plurimétriques et de calcaires plus massifs à rudistes en bancs métriques sur 40 m. Ceux-ci sont surmontés par 10 m de calcaires noduleux à rudistes Radiolitidae terminés par un banc plus massif à gros rudistes montrant une érosion à son sommet. Viennent ensuite 30 cm d'argiles noires séparées en deux par un lit plus carbonaté constitué par une accumulation de grands fossiles, huîtres, rudistes, gastéropodes, suivies par 8 m de calcaires noduleux à rudistes Requienidae et Radiolitidae, séparés en deux par des argilites. Une brèche calcaire surmontée par des calcaires noduleux sur 3 m termine cette unité.

La quatrième unité débute après une faille par 6 m de calcaires massifs, puis parmi de nombreuses failles et des éboulis contenant des bancs volcanoclastiques rouges, on distingue sur une centaine de mètres avec une mauvaise visibilité des calcaires massifs à rudistes.

L'affleurement reprend par 20 m de calcaires massifs à rudistes Radiolitidae, toujours très faillés.

Après une zone couverte, on retrouve des calcaires noduleux sur une vingtaine de mètres puis massifs, présentant des dalles structurales couvertes de cactus, se terminant par un calcaire bioclastique.

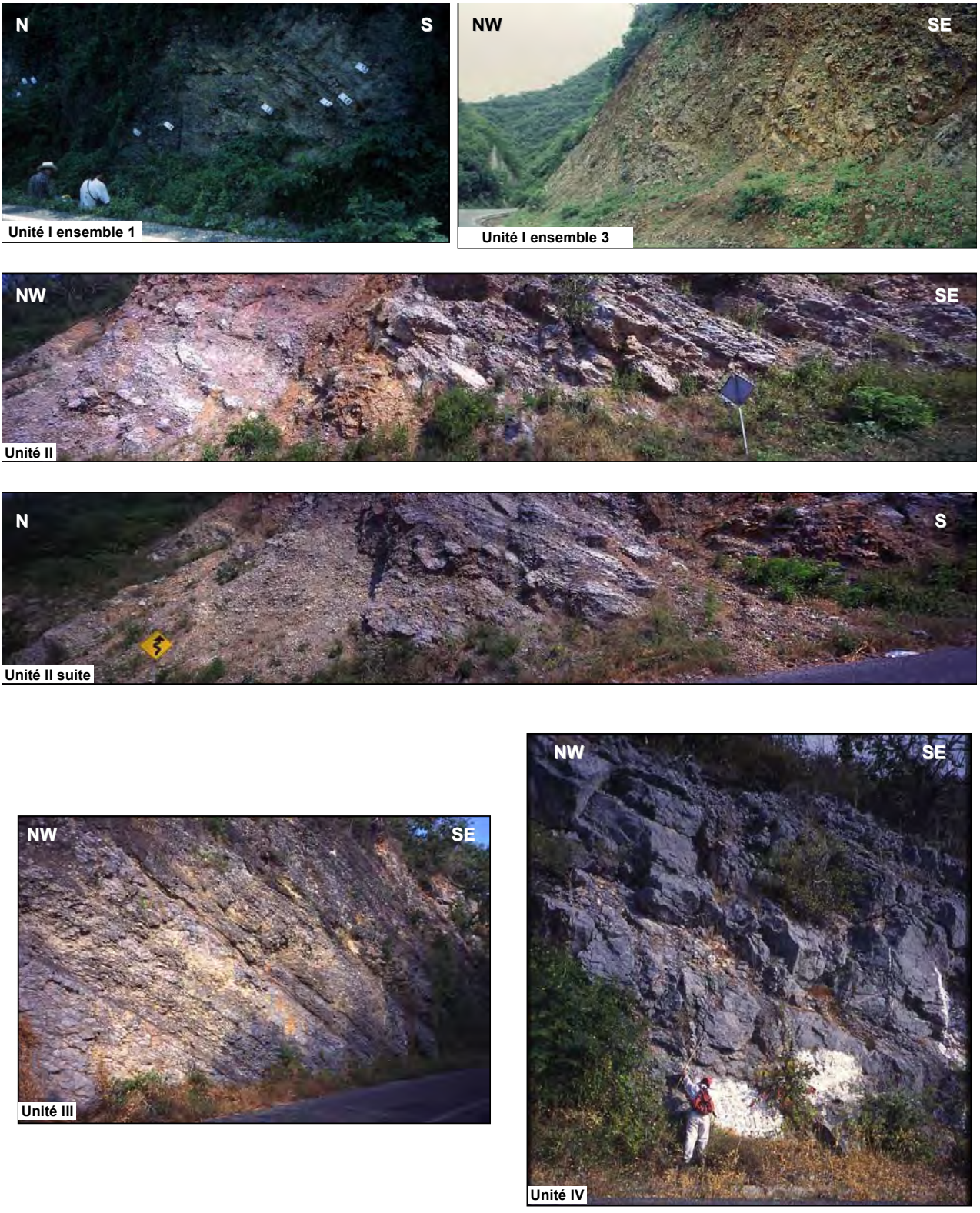


Figure III.I.24 – Affleurements de la route de San Juan de Alima

Une cinquième unité affleure sporadiquement le long de la piste allant en direction de l'Hôtel Las Brisas. Elle est constituée par une centaine de mètres de calcaires détritiques fins en plaquettes.

Une sixième unité est visible sur le rivage. Ce sont des bancs de calcaires argileux contenant des rudistes du genre *Immanitas*.

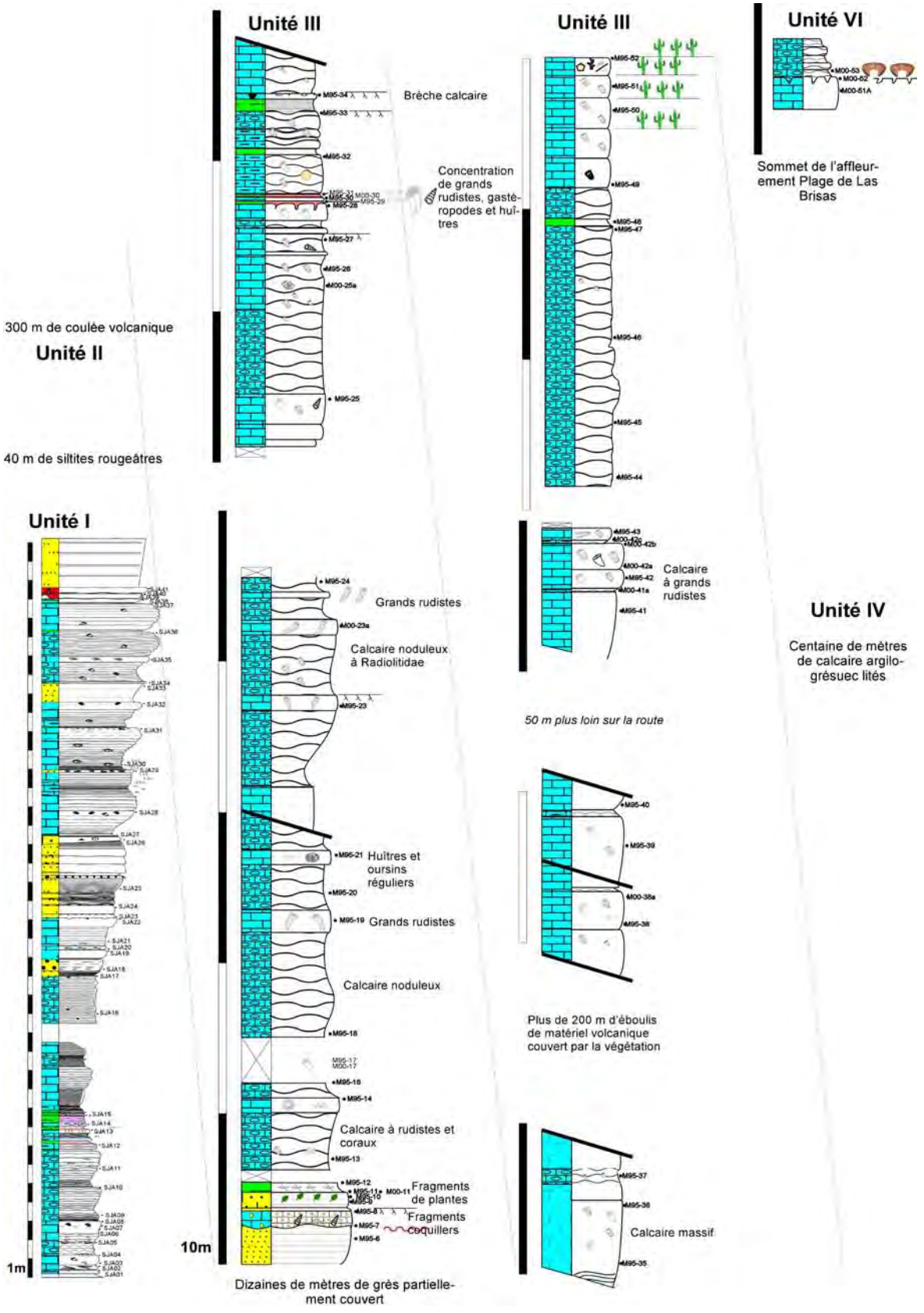


Figure III.I.25 - Coupe de la route de San Juan de Alima, Michoacán

II Bio- et chimiostratigraphie

A Paléontologie

1 Systématique

a *Les Ammonites*

Les spécimens récoltés sur le terrain et ceux empruntés au Muséum de Berkeley ont été déterminés par Jean-Louis Latil et par Luc Bulot.

Classe : Cephalopodea
Sous-classe : Ammonoïdae
Sous-ordre : Ancyloceratina Wiedmann, 1966
Superfamille : Douvilleiceratacеae Parona & Bonarelli, 1897
Famille : Douvilleiceratidae Parona & Bonarelli, 1897
Sous-famille : Douvilleiceratinae Parona & Bonarelli, 1897
Genre : *Douvilleiceras* Grossouvre, 1894

Douvilleiceras cf. *mammillatum* (Schlötheim 1813)

Extension géographique et stratigraphique :

Cosmopolite ; partie supérieure de l'Albien inférieur

Occurrence dans le Guerrero

Ensemble 1 de la Série Volcanoclastique Inférieure (VC1) de la coupe de la grande carrière de Punta China (PCC), Basse Californie.

Superfamille : Deshayesitaceae Stoyanow, 1949
Famille : Deshayesitidae Stoyanow, 1949
Sous-famille : Deshayesitinae Stoyanow, 1949
Genre : *Dufrenoyia* Kilian & Reboul, 1915

Dufrenoyia aff. *justinae* (Hill, 1903)

Extension géographique et stratigraphique :

Genre cosmopolite, essentiellement téthysien, caractéristique du sommet de l'Aptien inférieur

Occurrence dans le Guerrero

Région de campo de Ink, Basse Californie

b *Les bivalves sauf les rudistes*

Les bivalves trouvés dans les séries du Guerrero ont été déterminés par Annie Dhondt de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique à Bruxelles.

Classe : Bivalvia Linné, 1758
Sous-classe : Autobranchia
Super-ordre : Prionodonta
Ordre : Arcoida
Superfamille : Arcacea
Famille : Cucullaeidae Stewart, 1930
Genre : *Cucullaea* Lamarck ,1801
Sous-genre : *Idonearca* Conrad, 1862

Cucullaea (*Idonearca*) cf. *comanchensis* Hill, 1893

Extension géographique et stratigraphique :

Décrit dans la base de la Formation Glen Rose (Albien inférieur) au Texas (USA)

Occurrence dans le Guerrero :

PCC005 – Unité VC1 Punta China, Basse Californie

Mode de vie :

Ce sont des organismes benthiques fouisseurs peu profonds.

Description des formes trouvées :

La plupart des spécimens sont bivalves. La coquille est subtrigonale à subtrapézoïdale, largeur légèrement supérieure à la hauteur ; l'épaisseur des deux valves est un peu inférieure à la hauteur. La coquille est très épaisse et d'apparence lisse. Des lignes de croissance conmarginales sont visibles.

Super-Ordre : Pteriomorphia Beurlen, 1944
Ordre : Limoida
Superfamille : Limacea
Famille : Limidae
Genre : *Limaria* Link, 1807

Limaria aff. *wacoensis* (F Roemer, 1852)

Extension géographique et stratigraphique :

Cette espèce est connue depuis la Formation Quitman jusque dans le Groupe Washita, soit depuis l'Aptien supérieur jusque dans l'Albien terminal. Elle est proche du taxon *Limaria elongata* (Sowerby, 1827) très répandu à l'Albien et au Cénomanien en Europe.

Occurrence dans le Guerrero :

PCC016 – Unité VC1 Punta China, Basse Californie

Mode de vie :

Cette espèce vivait partiellement attachée entre des rochers ou des colonies de coraux par des fils mobiles, mais elle ne possédait pas de véritable byssus ce qui lui conférait une certaine mobilité [Newell in Moore, 1969-1971].

Description des formes trouvées :

Les spécimens récoltés sont fragmentaires, mais leur taille est supérieure à 3 cm.
La valve inférieure présente des plis relativement fins et nombreux.

Genre : *Ctenostreon* Eichwald, 1862

Ctenostreon aff. *cumminsi* Stanton, 1947

Extension géographique et stratigraphique :

Cette espèce a été trouvée par Stanton dans la Formation Quitman Fm (Aptien-Albien inférieur) au Texas (USA).

Occurrence dans le Guerrero :

RCR18 – Rancho Las Codornices, Basse Californie

Description des formes trouvées :

Le spécimen est brisé et usé mais sa taille et la forme de ses côtes permettent de l'attribuer au genre *Ctenostreon.*

Ordre : Ostreoida Férussac, 1822
Sous-ordre : Ostreina Férussac, 1822
Superfamille : Ostreacea Rafinesque, 1815
Famille : Gryphaeidae Vyalov, 1936
Sous-famille : Exogyrinae Vyalov, 1936

Les spécimens de ce groupe sont inéquivalves. La valve gauche est creuse alors que la valve droite est convexe, plate ou concave. La valve gauche présente une spirale.

Genre *Aetostreon* Bayle, 1878

Aetostreon aff. *quitmanensis,* (Cragin, 1893)

Extension géographique et stratigraphique :

Cragin a collecté cette espèce dans la Formation Quitman au Texas, mais elle se trouve aussi au Nouveau Mexique. L'espèce est très proche de *Aetostreon latissimum* (Lamarck) taxon très répandu de l'Hauterivien à l'Aptien.

Occurrence dans le Guerrero :

PCO17b - Punta China, Basse Californie

Mode de vie :

Ces formes ne sont pas fixées, elles sont posées et partiellement enfouies dans le sédiment.

Description des formes trouvées :

La valve gauche est très creuse et la valve droite est convexe. Leur surface parait lisse mais dans des spécimens bien conservés elles sont recouvertes de stries de croissance assez développées et parfois même surélevées.
La valve droite présente une arête soulignant la spirale de l'ensemble de la coquille.

Genre *Ceratostreon* Bayle, 1878

Ceratostreon texanum (F Roemer, 1849)

Extension géographique et stratigraphique :

Cette espèce a été trouvée dans le Groupe Fredericksburg et dans la formation Clay Walnut au Texas (USA) (Albien moyen). Son extension serait depuis la zone *Metengonoceras hilli* Bohm jusqu'à la zone *Adkinsites bravoensis* Böse de Young, soit de l'Albien moyen jusque dans la base de l'Albien supérieur.

Occurrence dans le Guerrero :

M95-83, Chiquilitlán, Jalisco

Sous-ordre : Pectinina
Superfamille : Pectinacea
Famille : Pectinidae
Sous-famille : Neitheinae
Genre : *Neithea* Drouet, 1824

Neithea (*Neithea*) *occidentalis* (Conrad, 1855)

Extension géographique et stratigraphique :

Cette espèce a été trouvée dans le Groupe Fredericksburg (Albien moyen), dans la Formation Glen Rose (Albien) et dans la Formation Quitman (Aptien-Albien) au Texas (USA). L'espèce est très proche de *N syriaca* (Conrad, 1852) (= *Pecten morrisi* Pictet et Renevier, 1858) taxon largement distribué dans l'Aptien-Albien inférieur d'Europe [Dhondt, 1973].

Occurrence dans le Guerrero :

PCC005, PCC016 - Punta China, Basse Californie

Description des formes trouvées :

Les spécimens récoltés ont une taille d'environ 3 cm. Le sommet est étroit mais l'extrémité palléale s'évase donnant des spécimens aussi larges que longs. La valve inférieure présente des plis d'environ 2 mm de haut, espacés de 3 mm. Six côtes principales (plus larges et plus profondes) sont séparées par deux côtes secondaires. Les côtes principales possèdent des costules de part et d'autre. Les oreillettes sont petites et subégales. Les aréas sont lisses et recourbés sous la partie principale de la coquille.

Neithea (*Neithea*) *bellula* (Cragin, 1893)

Extension géographique et stratigraphique :

Cette espèce est connue dans la Formation Fort Worth et au sommet de la Formation Duck Creek (Albien supérieur) au Texas (USA).

Occurrence dans le Guerrero :

PCC084-095 – Unité VC1 Punta China, Basse Californie
La répartition de cette espèce débuterait dès l'Albien inférieur comme le montrent les datations proposées pour cette unité (cf. § 2 « Discussion »)

Description des formes trouvées :

Le spécimen récolté est fragmentaire, mais sa taille ne devait pas dépasser 1 à 2 cm.
La valve inférieure est très finement plissée. Les six côtes principales sont légèrement plus développées que les cinq à six côtes secondaires intermédiaires.

Famille : Syncyclonemidae
Genre : *Syncyclonema*

Syncyclonema inconspicua (Cragin, 1895)

Extension géographique et stratigraphique :

Cette espèce est connue dans l'Albien supérieur du Texas (USA), Groupe Washita et Paw Paw Fm. Elle est très proche de *Syncyclonema greppini* (Pictet et Renevier, 1858) connue de l'Aptien de la Perte du Rhône (France) (Dhondt, pers. comm.).

Occurrence dans le Guerrero :

PCC084-095 - Unité VC1 Punta China, Basse Californie

Description des formes trouvées :

Le spécimen récolté (une valve droite) est de très petite taille (5 mm). La coquille est lisse mais montre de fines stries de croissance. Les oreillettes sont inégales : l'oreillette antérieure

de la valve droite est assez grande et pourvue d'une échancrure byssale prononcée ; l'oreillette postérieure est petite et triangulaire.

Famille : Chondrodontidae Freneix, 1960 (=Lamellotidae Horváth, 1966)
Genre *Chondrodonta* Stanton, 1901

Le genre *Chondrodonta* a été créé par Stanton en 1901. L'espèce type est *Ostrea munsoni* Hill, 1893 décrite de la Formation Edwards Limestone (Albien moyen à Albien supérieur basal au Texas (USA).
La position systématique de ces formes n'est pas clairement établie. Elles sont parfois rattachées aux huîtres, aux genres *Pinna*, *Terquemia*, ou aux Mytilidae [Douvillé, 1902 ; Dechaseaux in Piveteau, 1952]. Cette position a varié selon les interprétations données pour leur charnière caractéristique et pour les marques sur la coquille interne.

A partir de Douvillé [1902] certains auteurs interprètent les deux marques sur la coquille interne comme deux empreintes des muscles attribuant ainsi ce groupe aux moules [Dechaseaux in Piveteau, 1952].
D'autres ont suivi Stanton [1901] et considèrent la grande marque comme musculaire et la petite comme ligamentaire faisant ainsi des chondrodontes des monomyaires et les considérant comme des Pectinacea [Freneix & Lefèvre, 1968b].
En 1960, Freneix a créé la famille Chondrodontidae pour ce groupe. Freneix et Lefèvre [1968a] traitent de la morphologie des chondrodontes en détail, redéfinissant la famille et créant de nouveaux sous-genres sur la base des caractéristiques de la charnière. Ces travaux ont été confirmés par Stenzel *in* Moore [1969-1971] et par [Dhondt & Dieni, 1993].

Pour Stanton [1901], les spécimens sont probablement attachés par la valve gauche. Pour Douvillé [1902] et Stenzel *in* Moore [1969-1971] ils sont assurément attachés par la valve gauche. Mais plus récemment, Freneix & Lefèvre [1968a] et Dhondt & Dieni [1993] ont montré que la valve fixée était la valve droite. Cependant, Stenzel *in* Moore [1969-1971] a considéré que Freneix & Lefèvre [1968a] avait erronément appelé « valve droite » ce qui est d'après lui la valve gauche. La valve fixée est plutôt convexe, tandis que la valve libre est plutôt plate.
La caractéristique principale de ce groupe est la présence de plaques chondrophores sur les deux valves, les maintenant toujours unies malgré les conditions de sédimentations.

Extension géographique et stratigraphique :

La famille des Chondrodontidae est connue depuis l'Aptien dans le nord de l'Espagne, le sud-est de la France et le sud de l'Italie, et jusque dans le Santonien et le Campanien inférieur en Turquie. Mais aussi au Texas, en Iran etc. [cf. Tab1. Freneix & Lefèvre, 1968b].
Les Chondrodontidae sont associées aux constructions à rudistes et se rencontrent dans toute la Téthys, mais aussi dans le proto-pacifique (affleurements en Basse Californie).

Les espèces trouvées en Basse Californie sont albiennes. Au Texas *Chondrodonta glabra* Stanton, 1901 a été trouvée dans la Formation Glen Rose (Albien inf.) et *Ch. munsoni* (Hill, 1893) dans la Formation Edwards Limestone (Albien moyen et Albien supérieur basal).
Mais en Basse Californie, les espèces coexistent ; *Ch. glabra* est la plus représentée et *Ch. munsoni* a été trouvée dans des bancs riches en détritisme.
Dhondt & Dieni [1993] p218 mentionne que l'aspect lisse de *Ch. glabra* pourrait être due à l'érosion des formes costulées, *Ch. munsoni.* Ceci semble infirmé par la qualité de conservation des spécimens trouvés en Basse Californie.

Occurrence dans le Guerrero :

Chondrodonta glabra Stanton, 1901
PCO37, PCO46 PCP18, PCC115 PCC117 - Punta China, Basse Californie

Chondrodonta munsoni (Hill, 1893)
PCPE, PCC111 - Punta China, Basse Californie

Mode de vie :

Ce sont des espèces cimentées, épibenthiques, suspensivores, vivant dans les lagons et les environnements périrécifaux des plates-formes carbonatées à rudistes peu profondes. Ils pouvaient survivre dans des environnements restreints, voire confinés et être très tolérants aux apports sédimentaires riches en matériel détritique.
Leurs formes peuvent varier en fonction des substrats sur lesquels les formes se fixent.
Généralement, après une période initiale d'installation à l'horizontale, les coquilles de chondrodontes changent de direction de croissance ; graduellement le plan commissural devient plus incliné et souvent atteint une position verticale [Dhondt & Dieni, 1993].
Nous avons observé les changements de direction de croissance et le développement en bancs propres des chondrodontes dans les affleurements de Punta China (Basse Californie).
« Les chondrodontes devaient vivre dans les anfractuosités des bancs à rudistes où on les découvre, agglomérés, formant des lentilles dans les récifs ou peut-être se développaient-ils eux-mêmes en bancs dans les milieux calcaires subrécifaux » [Freneix & Lefèvre, 1968b, p.772]. Nous avons surtout observé des bancs entiers plutôt que des lentilles dans les coupes de Basse Californie.

Description des formes trouvées

Chondrodonta glabra Stanton, 1901
L'épaisseur des valves est d'environ quelques millimètres à 1 cm.
Les spécimens peuvent atteindre 20 cm de long pour 10 cm de large.
La valve fixée est légèrement concave et la valve libre relativement plate, ne créant qu'une étroite cavité interne.
La surface externe de la coquille est lisse, seules de larges ondulations (quelques millimètres de haut pour 1 à 2 cm de long) sont parfois visibles au bord palléal des valves.

Chondrodonta munsoni (Hill, 1893)
L'épaisseur des valves est moyenne (3 à 4 millimètres d'épaisseur). Les valves présentent deux couches préservées : la couche extérieure est costulée, la couche interne est lisse.
Les rares spécimens récoltés sont cassés, mais leur longueur dépassait 5 cm, pour 4 cm de largeur.
Les deux valves semblent plus concaves que pour *Ch. glabra*, ménageant une plus grande cavité interne.
La surface externe de la coquille est costulée. Les côtes ont 1 à 2 mm de haut, 2 à 3 mm de large et sont espacées de 3 à 4 mm. Des stries de croissances sont rares et frustres.

c Les rudistes

Les rudites ont été déterminés par Jean-Pierre Masse et Alexandre Chartrousse de l'Université de Marseille.
Parmi les bivalves, les rudistes forment le groupe le plus présent sur les plates-formes carbonatées du Crétacé.
Les rudistes sont des bivalves qui vivaient principalement dans la zone infralittorale supérieure des mers chaudes situées aux basses latitudes. Ils sont connus depuis le Jurassique supérieur jusqu'à la fin du Crétacé où ils disparaissent.
Il existe plusieurs familles présentant des intérêts stratigraphiques différents. Concernant l'intervalle Aptien à Albien, les Caprinidae peuvent être considérés comme des outils stratigraphiques fiables. A l'Aptien inférieur, la plupart des formes de Caprinidae est caractérisée par l'absence de canaux sur la face ventrale. Par contre, à l'Albien supérieur, les canaux sont présents sur tout le pourtour du test, et présentent des bifurcations internes (*Coalcomana*) ; ils s'organisent souvent en plusieurs rangées (Caprinuloideae). La tendance évolutive est à la diminution de la taille des canaux et à l'augmentation de leur nombre.
Trois familles de rudistes ont été retrouvées dans les affleurements étudiés de Basse Californie.

Classe : Bivalvia
Ordre : Hippuritoidea
Famille : Caprinidae
Sous-famille : Caprinuloidinae (Mac Gillaury) anciennement Coalcomaninae (Coogan)

Ils vivent dans des zones ouvertes et sont souvent associés aux coraux. Leur évolution est bien connue au Texas et au Mexique.
Ils sont caractérisés par la présence de canaux dans la couche aragonitique et la couche calcitique est réduite ou a souvent disparu.
Les formes rencontrées dans l'ordre d'évolution sont les suivantes :

Coalcomana ramosa

Extension géographique et stratigraphique :

C'est une forme caraïbe classique caractérisée par des canaux à orientation radiale, présentant plusieurs ordres de ramifications. Les données bibliographiques [Scott, 2002a] lui assignent un âge albien inférieur.

Occurrence dans le Guerrero :

PCO4, PCO5, PCP36, PCO24, PCO17, PCPJ, PCPK, PCP55, PCC64, PCC69, PCC70, PCC64-Punta China, Basse Californie

Caprinuloidea costata

Occurrence dans le Guerrero :

PCO4, PCO5, PCP8, PCO17, PCO19 - Punta China, Basse Californie
Cette espèce montre un cycle de canaux internes avortés. Les canaux circulaires internes ne sont que sur le coté ventral.

Caprinuloidea perfecta

Occurrence dans le Guerrero :

PCP28, PCPB - Punta China, Basse Californie
Le cycle de canaux internes est plus abouti. Les canaux circulaires internes existent sur tout le pourtour.

Caprinuloidea bisulcata

Occurrence dans le Guerrero :

PCP7 ; PCO19 - Punta China, Basse Californie
Cette espèce est caractérisée par trois cycles de canaux internes et présence d'un sulcus supplémentaire.

Caprinuloidea cf. *septata ?*

Occurrence dans le Guerrero :

PCPG - Punta China, Basse Californie

Caprinuloidea cf. *gracilis ?*

Occurrence dans le Guerrero :

PCPI, PCPD - Punta China, Basse Californie
Ces deux dernières formes, de détermination douteuse, caractérisent l'Albien moyen [Scott, 2002a].

Texicaprina sp.

Occurrence dans le Guerrero :

TCM4 – Unité II Carrière Cemex Tecolotlán, Jalisco
C'est la forme la plus évoluée du groupe, Scott [2002a] lui attribue un âge albien moyen et peut-être supérieur.

Famille : Requienidae

Ils vivent en abondance dans les zones internes représentées par des micrites à miliolidae.
Les zones internes peuvent être exclusivement à *Requienidae*.
Ces formes sont peut-être plus tolérantes par rapport aux apports volcano-sédimentaires que les Caprinidae (comm.Pers. J.P. Masse).
Ce sont des formes spiralées ayant une couche calcitique très développée. Ils ne possèdent pas de canaux.

Famille : Policonitidae
Tepeyacia sp

Les formes appartenant à cette famille ont souvent été décrites dans l'Albien du Mexique, mais parfois sous différents noms. Il n'existe pas de travail complet sur leur évolution.

Occurrence dans le Guerrero :

PCO18 - Punta China, Basse Californie

Famille : Radiolitidae
Eoradiolites cf *davidsoni*

Occurrence dans le Guerrero :

TCC30 – Unité II Carrière Calteco Tecolotlán, Jalisco
Ce sont des formes avec une valve supérieure (VS) plate. L'ensemble de leur test est cellulaire, ces cellules sont rectangulaires.
Ils ont une paléoécologie similaire à celles des Caprinidae (comm. pers. J.P. Masse).

d Les gastéropodes

Les gastéropodes ont été déterminés par Blanca Estrella Buitrón de la Universidad Nacional Autónoma de México au Mexique.

Classe : Gastropoda Cuvier, 1797
Sous-classe : Streptoneura (Spennel)
Super-ordre : Prosobranchia Milne Edwards, 1848
Ordre : Archaeogastropoda Thiele, 1925
Sous-ordre : Pleurotomariina Cox & Knight, 1960
Superfamille : Pleurotomariacea Swainson, 1840
Famille : Pleurotomariidae Swainson, 1840
Genre : *Pleurotomaria*

Pleurotomaria macilenta Cragin

Extension géographique et stratigraphique :

Formation Georgetown de Texas, USA (Albien Supérieur), (Stanton, 1947, p. 54).

Occurrence dans le Guerrero :

TCM09, Unité II Carrière Cemex Tecolotlán, Jalisco

Superfamille : Trochoidea
Famille : Trochidae
Sous-famille : Proconulinae
Genre : *Discotectus*

Discotectus cripsus (Blanckenhorn)

Extension géographique et stratigraphique :

Formation Tanohata (Aptien supérieur) Région de Miyako, Japon (Kase, 1984, p.67)

Occurrence dans le Guerrero :

M95-17 Unité III San Juan de Alima, Michoacán
Cette espèce aurait une répartition plus importante jusque dans l'Albien supérieur comme le montre les datations proposées pour les couches sous-jacentes (cf. § 2 « Discussion »).

Discotectus crassus (Nagao)

Occurrence dans le Guerrero :

M95-17 San Juan de Alima, Michoacán

Extension géographique et stratigraphique :

Formation Hiraiga (Aptien supérieur - Albien inférieur) Région de Miyako, Japon (Nagao, 1934, p. 236-237, Kase, 1984, p. 69)
Cette espèce aurait une répartition plus importante jusque dans l'Albien supérieur comme le montrent les datations proposées pour les couches sous-jacentes (cf. § 2 « Discussion »).

Ordre : Caenogastropoda Cox, 1959
Sous-ordre : Neotaenioglossa
Superfamille : Cerithioidea
Famille : Turritellidae
Sous-famille : Turritellinae
Genre : *Turritella*

Turritella seriatim-granulata Roemer

Extension géographique et stratigraphique :

Turritella seriatim–granulata est présent depuis la zone à Ammonite *Oxytropidoceras* (*Mirapelia*) *salasi* (Young) jusqu'à la zone *Mortoniceras* (*Angolaites*) *drakei* (Young)
C'est-à-dire de l'Albien moyen terminal à l'Albien supérieur. Cette espèce a été trouvée dans l'Albien moyen et supérieur de la Formation Purgatoire au Nouveau Mexique (USA), dans l'Albien moyen du Groupe Frederiscksburg au Texas (USA) et dans l'Albien du Groupe Arivechi au Sonora, (Mexique) (Stanton 1947, p. 75.).

Occurrence dans le Guerrero :

PCC003 – Unité VC1 Punta China, Basse Californie
Cette espèce aurait une répartition plus importante dès l'Albien inférieur comme le montre les datations proposées pour cette coupe (cf. § discussion).

Turritella seriatim-granulata Roemer var. *gainesvillensis* Stanton, 1947

Extension géographique et stratigraphique :

Cette sous-espèce a été trouvée dans la Formation Denison, de l'Albien supérieur Texas (USA) (Stanton 1947, p. 76.).

Occurrence dans le Guerrero :

M98.35 – Unité III Carrière Calteco Tecolotlán, Jalisco

Superfamille : Cerithioidea
Famille : Glauconiidae (= Cassiopidae)
Genre :*Gymnentome*

Gymnentome (Gymnentome) hyatti (Stanton, 1947)

Extension géographique et stratigraphique :

Albien moyen et supérieur de la Formation Purgatoire au Nouveau Mexique (USA) (Stanton, 1947, p. 78) et Albien de Monte Revuelto au Sonora (Mexique) (Mennessier, 1984, p. 67).

Occurrence dans le Guerrero :

PCC007 – Unité VC1 Punta China, Basse Californie

Cette espèce aurait une répartition plus importante dès l'Albien inférieur comme le montre les datations proposées pour la coupe PCC (cf. § discussion).

Gymnemtome (Gymnemtome) zebra (Gabb)

Extension géographique et stratigraphique :

Albien de Cerro de Las Conchas, Arivechi, Sonora (Gabb, 1869, p. 60; Stanton, 1947, p. 79, Mennessier, 1984, p. 67)
Formation Encino, Cerro Tuxpan et Soyatlan de Adentro, Jalisco (Buitrón, 1986, p. 24, Buitrón y López-Tinajero, 1995, p. 161)
Formation Mal Paso, Chumbítaro, Guerrero (Mexique) (Buitrón y Pantoja, 1998, p. 17)

Occurrence dans le Guerrero :

M95-87 –Unité IX Chiquilitlán, Jalisco

Genre *Mesoglauconia*

Mesoglauconia (Triglauconia) floresi (Alencaster)

Extension géographique et stratigraphique :

Aptien de la Formation San Juan Raya, Puebla (Mexique) (Alencaster, 1956, p. 33)

Occurrence dans le Guerrero :

M95-67 – Unité VIII Chiquilitlán, Jalisco
L'âge aptien est en désaccord avec l'âge albien supérieur indiqué par les autres fossiles apparaissant avant cette espèce (Gastéropodes, Foraminifères, Rudistes). De plus, Bermudez Santana [1994] rencontre le même problème dans des affleurements du Michoacán. L'extension de cette espèce serait donc au moins Aptien à Albien.

Superfamille : Naticoidea
Famille : Naticidae
Sous-famille : Naticinae
Genre : *Tylostoma*

Tylostoma princeps White,1881

Extension géographique et stratigraphique :

Barrémien de la région de Tehuacán, Puebla (Mexico) (White, p. 140)
Albien Formation Mal Paso, Chumbítaro, Guerrero (Mexico) (Buitrón y Pantoja, 1998, p. 18)

Occurrence dans le Guerrero :

PCC 209 – Unité UC1 Punta China, Basse Californie

Sous-famille : Polinicinae
Genre : *Lunatia*

Lunatia ? praegrandis.(Roemer)

Extension géographique et stratigraphique :

Albien de la Formation Glen Rose au Texas (USA), Stanton, 1947, p. 65.

Occurrence dans le Guerrero :

PCC 209 – Unité UC1 Punta China, Basse Californie

Sous-famille : Gyrodinae
Genre : *Gyrodes*

Extension géographique et stratigraphique :

Ce genre est commun dans le Crétacé du Mexique occidental.

Occurrence dans le Guerrero :

M95-17 – Unité III San Juan de Alima, Michoacán

Ordre : Heterostropha (Entomotaeniata)
Superfamille : Nerineoidea
Famille : Nerineidae
Genre : *Eunerinea*

Eunerinea euphyes (Felix)

Extension géographique et stratigraphique :

Aptien, Formation San Juan Raya, Puebla (Mexico) (Alencaster, 1956)

Albien, Formation Mal Paso, Chumbítaro, Guerrero (Mexico) (Buitrón y Pantoja, 1998, p. 18)

Occurrence dans le Guerrero :

M95-17 – Unité III San Juan de Alima, Michoacán

Genre : *Nerinea*

Nerinea pseudoconvexa Stanton, 1947

Extension géographique et stratigraphique :

Albien, Formation Edwards, Texas (USA) Stanton (1947, p, 92)

Occurrence dans le Guerrero :

M95-87 – Unité IX Chiquilitlán, Jalisco

Sous Genre : *Aptyxiella*

Nerinea (Aptyxiella) supracostata Stanton, 1947

Extension géographique et stratigraphique :

Albien de la Formation Edwards, Texas (USA) Stanton (1947, p, 92).

Occurrence dans le Guerrero :

M95-86, M95-87 - Unité IX Chiquilitlán, Jalisco

Sous-classe : Opisthobranchia
Ordre : Cephalaspidea
Superfamille : Acteonoidea
Famille : Actaeonellidae
Genre : *Actaeonella* (= *Volvulina*)

Occurrence dans le Guerrero :

M95-87 - Unité IX Chiquilitlán, Jalisco

e Les Foraminifères

La classification utilisée est celle donnée par Loeblich & Tappan [1988].

Phylum : Protista
Classe : Rhizopodea
Ordre : Foraminifera Eichwald, 1830
Sous-Ordre : Textulariina (Delage & Hérouard, 1896)
Superfamille : Haplophragmiacea Eimer & Fickert, 1899
Famille : Nezzazatidae Hamaoui & Saint-Marc, 1970
Sous-Famille : Nezzazatinae Hamaoui & Saint-Marc, 1970
Genre : *Nezzazata* Omara, 1956
Espèce type : *Nezzazata simplex* Omara, 1956

Extension stratigraphique du genre :

(Hauterivien ?) Aptien – Turonien

Nezzazata cf. *isabellae* Arnaud Vanneau & Sliter, 1995

Extension géographique et stratigraphique :

Guyot du pacifique ; Aptien (supérieur ?) à Albien inférieur

Occurrence dans les coupes étudiées du Guerrero :

Coupe de la grande carrière (PCC), Basse Californie

Famille : Barkerinidae Smout, 1956
Genre : *Barkerina*
Espèce type : *Barkerina barkerensis* Frizzell & Schwartz, 1950

Barkerina barkerensis Frizzell & Schwartz, 1950

Extension géographique et stratigraphique :

Texas, USA ; Albien

Occurrence dans les coupes étudiées du Guerrero :

Unité IV de la coupe (CHQ) de la route de Chiquilistlán, Jalisco
Unités II à IV de la coupe (TCF) de la carrière Calfina, Jalisco
Unités I et II de la coupe (TCC) de la carrière Calteco, Jalisco

Superfamille : Loftusiacea Brady, 1884
Famille : Cyclamminidae Marie, 1941
Sous-famille : Choffatellinae Maync, 1958
Genre : *Pseudocyclammina* Yabe & Hanzawa, 1926
Espèce type : *Cyclammina lituus* Yokoyama, 1890

Extension géographique et stratigraphique :

Maroc, Libye, France, Italie, Pologne, Ex-Yougoslavie ; Ukraine ; Domérien à Coniacien

Occurrence dans les coupes étudiées du Guerrero :

Ce genre est largement représenté dans toutes les coupes du Guerrero.
Il inclut plusieurs espèces comme le montrent la taille des individus et leurs différentes ouvertures. Un travail approfondit est nécessaire pour distinguer ces espèces.

Sous-Famille : Pseudochoffatellinae Loeblich & Tappan, 1985
Genre : *Broeckinella* Henson, 1948
Espèce type : *Broeckinella arabica* Henson, 1948

Broeckinella cf. *aragonensis* Peybernes, 1984

Extension géographique et stratigraphique :

Arabie, Italie, France, Espagne, Ex-Yougoslavie ; Albien supérieur

Occurrence dans les coupes étudiées du Guerrero :

Unités V et VI de la coupe (CHQ) de la route de Chiquilistlán, Jalisco
Unités II à IV de la coupe (TCF) de la carrière Calfina, Jalisco
Unités I à III de la coupe (TCC) de la carrière Calteco, Jalisco
Unités I et II de la coupe (TCM) de la carrière Cemex, Jalisco
Unités I, III, et IV de la coupe (SJA) de la route de San Juan de Alima, Michoacán

Superfamille : Spiroplectamminacea Cushman, 1927
Famille : spiroplectamminidae Cushman, 1927
Sous-famille : Novalesiinae Loeblich & Tappan, 1984
Genre : *Novalesia* Magniez, 1974
Espèce type : *Spiroplectamminoids productus* Magniez, 1972

Novalesia angulosa, (Magniez, 1972)

Extension géographique et stratigraphique :

Aptien supérieur à Albien inférieur, Espagne

Occurrence dans les coupes étudiées du Guerrero :

Unités IV à VI de la coupe (CHQ) de la route de Chiquilistlán, Jalisco
Unités II de la coupe (TCF) de la carrière Calfina, Jalisco
Unités III de la coupe (SJA) de la route de San Juan de Alima, Michoacán

Superfamille : Ataxophragmiacea Schwager, 1877
Famille : Ataxophragmiidae Schwager, 1877
Sous-Famille : Pernerinae Loeblich & Tappan, 1984
Genre : *Voloshinoides* Barnard & Banner 1980
Espèce type : *Arenobulimina labirynthica* Voloshina, 1961

Extension géographique et stratigraphique du genre :

Ce genre n'était connu qu'en Europe et dans le pacifique de l'Albien au Maastrichtien.

Occurrence dans les coupes étudiées du Guerrero :

Toutes les coupes de Basse Californie

Famille : Cuneolinidae Saidova, 1981
Sous-Famille : Cuneolininae Saidova, 1981
Genre : *Cuneolina* d'Orbigny, 1839
Espèce type : *Cuneolina pavonia* d'Orbigny, 1846

Cuneolina pavonia parva (Henson, 1948)

Extension géographique et stratigraphique :

Chine ; USA ; Europe ; Valanginien à Coniacien

Occurrence dans les coupes étudiées du Guerrero :

Unités IV à VI de la coupe (CHQ) de la route de Chiquilistlán, Jalisco
Unités II à IV de la coupe (TCF) de la carrière Calfina, Jalisco
Unités I à III de la coupe (TCC) de la carrière Calteco, Jalisco
Unités I et II de la coupe (TCM) de la carrière Cemex, Jalisco
Unités I, III, et IV de la coupe (SJA) de la route de San Juan de Alima, Michoacán
Unités UC1, VC2 et UC2 de la coupe (PCC) de la grande carrière de Punta China, Basse Californie

Genre : *Vercorsella* Arnaud-Vanneau, 1980
Espèce type : *Vercorsella arenata* Arnaud-Vanneau, 1980

Vercorsella cf. *arenata* (Arnaud-Vanneau, 1980)

Extension géographique et stratigraphique :

France ; Italie ; Ex-Yougoslavie ; Barrémien - Albien

Occurrence dans les coupes étudiées du Guerrero :

Unités IV à VII de la coupe (CHQ) de la route de Chiquilistlán, Jalisco
Unités II à IV de la coupe (TCF) de la carrière Calfina, Jalisco
Unités I à III de la coupe (TCC) de la carrière Calteco, Jalisco
Unités I et II de la coupe (TCM) de la carrière Cemex, Jalisco
Unités I, III, et IV de la coupe (SJA) de la route de San Juan de Alima, Michoacán
Unité VC1 de la coupe de la grande carrière (PCC) de Punta China, Basse Californie
Base de la coupe de la petite carrière (PCO) de Punta China, Basse Californie

Sous-Famille : Sabaudiinae Brönnimann, Decrouez & Zaninetti, 1983
Genre : *Sabaudia* Charollais & Brönnimann, 1965
Espèce type : *Textulariella minuta* Hofker Jr., 1965

Sabaudia cf *scarcellai* (De Castro, 1963)

Extension géographique et stratigraphique :

Italie ; Barrémien – Aptien

Cette espèce, initialement décrite sous le genre *Cuneolina*, a été ensuite attribuée hypothétiquement au genre *Pseudotextulariella* par Bronnimann & Conrad (1968).

Nous avons trouvé des spécimens de cette espèce avec un appareil embryonnaire caractéristique du genre *Sabaudia*.

Occurrence dans les coupes étudiées du Guerrero :

Unités IV à VII de la coupe (CHQ) de la route de Chiquilistlán, Jalisco
Unités II à IV de la coupe (TCF) de la carrière Calfina, Jalisco
Unités I à II de la coupe (TCC) de la carrière Calteco, Jalisco

Famille : Dicyclinidae Loeblich & Tappan, 1964
Genre : *Dicyclina* Munier-Chalmas, 1887
Espèce type : *Dicyclina* cf. *schlumbergeri* Munier-Chalmas, 1887

Dicyclina cf. *schlumbergeri* Munier-Chalmas, 1887

Extension géographique et stratigraphique :

France ; Espagne ; Ex-Yougoslavie ; Albien supérieur à Santonien

Occurrence dans les coupes étudiées du Guerrero :

Unités V et VI de la coupe (CHQ) de la route de Chiquilistlán, Jalisco
Unités II et III de la coupe (TCC) de la carrière Calteco, Jalisco
Unités I et II de la coupe (TCM) de la carrière Cemex, Jalisco
Unités I, III, et IV de la coupe (SJA) de la route de San Juan de Alima, Michoacán

Superfamille : Orbitolinacea, Martin, 1890
Famille : Orbitolinidae Martin, 1890
Sous-Famille : Dictyoconinae Moullade, 1965
Genre : *Coskinolinoides* Keijzer, 1942
Espèce type : *Coskinolinoides texanus* Keijzer, 1942

Coskinolinoides texanus Keijzer, 1942

Extension géographique et stratigraphique :

Albien dans le Texas, USA

Occurrence dans les coupes étudiées du Guerrero :

Unité IV de la coupe (CHQ) de la route de Chiquilistlán, Jalisco
Unités II à IV de la coupe (TCF) de la carrière Calfina, Jalisco
Unités I à II de la coupe (TCC) de la carrière Calteco, Jalisco
Unité IV de la coupe (SJA) de la route de San Juan de Alima, Michoacán
Unité UC1 de la coupe de la grande carrière (PCC) de Punta China, Basse Californie

Sous-Famille : Orbitolininae Martin, 1890
Genre : *Mesorbitolina* Schroeder, 1962
Espèce type : *Orbitulites texanus* Roemer, 1849

Mesorbitolina pervia (Douglass, 1960)

Extension géographique et stratigraphique :

Texas, USA ; Aptien supérieur

Occurrence dans les coupes étudiées du Guerrero :

Base de la coupe (PCO) de la petite carrière de Punta China, Basse Californie

Assignation incertaine rattaché à la famille des Orbitolinidae
Genre : *Coskinolinella* Delmas & Deloffre, 1961
Espèce type : *Coskinolinella daguini* Delmas & Deloffre, 1961

Occurrence dans les coupes étudiées du Guerrero :

Unité IV de la coupe (CHQ) de la route de Chiquilistlán, Jalisco

Sous-ordre : Miliolina Delage & Hérouard, 1896
Superfamille : Miliolacea Ehrenberg, 1839
Famille : Miliolidae Ehrenberg, 1839
Genre : *Pseudonummoloculina* Calvez, 1986
Espèce type : *Pseudonummoloculina aurigernica* Calvez, 1986

La position systématique de ce genre est incertaine.

Occurrence dans les coupes étudiées du Guerrero :

Totalité de la coupe (CHQ) de la route de Chiquilistlán
Unités II à IV de la coupe (TCF) de la carrière Calfina, Jalisco
Unités I et II de la coupe (TCC) de la carrière Calteco, Jalisco
Base de la coupe de la petite carrière (PCO) de Punta China, Basse Californie

Superfamille : Soritacea Ehrenberg, 1839
Famille : Soritidae Ehrenberg, 1839
Sous-famille : Praerhapydionininae Hamaoui & Fourcade, 1973
Genre : *Pseudorhapydionina* De Castro, 1971
Espèce type : *Rhapydionina laurinensis* (De Castro, 1965)

Pseudorhapydionina cf. *dubia*, (De Castro, 1965)

Cette espèce a été décrite sous le genre *Rhapydionina*, mais elle est actuellement rapportée au genre *Pseudorhapydionina* (Aranud Vanneau, pers. comm.).

Extension géographique et stratigraphique :

Cénomanien moyen et supérieur ; Italie

Occurrence dans les coupes étudiées du Guerrero :

Unités IV et VII de la coupe (CHQ) de la route de Chiquilistlán, Jalisco
Unités II à IV de la coupe (TCF) de la carrière Calfina, Jalisco
Unités I à II de la coupe (TCC) de la carrière Calteco, Jalisco
Unités I de la coupe (TCM) de la carrière Cemex, Jalisco
Unité IV de la coupe (SJA) de la route de San Juan de Alima, Michoacán

Compte tenu des âges proposés pour ces unités (cf. § 2 « Discussion »), ces formes existeraient dès l'Albien supérieur, voire moyen.

2 Discussion

La synthèse des informations biostratigraphiques permet d'attribuer les âges suivants aux séries du Terrane Guerrero.

a Basse Californie

Les séries du Terrane Guerrero en Basse Californie débute dès l'Aptien inférieur comme l'attestent des ammonites (*Dufrenoyia* aff. *justinae*) trouvées près de Campo de Ink et conservées dans la collection du Muséum de Berkeley.

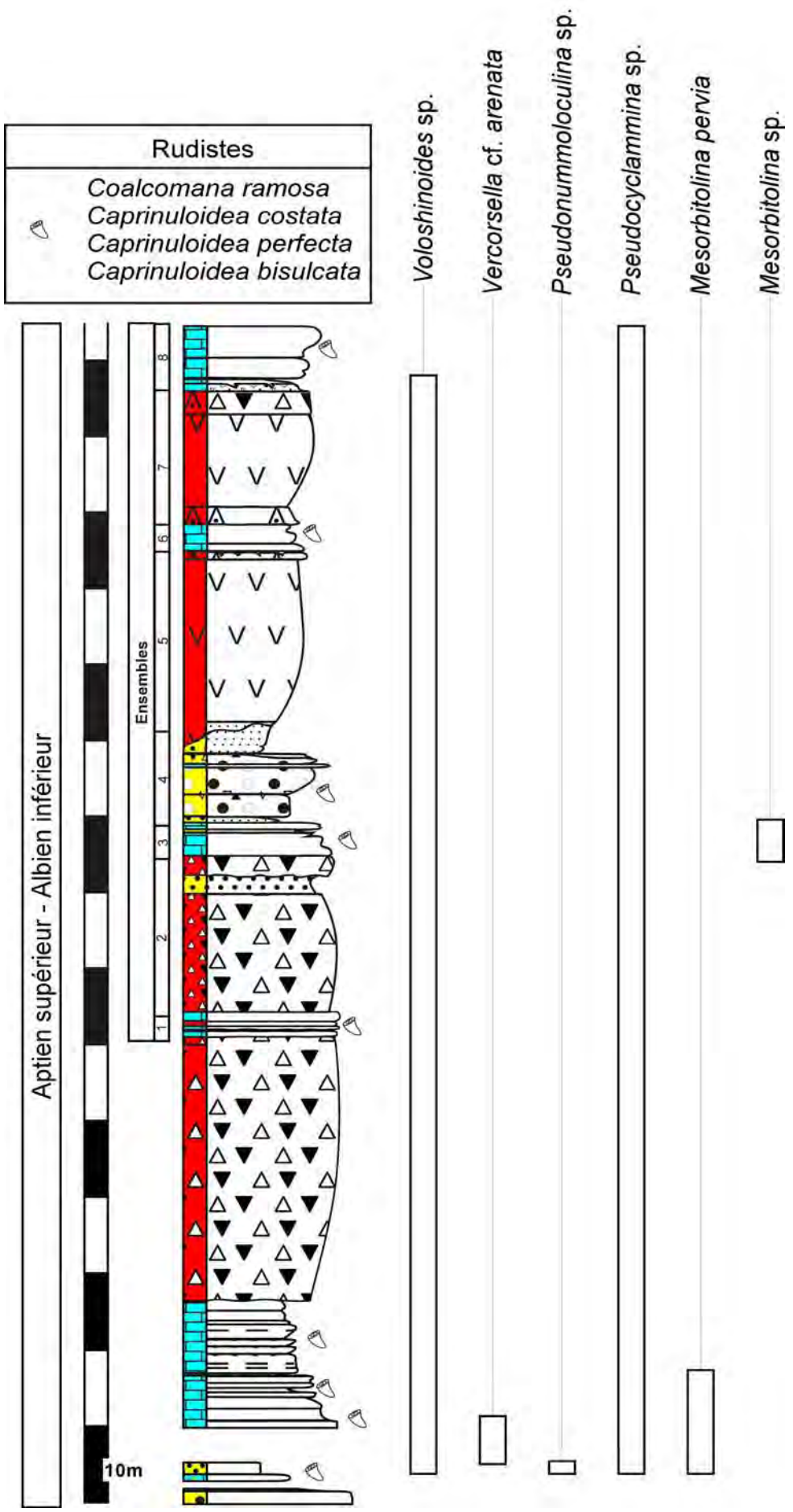


Figure III.II.1 - Répartition des principaux foraminifères dans les coupes PCO et PCP de Punta China, Basse Californie

La coupe de la petite carrière (PCO) (Fig. III.II.1 et III.I.5) contient à la fois des rudistes Caprinidae donnant un âge Albien inférieur et des foraminifères (*Mesorbitolina pervia*) donnant un âge Aptien supérieur. La répartition de ces deux organismes doit donc être étendue. Il n'est pas possible de placer la limite entre l'Aptien et l'Albien avec les seules informations biostratigraphiques, mais les données isotopiques permettent de faire une proposition pour cette limite (cf. paragraphe suivant « isotopes stables du carbone et de l'oxygène).

La coupe du bord de mer (PCP) (Fig. III.II.1 et III.I.7) contient les mêmes rudistes Caprinidae donnant un âge Albien inférieur. La microfaune, part des formes de *Voloshinoides* sp. similaires à celles rencontrées dans le Chihuahua, confirme cet âge.

La coupe de la grande carrière (PCC) (Fig. III.II.2 et III.I.9) est datée de l'Albien inférieur non basal par la présence d'une ammonite (*Douvilleiceras* cf. *mammillatum*) dans les premiers niveaux de la coupe. La plupart des bivalves récoltés confirme cet âge albien inférieur. La présence tout le long de la coupe du genre *Volohinoides*, présentant des formes peu régulières similaires à celles rencontrées dans la deuxième séquence de la Formation Benigno dans la coupe de la sierra Boquilla (Chihuahua), suggère que cette série ne dépasse pas l'Albien inférieur. L'absence de *Barkerina barkerensis* étaye cette restriction de l'âge à l'Albien inférieur. Les formes rencontrées attribuées au genre *Paracoskinolina* sont des formes très simples, et de petites tailles qui sont probablement une forme primitive de *P. texanus*. Leur apparition est probablement antérieure à celle du véritable *P. texanus*.

Ainsi, d'après les affleurements de Punta China, il est possible de donner une extension minimale pour la Formation Alisitos de l'Aptien inférieur à l'Albien inférieur et de restreindre à la période allant de l'Aptien terminal à l'Albien inférieur la présence des corps carbonatés de cette formation.

b Jalisco

Dans la coupe de la route de Chiquilistlán (CHQ) (Fig. III.I.17), la première unité a été datée du Berriasien puis du Valangien grâce à des ammonites. Il n'existe aucune information concernant l'unité II. Par contre, la répartition des foraminifères benthiques (Fig. III.II.3) permet de proposer un âge barrémien pour l'unité III. En effet, les seules formes de foraminifères trouvées appartenant aux genres *Pseudonummoloculina* et *Pseudocyclammina* sont de très petites tailles avec une structure très simple, proche des formes connues dans le Barrémien (Arnaud Vanneau, comm. pers.).

La présence de *Barkerina barkerensis* permet de donner un âge albien moyen à supérieur pour l'unité IV. L'apparition plus tardive de *Coskinolinoides* cf. *texanus* par rapport à *Barkerina barkerensis* rappelle la partie supérieure de l'Albien moyen de Chihuahua. L'Albien moyen serait donc représenté.

La présence de *Dicyclina* cf. *schlumbergeri* et de *Broeckinella* cf. *aragonensis* date de l'Albien supérieur les unités V et VI. Le sommet de cette coupe pourrait être attribué au Cénomanien grâce à la présence de formes de *Dicyclina* cf. *schlumbergeri* de très grandes tailles avec des loges très droites typiques des formes évoluées (Arnaud Vanneau, comm. pers.). Les rudistes *Immanitas* sp. récoltés ne permettent pas de distinguer l'Albien supérieur du Cénomanien.

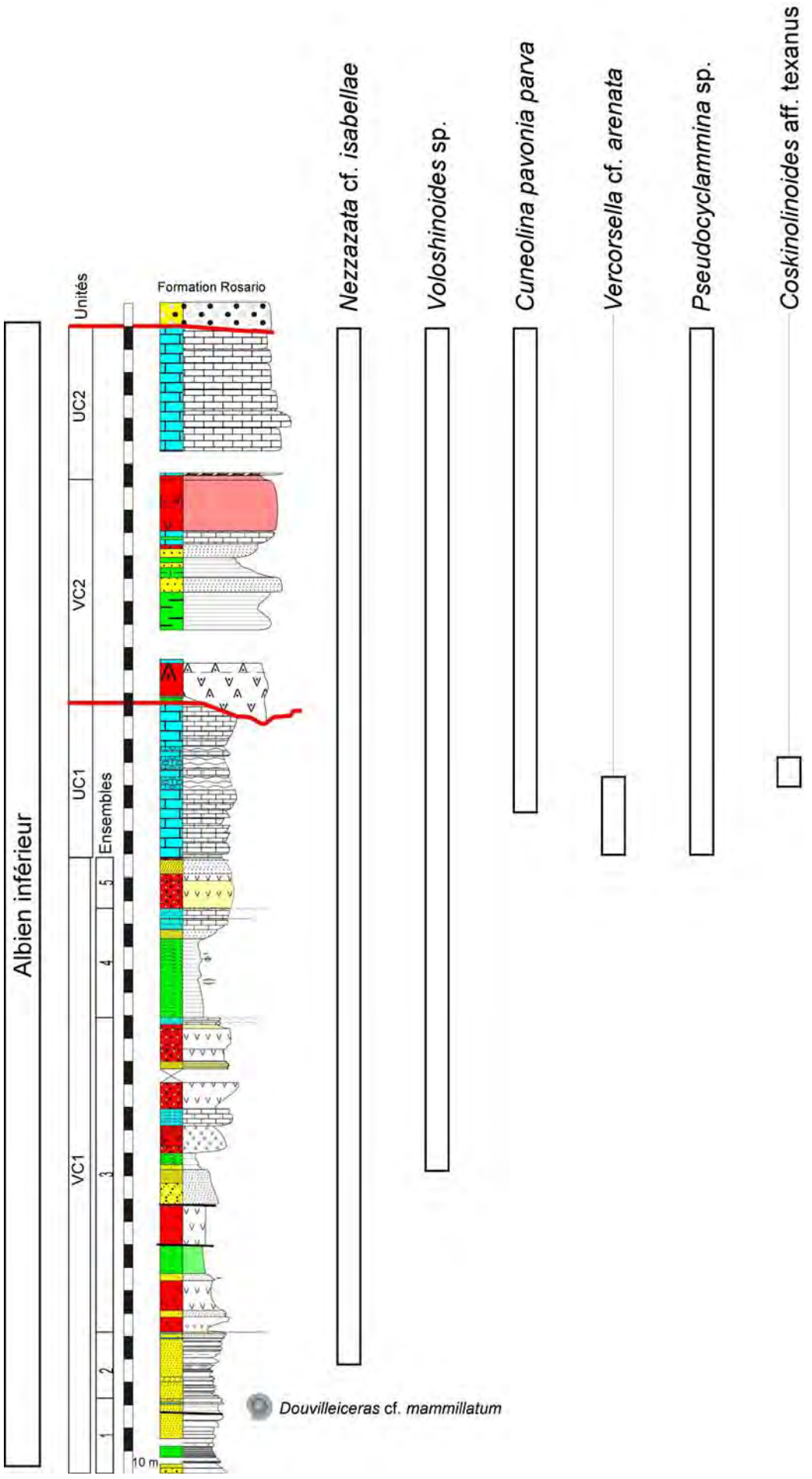


Figure III.II.2 - Répartition des principaux foraminifères benthiques dans la coupe de la grande carrière (PCC), Basse Californie

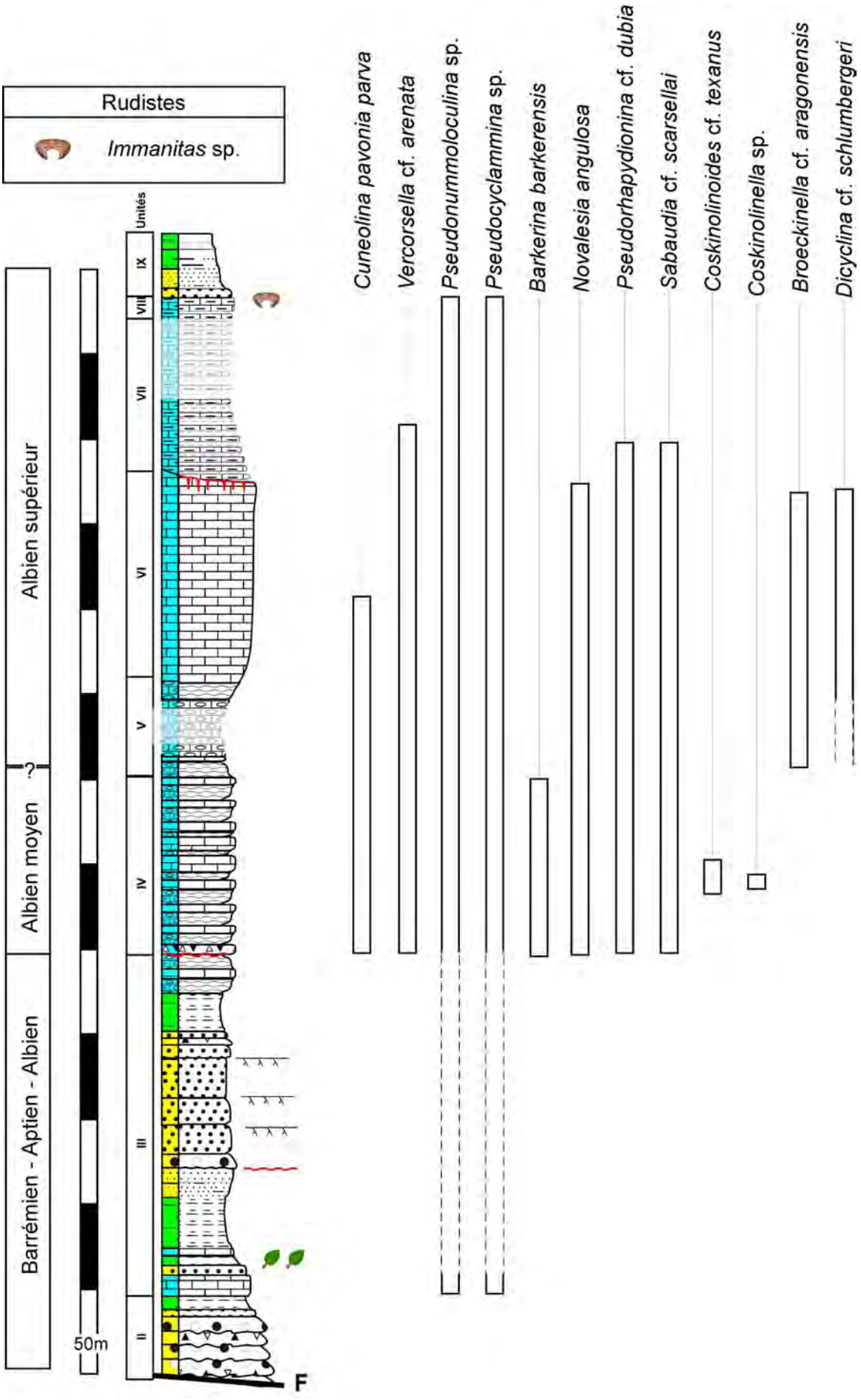


Figure III.II.3 - Répartition des principaux foraminifères benthiques dans les coupes de la route de Chiquilitlán (CHQ), Jalisco

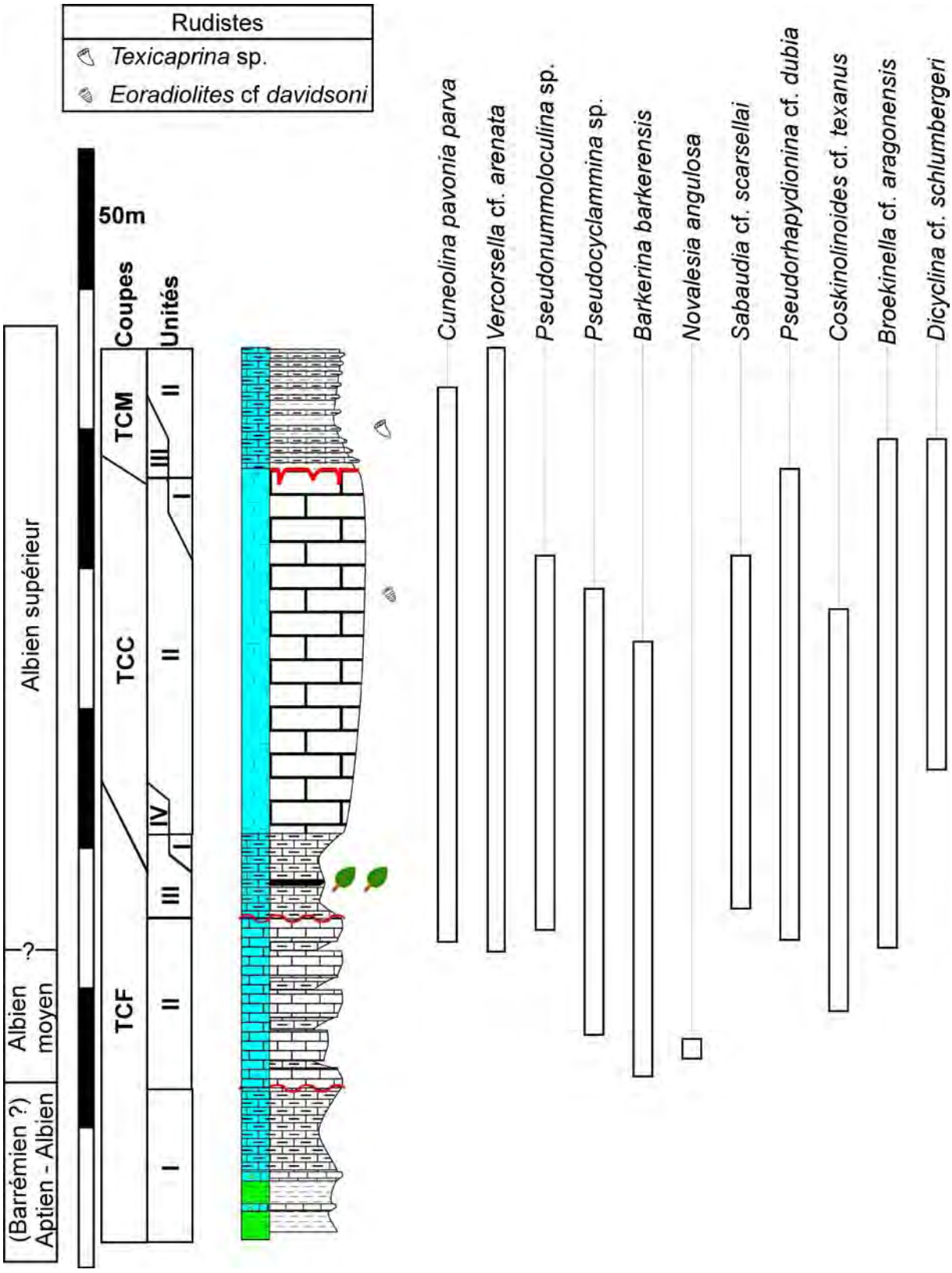


Figure III.II.4 - Répartition des principaux foraminifères benthiques dans les coupes des carrières de Tecolotlán (TCF, TCC, TCM), Jalisco

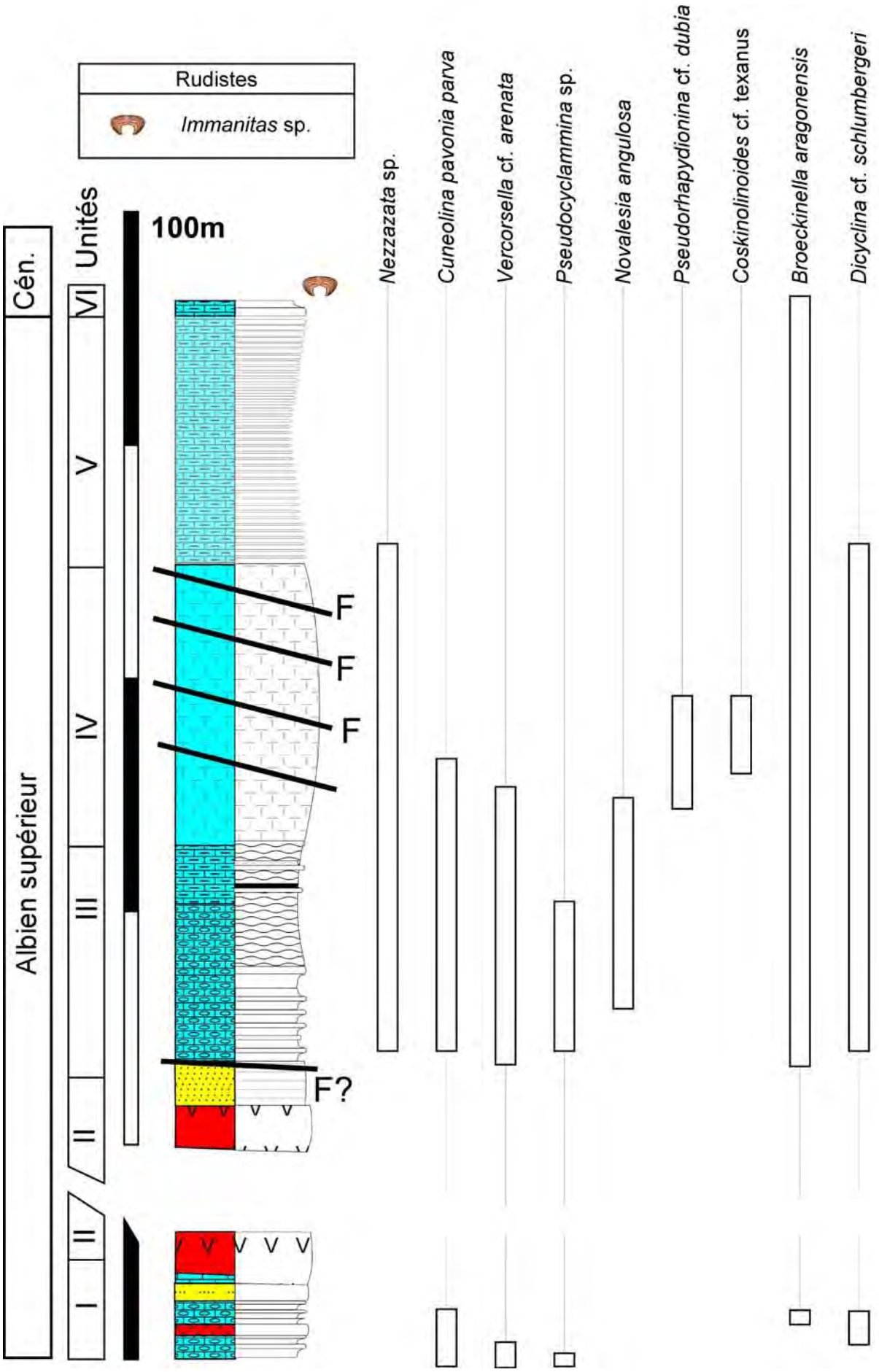


Figure III.II.5 - Répartition des principaux foraminifères benthiques dans la coupe de la route de San Juan de Alima (SJA), Michoacán

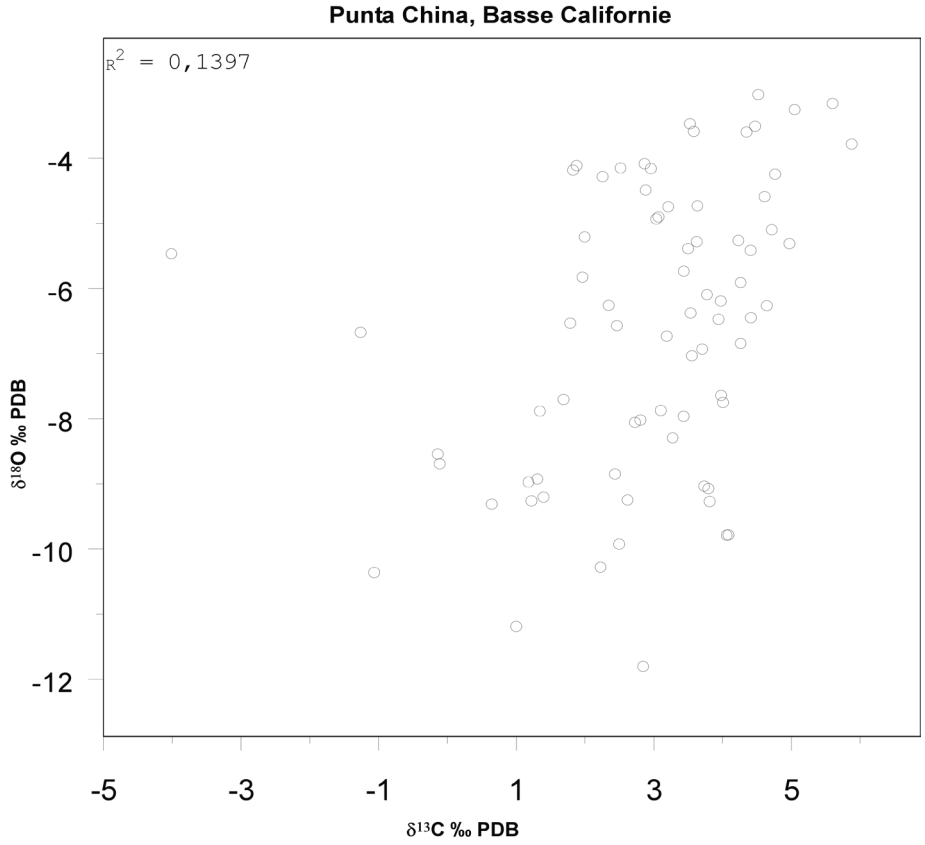
Toutefois les nombreux gastéropodes récoltés indiquent l'Albien supérieur.
A part les premières couches pour lesquels nous manquons d'informations biostratigraphiques, il est possible d'attribuer un âge albien moyen puis albien supérieur aux séries de carbonates de plate-formes de la route de Chiquilistlán à Jalisco.
Dans les coupes des carrières de Tecolotlán (Fig. III.II.4 et Fig. III.I.21, III.I.22, III.I.23), il n'a pas été possible de dater la première unité (coupe TCF) faute de marqueurs. Par contre, la présence de *Barkerina barkerensis,* puis de *Coskinolinoides* cf. *texanus* et enfin de *Broeckinella* cf. *aragonensis* dans l'unité II (coupe TCF) permet, par comparaison avec les successions de ces formes dans le Chihuahua, d'attribuer un âge albien moyen puis albien supérieur à cette unité. La présence de *Dicyclina* cf. *schlumbergeri* à partir de l'unité IV de la coupe TCF (unité II coupeTCC)) confirme cet âge albien supérieur. L'unité II de la coupe TCM (unité III coupe TCC) a été datée de l'Albien supérieur par des rudistes (*Texicaprina* sp.) et des gastéropodes (*Pleurotomaria macilenta*).
A part les premières couches pour lesquels nous manquons d'informations biostratigraphiques, il est possible d'attribuer un âge albien moyen puis albien supérieur aux séries des carrières de Tecolotlán à Jalisco

c Michoacán

La coupe de la route de San Juan de Alima (SJA) débute dans l'Albien supérieur comme le montre la présence de *Dicyclina* cf. *schlumbergeri* et de *Broeckinella* cf. *aragonensis* dès la base de la coupe (Fig. III.II.5 et Fig. III.I.24, III.I.25). Ces dernières présentent des formes évoluées, très complexes et de grande taille. Ceci associé à l'absence de *Barkerina barkerensis* nous permet de dire que les séries de San Juan de Alima sont Albien supérieur non basal, voire Cénomanien. La présence de rudistes *Immanitas* sp. ne permet pas de confirmer la présence du Cénomanien.

B Isotopes stables du carbone et de l'oxygène

Des mesures des isotopes du carbone et de l'oxygène ont été réalisées sur une partie des échantillons de Punta China afin d'essayer de caractériser la limite entre l'Aptien et l'Albien.
Afin de s'assurer que la diagenèse n'a pas perturbé le signal primaire pour les isotopes du carbone et de l'oxygène, nous avons réalisé un diagramme exprimant le $\delta^{18}O$ en fonction du $\delta^{13}C$ (Fig. III.II.6). Si la diagenèse avait modifié significativement les proportions des isotopes du carbone et de l'oxygène par rapport aux proportions initiales, on observerait une corrélation positive entre leurs rapports isotopiques témoignant d'une histoire diagénétique commune, ce qui n'est pas le cas comme le montre le coefficient R^2 de 0,14. Toutefois, les valeurs de $\delta^{18}O$ sont très négatives, ce qui suggère une influence diagénétique pour les isotopes de l'oxygène.



Il n'existe pas de relation linéaire entre le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{13}C$ (R^2 = 0,1387). Ceci indiquerait que le signal isotopique n'a pas été perturbé par la diagenèse. Cependant, les faibles valeurs de $\delta^{18}O$ suggère tout de même une perturbation diagénétique de ces valeurs. Le carbone, lui, ne semble pas affecté.

Figure III.II.6 - d18O en fonction du d13C dans les coupes de Punta China, Basse Californie

Observations

Dans la coupe de la petite carrière (PCO) (Fig. III.II.7), les valeurs du $\delta^{18}O$ sont très négatives (entre -4‰ et -11‰) et aucune tendance ne semble se dessiner. Par contre, les valeurs du $\delta^{13}C$ montrent un pic négatif à la base de la coupe (-4‰) suivi par une montée progressive jusqu'à des valeurs très positives (4,5 à 5‰).

Dans la coupe du bord de mer (PCP) (Fig. III.II.7), les valeurs du $\delta^{18}O$ montre une très large variation (-4,5‰ à -11‰). Les valeurs du $\delta^{13}C$ présentent aussi une grande variation (-1‰ à 3‰).

Les quelques mesures réalisées sur les échantillons dans la coupe de la grande carrière (Fig. III.II.8) indiquent des valeurs comprises entre 0‰ et 4‰. On remarque que les valeurs les plus faibles (0 à 2‰) proviennent du banc de carbonate qui semble transporté par les coulées volcaniques dans l'ensemble 3 de la Série Volcanoclastique inférieure. Ces faibles valeurs reflètent peut-être plus une transformation chimique par l'action thermique des laves qu'une variation du signal primaire.

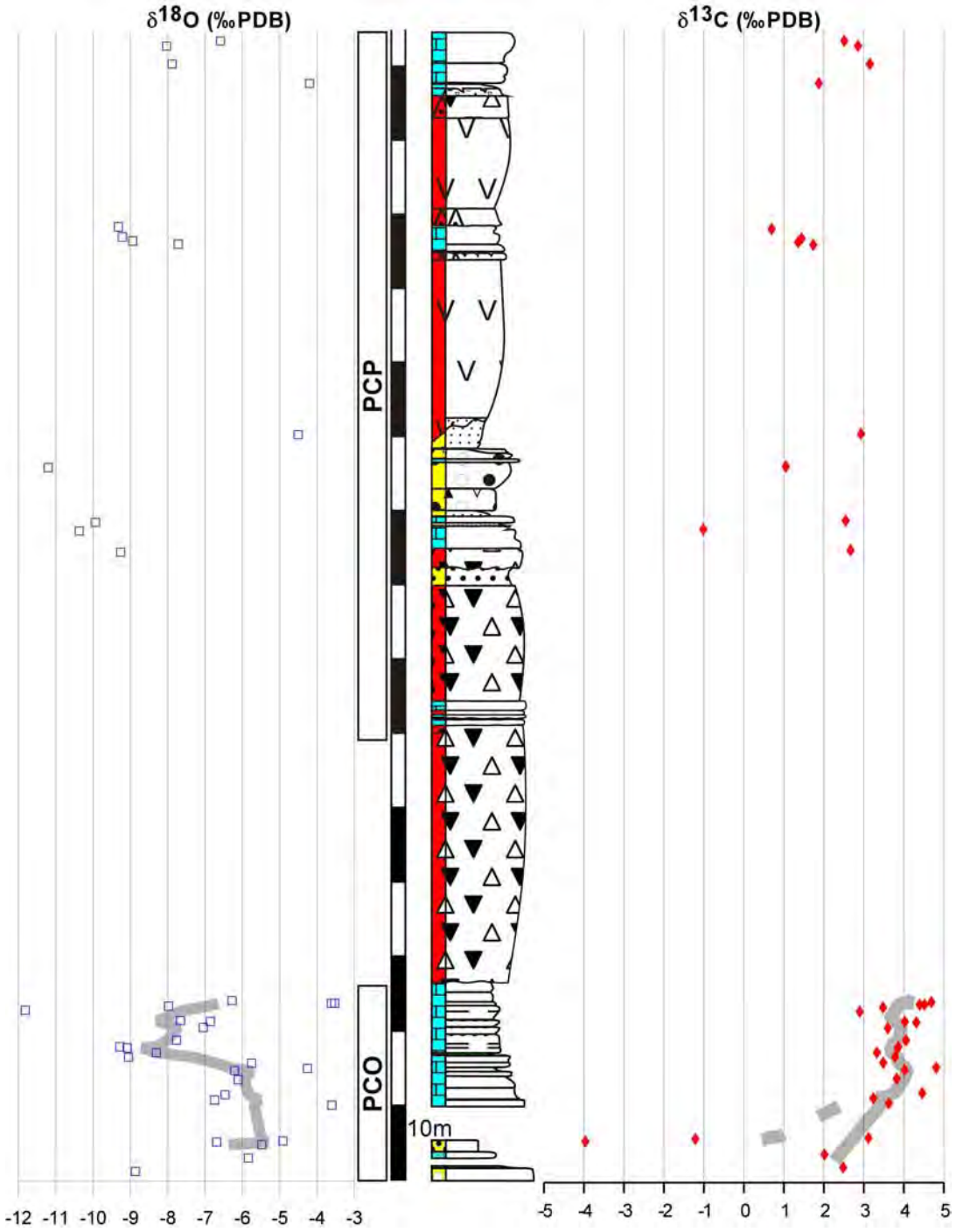


Figure III.II.7 - Courbe isotopique du carbone et de l'oxygène dans les coupes PCO et PCP, Basse Californie

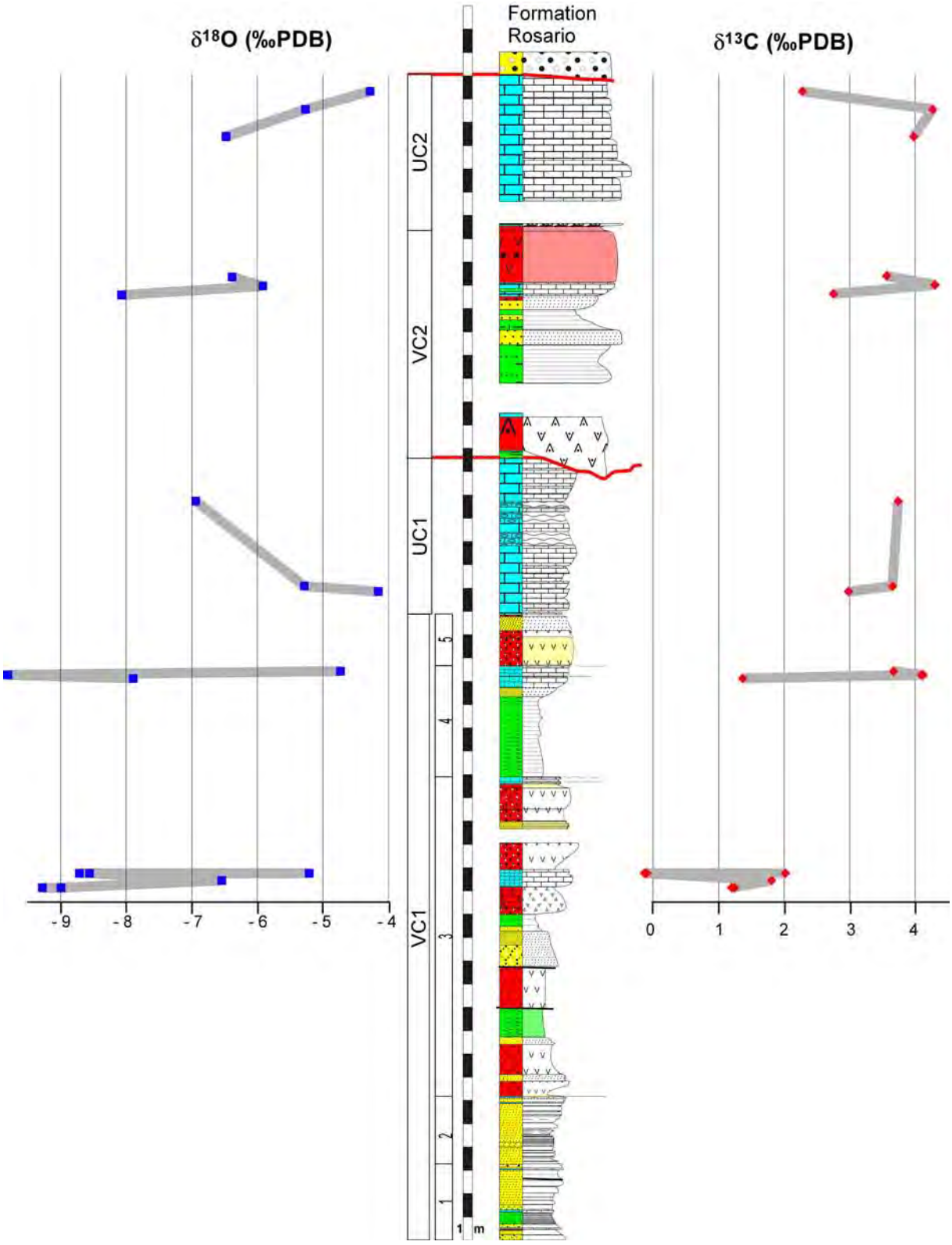


Figure III.II.8 - Courbes isotopiques du carbone et de l'oxygène dans la coupe de la grande carrière (PCC), Basse Californie

Discussion

Les très faibles valeurs du $\delta^{18}O$ visibles dans les trois coupes de Punta China indiquent soit un apport conséquent d'eau météorique appauvrie en oxygène lourd (^{18}O), soit une diagenèse importante [Hudson, 1977]. Si les séries présentent des faciès peu profonds facilement soumis à l'influence des eaux météoriques, l'action thermique des roches volcaniques accentuant les effet de la diagenèse est très certainement aussi responsable de ces valeurs très négatives, notamment dans la coupe du bord de mer (PCP) où il existe une intercalation de lave et de carbonates.

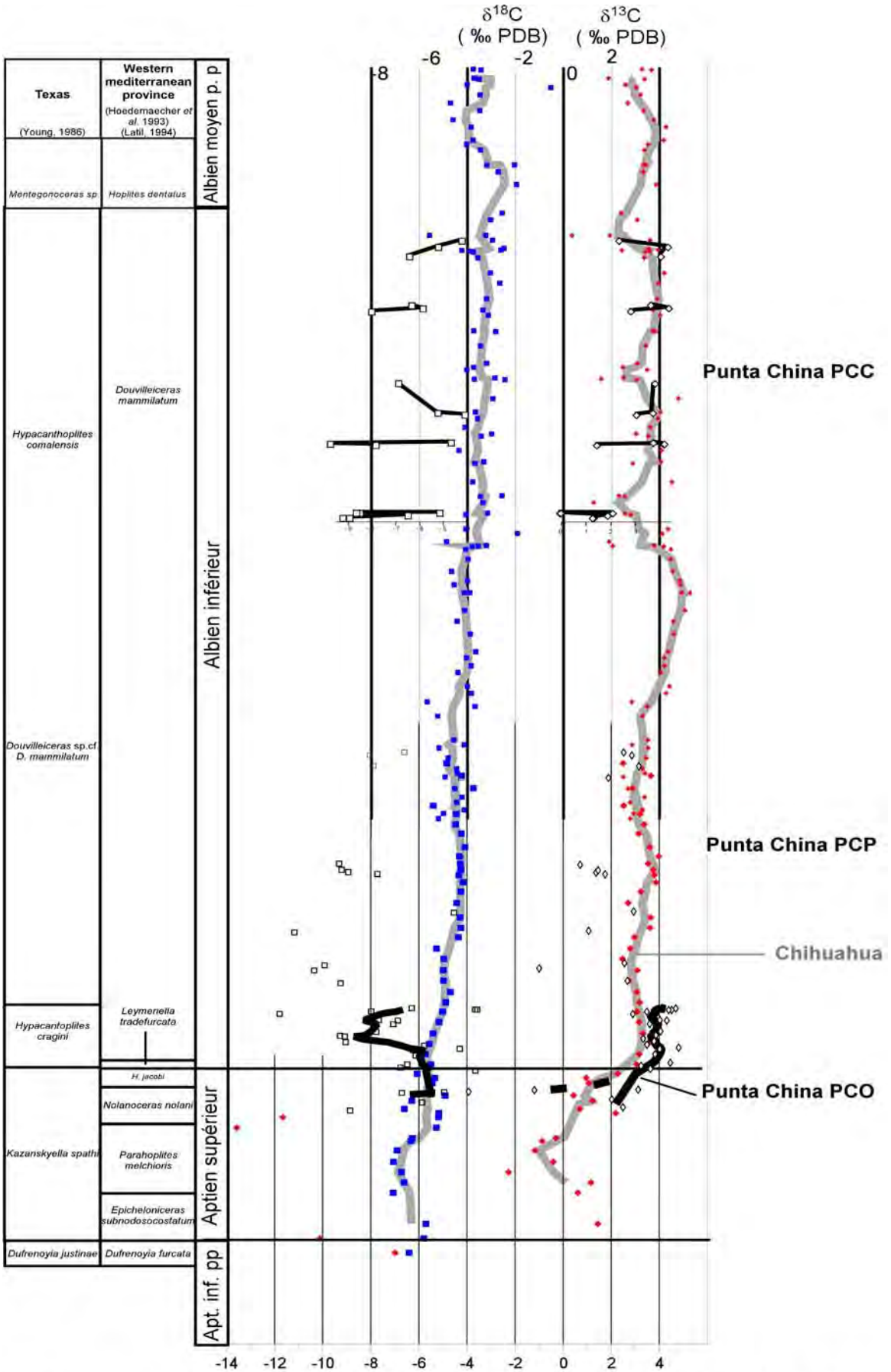
Il pourrait en être de même pour le carbone mais celui-ci est moins sensible à l'action de la diagenèse et les valeurs mesurées restent cohérentes avec celles trouvées dans la littérature (*cf.* chapitre deuxième §III) à part quelques valeurs très négatives, lesquelles pourrait être due aux fluides hydrothermaux associées au volcanisme local [Shikazono *et al.*, 1998].

Pour comparer les valeurs des coupes de Punta China avec celles obtenues dans les coupes réalisées dans le Chihuahua (Fig. III.II.9), les contraintes biostratigraphiques connues on permis de cibler une période de comparaison avec les données du Chihuahua. Celle-ci est la limite entre l'Aptien et l'Albien comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent.

A partir de ces contraintes, on remarque que la meilleure similitude de forme des courbes isotopiques du carbone indique une limite Aptien/Albien dans la zone couverte entre les deux premières parties de la coupe de la petite carrière. Ceci implique que les rudistes *Coalcomana ramosa* et *Caprinuloida costata* pourraient exister dès l'Aptien terminal, et que les orbitolines *Mesorbitolina pervia* existent toujours à la base de l'Albien.

De part sa nature de surface remarquable, un autre candidat pour la limite Aptien – Albien est le niveau condensé quelques mètres au dessus de la zone d'invisibilité dans la coupe de la petite carrière (PCO). Mais il existe sous cette limite des valeurs du $\delta^{13}C$ atteignant et dépassant déjà les 4‰, comme les premières valeurs de l'Albien dans le Chihuahua.

Il n'est pas possible de comparer les valeurs de la coupe du bord de mer (PCP) car elles présentent trop peu de valeurs. Il en est de même pour les valeurs de la coupe de la grande carrière (PCC), toutefois en plaçant les valeurs dans la partie supérieure de l'Albien inférieur en suivant l'indication fournie par l'ammonite trouvée à la base de cette coupe, on remarque une cohérence des valeurs du $\delta^{13}C$ entre le Chihuahua et la Basse Californie, alors que les valeurs du $\delta^{18}O$ en Basse Californie sont nettement décalées vers des valeurs plus négatives. La thermicité des laves de Basse Californie semble affecter considérablement les valeurs du $\delta^{18}O$ des carbonates intercalés.



Les figurés pleins représentent les valeurs dans les coupes du Chihuahua et les figurés évidés celles dans les coupes de Basse Californie. Les courbes sont des moyennes mobiles sur 5 valeurs.

Figure III.II.9 - Comparaison des courbes isotopiques dans les coupes du Chihuahua et de Basse Californie

III Analyse séquentielle à partir des faciès et des assemblages écologiques

A Description des faciès

Les faciès rencontrés dans les échantillons du Terrane Guerrero ont été groupés en douze familles sédimentaires distinctes et une famille de faciès volcaniques. Parmi les douze familles d'origine sédimentaire, onze proviennent des douze familles de faciès qui ont été définies par Arnaud Vanneau [1980] pour caractériser les milieux de dépôts des plates-formes carbonatées du Crétacé inférieur et une est une famille de faciès silicoclastiques. La famille de faciès F1 (micrite à spicules de spongiaires) n'est pas représentée dans les échantillons récoltés dans le Terrane Guerrero. La famille de faciès F2 (biopelmicrites à Spatangues) n'a pas été caractérisée mais un équivalent est proposé (biomicrites à foraminifères planctoniques et circalittoraux).

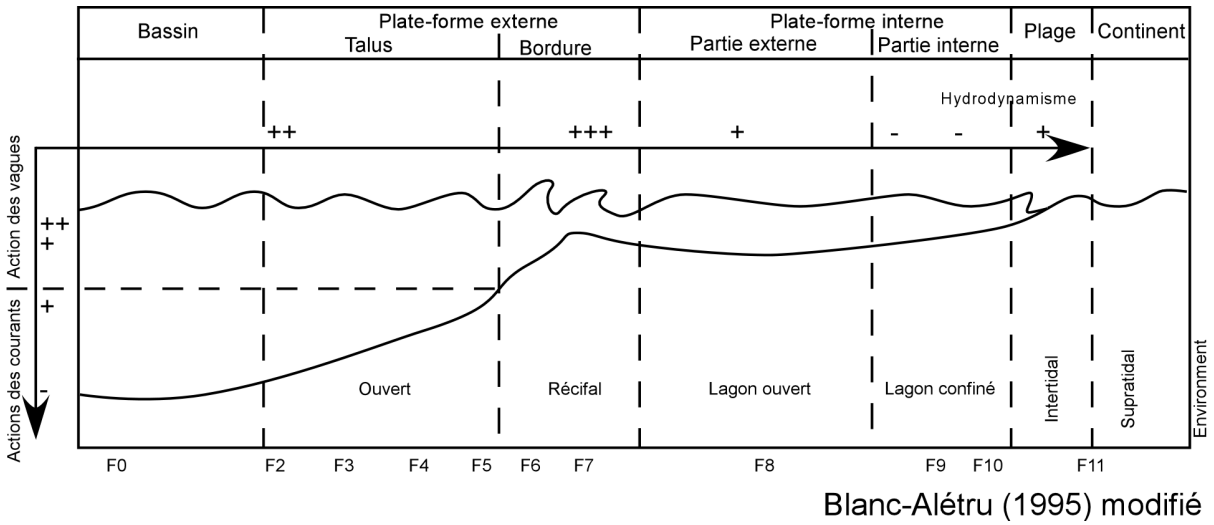


Figure III.III.1 - Hydrodynamisme et environnements sur une plate-forme théorique

Ces familles peuvent être replacées sur un profil théorique de plate-forme carbonatée (Fig. III.III.1) qui comme son nom l'indique est théorique et ne représente pas la répartition réelle des faciès sur un profil observé, mais un agencement latéral théorique donnant les tendances évolutives du milieu de dépôt. Les éléments biologiques constituants d'une roche carbonatée sont des éléments souvent peu transportés hors de leur environnement initial de dépôt, même si les courants (courants de marée sur la plate-forme et courants de tempête) ont pu déplacer une partie de ces éléments et les resédimenter loin de leur niche écologique.

Ces faciès sont une combinaison des indications sédimentologiques et biologiques (Fig. III.III.2) relevées aussi bien sur le terrain, qu'en lame mince. Ils sont décrits en tenant compte aussi bien de la classification de Dunham [1962] et que de celle de Folk [1959].

Au sein de certaines familles présentant une grande diversité, des faciès spécifiques ont été définis lorsqu'il était possible de bien les caractériser macro- et microscopiquement.

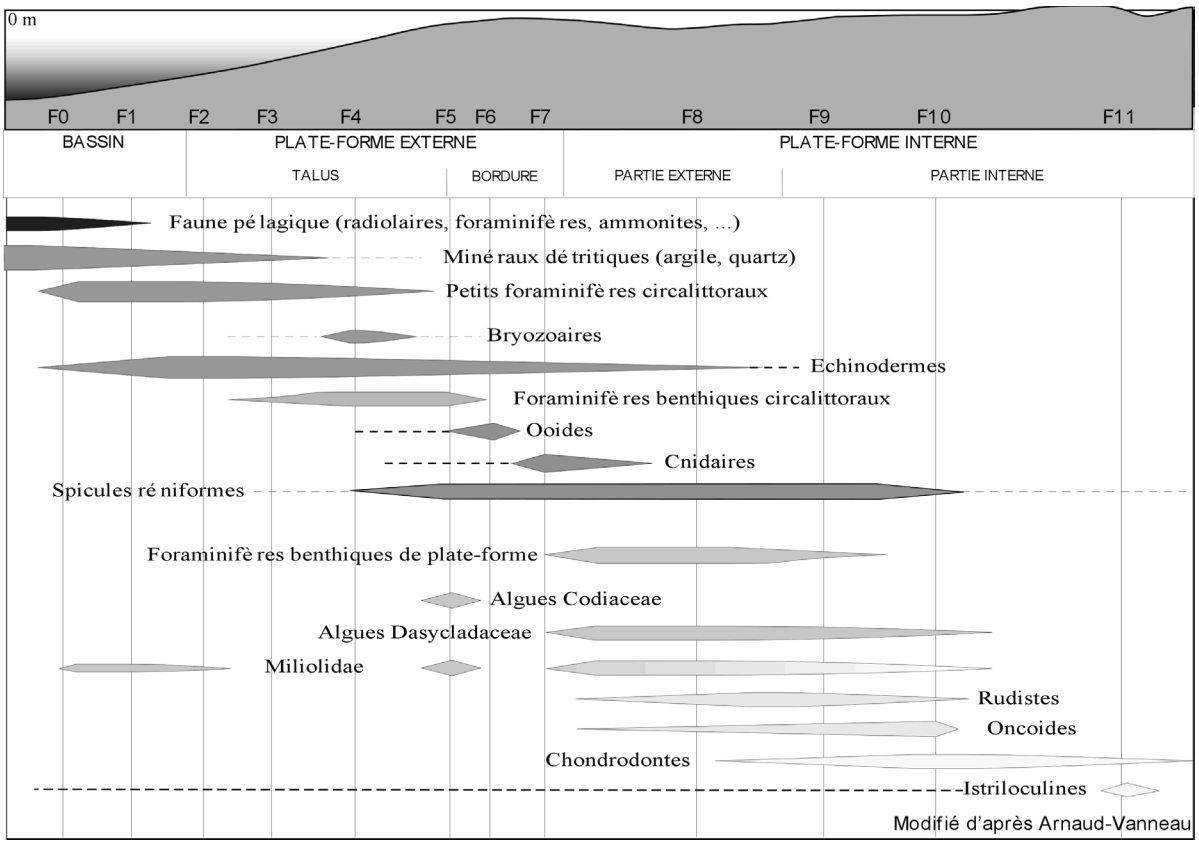


Figure III.III.2 - Répartition des éléments figurés sur un profil théorique de plate-forme

Pour chaque faciès, les proportions des éléments sont citées par ordre décroissant d'occurrence dans le plus grand nombre d'échantillons et non par ordre décroissant de proportion. Ainsi un élément peut être en proportion plus importante (pourcentage plus élevés) qu'un élément cité précédemment, cela signifie que cet élément est moins récurrent que le précédent dans l'ensemble des échantillons ayant le même faciès.

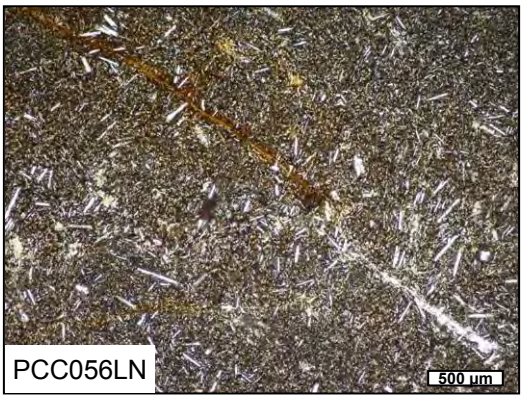
Les intervalles donnés pour chaque organisme sont ceux entre le premier quartile et le troisième quartile, ceci afin de refléter les variations de composition (Annexe B).

Sur les diagrammes circulaires concernant les proportions des différents groupes d'organismes, c'est la médiane qui a été utilisée afin d'avoir une valeur plus représentative de la tendance centrale. Par contre, dans les diagrammes circulaires concernant des organismes précis comme les foraminifères infralittoraux ou les algues vertes, c'est la moyenne qui a été utilisée bien que moins représentative de la tendance centrale ; mais comme chaque espèce particulière est rarement fréquente dans plus de la moitié des échantillons, la médiane pour une espèce précise est souvent nulle.

1 Faciès volcaniques (Fig. III.III.3)

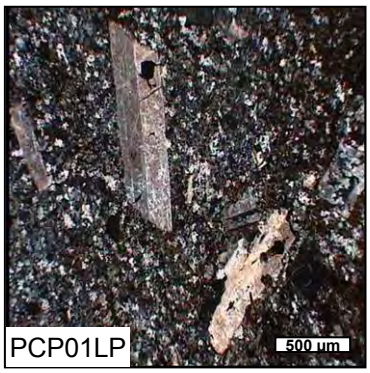
McPhie *et al.* [1993] classent les produits issus des volcans en quatre grands groupes :

- les laves et les intrusions syn-volcaniques ;
- les dépôts pyroclastiques ;
- les dépôts volcanoclastiques resédimentés lors d'une éruption ;
- les dépôts sédimentaires de matériel d'origine volcanique.

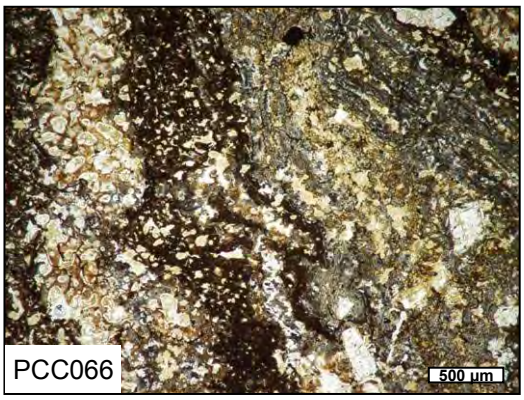




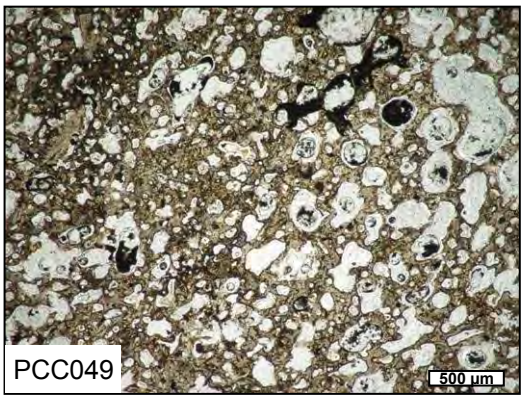
Lave à texture aphyrique microlithique



Lave à texture porphyrique microlithique

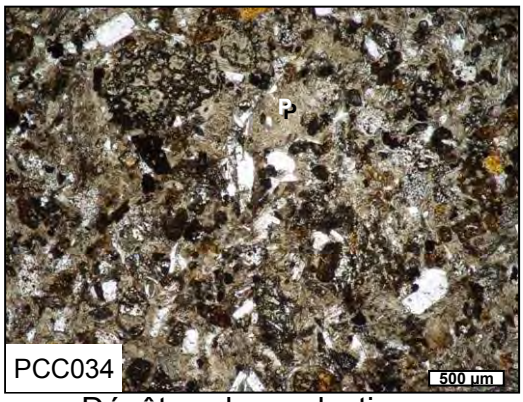


Pyroclastite



Texture vésiculaire

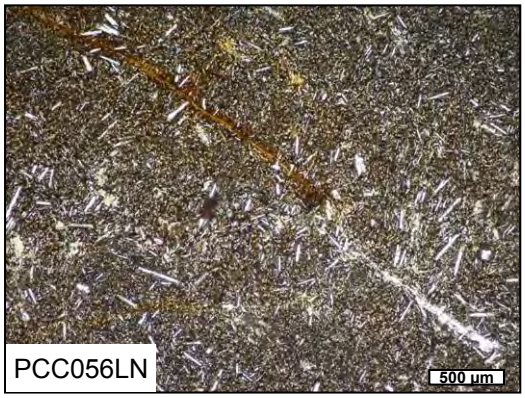
Les roches hyaloclastiques sont caractérisées par un refroidissement rapide au contact de l'eau qui peut se traduire par cette texture vésiculaire.



Dépôts volcanoclastiques resédimentés lors d'une éruption

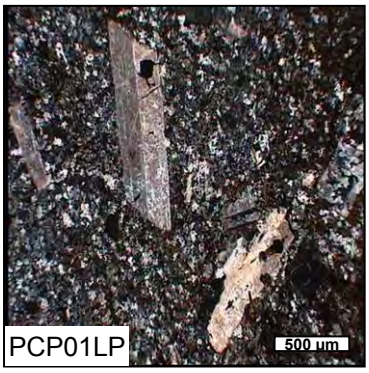
La matrice argileuse (P) témoigne d'une altération précoce sous-marine.

Figure III.III.3 – Faciès volcaniques 1, Basse Californie

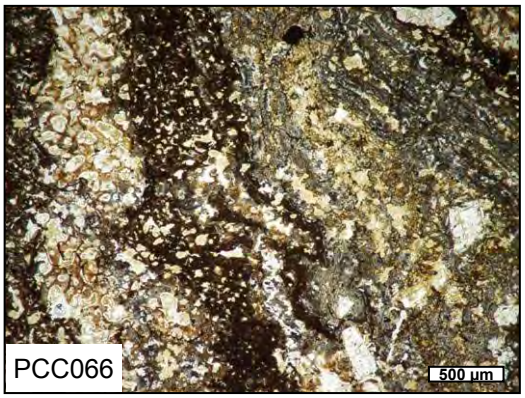




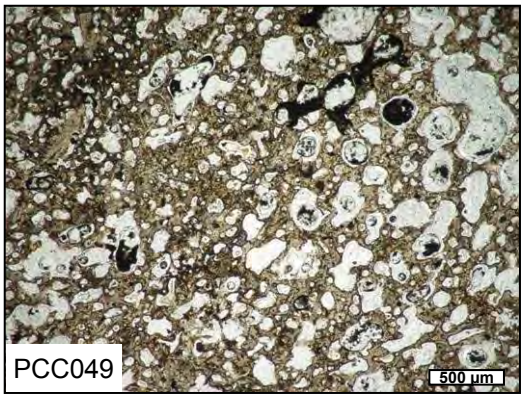
Lave à texture aphyrique microlithique



Lave à texture porphyrique microlithique

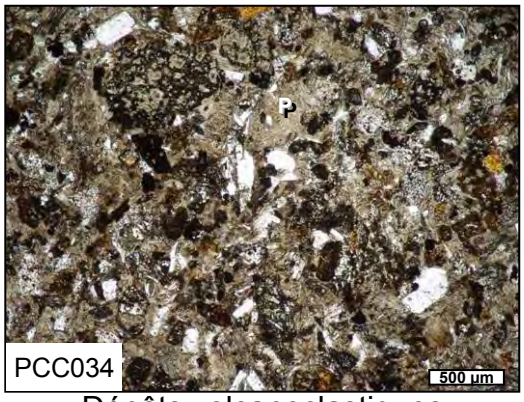


Pyroclastite



Texture vésiculaire

Les roches hyaloclastiques sont caractérisées par un refroidissement rapide au contact de l'eau qui peut se traduire par cette texture vésiculaire.



Dépôts volcanoclastiques resédimentés lors d'une éruption

La matrice argileuse (P) témoigne d'une altération précoce sous-marine.

Figure III.III.3 – Faciès volcaniques 2, Basse Californie

La classification de McPhie *et al* [1993] des dépôts volcanoclastiques est basée sur les processus formant les clastes et leur transport. Ainsi les laves et les intrusions syn-volcaniques sont caractérisées par une fragmentation autoclastique non explosive, les dépôts pyroclastiques par des processus primaires volcaniques (*fallout*, *flow*, *surge*), les dépôts volcanoclastiques resédimentés lors d'une éruption par une resédimentation de particules pyroclastiques et/ou autoclastiques et les dépôts sédimentaires de matériel d'origine volcanique par la présence de particules sédimentaires épiclastiques et biogéniques. Ce dernier groupe est classé parmi les douze familles d'origine sédimentaire comme « faciès silicoclastiques » lesquels peuvent être rattachés aux onze faciès carbonatés lorsque leur contenu faunistique est similaire à ceux-ci.
Tous les types de faciès ayant pour origine une dynamique volcanique (laves et les intrusions syn-volcaniques, dépôts pyroclastiques, dépôts volcanoclastiques resédimentés lors d'une éruption) sont présents dans chaque site. Leur étude n'a pas été faite en détail, ceci n'étant pas l'objectif de ce travail.

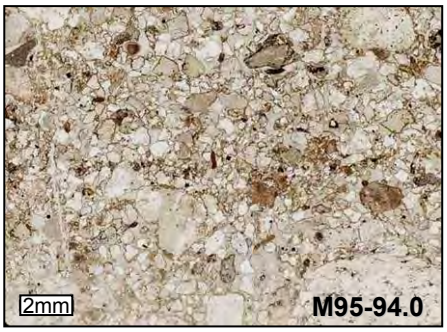
2 Faciès silicoclastiques (Fig. III.III.4)

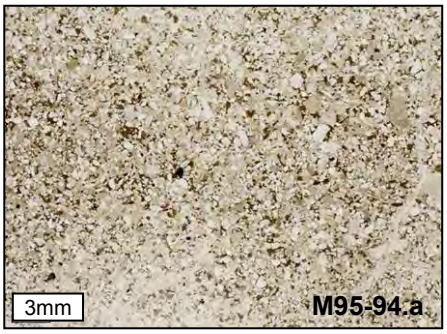
Cette famille de faciès regroupe tous les dépôts sédimentaires riches en roches épiclastiques ; elle est très variée et ne constitue pas un milieu sédimentaire particulier. Elle regroupe aussi bien des faciès de bassin aux particules fines (argiles et silts) et bien triées notamment dans la Série Volcanoclastique Inférieure (VC1) de la coupe PCC en Basse Californie, que les conglomérats continentaux dans la Formation Tecalitlán dans l'état de Jalisco, en passant par des grès arkosiques grossiers à ciment calcaire de l'ensemble 4 de la coupe PCP en Basse Californie.
Lorsqu'il était possible de trouver un équivalent environnemental carbonaté à ces faciès, ils ont été comptabilisés parmi ceux-ci pour les comptages de faune.

Faciès silicoclastiques de bassin (Fig. III.III.4A)

Échantillons types : CHQ3, Route de Chiquilistlán, Jalisco

Ces faciès sont constitués de particules fines (argiles et silts) relativement bien triées et contiennent une faune pélagique et circalittorale.
Ils se rencontrent dans la Formation Alberca (Jalisco), dans les radiolarites de l'unité I de la coupe TAM à Tamazulita, et dans les siltites à ammonites de l'unité I de la coupe CHQ de la route de Chiquilistlán. Ils se rencontrent aussi dans la Formation Alisitos (Basse Californie), dans les siltites aptiennes à ammonites et dans les niveaux argilo-silteux de l'unité VC1 de la coupe PCC.
Les niveaux des « Lutites » dans les Séries Volcanoclastique Inférieure et Supérieure (VC1 et VC2) de la coupe PCC en Basse Californie pourraient être rattachés à ces faciès grâce à leurs lithologies fines et argileuses. La faune trouvée témoigne d'un bassin ouvert bien oxygéné et à salinité constante grâce à la présence d'oursins et d'arthropodes à test fins, mais aucun organisme pélagique n'a été trouvé.

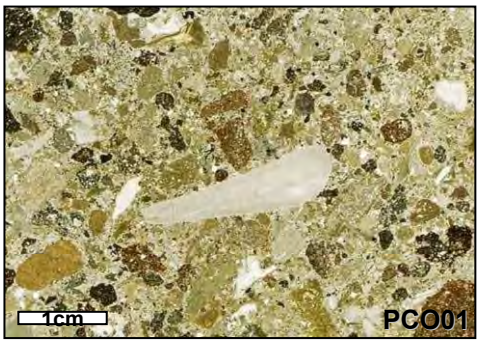


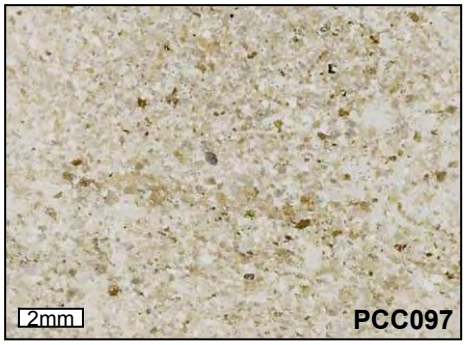




Nodules pédogénétiques (traces blanches) dans les litarénites, CHQ, JAL

C : Faciès silicoclastiques continentaux – litarénite moyenne (M95-94.0) et fine (M95-94.a, JAL





B : Faciès silicoclastique de transgression - Litarénite grossière (PCO01), fine (PCC097), BC



A : CHQ03 - Faciès silicoclastique de bassin, Jal



B : PCC156 - Faciès silicoclastique de transgression – Quartzarénite, BC

Figure III.III.4 - Faciès silicoclastiques

Microscopie

Ces faciès présentent un contenu en faune et flore similaire aux faciès carbonatés F0 et F2, voire F3 pour les « Lutites » de Basse Californie.

Faciès silicoclastiques de transgression (Fig. III.III.4B)

Échantillons types : PCO01, PCC097, PCC156, Punta China, Basse Californie
Ces faciès sont soit des conglomérats et des litarénites moyennes à grossières à ciment calcaire que l'on rencontre au sommet des unités VC1 et VC2 de la coupe PCC et dans la base des coupes PCO et PCP dans la Formation Alisitos (Basse Californie) ; soit des quartzarénites fines à moyennes à ciment calcaire que l'on rencontre au sommet de l'unité I de la coupe SJA, Michoacán, et dans l'intervalle détritique de la partie supérieure des coupes de Jalisco.

Microscopie

Ces faciès présentent les caractéristiques des faciès carbonatés F3, F4, F5 et F11c, F11d.

Faciès silicoclastiques continentaux (Fig. III.III.4C)

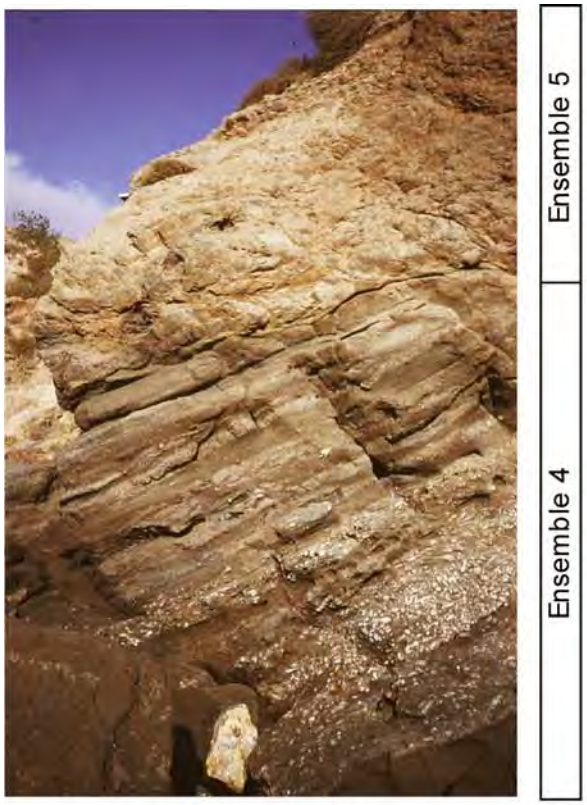
Échantillons types : M95-94.0, Route de Chiquilistlán, Jalisco

Macroscopie

Ces faciès sont un continuum entre des conglomérats voire des poudingues en bancs décimétriques à métriques de couleur souvent rouge, sans macrofaune et des siltites laminées localement riches en matière organique en passant par des quartzarénites et des litarénites. Aucun fossile n'a été rencontré dans ces faciès et la seule présence biologique attestée est la présence de matière organique et une pédogenèse présente au sommet des séquences granoclassées. Celle-ci se manifeste par des nodules pédogénétiques et des traces de racines repérables à leur couleur blanche donnée par la calcite. C'est pourquoi en l'absence de fossiles et du fait de la présence de ces traces de racines ainsi que de celle d'une matrice oxydée, ils sont attribués par défaut à des environnements alluviaux et fluviatiles Ces faciès sont visibles au sommet de l'unité I de la coupe SJA, Michoacán, et dans la Formation Tecalitlán, Jalisco.

Microscopie

Aucune microfaune n'est visible, seuls des amas de matière organique attribuée à des végétaux apparaissent quelquefois.



Affleurement des ensembles 4 et 5 de la coupe PCP, Basse Californie



Vue en lame mince des accumulations de nérinées



Ces accumulations de tests de Nérinées semblent remplir des chenaux.

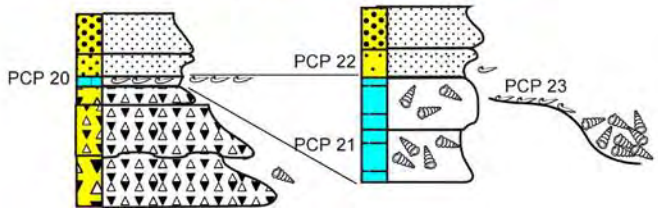


Figure III.III.5 - Faciès de tempêtes : accumulations de nérinées

3 Faciès carbonatés

La numérotation utilisée est celle de Arnaud Vanneau [1980], mais la description se fera des faciès plus proximaux F11 au faciès les plus distaux F0.

a F11 : Faciès supratidaux et intertidaux

Cette famille est très diverse, elle regroupe tous les faciès témoignant d'une émersion ou proche de l'émersion. Cependant une zonation depuis le haut de plage (F11d) jusqu'au milieux infratidaux les plus supérieurs (F11a) est possible.

F11d : Faciès de dépôt de tempête (Fig. III.III.5 et III.III.6)

Nombre d'échantillons : 32

Échantillon type : PCP23, PCC109, Punta China, Basse Californie

Ces dépôts sont des accumulations mécaniques de débris divers sous l'action des vagues de tempête, présentant souvent un mélange de matériel provenant d'environnements différents. Dans le profil théorique, ce faciès semble placé en zone supralittorale, il est en réalité en dehors de toute évolution et peut se rencontrer dans tous les environnements. Toutefois, il est favorablement préservés en haut de plage dans la zone supralittorale, où les vagues exceptionnelles de tempête viennent déposer toute sorte de matériel (dans ce cas ils sont associés à des marqueurs d'émersion), mais aussi dans tous les environnements situés entre la limite d'action des vagues de tempêtes (où ces vagues peuvent déposer rapidement du matériel grossier et mal trié) et la limite d'action des vagues de beau temps, qui vont avoir tendance à remanier ces dépôts.

Macroscopie

Ces roches de granulométrie hétérogène et souvent grossière (rudite) forment des bancs décimétriques riches en macrofaune (*Nerinea* sp., rudistes, *Chondrodonta* sp.) très souvent brisés. La base des bancs est parfois érosive et leur épaisseur est rarement constante.

Les seules structures sédimentaires visibles sont des litages plans.

La proportion de particules d'origine volcanique est souvent importante surtout en Basse Californie où ce faciès est bien représenté.

Microscopie

Les textures de ces faciès sont packstones à grainstones. La microfaune révèle le mélange de matériel venant d'environnements différents. Cependant, les fragments de bivalves sont toujours présents (de 30% à 55%) parfois sous la forme de chondrodontes (jusqu'à 50%) et/ou de rudistes (jusqu'à 60%). Les échinodermes représentent 0-40%, les foraminifères infralittoraux 0-20%, les arthropodes (autres que les ostracodes) 0-5% et les gastéropodes (principalement du type nérinée) 0-5%.

Dans certains échantillons, les foraminifères planctoniques peuvent atteindre 5%. Dans d'autres, ce sont les foraminifères circalittoraux 15%. Mais les plus fréquents sont les foraminifères infralittoraux représentant 0-20% des grains reconnaissables. Ces derniers sont dominés par les

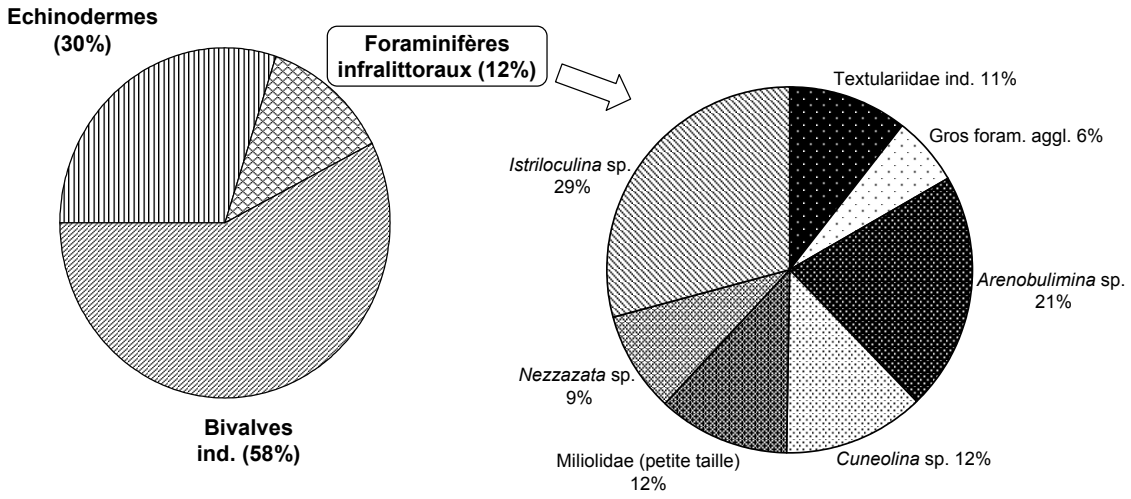


Figure III.III.6 – Proportion des organismes dans le faciès F11d

istriloculines (30%) et les Arenobuliminidae (20%) suivies par les Miliolidae, les Textulariidae, *Cuneolina* sp., *Nezzazata* sp. et les grands foraminifères agglutinés (environ 10% chacun). Parfois les échantillons présentent une forte concentration d'éléments particuliers comme par exemple des foraminifères benthiques *Istriloculina* sp. (40%), ou des algues vertes *Permocalculus* sp. (35%).

F11c : Faciès de plage (Fig. III.III.7A et III.III.8)

Nombre d'échantillons : 2
Échantillon : TCF01, Tecolotlán, Jalisco et SJA40, San Juan de Alima, Michoacán

Traduisant un environnement intertidal, ces faciès sont bien triés et vannés par l'action des vagues et des marées.

Macroscopie

Les bancs sont décimétriques et présentent des litages plans millimétriques à centimétriques.

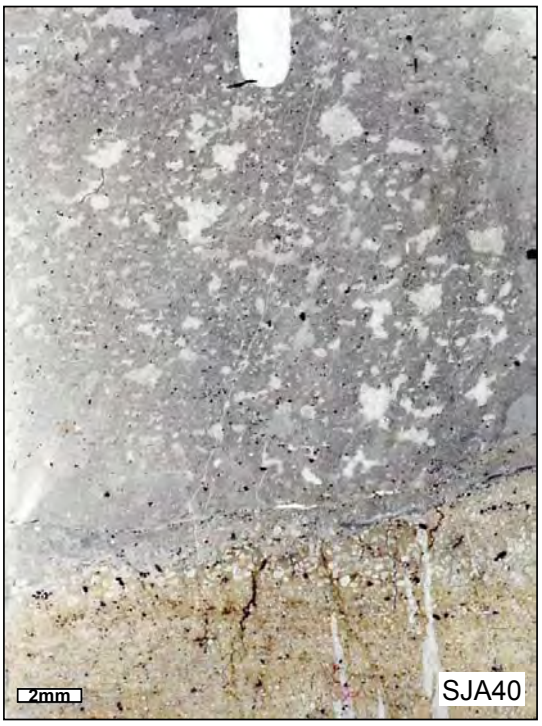
Microscopie

TCF01 est une biosparite de texture grainstone à *Istriloculina* sp. (40%). et ostracodes (50%). SJA40 présente des *keystone vugs*. C'est un cas particulier des faciès de plage, qui présente une préservation des cavités formées par l'expulsion de l'air sous l'action des vagues [Dunham, 1970].

F11b : Faciès d'émersion (Fig. III.III.7B)

Nombre d'échantillons : 4
Échantillon type : PCC136, Punta China, Basse Californie

Ces faciès montrent des marqueurs d'émersion comme des dissolutions accompagnées de silts vadoses en remplissage, et des recristallisations (cf. § C « Description des surfaces remarquables »).



A – F11c : *Keystone vugs,* Mich

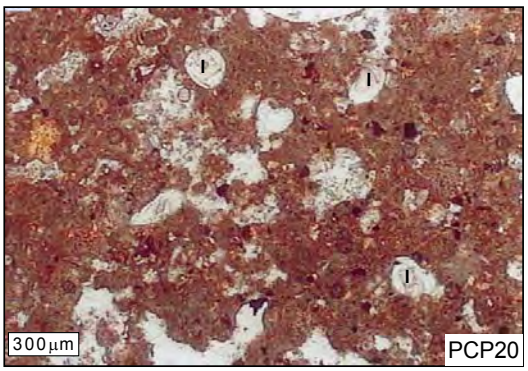


A - F11c : Faciès de plage, Jal



B - F11b : Faciès d'émersion, BC

Les fractures sont élargies par dissolution des carbonates sous l'action des eaux météoriques lors de l'émersion.



C - F11a : Micrite à Istriloculines (I), BC

Figure III.III.7 – F11 : Faciès supratidaux et intertidaux

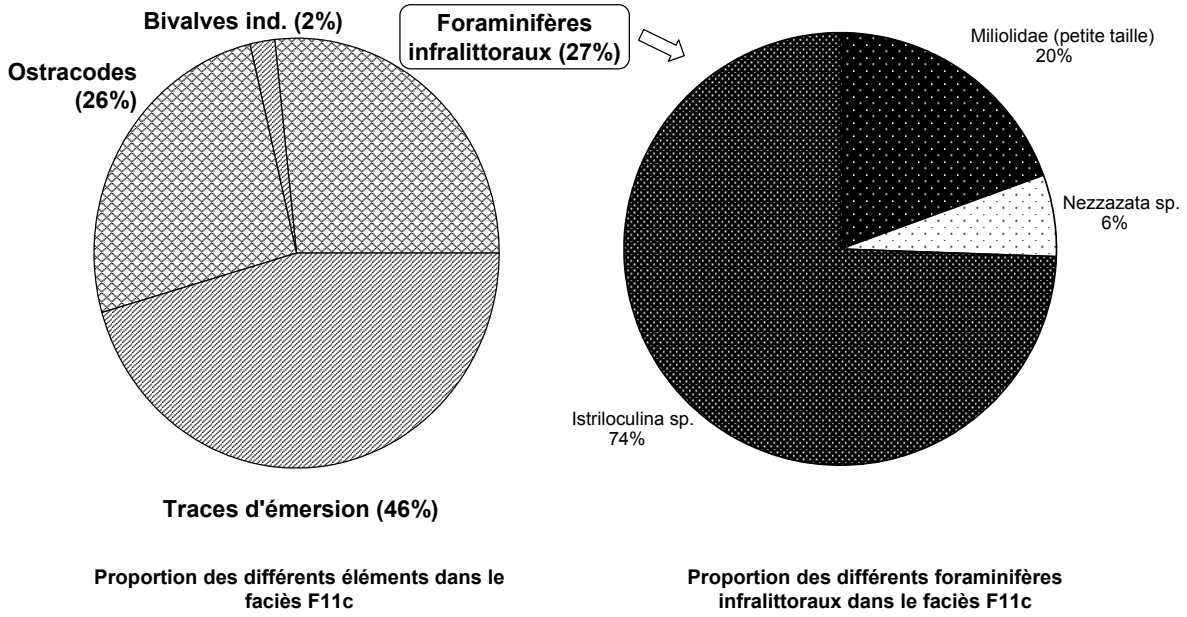


Figure III.III.8 – Proportion des marqueurs écologiques dans le faciès F11c

Macroscopie

Ces faciès sont des calcaires très fracturés montrant des épikarsts souvent de couleur rouille, ou des traces de racines.

Microscopie

Ce sont des roches de texture packstone à grainstone diagénétique à cause de la recristallisation.

Les 4 échantillons présentant ce faciès sont caractérisés par des dissolutions, des traces de racines ou de la calcite pédogénétique ou des microcodiums couvrant la totalité de la lame.

F11a : Micrites à istriloculines (Fig. III.III.7C)

Nombre d'échantillons : 7

Échantillon type : PCP20, Punta China, Basse Californie

Ces faciès sont des micrites très riches en istriloculines. Ils sont intermédiaires entre les faciès F10 et les faciès d'émersion. Ils traduisent des milieux très confinés sursalés ou dessalés voire des milieux d'eau douce dans les lagunes séparées de la haute mer.

Macroscopie

Ces faciès s'observent en banc centimétrique voire en remplissage de coquilles de chondrodontes.

Microscopie

Ce sont des biomicrites de texture mudstone à ostracodes et *Istriloculina* sp. ou charophytes.

Sur les 7 échantillons montrant ce faciès, un (SJA15) est une micrite à charophytes comportant 45% d'ostracodes, 40% de charophytes, 15% de fragments de bivalves et 2% de petites milioles.

Les 6 autres comportent 20-40% de foraminifères infralittoraux, 15%-30% d'ostracodes, 5%-10% de bivalves, et 5-20% de spicules réniformes, 0-5% d'arthropodes autres que des ostracodes. Parmi les foraminifères infralittoraux, *Istriloculina* sp. représente 40% (soit 1-10% de l'ensemble des grains reconnaissables) et *Cuneolina* sp. 25% (soit 0-10% de l'ensemble des grains reconnaissables). Un seul échantillon présente une forte proportion de *Dicyclina* sp. 30%.

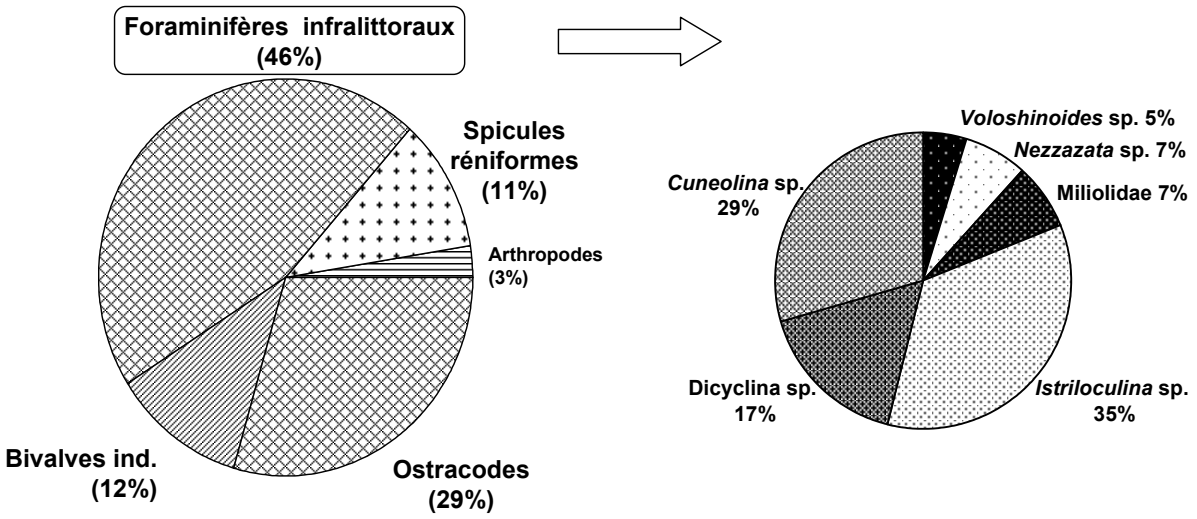


Figure III.III.9 – Proportion des organismes dans le faciès F11a

b F10-F9 : Faciès internes de la plate-forme interne

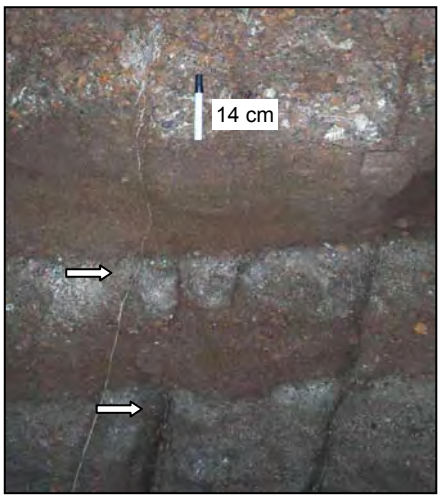
F10 : Biosparites et biomicrites à oncolites, micrites à algal-mats – F9 : Biosparites et biomicrites à Miliolidae et à petits rudistes chez Arnaud Vanneau [1980]

Ces familles de faciès caractérisent des milieux internes où le confinement est important. Il se traduit par une diminution importante de la diversité des faunes infralittorales et l'absence de faune circalittorale et pélagique.

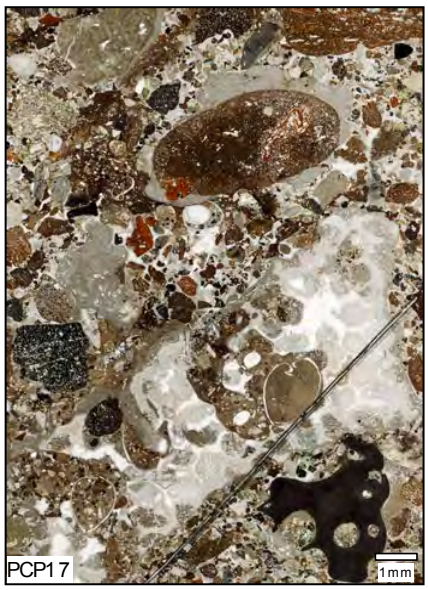
F10 : Biosparites et biomicrites à oncoïdes (Fig. III.III.10 et III.III.11)

Selon la définition de Arnaud Vanneau [1980], cette famille est constituée par les tapis algaires et les oncoïdes algo-bactériens.

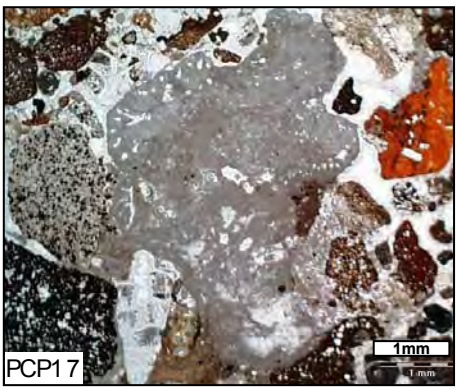
Mais dans les échantillons étudiés seuls les oncoïdes sont représentés, deux échantillons contiennent des oncoïdes à *Bacinella irregularis* et 5 des oncoïdes micritiques.



Affleurement des niveaux riches en oncoïdes micritiques (flèches) - ensemble 4, PCP, BC



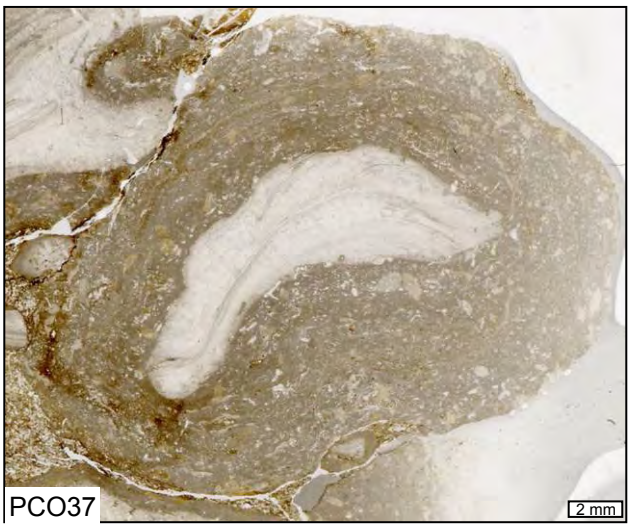
Microphotographie des oncoïdes micritiques - ensemble 4 PCP, BC





B - F10 : oncoïdes micritiques, BC





A - F10 : Oncoïdes à *Bacinella irregularis, BC*

Figure III.III.10 - F10 : Biosparites et biomicrites à oncoïdes

Nombre d'échantillons : 2 + 5
Échantillons types : PCO37 + PCP17, Punta China, Basse Californie

Macroscopie

Ces faciès uniquement visibles en Basse Californie, sont en bancs pluricentimétriques, souvent d'épaisseurs variables pour les faciès exclusivement carbonatés (PCO et PCC) et décimétriques à métriques pour les faciès majoritairement volcanodétritiques mais à ciment carbonaté (PCP).

Microscopie

Des nucléi de fragments de bivalves (principalement des chondrodontes) et d'éléments micritisés pour les premiers, ou de grains volcaniques pour les seconds, sont entourés partiellement ou totalement par une micrite algo-bactérienne. Les organismes en place sont rares voire absents dans les faciès volcanodétritiques.

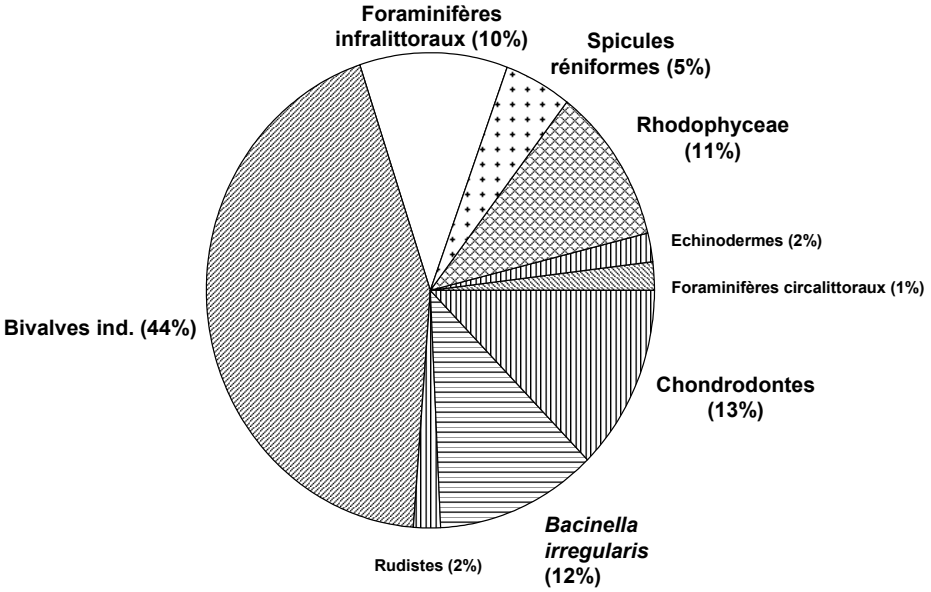


Figure III.III.11 – Proportion des différents organismes dans le faciès F10

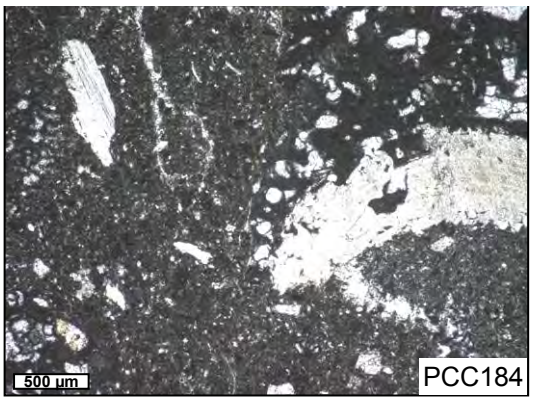
Les trois faciès suivants ne marquent pas une différence d'environnements, mais représentent des variations locales d'un même milieu de plate-forme interne confinée où la diversité faunistique est réduite. Toutefois dans le faciès F9c, les constructions à chondrodontes présentent des figures d'érosions et des marques d'émersion à leur sommet, ce qui pourrait les placer de manière plus interne encore que les deux autres, à la limite avec la zone intertidale.

F9a : Biomicrites à petits rudistes Requienidae, et fragments de rudistes (Fig. III.III.12A et III.III.13)

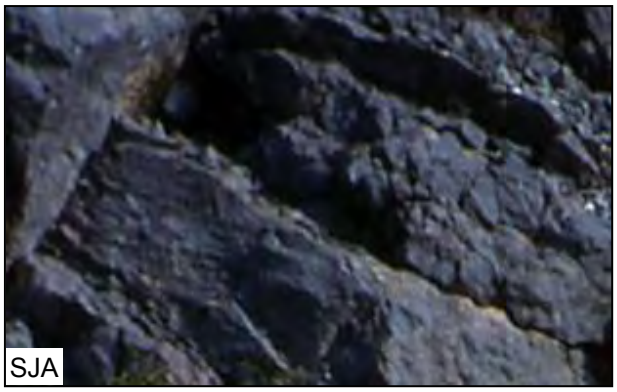
Nombre d'échantillons : 7
Échantillon type : PCC184

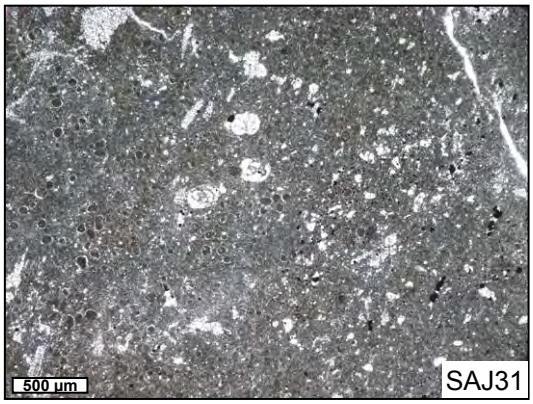
Ces faciès sont caractérisés par une très faible diversité de faune et la présence de rudistes Requienidae.





A - F9a : Biomicrites à petits rudistes Requienidae, et fragments de rudistes,BC

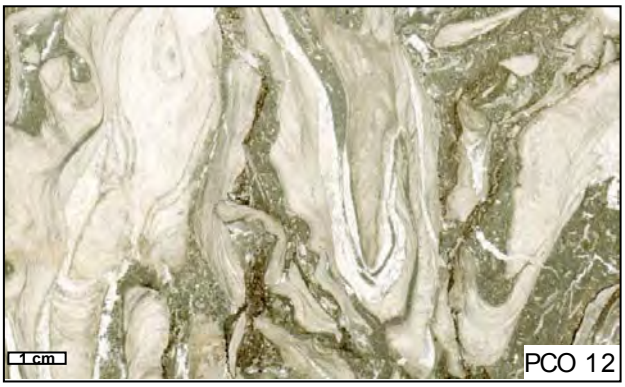




B - F9b : Biomicrites à foraminifères peu diversifiés (Miliolidae), Mich



C1





C2



C - F9c : Biomicrite à chondrodontes, BC

Figure III.III.12 – F9 : Faciès internes de la plate-forme

Macroscopie

Ces faciès se rencontrent dans des calcaires massifs en bancs décimétriques en Basse Californie (UC2, sommet PCO), dans des calcaires détritiques intercalés parmi les conglomérats volcanodétritiques à la base de la formation Tepalcatepec et dans les calcaires massifs au sommet de cette formation à Jalisco.

Microscopie

Ce sont des biomicrites à Requienidae présentant une texture wackestone. Ce faciès confiné a été reconnu dans 7 échantillons. Il présente 30-75% de rudistes Requienidae, 0-10% d'échinodermes.

En Basse Californie dans l'unité UC2 de la coupe PCC et au sommet de la coupe PCO, les rudistes, principalement de petits Requienidae, sont associés à des chondrodontes et des *Bacinella irregularis*. Au sommet de la coupe PCO, les Requienidae sont associés au chondrodontes et à des ostracodes.

Dans les calcaires massifs de la Formation Tepalcatepec dans la coupe CHQ, les petits Requienidae sont associés à des *Bacinella irregularis*.

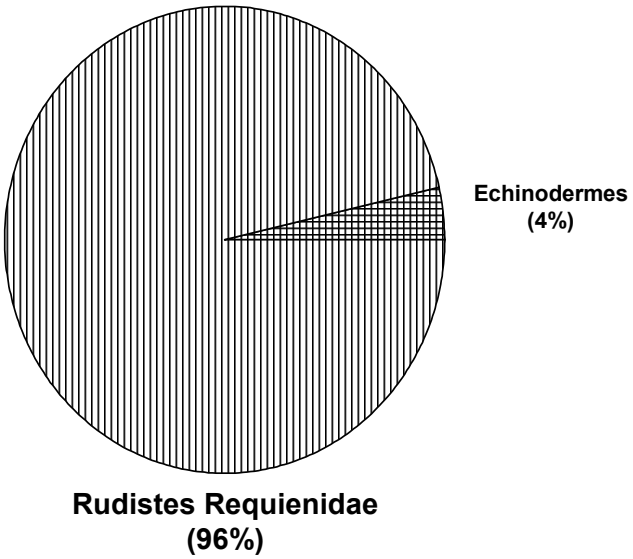


Figure III.III.13 – Proportion des organismes dans le faciès F9a

Par contre, dans les calcaires détritiques à la base de la formation Tepalcatepec de Jalisco, les rudistes Requienidae sont dominants et seuls quelques échinodermes existent.

F9b : Biomicrites à foraminifères peu diversifiés (Miliolidae) (Fig. III.III.12B et III.III.14)

Nombre d'échantillons : 5

Échantillon type : SJA31, Route de San Juan de Alima, Michoacán

Ces faciès renferment très peu d'organismes, seulement des foraminifères benthiques infralittoraux très faiblement diversifiés.

Macroscopie

Deux échantillons se rencontrent dans des calcaires noduleux dans la coupe du Michoacán et trois dans les calcaires détritiques en bancs décimétriques intercalés parmi les conglomérats volcanodétritiques à la base de la formation Tepalcatepec.

Microscopie

Ce sont des biomicrites à Miliolidae principalement de texture wackestone. Les cinq échantillons présentant ce faciès sont dominés par un type de foraminifères, *Dicyclina* sp. pour l'échantillon M95.24 (Michoacán), Miliolidae pour les autres. L'autre échantillon du Michoacán (SJA31) présente 25% de Miliolidae, 25% d'Istriloculines et 25% d'ostracodes et 25% de spicules réniformes.

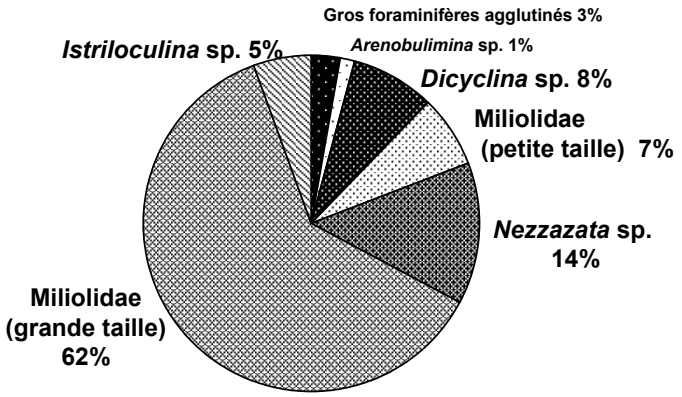


Figure III.III.14 – Proportion des organismes dans le faciès F9b

F9c : Biomicrites à chondrodontes (Fig. III.III.12C et III.III.15)

Nombre d'échantillons : 40

Échantillon type : PCO12

Ces faciès sont des constructions à chondrodontes.

Macroscopie

Ce faciès de plate-forme interne rencontré en Basse Californie est caractérisé par la présence dominante des chondrodontes souvent en bouquets érigés pouvant atteindre 20 cm de haut. Les bancs sont décimétriques à métriques en cas de superposition de plusieurs générations de colonies. Des traces d'érosion et d'émersion sont visibles au sommet de ces colonies.

Microscopie

Ce faciès est une biomicrite à chondrodontes, avec une texture wackestone.

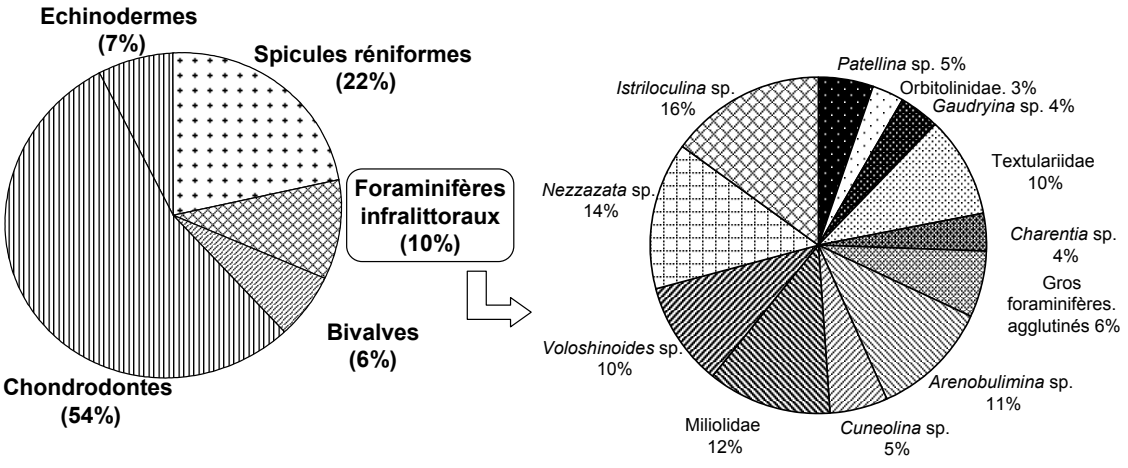


Figure III.III.15 – Proportion des organismes dans le faciès F9c

Les coquilles des chondrodontes représentent 30%-65% des éléments reconnaissables, les foraminifères infralittoraux 5-15%, les échinodermes 2-10%, les spicules réniformes 8-25%. Parmi les foraminifères infralittoraux, on trouve *Nezzazata* sp. 15%, *Arenobulimina* sp. 10%, *Voloshinoides* sp. 10%, *Istriloculina* sp. 15%, des Textulariidae, 10%, et des Miliolidae 10%.
Certains échantillons comportent aussi des foraminifères circalittoraux.
Face à cette présence de faune contrastant avec les autres faciès de la famille F9, deux explications sont possibles ; soit les faciès à chondrodontes ne sont pas uniformes et certains révèlent des faciès restreints alors que d'autres témoignent d'environnements plus ouverts ; soit la faune de milieu ouvert est apportée par des courants de tempêtes et les coquilles de chondrodontes servent de pièges à ces organismes transportés. Compte tenu des figures d'érosion visibles au sommet des colonies à chondrodontes témoignant de la proximité du littoral, c'est cette deuxième hypothèse qui est privilégiée.

c F8 - Faciès externes de la plate-forme interne

F8 (Biomicrites et biosparites à gros foraminifères et grands rudistes) chez Arnaud Vanneau [1980].

Cette famille de faciès témoigne d'environnements aux conditions hydrodynamiques modérées, à une salinité normale et une forte luminosité. Ces faciès faiblement confinés présentent des organismes sténothermes et sténohalins en plus grande quantité que les faciès précédents. La faune et la flore infralittorales y sont très riches. Les organismes circalittoraux sont rares mais présents contrairement aux précédents faciès. De même, très occasionnellement, des organismes pélagiques apparaissent dans certains niveaux. Tout comme pour la famille F9, les trois faciès F8a à F8c ne représentent pas une zonation géographique sur la plate-forme mais reflètent des conditions locales faisant varier le contenu en organismes des échantillons. Les rudistes formes des colonies (F8a) entre lesquelles il existe des vasières à foraminifères (F8b) et des algueraies (F8c). Ces trois faciès forment un continuum.

F8a : Biomicrites et biosparites à rudistes en colonie (Caprinidae, Radiolitidae) (Fig. III.III.16A et III.III.17)

Nombre d'échantillons : 104
Échantillon type : PCP40

Ces faciès micritiques ou granulaires sont caractérisés par la présence de rudistes principalement en colonie.

Macroscopie

Ces faciès se présentent en bancs centimétriques à plurimétriques, massifs ou noduleux. Les rudistes, toujours présents dans ces bancs, sont parfois en colonies surtout pour les Radiolitidae. Tous les sites étudiés contiennent ce faciès.

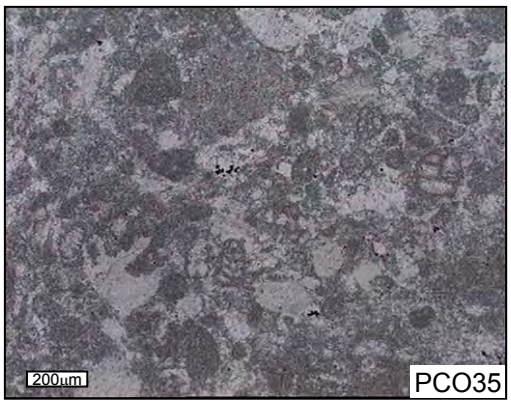


Affleurements de bioconstruction à rudistes (Caprinidae), ensemble 3 de la coupe PCP, Basse Californie

A - F8a : Biomicrites à rudistes en colonie (Caprinidae, Radiolitidae)

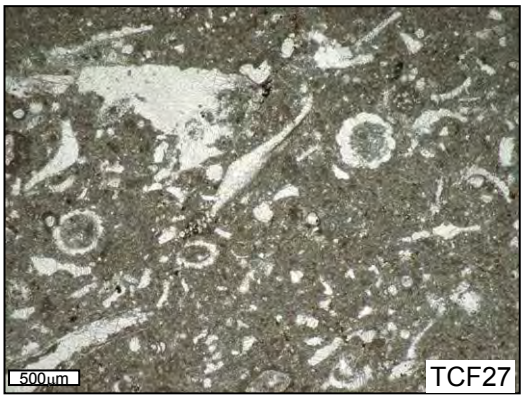






B - F8b : Biomicrites à foraminifères diversifiés, BC





C - F8c: Biomicrites à algues vertes

Figure III.III.16 – F8 : Faciès externe de plate-forme interne

Microscopie

Ce sont des biomicrites à rudistes en colonie (Caprinidae, Radiolitidae) présentant une texture wackestone voire packstone.

Ces échantillons contiennent 25-45% de bivalves et particulièrement des rudistes (5-35% de l'ensemble des éléments reconnaissables). Les foraminifères infralittoraux représentent 5-15%, les échinodermes 5-10% et les spicules réniformes 15-40%.

Parmi les rudistes, 80% sont des fragments indéterminables ou des Requienidae, 16% des Radiolitidae, 5% des Polyconitidae et 1% des Caprinidae. Cependant, la proportion de Caprinidae et de Radiolitidae, s'inverse en Basse Californie ou les Caprinidae sont très fréquents.

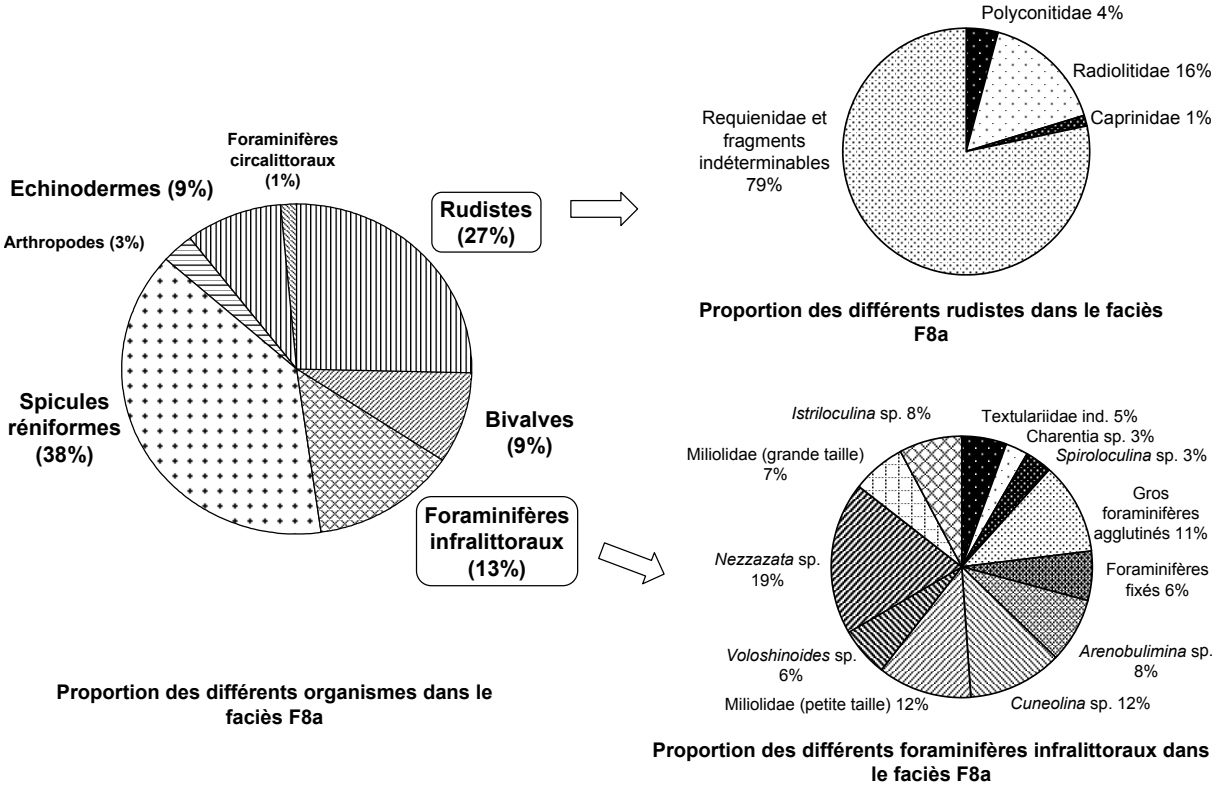


Figure III.III.17 – Proportion des organismes dans le faciès F8a

Parmi les foraminifères infralittoraux, *Nezzazata* sp. représente 20%, *Cuneolina* sp., les Miliolidae de petite taille, les Arenobuliminidae, les gros foraminifères agglutinés, et *Istriloculina* sp. représentent chacun 10%, les Miliolidae de grande taille, les Textularidae et *Voloshinoides* sp. chacun 5%.

Ce faciès présente une forte diversité biologique comme en témoigne les nombreux organismes suivants présents sporadiquement : *Marssonella* sp., *Lenticulina* sp., des Nodosariidae, *Charentia* sp., *Acicularia* sp./*Terquemella* sp., *Gaudryina* sp., *Spiroloculina* sp., *Vercorsella* sp., *Barkerina* sp., des foraminifères fixés, des chondrodontes, des bryozoaires, des foraminifères planispiralés, *Dicyclina* sp., *Belorussiella* sp., *Permocalculus* sp., des coraux coloniaux, des Rhodophyceae, des Orbitolinidae, *Glomospira* sp., *Ethelia alba*, *Microcodium*, *Patellina* sp., des Chaetetidae, *Neotrocholina* sp., *Verneuilina* sp., *Sabaudia* sp., *Gavelinella* sp., et des *Nerinea* sp.

F8b : Biomicrites et biosparites à foraminifères diversifiés (Fig. III.III.16B et III.III.18)

N=116 échantillons

Échantillon type : PCO35

Ces faciès micritiques sont très riches aussi bien en quantité qu'en diversité en foraminifères benthiques infralittoraux.

Macroscopie

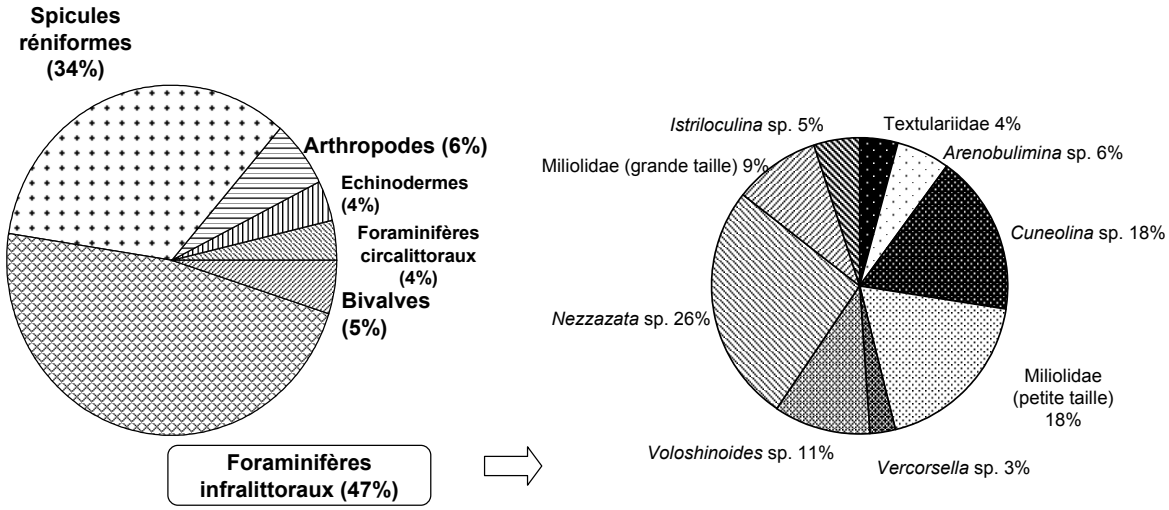
Comme pour le faciès précédent, le faciès F8b se présente en bancs centimétriques à plurimétriques massifs ou noduleux et se trouve dans tous les sites étudiés.

Microscopie

Ce sont principalement des biomicrites à nombreux foraminifères diversifiés, de texture wackestone. Ces faciès sont caractérisés par une forte proportion de foraminifères infralittoraux 30-50%, de spicules réniformes 20-45%, d'arthropodes 5-10%, de foraminifères circalittoraux 1-5% (*Marssonella* sp., *Lenticulina* sp.), de bivalves 1-10%, et d'échinodermes 1-5%.

Parmi les foraminifères infralittoraux, *Nezzazata* sp. représente 25% (soit 5-10% de l'ensemble des grains reconnaissables) , les Miliolidae de petite taille 20% (soit 2-10% de l'ensemble des grains), *Cuneolina* sp. 20% (soit 1-10% de l'ensemble des grains), les Miliolidae de grande taille 10%, les Arenobuliminidae 6%, *Voloshinoides* sp., 10%, *Istriloculina* sp. 5% et les Textularidae 5%.

Parmi les éléments occasionnellement présents, c'est-à-dire dans moins d'un quart des échantillons, certains peuvent être en quantité importante comme *Nerinea* sp., des Dasycladaceae, des rudistes Radiolitidae, *Chondrodonta* sp., *Pseudonummoloculina* sp., *Permocalculus* sp., des rudistes Caprinidae, *Glomospira* sp., *Dicyclina* sp., des Orbitolinidae, *Neotrocholina* sp., et *Sabaudia* sp.



Proportion des différents organismes dans le faciès F8b

Proportion des différents foraminifères infralittoraux dans le faciès F8b

Figure III.III.18 – Proportion des organismes dans le faciès F8b

F8c : Biomicrites et biosparites à algues vertes (Fig. III.III.16C et III.III.19)

Nombre d'échantillons : 17

Échantillon type : TCF05

Ces faciès micritiques et sparitiques sont dominés par les algues vertes.

Macroscopie

Ces faciès sont surtout des calcaires noduleux. On les trouve principalement dans la coupe du Michoacán (SJA), mais aussi à Jalisco et en Basse Californie.

Microscopie

Ce sont des biomicrites à algues vertes de texture wackestone et packstone.

Les échantillons ont 20-30% d'algues vertes, majoritairement des Dasycladaceae (90%) comme *Acicularia* sp./*Terquemella* sp. (20%), ou *Salpingoporella* sp. (2%). On trouve aussi des Codiaceae comme *Permocalculus* sp. (10%). Les échantillons ont également 20-45% de spicules réniformes, 1-15% de foraminifères infralittoraux, 1-15% d'échinodermes et 1-15% de rudistes.

Parmi les foraminifères infralittoraux, les grands foraminifères agglutinés sont les plus fréquents et représentent 15%, ensuite *Cuneolina* sp. (10%), puis *Istriloculina* sp. (15%), *Nezzazata* sp. (10%), les Miliolidae de grande taille (15%), *Glomospira* sp., *Voloshinoides* sp., *Charentia* sp., et les foraminifères planispiralés (chacun moins de 5%). Les petits Miliolidae représentent en moyenne 25% des foraminifères infralittoraux, mais ils ne sont dominants que dans les échantillons provenant des coupes de Jalisco.

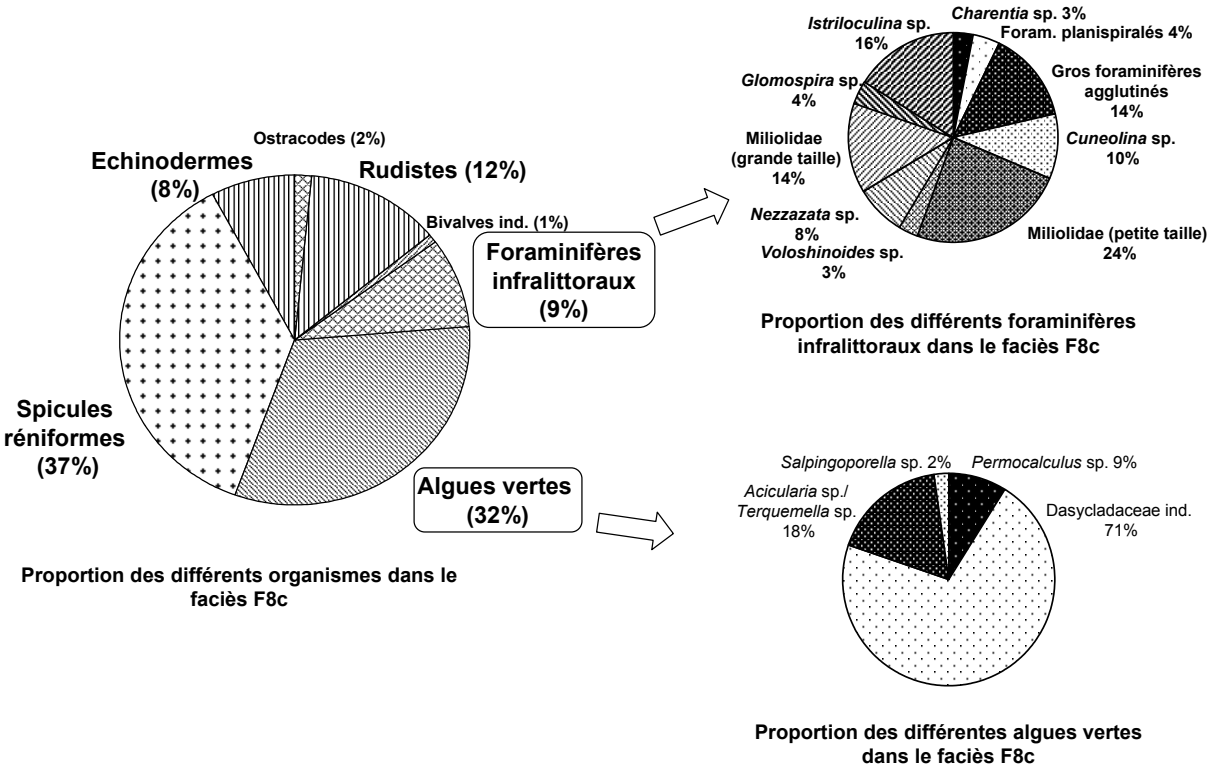
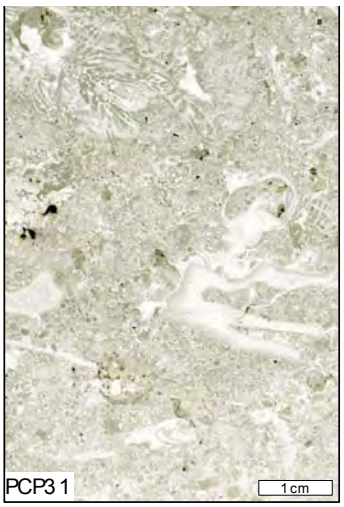


Figure III.III.19 – Proportion des organismes dans le faciès F8c



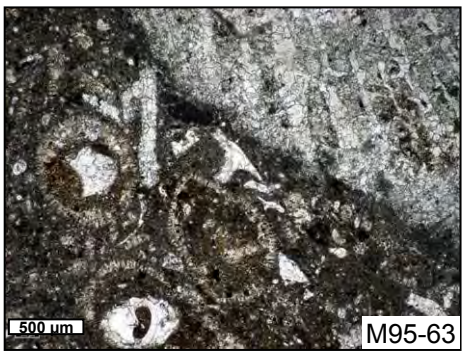
F7



A - F7 : Biosparites à coraux coloniaux, BC



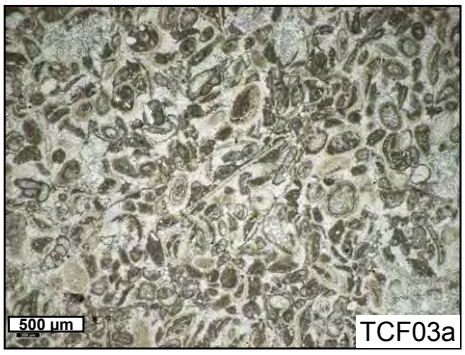
F7



A - F7 : Biosparites et biomicrites à coraux coloniaux et algues codiaceae, Jal



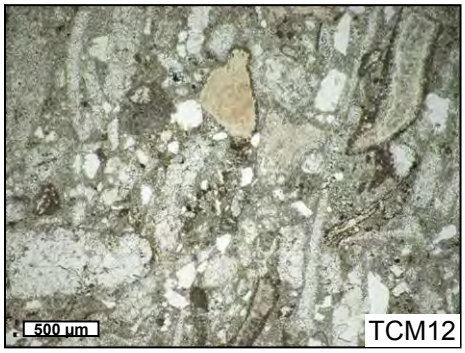
F6



B - F6 : Oosparites , Jal



F5



C - F5 : Biosparites à gros débris roulés , Jal

Figure III.III.20 – F5, F6, F7 : Faciès de bordure de plate-forme

d Faciès de bordure de plate-forme

F7 : Biosparites et biomicrites à cnidaires, constructions à madréporaires – F6 : Oosparites – F5 : Biosparites à gros débris subsphériques chez Arnaud Vanneau [1980]

Ces faciès sont caractérisés par une faune et une flore récifales. Ils sont parfois soumis à un fort hydrodynamisme dû à la houle.

F7 : Biosparites et biomicrites à coraux coloniaux (Fig. III.III.20A et III.III.21)

Nombre d'échantillons : 15
Échantillons types : PCP31 et M95-63

Ces faciès se distinguent des autres par la présence en quantité significative de coraux coloniaux et une forte diversité de faune.

Macroscopie

Ces faciès sont de deux types : des calcaires massifs à coraux massifs ou branchus en bancs décimétriques visibles dans tous les sites et des calcaires noduleux argileux à coraux principalement branchus présents uniquement au sommet de la coupe de Chiquilistlán, Jalisco.

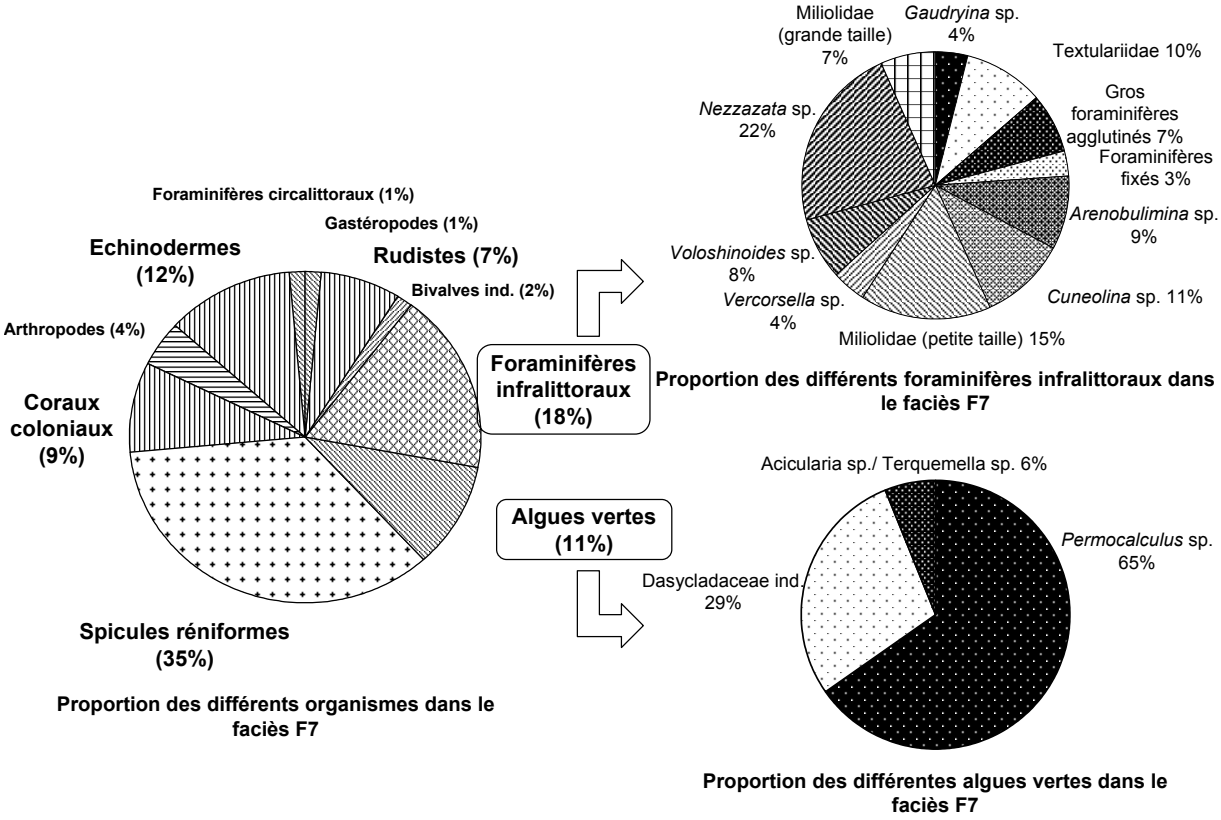


Figure III.III.21 – Proportion des organismes dans le faciès F7

Microscopie

Si l'on regroupe les deux types, ces faciès sont caractérisés par 20-35% de spicules réniformes, 5-10% de coraux coloniaux, 5-10 % d'échinodermes, 5-30% de foraminifères infralittoraux, 10-20% de bivalves principalement des rudistes, 5-10% d'arthropodes, 0-20% d'algues vertes, et 0-2% de foraminifères circalittoraux.

Les algues vertes sont des Dasycladaceae dans le premier type et des Codiaceae (*Permocalculus* sp.) dans le deuxième type où elle sont majoritaires (30-50%).

Les foraminifères infralittoraux sont par ordre de fréquence : *Nezzazata* sp. 20%, des Textularidae 10%, des Miliolidae de petite taille 15%, *Cuneolina* sp. 10%, des Arenobuliminidae 10%, *Voloshinoides* sp. 10%, des gros foraminifères agglutinés 5%, *Gaudryina* sp. 5%, *Vercorsella* sp. 5%, et des Miliolidae de grande taille 5%.

Il faut noter l'arrivée de foraminifères comme les Textulariidae 10%, *Gaudryina* sp. 5%, *Vercorsella* sp. 5% qui sont des foraminifères infralittoraux inférieurs.

F6 : Oosparites (Fig. III.III.20B et III.III.22)

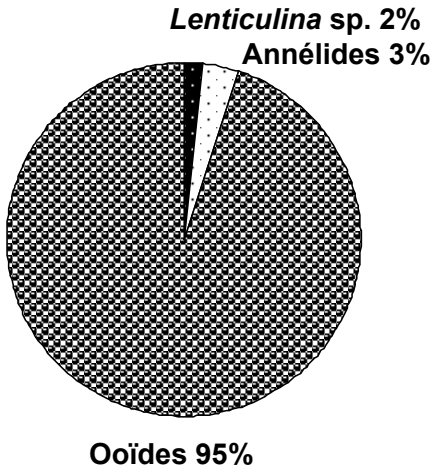
N=2

Échantillon type : TCF03a, Carrière de CalFina, Tecolotlán Jalisco

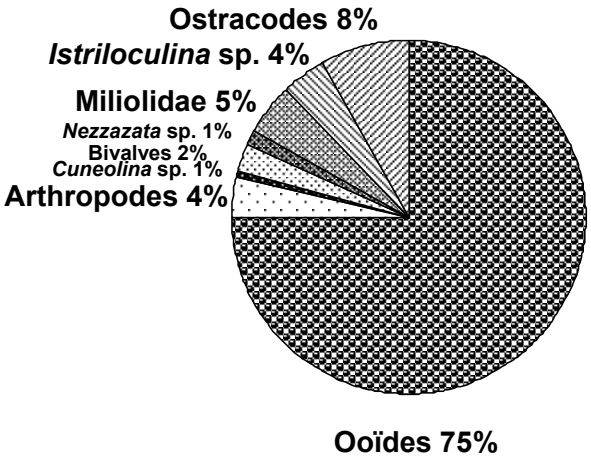
Ces faciès granulaires sont caractérisés par la présence dominante d'ooïdes.

Macroscopie

Ces faciès se rencontrent dans des bancs bruns décimétriques à litages plans en Basse Californie et à Jalisco. Aucune structure n'a été vue dans ces faciès à part des litages décimétriques plans.



Proportion des différents éléments dans l'échantillon PCC099, Basse Californie



Proportion des différents éléments dans l'échantillon SJA03a, Jalisco

Figure III.III.22 – Proportion des éléments figurés dans le faciès F6

Microscopie

Ce sont des oosparites de texture grainstone à ooïdes (95%) et foraminifères circalittoraux (Nodosariidae) pour PCC099 et ooïdes (75%), foraminifères infralittoraux (Miliolidae, *Istriloculina* sp.) et ostracodes pour TCF3a.

F5 : Biosparites à gros débris roulés (Fig. III.III.20C et III.III.23)

N=42

Échantillon type : TCM 12

Ces faciès granulaires sont caractérisés par une grande quantité de bioclastes roulés et des grands foraminifères agglutinés.

Macroscopie

Ces faciès se rencontrent dans des calcaires lités en bancs centimétriques à décimétriques souvent ravinants. Les bancs centimétriques se rencontrent parmi des calcaires noduleux détritiques. Tous les sites sont représentés. On rencontre ces faciès dans les phases de transgression.

Microscopie

Ce sont des biosparites de texture packstone à grainstone. Les bivalves représentent 10-35% des grains reconnaissables (des rudistes ou des chondrodontes sont parfois reconnaissables), les échinodermes représentent 10-35%, les foraminifères infralittoraux 2-35%, les arthropodes moins de 5%. Mais les proportions des éléments sont très variables, ainsi dans certains échantillons, les échinodermes peuvent atteindre 70%, les bivalves 80%, les algues 80%, les foraminifères infralittoraux 40%, les foraminifères circalittoraux 40%, les arthropodes 35%, les grands foraminifères agglutinés 35%.

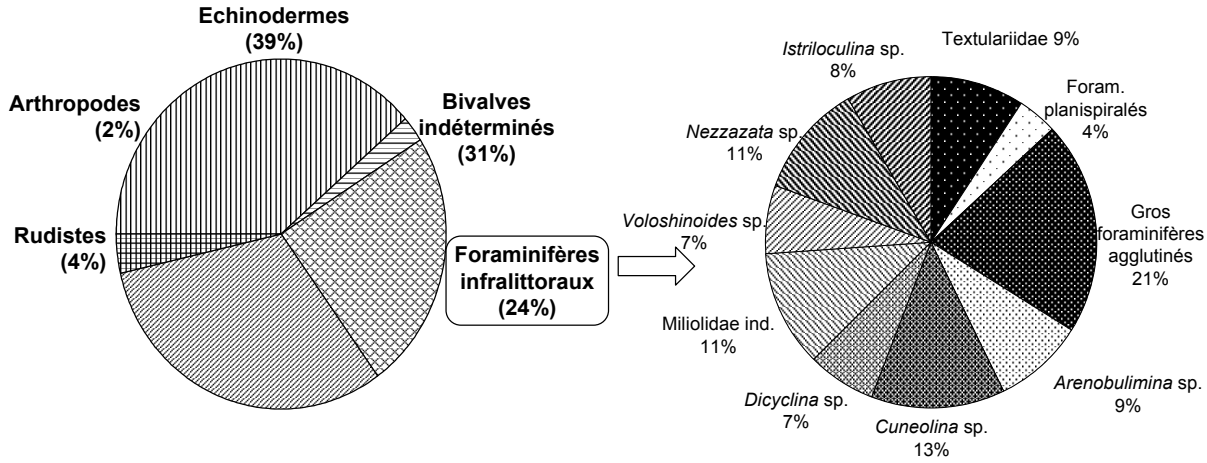
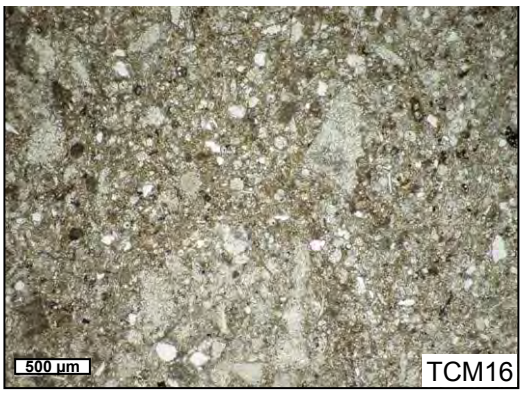


Figure III.III.23 – Proportion des organismes dans le faciès F5



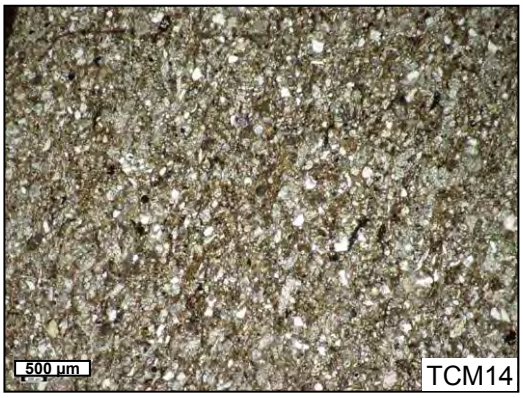
F4



A - F4 : Biosparites et biomicrites à échinodermes et bivalves, Jal



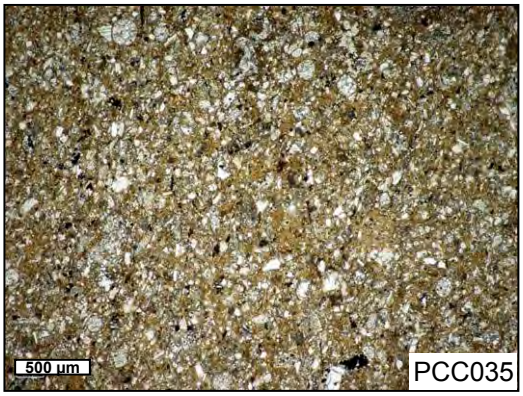
F3



B - F3: Biopelmicrites et biopelsparites à débris d'échinodermes et à foraminifères circalittoraux



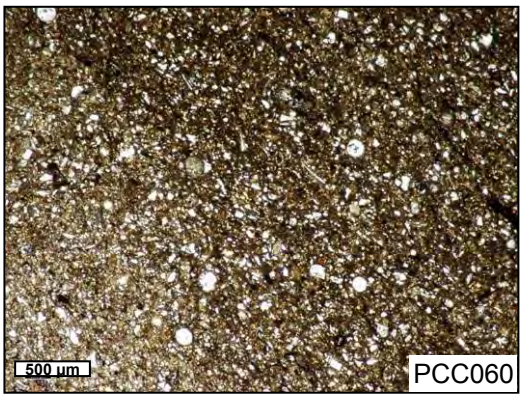
F2



C - F2 : Biomicrites à foraminifères planctoniques et foraminifères circalittoraux , BC



F0



D - F0 : Micrite à organismes planctoniques

Figure III.III.24 - Faciès de bassin et de talus

Parmi les foraminifères infralittoraux, les plus fréquents sont les gros foraminifères agglutinés 20%, les Miliolidae 10%, *Nezzazata* sp. 10%, *Cuneolina* sp. 15%, les Textulariidae 10%, les Arenobuliminidae 10%, *Voloshinoides* sp. 5%, *Istriloculina* sp. 10%, les petits foraminifères planispiralés 5%, et *Dicyclina* sp. 5%.

e Faciès de talus

F4 : Biosparites et biomicrites à bryozoaires et crinoïdes - F3 : Biopelsparites à débris d'échinodermes et petits foraminifères – F2 : Biopelmicrites à spatangidés chez Arnaud Vanneau [1980].

F4 : Biosparites et biomicrites à échinodermes et bivalves (Fig. III.III.24A et III.III.25)

Nombre d'échantillons : 40
Échantillon type : TCM16

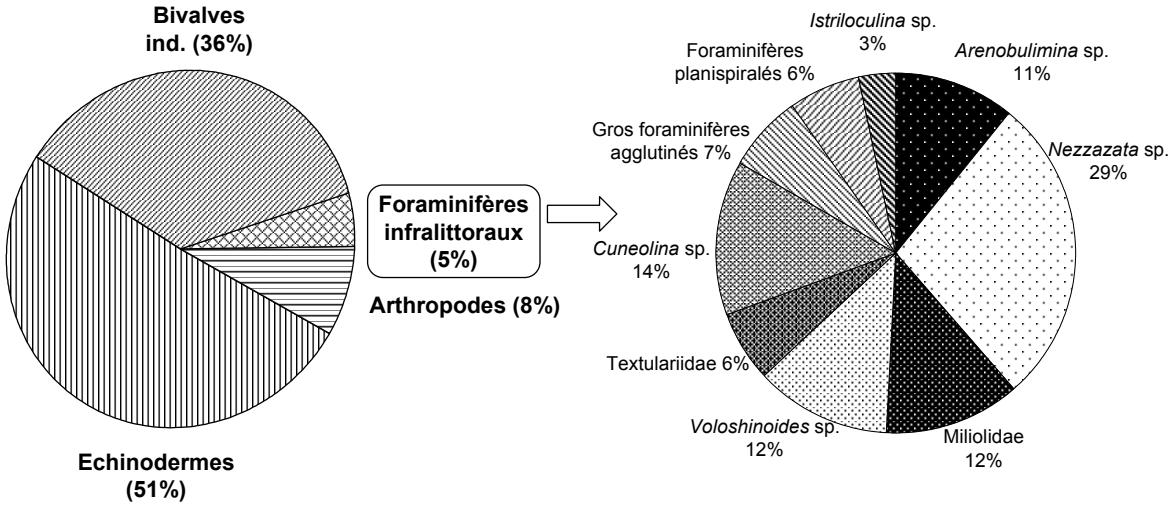
Ces faciès se distinguent par des textures granulaires associées à de grandes quantités d'échinodermes et de bivalves.

Macroscopie

Ces faciès se rencontrent dans les unités volcanoclastiques de Basse Californie et dans des passées grossières centimétriques à décimétriques, dans des calcaires noduleux argileux pour les autres sites.

Microscopie

Ce sont des biosparites et des biosparites de texture wackestone à packstone à échinodermes et bivalves, mais les bryozoaires sont rares. Ce n'est donc pas un équivalent exact de la famille proposée par Arnaud Vanneau [1980].



Proportion des différents organismes dans le faciès F4

Proportion des différents foraminifères infralittoraux dans le faciès F4

Figure III.III.25 – Proportion des organismes dans le faciès F4

Les échantillons comportent 15-45% de bivalves (les rudistes reconnaissables sont très rares), 20-40% d'échinodermes, moins de 15% d'arthropodes, et moins de 20% de foraminifères infralittoraux (par ordre de fréquence décroissante : *Arenobulimina* sp. 11%, *Nezzazata* sp. 29%, Miliolidae 12%, *Voloshinoides* sp. 12%, Textulariidae 6%, *Cuneolina* sp. 12%, gros foraminifères agglutinés 7%, petits foraminifères planispiralés 6%, *Istriloculina* sp. 3%).

F3 : Biopelmicrites et biopelsparites à débris d'échinodermes et à foraminifères circalittoraux (Fig. III.III.24B et III.III.26)

N=13

Échantillon type : TCM14

Ces faciès plus micritiques que les précédents sont caractérisés par la forte présence de débris d'échinodermes associés à des foraminifères circalittoraux.

Macroscopie

Ces faciès se rencontrent dans des bancs décimétriques à métriques, très détritiques (argiles, quartz et minéraux volcaniques), et présentent souvent des litages plans. Ces faciès sont présents dans la Série Volcanoclastique Inférieur de PCC, Basse Californie, à la base de TCC, Jalisco et dans TCM, Jalisco.

Microscopie

Ce sont des biomicrites et des biosparites à débris d'échinodermes, bivalves et foraminifères circalittoraux, de texture wackestone à packstone. Cette famille de faciès diffère de celle définie par Arnaud-Vanneau [1980], par un fort apport détritique.

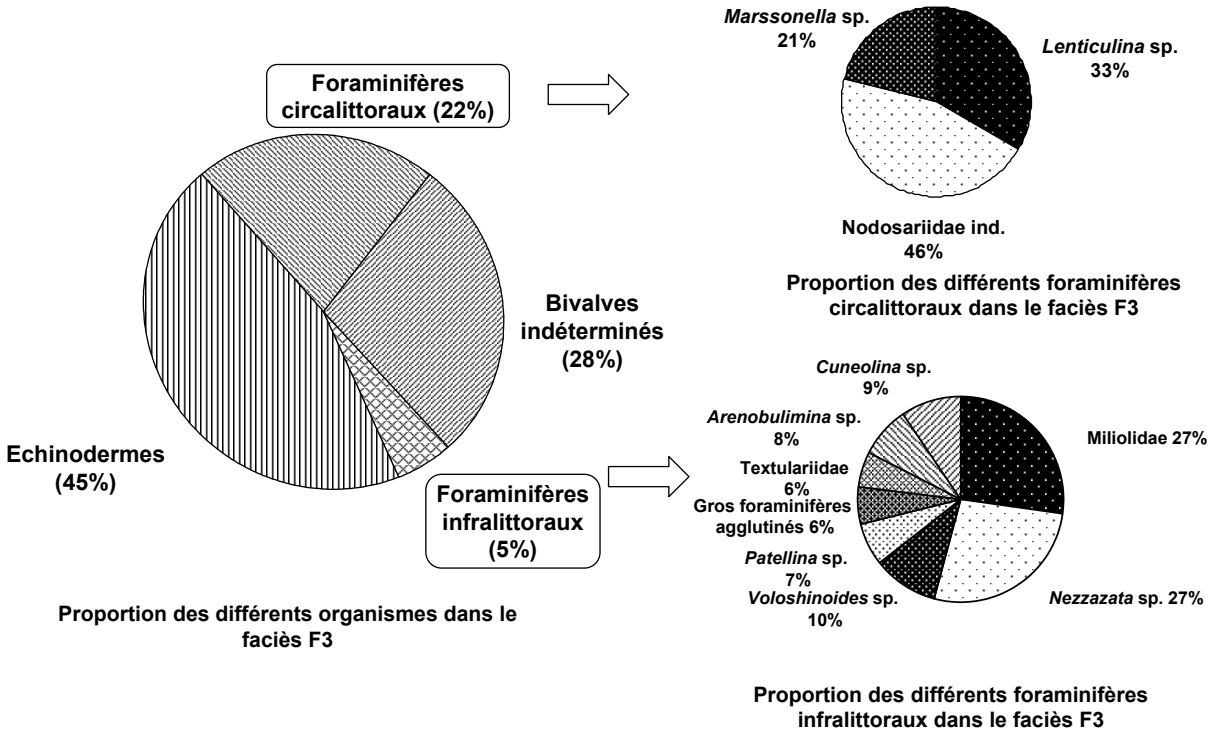


Figure III.III.26 – Proportion des organismes dans le faciès F3

Les échinodermes représentent 30-55% des éléments reconnaissables, les foraminifères circalittoraux 10-25% (Nodosariidae ind. 45%, *Lenticulina* sp. 35%, *Marssonella* sp. 20%), les bivalves 15-45%, les foraminifères infralittoraux moins de 10% (Miliolidae 25%, *Nezzazata* sp. 25%, *Voloshinoides* sp. 10%, *Patellina* sp. 5%, gros foraminifères agglutinés 5%, Textulariidae 5%, Arenobuliminidae 5%, *Cuneolina* sp. 5%).

F2 : Biomicrites à foraminifères planctoniques et foraminifères circalittoraux (Fig. III.III.24C et III.III.27)

N=8

Échantillon type : PCC035

Ces faciès micritiques plus argileux que les précédents sont riches en foraminifères circalittoraux et surtout en foraminifères planctoniques.

Macroscopie

Ces faciès se rencontrent exclusivement en Basse Californie dans des siltites argilo-carbonatés en bancs centimétriques à décimétriques de l'unité volcanoclastique inférieure VC1.

Microscopie

Ce sont des biomicrites de texture wackestone à foraminifères planctoniques 5-20%, à foraminifères circalittoraux 5-10% (Nodosariidae 95%, dont *Lenticulina* sp. 30%, et *Marssonella* sp. 5%), à échinodermes 10-40% à bivalves 5-35%, à Roveacrinidae moins de 10%, à calcisphères moins de 10% et à foraminifères infralittoraux moins de 3%.

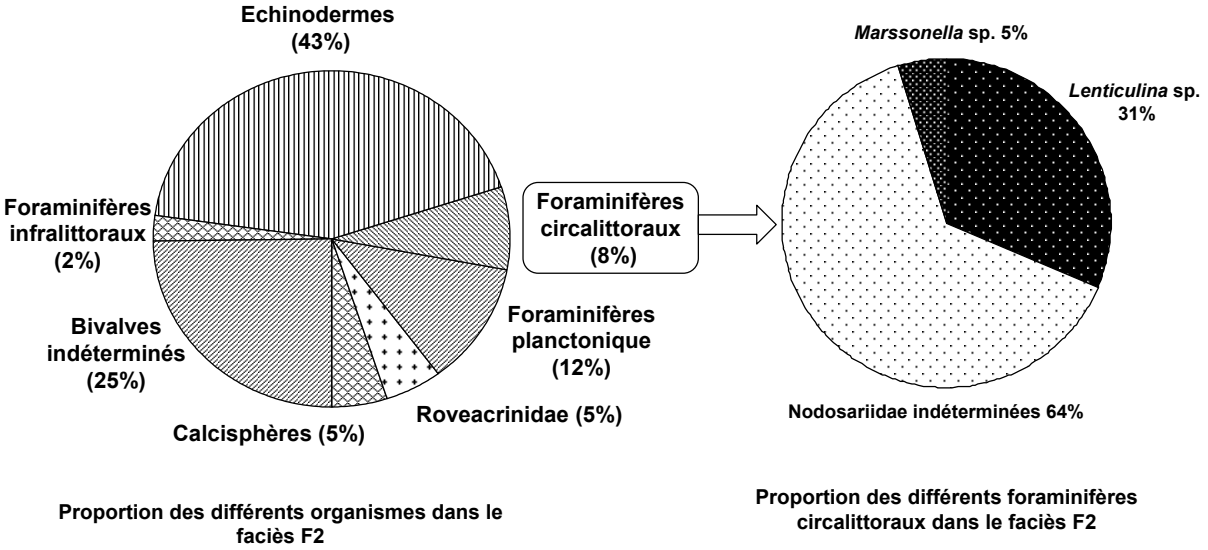


Figure III.III.27 – Proportion des organismes dans le faciès F2

f Faciès de bassin

F1 :

Ce faciès n'a pas été caractérisé dans les sites étudiés.

F0 : Micrite à organismes planctoniques (Fig. III.III.24D et III.III.28)

N=7

Échantillon type : PCC060

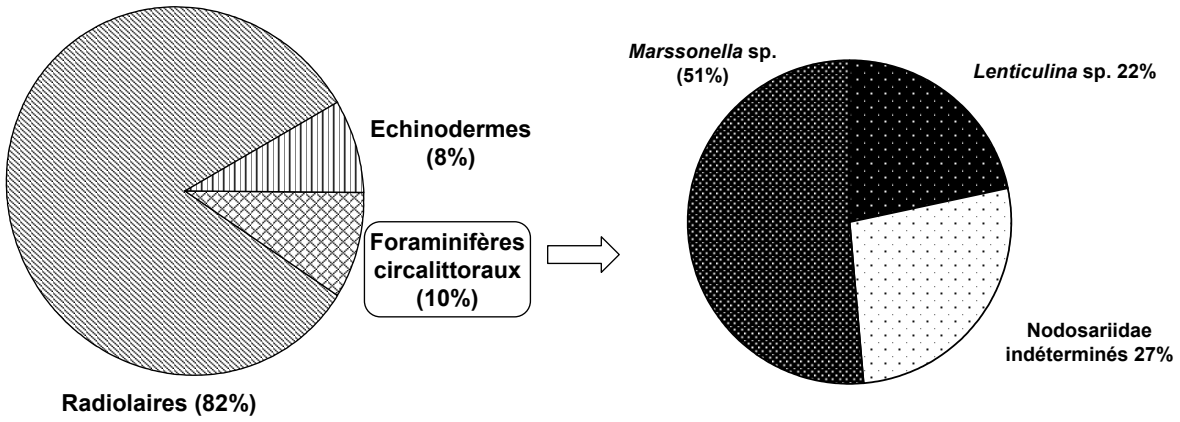
Ces faciès micritiques argileux sont dominés par les radiolaires et les foraminifères circalittoraux.

Macroscopie

Ces faciès exclusivement présents en Basse Californie sont des marnes sableuses, en bancs centimétriques de la Série Volcanoclastique Inférieure VC1.

Microscopie

Ce sont des micrites de texture mudstone à radiolaires 25-70%, à foraminifères circalittoraux 5-15% (*Marssonella* sp. 50%, Nodosariidae 50% dont 20% *Lenticulina* sp.), , à échinodermes 2-15%. Sont occasionnellement présents (dans moins de la moitié des échantillons) des calcisphères, des fragments de bivalves et des foraminifères planctoniques.



Proportion des différents organismes dans le faciès F0

Proportion des différents foraminifères circalittoraux dans le faciès F0

Figure III.III.28 – Proportion des organismes dans le faciès F0

B Description des assemblages de marqueurs environnementaux

Pour reconstituer les évolutions des variations d'espace d'accommodation, nous avons utilisé une méthode de comptage et d'assemblage des marqueurs environnementaux. Pour reconstituer les variations d'accommodation, nous avons utilisé une méthode de comptage des bioclastes et éléments figurés sur une surface de référence de 1,7 × 1,2 cm dans chaque lame mince. Ensuite, les marqueurs ont été groupés en huit assemblages reflétant le milieu de dépôt en fonction de la zonation biologique verticale de Pérès (Fig. III.III.29A) et latérale sur une plate-forme (Fig. III.III.1). Chaque échantillon analysé est ainsi caractérisé par les pourcentages respectifs de ces assemblages. L'évolution de ces assemblages au cours du temps et le long de la coupe permet de suivre d'une manière objective les variations des paléoenvironnements allant des niveaux marins ouverts aux milieux les plus confinés en prenant en compte les accumulations de tempête ou les remaniements.

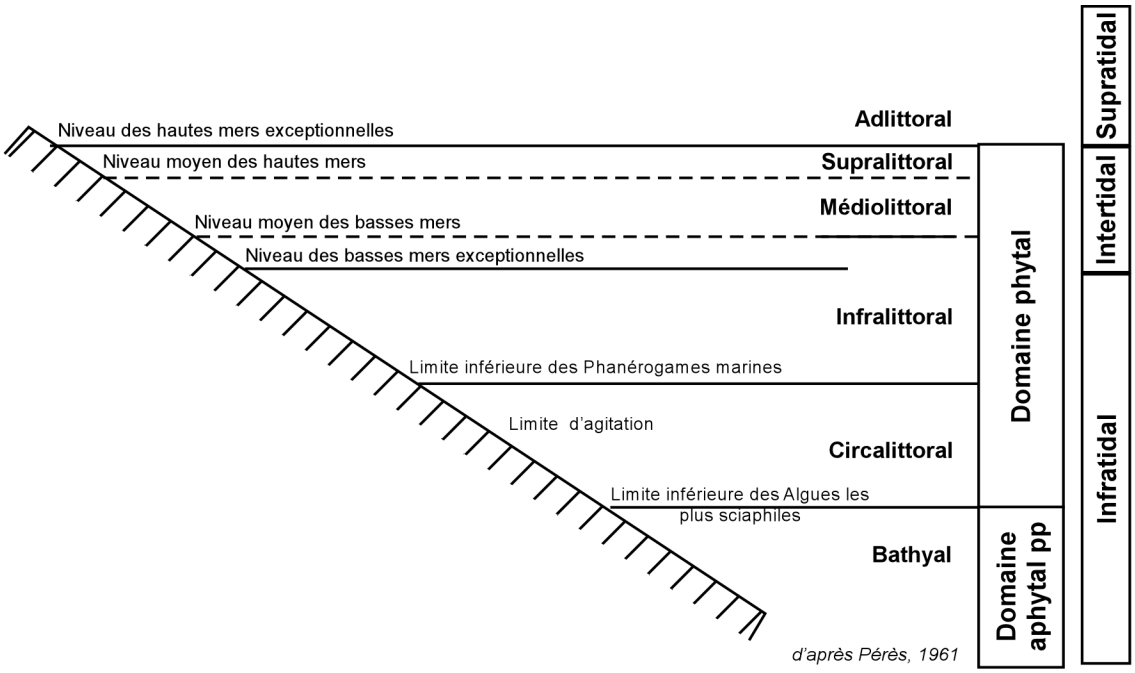


Figure III.III.29A - Zonation verticale des fonds marins d'après J.-M. Pérès (1961)

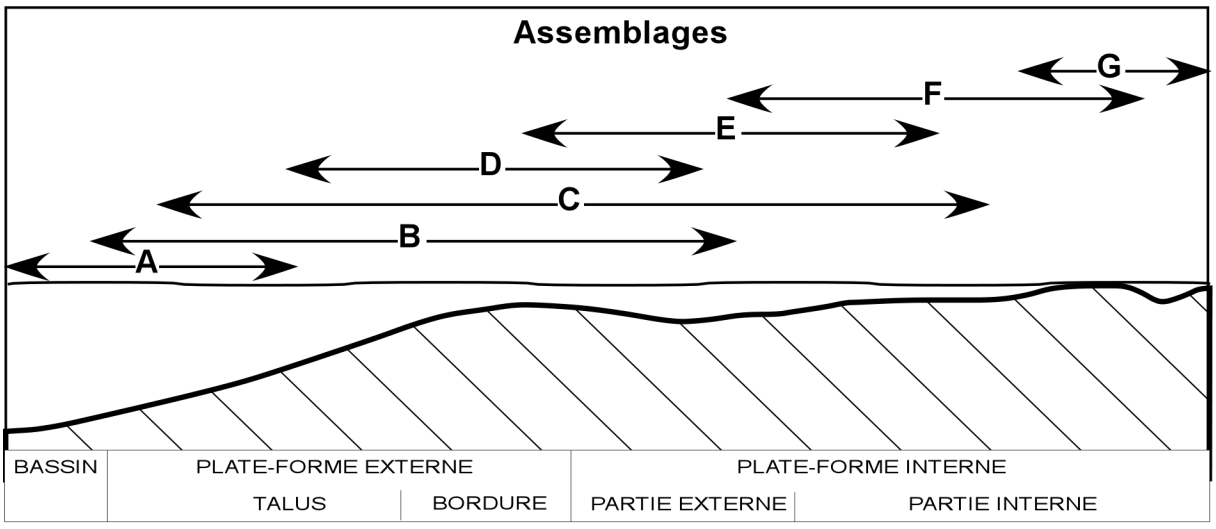


Figure III.III.29B - Répartition des assemblages sur la plate-forme

Assemblages	A	B	C	D	E	F	G
Organismes	Radiolaires	*Conorboides* sp.	Barkerina sp.	Arthropodes	*Acicularia* sp./ *Terquemella* sp.	*Bacinella irregularis*	Charophyta sp.
	Foraminifères planctiques	Crinoïdes	*Belorussiella* sp.	Chaetetidae	*Arenobulimina* sp.	Bivalves ind.	*Chondrodonta* sp.
	Favusella sp.	*Marssonella* sp.	Bolivinopsis sp.	Coraux coloniaux	*Carpathoporella* sp.	Lituolidae	Cayeuxia
	Calcisphères	*Lenticulina* sp.	*Charentia* sp.	*Ethelia alba*	*Cuneolina* sp.	*Mayncina* sp.	Gastéropodes
	Gavelinella sp.	Nodosariidae	Coskinolina sp.	Foraminifères fixés	*Dasycladaceae* ind.	Miliolidae (grande taille)	*Glomospira* sp.
	Roveacrinidae	*Verneuillina* sp.	Foraminifères planispiralés	Gros foraminifères agglutinés	*Dicyclina* sp.	*Nezzazata* sp.	*Istriloculina* sp.
		Echinodermes	*Gaudryina* sp.	Nerinea sp.	Miliolidae (petite taille)	*Pseudonum-moloculina* sp.	Microcodium
		Annélides coloniaux	Lituolidae	Rhodophyceae	*Permocalculus* sp.	Rudistes ind.	Ostracodes
		Annélides	Neotrocholina sp.	Spicules réniformes	*Sabaudia* sp.	Rudistes Caprinidae	
		Bryozoaires	Orbitolinidae		*Salpingoporella* sp.	Rudistes Polyconitidae	
			Patellina sp.		*Thaumatoporella* sp.	Rudistes Radiolitidae	
			Spiroloculina sp.		*Vercorsella* sp.	Rudistes Requienidae	
			Textulariidae indéterminés		*Voloshinoides* sp.		

Figure III.III.30 - Faune et flore constituant les assemblages

La composition de chaque assemblage est donnée par le tableau (Fig. III.III.30). Ces assemblages caractérisent des zones biologiques en étant dominants dans ces zones, mais ils peuvent être présents dans les autres zones biologiques (Fig. III.III.29B). Ainsi, l'assemblage A est caractéristique d'un environnement hémipélagique ; l'assemblage B de la zone circalittorale, l'assemblage C de la zone infralittorale inférieur et les assemblages D, E, F et G de la zone infralittorale supérieure. Dans cette zone, l'assemblage D est caractéristique d'environnement récifal, l'assemblage E et F respectivement des environnements de lagon externe et interne et enfin l'assemblage G est caractéristique de la partie la plus proximale du lagon interne, et de la zone médiolittorale voire supratidale.
Ces assemblages ne signifient pas qu'un organisme caractérise uniquement une zone biologique précise, mais plutôt qu'il est plus abondant dans cette zone que dans les autres. Certains groupes d'organismes comme les bivalves ont été attribués à un assemblage précis alors qu'ils sont ubiquistes, mais dans l'ensemble des échantillons étudiés, ils caractérisent plus le lagon car pour une très forte majorité d'entre eux, ce sont des fragments de rudistes et de chondrodontes.
De même, le genre *Istriloculina* a été mis dans cet assemblage, or ce sont des formes vasicoles dont la majorité des espèces vivent effectivement dans la zone infralittorale supérieure caractéristique de l'assemblage G, mais une faible proportion des espèces vivent aussi dans la zone circalittorale. La distinction spécifique n'a pas été faite ; c'est pourquoi il existe une faible proportion de l'assemblage G dans le faciès F2. Ces artefacts, dus au choix des assemblages, ne modifient pas les tendances générales des évolutions, ils ont donc été conservés en l'état.
L'intérêt de faire des assemblages à la suite des comptages est de pouvoir suivre des variations d'espace disponible malgré la disparition de marqueurs due à des conditions locales mais ne reflétant pas des variations de cet espace disponible.

Les résultats sont présentés de la manière suivante. Les proportions de chaque assemblage dans un échantillon sont représentées sur un graphique en barre et placées sur le log en face de la position stratigraphique de l'échantillon. Une courbe interprétative relie chaque graphique en barre pour dessiner l'évolution des proportions de ces assemblages. Cette interprétation tient compte de l'observation des discontinuités sédimentaires sur le terrain (cf. §°C « Description des surfaces remarquables ») et des changements abrupts des proportions des assemblages dans la suite des échantillons permettant ainsi de définir des paraséquences. Les limites de paraséquences qui ont été observées à la fois sur le terrain et mises en valeur par les variations d'assemblages, sont représentées en trait continu tandis que celles vues par une seule des deux méthodes sont en traits pointillés. L'imprécision est très souvent due à un sous-échantillonnage qui ne permet pas de les caractériser par la méthode des assemblages.

C Description des surfaces remarquables

a Les marqueurs d'émersion (Fig. III.III.31)

Les marqueurs reflétant des émersions permettent de définir des surfaces remarquables renseignant sur les variations de l'espace d'accommodation. Ces surfaces ont été au moins au niveau de la mer voire au-dessus du niveau de la mer. Ceci est décelable lorsque les marques d'émersion partent de ces surfaces remarquables et pénètrent plus en profondeur le volume des roches sous -jacent.

Dissolutions et épikarsts

Un exemple d'émersion est visible au sommet des paraséquences à chondrodontes. Il se manifeste par une érosion du remplissage marin précédent et de la paroi des coquilles puis par l'arrivée d'argiles produites par altération du matériel volcanique parfois très oxydé. Lors de la remise en eau, un sable fin calcaire de texture grainstone contenant aussi des fragments volcaniques vient remplir les cavités.

Le sommet des paraséquences ayant émergé, les calcaires se sont indurés et fracturés précocement, on peut observer une création de microcavités de dissolution et des remplissages de fissures et microcavités par des argiles produites par altération du matériel volcanique.

Remplissages vadoses

Les sommets des paraséquences montrant des dissolutions traduisant une émersion présentent aussi des remplissages vadoses et des micrites bactériennes témoignant de la présence d'une zone vadose.

Pédogenèse

Les traces de racine sont les marques les plus significatives pour une activité pédogénétiques. Elles se présentent sous la forme de manchons de calcites entourés de matière organique. Mais une altération et une oxydation associée à de la matière organique peuvent aussi être interprétées comme une marque de pédogenèse.

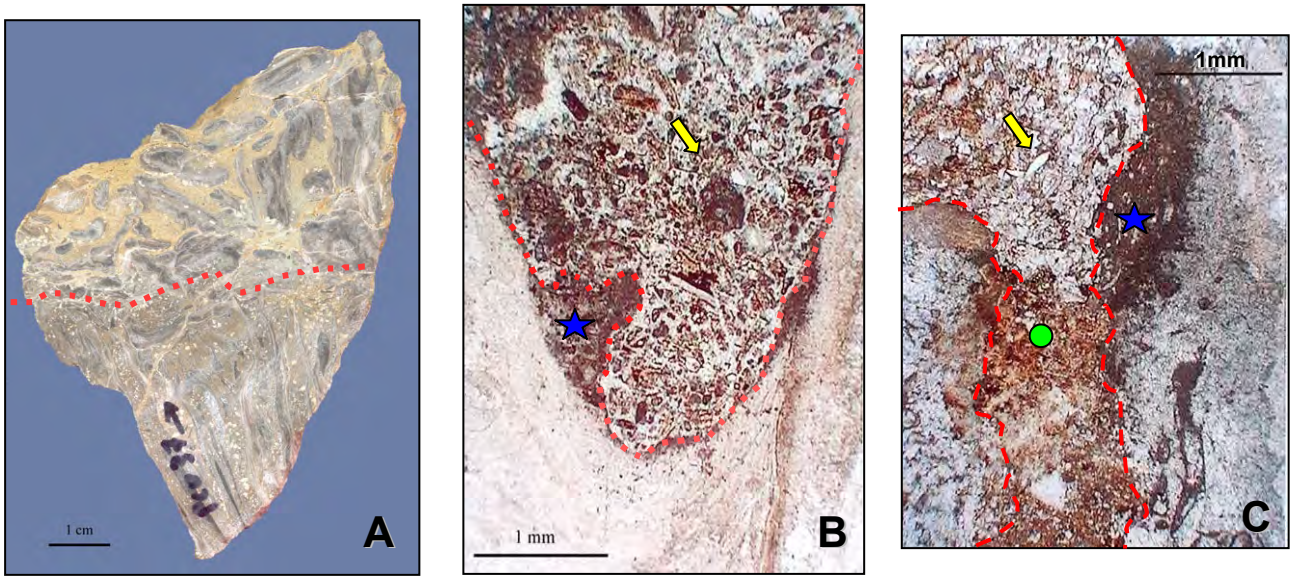
b Les marqueurs d'ennoiement

Les marqueurs d'ennoiement visibles au sein des carbonates sont des ravinements surmontés par des lithoclastes et des bioclastes roulés et souvent oxydés. Ils sont aussi appelés *lag deposits* (Fig. III.32a).

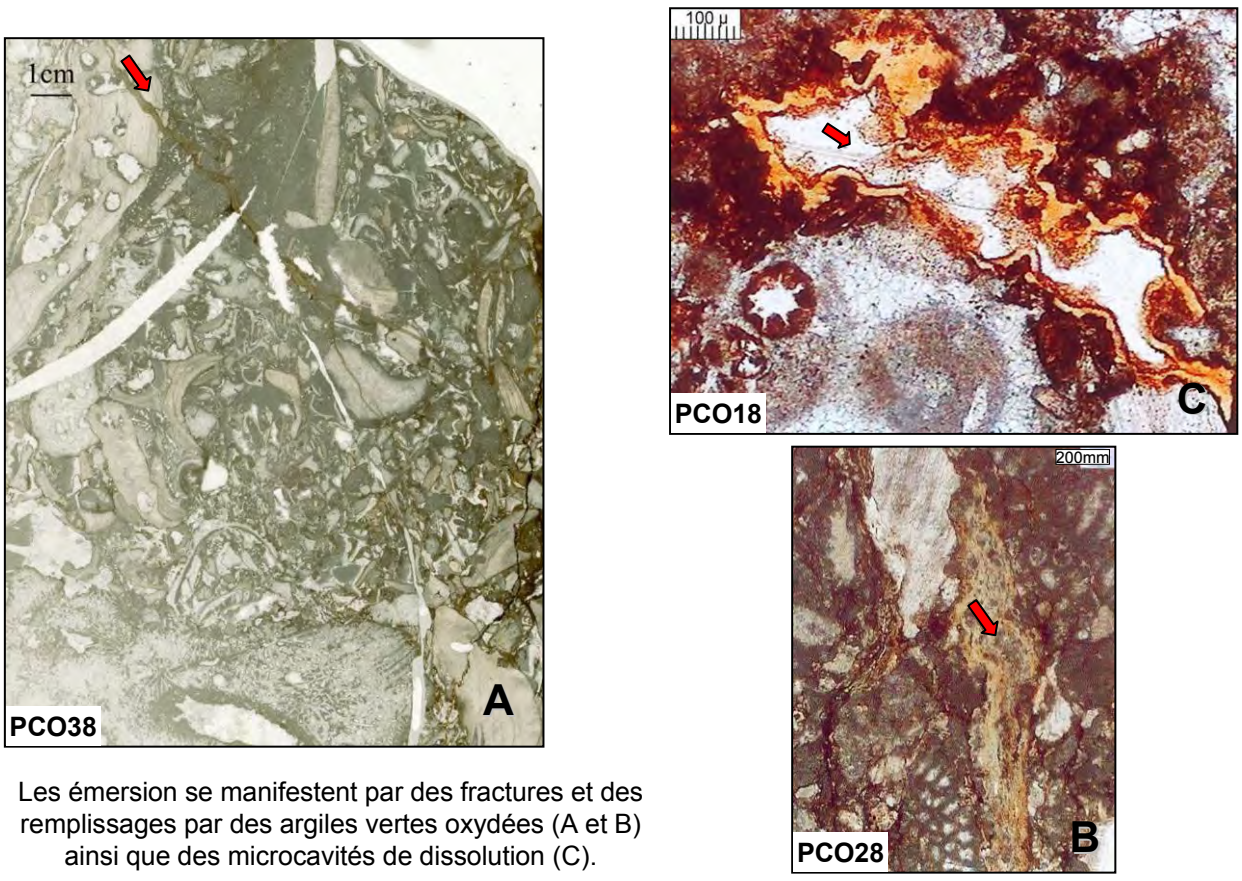
Ces marqueurs s'observent également après des événements volcaniques lorsque les carbonates se réinstallent. Dans ce cas, le matériel volcanique est fissuré et un sable carbonaté rempli ces fissures formant un réseau de fissures (Fig. III.32b).

c Les changements lithologiques

Les changements lithologiques montrant le passage de roches volcaniques aériennes à des carbonates marins (Fig. III.III.33a) présentent les caractéristiques des marqueurs d'ennoiement cités précédemment.

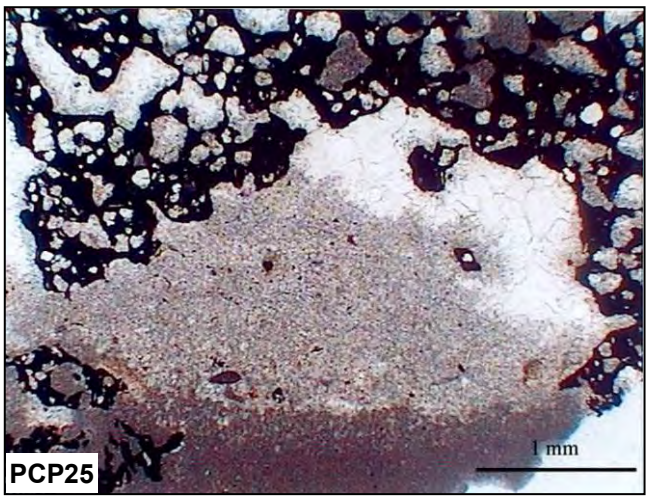


L'émersion au sommet des paraséquences à chondrodontes se manifeste par une érosion (A) du remplissage marin précédent (B : étoiles) et de la paroi des coquilles, puis par l'arrivée de argiles vertes (C : cercle) parfois fortement oxydées. Lors du retour de la mer, un sable fin calcaire (B et C : flèches) contenant aussi des fragments d'éléments volcaniques (grainstone) vient remplir les cavités.



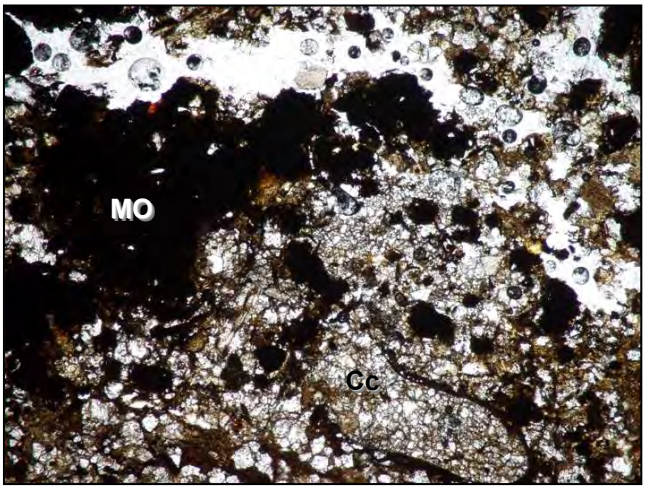
Les émersion se manifestent par des fractures et des remplissages par des argiles vertes oxydées (A et B) ainsi que des microcavités de dissolution (C).

Figure III.III.31 – Surfaces remarquables : Dissolution et épikarst, BC

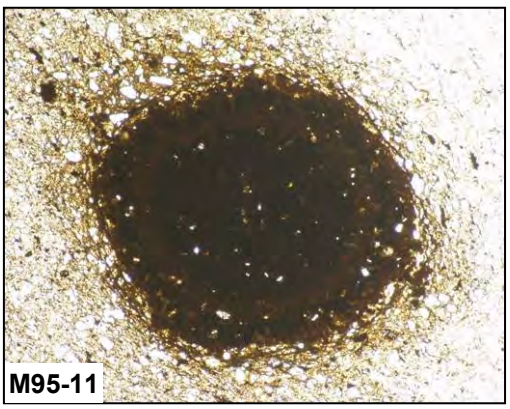


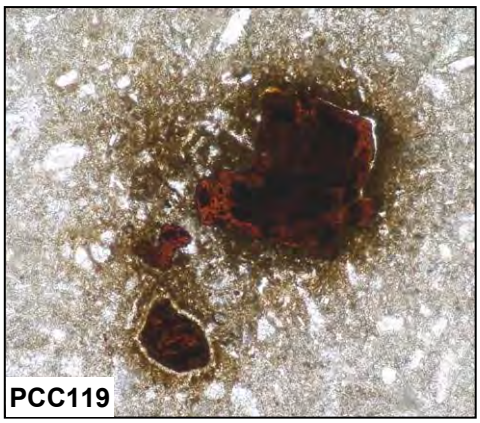
Certains sommets des paraséquences présentent des remplissages vadoses et des micrites bactériennes témoignant de la présence d'une zone vadose.

A - Silts vadose dans un lave vésiculaire, BC



C - Matière organique (MO) et calcite pédogénétique (Cc)





C - Pédogenèse : trace de racine probable

Figure III.III.31 – Surfaces remarquables : zone vadose et pédogenèse



TCF 20 – *Lag deposits*, affleurement

Les marqueurs d'ennoiement visibles au sein des carbonates sont des ravinements surmontés par des lithoclastes et des bioclastes roulés et souvent oxydés.



TCF20 - *Lag deposits*, microphotographie

Fig. III.III.32a - *Lag deposit,* Jal

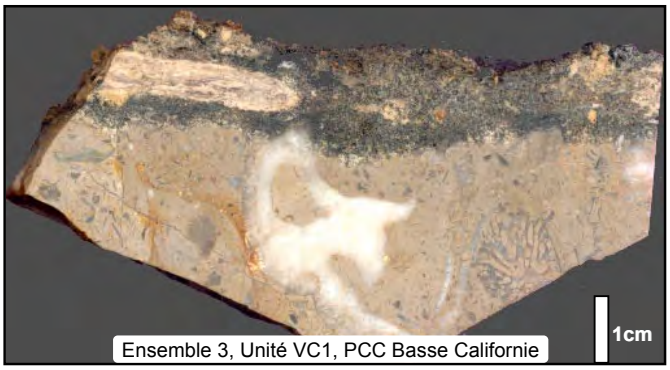


Fracture dans une brèche volcanique remplies de sable carbonaté, limite ensembles 5/6, PCP Basse Californie

Réseau de fracture dans une brèche volcanique remplies de sable carbonaté, limite ensembles 7/8, PCP Basse Californie

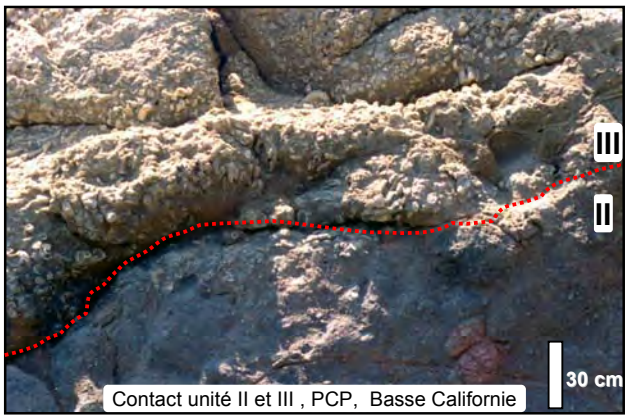


Figure III.III.32b – Surfaces d'ennoiement, BC





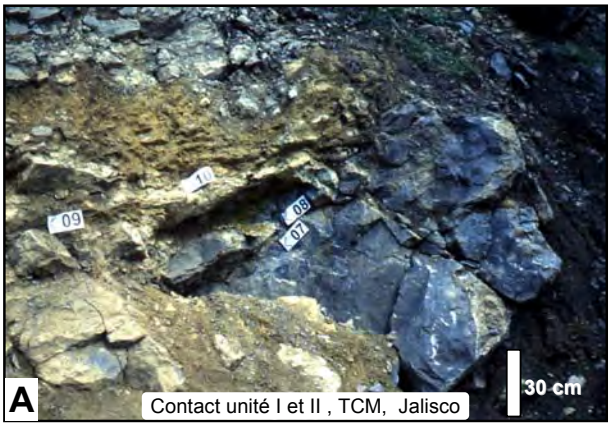
B – Contact lithologique carbonate / cendres volcaniques

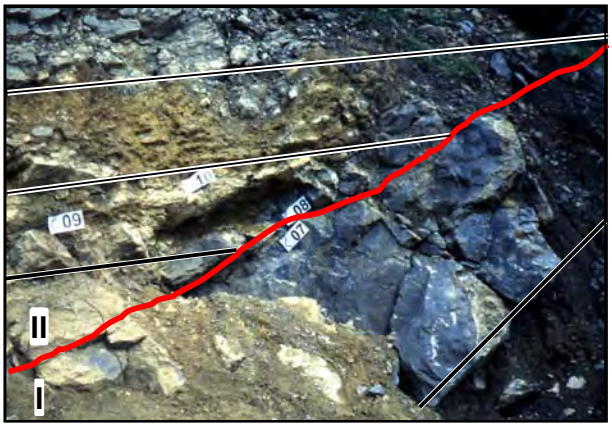


Les changements lithologiques montrant le passage de roches volcaniques aériennes à des carbonates marins (A) présentent les caractéristiques des marqueurs d'ennoiement .
Les changements lithologiques montrant l'arrivée brutale de roches volcaniques sur les roches sédimentaires ne définissent pas réellement des limites de paraséquence, mais ils perturbent l'enregistrement des variations d'accommodation.

A – Contact lithologique brèche volcanique / carbonate

Figure III.III.33 – Changements lithologiques







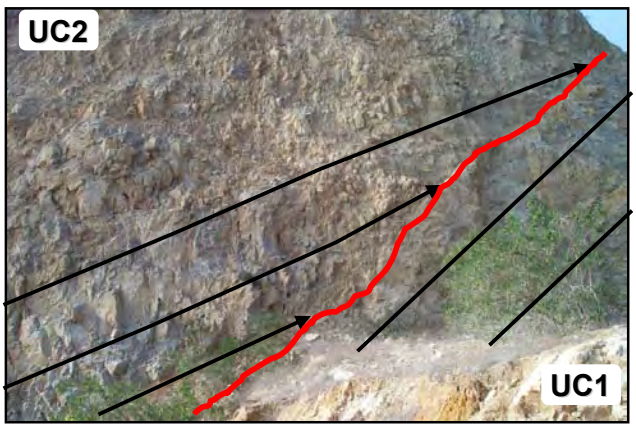


Figure III.III.34 – Limite de séquence de dépôt

Par contre, les changements montrant l'arrivée brutale de roches volcaniques sur les roches sédimentaires (Fig. III.III.33b) ne peuvent pas définir réellement des limites de paraséquence (à savoir une succession relativement conforme de bancs génétiquement liés et limitée par deux surfaces d'inondation marine). Mais ces changements lithologiques perturbent l'enregistrement des variations d'accommodation. Ils sont représentés sur les diagrammes par des traits continus lorsque aucune érosion n'est pas visible et par une ligne ondulée lorsqu'une érosion a été caractérisée. Il est à noter que des limites érosives peuvent aussi intervenir entre deux lithologies de même nature.

d Les limites de séquence de dépôt

Certaines limites de paraséquences montrant des émersions importantes et parfois des discordances angulaires (Fig. III.III.34), correspondent à un changement important dans la dynamique sédimentaire. Elles sont de bonnes candidates pour une limite de séquence de dépôt.

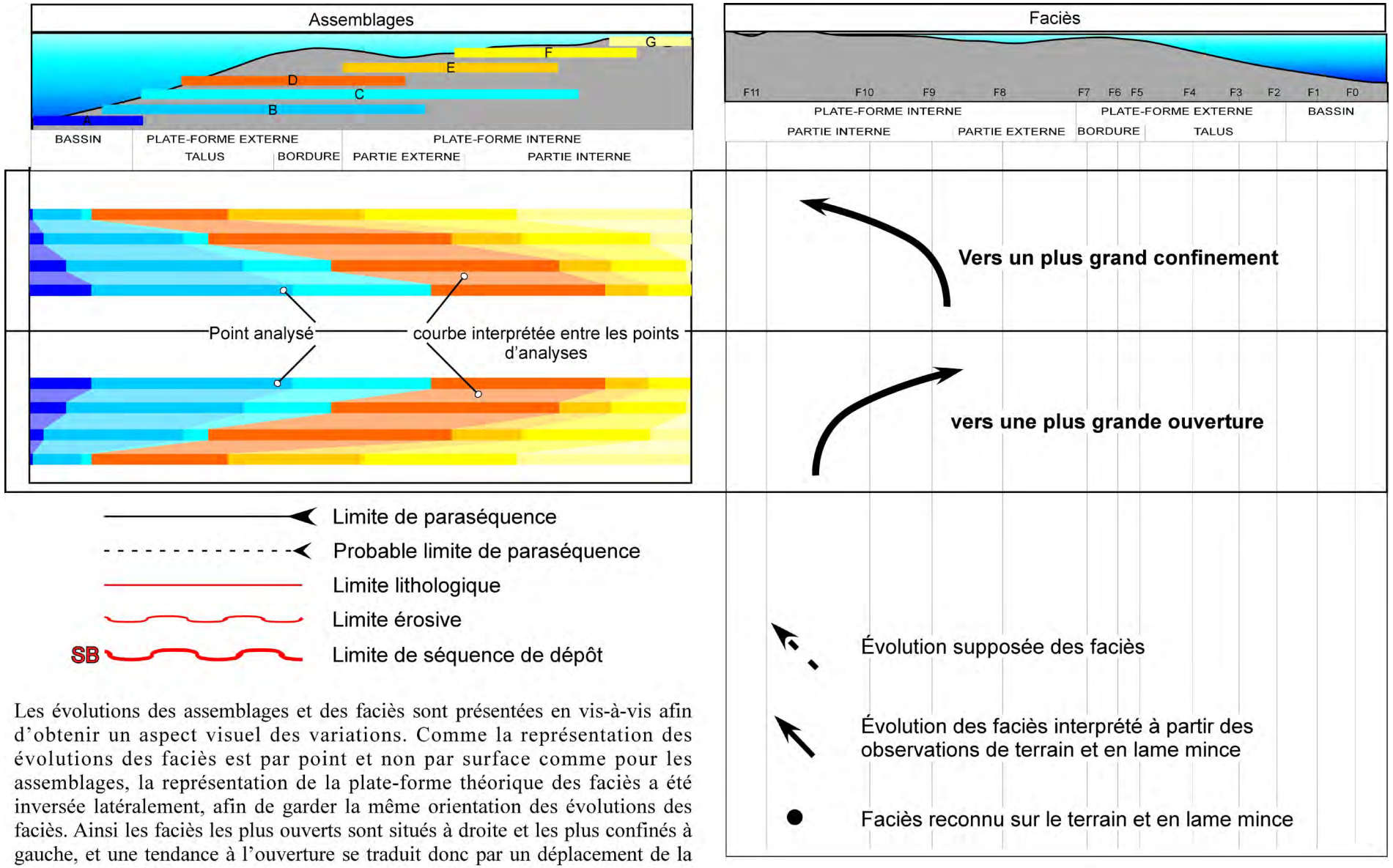
D Agencement séquentiel à partir des faciès et des assemblages écologiques

Les évolutions des assemblages et des faciès sont présentées en vis-à-vis afin d'obtenir un aspect visuel des variations. Concernant les assemblages, les plus ouverts ont été placés à gauche alors que ceux plus confinés se situent à droite. Plus un assemblage est grand, plus sa surface est importante, une tendance à l'ouverture se traduit donc par un déplacement de la gauche vers la droite des limites d'assemblages. Comme la représentation des évolutions des faciès est par point et non par surface comme pour les assemblages, la représentation de la plate-forme théorique des faciès a été inversée latéralement, afin de garder la même orientation des évolutions des faciès. Ainsi les faciès les plus ouverts sont situés à droite et les plus confinés à gauche, et une tendance à l'ouverture se traduit donc par un déplacement de la gauche vers la droite (Fig. III.III.35).

1 Punta China, Basse Californie

a Coupe PCO

La coupe PCO (Fig. III.III.36) débute par des faciès de tempête (F11d) dans les sédiments volcanoclastiques de la base, ensuite les bancs carbonatés à rudistes et à coraux ont des faciès de bordure de plate-forme (F5, F7), puis de plate-forme interne dans les marnes sableuses à orbitolines (F8). Les assemblages confirment l'interprétation des dépôts de tempêtes, par des constitutions bimodales. Ils montrent aussi le caractère rythmique de la paraséquence à coraux et rudistes, avec des faunes plus distales à la base, un maximum de développement de l'assemblage D dans les faciès à coraux au détriment des assemblages C et B, puis le retour de l'assemblage G dans le faciès de plate-forme interne. La présence de l'assemblage G dans le faciès F5 de l'échantillon PCO4 est due à la présence d'*Istriloculina* sp. qui peuvent caractériser aussi bien un milieu médiolittoral que circalittoral.



Les évolutions des assemblages et des faciès sont présentées en vis-à-vis afin d'obtenir un aspect visuel des variations. Comme la représentation des évolutions des faciès est par point et non par surface comme pour les assemblages, la représentation de la plate-forme théorique des faciès a été inversée latéralement, afin de garder la même orientation des évolutions des faciès. Ainsi les faciès les plus ouverts sont situés à droite et les plus confinés à gauche, et une tendance à l'ouverture se traduit donc par un déplacement de la gauche vers la droite.

Figure III.III.35 - Légende des graphes d'évolution de faciès et d'assemblages

Après la zone d'invisibilité, les successions de calcaires à rudistes et chondrodontes sont des successions de paraséquences rythmiques parfois à oncoïdes à la base, puis à rudistes et colonie de chondrodontes au sommet montrant des érosions et des traces d'émersion allant des faciès F10 pour les oncoïdes, à F8 pour les calcaires à rudistes puis F9 pour les calcaires à chondrodontes en bouquet. Elles sont au nombre de 6 et d'épaisseur métrique avant le

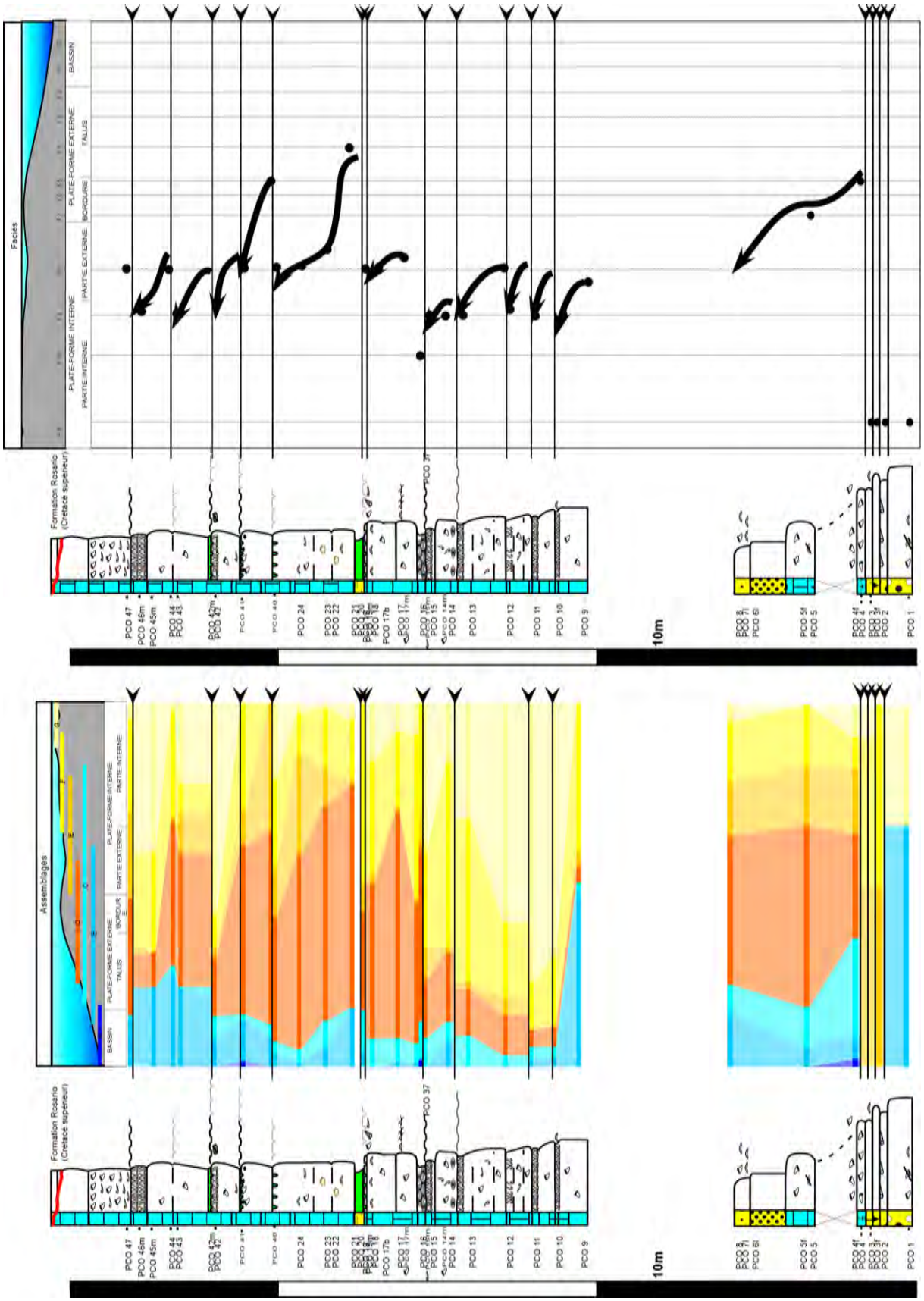


Figure III.III.36 - Évolution des assemblages et des faciès dans la coupe PCO, Basse Californie

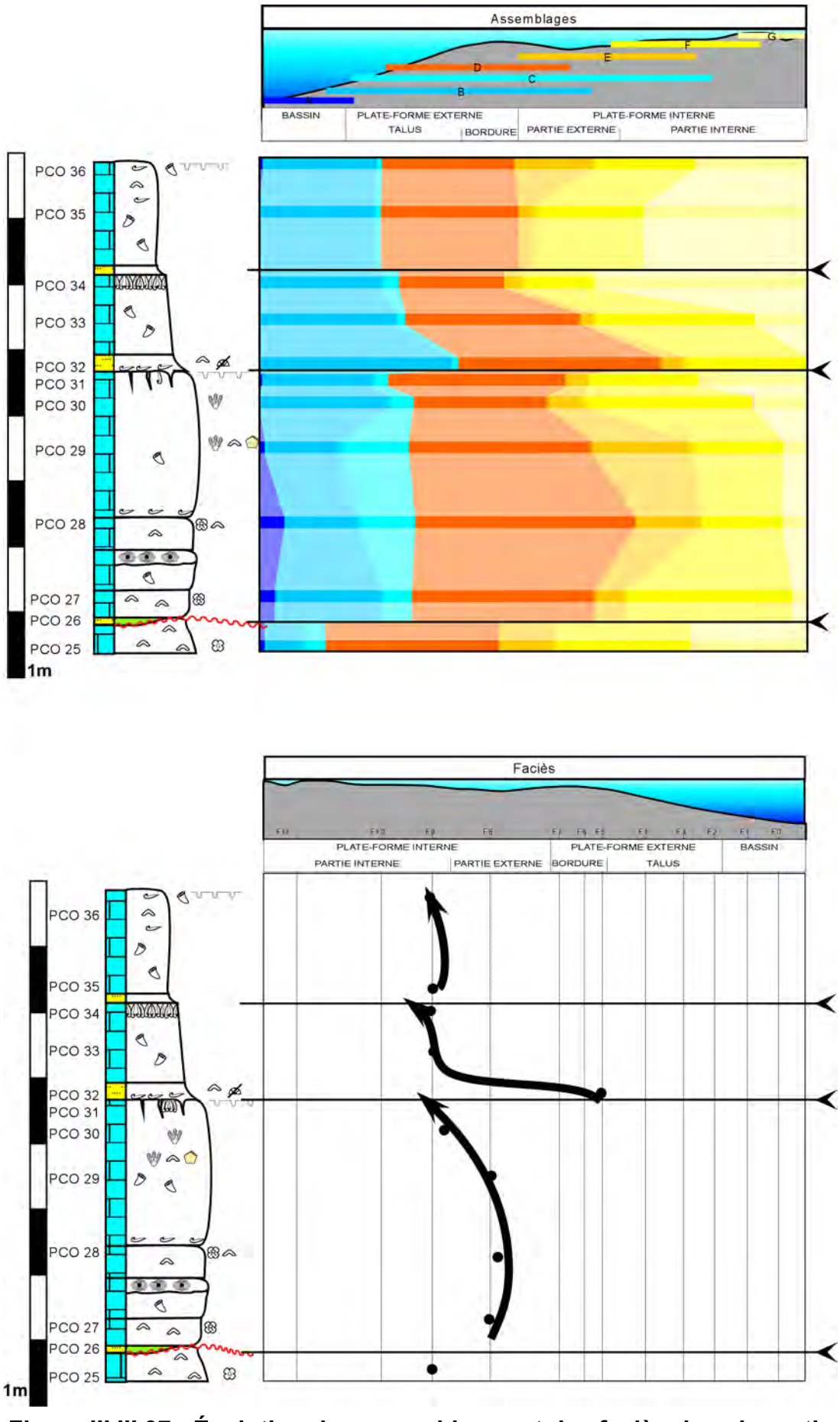


Figure III.III.37 - Évolution des assemblages et des faciès dans la partie supérieure de la coupe PCO, Basse Californie

hardground couvert de sédiments fins volcaniques verts, alors qu'elles sont au nombre de cinq et d'épaisseur plurimétrique au-dessus de ce *hardground*. Quand le nombre d'échantillons est suffisant, les assemblages confirment la rythmicité des paraséquences montrant une plus forte proportion d'assemblages B et C à la base qu'au sommet.

La coupe PCO3 (Fig. III.III.37) est une variante latérale de la partie supérieure de la coupe précédente, c'est-à-dire de la partie située au-dessus du *hardground*. Elle semble montrer que la première paraséquence (la plus épaisse) serait plutôt cyclique ayant son maximum d'approfondissement en PCO28. Les deux autres paraséquences visibles seraient rythmiques.

b Coupe PCP

Après l'ensemble volcanique séparant cette coupe de la coupe PCO, le **premier ensemble** (Fig. III.III.38) carbonaté montre trois paraséquences de bioconstructions à rudistes et chondrodontes séparées par des brèches et des cendres volcaniques. La première paraséquence commence par des chondrodontes horizontaux (F9c), se poursuit par des rudistes en bouquet (F8a) interrompus par une brèche remaniant des rudistes dans une matrice volcanique, et se termine par des constructions de chondrodontes érigées (F9c) après un fin niveau de cendres volcaniques. La deuxième paraséquence est plus petite (35 cm) et est constituée par des remaniements de rudistes et de chondrodontes dans une matrice volcanique, surmontés par une colonie de chondrodontes érigés. Elle est terminée par une vingtaine de centimètres de dépôt volcanoclastiques fins verts. La troisième paraséquence est métrique, elle débute par des chondrodontes horizontaux et se poursuit par des colonies de rudistes. Elle est coiffée par des dépôts volcanoclastiques fins verts, surmontés par du matériel pyroclastique.

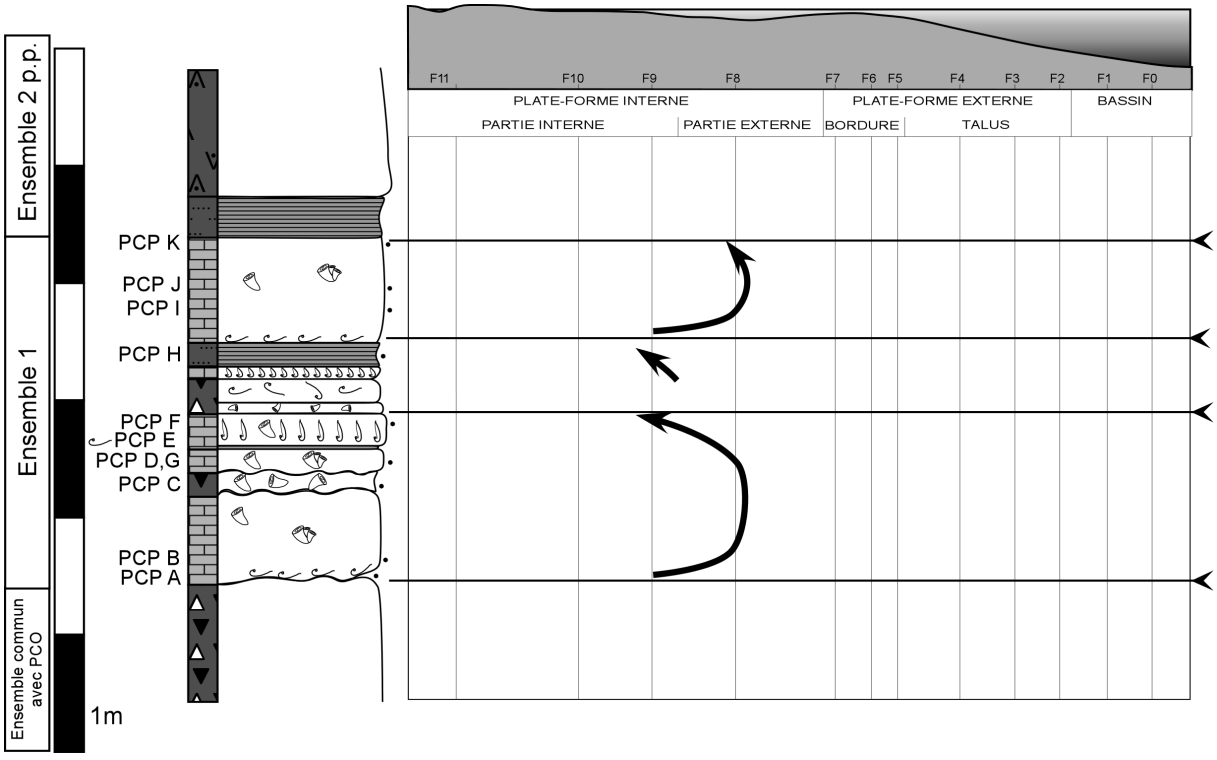


Figure III.III.38 - Évolution des faciès dans l'ensemble 1 de la coupe PCP, Basse Californie

Le **deuxième ensemble** (Fig. III.III.39) présente des faciès pyroclastiques en PCP01, PCP05 et PCP06, volcanoclastiques resédimentés en milieu marin lors d'une éruption en PCP02 (mélange de matériel, lave à texture microlithique fluidale, lave porphyrique et matériel vitreux dans un ciment siliceux mais présence de calcite dans les vacuoles de ponce) et dans l'intervalle sédimentaire, des faciès de tempête (F11d) caractérisés par une composition bimodale des assemblages.

Pour **le troisième ensemble**, deux interprétations de l'évolution séquentielle sont possibles. L'une décrivant 3 paraséquences pour cet ensemble, l'autre 2. Pour les deux interprétations, la première paraséquence est rythmique et mesure 2,50 m. Elle commence par des chondrodontes horizontaux, se poursuit par des colonies de rudistes puis des coraux branchus marquant le maximum d'approfondissement, et se termine par des colonies de rudistes. La deuxième paraséquence dans un cas mesurerait 1 m et dans l'autre 2 m. Elle commence par des colonies de rudistes, se poursuit par des faciès à coraux coloniaux et rudistes lesquels sont érodés et couverts par des chondrodontes horizontaux dans une matrice riche en matériel carbonatés. Cette limite d'érosion couverte par des chondrodontes horizontaux est interprétée dans le premier cas comme une limite de paraséquence. Dans ce cas la troisième paraséquence mesurerait 1 m, commencerait par les chondrodontes horizontaux et se terminerait par des faciès à rudistes (F8a) interrompus par l'arrivée du matériel volcanique de l'ensemble suivant. Dans le deuxième cas, plus qu'une limite due à une variation bathymétrique (érosion aérienne puis réennoiement marqué par l'installation de faciès à chondrodontes), elle est serait plutôt due à l'arrivée de matériel volcanique réduisant la production carbonatée, favorisant une érosion sous-marine par une surface de *by-pass* puis lorsque les conditions sont viables pour les chondrodontes, leur installation et enfin celle de rudistes lorsque les conditions redeviennent totalement propices à l'usine à carbonates. La présence de *vugs* et de structures géotropes dans le remplissage des rudistes favorise l'interprétation en 3 paraséquences. Dans les deux cas, la dernière paraséquence se termine en PCP11 par une émersion visible aux structures géotropes dans les perforations des bivalves.

Dans le **quatrième ensemble** une interprétation séquentielle est plus difficile compte tenu des faciès riches en sédiments volcaniques montrant un fort hydrodynamisme où le caractère autochtone des marqueurs environnementaux est difficile à déterminer. Cependant, il semble montrer une première séquence de comblement depuis des faciès F5 où l'assemblage B est important à des faciès à chondrodontes (F9c) et à oncoïdes (F10) où cet assemblage est plus réduit au profit des assemblages F et G, puis une deuxième séquence interrompue par la coulée volcanique de l'ensemble suivant. La première séquence de comblement est constituée de plusieurs paraséquences qui auraient peut-être pu être caractérisées par un échantillonnage plus serré. Une paraséquence est visible dans la colonie à chondrodontes en PCP18.

Le passage de faciès F5 à F9 sans intermédiaire suggère l'absence de barrière récifale F7 protégeant un lagon représenté par des faciès F8-F9 carbonatés.

Le cinquième ensemble possède une coulée sous-marine de basalte andésitique vacuolaire à texture aphyrique. Le caractère sous-marin de la base de la coulée est montré par d'une part par les microlithes formant des aiguilles mal terminées témoignant d'un rapide refroidissement,

et d'autre part par les vacuoles remplies de smectites, qui sont des argiles produites par une altération sous-marine très précoce. Cette coulée semble constituée un même événement

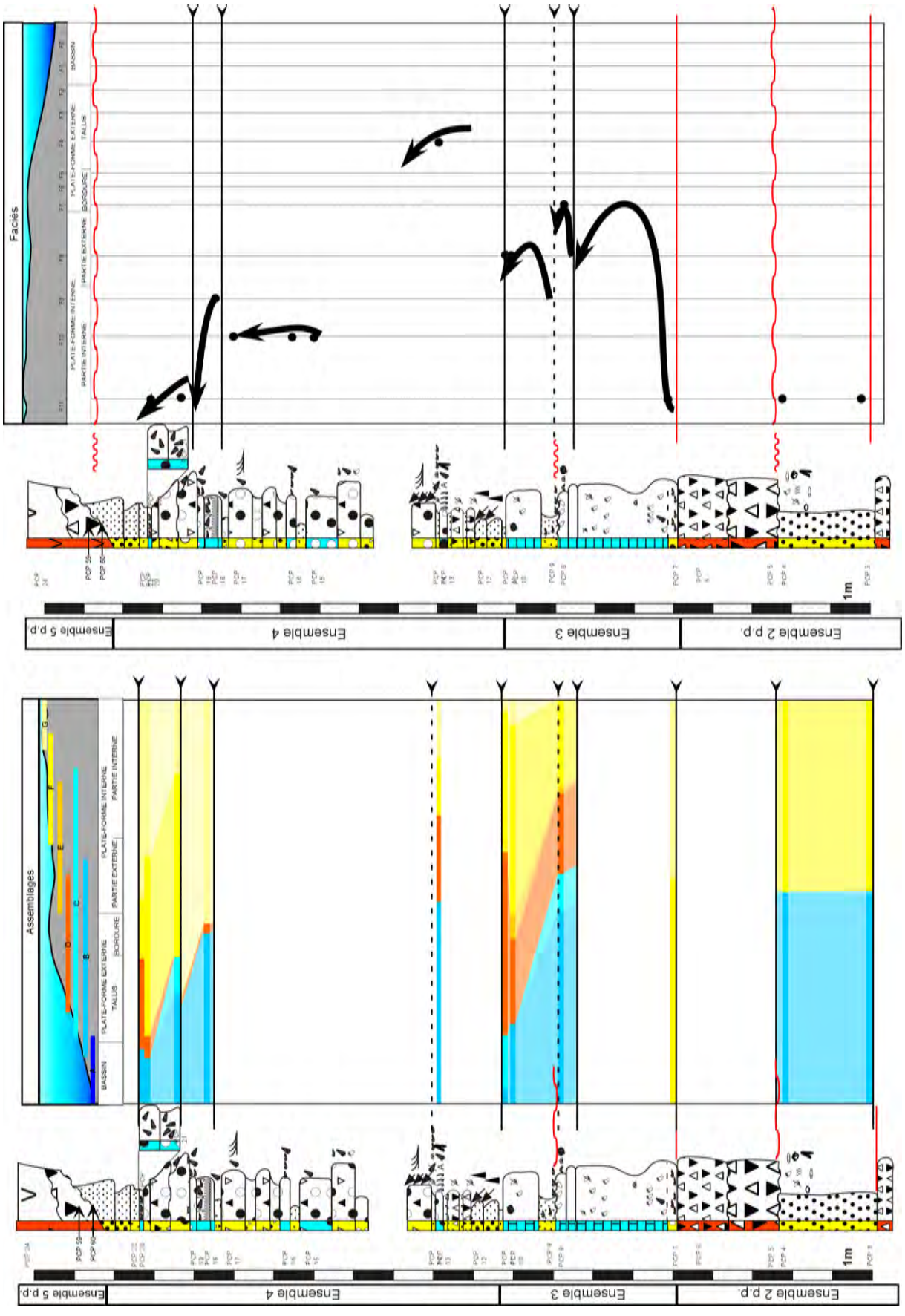


Figure III.III.39 - Évolution des assemblages et des faciès dans les ensembles 2, 3 et 4 de la coupe PCP, Basse Californie

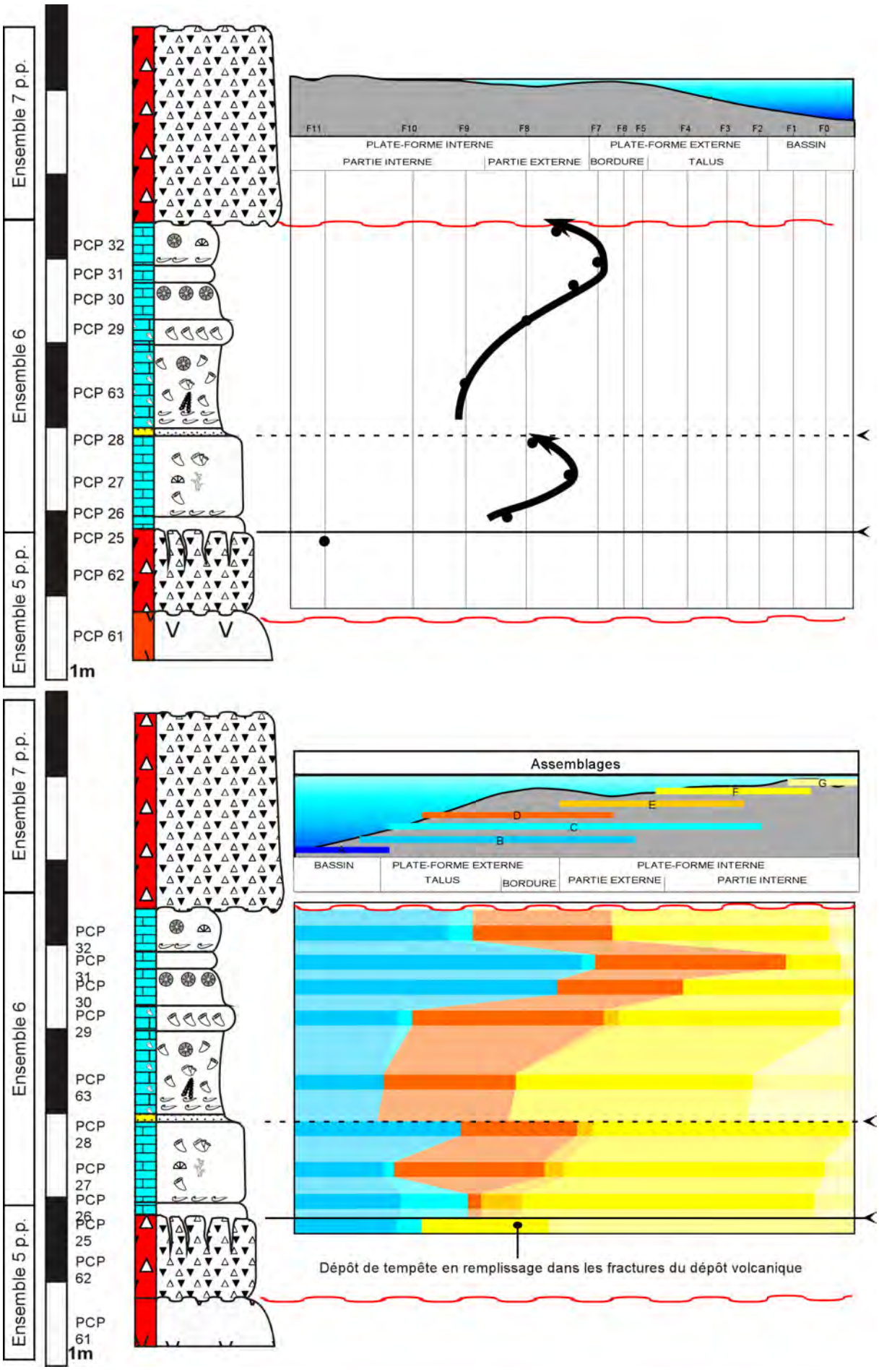


Figure III.III.40 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'ensemble 6 de la coupe PCP, Basse Californie

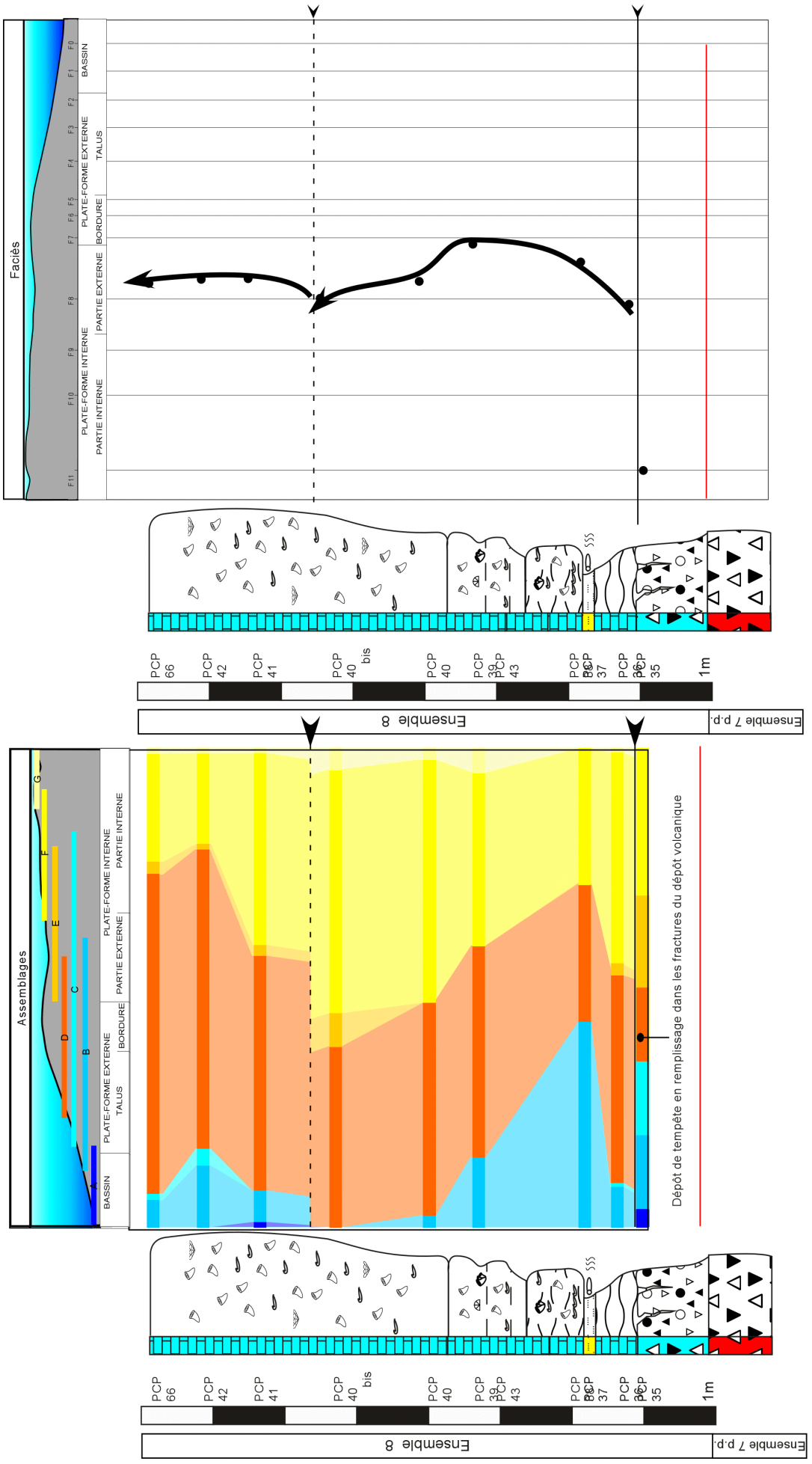


Figure III.III.41 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'ensemble 8 de la coupe PCP, Basse Californie

commençant par le faciès vacuolaires riche en verre, se poursuivant par un faciès microlithique à texture fluidale constitué de clinopyroxène, de feldspath plagioclases et alcalins à égale proportion sans verre témoignant d'un refroidissement plus lent. Puis, cette roche volcanique présente une texture fluidale sans verre mais plus riche en microlithes de feldspath alcalins qu'en microlithes de feldspath plagioclases et se termine par une brèche volcanique riche en débris vacuolaires et infiltrée par une micrite carbonatée présentant des fragments de fossiles marins (échinodermes, bivalves). Cette deuxième partie semble moins basique mais s'est toujours épanchée en milieu marin comme en atteste la partie supérieure de la coulée.

Le sixième ensemble (Fig. III.III.40) est constitué de deux paraséquences cycliques. Après les accumulations de tempête de faciès F11d remplissant les fractures dans la coulée sous-jacente, la première paraséquence débute par des faciès F9c à chondrodontes horizontaux, se poursuit par des faciès F8a voire F7 à rudistes et coraux et se termine par des faciès F8a à rudistes en colonie interrompus par un niveau de matériel volcanique fin. Les assemblages montrent une augmentation progressive de l'espace d'accommodation dans cette paraséquence, mais ne mettent pas en valeur le maximum d'approfondissement marqué par les coraux branchus, car ceux-ci n'étaient pas visibles dans la zone de comptage.

La deuxième paraséquence débute par un faciès F9c à chondrodontes, mais ne montre par un ennoiement à sa base (ni par les faciès, ni par les assemblages) par rapport à la paraséquence précédente ; ceci peut s'expliquer par le fait que cette précédente paraséquence est interrompue par du matériel volcanique fin perturbant l'usine à carbonates et empêchant l'enregistrement par ceux-ci d'une paraséquence complète. L'hypothèse de la variation de production carbonatée dans une même paraséquence est peu probable puisque les faciès montraient déjà un comblement entre l'échantillon PCP27 et PCP28. Cette deuxième paraséquence se poursuit par un faciès F7 à coraux coloniaux et solitaires puis se termine par un faciès F8a, sur lequel une brèche volcanique se dépose de manière érosive.

Le septième ensemble est une coulée de basalte andésitique à texture porphyrique dont la base et le sommet sont bréchiques, mais ne présente par d'évidence de mise en place sous-marine. La texture porphyrique témoigne d'un refroidissement plus lent du magma donc peut-être aérien.

Le **huitième ensemble** (Fig. III.III.41) débute par une brèche à éléments volcaniques mais dans un ciment calcitique marin marquant un réennnoiement. Il présent un faciès F11d de tempête où sont mélangés les assemblages A et E. Cet ensemble semble comporter deux paraséquences mises en évidence par les assemblages. La première débute par des faciès F8a, se poursuit par des faciès F7 à coraux et se termine par des faciès F8a à rudistes. Le niveau de cendre visible en PCP37 ne semble pas marquer une limite de paraséquence.

La limite avec la paraséquence suivante n'a pas été caractérisée sur le terrain. Mais les assemblages montrent une deuxième paraséquence débutant par des faciès F8a montrant une augmentation de la proportion de l'assemblage B avec même la présence de l'assemblage A, puis toujours dans des faciès F8 à rudistes l'amorce d'une baisse de la proportion de cet assemblage montrant le début du comblement de la paraséquence. La fin de celle-ci n'est pas visible sur l'affleurement qui se perd en mer.

c Synthèse des coupes PCO, PCP

Sur la totalité des deux coupes PCO et PCP (Fig. III.III.42), on remarque une tendance générale à l'ouverture des faciès et à une augmentation de l'espace d'accommodation dans la coupe PCO se terminant dans l'ensemble volcanique séparant PCO de PCP. Puis, on observe une deuxième séquence débutant dans l'ensemble 1 de la coupe PCP, montrant une ouverture des faciès dans l'ensemble 3 malgré l'épisode volcanique en milieu marin de l'ensemble 2, puis un retour vers des faciès proximaux dans l'ensemble 4. Suite à l'ensemble volcanique 5 probablement aérien, l'ensemble 6 montre une séquence indiquant une ouverture des milieux stoppés par l'ensemble volcanique 7. De même l'ensemble 8 montre une ouverture des milieux de dépôts, mais la suite de l'évolution n'est pas visible faute d'affleurement.

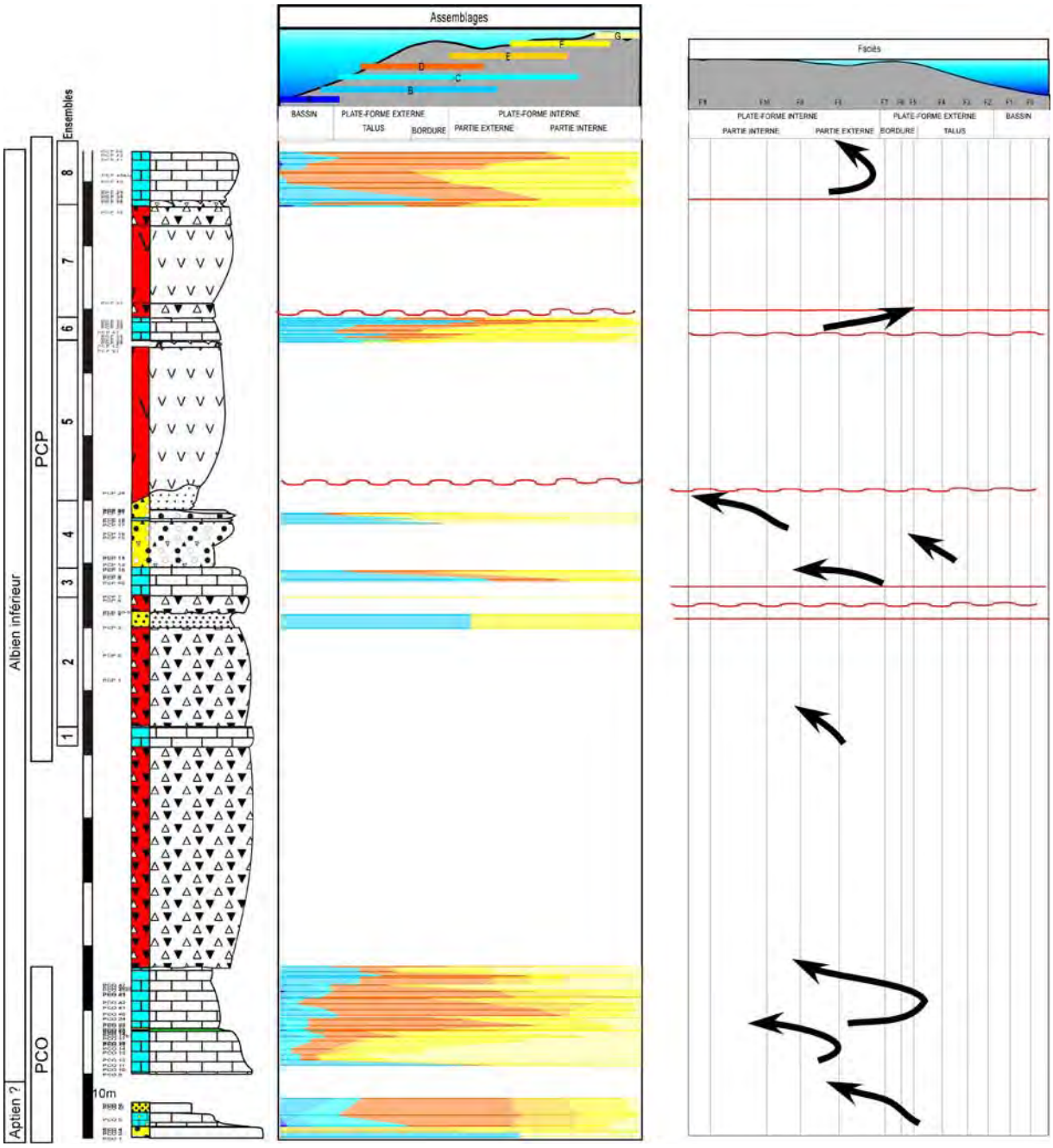


Figure III.III.42 - Évolution des assemblages et des faciès dans les coupes PCO-PCP, Basse Californie

d Coupe PCC

Unité Volcanoclastique Inférieure (VC1)

Dans l'unité volcanoclastique inférieure (VC1), il est difficile de définir des paraséquences compte tenu d'une part des variations lithologiques parfois brutales qui auraient nécessité un échantillonnage plus serré, et d'autre part de la présence de matériel volcanique perturbant l'évolution séquentielle.

Toutefois, dans **le premier ensemble** (Fig. III.III.43) de cette unité, trois séquences semblent se dessiner. Ce sont plutôt des séquences que des paraséquences véritables, car elles doivent regrouper plusieurs paraséquences *sensu stricto*. Ces séquences sont cycliques. La première débute dans des faciès F4, évolue vers des faciès F3 puis se termine par des faciès F5. Les deux suivantes semblent aussi cycliques, mais la présence d'une faille tronque peut-être ces séquences. Elles montrent un approfondissement avec des évolutions depuis des faciès F3 vers des faciès F2 puis F3. Ces séquences se retrouvent dans l'évolution des assemblages et leurs approfondissements sont marqués par une augmentation de la proportion des assemblages A et B.

Cette tendance à l'approfondissement se poursuit dans **l'ensemble 2** (Fig. III.III.44) où deux séquences cycliques semblent se dessiner en partant depuis des faciès F2 vers des faciès F0 et se terminant dans des faciès F3-F4. Les évolutions des assemblages confirment les évolutions des faciès, mais semblent décomposer la première séquence du deuxième ensemble en deux séquences.

L'évolution séquentielle est très difficilement déterminable dans **l'ensemble 3** (Fig. III.III.45) de l'unité VC1 à cause de nombreuses failles et de l'arrivée constante de matériel volcanique, selon une dynamique sédimentaire, mais surtout selon une dynamique volcanique. Ce sont des hyaloclastites et des resédimentations dans un bassin relativement profond. En effet, les quelques dépôts sédimentaires visibles en sommet de coulée montrent principalement des faciès de bassin et parfois de talus. Le banc disloqué présente des faciès de carbonates de plate-forme et des proportions d'assemblages en conséquence. Par la suite les faciès sont moins distaux et représentent plutôt des faciès F5 de bordure de plate-forme.

Le **quatrième ensemble** (Fig. III.III.46) – Les Lutites Inférieures- montre à nouveau un approfondissement ou du moins un milieu de sédimentation protégé. Il est difficile de trancher compte tenu de la pauvreté en faune de ces Lutites Inférieures. Toutefois, à partir des variations granulométriques on peut dessiner trois séquences cycliques, dont la dernière se termine par des faciès F9c à chondrodontes en bouquet.

Le **cinquième ensemble** montre une séquence de faciès F9c à chondrodontes. Celle-ci est peut-être composée de plusieurs paraséquences correspondant aux successions de colonies interrompues par des niveaux de cendres volcaniques.

Le comblement se poursuit par le **sixième ensemble** qui est une coulée volcanique aérienne et du matériel pyroclastique dont le sommet présente un paléosol.

Unité Calcaire Inférieure – UC1 (Fig. III.III.47)

Dans l'Unité calcaire inférieure (UC1), le découpage séquentiel est bien discernable.
Elle débute par des faciès F11d de tempête et F11c de plage puis par quatre paraséquences rythmiques à chondrodontes. La première épaisse de 2 m est suivie par une petite paraséquence haute de 30cm, c'est-à-dire la hauteur d'une colonie de chondrodontes érigés. La troisième et la quatrième paraséquences présentent respectivement les mêmes caractéristiques que la première et la deuxième avec toutefois la présence de l'assemblage A, témoignant d'une plus grande ouverture du milieu de sédimentation. Les neuf paraséquences suivantes sont plurimétriques et semblent cycliques. Chacune d'elle est constituée par des chondrodontes à sa base puis par des rudistes et des calcaires noduleux et se termine par des colonies de chondrodontes. Grâce à l'évolution des assemblages, une tendance générale à l'ouverture du milieu est visible notamment dans les paraséquences riches en calcaires noduleux. Les dernières paraséquences de l'Unité Calcaires inférieure (UC1) sont peut-être à nouveau rythmiques mais la recristallisation et la dissolution dues à la limite majeure de séquence présente à son sommet, rend difficile l'étude des lames minces.
Cette limite de séquence montre des cavités karstiques remplies par des argiles rougeâtres à verdâtres. Elle correspond aussi à la discordance angulaire présente entre les séries inférieures et les séries supérieures (cf. § IV.C « Géométrie des corps sédimentaires en Basse Californie).

Série Volcanoclastique Supérieure (Fig. III.III.48)

Dans la Série Volcanoclastique Supérieure (VC2), comme dans la Série Volcanoclastique Inférieure, le découpage séquentiel est difficile. **L'ensemble 1** est très tectonisé, les fragments de carbonates rencontrés ont des faciès F8 de plate-forme et F5 de bordure.
L'ensemble 2 est constitué de matériel hyaloclastique comprenant de nombreux fragments de cristaux et de roches dans une matrice vitreuse largement altérée en argile.
L'ensemble 3 – les Lutites Supérieures – présente des faciès F5 de bordure de plate-forme et F4 de haut de talus. Comme pour les Lutites Inférieures, la très faible diversité en organismes de ces roches ne permet pas de bien les caractériser. Toutefois, de part la nature fine des sédiments (silts et argiles), on peut déduire que le milieu était calme, et par la rare présence d'échinodermes, qu'il était marin bien oxygéné et à salinité constante. Deux séquences se distinguent dans ces Lutites Supérieures dont le sommet présente des faciès F9c à Chondrodontes.
Ces faciès se développent bien dans **l'ensemble 4** – le Banc Supérieur à Chondrodontes – mais il est difficile de définir des paraséquences compte tenu de la récurrence de niveau volcanique venant perturber la construction de ces colonies.
L'ensemble 5 présente tout d'abord un faciès de lave porphyrique à texture fluidal contenant des phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine très altérée, puis un niveau de sédiments d'origine volcanique cimentés par de la calcite en milieu marin et enfin une lave vésiculaire et vitreuse montrant une altération en calcite témoignant probablement d'une mise en place sous-marine.

Unité Calcaire Supérieure (Fig. III.III.49)

L'Unité Calcaire Supérieure débute par des paraséquences décimétriques à chondrodontes (Faciès F9c) qui semblent se suivre sur plus d'une dizaine de mètres, puis se poursuit par des trois paraséquences plurimétriques à tendance cyclique à chondrodontes et rudistes ayant des faciès F8 et F9. Une quatrième paraséquence cyclique décamétrique présente des faciès confinés F9. Une cinquième paraséquence s'amorce, présentant des faciès plus ouverts F8 montrant la présence de l'assemblage A. La suite est très perturbée par des failles et les grandes infiltrations karstiques formant des poches décamétriques de conglomérats de la Formation Rosario dans la Formation Alisitos, mais l'ouverture du milieu est visible par l'apparition de coraux dans les calcaires de cette Unité Calcaire supérieure.

Synthèse de la coupe PCC (Fig. III.III.50)

Ainsi de manière synthétique, l'évolution séquentielle dans la coupe PCC peut se résumer de la manière suivante : une première séquence montre un approfondissement dans les ensembles 1 et 2 de l'unité volcanoclastique inférieure avec un maximum d'approfondissement à la base de l'ensemble 3 de cette unité puis un comblement progressif dans la partie supérieure de cet ensemble. Soit cette séquence se termine au sommet de cet ensemble et une nouvelle séquence redémarre avec un approfondissement dans les Lutites inférieures de l'ensemble 4, soit si l'on considère les Lutites inférieures comme très protégées mais peu profondes, la séquence se poursuit pour se terminer dans les roches volcaniques aériennes de l'ensemble 5 de l'unité VC1. Une nouvelle séquence débute dans l'unité calcaire inférieure et montre son maximum d'approfondissement dans les calcaires noduleux de cette unité puis un comblement pour atteindre la limite de séquence au toit de cette unité. La séquence suivante débutant par l'ensemble volcanique marin de l'ensemble 2 de l'unité VC2, indiquerait son maximum d'approfondissement dans les Lutites Supérieures de l'ensemble 3 pour se combler au sommet de l'ensemble 3 puis dans les ensembles 4 et 5 et dans la partie aérienne de l'ensemble volcanique 5. La dernière séquence débuterait dans la partie supérieure marine de l'ensemble 5 de l'unité VC2 et se poursuivrait dans l'unité calcaire supérieure pour atteindre son maximum d'approfondissement au sommet de celle-ci. La suite de la séquence est érodée par la formation Rosario.

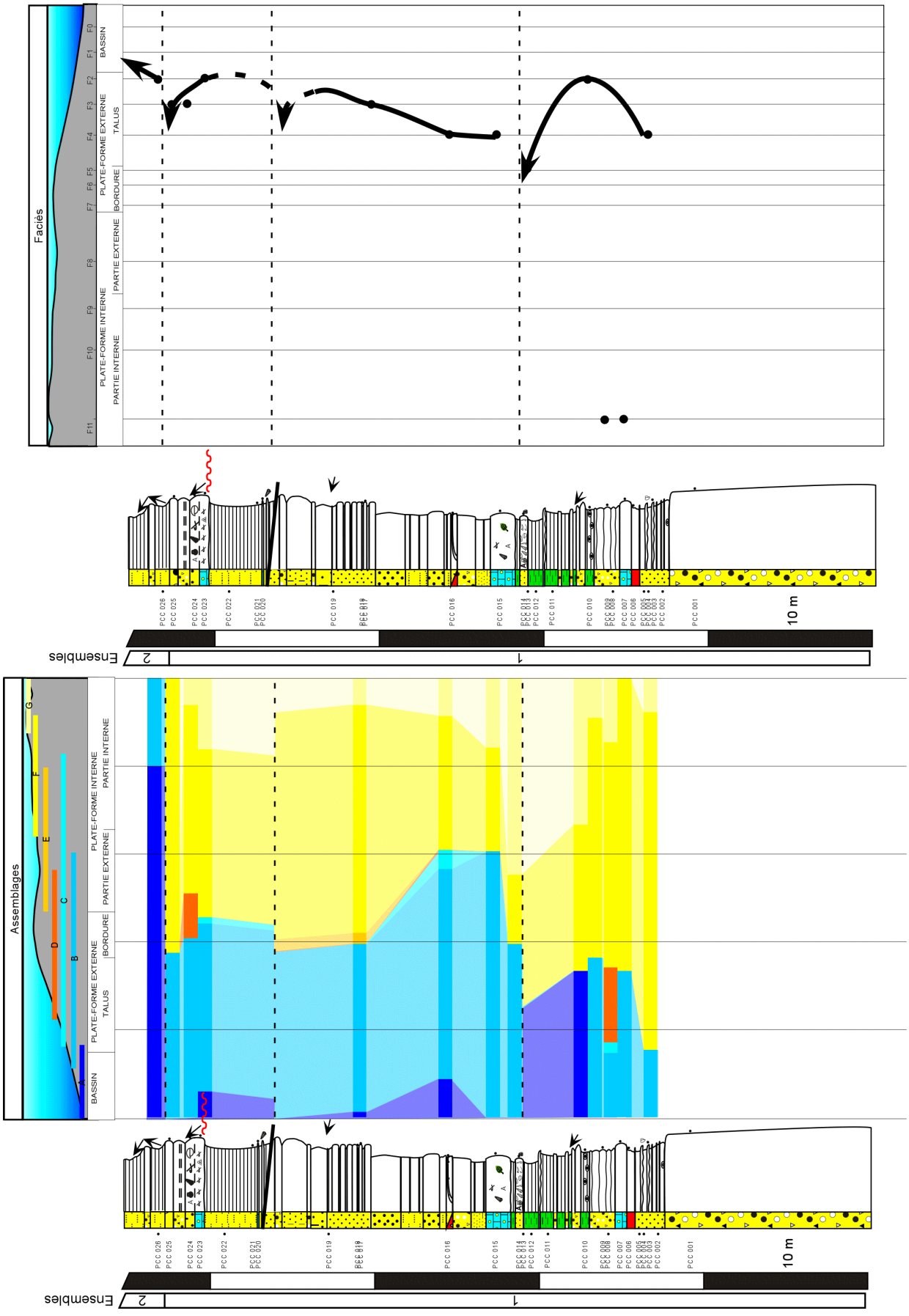


Figure III.III.43 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'ensemble 1 de l'unité VC1 de la coupe PCC, Basse Californie

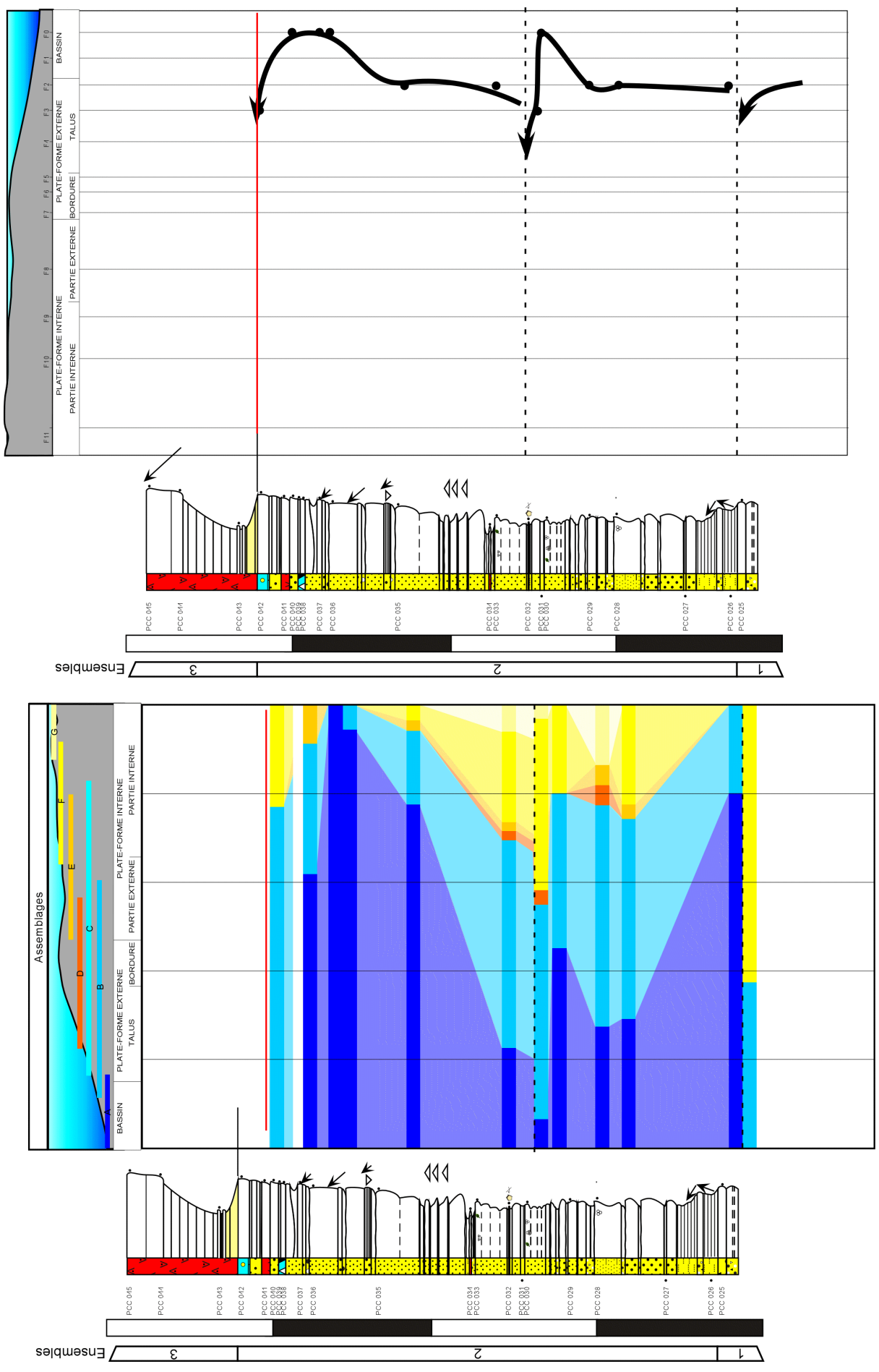


Figure III.III.44 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'ensemble 2 de l'unité VC1 de la coupe PCC, Basse Californie

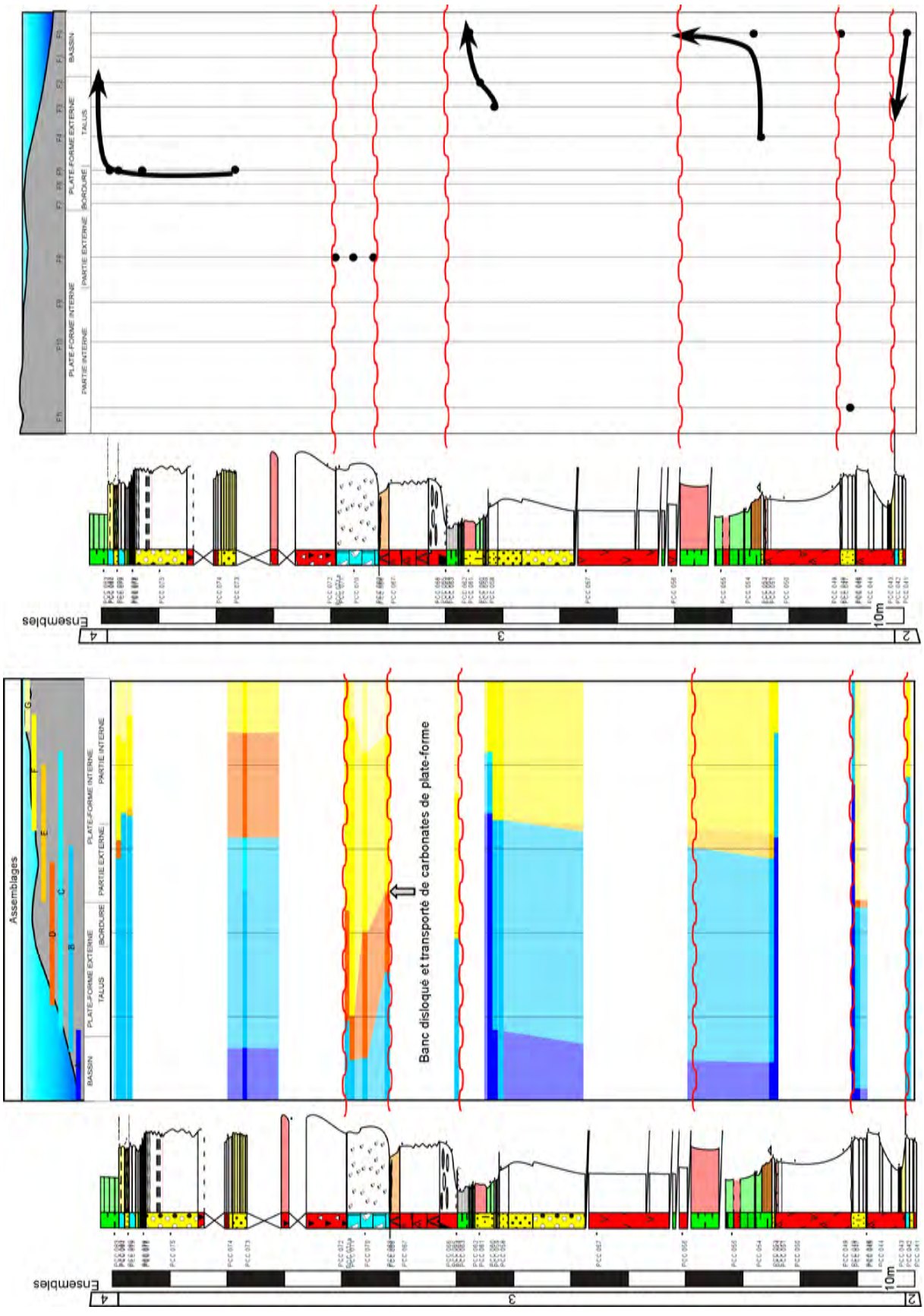


Figure III.III.45 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'ensemble 3 de l'unité VC1 de la coupe PCC, Basse Californie

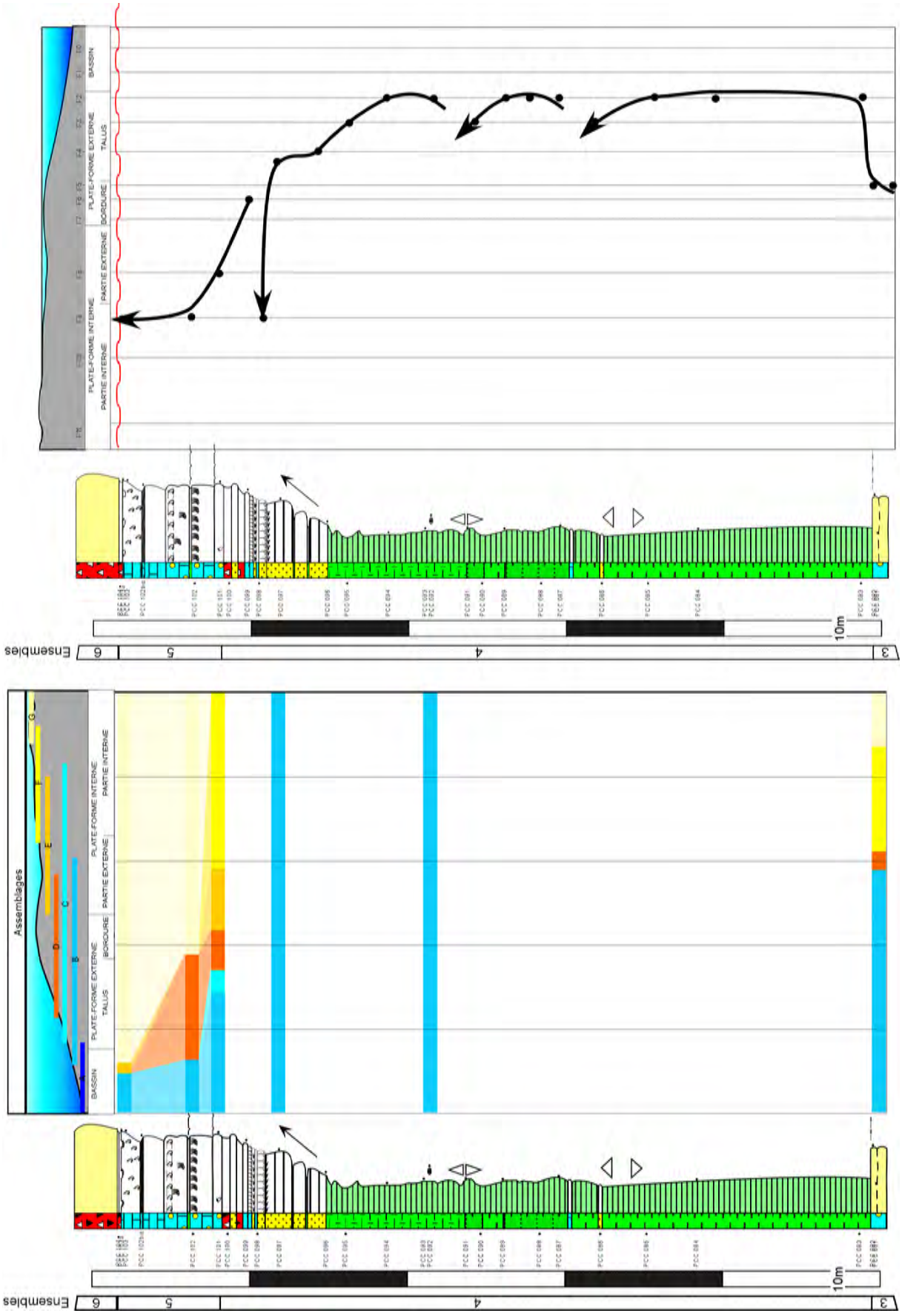

BASSIN
PLATE-FORME EXTERNE
TALUS
BORDURE
PARTIE EXTERNE
PLATE-FORME INTERNE
PARTIE INTERNE
Assemblages
Ensembles
6
5
4
3
10m

Figure I

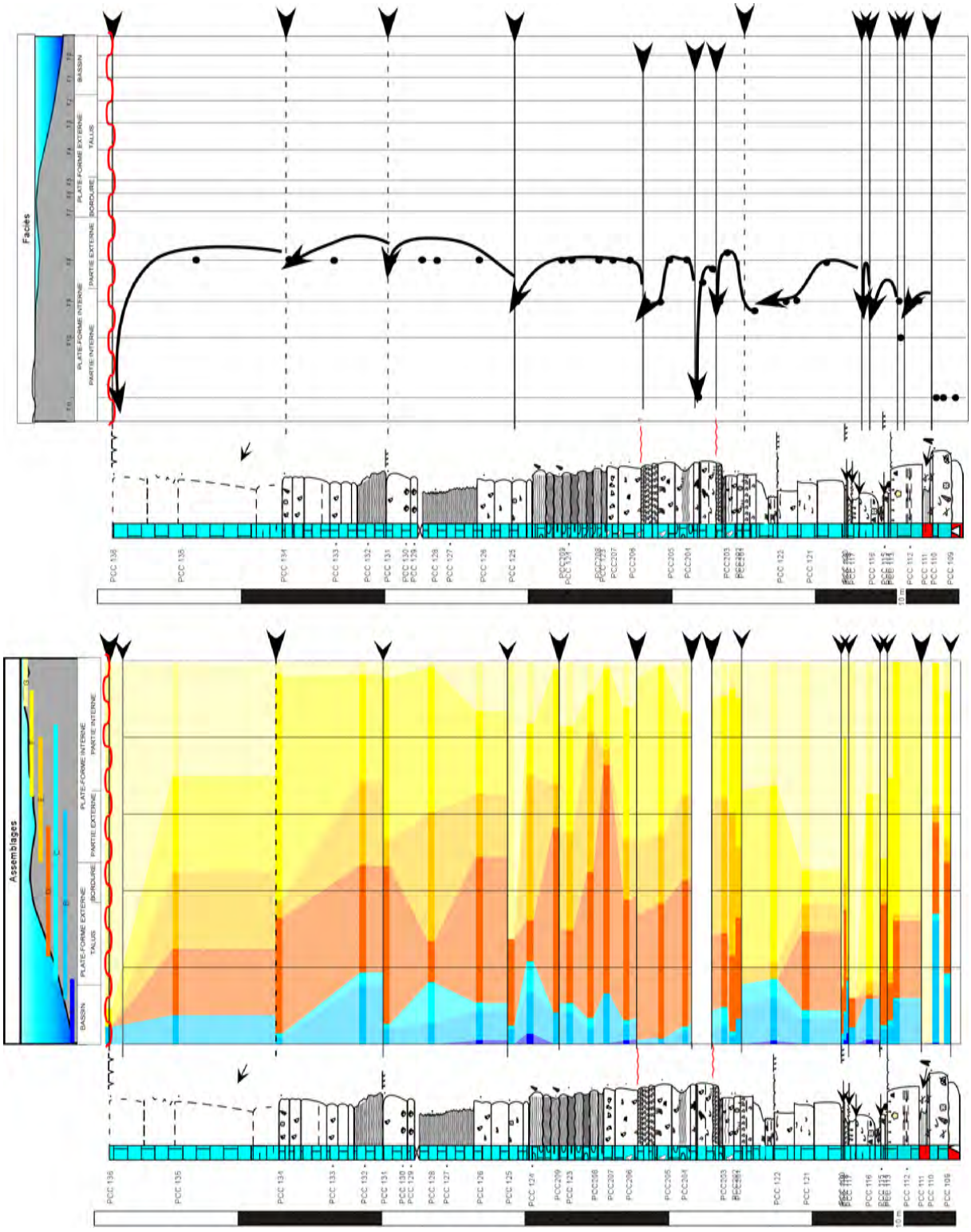


Figure III.III.47 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'Unité UC1 de la coupe PCC, Basse Californie

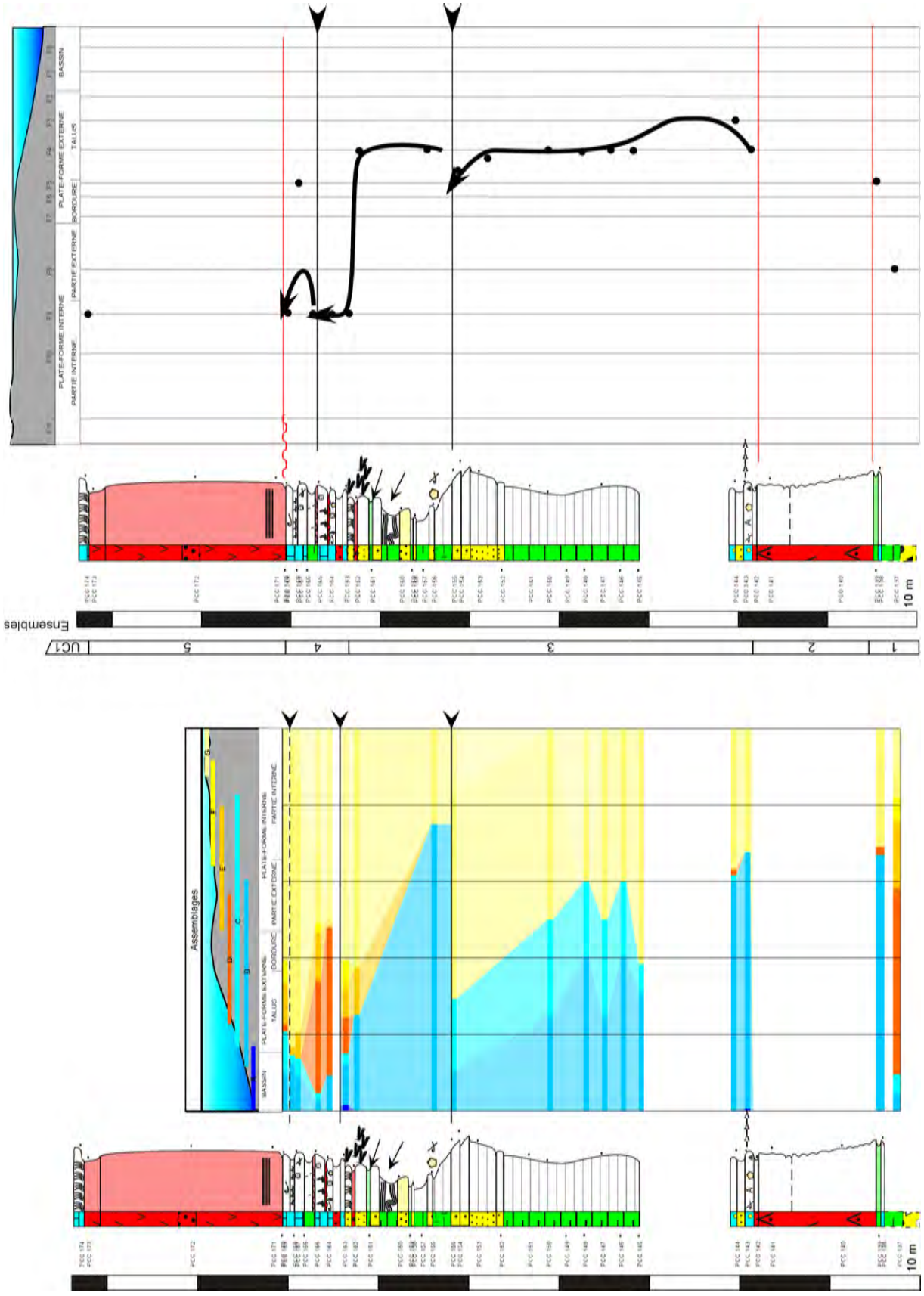


Figure III.III.48 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité VC2 de la coupe PCC, Basse Californie

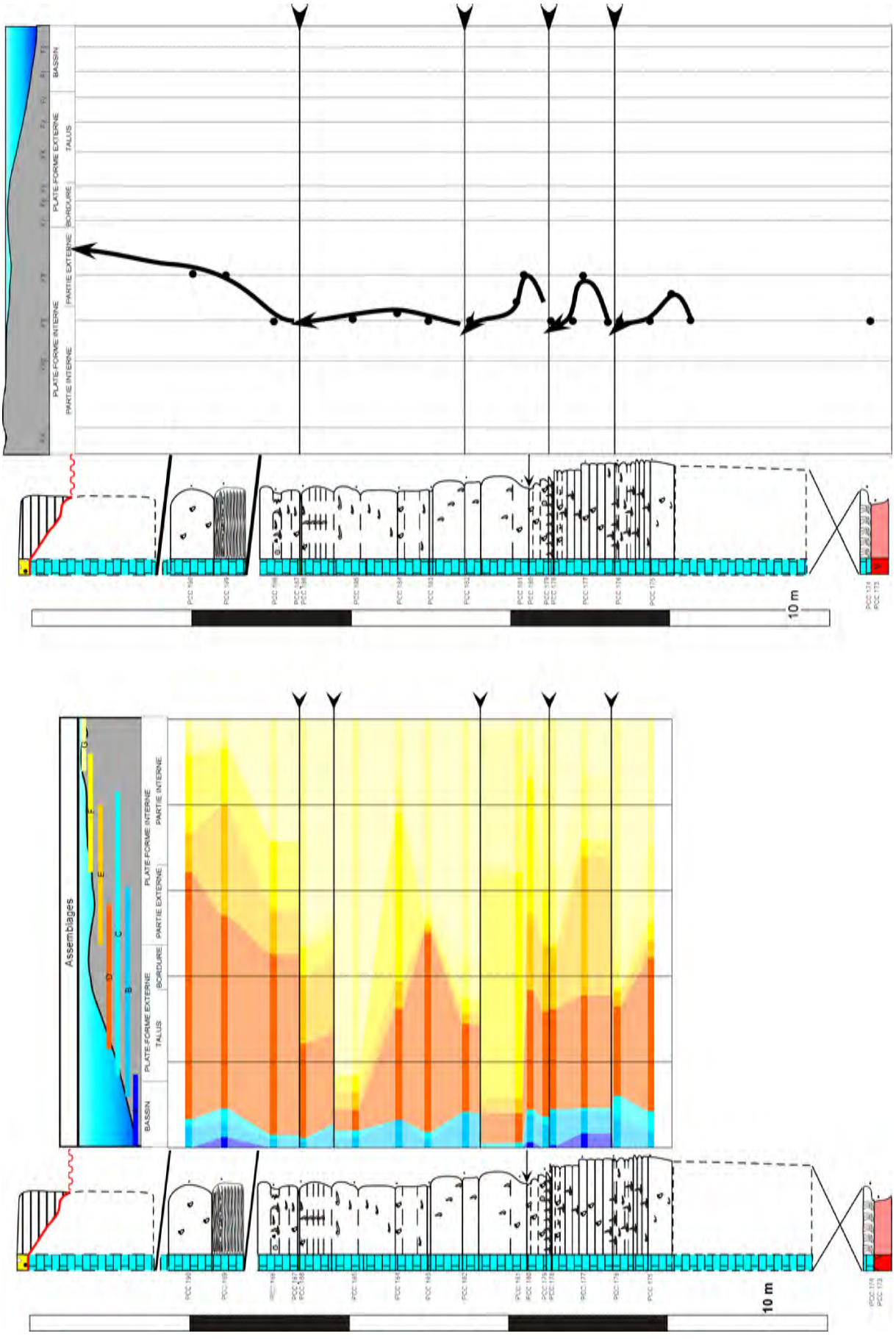
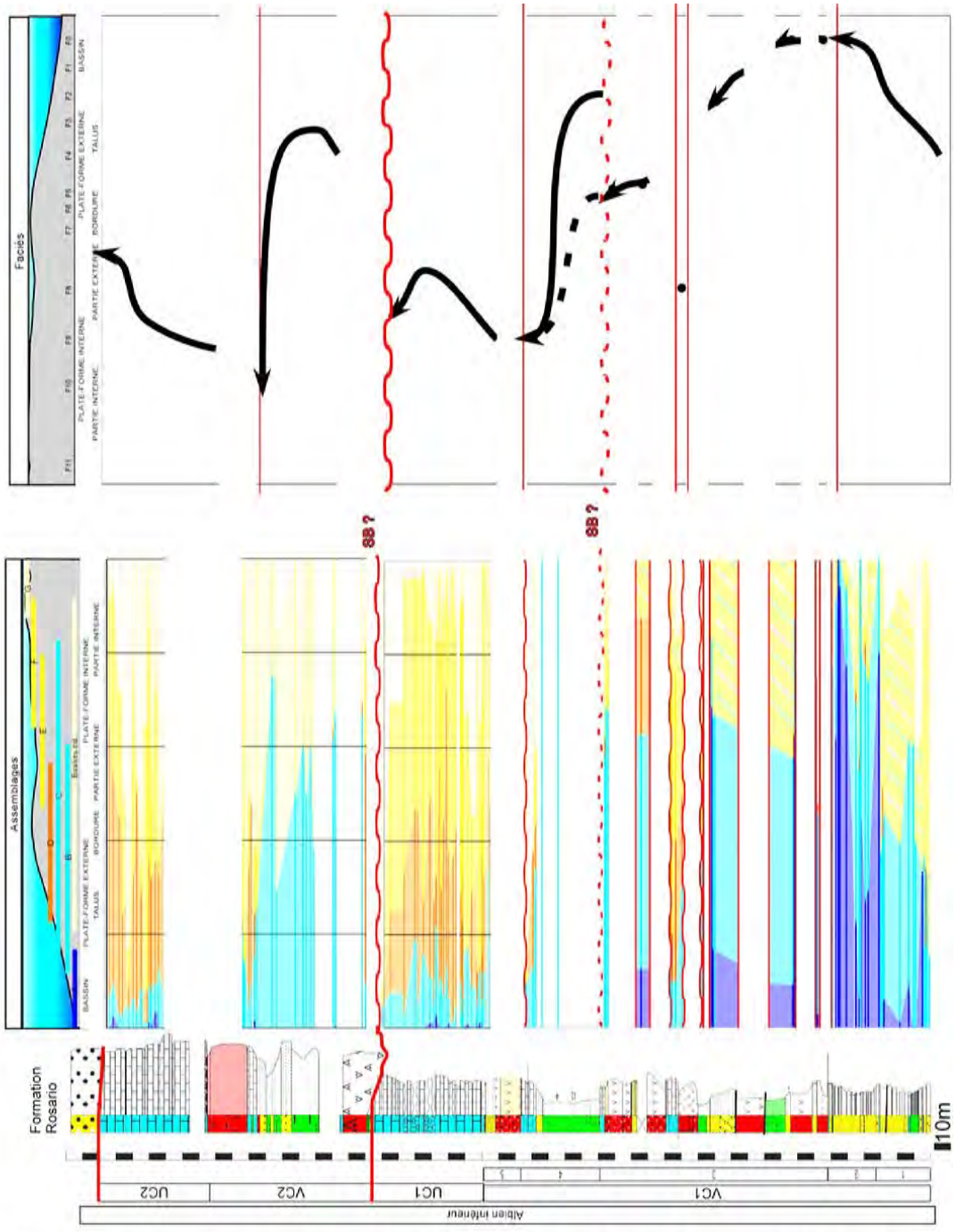


Figure III.III.49 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'Unité UC2 de la coupe PCC, Basse Californie



Une première séquence est présente depuis l'ensemble 1 de VC1 avec un maximum d'approfondissement à la base de l'ensemble 3 et se termine dans l'ensemble 5 de cette unité. L'UC1 correspond à une séquence dont le maximum d'approfondissement est situé dans les calcaires noduleux. La séquence suivante débute par la partie volcanique marine de l'ensemble 2 de l'unité VC2, montre un maximum d'approfondissement dans les Lutites Supérieures de l'ensemble 3 et se termine dans la partie aérienne de l'ensemble volcanique 5. La dernière séquence débuterait dans la partie supérieure marine de l'ensemble 5 de l'unité VC2 et se poursuivrait dans l'UC2. La suite de la séquence est érodée par la formation Rosario.

Figure III.III.50 - Évolution des assemblages et des faciès dans la coupe PCC, Basse Californie

2 Chiquilistlán, Jalisco

Une étude détaillée par la méthode des comptages et des assemblages n'a pas été faite dans la **première unité**, mais celle-ci présente des faciès F0 de bassin de silts et de grès fins à ammonites.

La **deuxième unité** montre des faciès de conglomérats et de siltites rougeâtres contenant des paléosols. De par la nature oxydés des sédiments et l'absence de faune, on peut attribuer ceux-ci par défaut à des environnements fluviatiles ou alluviaux.

Dans **la troisième unité (**Fig. III.III.51), le premier ensemble de carbonates montre une paraséquence cyclique à faciès confinés de plate-forme (F9) pour sa base puis à faciès plus ouverts de bordure de plate-forme pour son maximum d'approfondissement et à nouveau à faciès confinés de plate-forme (F9), se terminant par des faciès continentaux de grès fins puis de siltites à plantes. L'évolution des assemblages confirme l'existence et la nature de cette paraséquence.

Une deuxième paraséquence débuterait par des grès à ciment calcaire puis des marnes jaunes suivies par des carbonates très recristallisés mais présentant des fantômes d'oolithes lui donnant un faciès F6 de bordure de plate-forme Elle se poursuivrait par des grès fins à ciment siliceux montrant des rides et des niveaux de matières organiques et peut-être des fantômes de gypse donnant un environnement de sebkha à ces dépôts.

De nombreuses séquences de comblements sont visibles dans les conglomérats et les grès grossiers de la fin de cette troisième unité. Elles sont caractérisées par la présence d'ensembles granoclassés, terminés par des traces de racines.

Un ensemble marneux très tectonisé sert de transition entre des faciès terrigènes et des faciès carbonatés. Il semble présenter une discordance angulaire au sommet de cet ensemble marneux.

La **quatrième unité** (Fig. III.III.52 et Fig. III.III.53**)** débute par une probable limite de séquence sous une brèche érosive calcaire. Cette unité est constituée d'une vingtaine de paraséquences, tout d'abord rythmiques (M95-109, M95-109A, M95-110) puis cycliques (M95-125A à M95-125E). Chacune d'elles est formée par une succession de calcaires noduleux à foraminifères et rares rudistes puis de calcaires plus massifs à rudistes parfois en colonie dont le sommet présente des épikarsts et des traces de dissolution.

La **cinquième unité** de calcaires noduleux est mal caractérisée à cause de ces conditions d'affleurement. Les paraséquences semblent très épaisses.

La **sixième unité** (Fig. III.III.54**)** constituée de calcaires très massifs est trop faillée pour dessiner une évolution séquentielle, mais les séquences semblent très épaisses et rythmiques à l'exemple de la paraséquence de M95-133A à M95-134B. Elles sont formées par des calcaires massifs présentant des faciès de lagon ouvert F8 et de bordure de plate-forme F7 et F5.

La quantité d'échantillons pris dans la **septième unité** (Fig. III.III.55**)** ne permet pas de définir une évolution séquentielle détaillée. Mais un approfondissement est visible par rapport à l'unité précédente. Les faciès sont principalement des faciès de plate-forme externe F4. Les

assemblages montrent une très forte proportion de l'assemblage B au détriment de l'assemblage D.

La **huitième unité** (Fig. III.III.56**)** est caractérisée par des faciès de bordure de plate-forme F5 et F7 avec une grande proportion de l'assemblage E. Deux paraséquences semblent se dessiner, mais le pas d'échantillonnage n'est pas très précis et celles-ci sont sûrement plus nombreuses.

De manière synthétique (Fig. III.III.57), la première unité est formée par des faciès de bassin. Son contact avec la deuxième unité se fait par faille. Celle-ci est constituée de faciès continentaux, puis on observe des dépôts marins de plate-forme intercalés dans des grès et des conglomérats probablement marins dans la deuxième unité. Après une brèche érosive marquant une probable limite de séquence, il existe une séquence débutant par des successions de calcaires noduleux et massifs à rudistes de l'unité IV, son maximum d'approfondissement se situerait dans les calcaires noduleux de l'unité V, puis le comblement serait visible par les calcaires massifs de plate-forme de l'unité VI se terminant par un karst. Un nouvelle séquence débuterait après une limite de séquence érosive par les calcaires lités argilo-gréseux de l'unité VII marquant une importante augmentation de l'espace disponible par des faciès de plate-forme externe. Le comblement de cette séquence est visible par l'apparition de faciès de bordure de plate-forme dans l'unité VIII, puis de plate-forme interne voire des faciès continentaux dans l'unité IX.

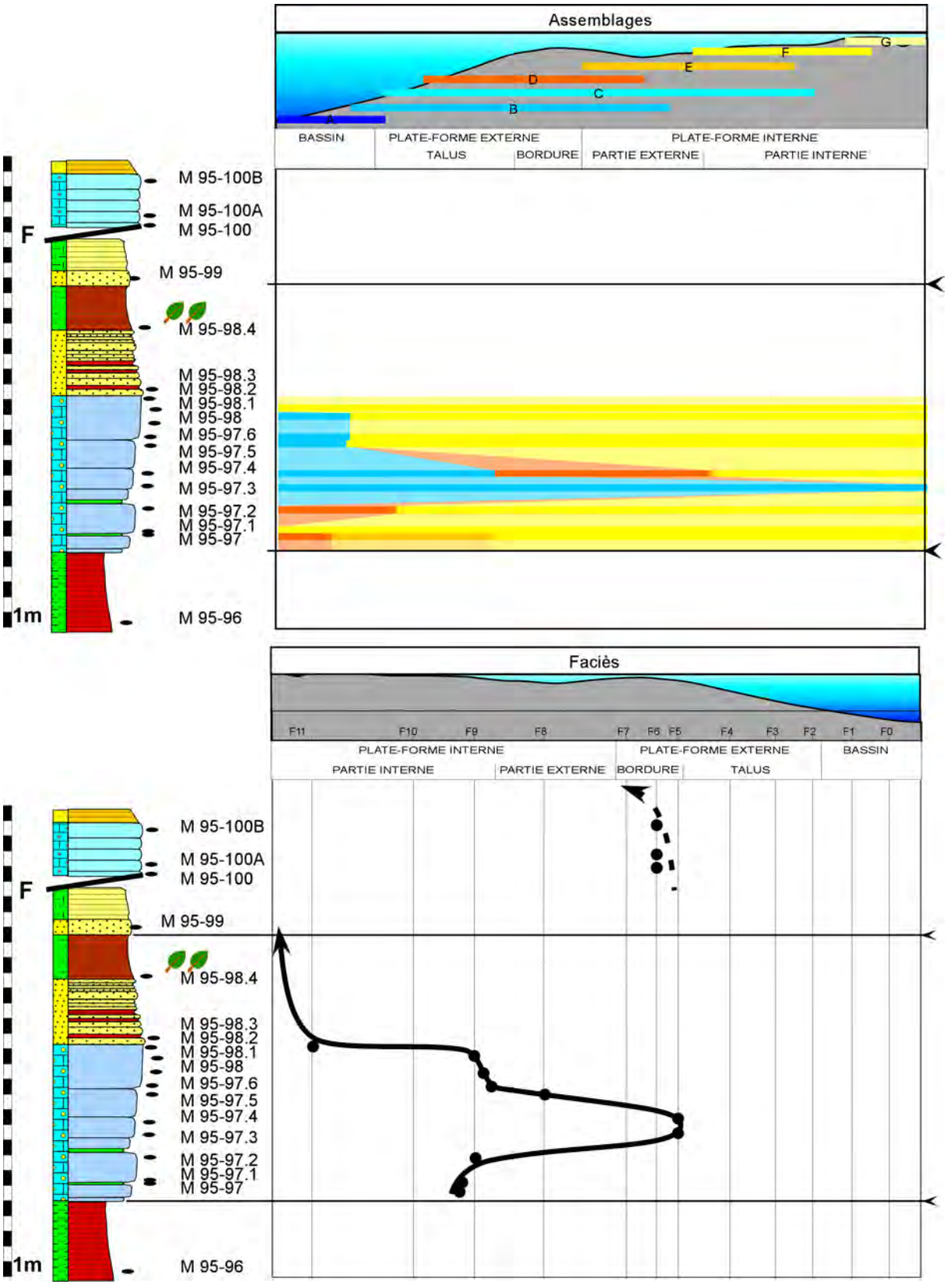


Figure III.III.51 - Évolution des assemblages et des faciès dans les bancs carbonatés de l'unité III de la coupe CHQ, Jalisco

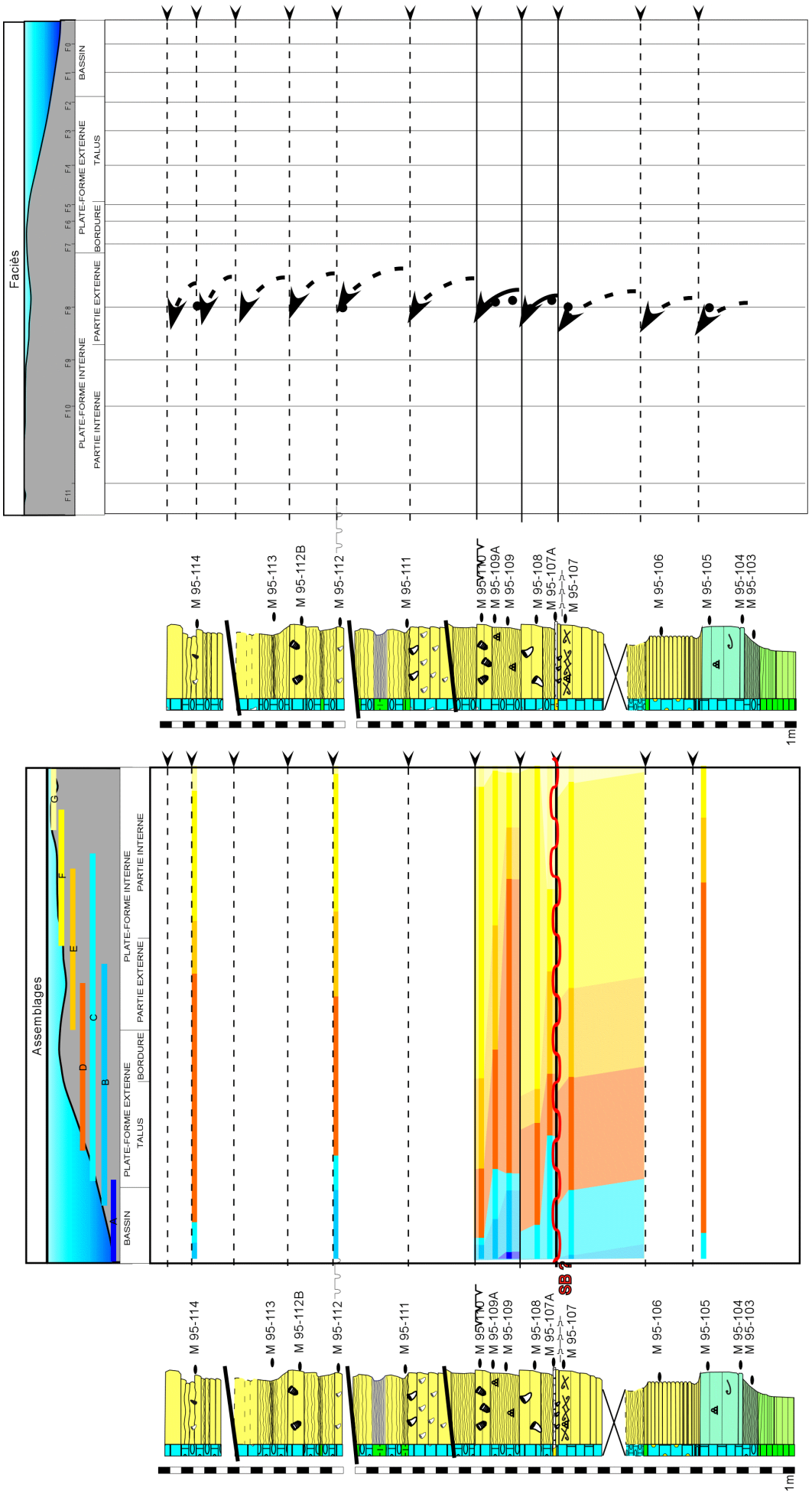


Figure III.III.52 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité IV de la coupe CHQ, Jalisco

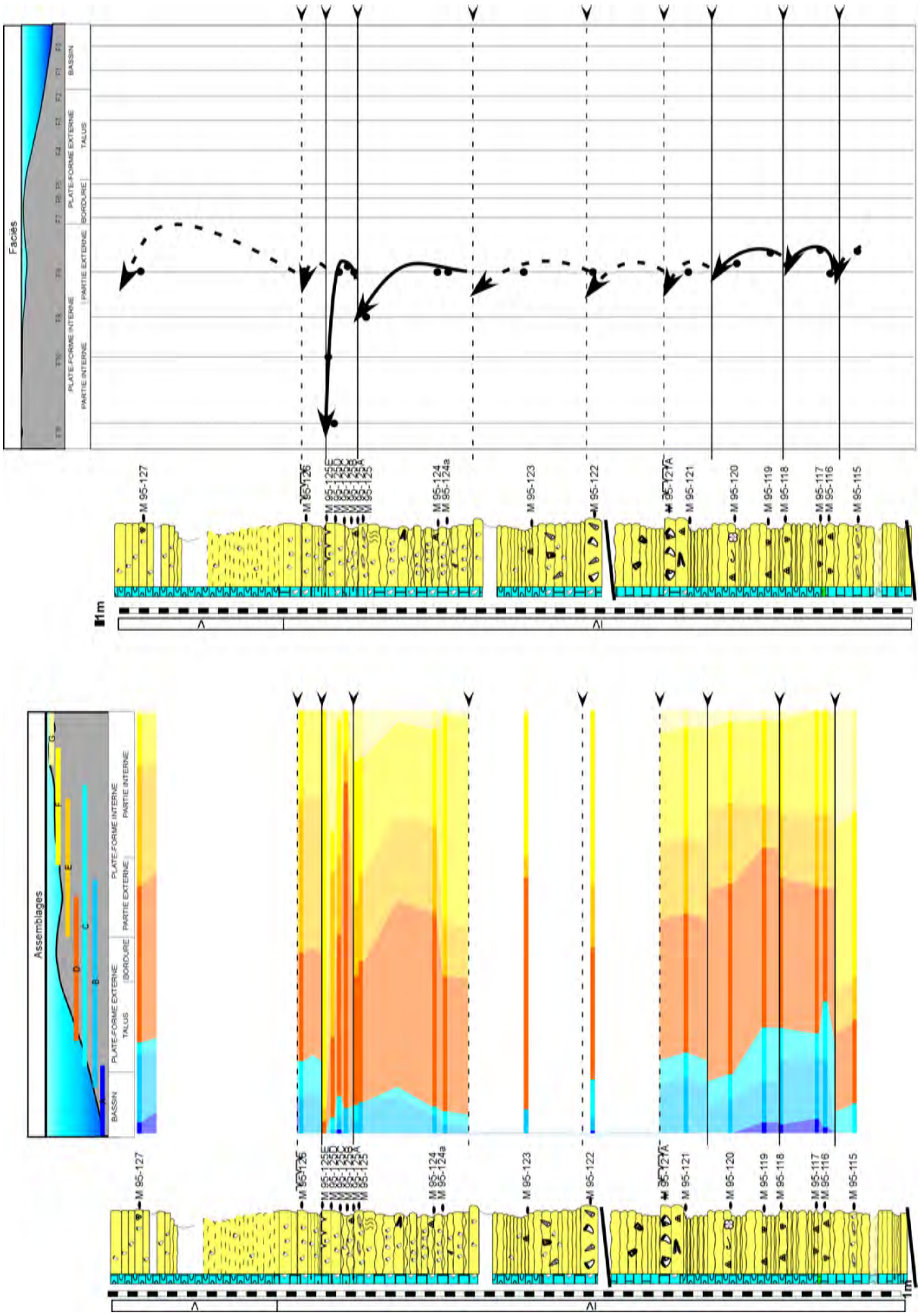


Figure III.III.53 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité IV de la coupe CHQ, Jalisco- suite

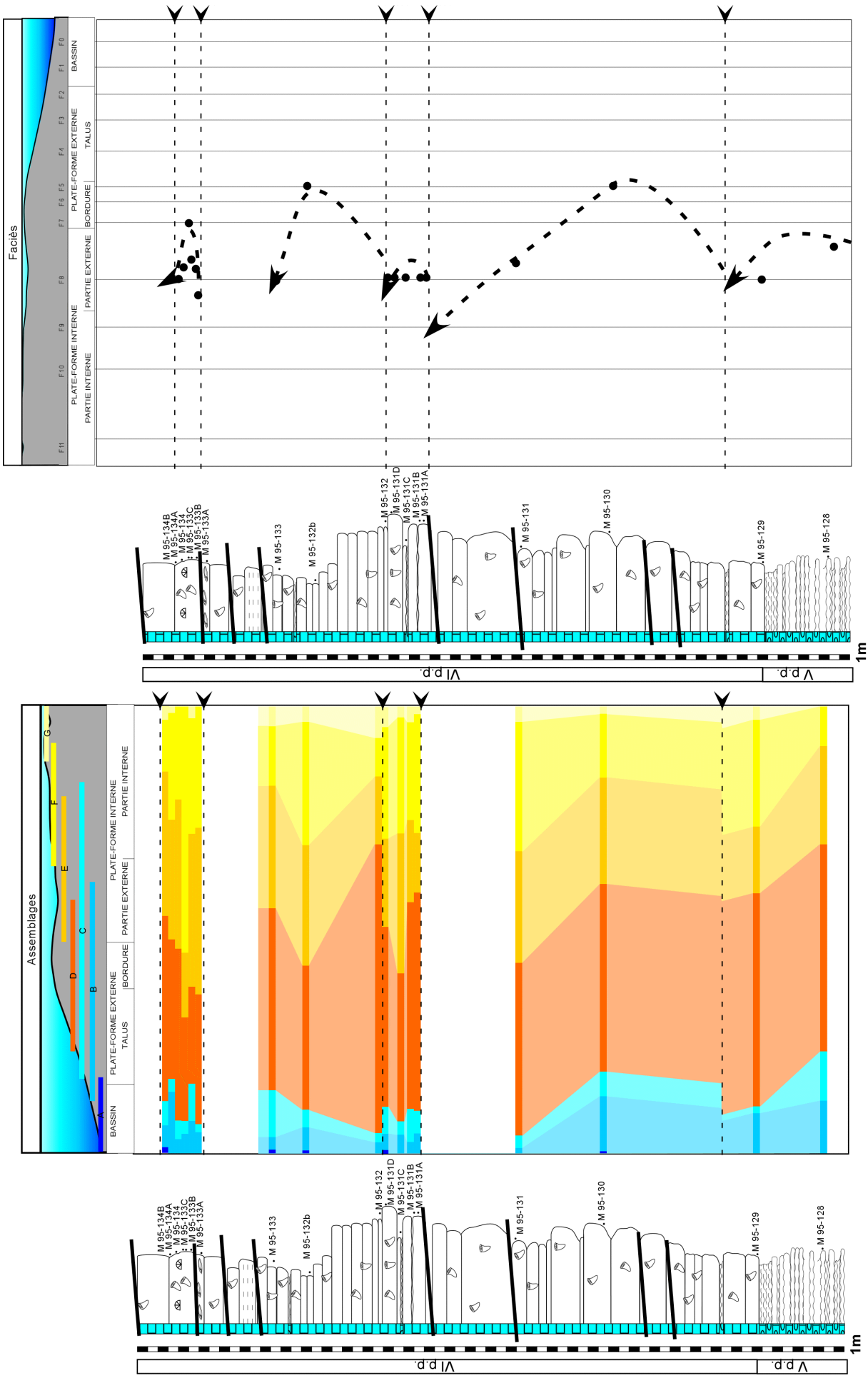


Figure III.III.54 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'Unité V et VI de la coupe CHQ, Jalisco

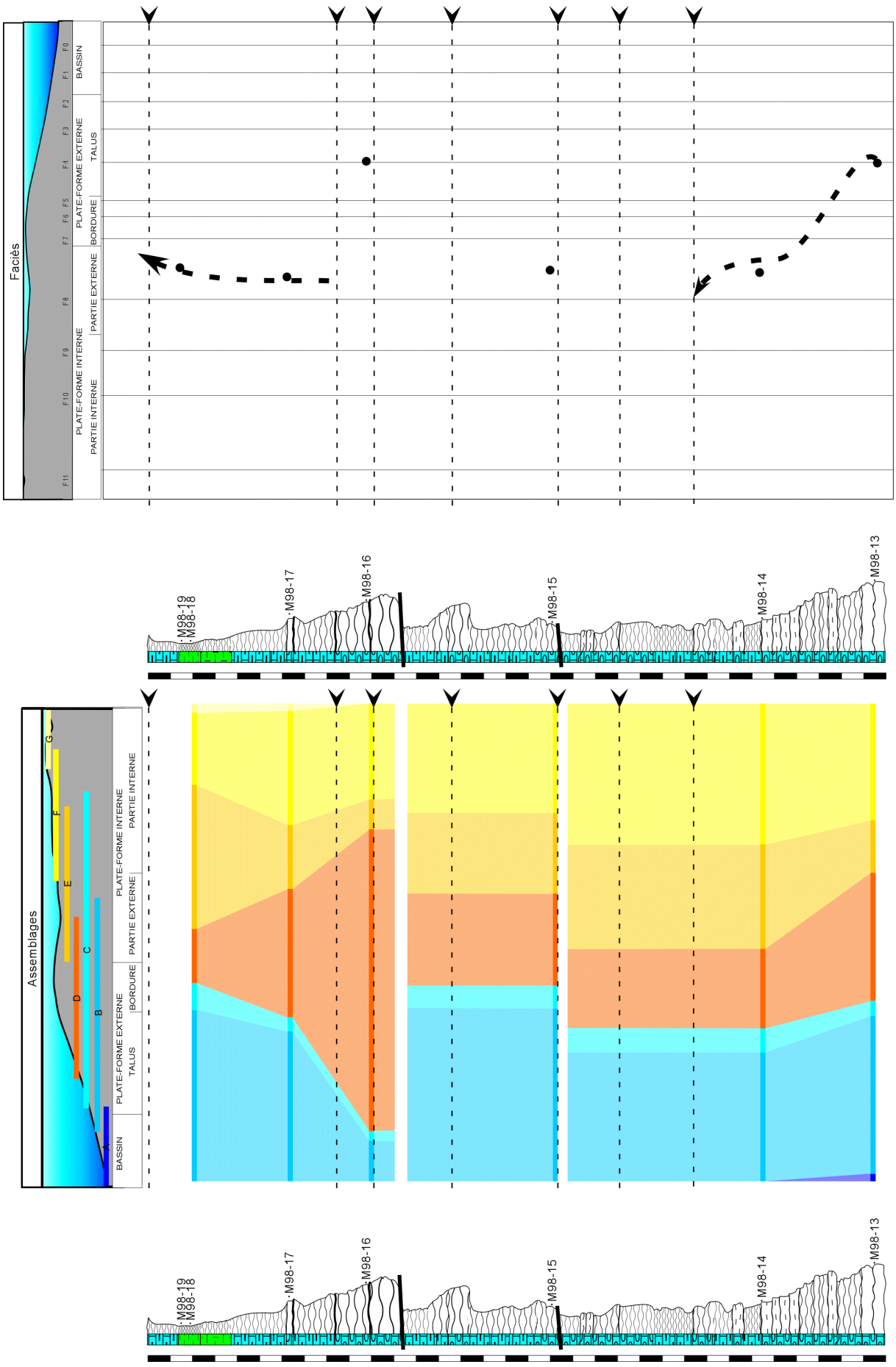


Figure III.III.55 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité VII de la coupe CHQ, Jalisco

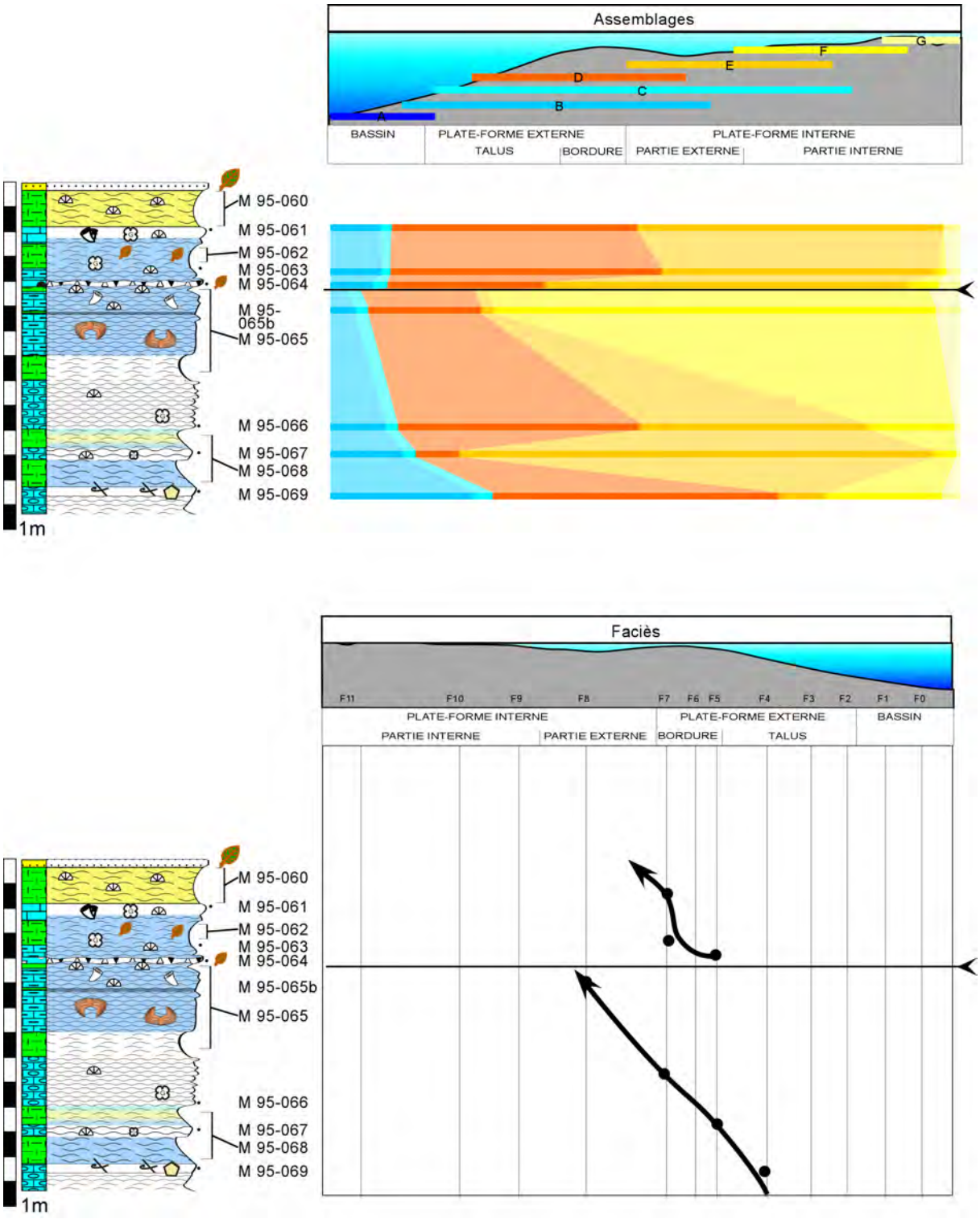


Figure III.III.56 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité VIII de la coupe CHQ, Jalisco

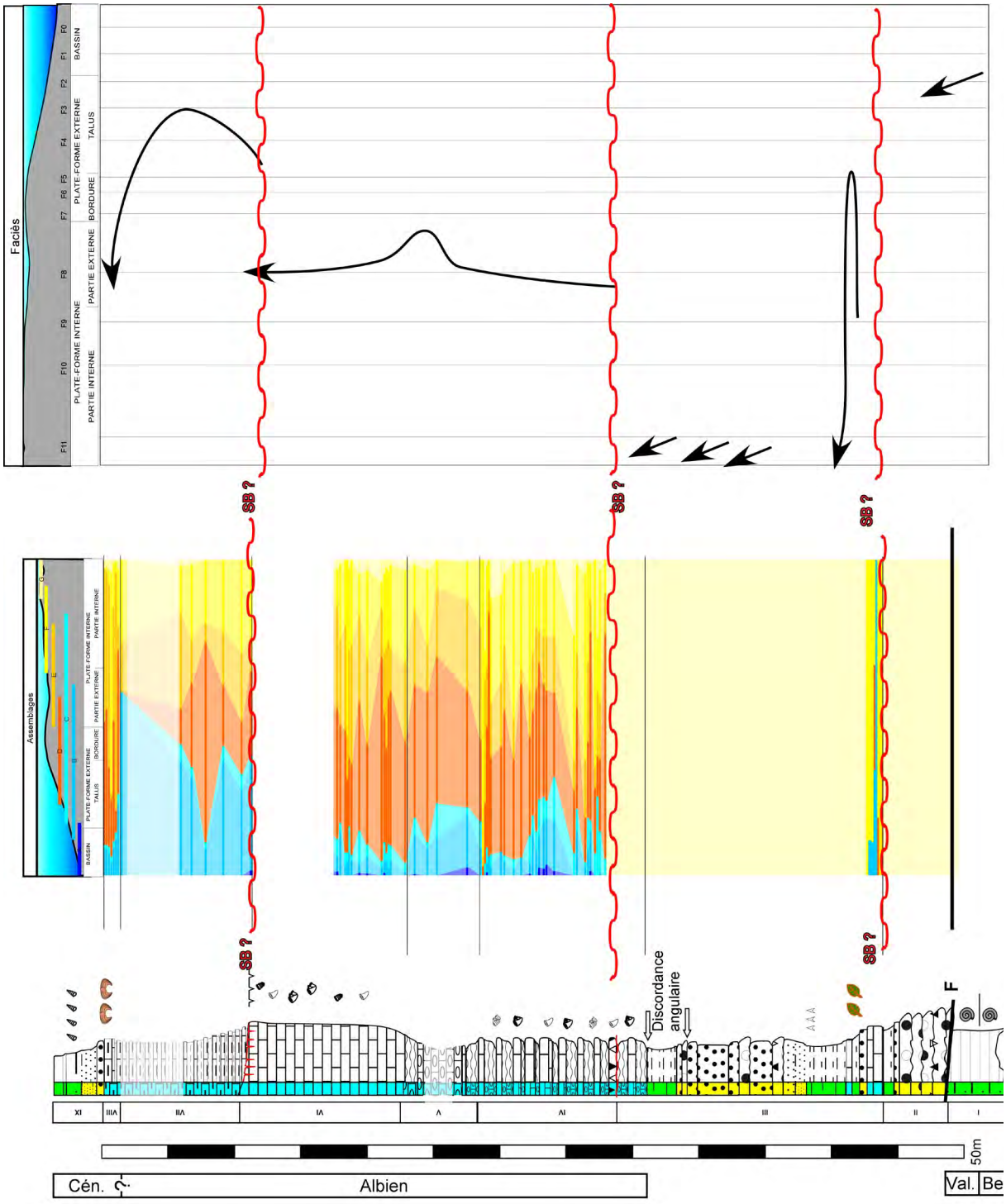


Figure III.III.57 - Évolution des assemblages et des faciès dans la coupe de Chiquilistlán (CHQ), Jalisco

La première unité est formée par des faciès de bassin. Son contact avec la deuxième unité se fait par faille. La deuxième unité e constituée d'abord par des faciès continentaux, puis on observe des dépôts marins de plate-forme intercalés dans des grès et d conglomérats marins. Après une brèche érosive, débute une séquence formée par les unités IV, V et VI, se terminant par un karst. Après une limite érosive, un nouvelle séquence débute par l'unité VII marquant une importante augmentation de l'espa disponible par des faciès de plate-forme externe, puis le comblement de cette séquence est visible par l'apparition de faciès bordure de plate-forme dans l'unité VIII, puis de plate-forme interne et des faciès continentaux dans l'unité IX.

3 Tecolotlán, Jalisco

a Coupe TCF

La **première unité** (Fig. III.III.58) de la coupe TCF est caractérisée à sa base par des faciès de plage F11c et de tempête F11d, puis par des faciès de bordure de plate-forme F5, F6 riches en matériel terrigène. Sept paraséquences, rythmiques d'après l'évolution des assemblages, semblent se dessiner.

Une limite érosive correspondant probablement à une limite de séquence de dépôt sépare la première unité de la **seconde unité** (Fig. III.III.59). Celle-ci est caractérisée par des faciès de plate-forme interne montrant une certaine ouverture. En effet ce sont des calcaires à rudistes contenant une part d'assemblage A. Une dizaine de paraséquences plutôt rythmiques se dessinent grâce aux assemblages, montrant une ouverture progressive jusqu'aux deux tiers inférieurs puis un confinement en direction du sommet. Le sommet de cette unité est une probable limite de séquence marquée par le passage rapide des faciès plus proximaux de la seconde unité, aux faciès plus ouverts de la troisième unité.

La troisième unité (Fig. III.III.60) est caractérisée par des alternances de faciès de bordure de plate-forme F5 et des faciès de plate-forme interne F8, pourtant riches en assemblage A, mais aussi des faciès montrant un confinement intense F11 qui sont principalement des mudstones à ostracodes et istriloculines. Ces faciès sont riches en matière organique et sont associés à des débris de végétaux. Compte tenu de la présence de faciès F5 et de l'importante part occupée par l'assemblage A, il est plus probable que ces faciès de confinement ne soient pas dus à une réduction de la tranche d'eau, mais plutôt à des conditions environnementales peu favorables comme celles qui existent au cours d'un événement anoxique.

La quatrième unité montre des faciès de plate-forme interne à rudistes F8. Comme elle est incomplète dans la coupe de TCF, il n'est pas possible d'en dessiner l'évolution.

b Coupe TCC

La première unité (Fig. III.III.61) de la coupe TCC présente des faciès qui ont été placés dans la famille F8 des faciès de plate-forme interne, cependant ils sont exceptionnellement riches en assemblages A et B. Pour cela, ils auraient pu être placés parmi les assemblages de plate-forme externe mais ils contiennent beaucoup de faune de lagon. Ces faciès sont très riches en matière organique et en débris végétaux, et sont plus argileux que les faciès de l'unité suivante. Ils pourraient représenter des faciès en conditions anoxiques. Les assemblages montrent deux petites paraséquences pluridécimétriques rythmiques à la base puis 2 deux paraséquences métriques et cycliques ensuite.

Les faciès de la **deuxième unité** (Fig. III.III.62) sont des faciès F8 de plate-forme interne à rudistes. Il est difficile de dessiner des paraséquences dans ces grands ensembles massifs présentant des failles et des faciès monotones, mais à partir des assemblages on distingue une dizaine de paraséquences très épaisses plutôt cycliques.

La troisième unité présente des faciès de bordure de plate-forme F5 riches en assemblage B.

c Coupe TCM (Fig. III.III.63)

La coupe débute par une limite de séquence probable entre l'unité I et l'unité II. **La première unité** présente des faciès F8 et F7 de plate-forme interne et de bordure de plateforme à rudistes et coraux visible à la base de la coupe alors que **la seconde unité** est caractérisée par des faciès de plate-forme externe F4 visible dans la partie supérieure de cette coupe.
Des paraséquences apparemment cycliques se dessinent grâce aux assemblages dans cette plate-forme externe. Il en existe cinq dans la partie levée de la coupe, mais cette unité de calcaires argilo-gréseux lités se poursuit sur plusieurs dizaines de mètres.

d Synthèse de l'évolution séquentielle dans la région de Tecolotlán (Fig. III.III.64)

La première unité de la coupe de Tamazulita (TAM) présente des faciès de bassin. Sa relation avec la seconde unité est masquée. Celle-ci est constituée par des séries volcaniques probablement sous-marines et passe à des séries de conglomérats continentaux de la troisième unité. La relation avec la séquence suivante dans la coupe TCF n'est pas connue. Une nouvelle séquence se développe dans l'unité I de la coupe TCF et atteint son maximum d'approfondissement dans des faciès de plate-forme externe et se termine par une limite érosive sous l'unité II. Une nouvelle séquence débute avec l'unité II montre son maximum d'approfondissement dans la partie supérieure de celle-ci. Cette séquence se termine rapidement avant l'unité III qui voit le début d'une nouvelle séquence marquée par un approfondissement important du milieu mais aussi par un confinement probablement dû à une anoxie. Cette séquence se poursuit dans les calcaires massifs de l'unité IV de la coupe TCF correspondant à l'unité II de la coupe TCC. Cette séquence se termine au sommet de cette unité par un karst et une érosion importante. Une nouvelle séquence débute par l'unité II de la coupe TCM. Elle est caractérisée par des faciès de plate-forme externe. Son sommet n'est pas connu faute de levés de coupe.

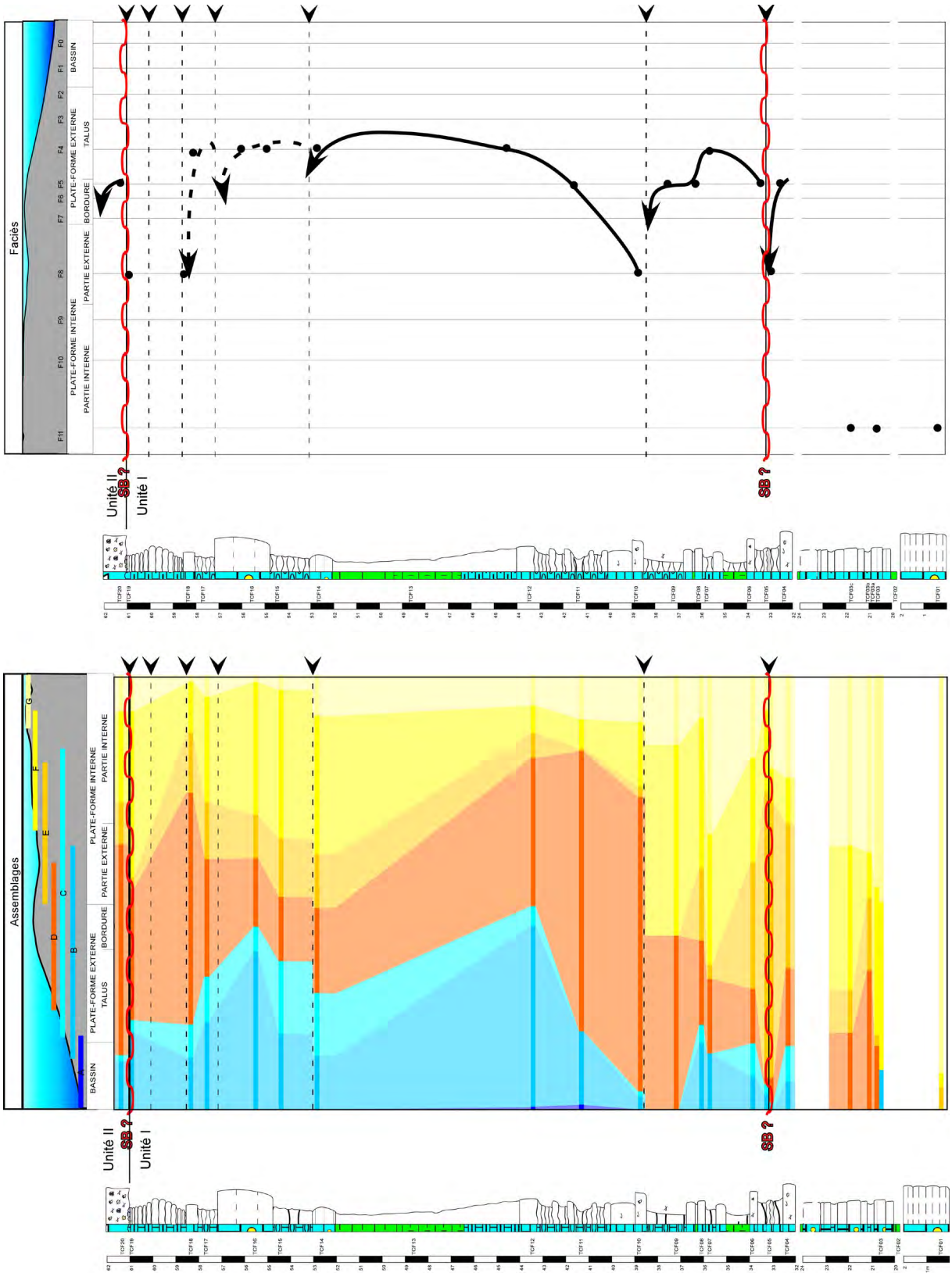


Figure III.III.58 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité I de la coupe TCF, Jalisco

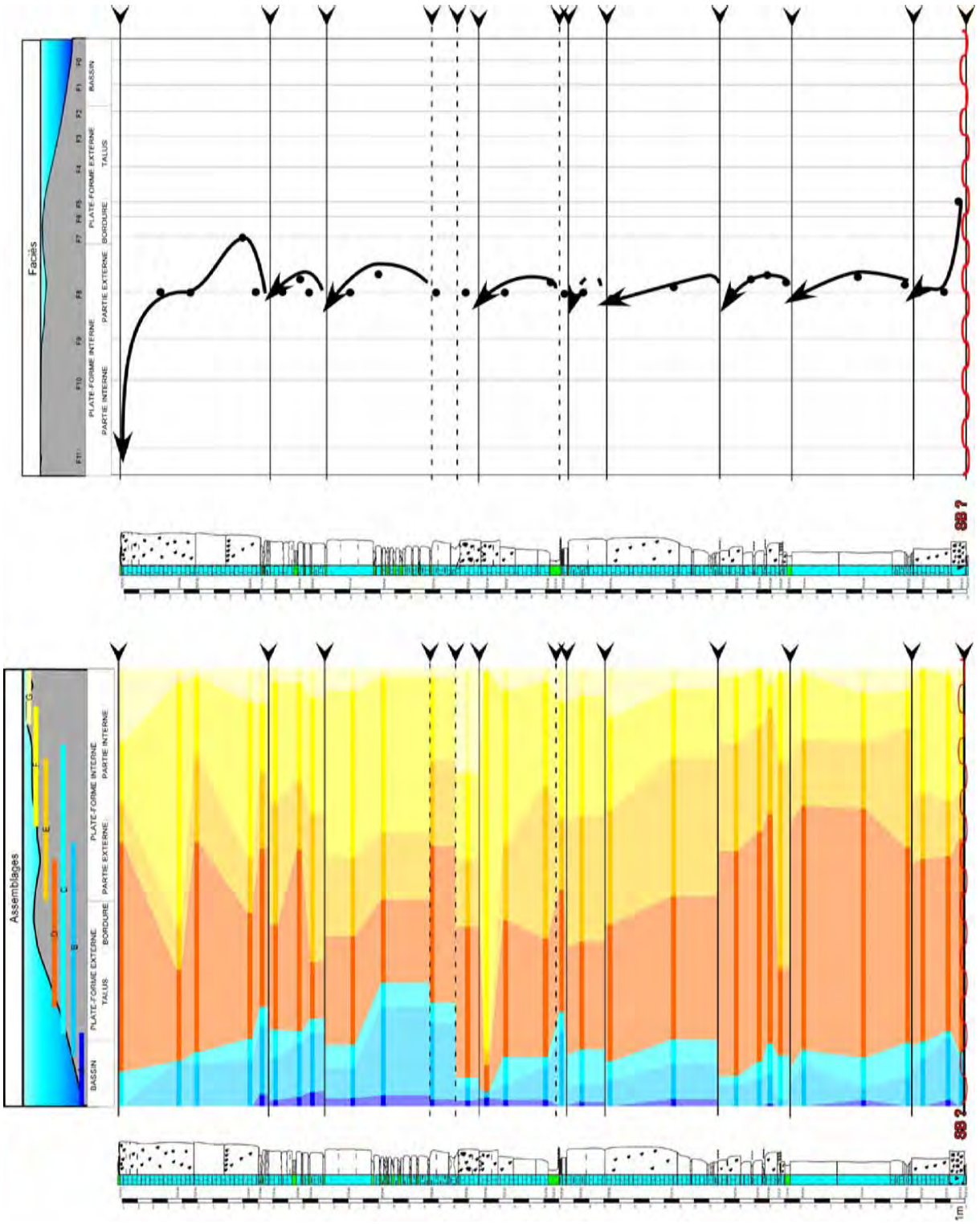


Figure III.III.59 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité II de la coupe TCF, Jalisco

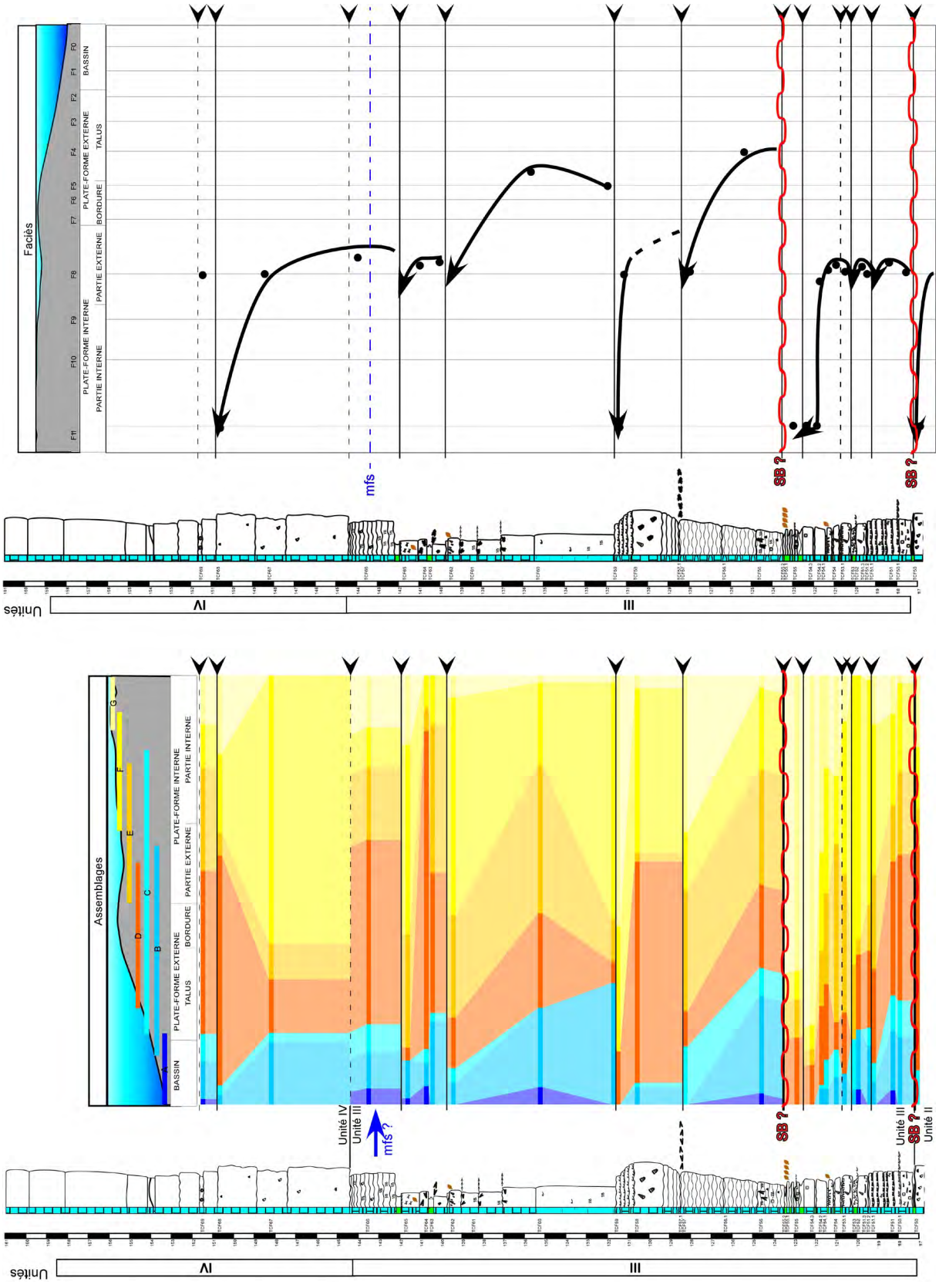


Figure III.III.60 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité III de la coupe TCF, Jalisco

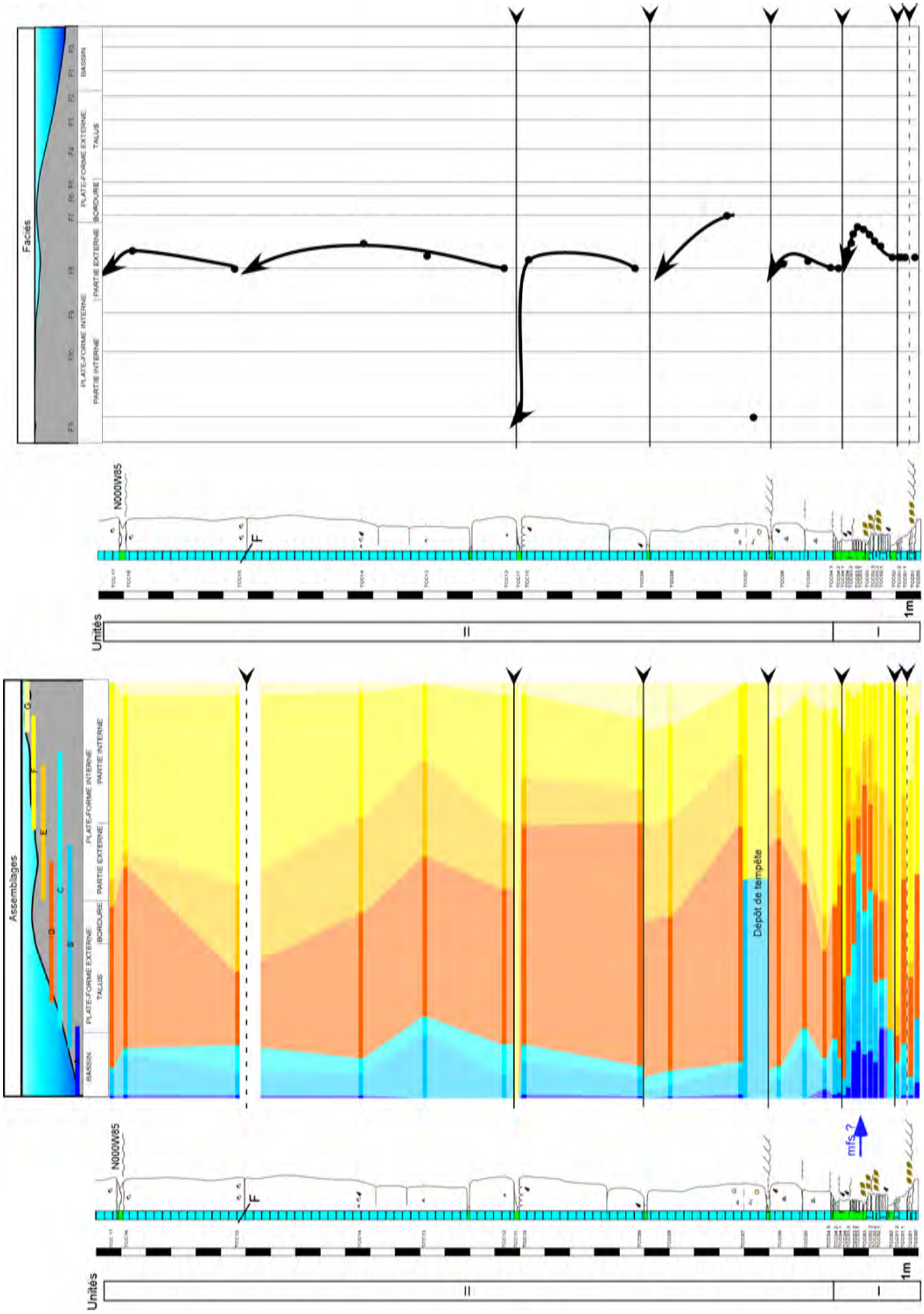


Figure III.III.61 - Évolution des assemblages et des faciès dans les unités I et II de la coupe TCC, Jalisco

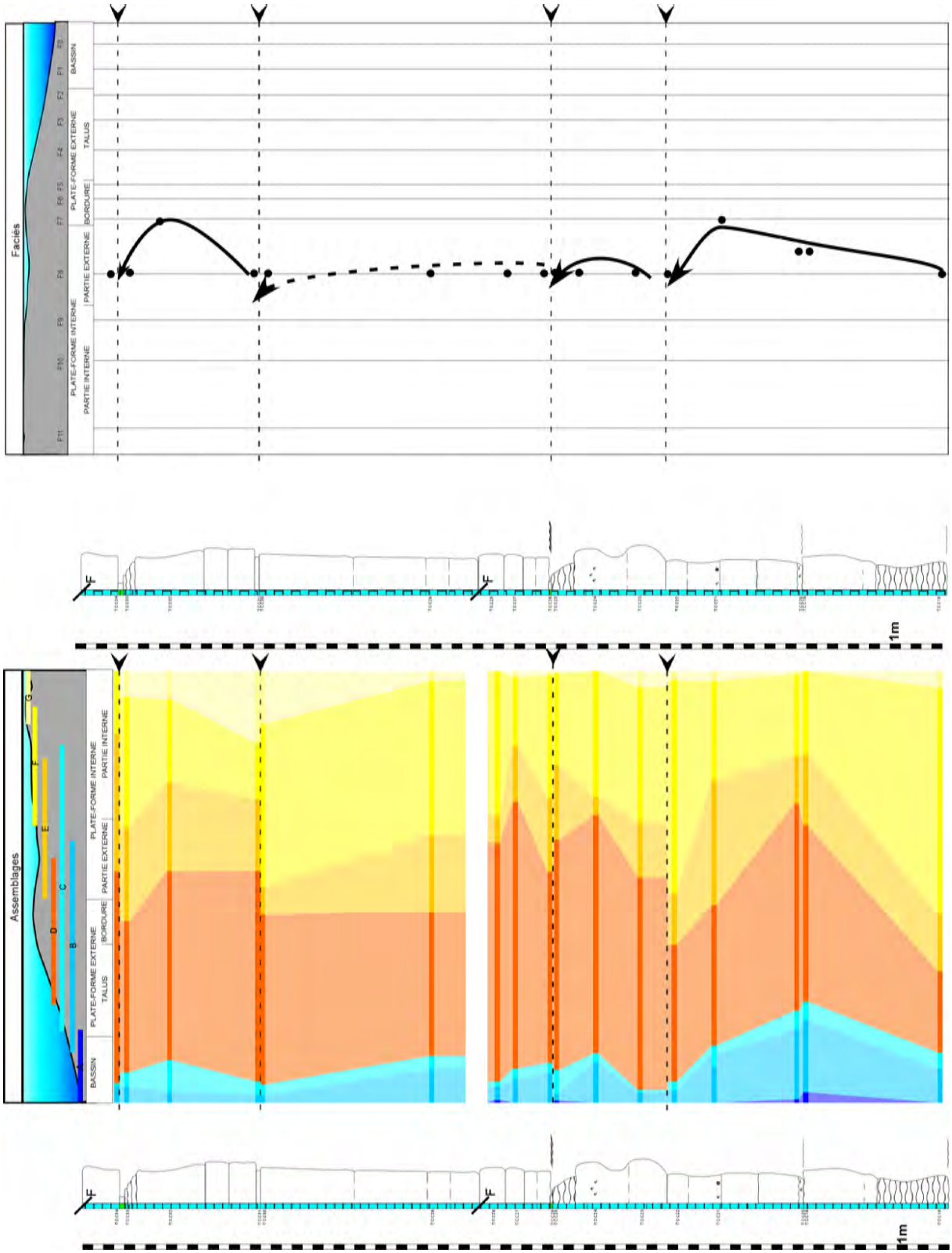


Figure III.III.62 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité II de la coupe TCC, Jalisco

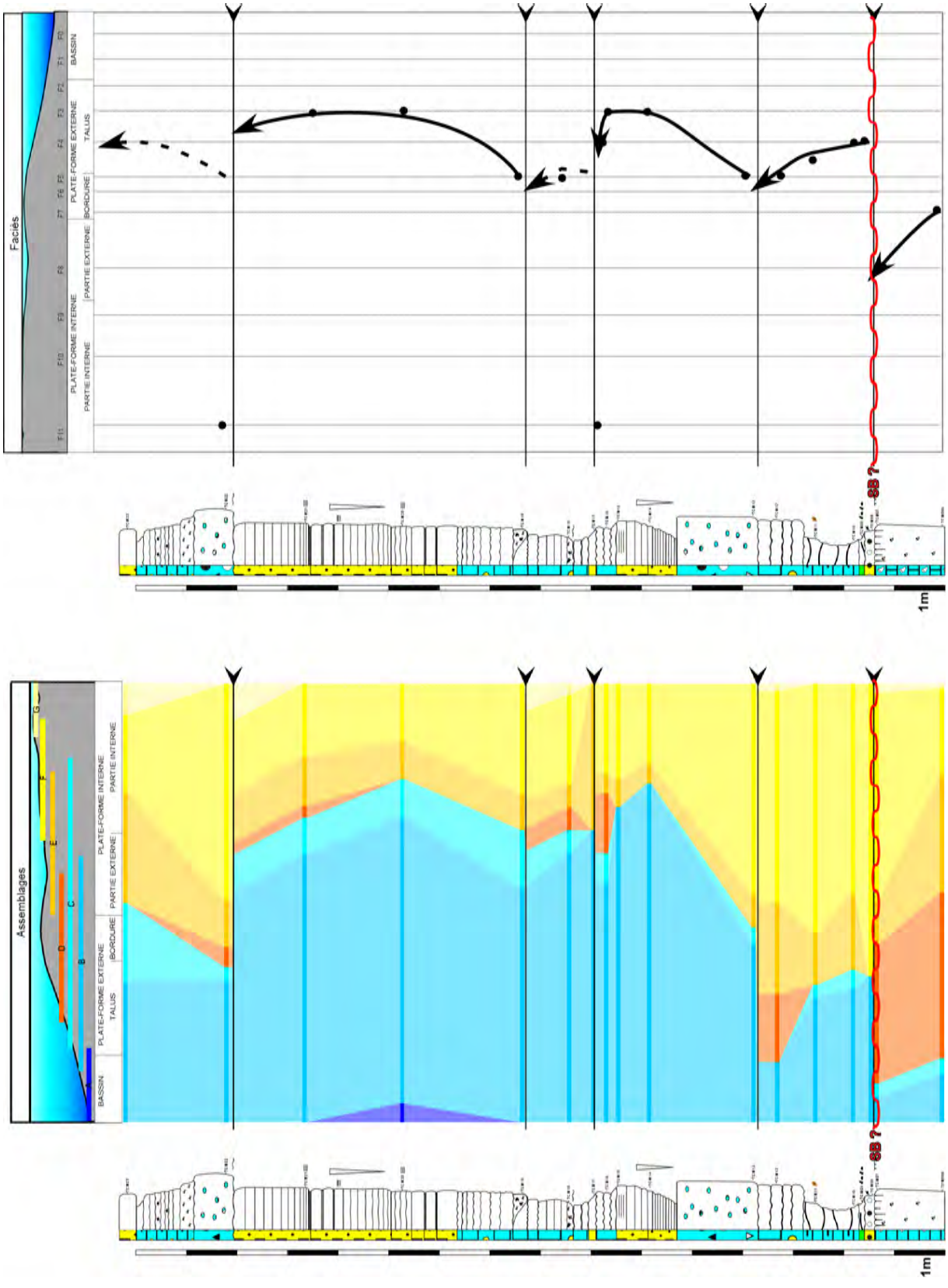


Figure III.III.63 - Évolution des assemblages et des faciès dans la coupe TCM, Jalisco

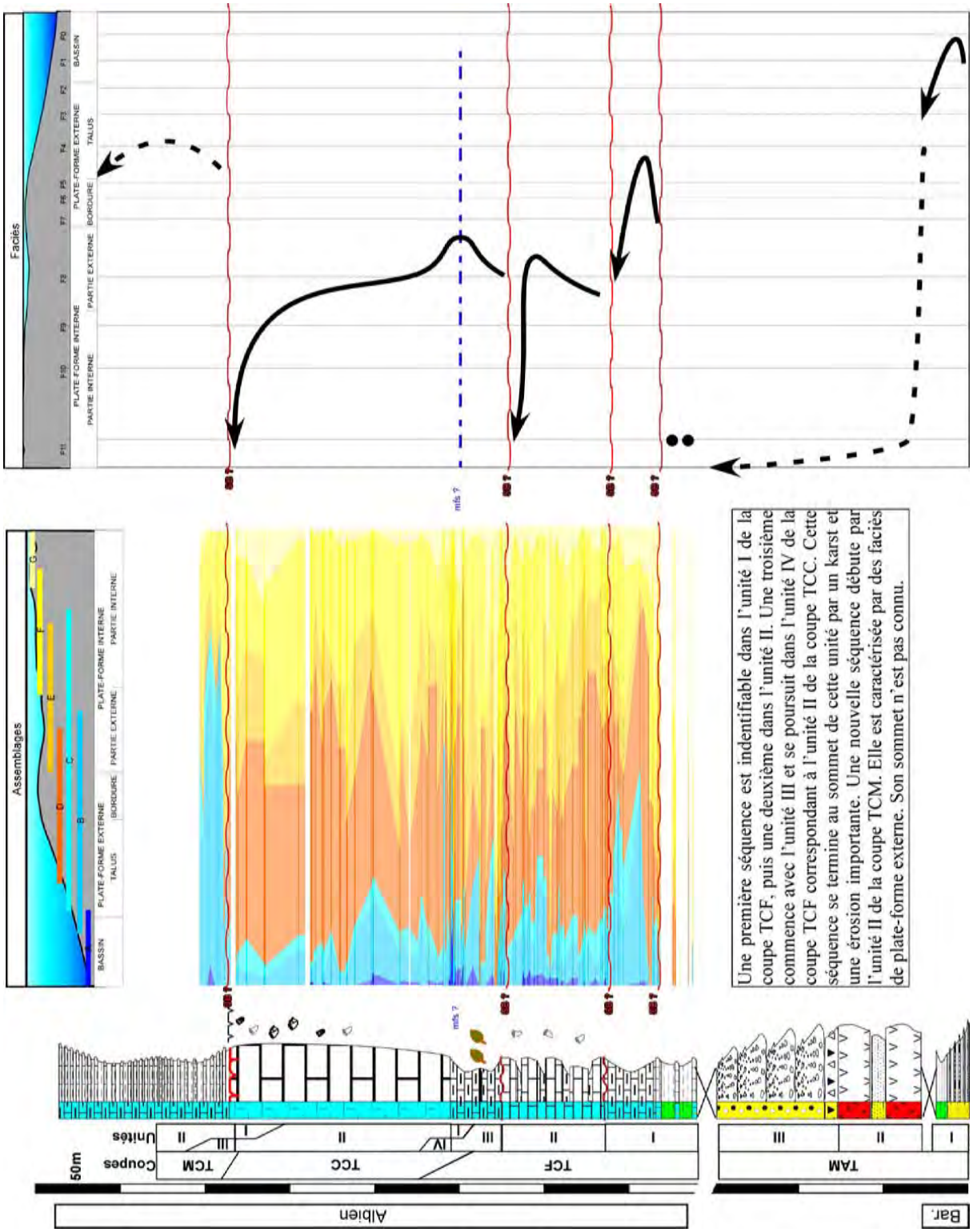


Figure III.III.64 - Évolution des assemblages et des faciès dans les coupes de Tecolotlán, Jalisco

4 San Juan de Alima, Michoacán

La première partie de la **première unité** (Fig. III.III.65) est caractérisée par des faciès de plate-forme interne F8 dans sa première partie. Au moins cinq paraséquences rythmiques ont été caractérisées par les assemblages et les études de terrains, mais d'après ces dernières le nombre de ces paraséquences pourrait être le double. Toutefois le pas d'échantillonnage ne permet pas de les caractériser par la méthode des assemblages. Dans la deuxième partie de cette unité, il est difficile de distinguer une évolution séquentielle à cause de l'arrivée de faciès volcaniques. Cependant les faciès sédimentaires sont de bordure de plate-forme F5 et de tempête F11d. Dans la partie supérieure de cet ensemble, il existe à nouveau des faciès de plate-forme interne F8. Ce premier ensemble se termine par des faciès de plage F11c..

La **deuxième unité** montre localement des faciès de plate-forme interne dans des carbonates replissés par des coulées volcaniques, mais elle est principalement constituée par des faciès silicoclastiques terrigènes probablement continentaux à sa base et assurément marins à son sommet.

La troisième unité (Fig. III.III.66) est caractérisée par des faciès de plate-forme interne à rudistes F8 et de faciès à coraux F7 de bordure de plate-forme dans sa première moitié, puis par des faciès de plate-forme interne F8 plus argileux, présentant une forte proportion d'assemblage B, ainsi que des faciès F5 de bordure de plate. Un découpage séquentiel précis n'est pas réalisable ni avec les faciès, ni avec les assemblages à cause du manque d'échantillon et de la présence de failles. Toute fois un approfondissement semble visible depuis la deuxième partie.

La quatrième unité (Fig. III.III.67) est constituée par des faciès F8 de plate-forme interne de calcaires très massifs. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de définir un assemblage séquentiel précis, mais les quelques paraséquences discernables sont plurimétriques et semblent être cycliques comme le montre celle mise en valeur par les échantillons M00-41A à M00-43.

La cinquième unité n'est pas caractérisée faute d'échantillons mais d'après l'observation de terrain, ce sont des calcaires argilo-gréseux lités qui seraient de plate-forme externe par analogie avec les coupes dans l'état de Jalisco.

La sixième unité présente des faciès de plate-forme interne à algues F8c et à grands rudistes *Immanitas* sp.

En raison des conditions d'affleurement, il est difficile de trouver une évolution synthétique séquentielle pour la coupe de San Juan de Alima (SJA). Mais, il est possible de dire (Fig. III.III.68) que la base de la première unité présente des faciès de plate-forme interne puis après de longs épisodes de dépôts volcaniques et épiclastiques, on retrouve des calcaires de plate-forme interne à rudistes, à nouveau interrompus par du matériel volcanique puis épiclastique probablement d'origine continentale. Après une probable limite de séquence marquant le début de la deuxième unité, une nouvelle séquence débute par des faciès externes de plate-forme interne s'approfondissant dans les calcaires argileux de la troisième unité, puis montrant un comblement par des faciès internes de plate-forme interne dans les calcaires massifs de la troisième unité. Le sommet de cette unité pourrait montrer un approfondissement

vers des faciès de bordure de plate-forme qui ne sont pas mis en valeur par les assemblages. La cinquième unité pourrait être une nouvelle séquence débutant par des faciès de plate-forme externe et se comblant dans la sixième unité par des faciès de plate-forme interne.

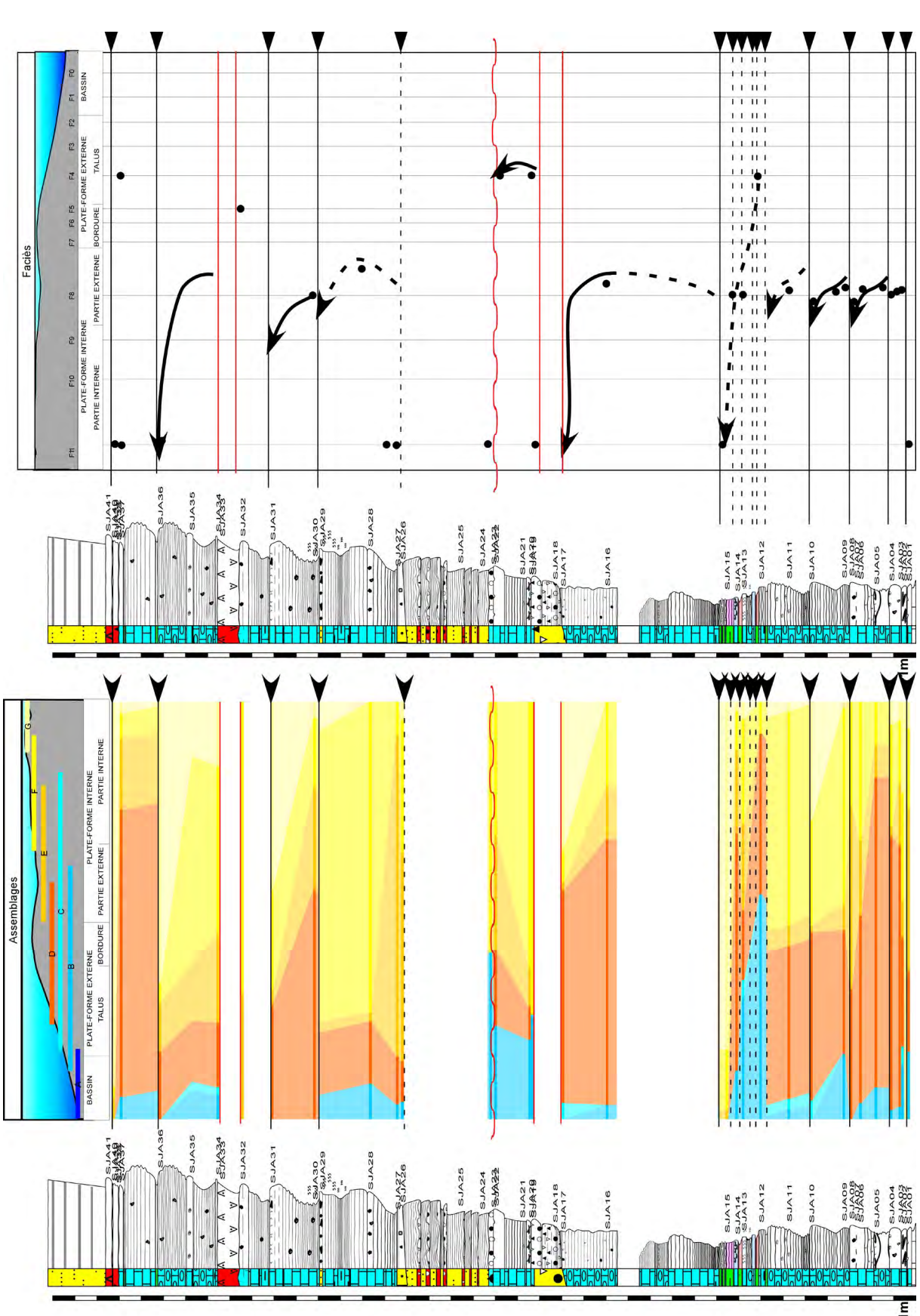


Figure III.III.65 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité 1 de la coupe de San Juan de Alima, Michoacán

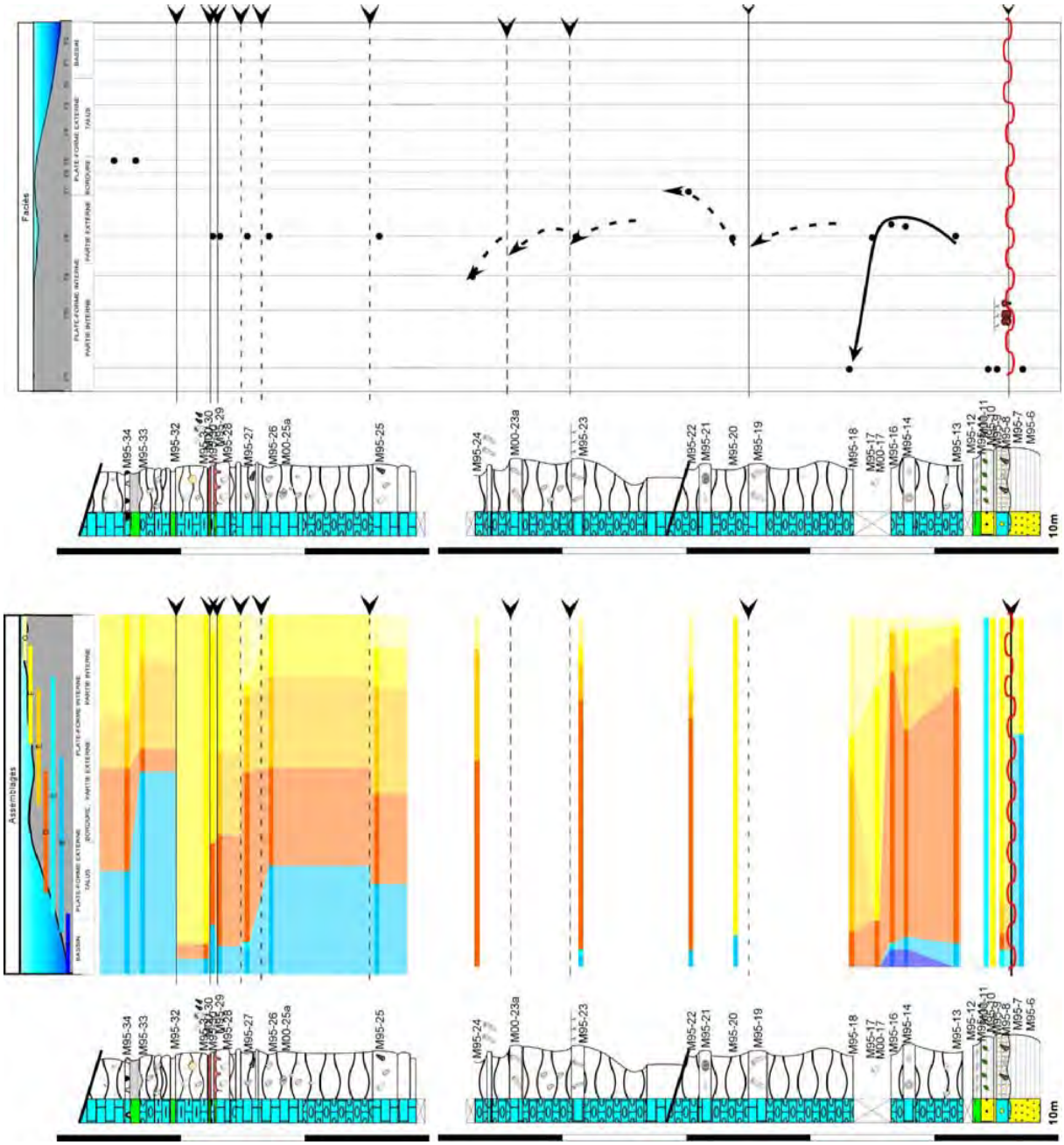


Figure III.III.66 - Évolution des assemblages et des faciès dans l'unité III de la coupe SJA2, Michoacán

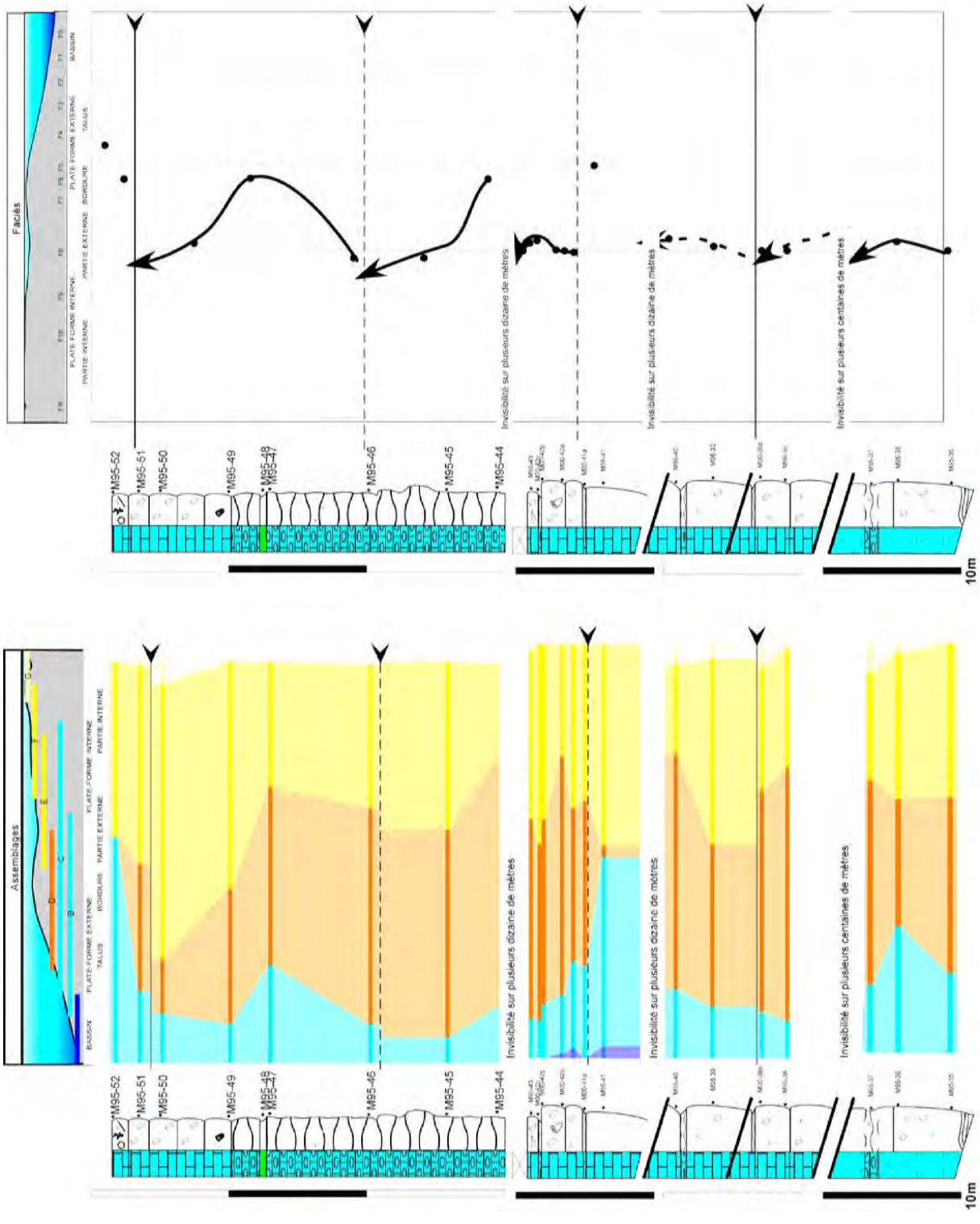


Figure III.III.67 - Évolution des assemblages et des faciés dans l'unité IV de la coupe SJA, Michoacán

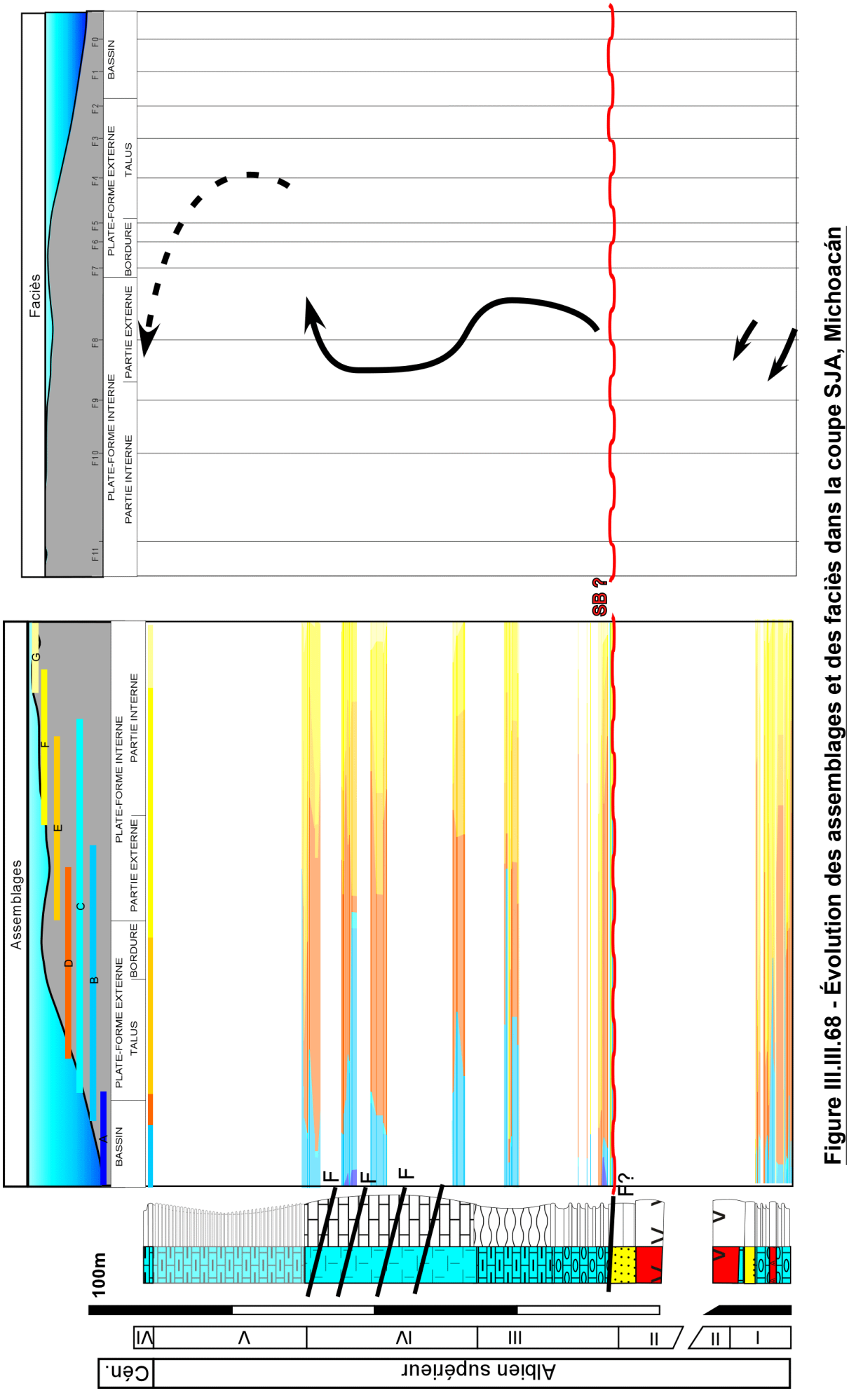
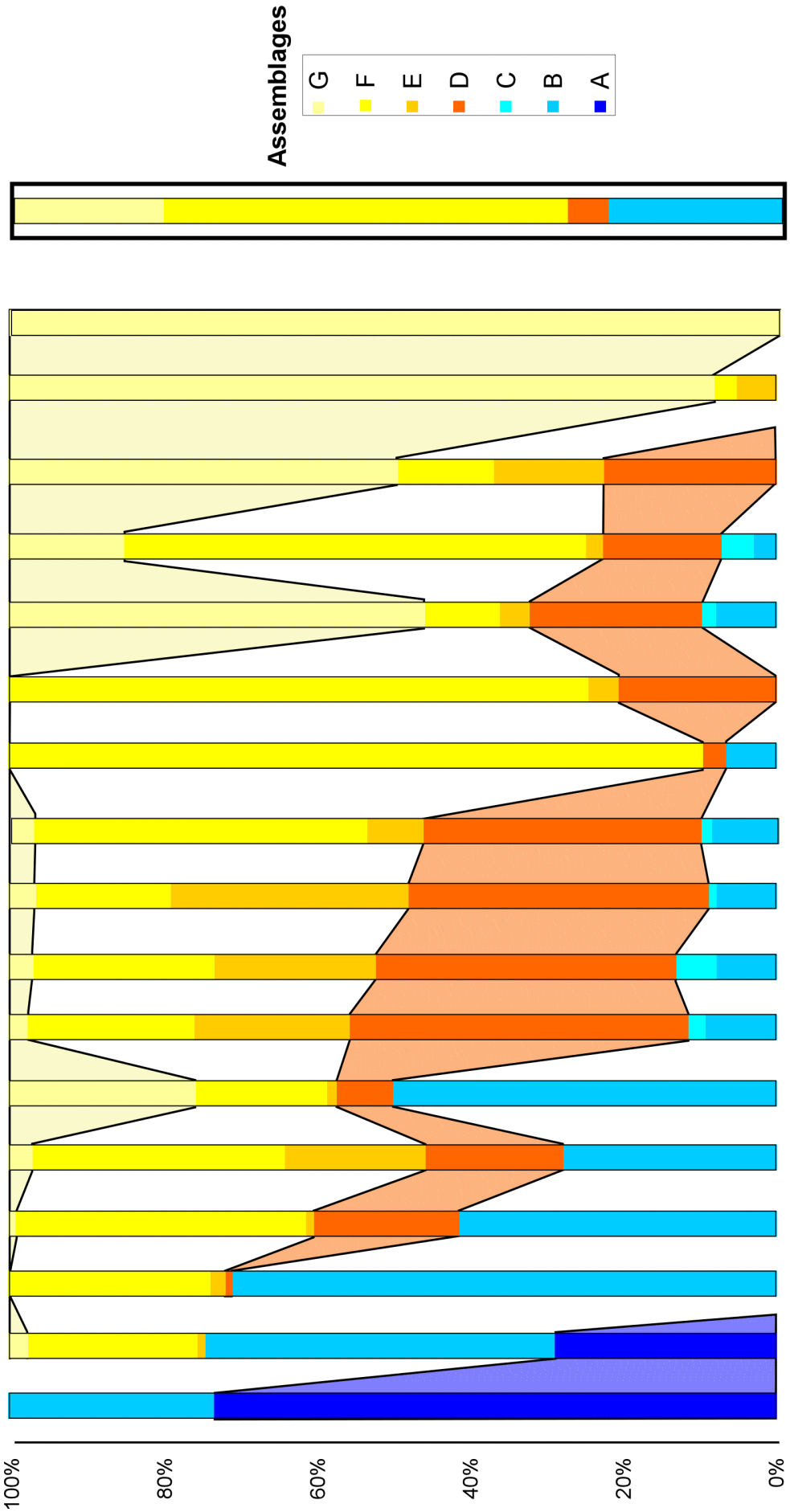


Figure III.III.68 - Évolution des assemblages et des faciès dans la coupe SJA, Michoacán

IV Synthèse des résultats obtenus

A Relation faciès – assemblages écologiques

Bien que les faciès et les assemblages paléoécologiques puissent être tous les deux utilisés pour reconstituer les variations de paléoenvironnements, ils ne montrent pas la même information. En effet, les faciès reflètent l'état actuel du sédiment fossile après intervention de facteurs sédimentologiques divers au moment du dépôt, puis des facteurs diagénétiques précoces et tardifs. De ce fait, l'enregistrement du paléoenvironnement original est le plus souvent tronqué et lacunaire par phénomènes de micritisation et dissolution des bioclastes, par des remaniements dus aux bioturbations, et au transport d'éléments. Néanmoins, un faciès est la représentation enregistrée d'une manière plus ou moins complète d'un paléoenvironnement [Gressly, 1838].
Les assemblages paléoécologiques quant à eux représentent le regroupement et la distribution d'un certain nombre d'organismes présents dans des niches écologiques similaires. De ce fait un assemblage peut exister dans différents faciès, même si on peut noter que l'abondance maximum d'un assemblage précis peut se retrouver préférentiellement dans un faciès précis.
Pour visualiser ce rapport entre les faciès et les assemblages paléoécologiques, on peut utiliser la médiane des proportions d'assemblages de l'ensemble des échantillons d'un même faciès pour visualiser la distribution des assemblages dans ce faciès (Fig.III.IV.1).
Le **faciès F0** est constitué par 70 % d'organismes appartenant à l'assemblage A et 30 % appartenant à l'assemblage B.
Le **faciès F2** est constitué par 30 % d'organismes appartenant à l'assemblage A, 45 % appartenant à l'assemblage B, 20 % à l'assemblage F et 5 % à l'assemblage G.
La forte proportion d'assemblage F et la présence de l'assemblage G, caractéristiques de la zone infralittoral supérieure sont un artefact dû au choix des regroupements en assemblages. Comme il a été dis dans le paragraphe III.B « Description des assemblages de marqueurs environnementaux », les bivalves ont été attribué à l'assemblage F parce que dans la majorité des cas, ils sont représentatifs de la zone infralittorale, mais une petite quantité de ces fragments de bivalves peuvent provenir de la zone circalittorale ; c'est le cas ici. Il en est de même pour la présence de l'assemblage G dans le faciès F2 qui est due à l'occurrence d'*Istriloculina* dont nous avons vu qu'il existait deux formes vivants dans des environnements distincts.
Le **faciès F3** est constitué par 70 % de faune de l'assemblage B, 25 % de faune de l'assemblage de F, et quelques pourcents des assemblages G et D. Concernant la proportion de l'assemblage F, la remarque est la même que pour le faciès F2, à savoir que c'est la proportion de bivalves indéterminés qui est responsable de cette forte proportion d'un assemblage caractéristique de la zone infralittorale (F) dans un faciès pourtant situé sur le talus de la plate-forme.
Le **faciès F4** est constitué par 40 % d'organismes appartenant à l'assemblage B, 40 % appartenant à l'assemblage F, 20 % à l'assemblage D, et quelques pourcents pour les assemblages E et G.
Le **faciès F5** est constitué par 30 % d'organismes appartenant à l'assemblage F, 30 % à l'assemblage B, 20 % chacun aux assemblages D et E et quelques pourcents à l'assemblage G.
Les **faciès F6** et **F10** ne comportent que deux échantillons chacun, ils reflètent donc plus



La médiane de chaque proportion d'assemblages dans chaque ensemble d'échantillon d'un même faciès a été utilisée. Les faciès F6 et F10 ne comportent que deux échantillons chacun, ils reflètent donc plus des cas particuliers qu'une tendance générale pour ces faciès. Les faciès F9a et F9b comportent également peu d'échantillons (respectivement 7 et 5) et représentent des faciès confinés avec une faible diversité. Ceci explique leur atypicité dans l'évolution. Le faciès F11d est un faciès particulier (tempestites) en dehors de toute évolution.

Figure III.IV.1- Proportion et évolution des assemblages écologiques dans les faciès

des cas particuliers qu'une tendance générale pour ces faciès.

Le **faciès F7** est caractérisé par 44 % d'organismes appartenant à l'assemblage D, 22 % à l'assemblage F, 20 % à l'assemblage E, 9 % à l'assemblage B, 3 % à l'assemblage G et enfin 2 % à l'assemblage C.

Le **faciès F8a** est constitué par 44 % d'organismes appartenant à l'assemblage F, 36 % à l'assemblage D, 9 % à l'assemblage B, 7 % à l'assemblage E, 3 % à l'assemblage G et 1 % à l'assemblage C.

Le **faciès F8b** est constitué par 40 % d'organismes appartenant à l'assemblage D, 23 % à l'assemblage F, 20 % à l'assemblage E, 8 % à l'assemblage B, 5 % à l'assemblage C, et 3 % à l'assemblage G. Ces proportions ne sont pas différentes de celles du faciès F7, mais ces deux faciès se distinguent par la présence de coraux coloniaux en quantité importante dans le faciès F7 (cf. §III.A « Description des faciès »).

Le **faciès F8c** est constitué par 38 % d'organismes appartenant à l'assemblage D, 31 % à l'assemblage E, 18 % à l'assemblage F, 8 % à l'assemblage B, 4 % à l'assemblage G et 1 % à l'assemblage C.

Compte tenu de ces proportions, on peut proposer une zonation pour ces trois faciès F8. En suivant l'évolution des assemblages D, E et F, on obtient pour F8b les proportions respectives suivantes : 40 %, 20 %, 23 %, pour F8c 38 %, 31 %, 18 %, et pour F8a 36 %, 7 %, 44 %. Ainsi, on remarque un déplacement du pic de proportion depuis l'assemblage D vers l'assemblage F. Cependant plutôt qu'une zonation géographique entre le bassin et le continent, ceci révèle une zonation de l'ouverture du milieu. D'après la définition des faciès, en F8a les rudistes forment des colonies où l'ouverture est restreinte, entre lesquels il existe en F8b des vasières à foraminifères qui sont le lieu privilégié de communication avec les autres environnements, et en F8c des algueraies où la communication existe mais est de façon moins importante.

Les **faciès F9a** et **F9b** comportent peu d'échantillons (respectivement 7 et 5) et représentent des faciès confinés avec une faible diversité. Ceci explique leur atypicité dans l'évolution. Cependant, ils sont constitués par une très forte proportion (respectivement 90 % et 75 %) d'organismes appartenant à l'assemblage F.

Le **faciès F10**, comme nous l'avons dit plus haut, ne comporte que deux échantillons, reflétant donc plus un cas particulier qu'une tendance générale.

Le **faciès F11a** est constitué de 50 % d'organismes appartenant à l'assemblage G, 23 % à l'assemblage D, 14 % à l'assemblage E, et 13 % à l'assemblage F.

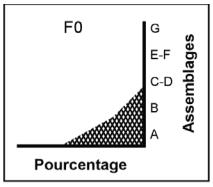
Le **faciès F11b** ne présente que de l'assemblage G, puisque c'est un faciès d'émersion.

Le **faciès F11c** est constitué de 92 % d'organismes appartenant à l'assemblage G, 5 % à l'assemblage E, et 3 % à l'assemblage F.

Le **faciès F11d** est constitué de 53 % d'organismes appartenant à l'assemblage F, 23 % à l'assemblage B, 19 % à l'assemblage G et 5 % à l'assemblage D. Cette diversité d'assemblage montre bien sa nature de faciès particuliers en dehors d'une évolution puisque c'est un faciès de mélange de tempête.

En conclusion, faciès et assemblages, même s'ils ne représentent pas la même information, reflètent bien l'évolution des paléoenvironnements et les modifications de profondeur. La figure III.IV.2 a été réalisée en utilisant pour chaque faciès, la médiane des proportions de chaque assemblage pour l'ensemble des échantillons d'un même faciès. Mais pour plus de lisibilité, les assemblages E et F ont été regroupés, et l'assemblage C a été associé avec l'assemblage D. Les faciès F6 et F10, mal caractérisés parce qu'ils ne comportent que 2 échantillons, n'ont pas été figurés. On remarque bien le déplacement du maximum de proportion (zone grisée) des assemblages depuis l'assemblage A en F0 jusqu'à l'assemblage G en F11. On note le caractère de mélange du faciès de tempête F11d.

La médiane de la proportion de chaque assemblage constituant chaque faciès a été utilisé pour construire les graphes d'abondance. Pour plus de lisibilité, les assemblages E et F ont été regroupés en un seul, et l'assemblage C a été associé avec l'assemblage D. Les faciès F6 et F10, mal caractérisés parce qu'ils ne comportent que 2 échantillons, n'ont pas été figurés.



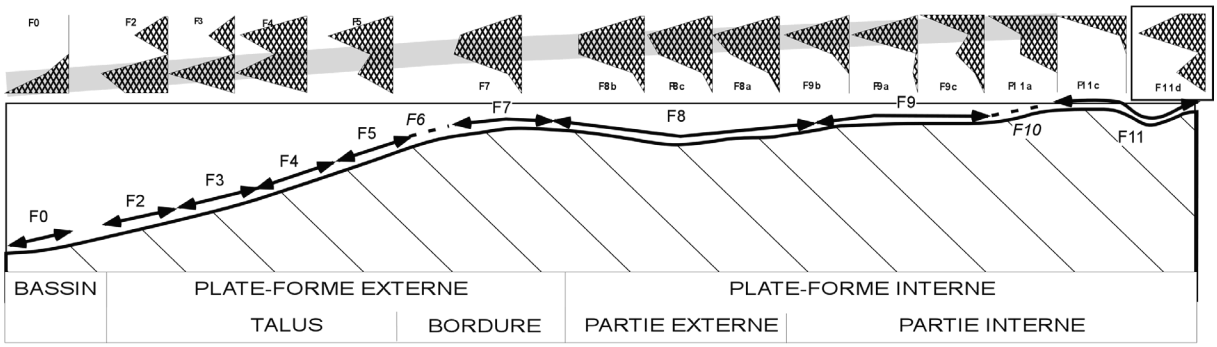


Figure III.IV.2 - Évolution des assemblages présents dans chaque faciès le long d'un profil de plate-forme

L'étude de l'évolution des assemblages permet de suivre avec beaucoup plus de détail ces modifications et surtout de mettre clairement en évidence les zones de remaniements. En effet, dans ce cas, les assemblages montrent une distribution essentiellement bimodale et on observe la coexistence en proportion significative d'assemblages qui normalement se rencontrent dans des niches écologiques incompatibles, comme par exemple des petits foraminifères circalittoraux venant d'environnements calmes et obscurs et des fragments infralittoraux d'espèces peu profondes de milieux bien éclairés.

B Stratégies de colonisation et types de paraséquence

A partir de l'analyse séquentielle et de celle des faciès, les stratégies d'installation et de développement des carbonates dans un contexte volcanique ont été reconstituées.

1 Les organismes colonisateurs

Encroûtants

Les débris volcanoclastiques sont entourés par des organismes encroûtants (Fig. III.IV.3) comme des algues rouges, des algues bleues (*Marinella lugeoni, Lithocodium* sp.) ou des foraminifères fixés (*Acruliammina* sp.). En créant des ponts entre les grains, ils contribuent à la stabilisation du fond, permettant à des larves d'organismes constructeurs de ce fixer. Ici, de leur grande tolérance aux apports détritiques, les premiers organismes constructeurs visibles sont les chondrodontes (Fig. III.III.12C).

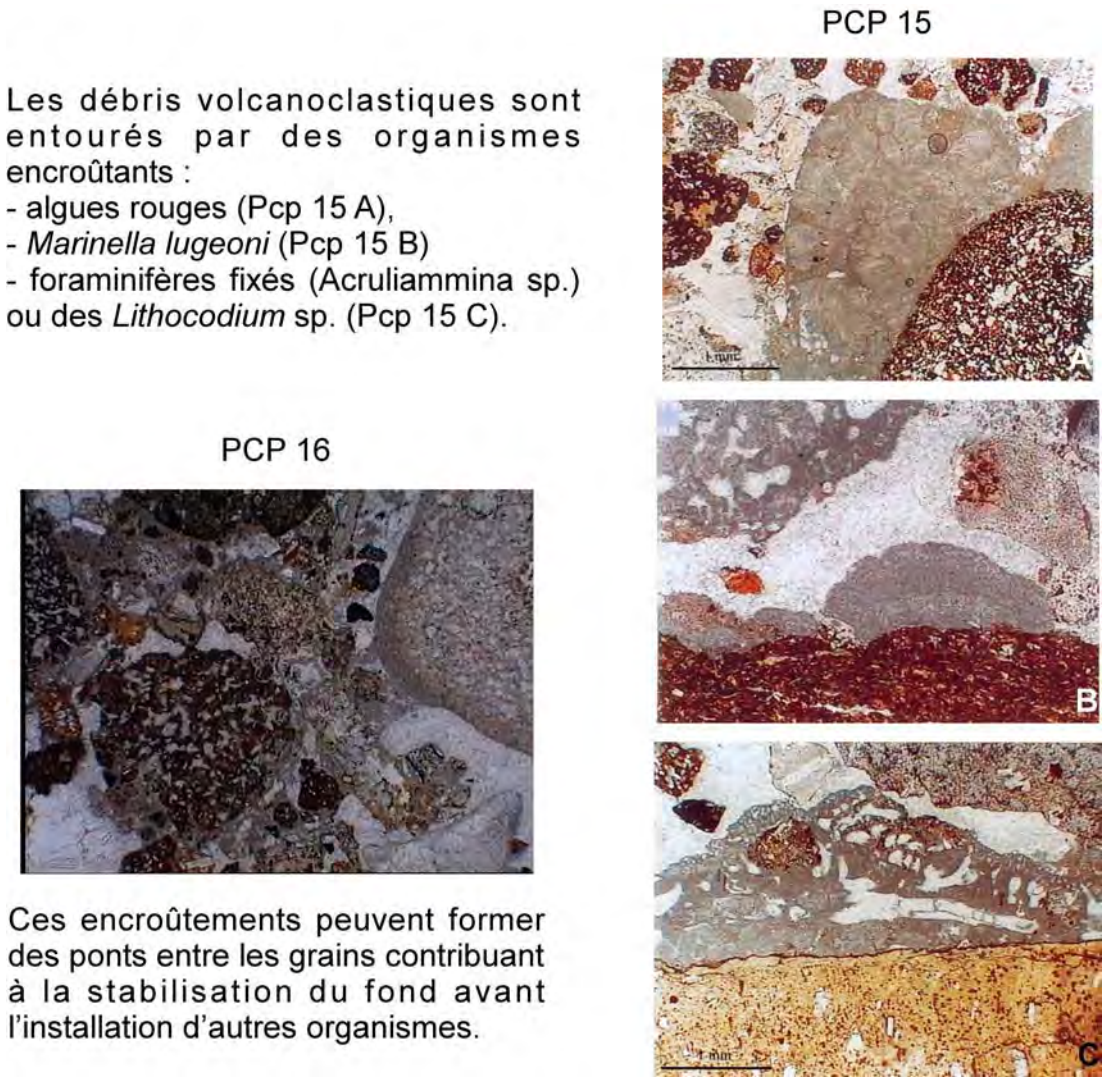


Figure III.IV.3 – Organismes encroûtants PCP, Basse Californie

Oncoïdes

Les bases de paraséquences notamment dans les coupes PCO et PCC sont marquées par des faciès de remaniement à Oncoïdes à *Bacinella* dont le nucleus est souvent un fragment de coquille de chondrodonte (Fig. III.III.10A).

Chondrodontes

Ces grands bivalves décimétriques à test épais pouvaient survivre dans des environnements restreints, voire confinés et être très tolérants aux apports sédimentaires riches en matériel détritique.
Ils ont été observés aussi bien en base de paraséquence où ils se sont installés à plat sur le fond marin (Fig. III.III.12C1) qu'au sommet de paraséquence où les formes érigées, disposées verticalement, forment des biostromes constitués par la coalescence des coquilles (Fig. III.III.12C2).

Après la mise en place de ces organismes colonisateurs permettant l'installation de carbonates sur du matériel volcanique, il existe différents types de développements reconnaissables parmi les paraséquences décrites ci-dessous. Celles spécifiques à l'installation des carbonates sont les types 1 à 3.

2 Les différents types de paraséquences

Nous en avons identifié six types de paraséquences *shallowing up*.

Type 1 : paraséquence rythmique à chondrodontes (Fig. III.IV.4)

Dans la coupe PCP (Basse Californie), des biohermes à chondrodontes s'installent dans les séries détritiques formant des colonies très denses constituées d'individus dressés. A la base, les coquilles se fixent horizontalement (Fig. III.III.12C1). Ensuite, les coquilles se développent verticalement en se fixant sur les coquilles précédentes horizontales. Au sommet, les individus semblent avoir été émergés et parfois recouverts par des coquilles de nérinées venant d'un probable dépôt de tempête.
Parfois seule l'installation des premiers bivalves horizontaux est présente (Fig. III.III.12C1).

Type 2 : paraséquence cyclique à chondrodontes et rudistes (Fig. III.IV.5)

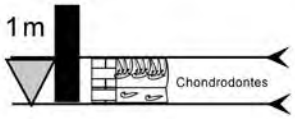
Les paraséquences métriques à rudistes et chondrodontes dans la section PCO (Basse Californie) se présentent assez souvent de la même manière.
Présents localement, les oncoïdes correspondent probablement à des accumulations de tempêtes se déposant à la base de ces paraséquences (*lag deposit*) (Fig. III.II.10A).
Ensuite, on observe parfois des chondrodontes horizontaux, puis les premiers occupants sont surtout des Caprinidae associés à quelques coraux. Quand l'espace disponible diminue, les Requienidae deviennent plus nombreux. Vers le haut des paraséquences, les coquilles remaniées par les courants et les tempêtes sont de plus en plus présentes. Dans les derniers centimètres, les chondrodontes s'installent densément. Au sommet, les biohermes à chondrodontes montrent une surface d'émersion et d'érosion (Fig. III.III.31).



Vue sommitale d'un banc à chondrodontes



Section de la paraséquence



Ces paraséquences ont une épaisseur inframétrique. Elles comportent des chondrodontes et montrent des évidences d'émersion à leur sommet.



Figure III.IV.4 - Paraséquence type 1 : paraséquence à chondrodontes



Ces paraséquences d'épaisseur métrique débutent au-dessus d'un lag par une association à Caprinidae et Requienidae et se terminent par une colonie à chondrodontes.



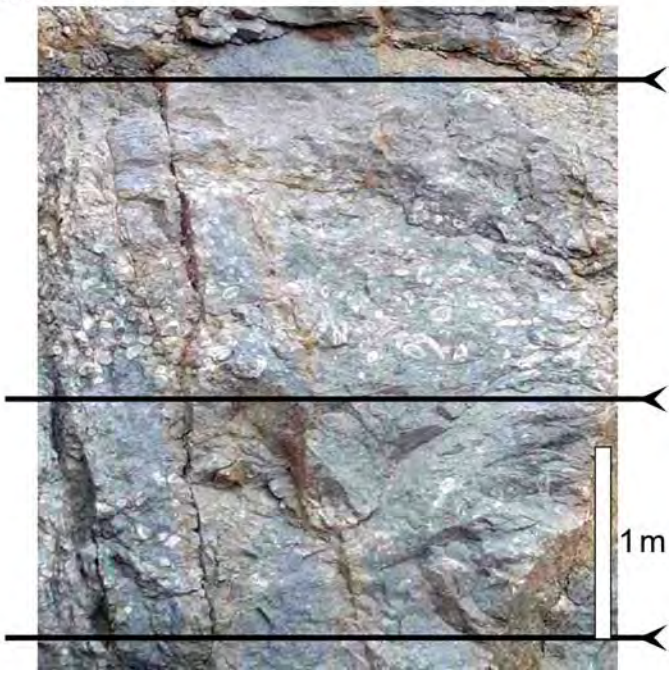
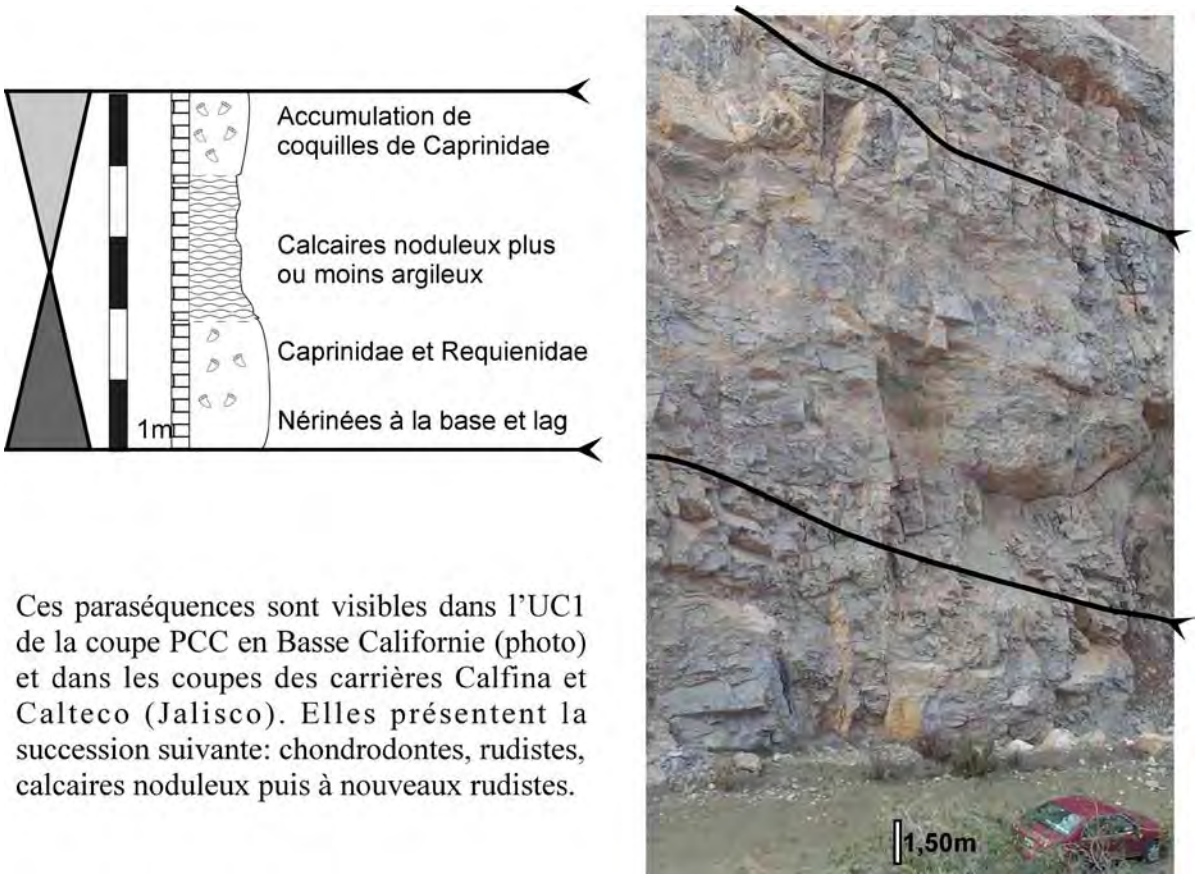


Figure III.IV.5 - Paraséquences type 2 : paraséquences à rudistes et chondrodontes

Type 3 : paraséquence cyclique à chondrodontes, rudistes et calcaires noduleux (Fig. III.IV.6)

Visibles dans l'UC1 de la coupe PCC en Basse Californie, dans l'unité III de la coupe TCF (Jalisco) et dans l'unité I de la coupe TCC (Jalisco), ces paraséquences présentent la succession suivante : chondrodontes, rudistes, calcaires noduleux puis à nouveaux rudistes. Dans les coupes de Jalisco, les chondrodontes sont remplacés par de petits bivalves. En Basse Californie, ces paraséquences succèdent aux précédentes et marquent un plus grand approfondissement des milieux de dépôt localisé dans la partie noduleuse très riches en faune d'herbier et renfermant une plus forte proportion d'argile.

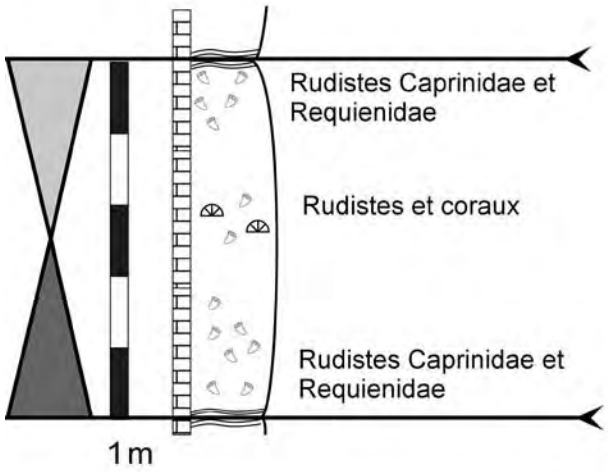


Ces paraséquences sont visibles dans l'UC1 de la coupe PCC en Basse Californie (photo) et dans les coupes des carrières Calfina et Calteco (Jalisco). Elles présentent la succession suivante: chondrodontes, rudistes, calcaires noduleux puis à nouveaux rudistes.

Figure III.IV.6 - Paraséquences de type 3 : paraséquence cyclique à chondrodontes, rudistes et calcaires noduleux

Type 4 : paraséquence cyclique massive à rudistes et coraux (Fig. III.IV.7)

Dans l'UC2 de la coupe PCC en Basse Californie, dans les unités II et IV de la coupe TCF, dans l'unité II de la coupe TCC et VI de la coupe CHQ à Jalisco, ainsi que l'unité IV de la coupe SJA au Michoacán, on observe des paraséquences cycliques de calcaires massifs à rudistes dont le maximum d'approfondissement est marqué par des coraux plutôt que par des calcaires noduleux. Eux aussi témoignent d'un environnement ouvert, et surtout bien oxygéné, et cette fois-ci, dépourvu d'apports terrigènes.



Ces paraséquences sont visibles en Basse Californie, à Jalisco, ainsi qu'au Michoacán (photo). Ce sont des paraséquences cycliques de calcaires massifs à rudistes dont le maximum d'approfondissement est parfois marqué par des coraux. Ceux-ci témoignent d'un environnement ouvert, et surtout bien oxygéné et dépourvu d'apports terrigènes.



Figure III.IV.7 - Paraséquences de type 4 : paraséquence cyclique massive à rudistes et coraux

Type 5 : paraséquence cyclique à calcaires noduleux et rudistes en colonie (Fig. III.IV.8)

Visibles dans l'unité I de la coupe SJA au Michoacán et dans l'unité III de la coupe TCF à Jalisco, ces paraséquences cycliques sont constituées par des calcaires noduleux à rudistes Requinidae et ou Radiolitidae parfois en colonie, dont le maximum d'approfondissement est constitué par des calcaires plus massifs à colonie de Requinidae et ou de Radiolitidae. Le sommet de ces paraséquences peut présenter des bouquets de petits Radiolitidae.

Type 6 : paraséquence rythmique à calcaires noduleux puis à calcaires plus massifs à rudistes (Fig.III.IV.9)

Ces paraséquences sont surtout visibles dans l'unité IV de la coupe CHQ à Jalisco et dans les unités I, II, III de la coupe SJA au Michoacán. Elles sont d'épaisseurs métriques. Elles présentent, parfois, un banc basal de remaniement avec des fragments de rudistes et surtout de gastéropodes du type nérinées. Leurs parties inférieures sont constituées par des calcaires noduleux parfois argileux à petits rudistes Requinidae ou Radiolitidae, et leurs parties supérieures par des calcaires plus massifs à Requinidae ou Radiolitidae. Des paraséquences également rythmiques sont visibles dans les unités I de la coupe TCF et II de la coupe TCM à Jalisco, mais elles ne comportent pas de rudistes et les calcaires sont très terrigènes.

Visible dans les coupes du Michoacán et de Jalisco, ces paraséquences cycliques sont constituées par des calcaires noduleux à rudistes Requinidae et ou Radiolitidae parfois en colonie, dont le maximum d'approfondissement est constitué par des calcaires plus massifs à colonie de Requienidae et ou de Radiolitidae. Le sommet de ces paraséquences peut présenter des bouquets de petits Radiolitidae.

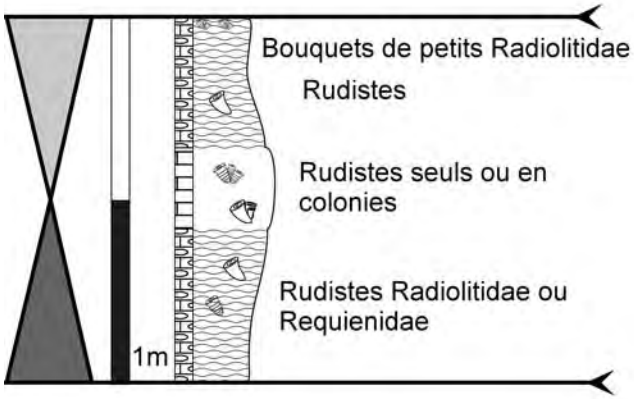
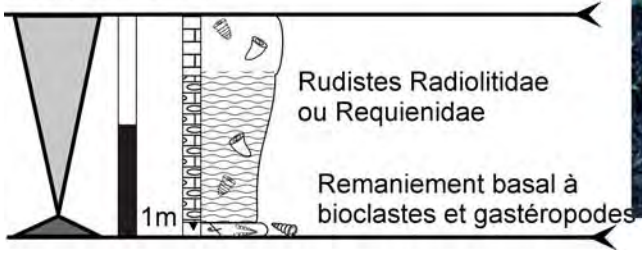




Figure III.IV.8 - Paraséquences de type 5 :paraséquence cyclique à calcaires noduleux et rudistes en colonie

Ces paraséquences sont visibles à Jalisco et au Michoacán (photo). Elles sont d'épaisseurs métriques. Parfois elles présentent un banc basal de remaniement avec des bioclastes et des gastéropodes du type nérinée. Leurs parties inférieures sont constituées par des calcaires noduleux parfois argileux à petits rudistes Requienidae ou Radiolitidae et leurs parties supérieures par des calcaires plus massifs à Requienidae ou Radiolitidae.



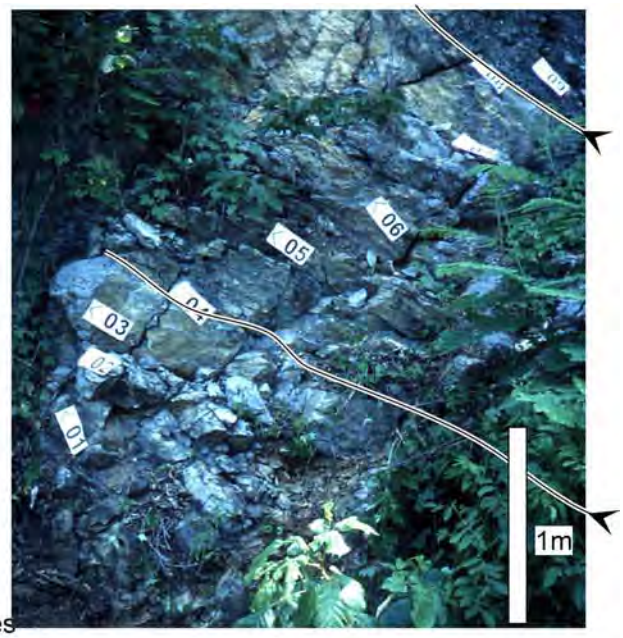


Figure III.IV.9 - Paraséquences de type 6 :paraséquence rythmique à calcaires noduleux puis à calcaires plus massifs à rudistes

C Géométrie des corps sédimentaires en Basse Californie

L'étude sur le terrain, facilitée par les excavations dans la carrière de Punta China, associée à l'observation des photos aériennes, a permis de reconstituer des géométries dans les corps sédimentaires (étude H. Arnaud). Celles-ci sont présentées dans la figure III.IV.10.

Le fait le plus marquant est la présence d'une discordance angulaire (S2) entre les unités inférieures et supérieures. Celle-ci provoque une réduction d'épaisseur de l'Unité Calcaire Inférieure pouvant aller jusqu'à sa disparition totale localement. Cette discordance est responsable aussi des *onlaps* en direction du nord-ouest des unités supérieures sur les unités inférieures.

A l'extrême sud-est de la carrière, on peut observer une troncature (S1) entre la Série Volcanoclastique Inférieure et une unité calcaire qui semble occuper la position stratigraphique du Banc Inférieur à Chondrodontes. Soit cette unité est une variation latérale d'épaisseur du Banc Inférieur à Chondrodontes, soit c'est l'Unité Calcaire Inférieure qui s'est développée dans une incision de la Série Volcanoclastique Inférieure. Elle n'a pas été observée directement sur le terrain.

Au sud-est de la carrière, il semble exister une surface de troncature (S3) entaillant la Série Volcanoclastique Supérieure et montrant des *onlaps* de l'Unité Calcaire Supérieure sur cette série volcanoclastique. Elle n'a pas été observée sur le terrain.

Une quatrième surface de troncature (S4) représente la discordance anté-Rosario. Au nord-ouest de la carrière, les calcaires disparaissent en quelques centaines de mètres. Cette disparition pourrait être due à la triple troncature des couches par les surfaces S2, S3 et S4.

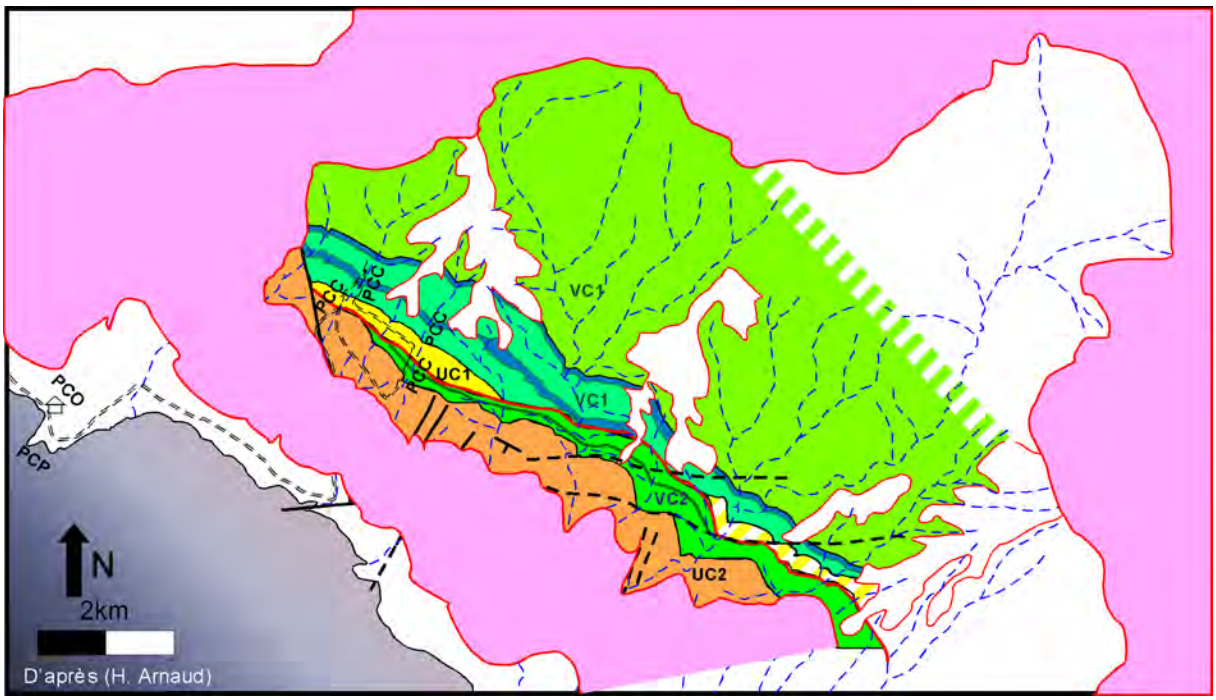


Figure III.IV.10A - Carte géologique d'après photos aériennes (d'après H. Arnaud)

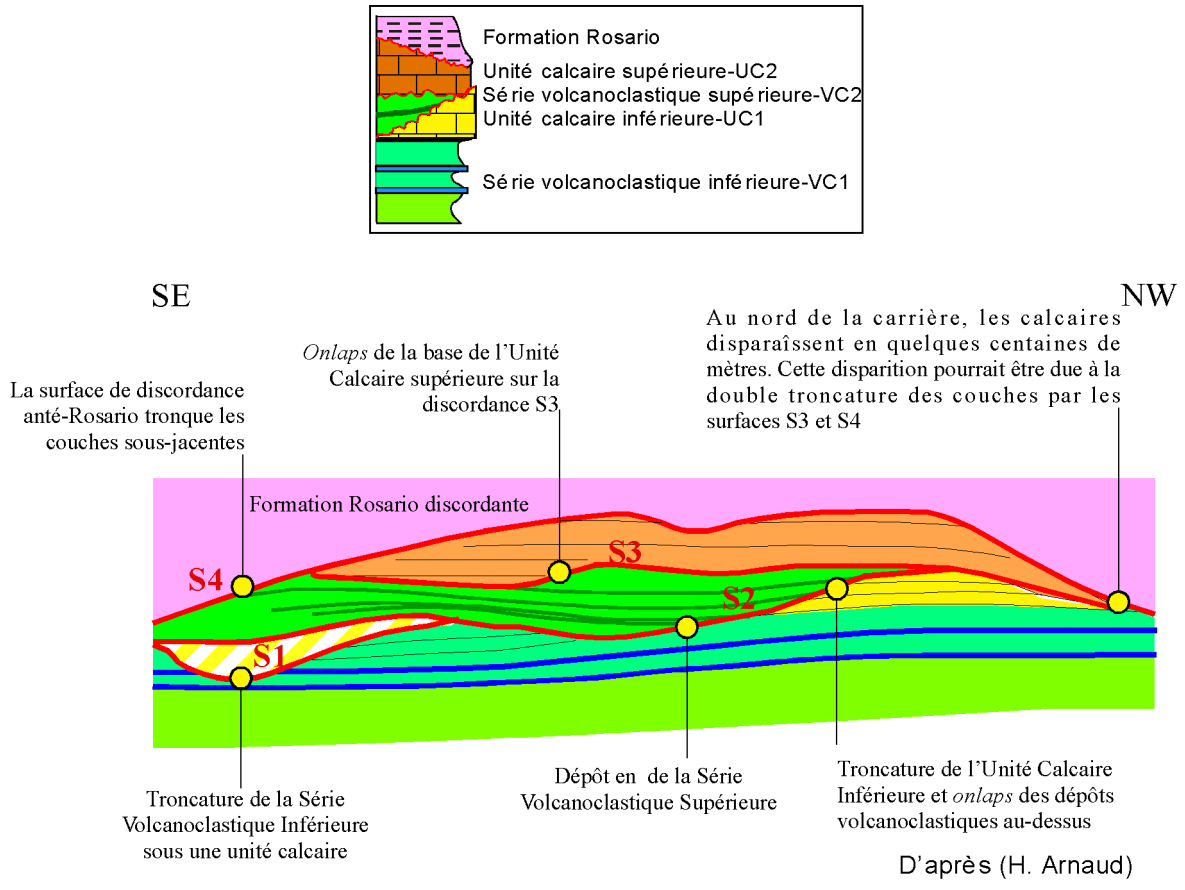


Figure III.IV.10B - Organisation schématique des corps sédimentaires à l'est de Punta China (Basse Californie) (d'après H. Arnaud)

D Reconstitutions des histoires volcanosédimentaires

A partir des données acquises, il est possible de proposer dans un premier temps une reconstitution des événements volcanosédimentaires puis de discuter des implications géodynamiques qui en découlent.

1 Histoire volcanosédimentaire de Basse Californie

La présence d'ammonites de l'Aptien inférieur terminal (*Dufrenoya* aff. *justinae*) conservées dans les collections du Museum de Berkeley et provenant de la localité de Campo de Ink montre que les premiers dépôts volcanoclastiques se sont faits dans un environnement de bassin marin ouvert.

a Histoire volcanosédimentaire des coupes PCO, PCP

C'est à partir de l'Aptien supérieur que l'histoire est mieux connue et que commencent les affleurements en continuité qui ont été étudiés.

Au-dessus de dépôts volcanoclastiques déposés dans un domaine aérien ou subaérien, s'installent des carbonates de plate-forme d'âge probablement Aptien supérieur (base de la coupe PCO, calcaires à *Mesorbitolina pervia* et données chimiostratigraphiques*)*.

L'augmentation de la tranche d'eau et de l'espace d'accommodation se traduit toujours de la même manière. Les premiers dépôts renferment des rudistes et nérinées remaniés, déposés sur des plages probablement à l'occasion de tempêtes. Les Orbitolines prospèrent dans ces environnements peu profonds et riches en matériel détritique. Au-dessus on peut reconnaître successivement les paraséquences inframétriques de type 1 à Chondrodontes et celles métriques de type 2 à Caprinidae, Requienidae et chondrodontes. Au sommet de ces paraséquences, on peut observer quelques niveaux de cendres surmontant les surfaces d'érosion et ou d'émersion.

Cette première série carbonatée est interrompue par un important épisode volcanique visible à la base de la coupe PCP. Les coulées (basaltes andésitiques) et brèches volcaniques associées se font à l'air libre ou sous une faible tranche d'eau. La sédimentation se fait également sous une faible tranche d'eau et elle est essentiellement détritique et dominée par des dunes hydrauliques et des chenaux au fond desquels peuvent s'accumuler des tests de nérinées, tandis que des coquilles isolées de rudistes ; de nérinées et de chondrodontes sont reprises dans ces sédiments épiclastiques. Les carbonates ne se réinstallent que très épisodiquement sous forme de quelques bancs métriques. Il s'agit cette fois-ci d'un environnement récifal à rudistes et coraux branchus. D'après la faune et les isotopes stables du carbone, ces événements se situeraient à la base de l'Albien inférieur.

b Histoire volcanosédimentaire de la coupe PCC

Aucune relation géométrique ne permet de raccorder cette coupe aux précédentes. A partir de la découverte d'une ammonite remaniée (*Douvilleiceras* cf. *mammillatum*) découverte dans les premiers mètres de la coupe, on sait que l'âge de la série ne peut pas être plus ancien que de la partie supérieure de l'Albien inférieur.

VC1

A la base de cette unité, les dépôts volcanosédimentaires (intercalations de laves, sédiments épiclastiques et carbonatés) semblent se déposer dans un environnement moyennement profond, puis sous une tranche d'eau beaucoup plus conséquente (présence de Radiolaires et Roveacrinidae) (Fig. III.IV.11A). Ensuite ce bassin se comble progressivement par à la faveur de nombreux événements volcaniques, dont un provoque la dislocation de portions de bancs de carbonates de plate-forme et leur dépôt dans ce bassin un peu plus profond (Fig. III.IV.11B). Ce comblement aboutit à l'apparition de calcaires gréseux (Fig. III.IV.11C). Un nouvel approfondissement, peut être dû à une subsidence thermique après les éruptions volcaniques formant l'ensemble 3, est possible lors du dépôt des Lutites dans un bassin très protégé (Fig. III.IV.11D). Ce bassin se comble et la sédimentation devient plus grossière formant des bancs calcaréo-gréseux à chondrodontes (Fig. III.IV.11E). Ces derniers émergent et se karstifient avant l'arrivée d'une coulée aérienne qui va les recouvrir (Fig. III.IV.11F).

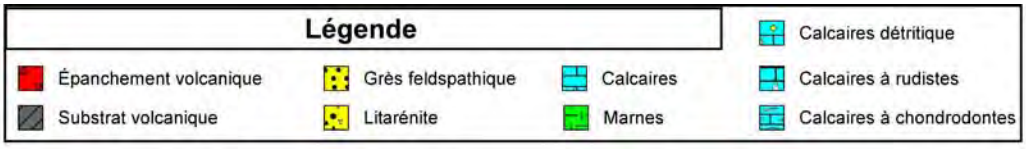


Figure III.IV.11 - Histoire volcanosédimentaire de la coupe PCC

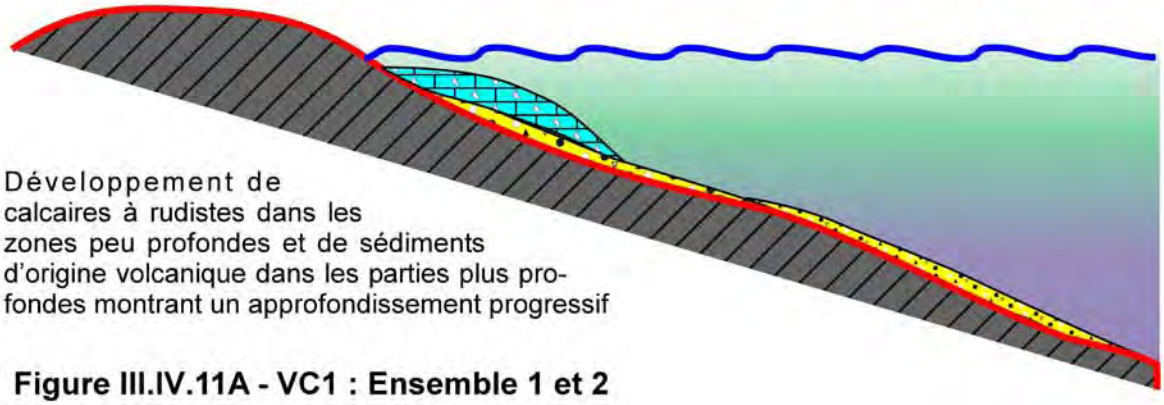


Figure III.IV.11A - VC1 : Ensemble 1 et 2

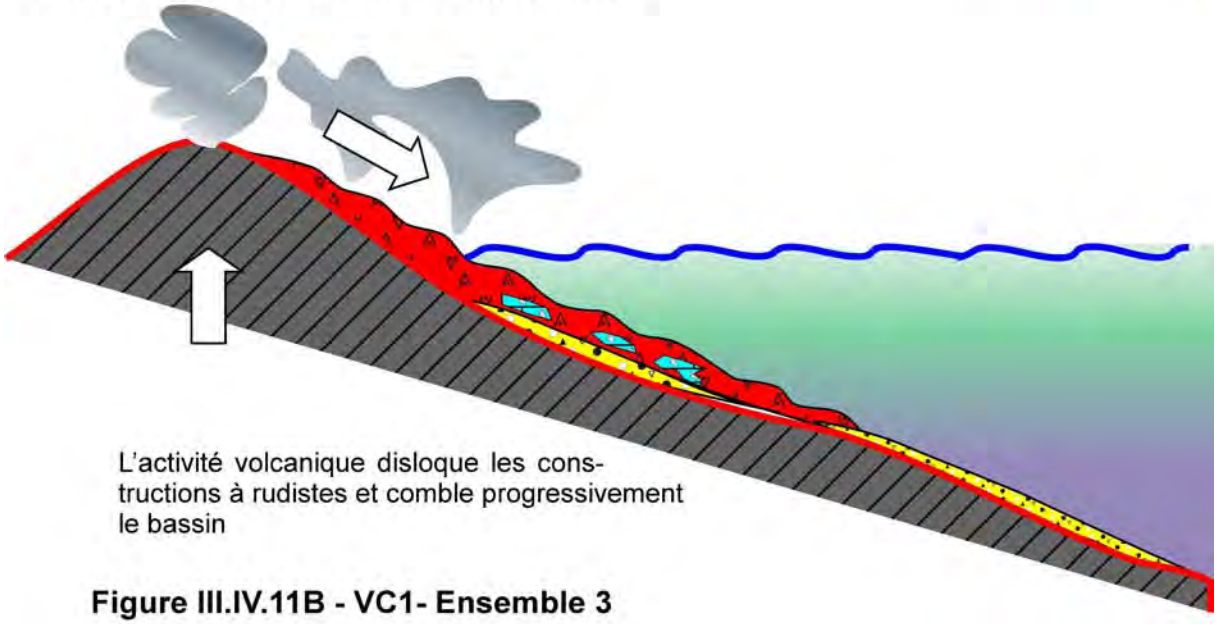


Figure III.IV.11B - VC1- Ensemble 3

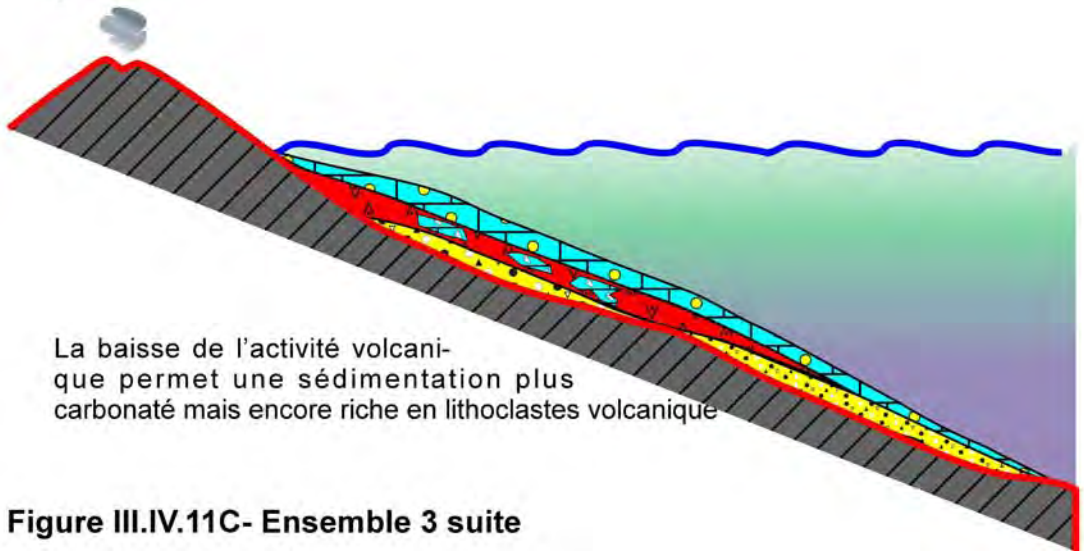


Figure III.IV.11C- Ensemble 3 suite

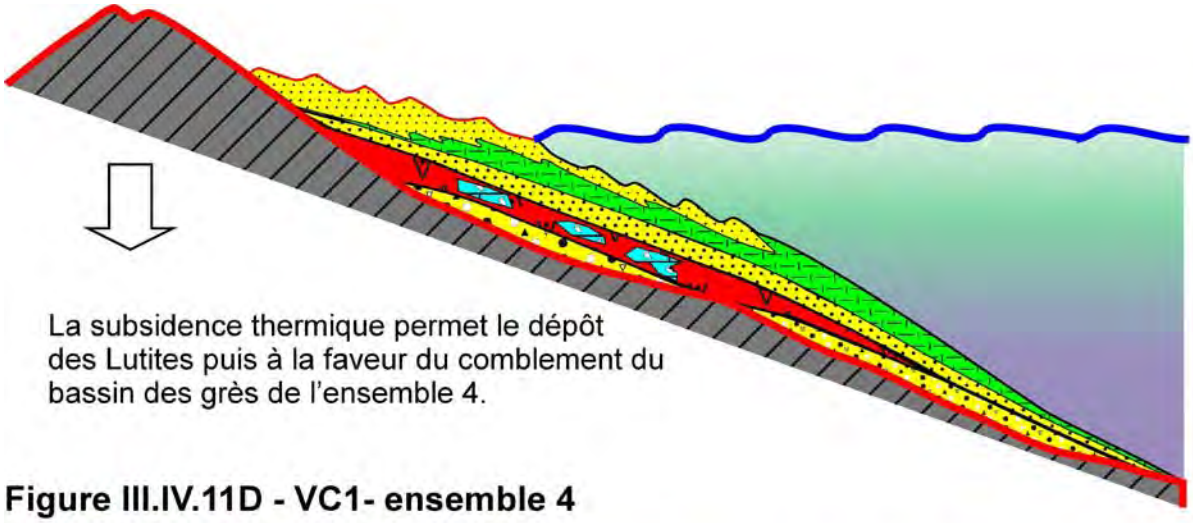


Figure III.IV.11D - VC1- ensemble 4

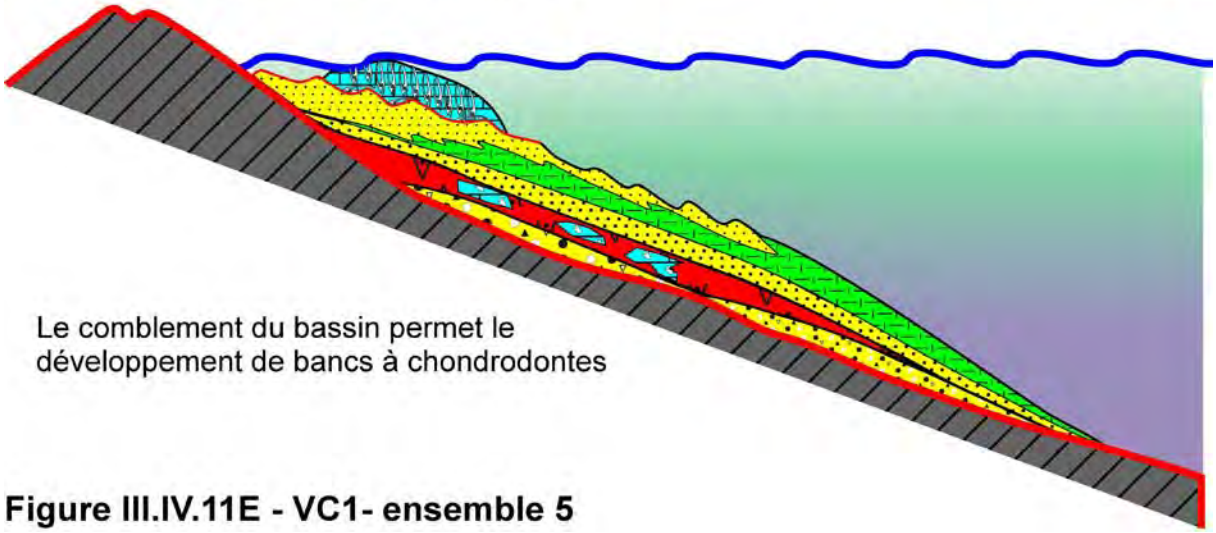


Figure III.IV.11E - VC1- ensemble 5

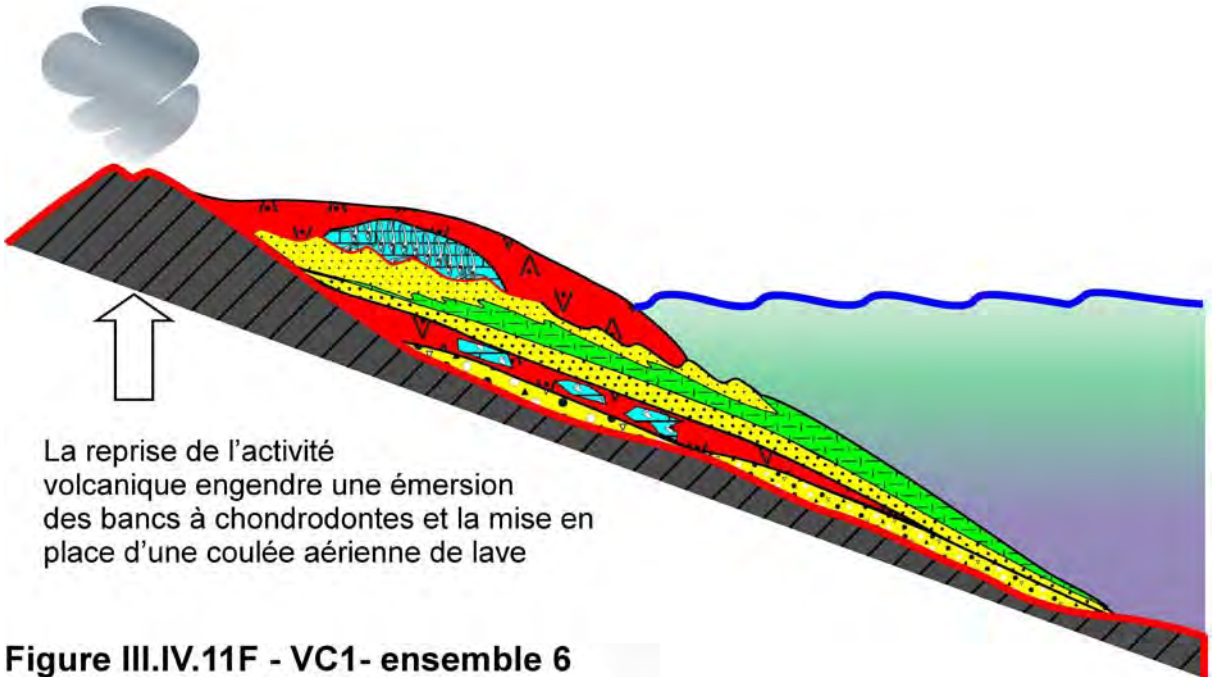


Figure III.IV.11F - VC1- ensemble 6

UC1

Au-dessus du paléosol qui se développe au sommet de la coulée, il existe des dépôts de plage traduisant un environnement peu profond, puis s'installent des petites paraséquences à Chondrodontes, puis à la faveur d'un approfondissement progressif, des paraséquences de plus en plus épaisses contenant des rudistes puis des calcaires noduleux riches en faune (Fig. III.IV.11G).

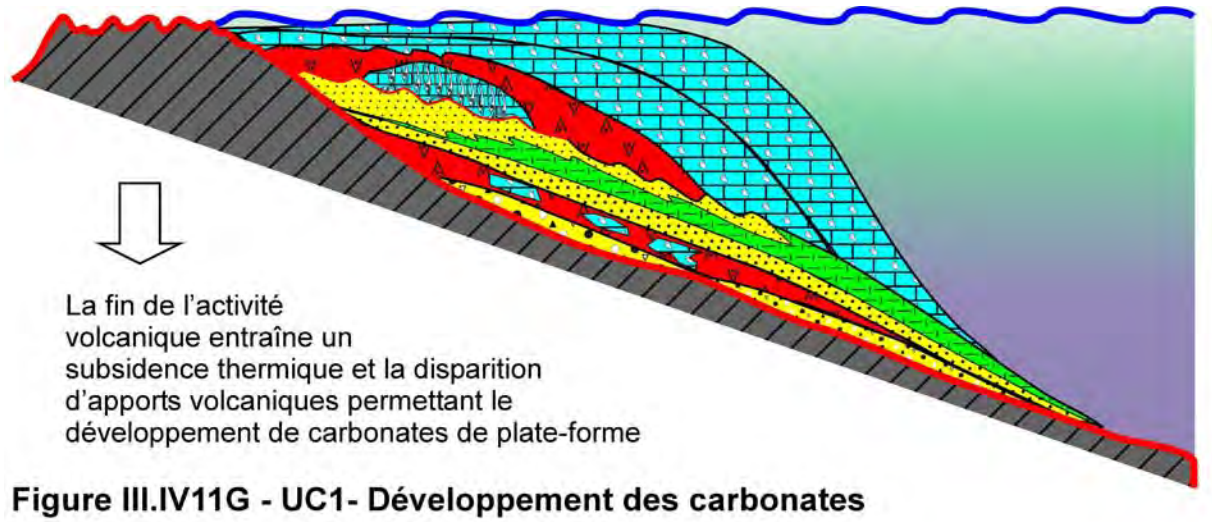


Figure III.IV11G - UC1- Développement des carbonates

Le sommet de l'unité calcaire inférieure est marqué par une importante émersion, érosion, karstification, et par un basculement des couches provoquant une discordance angulaire importante entre les unités inférieures et les unités supérieures (Fig. III.IV.11H). Plusieurs origines sont probables dans cet environnement d'arc volcanique : (1) de manière assez évidente dans une zone de convergence, les mouvements tectoniques peuvent être responsables de cette

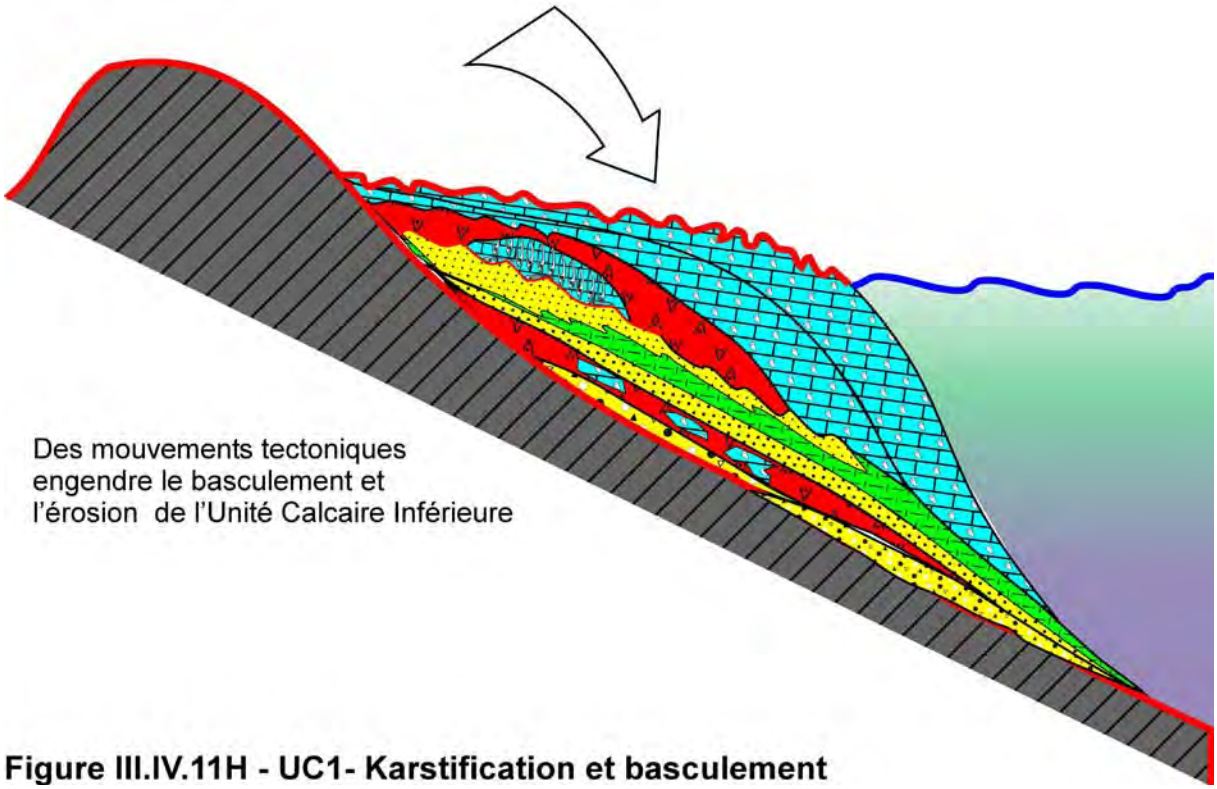


Figure III.IV.11H - UC1- Karstification et basculement

discordance. Mais aussi (2) les dômes résurgents, c'est-à-dire le gonflement de chambres magmatiques sous-jacentes qui peuvent entraîner des mouvements tectoniques, ou bien (3) les cryptodômes qui sont des intrusions volcaniques qui n'arrivent pas à la surface mais décollent et surélèvent les couches superficielles, ou bien encore (4) les brachiséismes qui seraient des gonflements du matériel pyroclastique sous-jacent par hydrothermalisme.

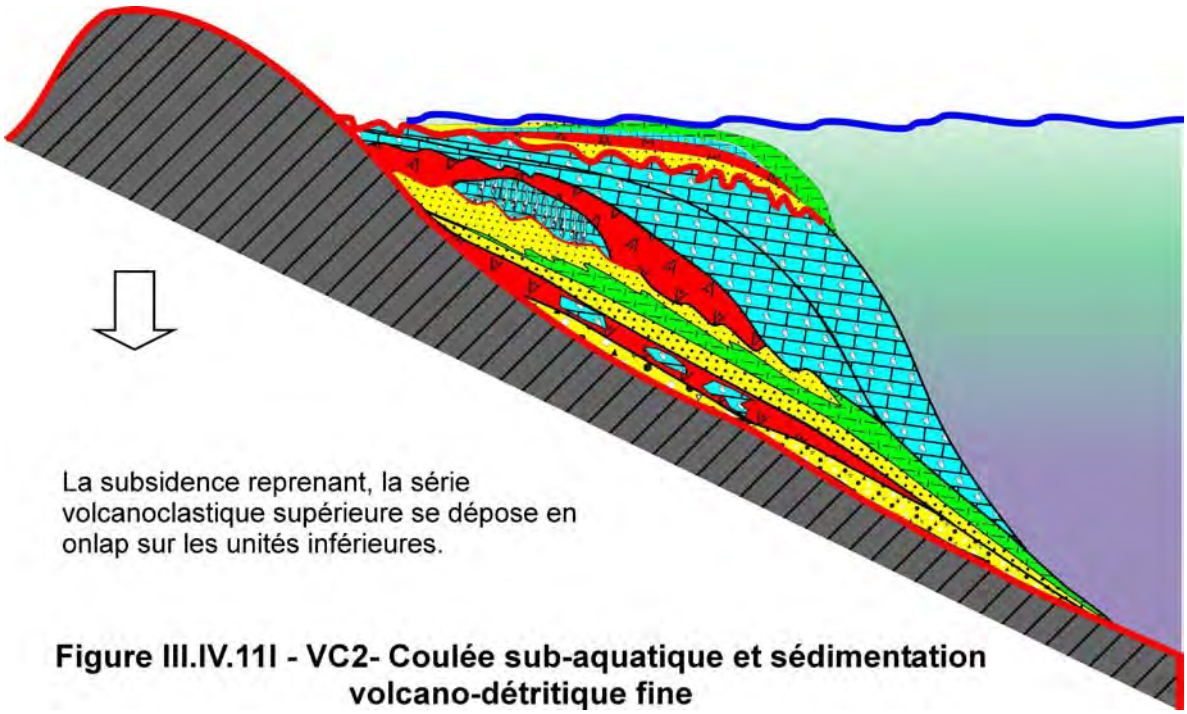


Figure III.IV.11I - VC2- Coulée sub-aquatique et sédimentation volcano-détritique fine

VC2

Après ce basculement et cette karstification, l'environnement est à nouveau dominé par les apports d'origine volcanique. Tout d'abord de nature épiclastiques en remplissage des karsts, les dépôts deviennent sub-aquatiques. Ce sont des coulées volcaniques puis des dépôts volcanosédimentaires. Cette Série Volcanoclastique Supérieure, très similaire à la série inférieure, vient en onlap sur l'Unité Calcaire Inférieure. On note une augmentation de l'approfondissement des milieux de dépôt avec pour maximum les Lutites Supérieures

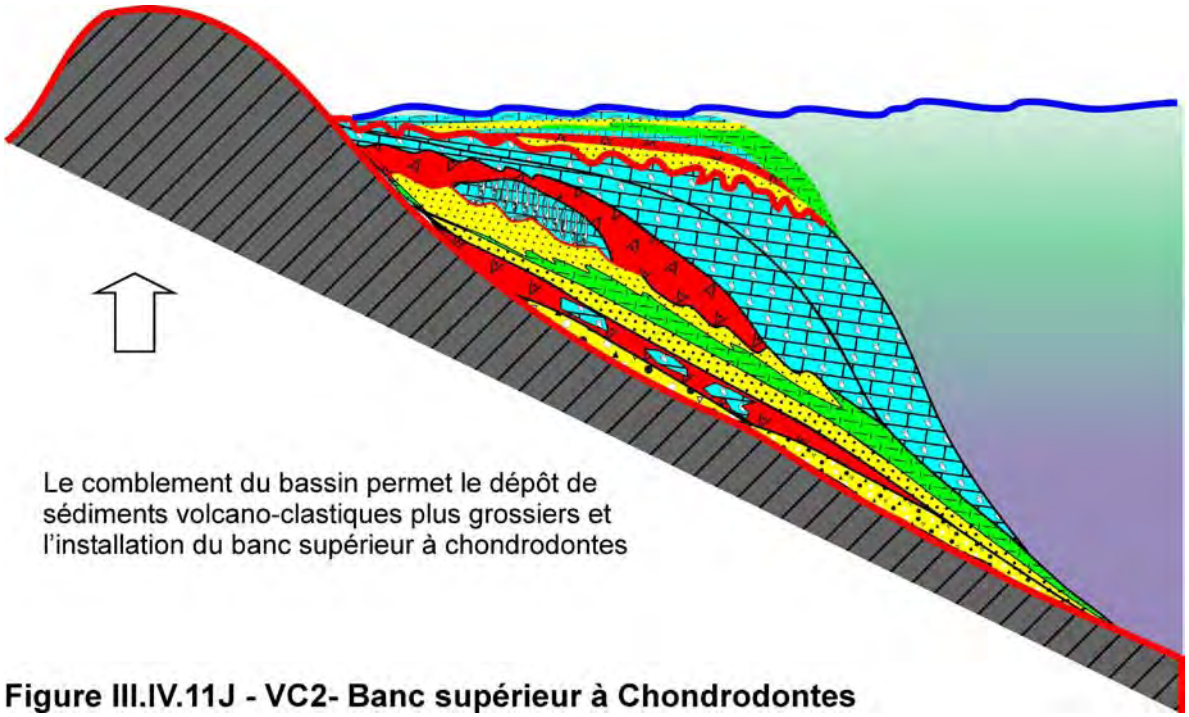


Figure III.IV.11J - VC2- Banc supérieur à Chondrodontes

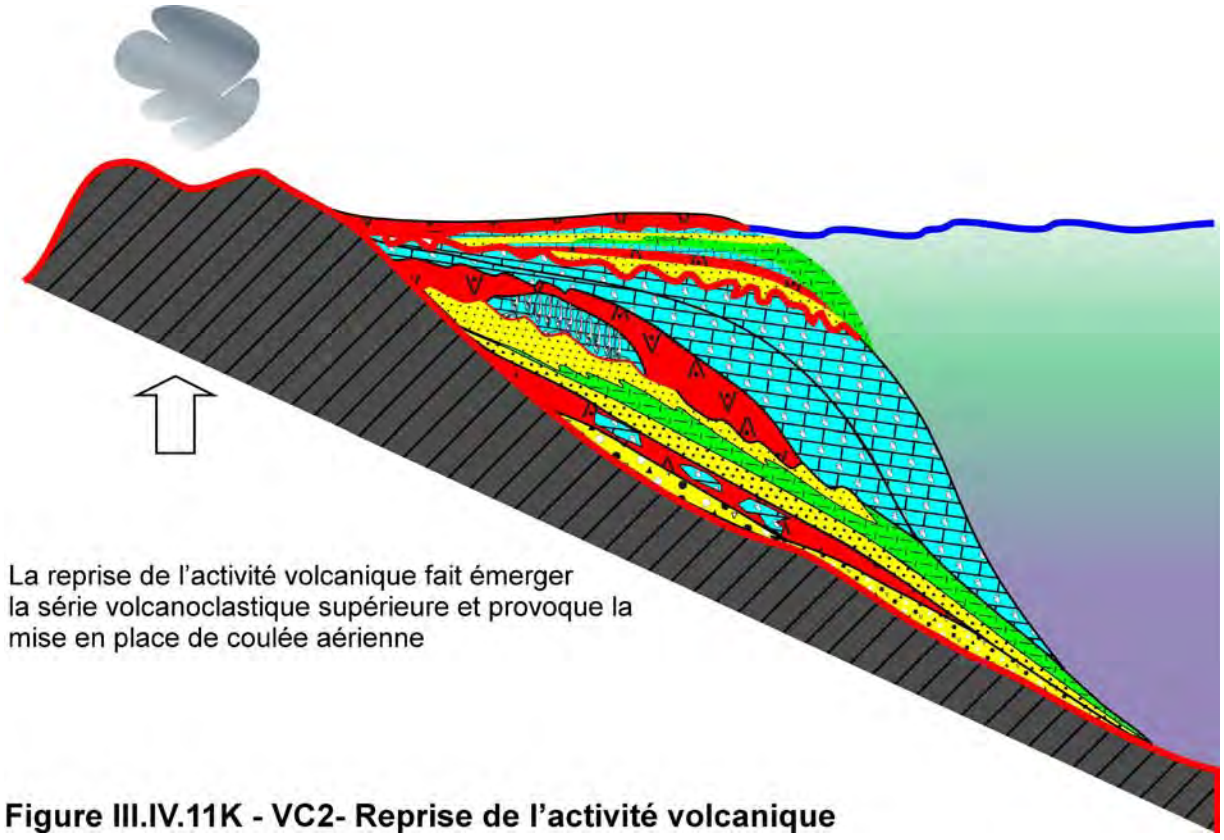


Figure III.IV.11K - VC2- Reprise de l'activité volcanique

(Fig. III.IV.11I), puis un comblement avec l'apparition de grès de plus en plus grossiers et proximaux. L'unité se termine par des bancs à chondrodontes (Fig. III.IV.11J). Comme pour la Série Volcanoclastique Inférieure, la sédimentation carbonatée est interrompue par un apport de matériel pyroclastique aérien (Fig. III.IV.11K). Après un niveau de paléosol, cet ensemble volcanique devient sub-aquatique.

UC2

La sédimentation marine reprend par des installations à chondrodontes, puis à rudistes se développant dans l'unité calcaire supérieure (Fig. III.IV.11L). Son évolution et son environnement sont à en tout point similaire à celle de l'Unité Calcaire Inférieure.

Cependant, la fin de l'histoire sédimentaire de l'arc n'est pas visible à cause de l'érosion anté Formation Rosario. Mais c'est dans cette période que se réalise l'accrétion de l'arc au continent et que va se mettre en place le plutonisme d'âge supérieur, puis la sédimentation molassique du Crétacé supérieur de la Formation Rosario.

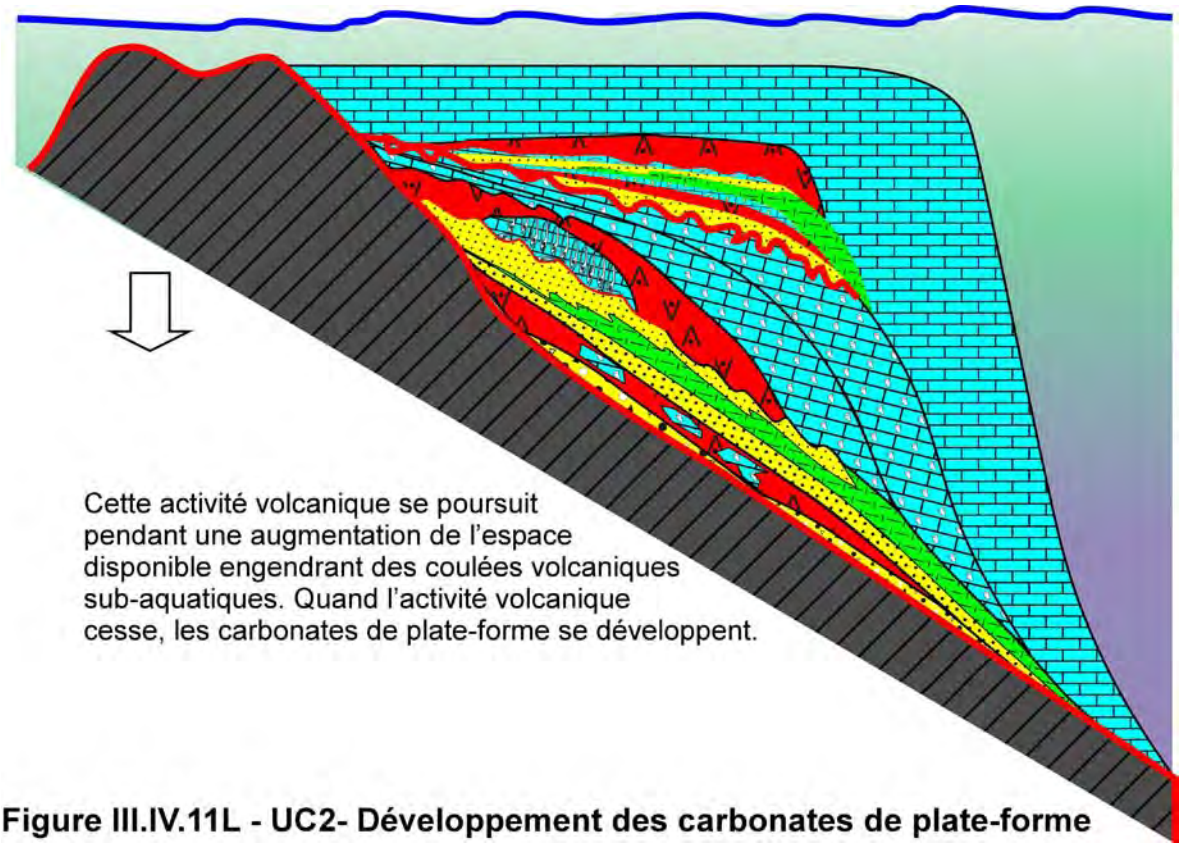


Figure III.IV.11L - UC2- Développement des carbonates de plate-forme

2 Corrélation et histoire volcanosédimentaire à Jalisco et Michoacán

Il est possible d'établir des corrélations entre les unités des coupes de Jalisco et du Michoacán (Fig. III.IV.12), à partir des informations biostratigraphiques et des évolutions des faciès et des assemblages.

La **première entité** corrélable des séries de Jalisco et du Michoacán est constituée par les unités I des coupes de la route de Chiquilistlán (CHQ) et de Tamazulita (TAM) dans l'état de Jalisco. Ces unités, constituées de faciès de bassin, contiennent des ammonites du Berriasien et du Valanginien pour la coupe de la route de Chiquilistlán (CHQ) et des radiolaires du Barrémien pour la coupe de Tamazulita (TAM). Elles peuvent être attribuées à la Formation Alberca. Cette entité n'est pas représentée dans le Michoacán. Ces unités correspondent à une période de sédimentation dans un bassin profond en présence d'un arc volcanique comme le montre les clastes volcaniques présents dans ces séries.

La **deuxième entité** corrélable est l'unité II de la coupe la route de Chiquilistlán et les unités II et III de la coupe de Tamazulita constituées par des conglomérats continentaux et des coulées volcaniques. Sachant que la Formation Tecalitlán située entre la Formation Alberca et la Formation Tepalcatepec [Pantoja Alor & Estrada Barraza, 1986 ; Corona Esquivel & Alencáster, 1995] correspond à la description de ces unités, on peut proposer que ces unités représentent cette formation, mais aucune contrainte stratigraphique n'existe. Cette entité correspond à une période d'activité volcanique importante formant un arc volcanique émergé comme le suggèrent les dépôts continentaux.

Les entités suivantes correspondent à la formation Tepalcatepec.

La **troisième entité** corrélable est constituée par l'unité III de la coupe de la route de Chiquilistlán et la première unité de la coupe de la carrière de Calfina (Jalisco). Les corrélations sont faites par encadrement, car il n'existe aucune information biostratigraphique sur cette entité. Celle-ci est constituée par des grès à ciment calcaire, des grès rouges à paléosols, des marnes et des calcaires riches en matériel terrigène, parfois oolithiques. Cette entité très hétérogène témoigne de l'absence d'une réelle plate-forme carbonatée à Jalisco entre le Barrémien et l'Albien.

Les séries de Basse Californie datées de l'Albien inférieur pourraient être des équivalents de cette entité.

La **quatrième entité** présente une homogénéité plus importante. Elle est constituée des unités IV de la coupe de la route de Chiquilistlán et II de la coupe de la carrière Calfina à Jalisco. Elle débute après une limite de séquence et une brèche calcaire visible dans chaque site. Elle se compose de successions de calcaires noduleux et de calcaires plus massifs à rudistes. Elle représente une période où le volcanisme ne se manifeste pas ou plus. Cette entité est datée de l'Albien moyen et de l'Albien supérieur.

La **cinquième entité** corrélable est constituée par l'unité III de la coupe de San Juan de Alima (Michoacán), l'unité V de la coupe de la route de Chiquilistlán, et respectivement les unités III et I des coupes des carrières Calfina et Calteco (Jalisco). Cette entité, datée de l'Albien supérieur, présente aussi une relative homogénéité de faciès ; ce sont des calcaires plus argileux présentant une faune caractéristique de milieux plus ouverts. Des niveaux possiblement anoxiques riches

en matière organique sont présents dans la coupe de San Juan de Alima (Michoacán) et dans celles des carrières de Tecolotlán. Cette entité correspond donc à une période sans volcanisme apparent mais où les conditions environnementales sont plutôt défavorables à la production carbonatée comme en témoignent la plus grande proportion d'argiles et les niveaux riches en matière organique.

Les unités I et II de la coupe de la route de San Juan de Alima (Michoacán) sont d'âge équivalent à cette entité ; cependant il n'existe pas d'équivalent environnemental à ces alternances de petites plates-formes à rudistes et de matériel volcanique (pyro- et épiclastique) dans les séries de Jalisco. Les séries de Basse Californie présentent des environnements similaires, mais elles sont plus anciennes (Albien inférieur).

La **sixième entité** corrélable est constituée par l'unité IV de la coupe de San Juan de Alima (Michoacán), l'unité VI de la coupe de la route de Chiquilistlán et les unités IV, II et I respectivement des coupes des carrières de Calfina, Calteco et Cemex près de Tecolotlán (Jalisco).

Ce sont des calcaires très massifs en bancs très épais de plate-forme interne à rudistes. Cette entité, datée de l'Albien supérieur, correspond à une période propice au développement de plate-forme carbonatée pendant une période de forte subsidence comme en témoignent les épais bancs de calcaires ne montrant pas d'apports volcaniques.

La **septième entité** corrélable est constituée par l'unité V de la coupe de San Juan de Alima (Michoacán), l'unité VII de la coupe de la route de Chiquilistlán et l'unité II de la coupe de la carrière Cemex près de Tecolotlán (Jalisco). Ce sont des calcaires argilo-gréseux en lits fins montrant des faunes de plate-forme externe. La présence de rudistes (*Texicaprina* sp.) dans la coupe de la carrière Cemex donne un âge albien supérieur dans cette région. Cette période débute après une limite de séquence importante montrant une discordance visible aussi bien dans la coupe de San Juan de Alima (Michoacán) que dans la carrière Cemex (Jalisco). Elle correspond à un *drowning* probable des plates-formes comme en témoignent les faciès de plate-forme externe riches en matériel terrigène. Cette entité a été décrite comme une formation spécifique : la formation Madrid.

La **huitième entité** corrélable est constituée par les unités VI de la coupe de San Juan de Alima (Michoacán) et VIII de la coupe de la route de Chiquilistlán (Jalisco). Ce sont des calcaires argileux à coraux et à grands rudistes *Immanitas* attribués à l'Albien supérieur et au Cénomanien inférieur. La microfaune rencontrée présente des formes précurseurs du Cénomanien.

La **neuvième entité** est représentée par les grès de l'unité IX de la coupe de la route de Chiquilistlán contenant des faunes de gastéropodes attribués à l'Albien supérieur. Mais compte tenu de la précision stratigraphique des gastéropodes, le Cénomanien n'est pas exclu.

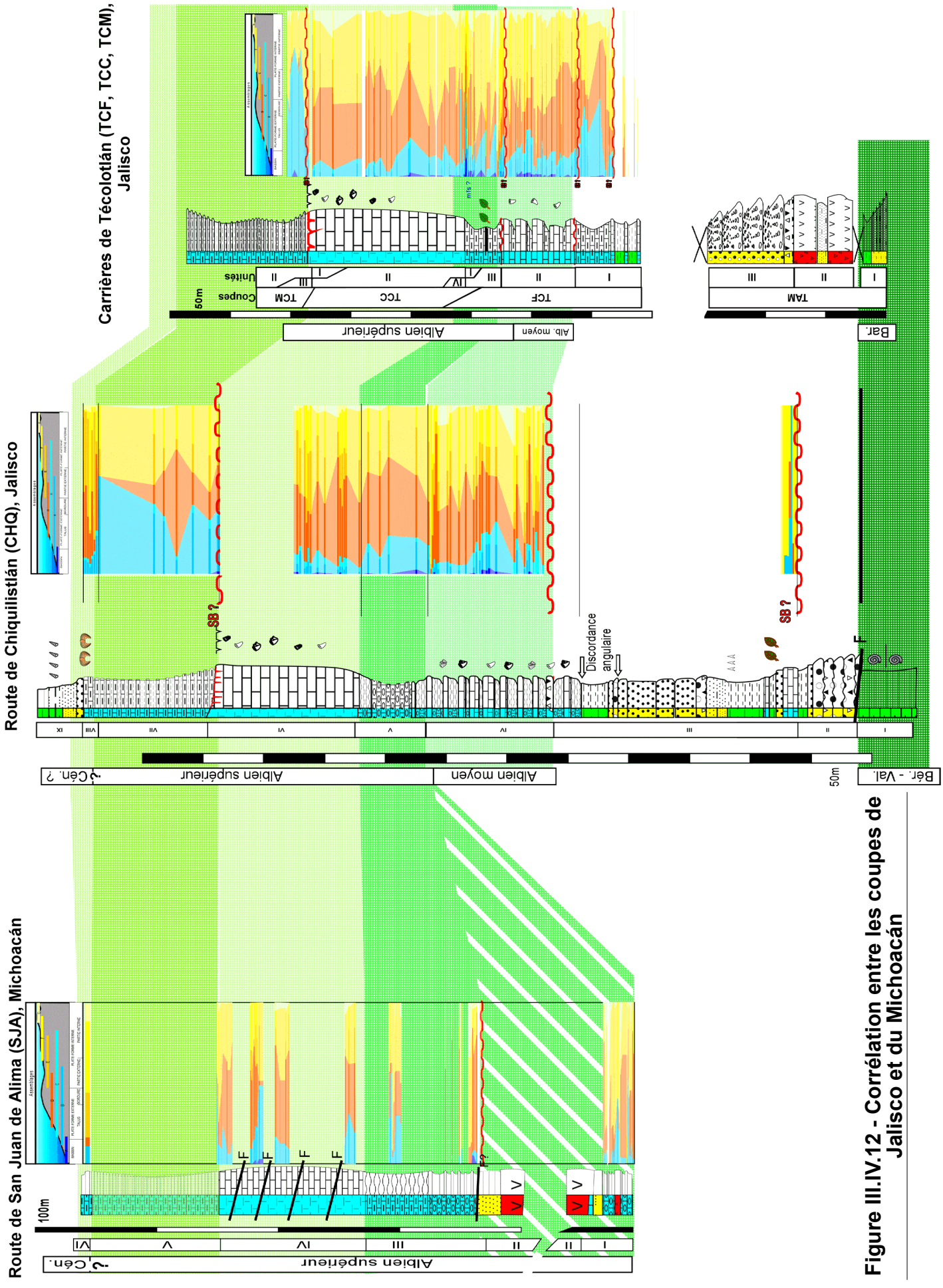


Figure III.IV.12 - Corrélation entre les coupes de Jalisco et du Michoacán

Discussion sur l'accrétion de l'arc au continent

L'accrétion de l'arc volcanique du terrane Guerrero au continent est généralement attribuée au Cénomanien, époque à laquelle le démantèlement du matériel volcanique provenant de l'arc est sédimenté sur les plates-formes carbonatées de l'est du Mexique [Tardy & Maury, 1973]. Mais Dickinson & Lawton [2001] proposent un âge antérieur (Aptien inférieur) pour l'accrétion de l'arc au craton. Ils expliquent que ces faciès carbonatés dépourvu de matériel volcanique du Terrane Guerrero sont similaires à ceux présents plus à l'est en domaine cratonique et auraient donc une histoire commune avec ces plates-formes cratoniques commençant après l'accrétion de l'arc au continent.

L'accrétion de l'arc au continent est sûrement associée à une discordance angulaire entre les séries ante- et post-accrétion.

Il existe deux candidats pour cette discordance angulaire matérialisant l'accrétion de l'arc au continent. Le premier est multiple et est visible au sommet de la troisième entité grâce à deux discordances angulaires successives présentes dans la coupe de la route de Chiquilistlán et une surface d'érosion surmontée par une brèche, visible dans les coupes de la route de Chiquilistlán et des carrières de Tecolotlán. Cet ensemble de marqueurs d'érosion marque la fin de l'influence volcanique en séparant des conglomérats et des litarénites à clastes volcaniques, des carbonates de plate-forme sus-jacents. La fin de cette influence volcanique est antérieure à l'Albien moyen. Or, il existe à San Juan des Alima des calcaires de l'Albien supérieur intercalés de laves montrant une persistance de l'activité volcanique. Donc, soit San Juan de Alima est situé sur un arc distinct accrété plus tardivement au continent, soit ce premier ensemble de discordances et de surfaces d'érosion ne représente pas l'accrétion d'un arc unique comportant les séries de Jalisco et du Michoacán. Cette possibilité est en accord avec la proposition de Dickinson & Lawton [2001] qui date de l'Aptien inférieur l'accrétion du Guerrero au continent.

Le second candidat pouvant matérialiser l'accrétion de l'arc au continent est le contact érosif et discordant entre la sixième et la septième entité. Ce contact est visible dans la coupe de la route de Chiquilistlán et dans celle des carrières de Tecolotlán. Le contact n'a pas été observé à San Juan de Alima, mais comme dans les autres coupes, il correspond à un changement brutal dans la nature des dépôts. Cette septième entité, aisément repérable par sa lithologie, présente une extension régionale qui lui a value la création d'une formation (Formation Madrid) par les travaux inédits de Petróleos Mexicanos en 1975 dans la région de Jalisco et de Michoacán. Dans l'hypothèse où le contact entre la sixième et la septième entité représente l'accrétion de l'arc au continent, celle-ci serait Albien supérieur ce qui est plus en accord avec la proposition de Tardy & Maury [1973] datant du Cénomanien l'accrétion de l'arc au continent.

Étant donné la proximité des sites de Jalisco et du Michoacán, l'importance de la discordance angulaire et le changement important du régime de plate-forme entre la sixième et la septième entité, c'est cette seconde hypothèse qui est privilégiée.

Chapitre Quatrième :
Conclusion

Le but de ce travail était de décrire les stratégies d'installation, de développement et de disparition de plates-formes carbonatées sur les édifices volcaniques du Terrane Guerrero, mais aussi d'établir des datations et de proposer une évolution de ces séries carbonatées dans un contexte volcanique.
Les stratégies d'installation des carbonates dans un contexte volcanique ont été identifiées en différents types de paraséquences grâce à une étude des faciès et des assemblages écologiques. Les principaux résultats sont la mise en évidence du développement d'organismes encroûtants fixant les grains volcaniques entre eux et stabilisant ainsi le fond marin, avant l'installation d'organismes constructeurs, d'abord tolérants aux apports détritiques comme les chondrodontes, puis communs aux plates-formes carbonatées crétacés comme les rudites.
Ce type d'étude a permis aussi de caractériser l'évolution de ces carbonates dans le contexte volcanique. De plus, grâce à l'utilisation d'une coupe de référence dans le bassin du Chihuahua, afin de donner un cadre bio- et chimiostratigraphique, il a été possible de proposer une reconstitution cette évolution grâce aux principaux événements présents dans la période de l'Aptien et de l'Albien. Ces événements sont de grandes fluctuations du niveau marin et la présence d'événements anoxiques.

D'après Haq *et al.* [1988a], les fluctuations du niveau marin pour cette période se résument en trois grands épisodes :

- à l'Aptien, après une chute importante du niveau marin, matérialisée par une limite de séquence, il existe une transgression aboutissant à un maximum de transgression à la base de l'Aptien supérieur ;
- la base de l'Albien est marquée par une importante chute du niveau marin suivie par une rapide transgression ;
- cette transgression se poursuit pendant tout l'Albien avec de petites variations.

Voici la succession des événements qui ont pu être caractérisé dans le bassin de Chihuahua et dans les sites du Terrane Guerrero (Fig. IV.1).

Berriasien-Barrémien

Cette période n'a pas été étudiée en détail dans ce travail, mais des séries de cet âge ont été observées dans le bassin de Chihuahua (sédiments clastiques et évaporitiques des formations Navarrete et Las Vigas).
L'histoire du Terrane Guerrero commence aussi dès cette période dans le site de Jalisco par les dépôts de la Formation Alberca caractéristiques de dépôts de bassin en présence d'un arc volcanique.
Par contre, il n'existe pas d'enregistrement de cette période dans les sites de Basse Californie.

Aptien

D'après la courbe eustatique de Haq *et al.* [1988a], l'Aptien inférieur présente une importante

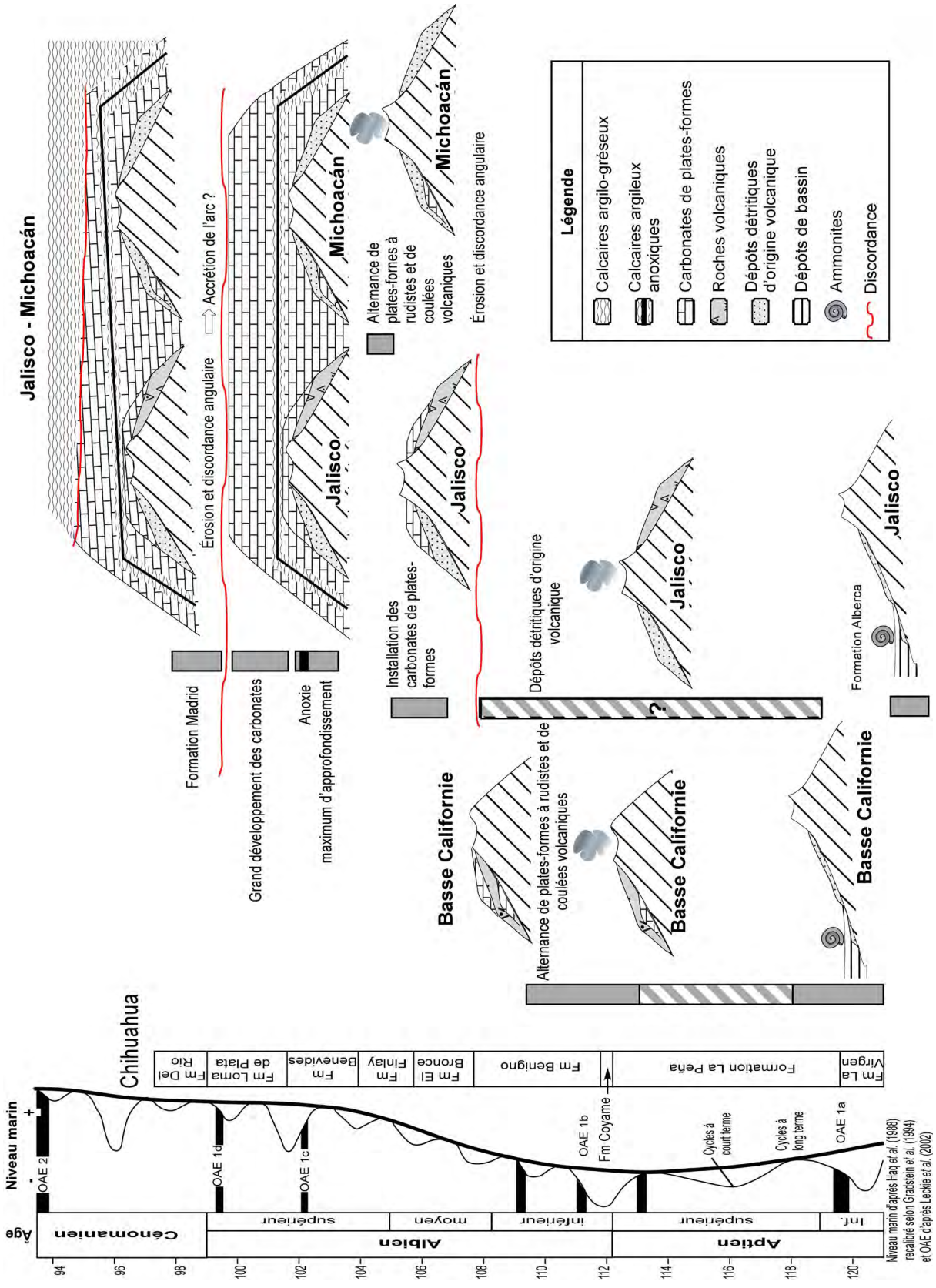


Figure IV.1 - Principaux événements dans les séries du Terrane Guerrero

transgression se terminant à la base de l'Aptien supérieur. Ce dernier est caractérisé par une stagnation du niveau marin voire une légère baisse.
Dans le Chihuahua, la transgression de l'Aptien inférieur est visible dans la coupe de Cuchillo Parado par le passage des évaporites de la Formation La Virgen de l'Aptien inférieur aux calcaires argileux hémipélagiques de la Formation La Peña. Nous avons daté le début de cette formation dans l'Aptien inférieur par la présence d'ammonites (*Dufrenoyia justinae*). L'Aptien supérieur est représenté par la suite de la Formation La Peña.
La courbe isotopique du carbone montre deux pics positifs atteignant 2 ‰ séparés par 2 pics très négatifs que l'on retrouverait dans certaines courbes de la Téthys occidentale (chapitre deuxième § IV « Isotopes stables du carbone et de l'oxygène »), malgré la présence de matière organique modifiant le signal lors de la diagenèse.
En Basse Californie, l'Aptien est représenté par des dépôts de carbonates détritiques contenants des ammonites (*Dufrenoyia* aff. *justinae*) de l'Aptien inférieur.

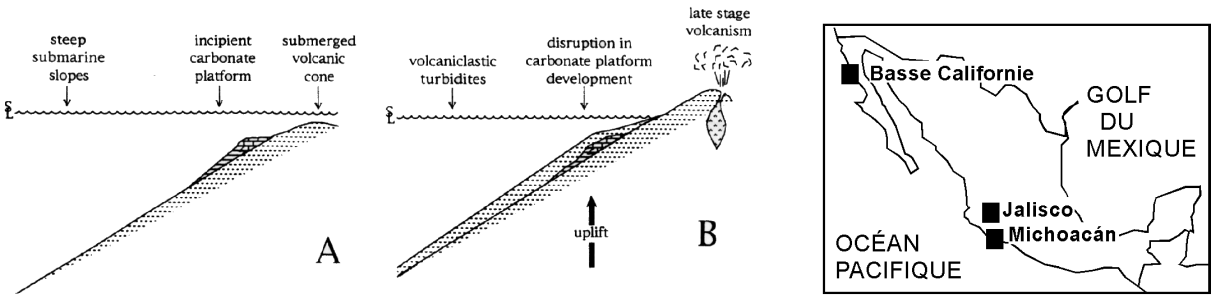
L'Aptien n'a pas été caractérisé dans les sites de Jalisco et de Michoacán, mais il a été observé des séries détritiques volcanogènes intercalés de carbonates dans les sites de Jalisco postérieures au Barrémien et antérieure à l'Albien moyen.
Certains auteurs [Buitrón *et al.*, 1978; Bermudez Santana, 1991, 1994; Buitrón Sanchez & López Tinajero, 1995; Corona Esquivel & Alencáster, 1995; Omaña Pulido & Pantoja Alor, 1998], rapportent la présence de série de cette période dans la région de Jalisco et Michoacán.

Limite Aptien - Albien

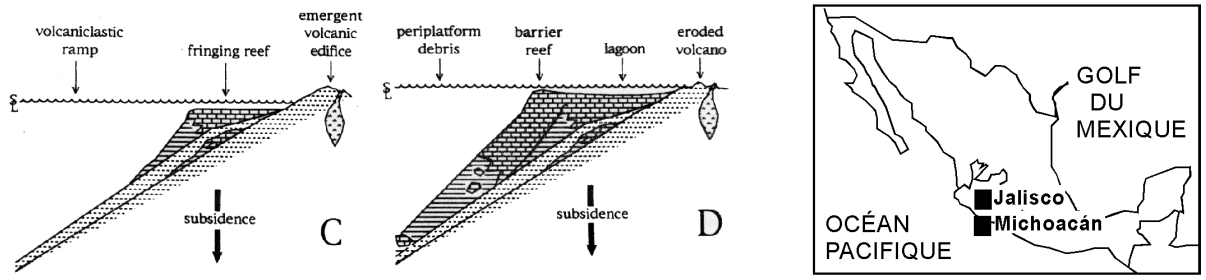
Elle a été mise en évidence dans la sierra Cuchillo Parado (Chihuahua) par des ammonites, entre les formations La Peña et Coyame.
Elle a probablement été identifiée en Basse Californie, dans des niveaux de calcaires à rudistes. Mais des problèmes de datations subsistent. Dans la même coupe ont été trouvés des *Mesorbitolina pervia* généralement connues dans l'Aptien supérieur et des rudistes Caprinidae (*Coalcomana ramosa, Caprinuloidea perfecta*) attribués à l'Albien inférieur.
A partir des informations données par la stratigraphie isotopique montrant un pic positif à 4‰ et un pic très négatif du $\delta^{13}C$, il est possible de proposer un âge aptien pour ces niveaux de calcaires à rudistes ; mais il faut prolonger dans l'Albien inférieur, l'extension stratigraphique de *Mesorbitolina pervia* et faire débuter celle des rudistes (*Coalcomana ramosa, Caprinuloidea* perfecta) dès l'Aptien supérieur.

Albien inférieur

D'après la courbe eustatique de Haq *et al.* [1988a], il existe une chute importante du niveau marin créant une limite de séquence du dépôt à la base de l'Albien.
Dans le Chihuahua, dans la section de la Sierra Boquilla, le passage des calcaires hémipélagiques de la Formation Coyame aux calcaires récifaux à rudistes de la Formation Benigno montre par une érosion et une chute rapide du $\delta^{13}C$ un limite de séquence, correspondant probablement cette limite majeure de séquence de dépôt dans l'Albien inférieur. Cela impliquerait que la



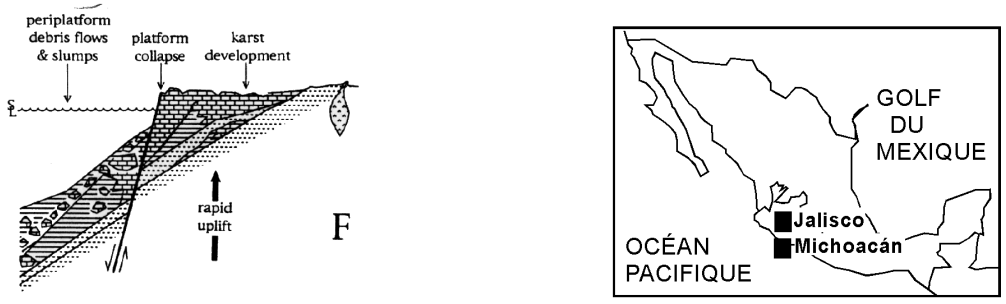
A et B - Période d'alternance de carbonates de plates-formes et de matériel volcanique (Albien inférieur en Basse Californie, anté-Albien moyen à Jalisco, et Albien supérieur au Michoacán)



C et D - Fin de l'activité volcanique et début du grand développement des carbonates de plates-formes pendant l'Albien moyen et supérieur



E - Subsidence thermique et développement conséquent des carbonates de plates-formes pendant l'Albien moyen et supérieur



F -Accrétion de l'arc au continent et karstification à l'Albien supérieur



Soja (1996)

G - Ennoiement des carbonates de plates-formes lors du haut niveau marin Albien supérieur

Figure IV.2 - Plates-formes carbonatées du Terrane Guerrero et modèle d'évolution des carbonates sur les îles volcaniques de Soja (1996)

Formation Coyame (datée de l'Albien) s'est déposée pendant un bas niveau marin durant un très court intervalle de temps entre la limite Albien – Aptien et la limite de séquence à la base de l'Albien. Ceci semble peu compatible avec la forte épaisseur de faciès hémipélagiques que représente cette formation. L'explication réside peut-être dans des événements tectoniques liés à la nature en *pull-apart* du bassin du Chihuahua, ou à un régime différent des plates-formes en fonction des nutriments.

Par contre en Basse Californie, on observe des alternances de coulées volcaniques et de calcaires à rudistes, ne permettant pas de mettre en évidence une chute importante du niveau marin. Les nombreuses discontinuités que l'on observe sont toujours liées au volcanisme et à son impact local plutôt qu'à des changements globaux.

Dans les coupes de Jalisco, il existe des séries détritiques volcanogènes intercalés de carbonates antérieure à l'Albien moyen, montrant des limites de séquences importantes.
Dans le Michoacán, il n'y a pas d'information sur cette limite car la série commence dans l'Albien supérieur.

L'ensemble de l'Albien est caractérisé par une très importante hausse du niveau marin [Haq *et al.*, 1988a] et le développement de grandes plates-formes carbonatées.
Dans le Chihuahua, ce grand développement des plates-formes carbonatées débute par la Formation Benigno. Celle-ci est datée de l'Albien inférieur et de l'Albien moyen basal, par encadrement par des ammonites (Douvilleiceratinae et *Metengonoceras* sp.), et par la présence de foraminifères benthiques (*Barkerina barkerensis* et *Paracoskinolina walnutensis*).

En Basse Californie, l'Albien inférieur est également marqué par le développement de plates-formes carbonatées. Cependant, les pics d'activité de l'arc volcanique de Basse Californie interrompent ce développement. Le contexte des carbonates de la formation Alisitos de Basse Californie pourrait correspondre aux périodes A et B d'alternance de plates-formes carbonatées et de manifestations volcaniques mise en évidence par le modèle de Soja [1996] (Fig. IV.2).

Dans les sites de Jalisco, l'Albien inférieur est possiblement représenté par des séries détritiques volcanogènes intercalés de carbonates détritiques.

Albien moyen

La transgression initiée au cours de l'Albien inférieur se poursuit. Elle est marquée dans le Chihuahua par les dépôt de la Formation El Bronce datée par la présence d'une ammonite (*Metengonoceras* sp.) et de foraminifères (*Barkerina barkerensis* et *Paracoskinolina walnutensis*).

Il n'existe pas d'enregistrement sédimentaire de cette période en Basse Californie. Celui-ci reprend au Campanien par les séries post-arc de la Formation Rosario.

Dans les sites de Jalisco, la transgression permet le développement de faciès de plates-formes carbonatées en petites séquences à rudistes sur les dépôts détritiques d'origine volcanique sous-jacent. Ces séries carbonatées caractérisées par l'absence de manifestation volcanique sont postérieures à l'activité de l'arc. Ce qui fait dire à Dickinson & Lawton [2001] que l'accrétion de l'arc volcanique a eut lieu. Toutefois ces séries peuvent être rattachées à la période C du modèle de Soja [1996] (Fig. IV.2) où l'activité volcanique a cessé, mais avant la période F du modèle de Soja [1996] (Fig. IV.2) pouvant représenter l'accrétion de l'arc au continent.

Albien supérieur

D'après la courbe eustatique de Haq *et al.* [1988a], cette période présente un maximum de transgression et il existe un événement anoxique (OAE 1c) dans la partie moyenne de l'Albien supérieur [Leckie *et al.*, 2002].

Dans le Chihuahua, La présence de foraminifères benthiques (*Dicyclina* cf. *schlumbergeri*) et d'ammonites (entre autres *Diploceras* (*Diploceras*) *cristatum* et *Adkinsites bravoensis*) date les formations Finlay, Benevides et Loma de Plata de l'Albien supérieur. La formation Finlay contient des faciès anoxiques laminés (OAE 1c ?).

Dans les sites de Jalisco et du Michoacán, les séries datées de ce sous-étage par des foraminifères benthiques (*Dicyclina* cf. *schlumbergeri*, *Pseudorhapydionina* cf. *dubia*, et *Broeckinella* cf. *aragonensis*) présentent un maximum d'approfondissement montrant une possible anoxie (OAE 1c ?) par des niveaux à plantes riches en matière organique. Les séries se poursuivent par le développement de plates-formes très massives à rudistes, favorisées par la subsidence thermique, qui correspondraient à la période E du modèle de Soja [1996] (Fig. IV.2).
Un âge albien supérieur est proposé pour l'accrétion de l'arc supportant les sites de Jalisco et du Michoacán à partir du changement environnemental que représente la formation Madrid discordante. Cette accrétion pourrait correspondre à l'étape F, et la Formation Madrid de plate-forme externe à l'étape G du modèle de Soja [1996] (Fig. IV.2).

Cénomanien

D'après Haq *et al.*[1988a], le Cénomanien est caractérisé par un haut niveau marin, mais il existe une limite de séquence créée par une chute importante du niveau marin dans sa partie moyenne.
Dans le Chihuahua, le Cénomanien daté par des ammonites et des bivalves (*Mariella* (*Wintonia*) cf. *bosquensis* et *Ilymentogyra arietina*) correspond à un changement brutal dans le régime sédimentaire avec la fin des plates-formes carbonatées et le dépôt de faciès hémipélagiques riches en matériel terrigène des formations Buda et Del Rio. Toutefois Haenggi [2002] place le changement important après ces formations et avant la Formation Ojinaga (Cénomanien à Santonien inférieur ?) qui est formée de sédiments clastiques dérivés des cordillères se mettant en place pendant la phase Sevier.

Dans les sites de Jalisco et Michoacán, il n'existe pas de séries datées avec certitude du Cénomanien, mais la fin des dépôts marins présente une microfaune précurseur du Cénomanien et des rudistes (*Immanitas* sp) attribués à l'Albien supérieur et au Cénomanien.
Les ultimes dépôts gréseux avant les séries volcaniques Tertiaire n'ont fournit aucune information biostratigraphique.

De ce résumé des principaux événements marquant les carbonates de plates-formes depuis l'Aptien jusqu'au Cénomanien inférieur, il en résulte que :

- le développement de ces carbonates dans le Chihuahua semble principalement contrôlé par des facteurs globaux (à part peut-être la Formation Coyame probablement affectée par la tectonique liée à la nature en *pull-apart* du bassin de Chihuahua ou montrant des conditions environnementales spécifiques) ;
- dans le Terrane Guerrero, avant l'Albien moyen (voire supérieur pour le Michoacán), c'est le facteur local (volcanisme d'arc) qui contrôle le développement de ces plates-formes ;
- par contre à partir de l'Albien moyen - supérieur, le haut niveau marin est tel, que même en domaine de marge active, le développement des carbonates de plates-formes est conséquent ;
- et enfin, l'accrétion de l'arc au continent induit un changement dans la nature des plates-formes carbonatées (Formation Madrid).

Bibliographie

Adatte T., W. Stinnesbeck & G. Keller (1996). - Lithostratigraphic and mineralogic correlations of near K/ T boundary clastic sediments in northeastern Mexico; implications for origin and nature of deposition. *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in Earth history.* G. Ryder, D. Fastovsky & S. Gartner, Eds., Boulder, CO, United States, Geological Society of America (GSA). 307: 211-226.

Albritton C. C., Jr. & J. F. Smith, Jr. (1965). - *Geology of the Sierra Blanca area, Hudspeth County, Texas*. Reston, VA, United States, U. S. Geological Survey.

Alencáster G. & J. Pantoja Alor (1986). - *Coalcomana ramosa* (Boehm) (Bivalvia - Hippuritacea) del Albiano temprano del Cerro de Tuxpan, Jalisco. *Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana* XLVII(1): 33-45.

Alfonso Z. J. (1978). - Geologia regional del sistema sedimentario cupido. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 30(1-2): 1-55.

Alfonso Z. J. (1987). - Paleogeografía Chihuahua-Coahuila. *Ingenería Petrolera* XXVII(1): 9-20.

Allan J. R. & R. K. Matthews (1977). - Carbon and oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools; surface and subsurface data, Barbados, West Indies. *Geology (Boulder)* 5(1): 16-20.

Allan J. R. & R. K. Matthews (1982). - Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology* 29(6): 797-817.

Allison E. C. (1955). - Middle Cretaceous Gastropoda from Punta China, Baja California, Mexico. *Journal of Paleontology* 29(3): 400-432.

Allison E. C., (1964a). - The Bivalvia of the Alisitos Formation, northwestern Baja California, México. *Ph.D thesis*, 456, Berkeley, University of California.

Allison E. C. (1964b). - Geology of areas bordering gulf of California. *Marine Geology of the Gulf of California - a symposium? MEMOIR N°3*, AAPG.

Allison E. C. (1974). - The type Alisitos Formation (Cretaceous, Aptian-Albian) of Baja California and its bivalve fauna. *A guidebook to the geology of peninsular California*. G. Gastil & J. Lillegraven, Eds.: 20-59.

Almazán Vázquez E., (1983). - La formation volcano-sédimentaire d'Alisitos, péninsule de basse Californie, Mexique; un paléo-arc albo-aptien; étude stratigraphique, structurale, pétrographique et géochimique. *Thèse Doctorale*, 228, Paris, Univ. Paris 11, Paris, France.

Almazán Vázquez E. (1988a). - Geoquimica de las rocas volcanicas de la Formacion Alisitos del Arroyo la Bocana en el Estado de Baja California Norte; Geochemistry of volcanic rocks of the Alisitos Formation in Arroyo La Bocana in Baja California Norte. *Revista - Instituto de Geologia* 7(1): 78-88.

Almazán Vázquez E. (1988b). - Marco paleosedimentario y geodinamico de la Formacion Alisitos en la Peninsula de Baja California; Paleosedimentary and geodynamic record of the Alisitos Formation of Baja California. *Revista - Instituto de Geologia* 7(1): 41-51.

Almazán Vázquez E. & B. E. Buitron (1984). - Bioestratigrafia del Cretacico Inferior de Baja California Norte, Mexico. *III Congreso Latinoamericano de paleontologia*, Oaxtepec, Mexico.

Amsbury D. L. (1958). - Geologic map of Pinto Canyon area, Presidio County, Texas, University of Texas, Bureau of Economic Geology, [Geologic Quadrangle Map 22], 1:50 000

Anderson T., H. & V. Schmidt, A. (1983). - The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of America - Bulletin* 94: 941-966.

Arnaud Vanneau A. (1980). - Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). *Géologie Alpine, Mémoire HS* 11(1-3).

Arnaud-Vanneau A., D. D. Bergersen, G. F. Camoin, P. Ebren, J. A. Haggerty, J. G. Ogg, I. Premoli Silva & P. R. Vail (1995). - A model for depositional sequences and systems tracts on small, mid-ocean carbonate platforms; examples from Wodejebato (sites 873-877) and Limalok (Site 871) guyots. *Northwest Pacific atolls and guyots; covering Leg 144 of the cruises of the drilling vessel JOIDES Resolution, Majuro Atoll to Yokohama, Japan, sites 871-880 and Site 801*. J. A. Haggerty, I. Premoli Silva, F. Rack & M. K. McNutt, Eds., College Station, Tx, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 144: 819-840.

Arthur M. A., H.-J. Brumsack, H. C. Jenkyns & S. O. Schlanger (1990). - Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. *Cretaceous resources, events and rythms*. R. N. Ginsburg & B. Beaudoin, Eds., Dordrecht, Netherlands, Kluwer: 75-119.

Beal C. H. (1948). - Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico. *Geological Society of America - Memoir* 31: 1-138.

Beerling D. J., M. R. Lomas & D. R. Groecke (2002). - On the nature of methane gas-hydrate dissociation during the Toarcian and Aptian ocean anoxic events. *American Journal of Science* 302(1): 28-49.

Beggs J. M., (1983). - Stratigraphy, petrology, and tectonic setting of the Alisitos Group, Baja California, Mexico. *Ph.D. thesis*, 236, University of California, Santa Barbara, Santa Barbara, CA, United States.

Beggs J. M. (1984). - Volcaniclastic rocks of the Alisitos Group, Baja California, Mexico. *Geology of the Baja California peninsula*, San Diego, CA, United States, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, annual meeting.

Ben-Avraham Z., A. Nur, D. Jones & A. Cox (1981). - Continental accretion; from oceanic plateaus to allochthonous terranes. *Solid Earth.* L. Drake Charles & E. Schmitt Lois, Eds., Washington, DC, United States, American Association for the Advancement of Science. 213; 4503: 47-54.

Berggren W. A., D. V. Kent, M. P. Aubry & J. Hardenbol (1995). - Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation; unified temporal framework for an historical geology. *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation.* A. Berggren William, V. Kent Dennis, P. Aubry Marie & J. Hardenbol, Eds., Tulsa, OK, United States, SEPM (Society for Sedimentary Geology). 54: v-vi.

Bermudez Santana J. C., (1991). - Investigation de cecuencias volcanosedimentarias mediante dataciones isotopico-bioestratigraficas. *internal report* Mexico D.F., Instituto Mexicano del Petroleo,

Bermudez Santana J. C., (1994). - Estratigrafia de una secuencia volcanosedimentaria del cretacico inferior de la region de tepalcatepec-coalcoman, Michoacan : integrando metodos bioestratigraficos y radiometricos. *Tesis de Maestría*, Mexico, D.F., Instituto Politecnico Nacional.

Bilodeau W. L. (1982). - Tectonic models for Early Cretaceous rifting in southeastern Arizona. *Geology (Boulder)* 10(9): 466-470.

Bilodeau W. L. & F. A. Lindberg (1983). - Early Cretaceous tectonics and sedimentation in southern Arizona, southwestern New Mexico, and northern Sonora, Mexico. *Mesozoic paleogeography of the West-Central United States.* W. Reynolds Mitchell & D. Dolly Edward, Eds., Denver, CO, United States, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Rocky Mountain Section. 2: 173-188.

Blake M. C. J. (1985). - Tectonostratigraphic terranes of the northern Coast Ranges, California. *Tectonostratigraphic terranes of the CircumPacific region: CircumPacific Council for Energy and Mineral Resources,*. D. G. Howell, Ed. Houston, Texas, Earth Sciences Series. 1: 159-171.

Blanc E. J. P., M. C. Blanc-Alétru & P. O. Mojon (1998). - Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in the uppermost Aptian to lowermost Albian transgressive deposits of the Chihuahua basin (Mexico). *Geologische Rundschau* 86(4): 875-883.

Bonneau M. (1972). - Données nouvelles sur les séries crétacées de la côte pacifique du Mexique. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7(XIV): 55-65.

Bralower R. J., E. CoBabe, B. Clement, W. V. Sliter, C. L. Osburn & J. Longoria (1999). - The record of global change in mid-Cretaceous (Barremian- Albian) sections from the Sierra Madre, northeastern Mexico. *Journal of Foraminiferal Research* 29(4): 418-437.

Bralower T. J. & H. R. Thierstein (1984). - Low productivity and slow deep-water circulation in Mid-Cretaceous oceans. *Geology (Boulder)* 12(10): 614-618.

Brumsack H. J. (1980). - Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic Ocean (DSDP legs 11, 14, 36 and 41). *Chemical Geology* 31(1-2): 1-25.

Buitrón B. E., A. J. Pantoja & G. Alencaster (1978). - Secuencia estratigrafica del Cretacico inferior del Cerro de Tuxpan, Jalisco. *IV convencion geologica nacional; resumenes.* R. Chinas Lalo, Ed. Mexico, D.F., Mexico, Sociedad Geologica Mexicana. 39; 1: 12.

Buitrón Sanchez B. E. & Y. López Tinajero (1995). - Mollusk Gastropods in a Lower Cretaceous Rudist-bearing Formation of Jalisco, West Central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas* 12(2): 157-168.

Burckhardt C. (1910). - Nuevos datos sobre el jurasico y el cretacico en Mexico. *Boletin del Instituto Geologico de Mexico*: 281-301.

Burrows R. H. (1909). - Geology of northern Mexico. *M Sc Press* 99: 290-294, 324-327.

Burrows R. H. (1910). - Geology of northern Mexico.

Busby C., W. R. Morris, L. Blikra & Anonymous (1998). - Tectonic controls on the sequence stratigraphic framework of a forearc strike-slip basin, Baja California (Mexico). *American Association of Petroleum Geologists 1998 annual meeting* 1998.

Busby-Spera C. J., W. R. Morris & P. L. Abbott (1988). - Geologic field guide to selected Cretaceous forearc and intra-arc rocks of Baja California del Norte, Mexico This extended land; geological journeys in the southern Basin and Range. D. L. Weide & M. L. Faber, Eds.: 311-330.

Bushee J., J. Holden, B. Geyer & G. Gastil (1963). - Lead-Alpha Dates for Some Basement Rocks of Southwestern California. *Geological Society of America - Bulletin* 74(6): 803-806.

Calvert S. E. & T. F. Pedersen (1992). - Organic carbon accumulation and preservation in marine sediments; how important is anoxia? *Organic matter; productivity, accumulation, and preservation in Recent and ancient sediments.* K. Whelan Jean & W. Farrington John, Eds., New York, NY, United States, Columbia University Press: 231-263.

Campa M. F. (1985). - Some problems about the terranes around the Caribbean region. *Third Circum-Pacific terrane conference; extended abstracts.* E. C. Leitch & E. Scheibner, Eds., Sydney, N.S.W., Australia, Geological Society of Australia. 14: 39-42.

Campa M. F. & P. J. Coney (1983). - Tectono-Stratigraphic Terranes and Mineral-Resource Distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20(6): 1040-1051.

Campa M. F., A. Oviedo & M. Tardy (1976). - La cabalgadura Laramidica del dominio volcanico sedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal Mexicano en los limites de los estados de Guerrero y Mexico.

Cantú Chapa C. M. (1993). - Sedimentation and tectonic subsidence during the Albian-Cenomanian in the Chihuahua Basin, Mexico. *Cretaceous carbonate plateforms: American Association of Petroleum Geologists Memoir*. R. W. Scott & J. P. Masse, Eds. 56: 61-70.

Cantú Chapa C. M., R. S. Silva & R. A. Partida (1985). - Evolucion sedimentaria del Cretacico inferior en el Norte de Mexico. *Revista del Instituto Mexicano del Petroleo* 17(2): 14-37.

Carfantan J. C., (1986). - Du systéme cordillérain nord-américain au domaine caraïbe. Étude géologique du Mexique méridional. *Thése de doctorat ès Sciences*, 558, Chambéry, Université de Savoie.

Casey R. (1961). - The stratigraphical palaeontology of the lower Greensand. *Palaeontology* 3 Part 4: 487-621.

Casey R., H. M. Bayliss & M. I. Simpson (1998). - Observations on the lithostratigraphy and ammonite succession of the Aptian (Lower Cretaceous) Lower Greensand of Chale Bay, Isle of Wight, UK. *A tribute to Professor P. Allen; Part 3.* J. Batten David, Ed. London, United Kingdom, Academic Press. 19; 3-4: 511-535.

Castro Mora J. T. (1985). - Carta de terrenos y conjuntos estratotectónicos. *Instituto Mexicano del Petroleo, Boletín Informativo* 56: 27.

Chiodi M., O. Monod, R. Busnardo, D. Gaspard, A. Sanchez & M. Yta (1988). - Une Discordance ante albienne datée par une faune d'ammonites et de brachiopodes de type téthysien au Mexique central; A pre-Albian unconformity dated by tethyan-type ammonites and brachiopods in central Mexico. *Geobios* 21(2): 125-135.

Coney P. J. (1978). - Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics. *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera.* R. B. Smith & G. P. Eaton, Eds., Boulder, CO, United States, Geological Society of America (GSA). 152: 33-50.

Coney P. J. (1981). - Accretionary tectonics in western North America. *Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera.* R. Dickinson William & D. Payne William, Eds., Tucson, AZ, United States, Arizona Geological Society. 14: 23-37.

Coney P. J. (1983). - Un modelo tectonico de Mexico y sus relaciones con America del Norte, America del Sur y el Caribe; A tectonic model of Mexico and its relationship with North America, South America, and the Caribbean. *Revista del Instituto Mexicano del Petroleo* 15(1): 6-15.

Coney P. J. (1989). - Structural Aspects of Suspect Terranes and Accretionary Tectonics in Western North-America. *Journal of Structural Geology* 11(1-2): 107-125.

Coney P. J. & M. F. Campa (1984). - Terrenos sospechosos de aloctonia y acrecion del occidente y sur del continente Norteamericano. *Boletín del Departamento de Geologia Uni-Son* 1(1, segunda epocha): 1-24.

Coney P. J., D. L. Jones & J. W. H. Monger (1980). - Cordilleran suspect terranes. *Nature (London)* 288(5789): 329-333.

Córdoba D. A. (1969). - Mesozoic stratigraphy of northeastern Chihuahua, Mexico. *Guidebook of the border region, Chihuahua and the United States.*Santa Fe, NM, United States, N. Mex. Geol. Soc.: 91-96.

Córdoba D. A., R. Rodríguez Torres & G. J. Guerrero (1970). - Mesozoic stratigraphy of the northern portion of the Chihuahua Trough. *The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt.*Austin, West Tex. Geol Soc: 39-41.

Corona Esquivel R. & G. Alencáster (1995). - Rudists from the Peña Colorada Iron Mine and La Minita Sulfide deposit, states of Colima and Michoacan, SW Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas* 12(2): 185-190.

De Azevedo R. L. M. & R. Rodrigues (2000). - Towards delta 13C and delta 18O global curves for Albian carbonate sections. *Brazil 2000; 31st international geological congress; abstracts volume.*, International Geological Congress.

De Ford D. K. & W. T. Haenggi (1970). - Stratigraphic nomenclature of Cretaceous rocks in northeastern Chihuahua. *The geological framework of the Chihuahua tectonic belt,.* L. Seewald & D. Sundeen, Eds., West Texas Geological Society. Guidbook 71-59: 175-196.

de Graciansky P. C., G. Deroo, J. P. Herbin, L. Montadert, C. Mueller, A. Schaaf & J. Sigal (1984). - Ocean-wide stagnation episode in the Late Cretaceous. *Nature (London)* 308(5957): 346-349.

Dhondt A. V. (1973). - Systematic revision of the subfamily Neitheinae (Pectinidae, Bivalvia, Mollusca) of the European Cretaceous. *Mémoires - Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*. 176: 101.

Dhondt A. V. & I. Dieni (1993). - Non-rudistid bivalves from Late Cretaceous rudist limestones of NE Italy (Col dei Schiosi and Lago di S. Croce areas). *Memorie di Scienze Geologiche* 45: 165-241.

Dickinson W. R. (1981). - Plate tectonic evolution of the southern Cordillera. *Relation of tectonics to ore deposits in the Cordillera*. W. R. Dickinson & W. D. Payne, Eds., Arizona Geological Society Digest. 14: 113-135.

Dickinson W. R., A. R. Fiorillo, D. L. Hall, R. Monreal, A. R. Potochnik & P. N. Swift (1989). - Cretaceous strata of southern Arizona. *Geologic evolution of Arizona.* J. P. Jenney & J. Reynolds Stephen, Eds., Tucson, AZ, United States, Arizona Geological Society. 17: 447-461.

Dickinson W. R., M. A. Klute & P. N. Swift (1986a). - The Bisbee Basin and its bearing on late Mesozoic paleogeographic and paleotectonic relations between the Cordilleran and Caribbean regions. *Cretaceous stratigraphy, western North America.* P. L. Abbott, Ed. Los Angeles, CA, United States, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section. 46: 51-62.

Dickinson W. R. & T. F. Lawton (2001). - Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America - Bulletin* 113(9): 1142-1160.

Dickinson W. R., T. F. Lawton & K. F. Inman (1986b). - Sandstone Detrital Modes, Central Utah Foreland Region - Stratigraphic Record of Cretaceous-Paleogene Tectonic Evolution. *Journal of Sedimentary Petrology* 56(2): 276-293.

Douvillé H. (1902). - Sur le genre *Chondrodonta* Stanton. *Bulletin de la Société Géologique de France* 12(4): 314-318.

Dunham R. J. (1962). - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of carbonate rocks--A symposium.*Tulsa, OK, United States, American Association of Petroleum Geologists: 108-121.

Dunham R. J. (1970). - Keystone vugs in carbonate beach deposits. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 54(5): 845.

Emery K. O. (1960). - Basin Plains and Aprons Off Southern California. *Journal of Geology* 68(4): 464-479.

Emiliani C. (1955). - Pleistocene temperatures. *Journal of Geology* 63(6): 538-578.

Epstein S., R. Buchsbaum, H. A. Lowenstam & H. C. Urey (1951). - Carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin* 62(4): 417-425.

Epstein S., R. Buchsbaum, H. A. Lowenstam & H. C. Urey (1953). - Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin* 64: 1315-1326.

Erbacher J., W. Gerth, G. Schmiedl & C. Hemleben (1998). - Benthic foraminiferal assemblages of late Aptian-early Albian black shale intervals in the Vocontian Basin, SE France. *Cretaceous Research* 19(6): 805-826.

Erbacher J., C. Hemleben, B. T. Huber & M. Markey (1999). - Correlating environmental changes during early Albian oceanic anoxic event 1B using benthic foraminiferal paleoecology. *Marine Micropaleontology* 38(1): 7-28.

Erbacher J., B. T. Huber, R. D. Norris & M. Markey (2001). - Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous Period. *Nature (London)* 409(6818): 325-327.

Erbacher J., J. Thurow & R. Littke (1996). - Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations; a new approach to identify sea-level changes in Mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology (Boulder)* 24(6): 499-502.

Fackler-Adams B., C. J. Busby & Anonymous (1994). - Stratigraphic evolution of the Lower Cretaceous Alisitos Arc, Baja California (Mexico)

Geological Society of America, 1994 annual meeting. *Geological Society of America, 1994 annual meeting* 26(7): 147.

Fackler-Adams B. N., (1997). - Volcanic and sedimentary facies, processes, and tectonics of intra-arc basins; Jurassic continental arc of California and Cretaceous oceanic arc of Baja California. *Ph.D. thesis*, 248, University of California, Santa Barbara, Santa Barbara, CA, United States.

Ferrero J., (1965). - Dosage des principaux minéraux des roches par diffraction de Rayon X. *inédit* Bordeaux, C.F.P,

Ferrero J., (1966). - Nouvelle méthode empirique pour le dosage des minéraux par diffraction R.X. *inédit* Bordeaux, C.F.P,

Folk R. L. (1959). - Practical petrographic classification of limestones. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 43(1): 1-38.

Folk R. L. & L. S. Land (1975). - Mg/ Ca Ratio and Salinity; Two Controls over Crystallization of Dolomite. *American Association of Petroleum Geologists, Pacific Section 1986 annual meeting* 59(1): 60-68.

Föllmi K. B., H. Weissert, M. Bisping & H. Funk (1994). - Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. *Geological Society of America - Bulletin* 106(6): 729-746.

Freneix S. (1959). - Lamellibranches du Crétacé supérieur de France; protobranches, prionodontes, dysodontes (..). *Comptes Rendus du Congrès National des Sociétés Savantes. Section des Sciences*: 175-248.

Freneix S. & R. Lefèvre (1968a). - Deux especes nouvelles de *Chondrodonta* et *Neithea* (bivalves) du Sénonien du Taurus lycien (Turquie). *Bulletin de la Société Géologique de France* 9(5): 762-775.

Freneix S. & R. Lefèvre (1968b). - Deux espèces nouvelles de *Chondrodonta* et *Neithea* (bivalves) du Sénonien du Taurus lycien (Turquie). *Bulletin de la Société Géologique de France* 9(5): 762-775.

Freydier C., (1995). - L'arc du «Guerrero terrane» et le bassin d'Arperos (Cordillères mexicain es)Caractérisation pétro-géochimique et évolution géodynamique. *Thèse Doctorale*, 303, Grenoble, Université Joseph Fourier - Grenoble I.

Freydier C., H. Lapierre, L. Briqueu, M. Tardy, C. Coulon & J. Martínez Reyes (1997). - Volcaniclastic sequences with continental affinities within the late Jurassic early Cretaceous Guerrero intra-oceanic arc terrane (western Mexico). *Journal of Geology* 105(4): 483-502.

Freydier C., R. J. Martínez, H. Lapierre, M. Tardy & C. Coulon (1996). - The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico); geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. *Tectonophysics* 259(4): 343-367.

Fulford M. M. & C. J. Busby (1993). - Tectonic controls on non-marine sedimentation in a Cretaceous fore-arc basin, Baja California, Mexico Tectonic controls and signatures in sedimentary successions. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*. L. E. Frostick & R. J. Steel, Eds. 20: 301-333.

Gastil G., R. P. Phillips & E. C. Allison (1971). - Reconnaissance Geologic Map of the State of Baja California, The Geological Society of America, 1973, [Geological map], 1:250 000

Gastil G., R. P. Phillips & T. R. Rodriguez (1972). - The reconstruction of Mesozoic California. *International Geological Congress, Abstracts*.

Gastil R. G. (1975). - Plutonic Zones in Peninsular Ranges of Southern-California and Northern Baja-California. *Geology* 3(7): 361-363.

Gastil R. G. & R. H. Miller (1981). - Lower Paleozoic Strata on the Pacific Plate of North-America. *Nature* 292(5826): 828-830.

Gastil R. G., R. H. Miller & M. Campa Uranga (1986). - The Cretaceous paleogeography of peninsular California and adjacent Mexico. *Field Trip Guidebook-Cretaceous stratigraphy, western North America*. P. L. Abbott, Ed. Los Angeles, CA, United States, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 46: 41-50.

Gastil R. G., G. Morgan & D. Krummenacher (1978). - Mesozoic history of peninsular California and related areas east of the Gulf of California. *Pacific Coast paleogeography symposium 2*, Sacramento, CA, United States., Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.

González G. R. (1976). - Bosquejo geológico de la Zona Noreste. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* XXVIII(1 & 2): 1-49.

Gonzalez Partida E. (1993). - Datos geoquimicos de roca total para la secuencia volcanosedimentaria Cretacica en Cuale-El Rubi, Jalisco, y Tierra Caliente, Guerrero, Mexico; Whole rock geochemistry for the Cretaceous sedimentary-volcanic sequence of Cuale-El Rubi, Jalisco, and Tierra Caliente, Guerrero, Mexico

Numero especial sobre Geoquimica en Mexico; Special issue on geochemistry in Mexico. *1st national congress on Geochemistry*, Linares, Mexico.

Gradstein F. M., F. P. Agterberg, J. G. Ogg, J. Hardenbol & S. Backstrom (1999). - On the Cretaceous time scale. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 212(1-3): 3-14.

Gradstein F. M., F. P. Agterberg, J. G. Ogg, J. Hardenbol, V. P. van, J. Thierry & H. Zehui (1994). - A Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research* 99(B12): 24051-74.

Gressly A. (1838). - Geologic observations on the Jura of Soleure. *Soc. Helv. Sci. Nat. Mem.* 2: 10-12, 20-22.

Griffith R. C., (1987). - Geology of the southern Sierra Calamajue area; structural and stratigraphic evidence for latest Albian compression along a terrane boundary, Baja California, Mexico. *Master's thesis & geologic map*, 115, San Diego State University, San Diego, CA, United States.

Groecke D. R. (2002). - The carbon isotope composition of ancient CO_2 based on higher-plant organic matter. *Understanding climate change; proxies, chronology and ocean-atmosphere interactions.* R. Groecke Darren & M. Kucera, Eds., Royal Society of London. London, United Kingdom. 2002.

Grötsch J., I. Billing & V. Vahrenkamp (1998). - Carbon-isotope stratigraphy in shallow-water carbonates; implications for Cretaceous black-shale deposition. *Sedimentology* 45(4): 623-634.

Guerrero J. C. (1969). - Stratigraphy of Sierra Banco de Lucero, state of Chihuahua. *Guidebook of the border region, Chihuahua and the United States.*Santa Fe, NM, United States, N. Mex. Geol. Soc.: 171-172.

Haenggi W. T., (1966). - Geology of El Cuervo area, northeastern Chihuahua, Mexico. *Ph.D. dissertation*, 403, Austin, University of Texas.

Haenggi W. T. (2002). - Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic. *Boletín de le Sociedad Geológica Mexicana* LV(1).

Hancock J. (2001). - A proposal for a new position for the Aptian/Albian boundary. *Cretaceous Research* 22(6): 677-683.

Hanshaw B. B., W. Back & R. G. Deike (1971). - A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water. *A paleoaquifer and its relation to economic mineral deposits.*Lancaster, PA, United States, Economic Geology Publishing Company. 66; 5: 710-724.

Haq B. U., J. Hardenbol & P. R. Vail (1987). - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235(4793): 1156-67.

Haq B. U., J. Hardenbol & P. R. Vail (1988a). - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *Sea-level changes; an integrated approach.* K. Wilgus Cheryl, S. Hastings Bruce, A. Ross Charles, W. Posamentier Henry, J. Van Wagoner & G. S. C. Kendall Christopher, Eds., Tulsa, OK, United States, SEPM (Society for Sedimentary Geology). 42: 72-108.

Haq B. U., J. Hardenbol & P. R. Vail (1988b). - Sea-Level History - Response. *Science* 241(4865): 601-602.

Hardenbol J., J. Thierry, M. B. Farley, T. Jacquin, P.-C. DeGraciansky & P. R. Vail (1998). - Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of european basins. *Sequence Stratigraphy of European Basins*. P.-C. DeGraciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P. R. Vail & M. B. Farley, Eds., SEPM. Special Publication 60: 3-13.

Hardenbol J., P. R. Vail & J. Ferrer (1981). - Interpreting paleoenvironments, subsidence history and sea-level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy. *Oceanologica Acta*, suppl.C3, vol.4.

Herbin J. P., L. Montadert, C. Mueller, R. Gomez, J. Thurow & J. Wiedmann (1986). - Organic-rich sedimentation at the Cenomanian/Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys. *North Atlantic palaeoceanography.* C. P. Summerhayes & N. J. Shackleton, Eds., London, United Kingdom, Geological Society of London. 21: 389-422.

Herzig C. T. & D. L. Kimbrough (1994). - Petrochemistry and Sr-Nd isotopic systematics of the Early Cretaceous Santiago Peak Volcanics, Peninsular Ranges Batholith, Southern California. *Geological Society of America, Cordilleran Section, 90th annual meeting.* Anonymous, Ed. Boulder, CO, United States, Geological Society of America (GSA). 26; 2: 59.

Hill R. T. & T. W. Vaughan (1898). - *Description of the Nueces Quadrangle, Texas*, U. S. Geological Survey. Reston, VA, United States.

Hochuli P. A., A. P. Menegatti, H. Weissert, A. Riva, E. Erba & I. P. Silva (1999). - Episodes of high productivity and cooling in the early Aptian Alpine Tethys. *Geology* 27(7): 657-660.

Hoedemaker P. J., M. Company, M. B. Aguirre Urreta, E. Avram, T. N. Bogdanova, L. Bujtor, L. G. Bulot, F. Cecca, G. Delanoy, M. Ettachfini, L. Memmi, H. Owen, P. F. Rawson, J. Sandoval, J. M. Tavera, J. P. Thieuloy, S. Z. Tovbina & Z. Vasicek (1993). - Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean Region: basis for the stratigraphic correlations within IGCP-Project 262. *Revista Española de Paleontologia* 8(1): 117-120.

Howell D. G. (1985). - Tectonostratigraphic terranes of the CircumPacific region: CircumPacific Council for Energy and Mineral Resources. Houston, Texas, Earth Sciences Series.

Howell D. G. (1989). - Tectonic of suspect terranes. Mountain building and continental growth. *Chapman and Hall, London, New York*.

Hudson F. S. (1922). - Geology of the Cuyamaca region of California, with special reference to the origin of the nickeliferous pyrrhotite. *University of California Publications in Geological Sciences* 13(6): 175-252.

Hudson J. D. (1977). - Stable isotopes and limestone lithification. *Journal of the Geological Society of London* 133: 637-660.

Humphrey J. D., K. L. Ransom & R. K. Matthews (1986). - Early meteoric diagenetic control of upper Smackover production, Oaks Field, Louisiana. *American Association of Petroleum Geologists, Pacific Section 1986 annual meeting* 70(1): 70-85.

Imlay R. W. (1936). - Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico; Part 4, Geology of the western part of the Sierra de Parras. *Geological Society of America Bulletin* 47(7): 1091-1152.

Imlay R. W. (1937). - Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 48(5): 587-630.

Imlay R. W. (1963). - Jurassic Fossils from Southern California. *Journal of Paleontology* 37(1): 97-107.

Immenhauser A., G. Della Porta, J. A. M. Kenter & J. R. Bahamonde (2003). - An alternative model for positive shifts in shallow-marine carbonate $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$. *Sedimentology* 50(5): 953-959.

Irwin H., C. Curtis & M. Coleman (1977). - Isotopic Evidence for Source of Diagenetic Carbonates Formed During Burial of Organic-Rich Sediments. *Nature* 269(5625): 209-213.

Irwin W. P. (1972). - Terranes of the western Paleozoic and Triassic belt in the southern Klamath Mountains, California.

Jenkyns H. C. (1995). - Carbon-isotope stratigraphy and paleoceanographic significance of the Lower Cretaceous shallow-water carbonates of Resolution Guyot, Mid-Pacific Mountains. *Northwest Pacific atolls and guyots; covering Leg 143 of the cruises of the Drilling Vessel JOIDES Resolution, Honolulu, Hawaii, to Majuro, Republic of Marshall Islands, sites 865-870*. E. L. Winterer, W. W. Sager, J. V. Firth & J. M. Sinton, Eds., College Station, Tx, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 143.

Jenkyns H. C., C. K. Paull, D. I. Cummins & P. D. Fullagar (1995). - Strontium-isotope stratigraphy of Lower Cretaceous atoll carbonates in the Mid-Pacific Mountains. *Northwest Pacific atolls and guyots; covering Leg 143 of the cruises of the Drilling Vessel JOIDES Resolution, Honolulu, Hawaii, to Majuro, Republic of Marshall Islands, sites 865-870*. E. L. Winterer, W. W. Sager, J. V. Firth & J. M. Sinton, Eds., College Station, Tx, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 143: 89-97.

Jones B. R. & D. F. Reaser (1970). - Geologic map of southern Quitman Mountains, Hudspeth county, Texas. Austin, University of Texas, Bureau of Economic Geology, [Geologic Quadrangle Map], 1:50 000

Jones C. E. & H. C. Jenkyns (2001). - Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science* 301(2): 112-149.

Jones D. L., D. G. Howell, P. J. Coney & J. W. H. Monger (1983). - Recognition, character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America. *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions; Proceedings, Oji international seminar on accretion tectonics*. M. Hashimoto & S. Uyeda, Eds., Dordrecht, Netherlands, D. Reidel Publ. Co.: 21-35.

Jones D. L., N. J. Silberling & J. Hillhouse (1977). - Wrangellia; a displaced terrane in northwestern North America. *Canadian Journal of Earth Sciences = Journal Canadien des Sciences de la Terre* 14(11): 2565-2577.

Kennedy W. J., A. S. Gale, P. R. Bown, M. Caron, R. J. Davey, J. Grocke & D. S. Wray (2000). - Integrated stratigraphy across the Aptian-Albian boundary in the Marnes Bleues, at the Col de Pre-Guittard, Arnayon Drome), and at Tartonne (Alpes-de-Haute-Provence), France: a candidate Global Boundary Stratotype Section and boundary point for the base of the Albian Stage. *Cretaceous Research* 21(5): 591-720.

King R. E. & W. S. Adkins (1946). - Geology of a part of the lower Conchos Valley, Chihuahua. Mexico. *Geological Society of America - Bulletin* 57(3): 275-294.

Klug H. P. & L. Alexander (1974). - *X-ray Diffraction Procedures for Polycrystalline and Amorphous Materials*. New York, John Wiley and Sons, Inc.

Kowallis B. J., C. O. Carranza, W. E. Miller, K. Tobler & E. H. Christiansen (1998). - Extension, sedimentation, and volcanism in the Tecolotlan-Juchitlan Graben, Jalisco, Mexico. *Geological Society of America, 1998 annual meeting*. Anonymous, Ed. Boulder, CO, United States, Geological Society of America (GSA). 30; 7: 171.

Kübler B. (1983). - Dosage quantitatif des minéraux majeurs des roches sédimentaires par diffraction X. *Cahier de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, Suisse* Série AX N°1.1 &1.2.

Land L. S. (1973a). - Contemporaneous dolomitization of middle Pleistocene reefs by meteoric water, north Jamaica. *Coral Reef Project.*Coral Gables, FL, United States, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Florida. 23; 1: 64-92.

Land L. S. (1973b). - Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, North Jamaica. *Sedimentology* 20(3): 411-424.

Lapierre H., L. E. Ortiz, W. Abouchami, O. Monod, C. Coulon & J. L. Zimmermann (1992a). - A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters* 108(1-3): 61-77.

Lapierre H., M. Tardy, C. Coulon, E. Ortíz Hernández, J. L. Bourdier, J. Martínez Reyes & C. Freydier (1992b). - Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du terrain de Guerrero (Mexique occidental); Characterization, genesis, and geodynamic evolution of the Guerrero Terrane, western Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences = Journal Canadien des Sciences de la Terre* 29(11): 2478-2489.

Larsen E. S. J., D. Gottfried, Jaffe-H-W & Waring-C-L, (1958). - Lead-alpha ages of the Mesozoic batholiths of western North America. Reston, VA, United States, U. S. Geological Survey Bulletin,

Lawton T. F. & N. J. McMillan (1999). - Arc abandonment as a cause for passive continental rifting; comparison of the Jurassic Mexican borderland rift and the Cenozoic Rio Grande Rift. *Abstracts; New Mexico Geological Society annual spring meeting*. Anonymous, Ed. Socorro, NM, United States, New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources. 21; 2: 36.

Leckie R. M., T. J. Bralower & R. Cashman (2002). - Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography* 17(3): art. no.-1041.

Loeblich A. R., Jr. & H. Tappan (1988). - *Foraminiferal genera and their classification*. New York, Van Nostrand Reinhold Compagny.

Longoria J. F. (1984). - Mesozoic tectostratigraphic domains in east-central Mexico. *Jurassic-Cretaceous biochronology and biogeography of North America*. E. G. Westermann Gerd, Ed. Toronto, ON, Canada, Geological Association of Canada. 27: 65-76.

Longoria J. F. (1993). - La Terrenoestratigrafia: un ensayo de metodologia para el analisis de Terrenos con un ejemplo en Mexico. *Associación Mexicana de Geologos Petroleros Boletín* XLII: 31-47.

Mackenzie F. T. & C. L. Sabine (1990). - Early diagenesis of benthically derived carbonates and their importance in the carbon cycle. *AAPG annual convention with DPA/ EMD divisions and SEPM, an associated society; technical program with abstracts*. Anonymous, Ed. Tulsa, OK, United States, American Association of Petroleum Geologists. 74; 5: 711.

Mahoney J. B., D. L. Kimbrough, P. S. Mustard, D. P. Smith & T. E. Moore (1998). - Comparative evolution of Cretaceous basins in Baja California, Mexico and British Columbia; implications for terrane translation. *Geological Society of America, 1998 annual meeting*. Anonymous, Ed. Boulder, CO, United States, Geological Society of America (GSA). 30; 7: 356.

Masters B. A. & R. W. Scott (1978). - Microstructure, affinities and sxstematics of Cretaceous calcispheres. *Micropaleontology* 24: 210-221.

McPhie J., M. Doyle & R. Allen (1993). - Volcanics textures: a guide to the interpretation of textures in volcanics rocks.

Menegatti A. P., H. Weissert, R. S. Brown, R. V. Tyson, P. Farrimond, A. Strasser & M. Caron (1998). - High-resolution $\delta^{13}C$ stratigraphy through the early Aptian «Livello Selli» of the Alpine Tethys. *Paleoceanography* 13(5): 530-545.

Michaud F., J. Bourgois, E. Barrier & E. Fourcade (1989). - The Cretaceous Tecoman Series (Western Mexico) Related to the Western Cordilleran Geologic History. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences Série II* 309(6): 587-593.

Milow E. D. & D. B. Ennis (1961). - Guide to geologic field trip [No. 2] of southwestern San Diego County. *Guidebook for field trips*San Diego, Geol. Soc. America, Cordilleran Sec., 57th Ann. Mtg.: 23-43.

Mitchell S. F., C. R. C. Paul & A. S. Gale (1996). - Carbon isotopes and sequence stratigraphy. *High resolution sequence stratigraphy: innovations and applications*. J. A. a. A. Howell, J. F., Ed., Geological Society Special Publication. 104: 11-24.

Monreal R., (1989). - Regional stratigraphic studies in the Lower Cretaceous of northern Mexico and Southern United States. *Ph.D.*, 371, Richardson, University of Texas at Dallas.

Monreal R. & J. F. Longoria (1999). - A revision of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphic nomenclature for the Chihuahua Trough, north-central Mexico; implications for lithocorrelations. *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*. C. Bartolini, J. L. Wilson & T. F. Lawton, Eds., Boulder, Colorado, Special Paper - Geological Society of America. 340: 69-92.

Moore J. C. c., D. S. c. Cowan & D. E. c. Karig (1985). - Structural styles and deformation fabrics of accretionary complexes. *Geology (Boulder)* 13(1): 77 79.

Moore R. C., Ed. - (1969-1971). *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part N. Mollusca 6 (Bivalvia)*. Lawrence, Geological Society of America & University of Texas.

Muehlberger W.-R. (1980). - Texas Lineament revisited. *Trans-Pecos region; southeastern New Mexico and West Texas [Guidebook]*. P.-W. Dickerson, J.-M. Hoffer & J.-F. Callender, Eds., Socorro, NM, USA, New Mexico Geological Society. 31: 113-121.

Nichols J. C., (1958). - Stratigraphy of Sierra de los Fresnos, Chihuahua, Mexico. *Master's thesis*, Austin, University of Texas.

Nodeland S. K. (1980). - Stratigraphy of Sierra de Juarez. *Sierra de Juarez, Chihuahua, Mexico; structure and stratigraphy.* M. P. Lovejoy Earl, Ed. El Paso, TX, United States, El Paso Geol. Soc.: 22-29.

Odin G. S. (2001). - *Phanerozoic time scale*, IUGS Subcommission of Geochronology. Paris, International. Pages: 50. 2001.

Omaña Pulido L. & J. Pantoja Alor (1998). - Early Aptian benthic Foraminifera from the El Cajon Formation, Huetamo, Michoacan, SW Mexico. *Numero special dedicado a la memoria de Emil Boese - Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*. B. E. Buitron, Ed. Coyoacan, Mexico, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, Instituto de Geologia. 15: 64 72.

Ortega-Gutierrez F., R.-L. Sedlock & R.-C. Speed (1994). - Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. *Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions.* R.-C. Speed, Ed. Boulder, CO, United States, Geological Society of America: 265-306.

Ortiz E., M. Yta, O. Talavera, H. Lapierre, O. Monod & M. Tardy (1991). - Intraoceanic Origin for the Late Jurassic-Early Cretaceous Exotic Island-Arc of Central-Southern Mexico. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences Série II* 312(4): 399-406.

Ortíz Hernández L. E., M. Chiodi, H. Lapierre, O. Monod & P. Calvet (1990). - El arco intraoceanico aloctono (Cretacico inferior) de Guanajuato; caracteristicas petrograficas, geoquimicas estructurales e isotopicas del complejo Filoniano y de las lavas basalticas asociadas; implicaciones geodinamicas. *Revista - Instituto de Geologia* 9(2): 126-145.

Ortuño Azarte F., (1985). - Évolution sédimentaire mésozoïque du bassin rift de Chihuahua le long d'une transversale Aldana-Ojinaga (Mexique). *Thèse doctorale*, 350, Pau, Université de Pau et des Pays de l'Adour.

Owen H. G. (1979). - Ammonite zonal stratigraphy in the Albian of North Germany and its setting in the hoplitinid faunal province. *Aspekte der Kreide Europas.* J. Wiedmann, Ed. Stuttgart, Federal Republic of Germany, International Union of Geological Sciences (IUGS). 6: 563-588.

Owen H. G. (1984). - Albian stage and substage boundaries. *Cretaceous stage boundaries symposium.* Anonymous, Ed. Copenhagen, Denmark, Reitzels Forlag Hans. 33; 1-2: 183-189.

Pantoja Alor J. & S. Estrada Barraza (1986). - Estratigrafia de los alrededores de la mina de fierro de El Encino. *Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana* XLVII(1): 1-15.

Pedersen T. F. & S. E. Calvert (1990). - Anoxia vs productivity; what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? *American Association of Petroleum Geologists, Pacific Section 1986 annual meeting* 74(4): 454-466.

Peebles R. G., (1991). - Stratigraphic studies and microfacies analysis of Sierra Cuchillo Parado, Chihuahua, Mexico. *Master's thesis*, 119, University of Texas at Dallas, Richardson, TX, United States.

Phillips J. R. (1984). - «Middle» Cretaceous metasedimentary rocks of La Olvidada, northeastern Baja California, Mexico - Field Trip Guidebook. *Geology of the Baja California peninsula*, San Diego, CA, United States, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section.

Piveteau J., Ed. - (1952). *Traité de Paléontologie*. Paris, Masson éd.

Premoli S. I., E. Erba, G. Salvini, C. Locatelli & D. Verga (1999). - Biotic changes in Cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys. *Paleoecological and geochemical signatures of Cretaceous anoxic events; a tribute to William V. Sliter.* R. M. Leckie, Ed. Ithaca, NY, United States, Cushman Foundation for Foraminiferal Research. 29; 4: 352-370.

Premoli Silva I., E. Erba, G. Salvini, C. Locatelli & D. Verga (1999). - Biotic changes in Cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys. *Paleoecological and geochemical signatures of Cretaceous anoxic events; a tribute to William V. Sliter.* T. Huber Brian, J. Bralower Timothy & R. M. Leckie, Eds., Ithaca, NY, United States, Cushman Foundation for Foraminiferal Research. 29; 4: 352-370.

Premoli Silva I. & W. V. Sliter (1999). - Cretaceous paleoceanography; evidence from planktonic foraminiferal evolution. *Evolution of the Cretaceous ocean-climate system.* E. Barrera & C. Johnson Claudia, Eds., Boulder, CO, United States, Geological Society of America (GSA). 332: 301-328.

Rangin C. (1978). - Consideraciones sobre la evolucion geologica de la parte septentrional del estado de Sonora. *Libreto guia; primer simposio sobre la geologia y potencial minero en el estado de Sonora.* J. Roldan & G. A. Salas, Eds., Hermosillo, Sonora, Mexico, UNAM, Inst. Geol.: 35-55.

Rangin C. (1981). - Aspectos geodinamicos de la region noroccidental de Mexico. *V symposium sobre evolucion tectonica de Mexico*. C. Guerrero Jose, Ed. Mexico, D.F., Mexico, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, Instituto de Geologia. 5; 2: 186-194.

Rangin C., (1982). - Contribution à l'étude géologique du systéme cordillérain du Nord-Ouest du Mexique. *Thèse de doctorat d'Etat ès Sciences*, 525 pp, Paris, Université P. et M. Curie.

Reaser D. F. & V. E. Malott (1985). - Finlay Limestone; a key to geological interpretation in western Trans-Pecos Texas and northeastern Chihuahua, Mexico. *Structure and tectonics of Trans-Pecos Texas.* W. Dickerson Patricia & R. Muehlberger William, Eds., Midland, TX, United States, West Texas Geological Society. 85-81: 213-219.

Richardson G. B. (1904). - Report of a reconnaissance in trans-Pecos Texas, north of the Texas and Pacific Railway.

Robert E., B. Peybernes & L. G. Bulot (2001). - Caractérisation d'une nouvelle sous-zone d'ammonites au passage Aptien-Albien dans les «Marnes Noires à Hypacanthoplites» des Pyrénées espagnoles. *Geobios* 34(1): 53-62.

Rodríguez Torres R. (1969). - Mesozoic stratigraphy of sierra de la alcaparra, northeastern chihuahua, mexico. *Guidebook of the border region, 20th field Conference*. D. A. Córdoba, S. A. Wengerd & J. Shomaker, Eds., New Mexico Geol. Soc.: 173-175.

Rodríguez Torres R. & G. J. Guerrero (1969). - Hoja Villa Ahumada13R-a(9), Estado de Chihuahua, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, [Carta Geológica de México], 1:100 000

Rolli M. (1992). - Dosage semi-quantitatif RX sur Scintag. *Cahier de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, Suisse* série ADX: 49.

Saller A. H. & C. H. Moore, Jr. (1989). - Meteoric diagenesis, marine diagenesis, and microporosity in Pleistocene and Oligocene limestones, Enewetak Atoll, Marshall Islands. *Nature and origin of micro-rhombic calcite and associated microporosity in carbonate strata.* C. R. Handford, G. Loucks Robert & O. Moshier Stephen, Eds., Amsterdam, Netherlands, Elsevier. 63; 3-4: 253-272.

Schlanger S. O. & H. C. Jenkyns (1976). - Cretaceous anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbow* 55: 179-184.

Scholle P. A. & M. A. Arthur (1980). - Carbon Isotope Fluctuations in Cretaceous Pelagic Limestones - Potential Stratigraphic and Petroleum-Exploration Tool. *American Association of Petroleum Geologists, Pacific Section 1986 annual meeting* 64(1): 67-87.

Scott R. W. (2002a). - Albian caprinid rudists from Texas re-evaluated. *Journal of Paleontology* 76(3): 408-423.

Scott R. W. (2002b). - Upper Albian benthic foraminifers new in west Texas. *Journal of Foraminiferal Research* 32(1): 43-50.

Sedlock R. L., G. F. Ortega & R. C. Speed (1993). - *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico*. Boulder, CO, United States, Geological Society of America (GSA).

Sellards E. H., W. S. Adkins & F. B. Plummer (1932). - Geologic map of Texas. Austin, TX, United States, University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, [geologic-maps], 1:2,000,000

Sengor A. M. C. & J. F. Dewey (1991). - Terranology: vice or virtue? *Allochthonous terranes*. J. F. Dewey, I. G. Gass, G. B. Curry, N. B. W. Harris & A. M. C. Sengor, Eds., Cambridge, United Kingdom, Cambridge Univ Press: 1-21.

Servais M., E. C. Perez & O. Monod (1986). - A Section from Sinaloa to San-Luis-Potosi - a New Approach to the Mesozoic Evolution of Northwestern Mexico. *Bulletin de la Société Géologique de France* 2(6): 1033-1047.

Shackleton N. J. (1987). - The carbon isotope record of the Cenozoic; history of organic carbon burial and of oxygen in the ocean and atmosphere. *Marine petroleum source rocks*. J. Brooks & A. J. Fleet, Eds., London, United Kingdom, Geological Society of London. 26: 423-434.

Shervais J. W. & D. L. Kimbrough (1985). - Geochemical evidence for the tectonic setting of the Coast Range ophiolite; a composite island arc-oceanic crust terrane in western California. *Geology (Boulder)* 13(1): 35-38.

Shikazono N., M. Hoshino, M. Utada, M. Nakata & A. Ueda (1998). - Hydrothermal carbonates in altered wall rocks at the Uwamuki Kuroko deposits, Japan. *Mineralium Deposita* 33(4): 346-358.

Silberling N. J. (1961). - Upper Triassic Marine Mollusks from the Natchez Pass Formation in Northwestern Nevada. *Journal of Paleontology* 35(3): 535-542.

Silberling N. J., J. E. Schoellhamer, C. H. Gray, Jr. & R. W. Imlay (1961). - Upper Jurassic fossils from Bedford Canyon Formation, southern California. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 45(10): 1746-1748.

Silver L. T., C. R. McKinney, S. Deutsch & J. Bolinger (1963). - Precambrian Age Determinations in the Western San-Gabriel Mountains, California. *Journal of Geology* 71(2): 196-&.

Silver L. T., A. C. R & F. G. Stehli (1969). - Geological and geochronological observations on a portion of the peninsular range batholith of northwestern Baja California, Mexico. *Geological Society of America - Special Paper* 121: 279-280.

Silver L. T. A., C R; Stehli, F G (1969). - Geological and geochronological observations on a portion of the peninsular range batholith of northwestern baja california, mexico. *Geological Society of America (GSA). Boulder, CO, United States*: 279-280.

Sliter W. V. (1999). - Cretaceous planktic foraminiferal biostratigraphy of the Calera Limestone, Northern California, USA. *Paleoecological and geochemical signatures of Cretaceous anoxic events; a tribute to William V. Sliter*. T. Huber Brian, J. Bralower Timothy & R. M. Leckie, Eds., Ithaca, NY, United States, Cushman Foundation for Foraminiferal Research. 29; 4: 318-339.

Smith D. P., C. J. Busby, W. R. Morris, D. J. Rood, S. P. Lund & Anonymous (1994). - A brief chronology of the Aptian to early Tertiary tectonic activity recorded in fore-arc strata of Baja California, Mexico Geological Society of America, 1994 annual meeting. *Geological Society of America, 1994 annual meeting* 26(7): 147.

Smith D. P. & C. A. Landis (1995). - Intra-arc Basins. *Tectonics of Sedimentary Basins*. C. J. Busby & R. V. Ingersoll, Eds.: 263-298.

Soja C. M. (1996). - Island-arc carbonates; characterization and recognition in the ancient geologic record. *Earth-Science Reviews* 41(1-2): 31-65.

Spiegelberg F., III, (1961). - Stratigraphy of northern Sierra de Ventana, Municipio de Ojinaga, Chihuahua, Mexico. *Master's thesis*, Austin, University of Texas.

Stanton T. W. (1901). - Chondrodonta, a new genus of ostreiform mollusks from the Cretaceous, with descriptions of the genotype and a new species. *Proceedings of the United States National Museum*. Washington, DC, Smithsonian Institution: 301-307.

Suarez-Vidal F. (1993). - The aptian-albian on the west coast of the state of Baja California, a mixture of marine environments. *GUIDE BOOK*.

Sundberg F. A. (1984). - Two Cretaceous nautiloids from Baja California, Mexico, and Southern California. *Bulletin - Southern California Academy of Sciences* 83(1): 43-52.

Talavera Mendoza O. (1994). - Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional) - Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des cordillères mexicaines. *Géologie Alpine* 70: 47-242.

Tardy M., (1980). - Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre orientale du Mexique. *Thèse d'État*, Paris, Université P. et M. Curie.

Tardy M., J. C. Carfantan & C. Rangin (1986). - Structural Synthesis Attempt of Mexico. *Bulletin de la Société Géologique de France* 2(6): 1025-1031.

Tardy M., H. Lapierre, J. L. Boudier, M. Yta & C. Coulon (1991). - The Late Jurassic-Early Cretaceous arc of western Mexico (Guerrero Terrane); origin and geodynamic evolution. *Convencion sobre la evolucion geologica de Mexico y Primer congreso mexicano de mineralogia; Memoria*. R. Kogan Raul & L. Carreno Ana, Eds., Coyoacan, Mexico, Universidad Nacional Autonoma de Mexico: 213-215.

Tardy M., H. Lapierre, J. L. Bourdier, C. Coulon, J. Martínez Reyes, L. E. Ortíz Hernández, M. Yta, C. Beck & J. M. Thery (1993). - Intra-oceanic settings of the western Mexico Late Jurassic-Early Cretaceous arc sequences; implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships during the Cretaceous. *Geodinamica Acta* 6(3): 174-185.

Tardy M., H. Lapierre, C. Freydier, C. Coulon, J. B. Gill, B. Mercier de Lepinay, C. Beck, J. Martínez Reyes., O. Talavera Mendosa., L. E. Ortíz Hernández., G. Stein, J. L. Bourdier & M. Yta (1994). - The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia); a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics* 230(1-2): 49-73.

Tardy M. & R. Maury (1973). - Sobre la presencia de elementos de origen volcánico en las areniscas de los flyschs de edad Cretácica Superior de los Estados de Coahuila y de Zacatecas - Mexico. *Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana* 34: 2-12.

Tate M. C., M. D. Norman, S. E. Johnson, C. M. Fanning & J. L. Anderson (1999). - Generation of tonalite and trondhjemite by subvolcanic fractionation and partial melting in the Zarza Intrusive Complex, western Peninsular Ranges Batholith, northwestern Mexico. *Journal of Petrology* 40(6): 983-1010.

Taylor H. P. & L. T. Silver (1978). - Oxygen Isotope Relationships in Plutonic Igneous Rocks of the Peninsular Ranges Batholith, Southern and Baja California. *Fourth International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology*, Snowmass-at-Aspen, U.S. Geol. Surv.

Tellez D. M. A., F. J. C. Navarro, B. M. A. Murillo & J. J. Nava (1987). - Estratigrafia y ambientes deposicionales de Grupo Rosario (Campaniano-Maastrichtiano) en la Mesa de la Sepultura, Baja California. *El Cretacico de Mexico y America Central; resumenes*. M. Barbarin Castillo Juan, J. Gursky Hans & P. Meiburg, Eds., Linares, N.L., Mexico, Universidad Autonoma de Nuevo Leon Linares. 2: 131-138.

Thomson C. N. & G. H. Girty (1994). - Early Cretaceous Intraarc Ductile Strain in Triassic-Jurassic and Cretaceous Continental-Margin Arc Rocks, Peninsular Ranges, California. *Tectonics* 13(5): 1108-1119.

Todd V. R., B. G. Erskine & D. M. Morton (1988). - Metamorphic and tectonic evolution of the northern Peninsular Ranges Batholith, Southern California. *Rubey colloquium on Metamorphism and crustal evolution of the Western United States*, Los Angeles, CA, United States, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, United States.

Todd V. R. & S. E. Shaw (1985). - S-type granitoids and an I-S line in the Peninsular Ranges Batholith, Southern California. *Geology (Boulder)* 13(4): 231-233.

Underwood J. R., Jr. (1980). - Geology of the Eagle Mountains, Hudspeth County, Texas. *Trans-Pecos region; southeastern New Mexico and West Texas [Guidebook]*. W. Dickerson Patricia, M. Hoffer Jerry & F. Callender Jonathan, Eds., Socorro, NM, United States, New Mexico Geological Society. 31: 183-193.

Urey H. C. (1947). - The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem. Soc. (London)* 562: 562-581.

Urey H. C., S. Epstein, C. McKinney & J. McCrea (1948). - Method for measurement of paleotemperatures. *Bulletin of the Geological Society of America (abstract)* 59: 1359-1360.

Vaughan T. W. (1900). - Reconnaissance in the Rio Grande coal fields of Texas. *U. S. Geological Survey Bulletin*: 1-88.

Vidal V. M. V., F. V. Vidal & J. D. Isaacs (1981). - Coastal submarine hydrothermal activity off northern Baja California. II. Evolutionary history and isotope geochemistry. *Journal of Geophysical Research* 86(B10): 9451-68.

Videtich P. E. & R. K. Matthews (1980). - Origin of discontinuity surfaces in limestones; isotopic and petrographic data, Pleistocene of Barbados, West Indies. *Journal of Sedimentary Petrology* 50(3): 971-980.

Vincent E. & W. H. Berger (1985). - Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene; the Monterey Hypothesis. *The carbon cycle and atmospheric CO (sub 2) ; natural variations Archean to present.* T. Sundquist Eric & S. Broecker Wallace, Eds., Washington, DC, United States, American Geophysical Union. 32: 455-468.

Wacker H. J., (1972). - The stratigraphy and structure of Cretaceous rocks in north-central Sierra de Juarez, Chihuahua, Mexico. *Master's thesis*, El Paso, University of Texas.

Walawender M. J., G. H. Girty, M. R. Lombardi, D. L. Kimbrough, M. S. Girty & C. Anderson (1991). - A synthesis of recent work in the Peninsular Ranges Batholith. *Geological excursions in Southern California and Mexico.* J. Walawender Michael & B. Hanan Barry, Eds., San Diego, CA, United States, San Diego State Univ.: 297-318.

Weed W. H. (1902). - Notes on certain mines in the states of Chihuahua Sinaloa and Sonora, Mexico. *American Institute of Mining and Metallurgy Engineers Transactions* 32: 396-443.

Weissert H. (1989). - C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change; a case study from the Early Cretaceous. *Surveys in Geophysics* 10(1): 1-61.

Weissert H. & J. G. Bréhéret (1991). - A carbonate-isotope record from Aptian-Albian sediments of the Vocontian Trough (SE France). *Bulletin de la Societe Geologique de France, Huitieme Serie* 162(6): 1133-1140.

Weissert H. & A. Lini (1991). - Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate? *Controversies in modern geology; Evolution of geological theories in sedimentology, Earth history and tectonics.* W. Mueller Daniel, A. McKenzie Judith & H. Weissert, Eds., London, United Kingdom, Acad. Press: 173-191.

Weissert H., A. Lini, K. B. Föllmi & O. Kuhn (1998). - Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events; a possible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 137(3-4): 189-203.

Weissert H., J. McKenzie & P. Hochuli (1979). - Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys Ocean. *Geology (Boulder)* 7(3): 147-151.

Williams H. & R. D. Hatcher, Jr. (1982). - Suspect terranes and accretionary history of the Appalachian Orogen. *Geology (Boulder)* 10(10): 530-536.

Wilson J. L. (1990). - Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico; a review. *Carbonate platforms; facies, sequences and evolution*. E. Tucker Maurice, L. Wilson James, D. Crevello Paul, J. R. Sarg & J. F. Read, Eds., Oxford, International, Blackwell. 9: 235-255.

Wilson J. L. & W. C. Ward (1993). - Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico. *AAPG Memoir* 56(0271-8529): 35-49.

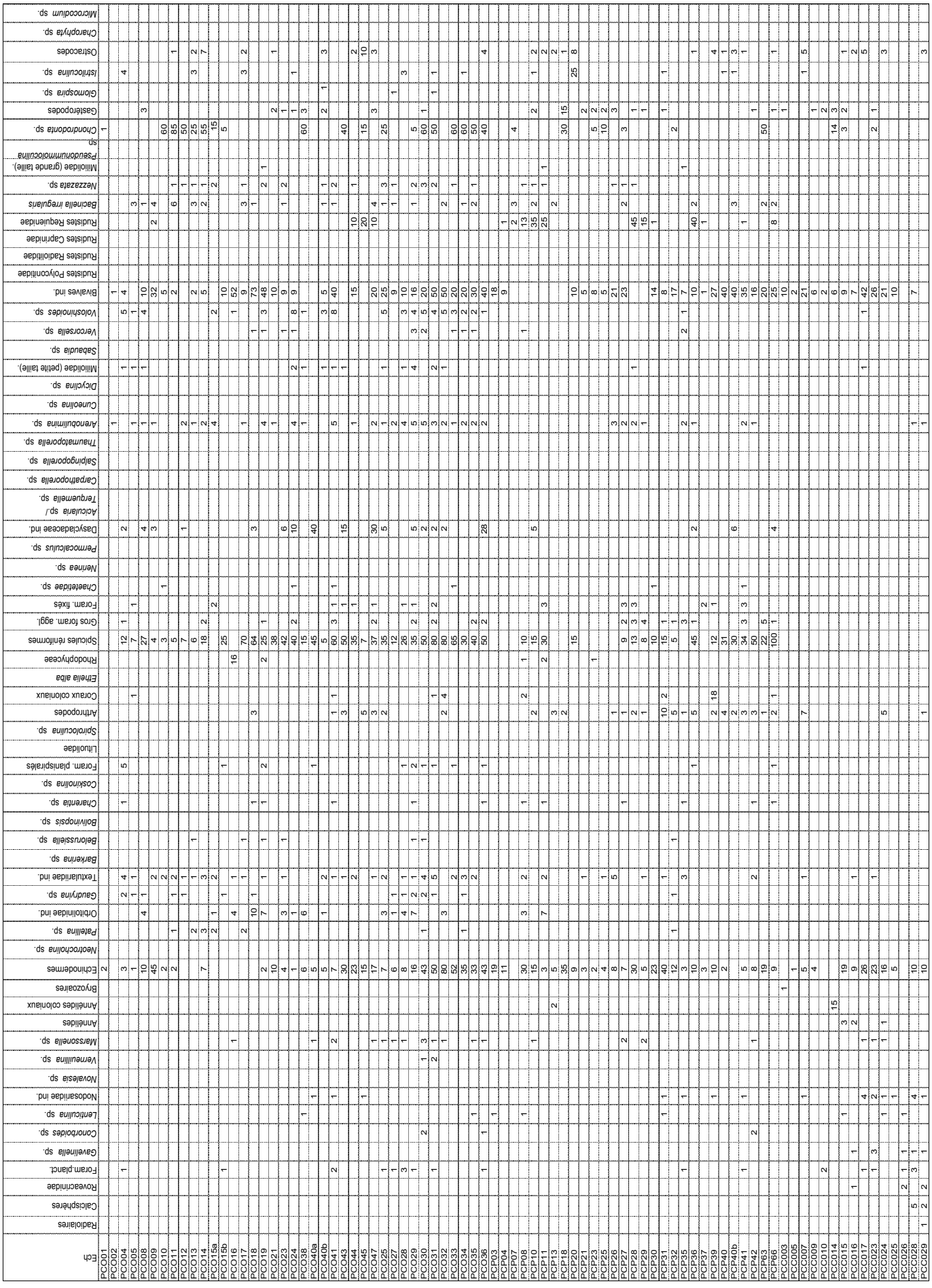
Young K. (1969). - Ammonite zones of northern Chihuahua. *Guidebook of the border region, Chihuahua and the United States*: 97-101.

Young K. (1974). - Lower Albian and Aptian (Cretaceous) ammonites of Texas. *Geoscience and Man* 8(Aspects of Trinity Division geology): 175-228.

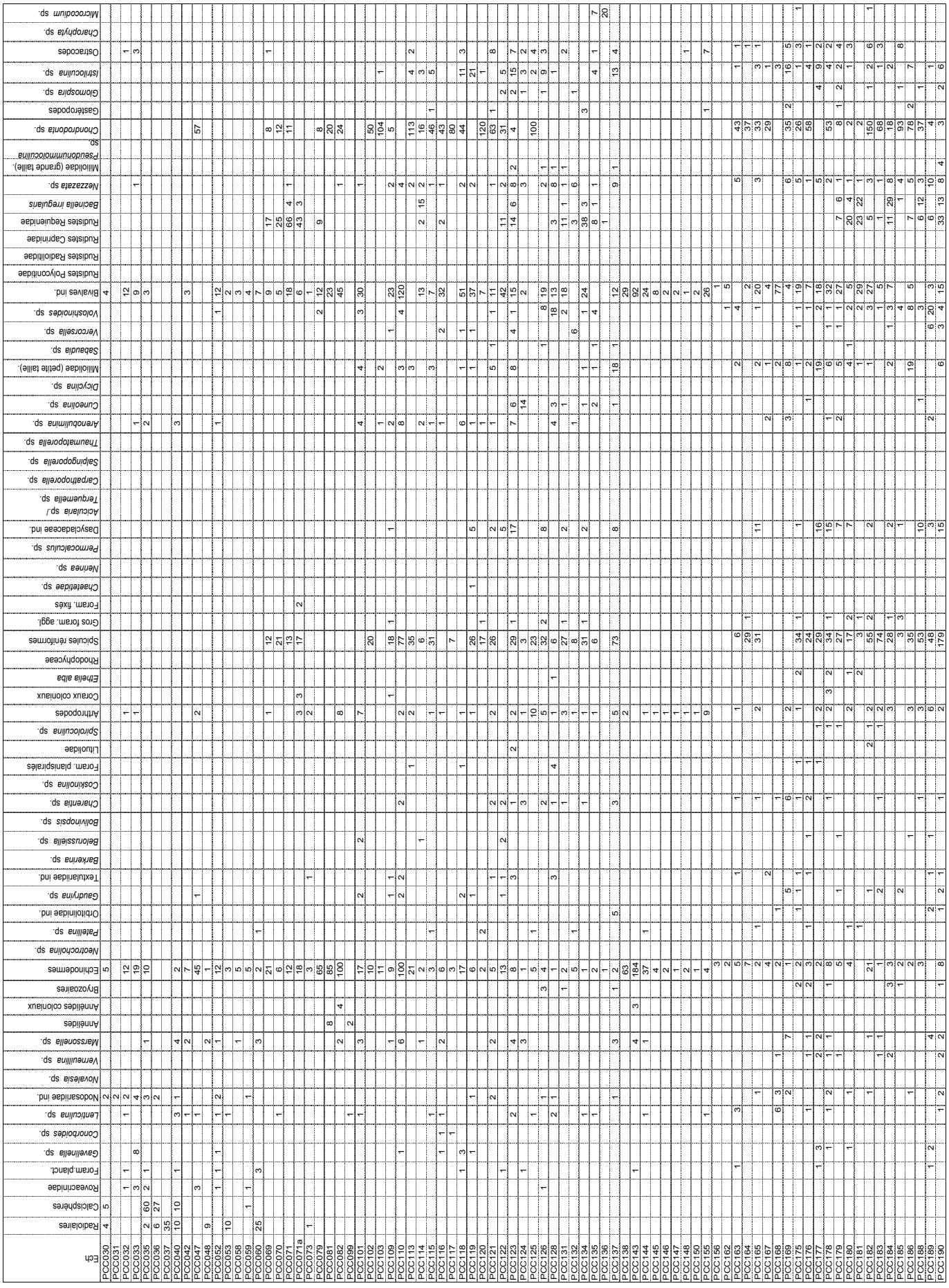
Young K. (1986). - The Albian Cenomanian (Lower Cretaceous Upper Cretaceous) Boundary in Texas and Northern Mexico. *Journal of Paleontology* 60(6): 1212-1219.

Yule J. D. & C. T. Herzig (1994). - Paleomagnetic evidence for no large-scale northward translation of the Southern California Peninsular Ranges. *Geological Society of America, 1994 annual meeting*. Anonymous, Ed. Boulder, CO, United States, Geological Society of America (GSA). 26; 7: 461.

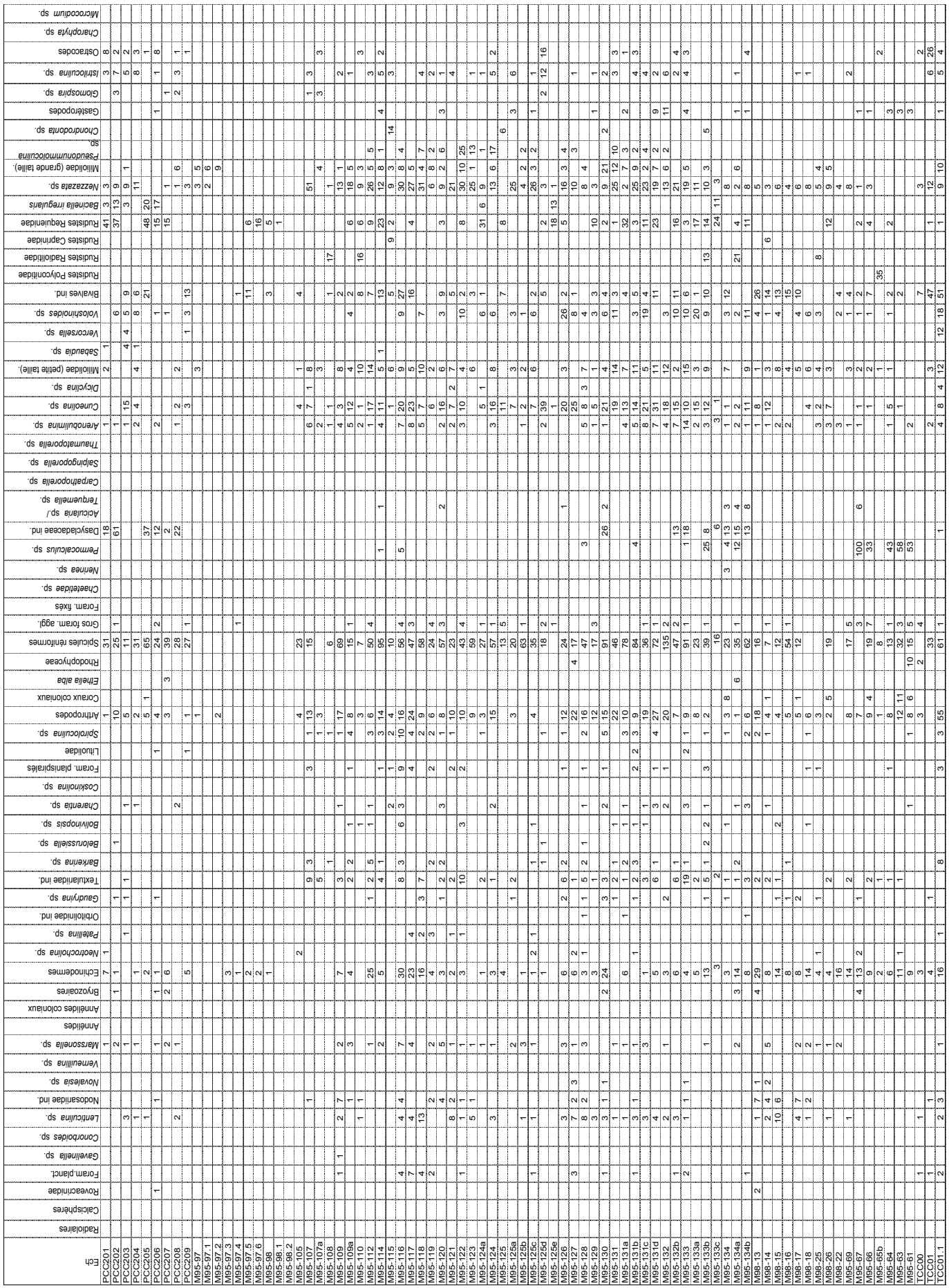
Annexes



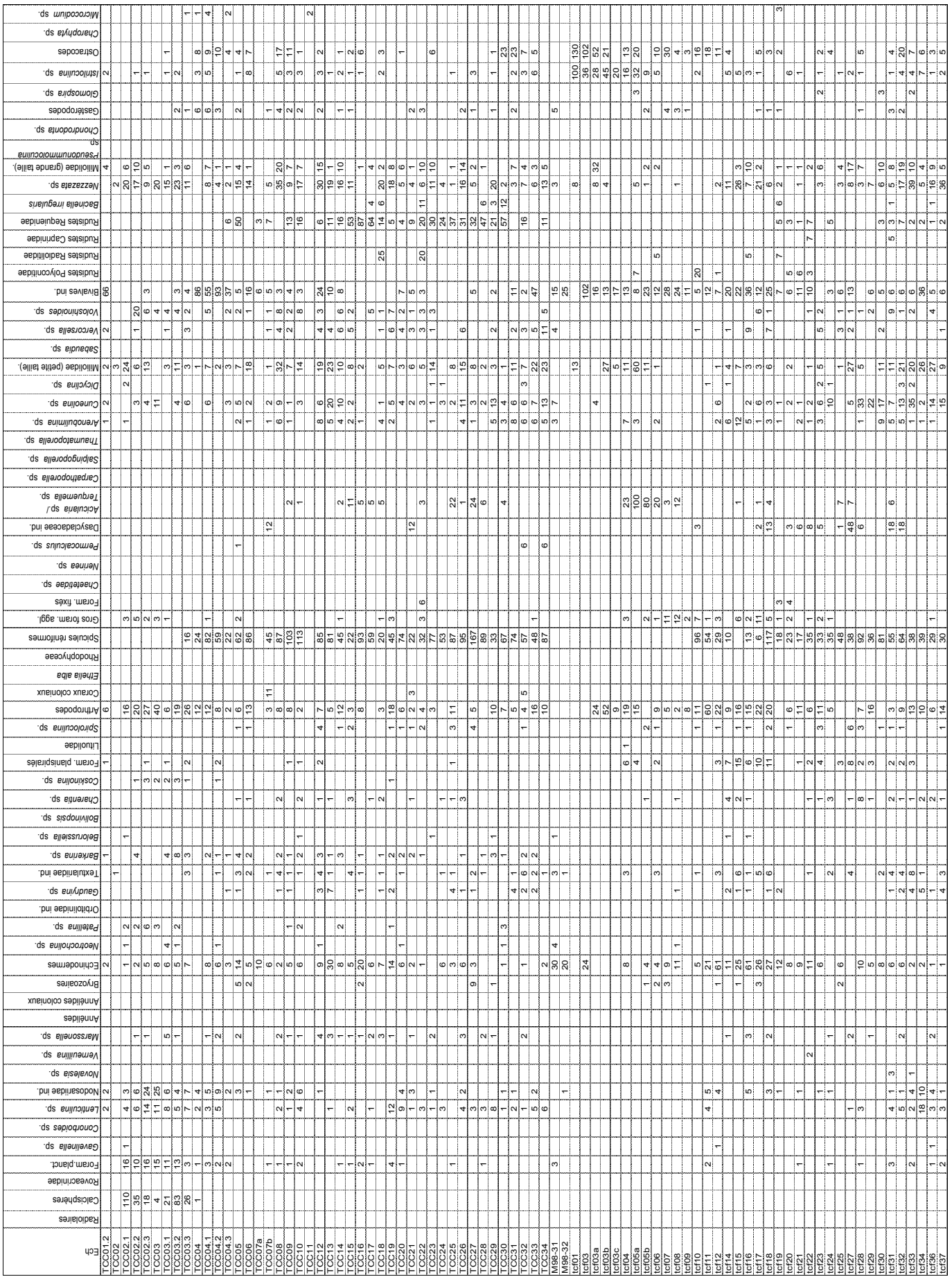
Annexe A1 - Tableau de comptages des marqueurs écologiques



Annexe A1 - Tableau de comptages des marqueurs écologiques



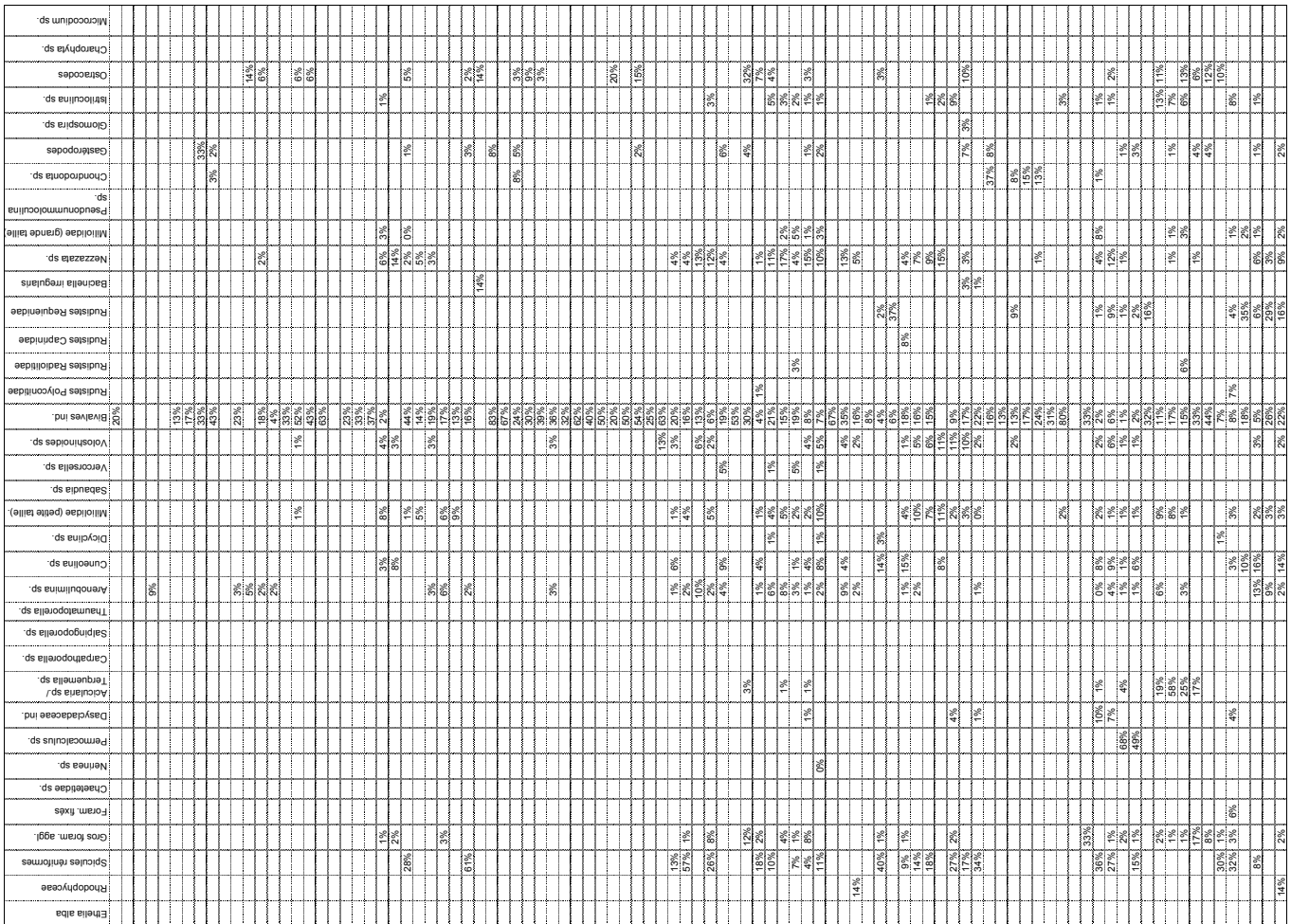
Annexe A1 - Tableau de comptages des marqueurs écologiques



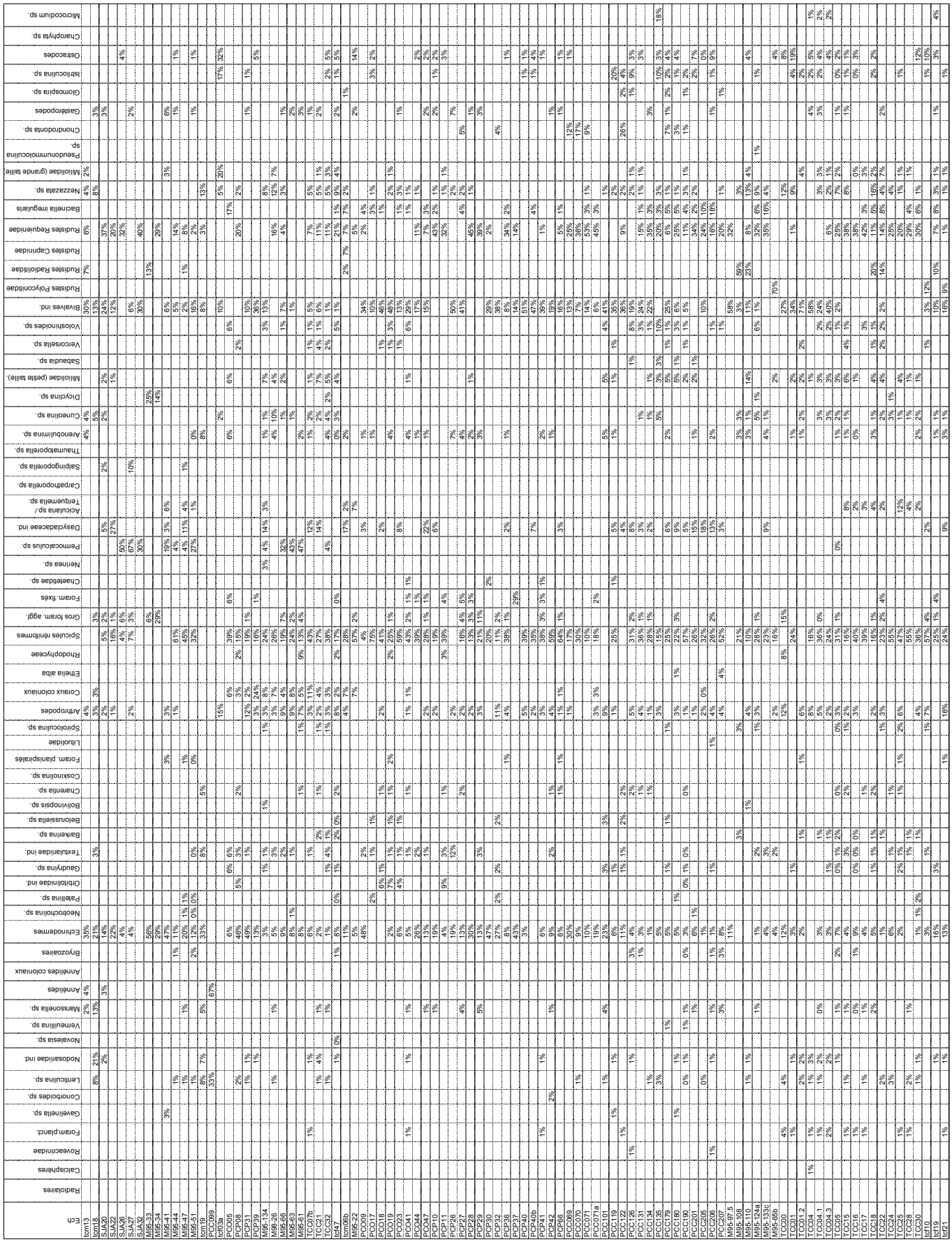
Annexe A1 - Tableau de comptages des marqueurs écologiques

| Ech | Radiolaires | Calcisphères | Roveacrinidae | Foram.planct. | *Gavelinella* sp. | *Conorboides* sp. | *Lenticulina* sp. | Nodosariidae ind. | *Novaleasia* sp. | *Verneuilina* sp. | *Marssonella* sp. | Annélides | Annélides coloniaux | Bryozoaires | Echinodermes | *Nezzazatinella* sp. | Orbitolinidae ind. | *Palorbitolina* sp. | *Guardiaxina* sp. | Textulariidae ind. | *Barkerina* sp. | *Belorussiella* sp. | *Bolivinopsis* sp. | *Charentia* sp. | *Coskinolina* sp. | Foram. planisphériques | Lituolidae | *Spirocolumina* sp. | Arthropodes | Coraux coloniaux | *Ethelia alba* | Rhodophycaeae | Spicules ramifiés | Gros foram. agglt. | Foram. fixés | *Chaetetidae* sp. | *Neoheterodictyon* sp. | *Permocalculus* sp. | Dasycladaceae ind. | *Acicularia* sp./ *Terquemella* sp. | *Carpathoporella* sp. | *Salpingoporella* sp. | *Thaumatoporella* sp. | *Arenovidalina* sp. | *Cuneolina* sp. | *Dicyclina* sp. | Miliolidae (petite taille). | *Sabaudia* sp. | *Vercorsella* sp. | *Voloshinoides* sp. | Bivalves ind. | Rudistes Polyconitidae | Rudistes Radiolitidae | Rudistes Caprinidae | Rudistes Requieniidae | *Bacinella irregularis* | Miliolidae (grande taille). | *Nezzazata* sp. | *Pseudonummoloculina* sp. | *Chondrodonta* sp. | Gastéropodes | *Glomospira* sp. | *Istriloculina* sp. | Ostracodes | *Charophyta* sp. | *Microcodium* sp. |
|---|---|---

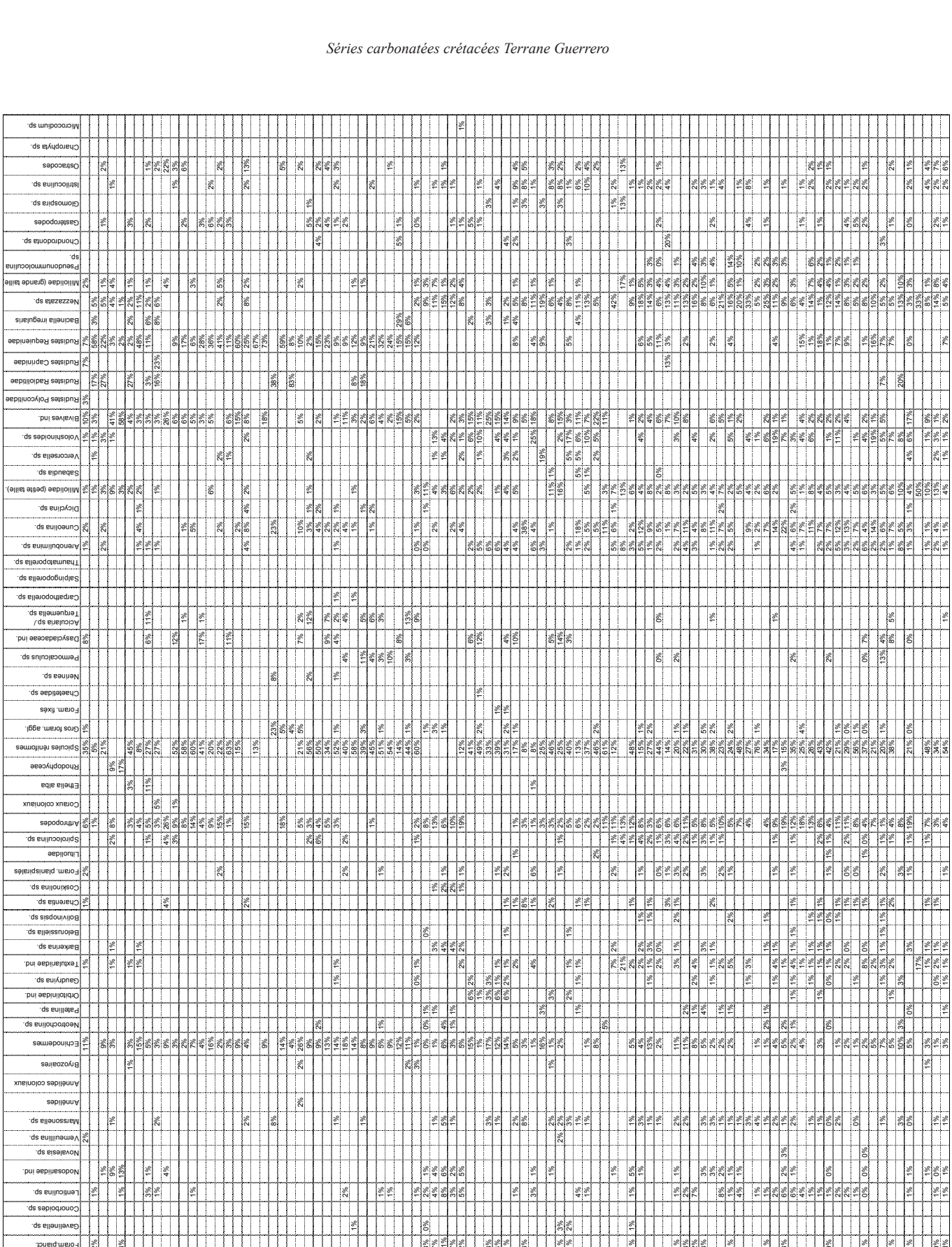
| Ech | Radiolaires | Calcisphères | Roveacrinidae | Foram.planct. | *Gavelinella* sp. | *Conorboides* sp. | *Lenticulina* sp. | Nodosariidae ind. | *Novalesia* sp. | *Vemeuilina* sp. | *Marssonella* sp. | Annélides | Annélides coloniaux | Bryozoaires | Echinodermes | *Nectochoilina* sp. | *Pateliina* sp. | Orbitolinidae ind. | *Gaudryina* sp. | Textulariidae ind. | *Barkerina* sp. | *Belorussiella* sp. | *Bolivinopsis* sp. | *Charentia* sp. | *Coskinolina* sp. | Foram. planisphérales | Lituolidae | *Spirolocullina* sp. | Arthropodes | Coraux coloniaux | *Ethelia alba* | Rhodophyceae | Spicules ténitormes | Gros foram. aggl. | Foram. fixés | *Chapeltiidae* sp. | *Nerinea* sp. | *Permocalculus* sp. | Dasycladaceae ind. | *Acicularia* sp./ *Terquemella* sp. | *Carpathoporella* sp. | *Salpingoporella* sp. | *Thaumatoporella* sp. | *Arenobulimina* sp. | *Cuneolina* sp. | *Dicyclina* sp. | Miliolidae (petite taille). | *Sabaudia* sp. | *Vercorsella* sp. | *Volosfinoides* sp. | Bivalves ind. | Rudistes Polyconitidae | Rudistes Radiolitidae | Rudistes Caprinidae | Rudistes Requieniidae | *Bacinella irregularis* | *Nezzazata* sp. | Miliolidae (grande taille). | *Pseudonummoloculina* sp. | *Chondrodonta* sp. | Gastéropodes | *Glomospira* sp. | *Istriloculina* sp. | Ostracodes | *Charophyta* sp. | *Microcoolum* sp. |
|---|---|---



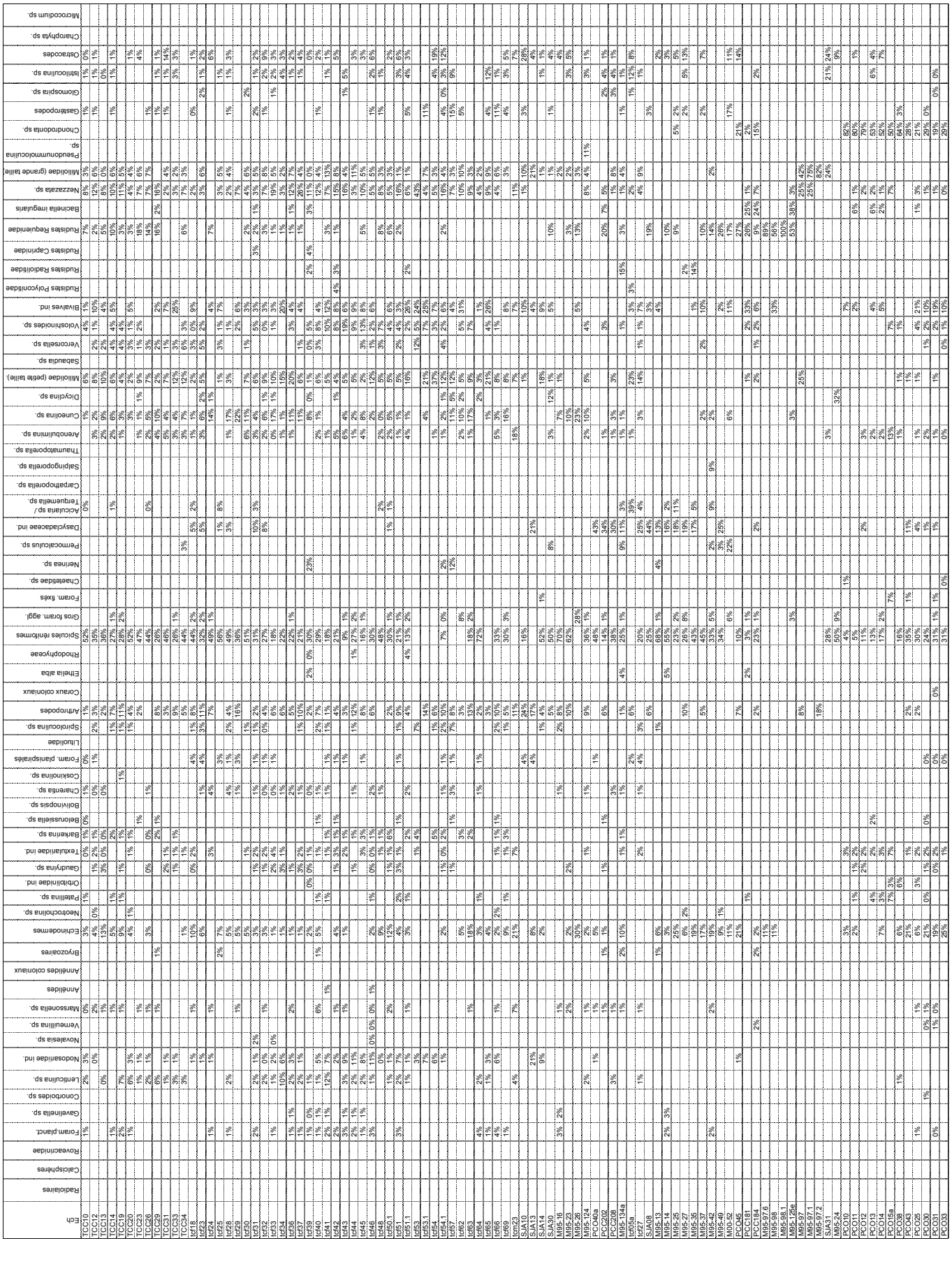
Annexe A2 - Pourcentage des marqueurs écologiques



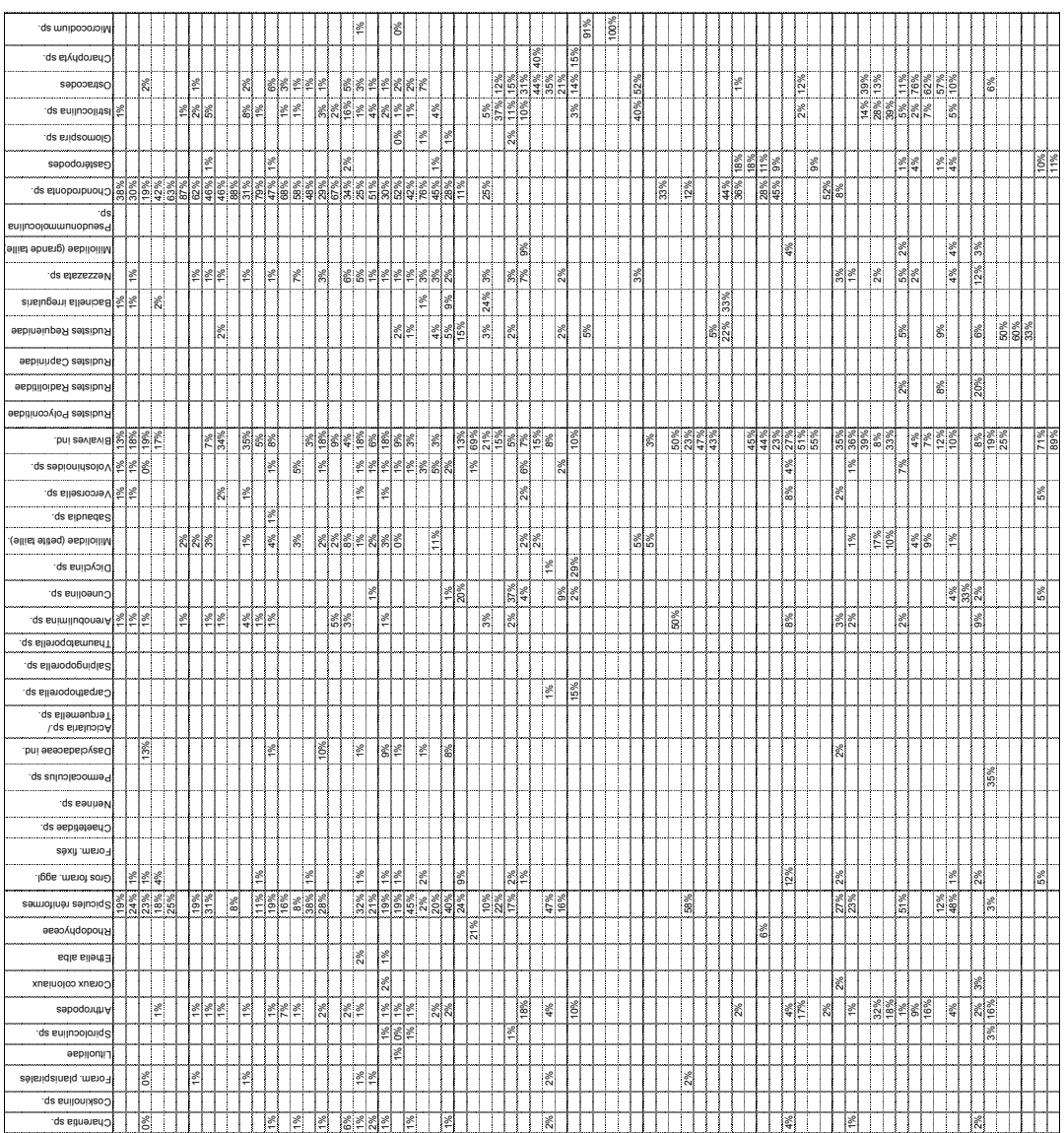
Annexe A2 - Pourcentage des marqueurs écologiques



Annexe A2 - Pourcentage des marqueurs écologiques



Annexe A2 - Pourcentage des marqueurs écologiques



Annexe A2 - Pourcentage des marqueurs écologiques

Ech	Radiolaires	Calcisphères	Roveacrinidae	Foram. Planct. + Gavelinella	Foram. Circa.	Annélides	Bryozoaires	Echinodermes	Arthropodes	Coraux coloniaux	*Ethelia alba*	Rhodophyceae	Spicules réniformes	Nerinea sp.	Algues vertes	Foram. Infra.	Bivalves ind.	Rudistes	Bacinella irregularis	Chondrodontes	Gastéropodes	Ostracodes	Charophyta sp.	Traces d'émersion
PCC030	20%	25%			10%			25%									20%							
PCC036	17%	77%			6%																			
PCC037	100%																							
PCC040	29%	29%		3%	24%			6%								9%								
PCC048	75%				17%			8%																
PCC053	63%				6%			19%									13%							
PCC060	61%			7%	7%			5%								2%	17%							
PCC010				33%													33%				33%			
PCC023				7%	5%			38%								2%	43%			3%	2%			
PCC026			40%	40%	20%																			
PCC028		16%		13%	13%			32%								3%	23%							
PCC029	5%	9%	9%	5%	5%			45%	5%							5%						14%		
PCC033			6%	16%	8%			39%	2%							4%	18%					6%		
PCC035	2%	71%	2%	1%	5%			12%								2%	4%							
PCC059		8%	8%		8%			42%									33%							
PCC017				1%	6%			32%								2%	52%					6%		
PCC024					6%	2%		33%	10%								43%					6%		
PCC025					6%			31%									63%							
PCC031					100%																			
PCC042					23%			54%									23%							
PCC058					11%			56%									33%							
PCC144					3%			57%	2%							2%	37%							
TCC02.3		11%		10%	25%			3%	17%							32%	2%							
TCC03		3%		10%	25%			5%	27%							29%								
TCC04.2				1%	8%			3%	4%				28%			6%	44%				1%	5%		
tcm14					23%			55%								9%	14%							
tcm15					22%			50%								9%	19%							
tcm21					11%			50%								22%	17%							
tcm20				4%	30%			35%	9%							9%	13%							
PCO21								16%					61%			2%	16%				3%	2%		
PCP13						14%		36%	21%										14%			14%		
PCC003							8%										83%				8%			
PCC005								33%									67%							
PCC015					3%	8%		50%									24%			8%	5%	3%		
PCC016			4%	4%		9%		39%								4%	30%					9%		
PCC032			3%	3%	10%			39%	3%								39%					3%		
PCC052			3%	6%	12%			36%								6%	36%							
PCC143				0%	1%	1%		65%									32%							
PCC145								31%	8%								62%							
PCC146								40%	20%								40%							
PCC147								25%	25%								50%							
PCC148								40%	20%								20%					20%		
PCC150								25%	25%								50%							
PCC155					2%			8%	19%								54%				2%	15%		
PCC156								75%									25%							
PCC162								25%								13%	63%							
M98-13			2%		7%		3%	23%	14%				13%			18%	20%							
M98-16								8%	5%				57%			14%	16%							
M98-22					6%			52%								29%	13%							
M95-69					2%			21%	12%				26%			33%	6%							
M98-31				4%				38%								32%	19%				6%			
M98-32					2%			43%								2%	53%							
tcf07							3%	10%	5%						3%	12%	30%				4%	32%		
tcf12				1%	3%		1%	39%	14%				18%			13%	4%	1%				7%		
tcf14					1%			11%	9%				10%			43%	21%					4%		
tcf15							1%	17%	11%						1%	56%	15%							
tcf16					4%			32%	8%				7%			27%	19%	3%						
tcf17							2%	18%	15%				4%		2%	46%	8%				1%	3%		
tcf56				3%	3%			20%	9%				11%	0%		47%	7%				2%			
tcm08								33%									67%							
tcm10					4%			26%								35%	35%							
tcm16					25%			30%				14%				16%	16%							
SJA12								54%	38%								8%							
SJA37					2%			4%	28%				40%			18%	4%	2%				3%		
M95-52							14%	42%									6%	37%						
M98-14					17%			10%	5%	1%			9%			32%	18%	8%						
M98-15					19%			17%	5%				14%			29%	16%							
M98-17					19%			12%	7%	1%			18%			27%	15%							
M98-18					9%			26%	11%							53%								
PCO04				2%				7%					27%		4%	51%	9%							
PCO40b								17%					17%			30%	17%		3%		7%	10%		
PCO32					0%			34%	1%	2%			34%		1%	5%	22%		1%					
PCC014						39%											16%			37%	8%			
PCC073	13%							38%	25%							13%	13%							
PCC079								68%								2%	13%	9%		8%				
PCC081						6%		63%									17%			15%				
PCC082					1%	2%		54%	4%							1%	24%			13%				
PCC138								67%	2%								31%							

Annexe A3 - Pourcentage des groupes de marqueurs écologiques

Ech	Radiolaires	Calcisphères	Roveacrinidae	Foram. Planct. + Gavelinella	Foram. Circa.	Annélides	Bryozoaires	Echinodermes	Arthropodes	Coraux coloniaux	*Ethelia alba*	Rhodophyceae	Spicules réniformes	Nerinea sp.	Algues vertes	Foram. Infra.	Bivalves ind.	Rudistes	Bacinella irregularis	Chondrodontes	Gastéropodes	Ostracodes	Charophyta sp.	Traces d'émersion
PCC168					10%			2%								7%	80%							
M95-97.3								100%																
M95-97.4								33%								33%	33%							
M95-130				0%	2%		1%	10%	6%				36%		11%	31%	2%	1%		1%				
M95-132b				1%	2%			3%	4%				27%		7%	38%	6%	9%				2%		
M95-67							3%	9%	5%						72%	8%	1%	1%			1%			
M95-64								7%	9%				15%		49%	13%	2%	2%			3%			
TCC07a								53%									32%	16%						
tcf04								7%	15%						19%	38%	11%					11%		
tcf05b							1%	3%							58%	20%	17%				1%			
tcf06							3%	5%	11%						25%	22%	15%	6%				13%		
tcf08								15%	3%						17%	22%	33%				4%	6%		
tcf09									32%							8%	44%				4%	12%		
tcf11				1%	5%			12%	34%				30%			1%	7%					10%		
tcf20								11%	8%				32%		4%	25%	8%	11%						
tcf59b					2%			27%	5%							12%	18%	35%						2%
tcf60				4%				18%	14%				8%			43%	5%	6%			1%			
tcm11					6%			23%								17%	26%	29%						
tcm12								14%				14%				33%	22%	16%			2%			
tcm13					2%	4%		35%	4%							13%	30%	13%						
tcm18					41%			21%	3%	3%						18%	13%				3%			
SJA20					2%	3%		14%	2%				5%		6%	5%	24%	37%			3%			
SJA22								22%	1%				16%		27%	2%	12%	20%						
SJA26								4%					4%		50%	6%		32%				4%		
SJA27								4%	2%				7%		77%	3%	6%				2%			
SJA32															30%		30%	40%						
M95-33								56%								31%		13%						
M95-34								29%								43%		29%						
M95-41				3%				47%	3%						28%	6%	6%				6%			
M95-44					1%		1%	11%	1%				61%		4%		5%	14%			1%	1%		
M95-47					2%			20%					45%		20%	2%	2%	9%						
M95-51					1%		2%	12%					32%		28%	2%	16%	2%			1%	1%		
tcm19					20%			33%								35%	8%	3%						
PCC099					33%	67%																		
tcf03a									15%							44%	10%					32%		
PCO05								6%		6%			39%			33%			17%					
PCP08					2%			46%		3%		2%	15%			12%		20%						
PCP31					2%			49%	12%	2%			19%			4%	10%				1%			
PCP39					1%			13%	3%	24%			16%			1%	36%					5%		
M95-134								3%	3%	8%			24%	3%	21%	25%	13%							
M98-26					3%			5%	3%	7%			26%			40%		16%						
M95-66								9%	9%	4%			19%		32%	16%	7%	4%			1%			
M95-63								8%	9%	8%			24%		43%	4%	1%				2%			
M95-61								8%	7%	5%		9%	13%		47%	8%					3%			
TCC07b				1%	1%			6%	3%	11%			43%		12%	12%	5%	7%			1%			
TCC21					6%			2%	2%	4%			27%		14%	25%	6%	11%			2%			
TCC32					2%			1%	3%	3%			38%		4%	33%	1%	11%				5%		
tcf47					1%		1%	8%	8%	2%		2%	17%			31%	1%	21%	1%		2%	5%		
tcm06b								11%	4%	7%			28%		20%	6%		17%	7%					
M95-22								5%		7%			57%		7%	2%		5%			2%	14%		
PCO09								48%					4%		3%	3%	34%	2%	4%					
PCO17													75%			10%	10%		3%			2%		
PCO18									2%				41%		2%	8%	46%		1%					
PCO19								2%				2%	25%			24%	48%							
PCO23								6%					59%		8%	11%	13%		1%		1%			
PCO41				1%	2%			5%	1%	1%			43%			16%	29%		1%					
PCO44								26%					39%			6%	17%	11%				2%		
PCO47					1%			13%	2%				28%		22%	4%	15%	7%	3%		2%	2%		
PCP10					1%			19%	2%				19%		6%	2%		43%	2%		2%	2%		
PCP11								4%				3%	39%			19%		32%				3%		
PCP26								19%	2%							21%	50%				7%			
PCP27					4%			13%	2%				16%			16%	41%		4%	5%				
PCP28								30%	2%				13%			10%		45%			1%			
PCP29					5%			13%	3%				21%			16%		39%			3%			
PCP30								47%					20%				29%	2%						
PCP32								27%	11%				11%			9%	38%			4%				
PCP36								8%	4%				38%		2%	3%	8%	34%	2%			1%		
PCP37								43%								29%	14%	14%						
PCP40								3%	5%				39%			1%	51%					1%		
PCP40b									2%				35%		7%	1%	47%		4%			4%		
PCP41				1%	1%			6%	3%				38%			9%	39%	1%				1%		
PCP42					4%			9%	4%				59%			5%	19%				1%			
PCP66								6%	1%	1%			64%		3%	2%	16%	5%	1%		1%	1%		
PCC069								30%	1%				17%				13%	25%		12%		1%		
PCC070					1%			9%					30%				7%	36%		17%				
PCC071								10%					10%			1%	14%	53%	3%	9%				
PCC071a								19%	3%	3%			18%			2%	6%	45%	3%					
PCC101					5%			23%	9%							22%	41%							

Annexe A3 - Pourcentage des groupes de marqueurs écologiques

Ech	Radiolaires	Calcisphères	Roveacrinidae	Foram. Planct. + Gavelinella	Foram. Circa.	Annélides	Bryozoaires	Echinodermes	Arthropodes	Coraux coloniaux	*Ethelia alba*	Rhodophyceae	Spicules réniformes	Nerinea sp.	Algues vertes	Foram. Infra.	Bivalves ind.	Rudistes	Bacinella irregularis	Chondrodontes	Gastéropodes	Ostracodes	Charophyta sp.	Traces d'émersion
PCC119				1%	1%			6%	1%				25%		5%	26%	35%							
PCC122				1%				11%							4%	13%	36%	9%		26%				
PCC126			1%		1%		3%	4%	5%				31%		8%	25%	19%					3%		
PCC131							1%	3%	4%				36%		3%	9%	24%	15%	1%			3%		
PCC134					1%			1%	1%				28%		2%	5%	22%	35%	3%		3%			
PCC135					3%			5%	3%				15%			33%		20%	3%			3%		18%
PCC179					1%			5%					25%		6%	15%	25%	6%	5%	7%	1%	4%		
PCC180				1%	1%			5%	3%		1%		22%		9%	15%	6%	25%	5%	3%		4%		
PCC190					2%		0%	3%	1%				57%		5%	12%	5%	11%	4%	1%				
PCC201					1%			6%	1%				26%		15%	9%		34%	2%			7%		
PCC205					0%			1%	2%	0%			32%		18%		10%	24%	10%			0%		
PCC206			1%		2%		1%	1%	4%				26%		13%	9%		16%	18%		1%	9%		
PCC207					3%		3%	8%	4%		4%		52%		3%	4%		20%						
M95-97.5								11%									58%	32%						
M95-108													21%			17%	3%	59%						
M95-110					3%				4%				10%			37%	11%	31%				4%		
M95-124a					1%			1%	3%				28%			28%	1%	32%	6%					
M95-133c								4%					23%		9%	13%		35%	16%					
M95-65b								4%	2%				16%			4%		70%				4%		
TCC00				4%	4%			12%	12%			8%				27%	27%					8%		
TCC01				1%	1%			3%					24%			18%	34%	1%				19%		
TCC01.2					4%			2%	6%							16%	71%							
TCC04		1%		1%	4%				8%				16%			3%	58%				4%	5%		1%
TCC04.1				1%	4%			3%	5%				36%			18%	24%				3%	4%		2%
TCC04.3				2%	2%			3%	2%				24%			14%	40%	6%				4%		2%
TCC05					2%		2%	7%	3%				31%		0%	24%	2%	25%			1%	2%		
TCC15				1%	2%			4%	2%				16%		8%	28%		38%			1%	1%		
TCC16				1%	0%		1%	9%	3%				40%		2%	3%		38%				3%		
TCC17				1%	2%			4%					39%		3%	7%		42%	3%					
TCC18					2%			5%	2%				16%		4%	33%		30%	5%			2%		
TCC22					2%			1%	3%				23%		2%	30%	2%	28%	8%		2%			
TCC24					3%			6%					55%			10%		25%						
TCC25				1%				2%	6%				47%		12%	13%		20%						
TCC28				1%	3%								55%		4%	4%		29%	4%					
TCC30					1%			1%	4%				36%		2%	8%		30%	6%			12%		
tcf10								3%	7%				57%		2%	7%	3%	12%				10%		
tcf19					1%			16%					25%			15%	10%	16%	8%		1%	3%		4%
tcf21				1%	1%			13%	16%				24%		9%	10%	16%	10%						
tcf22					2%			11%	6%				35%		8%	12%	10%	17%						
tcf38				2%	1%				1%				5%			8%	3%	75%	3%					1%
tcf49					1%			9%					21%			17%		49%			1%	2%		
tcf51.2					11%			3%	8%			9%				24%	41%	3%						
tcf52				3%	14%							17%				5%	58%	2%						
tcf58							1%	3%	3%		3%		45%			6%	4%	29%	2%		3%			
tcf67								15%	4%				8%			22%	3%	48%						
tcm06					3%			5%	5%		11%		27%		17%	6%	3%	14%	6%		2%	1%		
tcm07					3%			3%	3%	5%			27%			8%	3%	39%	8%			2%		
SJA02					4%			9%	26%							13%	26%					22%		
SJA03								3%	9%	1%			52%		12%	4%	6%	9%				3%		
SJA04								2%	8%				58%		1%	1%	6%	17%			2%	6%		
SJA05					1%			7%	14%				60%			8%	5%	6%						
SJA06								4%	4%				41%		18%		3%	28%			3%			
SJA09								16%	9%				20%			8%	5%	36%			6%			
SJA11								2%	15%				22%			15%		41%			2%	2%		
SJA16								3%	1%				63%		11%	1%	6%	11%			3%			
SJA28								9%					15%			2%	15%	60%						
SJA34					2%			4%	15%							33%	8%	25%				13%		
M95-17													13%					67%						20%
M95-20								9%									18%	73%						
M95-28					8%									8%		46%		38%						
M95-30								14%	18%							5%		59%				5%		
M95-31								4%								4%		92%						
M95-36						2%	2%	26%	5%				21%		10%	17%	5%	10%				2%		
M95-38								9%	3%				56%	2%	12%	11%		2%			5%			
M00-38a								9%	4%				50%			13%	2%	15%		4%	2%	2%		
M95-39								13%	5%				34%		16%	2%		23%			4%	4%		
M95-40					1%			14%	3%				52%	1%	7%	9%	1%	9%			1%	3%		
M00-41a					2%			18%					40%		9%	9%	11%	9%			2%			
M00-42a				1%				14%					58%		1%	3%	3%	20%						
M00-42c					1%			8%					39%		16%	6%	2%	28%						
M95-43								9%	1%				45%		10%	4%	6%	21%						4%
M95-45					1%			5%					51%		6%	2%	4%	32%						
M95-46					1%			9%					54%		10%		2%	24%				1%		
M95-50								12%					14%		8%		15%	15%	29%	5%	1%			
M00-42b							2%	11%					44%		16%	1%	5%	15%	6%					
TCC27					1%		3%	1%	2%				60%		9%	10%	2%	12%			0%			
TCC02.1		52%		8%	3%			0%	8%							28%								
TCC02.2		23%		7%	9%			1%	13%							47%								

Annexe A3 - Pourcentage des groupes de marqueurs écologiques

Ech	Radiolaires	Calcisphères	Roveacrinidae	Foram. Planct. + Gavelinella	Foram. Circa.	Annélides	Bryozoaires	Echinodermes	Arthropodes	Coraux coloniaux	*Ethelia alba*	Rhodophyceae	Spicules réniformes	Nerinea sp.	Algues vertes	Foram. Infra.	Bivalves ind.	Rudistes	Bacinella irregularis	Chondrodontes	Gastéropodes	Ostracodes	Charophyta sp.	Traces d'émersion
TCC03.1		21%		11%	19%			6%	6%							37%						1%		
TCC03.2		42%		7%	5%			3%	10%							31%	2%				1%			
TCC03.3		19%		2%	10%			5%	19%				12%			29%	3%				1%			1%
PCO08								15%					41%		6%	17%	15%		2%		5%			
PCO24								1%					49%		12%	23%	11%				1%			
PCO27				3%	3%			17%					33%			17%	25%		3%					
PCO28				4%	1%			12%					39%			28%	15%							
PCO29				1%				14%					31%		4%	31%	14%		1%	4%				
PCC123					4%			5%	1%				17%		10%	36%	9%	8%	4%	2%		4%		
PCC124				3%	8%			3%	3%				8%			65%	5%					5%		
PCC128					4%			1%	1%		1%		8%			61%	18%	4%						
PCC132								16%	3%				25%			47%		9%						
PCC137					3%		1%	1%	3%				46%		5%	32%	8%					3%		
PCC177				3%	3%			2%	2%				25%		14%	35%	15%					2%		
PCC189				3%	3%				5%				40%		3%	36%	3%	5%		3%				
PCC203					5%				6%				13%			59%	11%		4%			2%		
PCC204					2%			1%	2%				37%			46%	7%					4%		
PCC209								8%	2%				46%			20%	22%					2%		
M95-105									11%				61%			18%	11%							
M95-107					1%				11%				12%			76%								
M95-107a									13%							75%						13%		
M95-109				1%	8%			5%	12%				48%			25%	1%							
M95-109a					4%			4%	8%				15%			61%	2%	6%						
M95-112					1%			13%	3%				27%			47%	4%	5%						
M95-114					1%			2%	6%				44%		1%	26%	6%	11%			2%	1%		
M95-115									6%				14%			38%	7%	15%		20%				
M95-116				1%	5%			11%	6%				20%		2%	46%	10%							
M95-117				3%	4%			11%	11%				22%			39%	8%	2%						
M95-118				2%	7%			8%	5%				31%			47%								
M95-119				3%	5%			5%	8%				30%			49%								
M95-120					6%			2%	5%				38%		1%	38%	6%	2%			2%			
M95-121					11%			2%	10%				23%			49%	5%							
M95-122				1%	2%			2%	5%				24%			62%	1%	4%						
M95-123					6%				7%				48%			37%	2%							
M95-125a					3%				4%				27%			63%					4%			
M95-125b					5%			1%					76%			18%								
M95-125c				1%	2%			1%	4%				34%			55%	2%				1%			
M95-126					4%			4%	9%				17%		1%	60%	1%	4%						
M95-127				3%	11%			5%	19%			3%	15%			43%	1%							
M95-128					10%			2%	12%				35%		2%	40%								
M95-129					4%			4%	18%				25%			27%	4%	15%			1%			
M95-131					1%				13%				26%			56%	2%	1%				2%		
M95-131a					1%			3%	6%				43%			25%	2%	18%			1%	1%		
M95-131b				0%	2%				4%				42%		2%	44%	2%	1%				1%		
M95-131c					4%			1%	11%				21%			54%	2%	7%						
M95-131d					2%			2%	11%				29%			39%	4%	9%			4%			
M95-132					1%			1%	8%				56%			29%					5%			
M95-133				1%	1%			2%	4%				37%		8%	42%	2%	1%			2%	1%		
M95-133a								5%	7%				21%			50%	1%	16%						
M95-133b					1%			7%	1%				20%		17%	33%	5%	14%		3%				
M95-134b				1%				5%	4%				38%		13%	30%		7%			1%	2%		
M98-25					3%			10%	8%							60%		20%						
TCC01.1				1%	2%			5%	19%				21%		0%	33%	17%	0%			0%	1%		
TCC02																100%								
TCC06					1%		1%	3%	7%				48%			28%	9%					4%		
TCC08				0%	2%			1%	3%				34%			50%	1%				2%	7%		
TCC09				1%	2%			3%	4%				54%		1%	19%	2%	7%			1%	6%		
TCC10				1%	5%			3%	1%				52%		0%	28%	1%	7%			1%	0%		
TCC12					2%			4%	3%				35%			43%	10%	2%			1%	1%		
TCC13					2%			13%	2%				36%			37%	4%	5%						
TCC14				1%	1%			5%	7%				27%		1%	43%	5%	10%			1%	1%		
TCC19				2%	8%			9%	11%				28%			39%		3%						
TCC20				1%	9%			4%	4%				52%			21%	5%	3%				1%		
TCC23					2%				2%				47%			26%		18%				4%		
TCC26					4%			3%					44%		0%	33%		14%			1%			
TCC29					7%		1%		8%				26%			37%	2%	16%	2%		1%	1%		
TCC31					2%				3%				46%			27%	7%				1%	14%		
TCC33					4%				9%				26%			34%	25%					3%		
TCC34					3%			1%	5%				44%		3%	38%		6%						
tcf18					2%			10%	8%				44%		6%	19%	9%				0%	1%		
tcf23					1%			6%	11%				32%		5%	44%						2%		
tcf24				1%	3%				7%				49%			24%	4%	7%				6%		
tcf25							2%	7%					56%		9%	19%	7%							
tcf28				1%	2%			5%	4%				49%		3%	34%					1%	3%		
tcf29					1%			5%	16%				36%			35%	6%							
tcf30								5%					51%			39%	3%	2%						
tcf31				2%	5%			3%	2%				31%		14%	32%	3%	5%	1%		2%	2%		
tcf32					3%			3%	4%				27%		8%	40%	3%	3%			1%	9%		

Annexe A3 - Pourcentage des groupes de marqueurs écologiques

Ech	Radiolaires	Calcisphères	Roveacrinidae	Foram. Planct. + Gavelinella	Foram. Circa.	Annélides	Bryozoaires	Echinodermes	Arthropodes	Coraux coloniaux	*Ethelia alba*	Rhodophyceae	Spicules réniformes	Nerinea sp.	Algues vertes	Foram. Infra.	Bivalves ind.	Rudistes	Bacinella irregularis	Chondrodontes	Gastéropodes	Ostracodes	Charophyta sp.	Traces d'émersion
tcf33				1%	3%			1%	6%				18%			63%	3%	1%				3%		
tcf34					16%			1%	6%				22%			30%	20%	1%				3%		
tcf36				2%	7%			1%	5%				22%			57%	4%	1%	1%			2%		
tcf37				1%	3%			1%	10%				21%			55%	4%	1%				4%		
tcf39				1%	1%			2%	2%		2%	0%	30%	23%		29%		6%	3%			0%		
tcf40				2%	12%		1%	5%	7%				29%			39%	4%				1%	2%		
tcf41				2%	19%	1%			1%				18%			42%	12%	3%				1%		
tcf42				2%	3%			4%	4%				21%			46%	8%	8%				5%		
tcf43				3%	12%			1%	3%				9%			65%	6%							
tcf44				2%	12%				12%			1%	27%			34%	9%					3%		
tcf45				2%	10%				8%				16%			51%	8%	5%				3%		
tcf46				3%	13%	1%		2%	6%				30%			32%	6%				1%	6%		
tcf48					0%			9%					48%		2%	32%		8%			1%			
tcf50.1					4%			12%	2%				30%		2%	36%	6%	6%				2%		
tcf51				3%	10%			4%	9%				21%			42%	3%	2%				6%		
tcf51.1					3%			3%	4%			4%	13%			39%	26%	2%			5%	3%		
tcf53					3%											73%	24%							
tcf53.1					7%				14%							43%	25%				11%			
tcf54					6%				6%							61%	7%					19%		
tcf54.1					1%			2%	10%				7%	2%		52%	6%	2%			4%	12%		
tcf57									8%					12%		61%	4%				15%			
tcf62								5%	3%							56%	31%				5%			
tcf63					1%			18%	13%				18%			50%								
tcf64				4%	2%			3%	2%				72%			15%	1%							
tcf65				1%	4%			4%	3%							56%	26%				4%			
tcf66				4%	7%			2%	10%				33%			34%					11%			
tcf69				1%				9%	5%				30%			38%	8%				4%	5%		
tcm23					11%			21%	11%							43%	7%					7%		
SJA10									24%				16%			18%	10%				3%	28%		
SJA13					21%			8%	17%						21%	25%	4%					4%		
SJA14					9%			2%	4%				52%			22%	9%					1%		
SJA30									5%				50%		8%	17%	5%	10%			1%	4%		
M95-16				5%	1%				8%				70%			13%						4%		
M95-23					2%			2%	10%				62%			17%		3%				5%		
M95-26								30%								53%	5%	13%						
M95-124					3%			2%	9%				36%			49%						1%		
PCO40a					2%			5%					48%		43%	1%								
PCC202					1%		1%	1%	6%				14%		34%	16%		20%	7%			1%		
PCC208					4%								38%		30%	26%						1%		
M95-134a					1%		2%	10%	1%		4%		25%		22%	14%		18%			1%			
tcf05a									6%						39%	42%	3%	3%				8%		
tcf27					2%								20%		29%	43%	7%							
SJA08									6%				25%		44%		3%	19%			3%			
M95-13							1%	6%					68%	4%	13%	2%	4%					2%		
M95-14				5%				3%			5%		55%		17%			10%				3%		
M95-25								25%					23%		30%	2%		9%		5%	2%	5%		
M95-27								6%	10%				26%		19%	15%		2%			2%	13%		8%
M95-35								19%					43%		22%		1%	14%						
M95-37								17%	5%				45%			5%	10%	10%			2%	7%		
M95-42				2%	2%			19%					33%		21%	9%		14%						
M95-49								9%					34%		28%	1%	2%	26%						
M00-52								11%							22%	11%	11%	17%			17%	11%		
PCO45					1%			21%	7%				10%					27%		21%		14%		
PCC181											2%		3%			7%	33%	26%	25%	2%				
PCC184					2%		2%	2%	2%				23%		2%	14%	6%	9%	24%	15%				
M95-97.6								11%										89%						
M95-98								11%									33%	56%						
M95-98.1																		100%						
M95-125e																9%		53%	38%					
M95-97									8%							92%								
M95-97.1																100%								
M95-97.2									18%							82%								
SJA31													28%			48%						24%		
M95-24													50%			41%						9%		
PCO10								3%					4%			3%	7%			82%				
PCO11								2%					5%			5%	2%		6%	80%		1%		
PCO12													11%		2%	8%				79%				
PCO13													13%			19%	4%		6%	53%		4%		
PCO14								7%					17%			10%	5%		2%	52%		7%		
PCO15a																50%				50%				
PCO38					1%			6%					16%			10%				64%	3%			
PCO43								21%	2%				35%		11%	2%				28%				
PCO25				1%	1%			6%	2%				30%		4%	13%	21%		1%	21%				
PCO30					3%			21%					24%		1%	12%	10%			29%	0%			
PCO31				0%	1%			19%		0%			31%		1%	9%	19%			19%				
PCO33								25%					31%			4%	10%			29%				
PCO34								22%					19%			7%	13%		1%	38%				
PCO35					1%			20%					24%			6%	18%		1%	30%				

Annexe A3 - Pourcentage des groupes de marqueurs écologiques

Ech	Radiolaires	Calcisphères	Roveacrinidae	Foram. Planct. + Gavelinella	Foram. Circa.	Annélides	Bryozoaires	Echinodermes	Arthropodes	Coraux coloniaux	*Ethelia alba*	Rhodophyceae	Spicules réniformes	Nerinea sp.	Algues vertes	Foram. Infra.	Bivalves ind.	Rudistes	Bacinella irregularis	Chondrodontes	Gastéropodes	Ostracodes	Charophyta sp.	Traces d'émersion
PCO36				0%	1%			20%					23%		13%	3%	19%			19%		2%		
PCP63								16%	1%				18%			4%	17%		2%	42%				
PCC102								13%					25%							63%				
PCC103								9%								3%				87%				
PCC113								11%	1%				19%			5%				62%		1%		
PCC115					1%			3%	1%				31%			11%	7%			46%	1%			
PCC116				1%	4%			6%	1%							4%	34%	2%		46%				
PCC117					1%			3%					8%							88%				
PCC118				3%				12%	1%							17%	35%			31%		2%		
PCC120								1%					11%			3%	5%			79%				
PCC121					3%			4%	1%				19%		1%	9%	8%			47%	1%	6%		
PCC125					1%			3%	7%				16%			2%				68%		3%		
PCC163				1%	4%			7%	1%				8%			19%				58%		1%		
PCC164								9%					38%			1%	3%			48%		1%		
PCC165					1%			2%	2%				28%		10%	10%	18%			29%		1%		
PCC167								9%								14%	9%			67%				
PCC169					9%			1%	2%							43%	4%			34%	2%	5%		
PCC175							2%	2%	1%		2%		32%		1%	14%	18%			25%		3%		1%
PCC176					3%		2%	3%					21%			13%	6%			51%		1%		
PCC178				1%	3%		1%	5%	1%	2%	1%		19%		9%	10%	18%			30%		1%		
PCC182					1%			7%	1%				19%		1%	6%	9%	2%		52%		2%		0%
PCC183					1%			1%	1%				45%			4%	3%	1%		42%		2%		
PCC185							1%	2%					2%		1%	11%			1%	76%		7%		
PCC186					1%			1%	2%				20%			23%	3%	4%		45%	1%			
PCC188								2%	2%				40%		8%	7%		5%	9%	28%				
M95-125								7%					24%			30%	13%	15%		11%				
PCO16					1%							21%				8%	69%							
PCC114					2%			3%					10%			13%	21%	3%	24%	25%				
PCP20								13%					22%			37%	15%					12%		
M95-125d								1%					17%			60%	5%	2%				15%		
tcf54.2					4%				18%							40%	7%					31%		
SJA15																2%	15%					44%	40%	
SJA17									4%				47%		1%	5%	8%					35%		
SJA36													16%			14%		2%				21%		47%
M95-18									10%						15%	34%	10%					14%	15%	2%
PCC136								5%										5%						91%
M95-98.2																								100%
TCC11																								100%
SJA01b																								100%
tcf01																48%						52%		
SJA40																5%	3%							92%
PCO01								67%												33%				
PCO02																50%	50%							
PCO15b				2%									58%			5%	23%			12%				
PCP03					3%			50%									47%							
PCP04								52%									43%	5%						
PCP07																		22%	33%	44%				
PCP18								42%	2%											36%	18%	1%		
PCP21								27%								9%	45%				18%			
PCP23								11%				6%					44%			28%	11%			
PCP25								18%								5%	23%			45%	9%			
PCP35				4%	4%			12%	4%							50%	27%							
PCC007					2%			12%	17%							5%	51%					12%		
PCC009								36%									55%				9%			
PCC047			3%		1%			41%	2%							1%				52%				
PCC109					2%			14%		2%			27%		2%	12%	35%			8%				
PCC110				0%	2%			30%	1%				23%			8%	36%							
tcf03								9%								14%	39%					39%		
tcf03b									32%							47%	8%					13%		
tcf03c									18%							49%	33%							
tcf50									1%				51%			29%		7%			1%	11%		
tcf54.3									9%							7%	4%				4%	76%		
tcf55									16%							16%	7%					62%		
tcf59a													12%				12%	17%			1%	57%		
tcf68					2%				4%				48%			23%	10%				4%	10%		
tcm17								67%								33%								
tcm22					5%			28%	2%	3%						29%	8%	26%						
SJA01a					13%			3%	16%				3%		35%	3%	19%					6%		
SJA19								25%									25%	50%						
SJA23								40%										60%						
M95-6								67%										33%						
M95-8																19%	71%				10%			
M95-9																	89%				11%			

Annexe A3 - Pourcentage des groupes de marqueurs écologiques

Ech	A	B	C	D	E	F	G
PCC030	45%	35%				20%	
PCC036	94%	6%					
PCC037	100%						
PCC040	62%	29%			9%		
PCC048	75%	25%					
PCC053	63%	25%				13%	
PCC060	68%	12%	2%			17%	
PCC010	33%					33%	33%
PCC023	7%	43%	2%			43%	5%
PCC026	80%	20%					
PCC028	29%	45%			3%	23%	
PCC029	27%	50%		5%	5%		14%
PCC033	22%	47%		2%	2%	20%	6%
PCC035	77%	17%			2%	4%	
PCC059	17%	50%				33%	
PCC017	1%	38%			2%	52%	6%
PCC024		41%		10%		43%	6%
PCC025		38%				63%	
PCC031		100%					
PCC042		77%				23%	
PCC058		67%				33%	
PCC144		60%	2%	2%		37%	
TCC02.3	22%	28%	6%	18%	15%	11%	1%
TCC03	13%	30%	3%	29%	10%	14%	
TCC04.2	1%	10%	3%	32%	1%	47%	6%
tcm14		77%			5%	18%	
tcm15		72%			6%	22%	
tcm21		61%	8%	3%	11%	17%	
tcm20	4%	65%		9%	9%	13%	
PCO21		16%		61%	2%	16%	5%
PCP13		50%		21%		14%	14%
PCC003		8%				83%	8%
PCC005		33%				67%	
PCC015		61%				24%	16%
PCC016	9%	48%	4%			30%	9%
PCC032	6%	48%		3%		39%	3%
PCC052	9%	48%			6%	36%	
PCC143	0%	67%				32%	
PCC145		31%		8%		62%	
PCC146		40%		20%		40%	
PCC147		25%		25%		50%	
PCC148		40%		20%		20%	20%
PCC150		25%		25%		50%	
PCC155		10%		19%		54%	17%
PCC156		75%				25%	
PCC162		25%			13%	63%	
M98-13	2%	33%	3%	27%	11%	24%	
M98-16		8%	2%	63%	6%	20%	
M98-22		58%			16%	26%	
M95-69		23%	3%	45%	8%	18%	3%
M98-31	4%	38%	10%		18%	23%	6%
M98-32		45%	2%			53%	
tcf07		13%		17%	3%	30%	37%
tcf12	1%	42%	4%	34%	6%	6%	7%
tcf14		12%	14%	20%	12%	32%	9%
tcf15		17%	17%	15%	13%	34%	3%
tcf16		36%	6%	16%	10%	31%	2%
tcf17		20%	10%	27%	13%	24%	5%
tcf56	3%	23%	7%	20%	27%	19%	3%
tcm08		33%				67%	
tcm10		30%	4%		17%	48%	
tcm16		55%	7%	14%	5%	20%	
SJA12		54%		38%		8%	
SJA37		5%		69%	17%	6%	3%
M95-52		56%				44%	
M98-14		27%	5%	17%	22%	29%	
M98-15		36%	5%	19%	17%	23%	
M98-17		31%	3%	27%	13%	24%	1%
M98-18		36%	6%	11%	30%	15%	2%
PCO04	2%	7%	27%	29%	18%	9%	9%
PCO40b		17%	10%	17%	13%	23%	20%
PCO32		35%	1%	37%	4%	22%	
PCC014		39%				16%	45%
PCC073	13%	38%	13%	25%		13%	
PCC079		68%			2%	22%	8%
PCC081		68%				17%	15%
PCC082		58%		4%		25%	13%
PCC138		67%		2%		31%	
PCC168		13%	2%		2%	80%	3%
M95-97.3		100%					
M95-97.4		33%		33%		33%	

Ech	A	B	C	D	E	F	G
M95-64		7%	2%	25%	58%	5%	3%
TCC07a		53%				47%	
tcf04		7%	8%	18%	33%	11%	24%
tcf05b		4%	2%	1%	66%	19%	8%
tcf06		8%	8%	13%	29%	24%	19%
tcf08		15%	4%	19%	17%	35%	10%
tcf09				40%		44%	16%
tcf11	1%	17%		65%	1%	7%	10%
tcf20		11%	1%	49%	10%	21%	8%
tcf59b		28%		5%	10%	55%	2%
tcf60	4%	18%		22%	35%	19%	2%
tcm11		29%	3%		11%	57%	
tcm12		14%		16%	21%	48%	2%
tcm13		41%		4%	7%	48%	
tcm18		62%	3%	8%	5%	21%	3%
SJA20		19%		8%	10%	60%	3%
SJA22		22%		18%	28%	32%	
SJA26		4%		10%	50%	32%	4%
SJA27		4%		12%	77%	6%	2%
SJA32					30%	70%	
M95-33		56%		6%	25%	13%	
M95-34		29%		29%	14%	29%	
M95-41	3%	47%	3%	3%	28%	9%	6%
M95-44		14%		62%	4%	19%	1%
M95-47		23%	2%	45%	20%	12%	
M95-51		16%	2%	32%	29%	19%	2%
tcm19		53%	13%		8%	25%	
PCC099		100%					
tcf03a				15%	2%	34%	49%
PCO05		6%	11%	50%	17%	17%	
PCP08		48%	9%	20%	2%	22%	
PCP31		52%	1%	35%		10%	2%
PCP39		15%		44%		36%	5%
M95-134		3%	4%	39%	33%	21%	
M98-26		8%	3%	36%	18%	36%	
M95-66		9%	2%	38%	36%	14%	1%
M95-63		8%	1%	43%	44%	1%	2%
M95-61		8%	2%	39%	49%		3%
TCC07b	1%	7%	1%	57%	17%	16%	1%
TCC21		8%	5%	33%	29%	23%	2%
TCC32		3%	7%	44%	21%	19%	7%
tcf47		10%	5%	29%	13%	36%	8%
tcm06b		11%		39%	22%	27%	1%
M95-22		5%		67%	7%	5%	17%
PCO09		48%	2%	4%	4%	41%	
PCO17			4%	75%	1%	14%	5%
PCO18			8%	43%	3%	47%	
PCO19		2%	12%	28%	8%	50%	
PCO23		6%	7%	59%	10%	17%	1%
PCO41	1%	7%	1%	49%	10%	31%	
PCO44		26%	2%	40%	1%	29%	2%
PCO47		13%	1%	32%	24%	25%	4%
PCP10		20%		21%	6%	47%	6%
PCP11		4%	13%	45%		35%	3%
PCP26		19%	12%	2%	7%	52%	7%
PCP27		16%	2%	27%	4%	46%	5%
PCP28		30%		21%	3%	46%	1%
PCP29		18%	3%	34%	3%	39%	3%
PCP30		47%		22%		31%	
PCP32		27%	7%	24%		38%	4%
PCP36		8%	1%	43%	3%	44%	1%
PCP37		43%		29%		29%	
PCP40		3%		44%		51%	3%
PCP40b				38%	7%	51%	5%
PCP41	1%	7%		49%	2%	40%	1%
PCP42		13%	4%	62%	1%	19%	1%
PCP66		6%	1%	67%	3%	22%	1%
PCC069		30%		19%		38%	13%
PCC070		10%		30%		43%	17%
PCC071		10%		10%		71%	9%
PCC071a		19%		26%		55%	
PCC101		28%	5%	9%	15%	42%	
PCC119	1%	7%	1%	27%	8%	37%	20%
PCC122	1%	11%	5%		4%	47%	32%
PCC126	1%	8%	2%	38%	17%	22%	13%
PCC131		4%	1%	42%	7%	43%	3%
PCC134		2%	1%	30%	5%	60%	3%
PCC135		8%		18%	20%	25%	30%
PCC179		5%	3%	25%	15%	37%	15%
PCC180	1%	6%	1%	28%	18%	38%	8%
PCC190		5%	2%	58%	9%	23%	4%
PCC201		7%	1%	26%	18%	39%	9%
PCC205		1%		35%	18%	44%	0%
PCC206	1%	4%	2%	32%	16%	34%	11%

Annexe A4 - Pourcentage des assemblages de marqueurs écologiques

Ech	A	B	C	D	E	F	G
PCC207		13%		60%	4%	21%	1%
M95-97.5		11%				89%	
M95-108			7%	21%	7%	66%	
M95-110		3%	1%	14%	18%	59%	4%
M95-124a		2%	3%	32%	12%	49%	1%
M95-133c		4%	3%	23%	14%	55%	
M95-65b		4%	2%	18%	2%	70%	4%
TCC00	4%	15%		35%		38%	8%
TCC01	1%	4%	1%	24%	4%	44%	23%
TCC01.2		6%	2%	6%	8%	75%	2%
TCC04	1%	4%		24%	1%	58%	12%
TCC04.1	1%	7%	1%	41%	8%	31%	10%
TCC04.3	2%	5%	2%	26%	9%	49%	6%
TCC05		12%	5%	35%	8%	37%	3%
TCC15	1%	6%	6%	18%	21%	45%	3%
TCC16	1%	10%	1%	44%	3%	38%	3%
TCC17	1%	6%	1%	39%	7%	47%	
TCC18		8%	4%	19%	13%	52%	4%
TCC22		3%	2%	32%	12%	49%	2%
TCC24		9%	2%	55%	4%	29%	
TCC25	1%	2%	5%	53%	17%	21%	1%
TCC28	1%	3%	1%	55%	6%	34%	
TCC30		2%	3%	39%	6%	38%	12%
tcf10		3%	1%	68%	2%	15%	11%
tcf19		18%	3%	30%	3%	38%	8%
tcf21	1%	14%	1%	40%	13%	29%	1%
tcf22		13%	4%	42%	13%	29%	
tcf38	2%	1%		6%	3%	87%	1%
tcf49		10%		21%	10%	55%	3%
tcf51.2		14%	4%	18%	11%	53%	1%
tcf52	3%	14%		17%	3%	62%	
tcf58		4%	1%	52%	2%	38%	3%
tcf67		15%	2%	13%	8%	63%	
tcm06		8%	1%	43%	19%	26%	3%
tcm07		6%		35%	2%	55%	2%
SJA02		13%	9%	26%		30%	22%
SJA03		3%	3%	63%	12%	15%	4%
SJA04		2%		66%	2%	22%	8%
SJA05		8%		74%	5%	13%	
SJA06		4%		45%	18%	31%	3%
SJA09		16%		30%	6%	41%	8%
SJA11		2%	2%	37%	5%	49%	5%
SJA16		3%		64%	13%	17%	3%
SJA28		9%		15%	2%	74%	
SJA34		6%	2%	15%	19%	42%	15%
M95-17				13%		67%	20%
M95-20		9%				91%	
M95-28		8%		31%	23%	38%	
M95-30		14%		23%		59%	5%
M95-31		4%		4%		92%	
M95-36		31%		31%	19%	17%	2%
M95-38		9%	2%	61%	20%	2%	6%
M00-38a		9%	7%	54%	6%	17%	7%
M95-39		13%		39%	18%	23%	7%
M95-40		15%	2%	57%	11%	10%	6%
M00-41a		20%	4%	40%	13%	20%	2%
M00-42a	1%	14%		58%	3%	24%	
M00-42c		9%		43%	17%	31%	
M95-43		9%		46%	12%	26%	6%
M95-45		5%	1%	52%	6%	36%	
M95-46		10%		54%	10%	26%	1%
M95-50		12%		14%	8%	59%	7%
M00-42b		13%		45%	16%	27%	
TCC27		5%	3%	62%	13%	16%	1%
TCC02.1	60%	4%	2%	9%	13%	12%	
TCC02.2	30%	10%	5%	17%	20%	18%	1%
TCC03.1	32%	25%	11%	7%	8%	16%	2%
TCC03.2	49%	8%	7%	10%	10%	15%	2%
TCC03.3	21%	15%	7%	30%	10%	15%	1%
PCO08		15%	8%	41%	15%	17%	5%
PCO24		1%	1%	53%	31%	11%	2%
PCO27	3%	19%	6%	33%	6%	31%	3%
PCO28	4%	13%	10%	40%	12%	15%	4%
PCO29	1%	14%	12%	33%	18%	17%	4%
PCC123		8%	4%	19%	26%	27%	17%
PCC124	3%	11%	8%	11%	38%	14%	16%
PCC128		6%	11%	11%	35%	35%	1%
PCC132		16%	3%	28%	22%	28%	3%
PCC137		4%	5%	49%	18%	14%	11%
PCC177	3%	5%	2%	26%	31%	19%	13%
PCC189	3%	3%	3%	45%	26%	16%	4%
PCC203		5%	5%	20%	35%	27%	9%
PCC204		4%	1%	39%	23%	20%	13%
PCC209		8%	2%	49%	12%	27%	2%

Ech	A	B	C	D	E	F	G
M95-105			5%	71%	13%	11%	
M95-107		1%	13%	23%	18%	42%	3%
M95-107a			25%	13%	21%	17%	25%
M95-109	1%	13%	3%	60%	10%	11%	1%
M95-109a		8%	10%	24%	25%	31%	1%
M95-112		14%	7%	32%	17%	28%	2%
M95-114		3%	4%	50%	11%	26%	5%
M95-115			7%	20%	10%	39%	24%
M95-116	1%	16%	14%	27%	18%	24%	
M95-117	3%	15%	6%	35%	17%	25%	
M95-118	2%	15%	7%	35%	15%	22%	2%
M95-119	3%	10%	11%	43%	10%	20%	3%
M95-120		8%	6%	45%	19%	19%	3%
M95-121		13%	6%	33%	18%	26%	4%
M95-122	1%	3%	9%	31%	15%	41%	
M95-123		6%		55%	5%	34%	1%
M95-125a		3%	4%	31%	17%	33%	12%
M95-125b		6%		77%	7%	10%	
M95-125c	1%	3%	5%	38%	19%	32%	2%
M95-126		9%	9%	26%	36%	21%	
M95-127	3%	16%	3%	37%	28%	12%	1%
M95-128		12%	11%	46%	22%	9%	
M95-129		9%	1%	48%	15%	24%	3%
M95-131		1%	3%	39%	25%	29%	3%
M95-131a		4%	5%	49%	13%	27%	2%
M95-131b	0%	2%	7%	46%	18%	22%	3%
M95-131c		4%	3%	33%	31%	26%	2%
M95-131d		4%	6%	41%	20%	25%	4%
M95-132		2%	2%	65%	15%	9%	7%
M95-133	1%	3%	10%	41%	27%	13%	4%
M95-133a		5%	2%	29%	37%	27%	
M95-133b		7%	8%	22%	34%	26%	3%
M95-134b	1%	5%	6%	42%	33%	12%	3%
M98-25		13%	8%	8%	30%	43%	
TCC01.1	1%	7%	5%	40%	20%	24%	3%
TCC02			17%		50%	33%	
TCC06		4%	3%	55%	12%	17%	8%
TCC08	0%	3%	4%	37%	23%	23%	10%
TCC09	1%	5%	3%	58%	8%	17%	8%
TCC10	1%	8%	4%	53%	12%	20%	3%
TCC12		6%	7%	37%	16%	30%	3%
TCC13		15%	4%	38%	23%	18%	0%
TCC14	1%	5%	4%	35%	23%	30%	2%
TCC19	2%	17%	4%	41%	17%	19%	
TCC20	1%	13%	4%	57%	9%	16%	1%
TCC23		2%	1%	49%	13%	31%	4%
TCC26		7%	2%	44%	17%	28%	1%
TCC29		8%	3%	33%	18%	36%	2%
TCC31		2%	3%	49%	17%	13%	17%
TCC33		4%	3%	35%	22%	30%	6%
TCC34		4%	1%	49%	32%	15%	
tcf18		12%	8%	53%	14%	12%	2%
tcf23		7%	8%	45%	27%	9%	5%
tcf24	1%	3%	7%	57%	15%	11%	6%
tcf25		9%	3%	56%	15%	15%	1%
tcf28	1%	7%	7%	52%	24%	5%	4%
tcf29		6%	4%	53%	24%	13%	
tcf30		5%	2%	51%	25%	15%	2%
tcf31	2%	8%	6%	33%	32%	16%	5%
tcf32		6%	4%	31%	26%	21%	11%
tcf33	1%	4%	8%	25%	29%	27%	6%
tcf34		17%	5%	28%	16%	27%	7%
tcf36	2%	8%	2%	27%	35%	24%	3%
tcf37	1%	4%	6%	31%	18%	35%	5%
tcf39	1%	3%	2%	58%	15%	20%	0%
tcf40	2%	17%	5%	36%	19%	19%	2%
tcf41	2%	20%	6%	19%	15%	36%	2%
tcf42	2%	7%	5%	25%	18%	38%	5%
tcf43	3%	14%	3%	13%	34%	26%	6%
tcf44	2%	12%	3%	41%	16%	23%	3%
tcf45	2%	10%	7%	24%	28%	28%	3%
tcf46	3%	16%	4%	36%	17%	15%	8%
tcf48		10%	3%	48%	20%	18%	2%
tcf50.1		16%	8%	34%	19%	21%	2%
tcf51	3%	14%	8%	31%	13%	21%	9%
tcf51.1		5%	4%	22%	22%	35%	11%
tcf53		3%	12%		17%	67%	
tcf53.1		7%		14%	32%	36%	11%
tcf54		6%	6%	6%	41%	16%	23%
tcf54.1		4%	7%	20%	21%	29%	20%
tcf57			14%	20%	28%	14%	24%
tcf62		5%	3%	12%	24%	51%	5%
tcf63		19%	2%	33%	35%	11%	
tcf64	4%	5%	3%	74%	5%	8%	

Annexe A4 - Pourcentage des assemblages de marqueurs écologiques

Ech	A	B	C	D	E	F	G
tcf65	1%	9%		3%	26%	44%	16%
tcf66	4%	8%	7%	43%	17%	9%	12%
tcf69	1%	9%	6%	38%	24%	10%	11%
tcm23		32%	7%	11%	25%	18%	7%
SJA10			4%	40%	1%	22%	31%
SJA13		29%	4%	17%	21%	25%	4%
SJA14		12%	1%	57%	18%	11%	2%
SJA30				55%	23%	17%	5%
M95-16	5%	1%	3%	78%	8%	2%	4%
M95-23		3%	2%	72%	10%	5%	8%
M95-26		30%		28%	23%	20%	
M95-124		4%	2%	46%	21%	23%	4%
PCO40a		8%	1%	48%	43%		
PCC202		2%	1%	20%	38%	33%	7%
PCC208		4%	3%	38%	37%	10%	8%
M95-134a		14%	3%	31%	27%	24%	1%
tcf05a			2%	6%	63%	8%	21%
tcf27		2%	10%	20%	47%	20%	1%
SJA08				31%	44%	22%	3%
M95-13		7%	1%	73%	13%	4%	2%
M95-14	5%	3%		60%	17%	10%	3%
M95-25		25%		25%	30%	9%	11%
M95-27		6%	2%	44%	19%	2%	27%
M95-35		19%		43%	22%	16%	
M95-37		17%		50%	5%	19%	10%
M95-42	2%	21%		37%	23%	16%	
M95-49		9%	1%	34%	28%	28%	
M00-52		11%		6%	28%	28%	28%
PCO45		22%		16%		27%	34%
PCC181			1%	7%	3%	86%	2%
PCC184		7%		26%	7%	45%	16%
M95-97.6		11%				89%	
M95-98		11%				89%	
M95-98.1						100%	
M95-125e				3%	3%	94%	
M95-97				8%	25%	67%	
M95-97.1						100%	
M95-97.2				18%		82%	
SJA31				28%	3%	24%	45%
M95-24				59%	32%		9%
PCO10		3%	3%	5%		7%	82%
PCO11		2%	4%	5%		8%	81%
PCO12			3%	11%	5%	2%	79%
PCO13			9%	13%	2%	13%	64%
PCO14		7%	6%	19%	2%	8%	59%
PCO15a			17%	7%	20%	7%	50%
PCO38		7%	6%	16%	3%		67%
PCO43		21%	1%	38%	11%		28%
PCO25	1%	7%	4%	32%	10%	25%	21%
PCO30		24%	4%	24%	7%	11%	30%
PCO31	0%	20%	3%	33%	4%	20%	20%
PCO33		25%	1%	32%	2%	10%	29%
PCO34		22%	3%	19%	3%	13%	39%
PCO35		21%	1%	25%	3%	20%	30%
PCO36	0%	21%	1%	24%	14%	19%	20%
PCP63		16%		24%		18%	42%
PCC102		13%		25%			63%
PCC103		9%			3%		88%
PCC113		11%	1%	20%	2%	1%	65%
PCC115		4%	1%	32%	4%	8%	51%
PCC116	1%	11%		1%	3%	38%	46%
PCC117		4%		8%			88%
PCC118	3%	12%	2%	1%	6%	37%	40%
PCC120		1%	1%	12%	1%	5%	80%
PCC121		7%	2%	21%	7%	9%	54%
PCC125		4%	1%	23%			73%
PCC163	1%	11%	3%	9%	8%	7%	61%
PCC164		9%		39%		3%	49%
PCC165		3%	2%	29%	13%	21%	33%
PCC167		9%	5%		7%	9%	70%
PCC169		10%	11%	2%	11%	10%	57%
PCC175		4%	5%	36%	4%	23%	29%
PCC176		7%	5%	21%	4%	7%	56%
PCC178	1%	8%	1%	24%	14%	19%	34%
PCC182		8%	1%	21%	2%	12%	56%
PCC183		2%	2%	47%	1%	4%	44%
PCC185		2%	2%	5%	4%	4%	83%
PCC186		2%	1%	22%	16%	10%	50%
PCC188		2%	1%	42%	11%	16%	29%
M95-125		7%		33%	20%	28%	11%
PCO16		1%	7%	21%	1%	69%	

Ech	A	B	C	D	E	F	G
tcf54.2		4%	1%	18%	13%	23%	41%
SJA15					2%	15%	83%
SJA17			4%	51%	2%	8%	35%
SJA36				16%	12%	5%	67%
M95-18				10%	46%	10%	34%
PCC136		5%				5%	91%
M95-98.2							100%
TCC11							100%
SJA01b							100%
tcf01					5%	3%	92%
SJA40					5%	3%	92%
PCO01		67%					33%
PCO02					50%	50%	
PCO15b	2%		5%	58%		23%	12%
PCP03		53%				47%	
PCP04		52%				48%	
PCP07						56%	44%
PCP18		42%		2%			55%
PCP21		27%	9%			45%	18%
PCP23		11%		6%		44%	39%
PCP25		18%	5%			23%	55%
PCP35	4%	15%	15%	15%	19%	31%	
PCC007		15%	2%	17%		51%	15%
PCC009		36%				55%	9%
PCC047	3%	42%	1%	2%			52%
PCC109		15%	3%	30%	6%	38%	8%
PCC110	0%	32%	2%	24%	5%	37%	
tcf03		9%				39%	52%
tcf03b				32%	17%	10%	41%
tcf03c				18%	10%	33%	39%
tcf50			8%	52%	9%	14%	17%
tcf54.3				9%	4%	6%	81%
tcf55				16%	9%	7%	69%
tcf59a				12%		29%	58%
tcf68		2%	2%	54%	5%	18%	18%
tcm17		67%			33%		
tcm22		32%	2%	6%	11%	49%	
SJA01a		16%	3%	19%	35%	19%	6%
SJA19		25%				75%	
SJA23		40%				60%	
M95-6		67%				33%	
M95-8			5%	5%	10%	71%	10%
M95-9						89%	11%

Annexe A4 - Pourcentage des assemblages de marqueurs écologiques

S/M	ref	N°	Ech	RV	d13Cm	d13Cc PDB	d18Om	d18Om PDB	d18Om SMOW
1193	C-329	BCO2-2-51		510	-22,983	-32,256	-18,237	-35,720	-5,962
1194	C-329	BCO2-2-51		530	-23,010	-32,285	-18,232	-35,715	-5,957
1195	C-329	BCO2-2-52		445	-22,956	-32,229	-18,224	-35,708	-5,949
1196	C-329	C453	CSB01	450	11,103	2,780	13,144	-4,942	25,766
1197	C-329	C454	CSB02	465	11,235	2,914	13,348	-4,742	25,972
1198	C-329	C455	CSB03	475	11,615	3,288	14,192	-3,912	26,827
1199	C-329	C456	CSB05	485	11,115	2,768	13,885	-4,213	26,518
1200	C-329	C457	CSB06	490	11,697	3,376	14,112	-3,992	26,746
1201	C-329	C458	CSB07	500	11,035	2,687	13,810	-4,286	26,441
1202	C-329	C459	CSB08	510	10,837	2,490	13,410	-4,679	26,036
1203	C-329	C460	CSB09	520	11,710	3,395	13,922	-4,178	26,553
1204	C-329	C461	CSB10	540	11,607	3,289	13,891	-4,209	26,522
1205	C-329	C462	CSB11	550	11,740	3,441	13,542	-4,552	26,170
1206	C-329	C463	CSB12	565	11,804	3,521	13,167	-4,921	25,788
1207	C-329	C464	CSB13	575	11,206	2,854	14,200	-3,904	26,836
1208	C-329	C465	CSB14	575	11,816	3,514	13,768	-4,329	26,397
1209	C-329	C466	CSB15	585	11,530	3,238	12,968	-5,115	25,587
1210	C-329	C467	CSB15	590	11,579	3,285	13,106	-4,980	25,726
1211	C-329	C467	CSB15	540	11,575	3,282	13,075	-5,010	25,695
1212	C-329	BCO2-2-53		540	-22,965	-32,238	-18,238	-35,720	-5,963
1213	C-329	C468	CSB16	540	11,822	3,491	14,643	-3,470	27,284
1214	C-329	C469	CSB17	545	11,135	2,839	12,402	-5,671	25,014
1215	C-329	C470	CSB18	575	12,702	4,430	14,403	-3,708	27,038
1217	C-329	C472	CSB20	575	12,327	4,050	13,939	-4,162	26,570
1218	C-329	C473	CSB21	575	12,483	4,196	14,484	-3,627	27,121
1219	C-329	C474	CSB22	580	12,469	4,188	14,294	-3,814	26,929
1220	C-329	C475	CSB23	595	12,643	4,359	14,674	-3,441	27,313
1221	C-329	C476	CSB24	625	12,857	4,593	14,457	-3,655	27,093
1222	C-329	C477	CSB25	660	12,852	4,596	14,192	-3,915	26,825
1223	C-329	C478	CSB26	670	13,287	5,056	14,222	-3,887	26,853
1224	C-329	C479	CSB27	690	13,522	5,294	14,553	-3,562	27,189
1225	C-329	C480	CSB27	700	13,198	4,962	14,225	-3,883	26,858
1226	C-329	C480	CSB27	700	13,157	4,918	14,205	-3,902	26,837
1227	C-329	BCO2-2-54		640	-22,970	-32,242	-18,260	-35,743	-5,986
1228	C-329	C481	CtM95	640	0,153	-8,373	-0,035	-17,875	12,434
1229	C-329	C482	CtM97	650	0,091	-8,437	-0,083	-17,922	12,385
1230	C-329	C483	CSB28	665	13,090	4,862	13,791	-4,310	26,417
1231	C-329	C484	CSB29	675	13,150	4,905	14,420	-3,691	27,055
1232	C-329	C485	CSB29	675	13,085	4,838	14,334	-3,776	26,968
1233	C-329	C486	CSB30	675	12,786	4,544	13,679	-4,419	26,304
1234	C-329	C487	CSB31	680	12,735	4,467	14,360	-3,750	26,995
1235	C-329	C488	CSB32	705	12,737	4,472	14,269	-3,839	26,903
1236	C-329	C489	CSB33	720	12,460	4,171	14,528	-3,583	27,166
1237	C-329	C490	CSB34	730	10,462	2,047	14,779	-3,333	27,425
1238	C-329	C491	CSB35	735	12,104	3,774	15,115	-3,006	27,761
1239	C-329	C492	CSB36	740	10,277	1,895	13,476	-4,613	26,104
1240	C-329	C493	CSB37	745	12,444	4,095	16,309	-1,833	28,971
1241	C-329	C494	CSB38	750	12,619	4,347	14,269	-3,839	26,903
1305	C-329	BCO2-2-56		3705	-23,017	-32,289	-18,363	-35,843	-6,09
1306	C-329	C494*	CSB38	3710	12,627	4,359	14,179	-3,927	26,812
1307	C-329	C493*	CSB37	3720	12,364	4,013	16,21	-1,93	28,862
	C-329			3730	12,389	4,04	16,188	-1,952	28,848
	C-329				12,397	4,048	16,198	-1,942	28,858
	C-329				12,383	4,034	16,199	-1,941	28,856
1308	C-329-1	C493*	CSB37	670	12,461	4,11	16,389	-1,755	29,052
1309	C-329-1	BCO2-2-57		655	-22,987	-32,26	-18,285	-35,767	-6,011
1310	C-329-1	C498	CSB39	680	11,157	2,799	14,27	-3,835	26,908
1311	C-329-1	C499	CSB40	685	10,948	2,549	15,155	-2,963	27,805
1312	C-329-1	C500	CSB41	700	9,688	1,218	15,053	-3,061	27,704
1314	C-329-1	C501	CSB43	745	10,934	2,544	14,862	-3,252	27,508

Annexe B - Analyses géochimiques

S/M	ref	N°	Ech	RV	d13Cm	d13Cc PDB	d18Om	d18Om PDB	d18Om SMOW
1315	C-329-1	C500*	CSB41	770	9,718	1,254	14,972	-3,141	27,623
1316	C-329-1	C490*	CSB34	760	10,449	2,037	14,676	-3,433	27,321
1317	C-329-1	BCO2-2-58		725	-22,973	-32,245	-18,274	-35,756	-5,999
	C-329-1			725	-22,959	-32,229	-18,3	-35,782	-6,026
	C-329-1				-22,966	-32,237	-18,287	-35,769	-6,013
1318	C-329-1	C519	CSB58	758	10,91	2,498	15,467	-2,657	28,122
1319	C-329-1	C510	CSB19	745	12,685	4,415	14,327	-3,781	26,962
1320	C-329-1	C511	CSB41	755	11,755	3,388	15,625	-2,503	28,279
1321	C-329-1	C502	CSB44	755	10,738	2,307	15,751	-2,377	28,41
1322	C-329-1	C495	NBS18	745	3,223	-4,977	-4,436	-22,209	7,967
1323	C-329-1	C496	NBS19	745	10,5	2,042	16,132	-2,002	28,796
1324	C-329-1	C497	NBS19	745	10,494	2,037	16,116	-2,018	28,78
1325	C-329-1	C503	CSB46	750	12,792	4,522	14,53	-3,582	27,167
1326	C-329-1	C504		750	11,254	2,89	14,652	-3,459	27,294
	C-329-1			750	11,246	2,882	14,626	-3,484	27,268
	C-329-1			Moy.	11,25	2,886	14,639	-3,472	27,281
1327	C-329-1	C505	CSB48	750	12,367	4,057	15,003	-3,116	27,648
1328	C-329-1	C506	CSB49	750	12,354	4,076	13,982	-4,12	26,613
1329	C-329-1	C507	CSB50	750	11,868	3,531	14,901	-3,216	27,545
1330	C-329-1	C512	CSB50a	755	11,151	2,726	16,312	-1,827	28,977
1332	C-329-1	C524	CSB51	760	11,397	3,019	15,329	-2,794	27,98
1333	C-329-1	C509	CSB52	765	11,927	3,616	14,23	-3,875	26,866
1334	C-329-1	C513	CSB53	775	12,246	3,937	14,752	-3,363	27,394
1335	C-329-1	C514	CSB54	795	12,343	4,042	14,662	-3,451	27,302
1336	C-329-1	C515	CSB55	795	13,065	4,782	15,382	-2,745	28,03
1337	C-329-1	C516	CSB56	795	11,424	3,029	15,872	-2,26	28,531
1338	C-329-1	C517	CSB57	800	9,999	1,563	14,614	-3,494	27,259
1339	C-329-1	C518	CSB57a	805	10,18	1,747	14,833	-3,279	27,48
1341	C-329-1	C521	CSB59	810	11,805	3,485	14,307	-3,8	26,943
1342	C-329-1	C522	CSB60	820	10,86	2,476	14,583	-3,526	27,225
1343	C-329-1	C523	CSB61	815	11,471	3,102	15,173	-2,947	27,822
1344	C-329-1	C523	CSB61	780	11,432	3,063	15,121	-2,998	27,769
1345	C-329-1	C524*	CSB61	755	11,461	3,092	15,149	-2,971	27,798
1346	C-329-1	C525	CSB62	755	11,767	3,426	14,861	-3,254	27,505
1347	C-329-1	C526	CSB62a	755	11,719	3,355	15,48	-2,646	28,132
1348	C-329-1	C527	CSB63	775	12,173	3,835	15,495	-2,632	28,147
1349	C-329-1	C528	CSB64	775	12,027	3,704	14,776	-3,338	27,419
1350	C-329-1	C529	CSB65	800	12,339	4,021	15,192	-2,931	27,839
1351	C-329-1	C530	CSB66	815	12,057	3,73	14,968	-3,15	27,612
1352	C-329-1	C531	CSB67	825	12,229	3,907	15,117	-3,003	27,764
1353	C-329-1	C532	CSB67a	825	12,594	4,29	15,171	-2,952	27,817
1354	C-329-1	BCO2-2-59		840	-22,979	-32,251	18,261	-35,743	-5,986
	C-329-1			840	-22,977	-32,249	-18,288	-35,77	-6,014
	C-329-1				-22,978	-32,25	-18,275	-35,757	-6
1355	C-329-1	C533	CSB68	850	12,273	3,94	15,521	-2,607	28,173
1356	C-329-1	C534	CSB69	860	12,505	4,193	15,28	-2,845	27,928
1357	C-329-1	C535	CSB71	870	11,697	3,355	14,768	-3,346	27,411
1358	C-329-1	C536	CSB72	875	11,751	3,419	14,57	-3,541	27,21
1359	C-329-1	C537	CSB73	880	11,926	3,608	14,437	-3,672	27,076
1360	C-329-1	C538	CSB74	885	10,806	2,434	14,1	-4,001	26,736
1361	C-329-1	C539	CSB75	880	12,283	3,944	15,71	-2,421	28,365
1362	C-329-1	C540	CSB76	895	11,91	3,544	15,839	-2,293	28,496
1363	C-329-1	C546	CSB77	895	11,488	3,128	14,949	-3,168	27,595
1364	C-329-1	C547	CSB78	895	10,601	2,207	14,385	-3,72	27,025
1365	C-329-1	C541	CSB79	920	11,425	3,058	15,036	-3,082	27,683
1366	C-329-1	C542	CSB80	920	10,824	2,398	15,761	-2,367	28,419
1367	C-329-1	C543	CSB81	920	12,417	4,065	16,332	-1,809	28,995
1368	C-329-1	C548	CSB78R	920	8,799	0,354	12,766	-5,308	25,389
1369	C-329-1	C544	CSB81a	925	12,1975	3,863	15,427	-2,7	28,078
1370	C-329-1	C545	CSB81b	945	12,153	3,831	14,984	-3,135	27,629

Annexe B - Analyses géochimiques

S/M	ref	N°	Ech	RV	d13Cm	d13Cc PDB	d18Om	d18Om PDB	d18Om SMOW
1371	C-329-1	C546	CSB83	945	11,766	3,39	15,906	-2,227	28,565
1372	C-329-1	C547	CSB84	945	11,811	3,425	16,268	-1,871	28,931
1373	C-329-1	CtL6B-10		950	10,45	1,994	15,992	-2,139	28,655
1374	C-329-1	CtL6B-10		995	10,465	2,007	16,079	-2,054	28,743
1375	C-329-1	CtL6B-11		1025	10,445	1,991	15,964	-2,167	28,626
1376	C-329-1	C551	CSB85	1065	11,698	3,344	15,128	-2,993	27,776
1377	C-329-1	C552	CSB86	1065	11,728	3,39	14,69	-3,422	27,332
1378	C-329-1	C553	CSB87	1065	11,832	3,52	14,082	-4,021	26,715
1379	C-329-1	C554	CSB88	1055	12,487	4,201	14,48	-3,631	27,117
1380	C-329-1	C555	CSB89	1040	12,551	4,269	14,489	-3,622	27,127
1381	C-329-1	C556	CSB90	1050	12,049	3,762	13,736	-4,362	26,364
1382	C-329-1	C557	CSB92	1050	11,561	3,208	14,853	-3,262	27,497
1383	C-329-1	C558	CSB92a	1050	11,652	3,299	15,133	-2,987	27,781
1384	C-329-1	C559	CSB93	1060	10,944	2,573	14,318	-3,787	26,956
1385	C-329-1	BCO2-2-60		1060	-22,972	-32,244	-18,276	-35,758	-6,002
1386	C-329-1	C560	CSB93a	1060	11,578	3,198	15,703	-2,427	28,358
1387	C-329-1	C561	CSB94	1060	11,717	3,374	14,818	-3,297	27,462
1388	C-329-1	C562	CSB95	1060	11,683	3,337	14,842	-3,273	27,486
1389	C-329-1	C563	CSB96	1060	11,479	3,024	17,766	-0,398	30,45
1390	C-329-1	C564	CSB91	1065	11,019	2,677	13,552	-4,541	26,18
1392	C-329-1	C565	CSB58	1095	10,672	2,197	16,964	-1,184	29,639
1393	C-329-1	C563*	CSB96	1095	11,469	3,014	17,76	-0,404	30,444
1394	C-329-1	C566	CSB96a	1105	11,114	2,699	15,936	-2,196	28,596
1395	C-329-1	C567	CSB97	1110	10,29	1,871	14,598	-3,51	27,242
1396	C-329-1	C568	CSB97a	1110	11,231	2,825	15,894	-2,238	28,553
1397	C-329-1	C569	CSB98	1120	11,987	3,669	14,56	-3,551	27,199
1398	C-329-1	C570	CSB99	1135	11,611	3,271	17,572	-3,538	27,213
1399	C-329-1	C571	CSB36	1140	10,36	1,985	13,425	-4,664	26,052
1400	C-329-1	BCO2-2-61		1145	-22,986	-32,258	-18,305	-35,787	-6,031
1401	C-329-1	C572	CSB99a	1145	11,946	3,597	15,4	-2,726	28,051
1402	C-329-1	C573	CSB68	1155	12,282	3,944	15,664	-2,467	28,318
1403	C-329-1	C574	CSB77	1160	11,952	3,605	15,361	-2,764	28,011
1404	C-329-1	C575	CSB83a	1160	11,678	3,304	15,674	-2,455	28,329
1405	C-329-1	C575	CSB83a	1240	11,699	3,325	15,712	-2,417	28,368
1406	C-329-1	C576	CSB79-2	1245	11,447	3,074	15,289	-2,834	27,94
1407	C-329-1	C577	CSB80-2	1235	10,804	2,374	15,852	-2,279	28,511
1408	C-329-1	C578	CSB81-2	1230	12,224	3,86	16,348	-1,793	29,011
1409	C-329-1	C579	100J	1230	12,632	4,346	14,722	-3,393	27,362
1410	C-329-1	C580	101J	1240	11,629	3,301	14,235	-3,87	26,871
1411	C-329-1	C581	102J	1245	12,094	3,789	14,361	-3,745	26,998
1412	C-329-1	C582	103J	1245	12,049	3,737	14,481	-3,629	27,119
1413	C-329-1	BCO2-2-62		1245	-22,982	-32,253	-18,309	-35,79	-6,035
1414	C-329-1	C583	104J	1245	12,223	3,892	15,346	-2,779	27,995
1415	C-329-1	C584	105J	1245	12,339	4,033	14,793	-3,323	27,435
1416	C-329-1	CtL6B-12		1245	10,416	1,96	15,951	-2,181	28,612
1417	C-329-1	C585	106J	1250	12,208	3,885	15,094	-3,027	27,74
1418	C-329-1	C586	CSB46	1250	12,779	4,508	14,548	-3,564	27,186
1419	C-329-1	C587	Ben	1250	11,34	2,967	15,069	-3,049	27,717
1420	C-329-1	C588	109J	1280	11,797	3,476	14,294	3,812	26,93
1421	C-329-1	C589	CSB47-2	1260	11,225	2,857	14,727	-3,385	27,371
1422	C-329-1	C590	El B	1250	10,041	1,553	16,252	-1,883	28,919
1423	C-329-1	C591	CSB78-2	1240	10,365	1,934	15,083	-3,033	27,734
1424	C-329-1	C592	CSB91-2	1225	11,022	2,678	13,632	-4,461	26,261
1425	C-329-1	C593	CSB57a-2	1225	10,091	1,658	14,686	-3,423	27,332
1426	C-329-1	C594	CSB25-2	1265	12,818	4,57	13,91	-4,192	26,539
1427	C-329-1	C595	CSB34-2	1275	10,384	1,974	14,514	-3,593	27,156
1428	C-329-1	C596	CSB64-2	1290	12,037	3,72	14,594	-3,518	27,234
1429	C-329-1	C597	CSB83-2	1295	11,695	3,325	15,595	-2,533	28,249

Annexe B - Analyses géochimiques

S/M	ref	N°	Ech	RV	d13Cm	d13Cc PDB	d18Om	d18Om PDB	d18Om SMOW
1430	C-329-1	C598	CSB86-2	1300	11,711	3,366	14,869	-3,247	27,514
1431	C-329-1	C599	CSB88-2	1305	12,457	4,166	14,565	-3,548	27,203
1432	C-329-1	C600	CSB98-2	1300	11,995	3,666	14,59	-3,227	27,534
1433	C-329-1	C601	CSB17 - 2	1305	11,149	2,844	12,68	-5,398	25,295
1434	C-329-1	C602	CSB8-2	1300	10,809	2,474	121,998	-5,084	25,62
1435	C-329-1	BCO2-2-63		1310	-22,982	-32,253	-18,322	-35,804	-6,048
1436	C-329-1	C603	CSB18 -2	1310	12,56	4,278	14,491	-3,621	27,128
1437	C-329-1	C604	CSB27 - 2	1320	13,496	5,27	14,434	-3,678	27,068
1438	C-329-1	C605	CSB87 - 2	1320	11,833	3,514	14,298	-3,809	26,934
1439	C-329-1	C606	CSB103-2	1330	12,055	3,744	14,436	-3,673	27,438
1614	C-329-2	BCO2-2-68		115	-22,966	-32,239	-18,218	-35,701	-5,942
1615	C-329-2	CtL6-B16		145	10,468	2,013	16,021	-2,112	28,683
1616	C-329-2	C626	Csb A	165	11,213	2,925	12,293	-5,779	24,903
1617	C-329-2	C627	CSB B	185	10,837	2,531	12,176	-5,893	24,796
1618	C-329-2	C628	CSB C	210	10,021	1,643	12,897	-5,183	25,518
1619	C-329-2	C629	CSB C a	210	10,614	2,232	14,060	-4,040	26,695
1620	C-329-2	C630	CSB D	210	10,867	2,503	13,974	-4,125	26,608
1621	C-329-2	C631	CSB E	225	10,571	2,188	14,007	-4,092	26,642
1622	C-329-2	C632	CSB F	225	8,453	-0,043	13,675	-4,414	26,310
1623	C-329-2	C633	CSB G	225	9,796	1,377	13,744	-4,348	26,378
1624	C-329-2	C634	CSB H	225	10,083	1,647	14,772	-3,339	27,418
1625	C-329-2	C635	CSB I	225	9,699	1,285	13,402	-4,685	26,031
1626	C-329-2	C635	CSB I	220	9,722	1,309	13,391	-4,696	26,020
1627	C-329-2	C635	CSB I*	130	9,723	1,312	13,364	-4,722	25,992
1628	C-329-2	C636	CSB J	130	11,351	2,959	15,637	-2,492	28,292
1629	C-329-2	C637	CSB K	130	9,620	1,128	15,607	-2,517	28,265
1630	C-329-2	C639	CSB M	90	9,334	0,910	13,099	-4,982	25,725
1630	C-329-2	C639	CSB M	50	9,363	0,938	13,147	-4,935	25,773
1630	C-329-2	C639	CSB M		9,349	0,924	13,123	-4,929	25,749
1631	C-329-2	C614*	CtPROLR	70	-1,025	-9,594	-0,789	-18,613	11,673
1632	C-329-2	CO2-336		95	-22,988	-32,260	-18,336	-35,817	-6,062
1633	C-329-2	BCO2-2-69		100	-22,956	-32,227	-18,295	-35,776	-6,021
1649	C-329-2	BCO2-2-70		430	-22,970	-32,244	-18,227	-35,710	-5,952
1650	C-329-2	BCO2-2-71		500	-22,991	-32,259	-18,413	-35,893	-6,141
1651	C-329-2	CtL6B-17		530	10,427	1,975	15,840	-2,290	28,501
1652	C-329-2	C640	CSB F-2	540	8,715	0,234	13,691	-4,399	26,326
1653	C-329-2	C641	CSB J-2	540	11,359	2,962	15,792	2,339	28,450
1654	C-329-2	C636*	CSB J	540	11,347	2,958	15,552	-2,574	28,207
1655	C-329-2	C642	CSB K-2	510	9,569	1,074	15,626	-2,498	28,285
1656	C-329-2	C637*	CSB K	510	9,607	1,119	15,500	-2,622	28,158
1657	C-329-2	C643	CSB L	450	10,418	2,049	13,317	-4,770	25,943
	C-329-2			420	10,437	2,070	13,288	-4,798	25,914
	C-329-2				10,428	2,060	13,303	-4,784	25,929
1658	C-329-2	C644	M-2	420	9,343	0,909	13,382	-4,703	26,012
1659	C-329-2	C645	CtM	420	0,008	-8,538	0,330	-17,516	12,804
1660	C-329-2	C646	CtL3	420	10,555	2,101	16,118	-2,017	28,781
1683	C-329-2	C647	NBS-19	655	10,473	2,025	15,825	-2,304	28,485
1684	C-329-2	C648	NBS-19	625	10,481	2,038	15,673	-2,454	28,331
1685	C-329-2	C649	NBS-19	645	10,453	2,011	15,603	-2,522	28,260
1686	C-329-2	C650	NBS-18	610	3,186	-4,983	-5,463	-23,218	6,926
1687	C-329-2	C651	NBS-18	590	3,199	-4,975	-5,266	-23,025	7,125
1688	C-329-2	C652	NBS-18	620	3,212	-4,962	-5,266	-23,025	7,125
1689	C-329-2	C653	CtProlR	620	-1,045	-9,616	-0,784	-18,608	11,678
1690	C-329-2	C654	CtProlR	620	-1,044	-9,616	-0,747	-18,572	11,716
1691	C-329-2	C655	CtProlR	645	-1,065	-9,626	-1,089	-18,908	11,369
1692	C-329-2	C496-97	NBS-19	645	10,461	2,013	15,755	-2,373	28,414
	C-329-2	CtL6B-18		655	10,418	1,968	15,751	-2,377	28,411
		Run	**Sample**			**d13C VPDB**		**d18O VPDB**	
		10006	CC170			3,47		-5,35	
		10018	CC169			3,45		-5,75	

Annexe B - Analyses géochimiques

S/M	ref	N°	Ech	RV	d13Cm	d13Cc PDB		d18Om	d18Om PDB	d18Om SMOW
		10049	CC168			3,10			-5,18	
		10061	CC167			2,31			-5,56	
		10036	CC166			2,22			-7,00	
		10043	CC165			2,88			-5,79	
		10019	CC164			2,44			-6,23	
		10060	CC163			1,50			-4,64	
		10016	CC162			1,22			-4,79	
		10011	CC161			1,89			-2,49	
		10040	CC160			1,58			-4,34	
		10071	CC159			2,43			-3,36	
		10042	CC158			3,13			-4,00	
		10044	CC157			2,85			-4,86	
		10064	CC156			2,62			-5,15	
		10070	CC155			2,66			-5,10	
		10074	CC154			1,52			-5,33	
		10075	CC152			2,37			-7,44	
		10027	CC151			3,27			-5,04	
		10017	CC150			3,43			-4,59	
		9998	CC149			3,20			-3,56	
		10062	CC148			2,25			-5,11	
		10072	CC147			2,66			-5,67	
		10002	CC146			2,71			-5,69	
		10057	CC145			2,68			-5,62	
		10029	CC144			3,17			-5,26	
		10001	CC143			3,13			-5,77	
		10013	CC142			2,89			-5,78	
		10033	CC140			1,83			-6,28	
		10012	CC139			2,53			-6,38	
		10065	CC138			1,84			-5,96	
		10048	CC137			1,14			-5,80	
		10005	CC136			3,36			-4,37	
		10028	CC135			2,17			-5,02	
		10041	CC171			2,47			-2,91	
		10031	CC172			3,44			-2,43	
		10034	CC173			3,86			-3,08	
		10014	CC174			3,11			-3,95	
		10078	CC175			3,03			-3,94	
		10003	CC176			3,51			-3,40	
		10015	CC177			3,66			-2,53	
		10046	CC178			3,19			-2,68	
		10000	CC180			2,39			-4,70	
		9999	CC181			2,98			-4,70	
		10030	CC182			3,43			-3,93	
		10007	CC184			4,03			-2,96	
		10076	CC185			4,09			-2,94	
		10047	CC186			3,53			-3,31	
		10004	CC188			3,21			-3,86	
		10073	CC189			3,01			-3,87	
		10032	CC190			2,91			-4,22	
		10058	CC191			2,43			-4,64	
		10035	CC192			3,00			-3,69	
		10045	CC193			3,38			-4,37	
		10069	CC194			3,54			-4,17	
		9968	CC195			3,27			-4,21	
		9977	CC196			3,46			-3,58	
		10077	CC197			3,50			-3,13	
		10056	CC198			2,70			-3,52	
		9982	CC199			3,08			-4,30	
		9973	CC200			1,69			-2,70	
		9972	CC201			3,78			-3,33	

S/M	ref	N°	Ech	RV	d13Cm	d13Cc PDB		d18Om	d18Om PDB	d18Om SMOW
		10063	CC202			3,84			-3,12	
		9987	CC203			3,16			-3,89	
		9989	CC205			4,01			-3,49	
		9971	CC206			3,80			-2,51	
		9990	CC207			3,97			-3,09	
		9984	CC208			4,02			-3,34	
		9986	CC209			3,39			-3,93	
		9969	CC210			3,38			-3,15	
		9981	CC212			3,34			-3,35	
		9970	CC213			2,92			-3,28	
		9985	CC214			2,62			-3,68	
		9974	CC215			2,33			-3,98	
		9975	CC216			3,59			-2,79	
		9988	CC217			3,06			-3,61	
		9976	CC218			3,20			-3,52	
		10059	CC219			3,33			-2,72	
9061	C683-3	CtL6BB-12-2		75	9,930			14,914		
9062	C683-3	CtL6BB-13		765	10,218	1,776		15,162	-2,956	27,813
9063	C683-3	BCO2-5-1		825	-22,876	-32,145		-18,194	-35,677	-5,918
9064	C683-3	BCO2-5-2		850	-22,918	-32,189		-18,216	-35,700	-5,941
9065	C683-3	C813g	NBS19	885	10,398	1,965		15,240	-2,880	27,892
9066	C683-3	C814g	NBS18	905	3,182	-4,986		-5,492	-23,247	6,896
9067	C683-3	C812p	NBS18	925	3,148	-5,023		-5,424	-23,179	6,965
9068	C683-3	C812*			3,160			-5,389		
9069	C683-3	C816	CtPR	905	-1,053	-9,608		-1,276	-19,092	11,179
9070	C683-3	BCO2-5-3		930	-22,928	-32,202		-18,136	-35,621	-5,860
9071	C683-3	C815p	NBS19	945	10,375	1,942		15,179	-2,939	27,830
9072	C683-3			885	10,406			15,193		
9073	C683-3	BCO2-5-4		925	-22,879	-32,151		-18,108	-35,593	-5,831
9074	C683-3	CtL6BB-14		968	10,476	2,035		15,599	-2,526	28,257
9075	C683-3	C817	PCO3	960	10,646	2,445		8,665	-9,344	21,228
9076	C683-3	C818	PCO6	995	4,659	-4,001		11,956	-6,095	24,577
9077	C683-3	C819	PCO7	1010	7,269	-1,202		10,869	-7,170	23,469
9078	C683-3	C820	CCP01	1020	1,802	-6,887		11,091	-6,935	23,706
9079	C683-3	C821	CCP02	1035	-1,007	-9,990		11,683	-6,358	24,314
9080	C683-3	C822	CCP03	1045	9,800	1,445		11,731	-6,328	24,337
9081	C683-3	C822*		985	9,800	1,531		11,760	-6,300	24,366
9082	C683-3	C823	CCP03.1	995	8,094	-0,300		9,991	-8,035	22,577
9083	C683-3	C824	CCP04	1020	9,500	1,160		10,882	-7,221	23,416
9084	C683-3	C830	CCP05.2	1065	-4,342	-13,545		12,479	-5,561	25,127
9085	C683-3	C831	CCP06	1085	-2,767	-11,872		12,269	-5,771	24,912
9086	C683-3	C832	CCP07	1095	8,856	0,422		12,546	-5,524	25,166
9087	C683-3	C834	CCP06.3	1150	9,729	1,395		11,068	-6,980	23,666
9088	C683-3	C835	CCP06.1B	1155	10,525	2,182		12,747	-5,330	25,365
9089	C683-3	C836	CCP08	1170	9,557	1,180		13,039	-6,024	24,650
9090	C683-3	C837	CCP06.1A	1175	10,547	2,239		12,156	-5,912	24,735
9091	C683-3	C837*		1105	10,511	2,190		13,036	-6,029	24,645
9092	C683-3	C838	CCP09	1135	9,349	0,958		-12,118	-5,946	24,730
9093	C683-3	C839	CCP10	1170	11,324	3,054		11,932	-6,133	24,538
9094	C683-3	C840	CCP13B	1180	11,614	3,356		12,099	-5,970	24,705
9095	C683-3	C841	CCP14	1190	11,432	3,157		12,278	-5,794	24,887
9096	C683-3	C834*		450	9,845	1,516		11,129	-6,920	23,727
9097	C683-3	C842	CCP15	1215	11,359	3,075		12,420	-5,654	25,032
9098	C683-3	C843	CCP16	1230	11,463	3,180		12,551	-5,525	25,164
9099	C683-3	C844	CCP17	1245	11,361	3,066		12,748	-5,331	25,365
9100	C683-3	C845	CCP18	1255	11,042	2,738		12,459	-5,615	25,072
9101	C683-3	BCO2-5-5		1270	-22,809	-32,083		-17,933	-35,421	-5,654
9102	C683-3	CtL6BB-15		1280	10,262	1,825		15,094	-3,022	27,745
9103	C683-3	C846	CCP09.1	1285	10,566	2,271		11,373	-6,681	23,973
9104	C683-3	C847	CCP11	1290	11,423	3,166		11,718	-6,344	24,320

S/M	ref	N°	Ech	RV	d13Cm	d13Cc PDB	d18Om	d18Om PDB	d18Om SMOW
9105	C683-3	C848	CCP12	1295	11,787	3,546	11,872	-6,193	24,476
9106	C683-3	C849	CCP13A	1305	11,559	3,301	11,962	-6,098	24,574
9107	C683-3	C850	CCP19	1293	11,374	3,090	12,462	-5,613	25,074
9108	C683-3	C851	CCP20	1305	10,791	2,472	12,468	-5,605	25,082
9109	C683-3	C852	CCP21	1325	11,116	2,799	12,993	-5,900	25,613
9110	C683-3	C853	CCP22	1340	11,279	2,969	13,077	-5,007	25,698
9111	C683-3	C854	CCP23	1350	11,895	3,617	13,181	-4,906	25,805
9112	C683-3	C855	CCP24A	1360	11,936	3,659	13,217	-4,871	25,838
9113	C683-3	C856	CCP27	1370	12,127	3,860	13,268	-4,822	25,890
9114	C683-3	C857	CCP28	1375	12,062	3,796	13,096	-4,990	25,716
9115	C683-3	C858	CCP29	1395	12,022	3,752	13,178	-4,909	25,799
9116	C683-3	C859	CCP30	1410	11,818	3,536	13,156	-4,931	25,777
9117	C683-3	BCO2-5-6		1415	-22,819	-32,092	-17,958	-35,446	-5,680
	C683-3		MSC	1415	-22,846	-32,121	-17,979	-35,466	-5,700
	C683-3		SZ	1415	-22,836	-32,111	-17,958	-35,446	-5,679
9118	C683-3	C860	CCP24B	1435	11,893	3,618	13,075	-5,011	25,694
9119	C683-3	C861	CCP26	1450	11,532	3,232	13,187	-4,900	25,809
9120	C683-3	C862	CCP25	1460	11,050	2,727	13,053	-5,032	25,674
9121	C683-3	C864	CCP38	1489	11,923	3,646	13,204	-4,885	25,825
9122	C683-3	C865	CCP39	1504	10,818	2,496	12,589	-5,486	25,205
9123	C683-3	C831* PO4	CCP06	811	-5,024	-14,083	6,909	-11,036	19,484
9124	C683-3	C866	CCP32A	1540	11,876	3,596	13,210	-4,878	25,831
9125	C683-3	C867	CCP32B	1555	11,903	3,626	13,167	-4,921	25,788
9126	C683-3	C868	CCP37	1555	11,227	2,893	13,702	-4,393	26,331
9127	C683-3	C869	CCP04.1	1565	6,262	-2,264	10,719	-7,315	23,320
9128	C683-3	BCO2-5-7		1535	-22,784	-32,057	-17,906	-35,395	-5,627
9130	C683-3	C870	CCP04.2	1535	8,004	-0,409	10,394	-7,638	22,986
9131	C683-3	C836*PO4	CCP08	1535	9,417	1,044	11,677	-6,380	24,283
9132	C683-3	C871	CCP04.3	1540	7,286	-1,174	10,537	-7,496	23,133
9133	C683-3	C872	CCP31	1540	12,228	3,971	13,122	-4,966	25,741
9134	C683-3	C837*PO4	CCP06.1A	1545	10,467	2,148	11,907	-6,156	24,514
9135	C683-3	C873	CCP33	1545	11,449	3,145	13,204	-4,883	25,826
9136	C683-3	C874	CCP34	1550	11,662	3,377	12,971	-5,113	25,589
9137	C683-3	C875	CCP35	1570	11,500	3,206	12,987	-5,097	25,606
9138	C683-3	C876	CCP05	1575	7,593	-0,868	11,112	-6,932	23,714
9139	C683-3	C877	CCP36	1575	10,821	2,519	12,041	-6,025	24,649
9140	C683-3	c877*		1510	10,809		12,007		
9141	C683-3	C878	CCP05.2	1530	-4,416	-13,601	11,793	-6,235	24,432
9142	C683-3	C879	CCP06.2	1555	9,066	0,700	10,833	-7,209	23,428
9143	C683-3	C880	CCP05.1	1530	8,130	-0,301	11,185	-6,861	23,788
9144	C683-3	C881	CCP06	1600	-2,359	-11,437	12,153	-5,885	24,793
9145	C683-3	C882	CCP03.1	1605	9,851	1,533	10,798	-7,246	23,391
9146	C683-3	C883	CCP06.3	1620	9,427	1,070	11,218	-6,832	23,818
9147	C683-3	C884	CCP01	1625	1,717	-7,081	10,951	-7,077	23,565
9148	C683-3	BCO2-5-8		1635	-22,781	-32,056	-17,867	-35,356	-5,587
9149	C683-3	C885	CCP02	1640	-1,241	-10,232	11,554	-6,477	24,183
9150	C683-3	C886	CCP07	1675	8,877	0,446	12,495	-5,575	25,113
9151	C683-3	C887	CCP08	1700	9,394	1,001	12,253	-5,814	24,867
9152	C683-3	C888	CCP25	1705	11,022	2,700	12,953	-5,129	25,573
2466	Ctm 683		BCO2-4-9	1950	-22,226	-31,524	-16,201	-33,720	-3,900
2484	Ctm 683		BCO2-4-11	1970	-22,339	-31,636	-16,418	-33,932	-4,120
2558	Ctm 683		BCO2-4-12	2335	-22,429	-31,728	-16,516	-34,029	-4,219
2559	Ctm 683		CtL6BB-2	2350	10,072	1,650	14,303	-3,800	26,943
2560	Ctm 683	C685	CtPR	2355	-1,058	-9,612	-0,982	-18,799	11,481
2561	Ctm 683	C686	CtPR	2365	-1,043	-9,608	-0,967	-18,788	11,493
2562	Ctm 683	C687	CtPR	2375	-1,077	-9,640	-1,080	-18,899	11,378
2563	Ctm 683	C688	CtPR	2390	-1,061	-9,623	-1,065	-18,885	11,393
2564	Ctm 683		CtL7B-2	2390	10,291	1,870	14,668	-3,442	27,313
2584	Ctm 683	C705	PCO 40	2555	13,033	4,933	9,835	-8,199	22,408
2585	Ctm 683	C706	PCO 41	2565	11,753	3,564	10,249	-7,789	22,831

S/M	ref	N°	Ech	RV	d13Cm	d13Cc PDB	d18Om	d18Om PDB	d18Om SMOW
2586	Ctm 683	C709	PCO17	2565	11,681	3,450	11,416	-6,642	24,013
2587	Ctm 683	C710	PCO23	2580	11,936	3,824	8,232	-9,773	20,686
2588	Ctm 683	C711	PCO16	2600	12,786	4,774	12,778	-5,305	25,391
2589	Ctm 683	C712	PCO18	2620	11,866	3,744	8,449	-9,559	21,006
2590	Ctm 683	C713	PCO21	2630	11,457	3,289	9,112	-8,907	21,679
2591	Ctm 683	C715	PCO42	2635	12,137	3,989	9,699	-8,332	22,272
2592	Ctm 683	C716	PCO44	2645	10,953	2,860	5,939	-12,025	18,464
2593	Ctm 683	C717	PCO45	2650	11,613	3,444	9,425	-8,616	21,978
2595	Ctm 683		BCO2-4-14	2625	-22,475	-31,773	-16,624	-34,135	-4,328
2596	Ctm 683	C718	PCC71a	2645	8,219	-0,131	8,886	-9,121	21,458
2597	Ctm 683	C719	PCC71b	2660	10,334	2,007	11,989	-6,164	24,506
2598	Ctm 683	C720	PCC101	2670	9,645	1,359	9,480	-8,540	22,056
2599	Ctm 683	C721	PCC102	2675	12,157	4,075	7,761	-10,236	20,308
2600	Ctm 683	C723	PCC115	2665	11,867	3,633	11,822	-6,243	24,425
2601	Ctm 683	C722	PCC110	2705	11,271	2,967	12,861	-5,220	25,479
2602	Ctm 683	C724	PCO22	2710	11,925	3,807	8,409	-9,599	20,965
2604	Ctm 683	C726	PCC69a	2730	9,489	1,234	8,234	-9,766	20,793
2605	Ctm 683	C727	PCC70	2740	10,097	1,798	10,668	-7,344	23,259
2606	Ctm 683	C728	PCC69b	2755	9,457	1,193	8,496	-9,508	21,059
2607	Ctm 683	C729	PCO46	2760	12,720	4,482	13,434	-4,661	26,380
2609	Ctm 683	C730	PCO190	2765	10,603	2,265	12,730	-5,348	25,348
2613	Ctm 683	C734	PCO41a	2820	8,837	0,584	7,042	-10,936	19,587
2614	Ctm 683	CtL6BB-3		2830	10,119	1,697	14,417	-3,687	27,059
2615	Ctm 683	C735	PCC103	2845	11,899	3,649	12,331	-5,742	24,940
2616	Ctm 683	C736	PCC163a	2865	10,944	2,738	9,330	-8,691	21,901
2617	Ctm 683	C737	PCC165a	2875	12,459	4,277	11,267	-6,790	23,861
2618	Ctm 683	C738	PCC169	2880	11,754	3,546	10,839	-7,209	23,428
2619	Ctm 683	C739	PCC186	2895	12,444	4,243	11,851	-6,215	24,453
2620	Ctm 683		BCO2-4-15	2900	-22,542	-31,835	-16,865	-34,371	-4,572
2621	Ctm 683	C740	PCC134	2915	11,807	3,718	10,347	-7,693	22,930
2622	Ctm 683	C741	PCC179	2925	12,137	3,954	10,756	-7,289	23,347
2624	Ctm 683	C742	PCC163b	2930	13,756	5,626	11,685	-6,383	24,281
2625	Ctm 683	C743	PCC71a	2945	8,244	-0,100	8,745	-9,260	21,314
2626	Ctm 683	C744	PCO46	2950	12,601	4,359	13,350	-4,742	25,972
2627	Ctm 683	C745	PCO47	2960	12,804	4,653	10,949	-7,103	23,538
2628	Ctm 683	C746	PCC102	2965	12,179	4,098	7,767	-10,231	20,313
2629	Ctm 683	C747	PCC165b	2970	14,731	6,663	11,845	-6,227	24,441
2510		C763	PCO05	790	10,287	1,978	11,597	-6,460	24,200
2511		C764	PCO07	795	7,167	-1,303	10,632	-7,403	23,229
9075	Ctm 683-3	C817	PCO3	960	10,646	2,445	8,665	-9,344	21,228
9076	Ctm 683-3	C818	PCO6	995	4,659	-4,001	11,956	-6,095	24,577
9077	Ctm 683-3	C819	PCO7	1010	7,269	-1,202	10,869	-7,170	23,469

Samples	cote	Série	n° analyse	date analyse	alienor	Phyllo	Quartz	Calcite	Dolomite	Ankérite	Indosée	Phyllo+Indos
CSB 001-2	0,00	Serie 10	9139510	26/07/2001	6949	0%	2%	85%	0%	0%	12%	12%
CSB 002	4,61	Serie 05	9139459	17/07/2001	6761	0%	1%	85%	0%	0%	14%	14%
CSB 003	7,91	Serie 05	9139460	17/07/2001	6761	0%	2%	72%	0%	0%	26%	26%
CSB 005	14,80	Serie 01	9139254	29/06/2001	6910	0%	2%	78%	0%	0%	20%	20%
CSB 006	19,58	Serie 06	9139461	17/07/2001	8067	0%	1%	73%	0%	0%	26%	26%
CSB 007	27,33	Serie 06	9139462	17/07/2001	8067	0%	2%	59%	0%	0%	40%	40%
CSB 008	38,02	Serie 06	9139463	17/07/2001	8067	0%	0%	66%	0%	0%	34%	34%
CSB 009	41,23	Serie 06	9139464	18/07/2001	8067	0%	0%	69%	0%	0%	31%	31%
CSB 010	45,56	Serie 06	9139465	18/07/2001	8067	0%	1%	64%	3%	4%	28%	28%
CSB 011	55,36	Serie 06	9139466	18/07/2001	8067	0%	1%	75%	0%	0%	25%	25%
CSB 012	64,41	Serie 06	9139467	18/07/2001	8067	0%	0%	78%	0%	0%	22%	22%
CSB 013	67,30	Serie 06	9139468	18/07/2001	8067	0%	1%	67%	0%	0%	33%	33%
CSB 014	71,77	Serie 06	9139469	18/07/2001	8067	7%	4%	51%	0%	0%	37%	45%
CSB 015	93,47	Serie 01	9139255	29/06/2001	6910	17%	10%	72%	0%	0%	0%	18%
CSB 016	102,45	Serie 01	9139256	29/06/2001	6910	7%	6%	49%	0%	0%	38%	45%
CSB 017	106,55	Serie 06	9139470	18/07/2001	8067	3%	2%	58%	0%	0%	37%	40%
CSB 018	114,43	Serie 06	9139471	18/07/2001	8067	2%	1%	54%	0%	0%	43%	45%
CSB 019	120,73	Serie 01	9139257	29/06/2001	6910	3%	4%	60%	0%	0%	34%	36%
CSB 020	133,41	Serie 10	9139258	26/07/2001	6949	2%	3%	61%	0%	0%	33%	36%
CSB 021	139,48	Serie 01	9139259	30/06/2001	6910	0%	2%	38%	0%	0%	61%	61%
CSB 022	146,77	Serie 01	9139260	30/06/2001	6910	3%	2%	80%	0%	0%	15%	18%
CSB 023	152,36	Serie 01	9139261	30/06/2001	6910	0%	1%	38%	0%	0%	61%	61%
CSB 024	168,48	Serie 06	9139472	18/07/2001	8067	3%	2%	58%	0%	0%	36%	39%
CSB 025	180,07	Serie 07	9139473	18/07/2001	6580	5%	2%	73%	0%	0%	21%	26%
CSB 026	190,10	Serie 07	9139474	18/07/2001	6580	0%	2%	72%	0%	0%	26%	26%
CSB 027	206,26	Serie 01	9139262	30/06/2001	6910	2%	2%	59%	13%	5%	20%	21%
CSB 027'	206,26	Serie 07	9139475	19/07/2001	6580	5%	2%	77%	0%	0%	16%	21%
CSB 028	213,53	Serie 07	9139476	19/07/2001	6580	0%	3%	93%	0%	0%	4%	4%
CSB 029	217,35	Serie 10	9139263	26/07/2001	6949	4%	3%	55%	6%	3%	29%	33%
CSB 030	225,70	Serie 01	9139264	30/06/2001	6910	5%	3%	56%	1%	5%	30%	35%
CSB 031	236,79	Serie 07	9139477	19/07/2001	6580	5%	2%	75%	2%	1%	15%	20%
CSB 032-2	245,77	Serie 10	9139511	27/07/2001	6949	0%	2%	78%	2%	0%	17%	17%
CSB 033	248,32	Serie 02	9139266	01/07/2001	6910	0%	3%	66%	0%	0%	31%	31%
CSB 034	248,94	Serie 07	9139478	19/07/2001	6580	0%	1%	96%	0%	0%	3%	3%
CSB 035	249,44	Serie 02	9139267	01/07/2001	6910	0%	2%	91%	0%	0%	8%	8%
CSB 036	252,86	Serie 02	9139268	01/07/2001	6910	0%	2%	98%	0%	0%	0%	0%
CSB 038	264,31	Serie 02	9139269	01/07/2001	6910	0%	3%	39%	0%	0%	58%	58%
CSB 039	277,55	Serie 02	9139270	01/07/2001	6910	10%	5%	82%	0%	0%	3%	13%
CSB 040	278,87	Serie 02	9139271	01/07/2001	6910	0%	1%	76%	0%	0%	23%	23%
CSB 041	288,50	Serie 02	9139272	01/07/2001	6910	0%	1%	56%	0%	0%	43%	43%
CSB 042	289,52	Serie 10	9139514	27/07/2001	6949	3%	3%	93%	0%	0%	1%	4%
CSB 043	294,02	Serie 02	9139273	01/07/2001	6910	3%	3%	58%	0%	0%	36%	39%
CSB 044	294,92	Serie 02	9139274	01/07/2001	6910	5%	2%	63%	0%	0%	30%	35%
CSB 046	307,43	Serie 02	9139275	01/07/2001	6910	0%	2%	90%	0%	0%	8%	8%
CSB 047	324,21	Serie 02	9139276	01/07/2001	6910	0%	3%	65%	0%	0%	33%	33%
CSB 048	325,79	Serie 02	9139277	02/07/2001	6910	3%	2%	60%	0%	0%	35%	37%
CSB 049	336,10	Serie 03	9139278	02/07/2001	6910	0%	2%	47%	0%	0%	51%	51%
CSB 050	349,17	Serie 07	9139279	19/07/2001	6580	0%	2%	98%	0%	0%	0%	0%

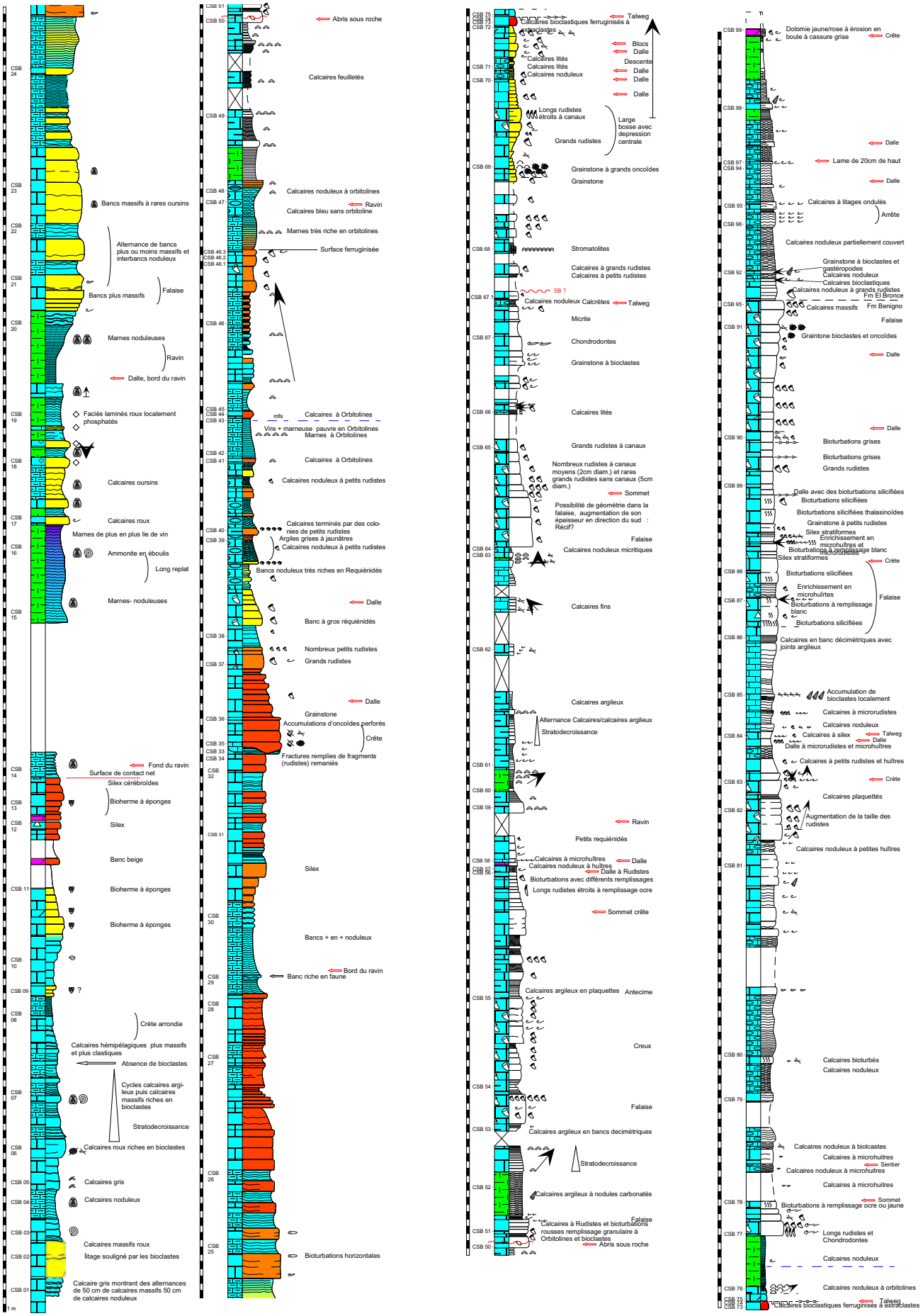
Annexe minéralogie Pourcentage relatif

Annexe C - Analyses minéralogiques

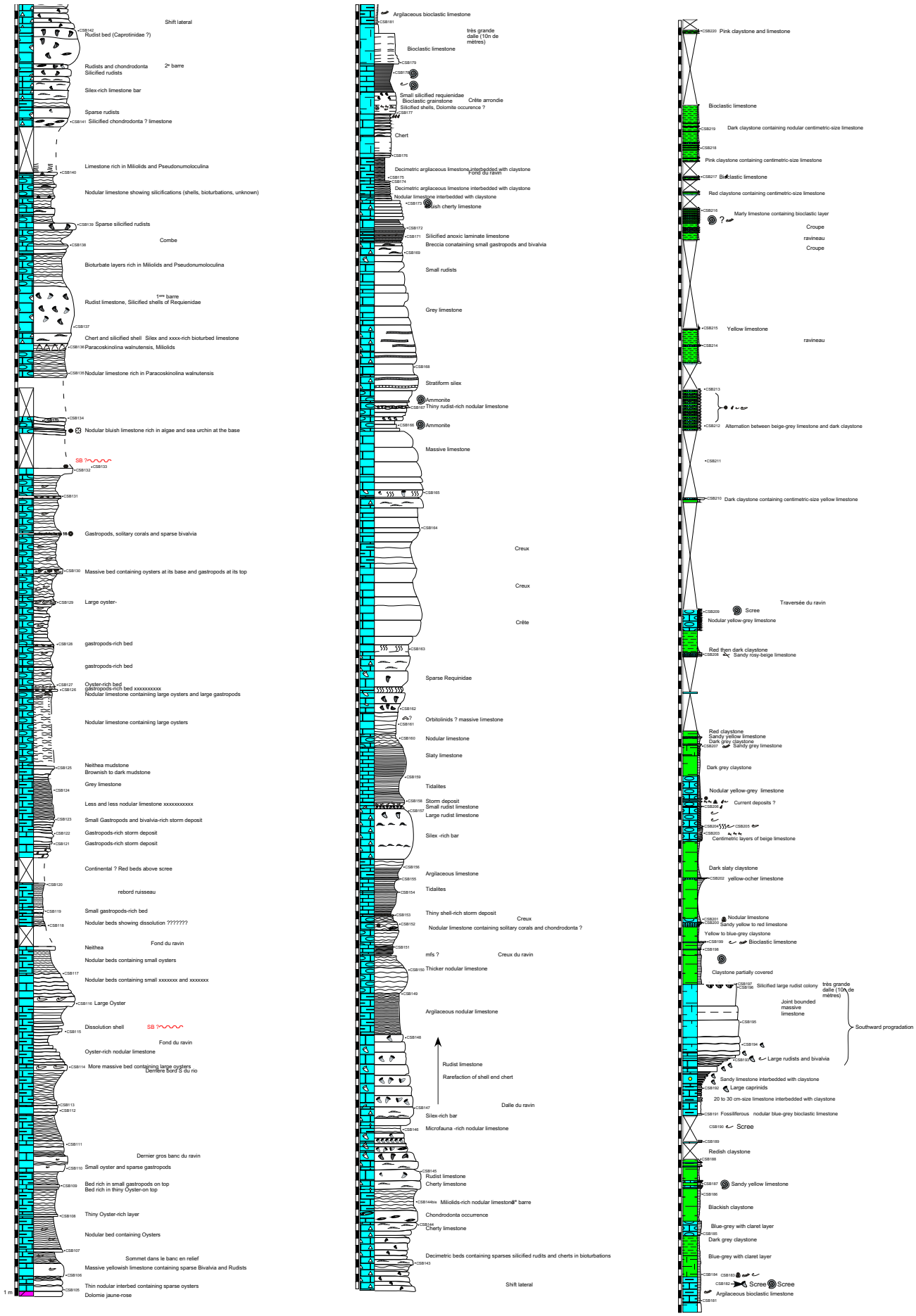
Samples	cote	Série	n° analyse	date analyse	alienor	Phyllo	Quartz	Calcite	Dolomite	Ankérite	Indosée	Phyllo+Indos
CSB 051	351,23	Serie 03	9139279	02/07/2001	6910	0%	0%	73%	0%	0%	27%	27%
CSB 052	357,34	Serie 03	9139280	02/07/2001	6910	3%	3%	78%	0%	0%	16%	19%
CSB 053	365,34	Serie 03	9139281	02/07/2001	6910	0%	1%	69%	0%	0%	30%	30%
CSB 054	371,22	Serie 03	9139282	02/07/2001	6910	0%	2%	77%	0%	0%	21%	21%
CSB 055	383,50	Serie 03	9139283	02/07/2001	6910	0%	1%	90%	0%	0%	9%	9%
CSB 056	400,73	Serie 03	9139284	02/07/2001	6910	0%	1%	77%	0%	0%	23%	23%
CSB 057	401,28	Serie 03	9139285	02/07/2001	6910	4%	1%	80%	0%	0%	14%	19%
CSB 058	402,41	Serie 03	9139286	02/07/2001	6910	0%	1%	99%	0%	0%	0%	0%
CSB 059	409,71	Serie 03	9139287	02/07/2001	6910	0%	1%	87%	0%	0%	12%	12%
CSB 060-2	412,11	Serie 10	9139515	27/07/2001	6949	12%	8%	61%	0%	0%	19%	31%
CSB 061	415,61	Serie 03	9139289	02/07/2001	6910	5%	2%	79%	0%	0%	14%	19%
CSB 062	431,56	Serie 04	9139290	12/07/2001	6907	0%	2%	91%	0%	0%	7%	7%
CSB 063	444,61	Serie 04	9139291	12/07/2001	6907	0%	1%	94%	1%	0%	4%	4%
CSB 064	445,44	Serie 07	9139480	19/07/2001	6580	5%	2%	81%	0%	0%	13%	18%
CSB 065-2	459,56	Serie 11	9139559	01/08/2001	6623	0%	1%	99%	0%	0%	0%	0%
CSB 066	464,32	Serie 04	9139292	12/07/2001	6907	0%	1%	65%	0%	0%	34%	34%
CSB 067 -2	474,61	Serie 10	9139512	27/07/2001	6580	0%	2%	97%	0%	0%	1%	1%
CSB 068	488,83	Serie 04	9139293	12/07/2001	6907	0%	2%	75%	0%	0%	23%	23%
CSB 069	498,16	Serie 10	9139483	26/07/2001	6949	0%	2%	83%	0%	0%	16%	16%
CSB 071	512,00	Serie 07	9139484	19/07/2001	6580	4%	3%	82%	0%	0%	11%	15%
CSB 072	517,42	Serie 07	9139485	19/07/2001	6580	0%	1%	85%	0%	0%	14%	14%
CSB 073	518,08	Serie 08	9139486	19/07/2001	6616	0%	1%	99%	0%	0%	0%	0%
CSB 074-2	518,82	Serie 10	9139513	27/07/2001	6949	0%	1%	91%	0%	0%	8%	8%
CSB 075	519,16	Serie 04	9139295	13/07/2001	6907	0%	0%	84%	0%	0%	15%	15%
CSB 076	520,61	Serie 08	9139487	19/07/2001	6616	0%	1%	93%	0%	0%	7%	7%
CSB 077	528,16	Serie 08	9139488	19/07/2001	6616	0%	0%	80%	0%	0%	20%	20%
CSB 078-2	532,48	Serie 11	9139560	01/08/2001	6623	0%	1%	84%	0%	0%	14%	14%
CSB 079	546,69	Serie 08	9139490	20/07/2001	6616	2%	2%	66%	0%	0%	30%	33%
CSB 080	552,86	Serie 08	9139491	20/07/2001	6616	0%	1%	58%	0%	0%	41%	41%
CSB 081	578,93	Serie 04	9139296	13/07/2001	6907	0%	0%	37%	0%	0%	63%	63%
CSB 083	590,47	Serie 08	9139492	20/07/2001	6616	0%	1%	84%	0%	0%	16%	16%
CSB 084	596,89	Serie 04	9139297	13/07/2001	6907	0%	1%	64%	0%	0%	35%	36%
CSB 085	602,50	Serie 08	9139493	20/07/2001	6616	0%	1%	90%	0%	0%	9%	9%
CSB 086	610,43	Serie 08	9139494	20/07/2001	6616	0%	2%	98%	0%	0%	0%	0%
CSB 087	615,52	Serie 04	9139298	13/07/2001	6907	0%	0%	13%	0%	0%	86%	86%
CSB 088	619,52	Serie 04	9139299	13/07/2001	6907	0%	1%	95%	0%	0%	4%	4%
CSB 089-2	631,37	Serie 11	9139561	01/08/2001	6623	0%	1%	99%	0%	0%	0%	0%
CSB 090-2	638,02	Serie 11	9139562	01/08/2001	6623	0%	2%	92%	6%	0%	0%	0%
CSB 095	646,41	Serie 09	9139499	20/07/2001	6616	0%	1%	99%	0%	0%	0%	0%
CSB 091	653,31	Serie 04	9139301	13/07/2001	6907	0%	1%	86%	0%	0%	13%	13%
CSB 092	653,31	Serie 08	9139496	20/07/2001	6616	3%	1%	84%	0%	0%	13%	15%
CSB 096	667,49	Serie 09	9139500	20/07/2001	6616	0%	2%	73%	0%	0%	26%	26%
CSB 093	670,02	Serie 08	9139497	20/07/2001	6616	0%	1%	71%	0%	0%	28%	28%
CSB 094	675,18	Serie 09	9139498	20/07/2001	6616	0%	2%	85%	0%	0%	13%	13%
CSB 097	675,99	Serie 09	9139501	20/07/2001	6616	0%	3%	83%	0%	0%	14%	14%
CSB 098	683,57	Serie 09	9139502	20/07/2001	6616	0%	1%	89%	0%	0%	10%	10%
CSB 099	684,29	Serie 05	9139302	17/07/2001	6761	6%	9%	74%	0%	0%	11%	17%

Annexe minéralogie Pourcentage relatif

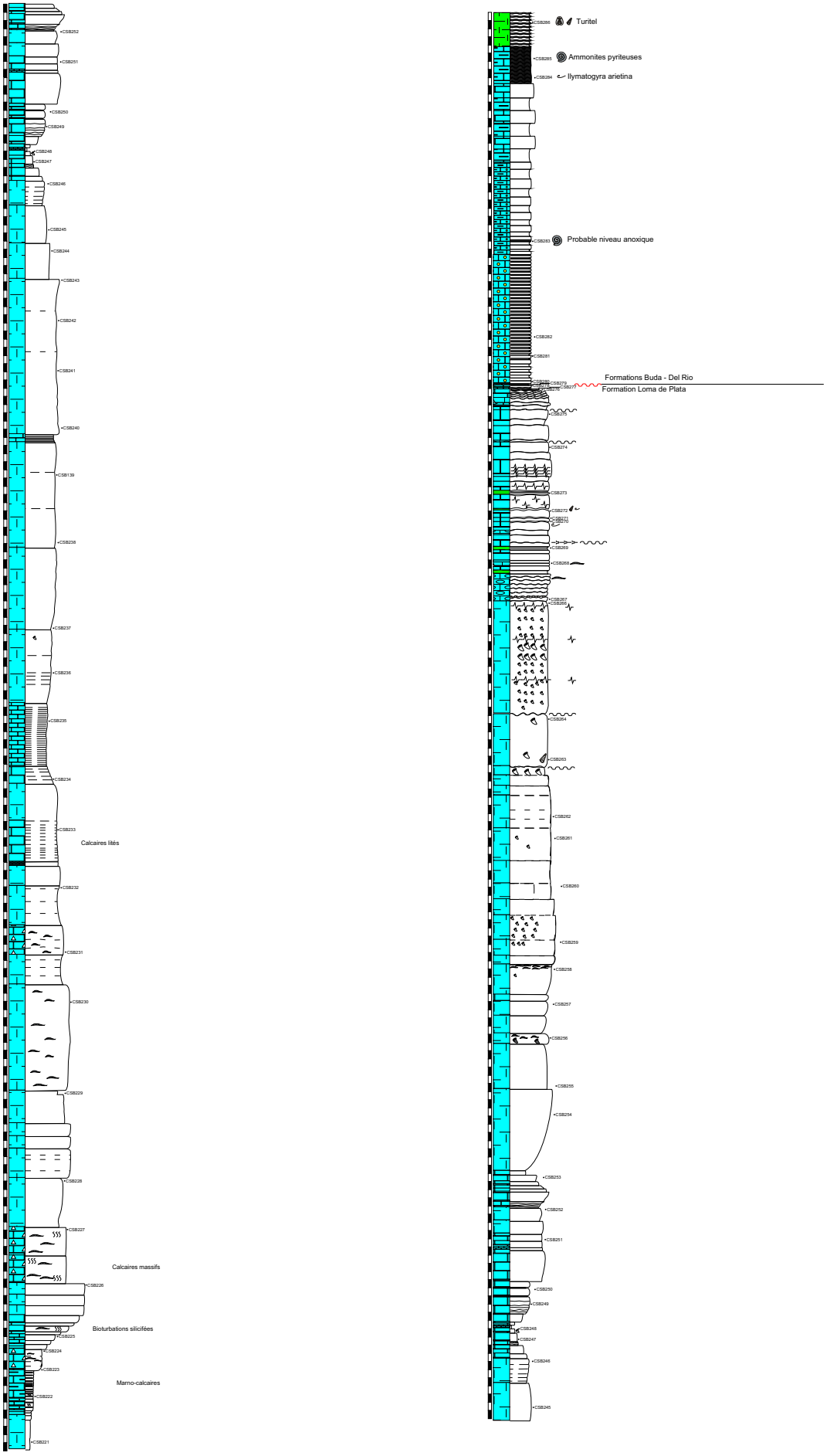
Annexe C - Analyses minéralogiques



Annexe D - Coupe détaillée de la sierra Boquilla (CSB) , Chihuahua



Annexe D - Coupe détaillée de la sierra Boquilla (CSB) , Chihuahua



Annexe D - Coupe détaillée de la sierra Boquilla (CSB) , Chihuahua

Les séries carbonatées crétacées d'arc volcanique du Terrane Guerrero (Mexique)

Le domaine tectonique Cordillerain à l'ouest du Mexique est composé de terranes du Mésozoïque, qui ont été accrété au craton nord américain présent à l'est du Mexique. Le principal terrane est le terrane Guerrero qui est formé par des séries volcanosédimentaires attribué à un ou plusieurs arcs volcaniques. Ces séries contiennent des carbonates d'eau peu profonde d'âge crétacé qui sont le sujet des études stratigraphiques, sédimentologiques, et géochimiques décrits dans ce travail. Ces carbonates sont marqués par la présence fréquente de rudistes et chondrodontes, et une analyse détaillée des faciès et des marqueurs écologiques suggère le développement suivant pour ces carbonates : (1) pendant le Berriasien et jusqu'au Barrémian, des dépôts volcanosédimentaires ont lieu dans un bassin à proximité d'un arc volcanique (Formation Alberca, Jalisco); (2) pendant l'Aptien et l'Albien inférieur, des dépôt détritiques volcanosédimentaires et des laves alternent avec la formation de carbonates de plate-forme (Baja Californie, Jalisco); (3) pendant l'Albien moyen a lieu à grande échelle des dépôts de carbonates de plate-forme (Jalisco); (4) pendant l'Albien supérieur, la formation du carbonate peut être a été associée a des dépôts volcaniques (Michoacán), ou resté sans influence volcanique importante et former de grandes couvertures carbonatées (Jalisco, puis Michoacán); et enfin (5), l'accrétion vraisemblable de l'arc au craton a conduit à un changement fondamental dans la sédimentation de l'Albien terminal (marqué par la présence d'un discordance angulaire), associé avec un ennoiement de la plate-forme carbonatée, et une augmentation des apports terrigènes.
Une étude bio- et chimiostratigraphique complémentaire à haut-résolution a été exécutée sur des sections d'âge équivalent dans le bassin de Chihuahua, localisée sur la partie cratonique du Mexique ont a été reconnues, malgré une activité tectonique régionale importante associée à la formation en *pull-apart* du bassin de Chihuahua.

Mots-clés

Crétacé, Aptien, Albien, Mexique, Terrane Guerrero, carbonates de plates-formes, arcs volcaniques, Basse Californie, Jalisco, Michoacán, bassin de Chihuahua, biostratigraphie, chimiostratigraphie, faciès, marqueurs écologiques, eustatisme

---

Cretaceous island-arc carbonates of Guerrero Terrane in Mexico

The Cordilleran tectonic realm of western Mexico includes mesozoic terranes, which were accreted onto the cratonic basement of eastern Mexico. The principal terrane is the Guerrero terrane, which is formed by volcanosedimentary series attributed to a volcanic arc. These series contain shallow-water carbonates of Cretaceous age, which are the topic of stratigraphic, sedimentological, and geochemical analyses described in this Ph.D. study. These carbonates are marked by the frequent presence of rudists and chondrodonts, and a detailed analysis of facies and ecological marker species suggest the following development: (1) During the Berriasian to the Barremian, volcanic deposition took place in a basin close to the volcanic arc (Alberca Formation, Jalisco); (2) during the Aptian and early Albian, detrital volcanosedimentary and lava deposition alternated with the formation of shallow-water carbonates (Baja California, Jalisco); (3) during the middle Albian, large-scale deposition of shallow-water carbonates took place (Jalisco); (4) during the late Albian, carbonate formation was either closely associated with volcanic deposition (Michoacan), or remained without important volcanic influence, thereby forming large shallow-water occurrences (Michoacan and Jalisco); and (5) from the latest Albian onward, the probable accretion of the island arc onto the craton led to a fundamental change in sedimentation processes (marked by the presence of an angular unconformity), associated with a drowning of the carbonate platform, and an increase in terrigenous input.
A complementary high-resolution bio- and chemostratigraphic study was performed on coeval sections in the Chihuahua basin, located on the cratonic basement of north-eastern Mexico. Principal eustatic sea-level changes of this period have been recognized, despite important regional tectonic activity associated to the formation of a pull-apart basin.

Keywords

Cretaceous, Aptian, Albian, Mexico, Guerrero Terrane, Shallow-water carbonates, Volcanic arc, Baja California, Jalisco, Michoacán, Chihuahua Trough, Biostratigraphy, Chemostratigraphy, facies, ecological marker, eustatism

---

Discipline : Géologie

Nom et adresse des laboratoires de la cotutelle

Université Joseph Fourier, Grenoble I
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines
UMR 5025, Maison des Géosciences, BP 53
38041 GRENOBLE Cedex 9
France

Université de Neuchâtel
Institut de Géologie
Rue Émile-Argand, 11
2007 Neuchâtel
Suisse