Enregistrement à haute résolution des modifications environnementales inscrites dans un cadre téphrochronologique : le bassin du Western Interior au passage Cénomanien-Turonien

Delphine Desmares

▶ **To cite this version:**

Delphine Desmares. Enregistrement à haute résolution des modifications environnementales inscrites dans un cadre téphrochronologique : le bassin du Western Interior au passage Cénomanien-Turonien. Sciences de la Terre. Université Louis Pasteur - Strasbourg I, 2005. Français. ⟨NNT : 2005STR1GE08⟩. ⟨pastel-00001829⟩

HAL Id: pastel-00001829

https://pastel.hal.science/pastel-00001829v1

Submitted on 5 Aug 2010

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

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

HAL Authorization

UNIVERSITE LOUIS PASTEUR
STRASBOURG 1

ECOLE ET OBSERVATOIRE DES SCIENCES DE LA TERRE
UMR7517

Thèse présentée pour obtenir le grade de docteur
de l'Université Louis Pasteur – Strasbourg I

Présentée par Delphine Desmares
Discipline Sciences de la Terre et de l'Univers

ENREGISTREMENT A HAUTE RESOLUTION DES MODIFICATIONS ENVIRONNEMENTALES INSCRITES DANS UN CADRE TEPHROCHRONOLOGIQUE

LE BASSIN DU WESTERN INTERIOR AU PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN

Soutenue publiquement le 15 décembre 2005

Devant le Jury composé de :

- Danièle Grosheny (directrice de thèse), maître de conférence à l'Université Louis Pasteur.
- Bernard Beaudoin (co-directeur), professeur à l'Ecole des Mines de Paris.
- André Schaaf (rapporteur interne), professeur à l'Université Louis Pasteur.
- Malcolm Hart (rapporteur externe), professeur à l'Université de Plymouth (UK).
- Christophe Lécuyer (rapporteur externe), professeur à l'Université Claude Bernard.

REMERCIEMENTS

De nombreuses personnes ont contribué au bon déroulement et à l'achèvement de ce travail. Au terme de celui-ci, il est temps de remercier toutes les « bonnes fées » qui ont, à un moment ou à un autre, scientifiquement ou moralement, été présentes.

Cette thèse s'est effectuée à l'Université Louis Pasteur (EOST-UMR7517) en co-direction avec l'Ecole des Mines de Paris (CGES-Sédimentologie). Je remercie vivement les strasbourgeois et les bellifontains de m'avoir accueilli au sein de leur laboratoire.

Ce travail a été réalisé sous la direction de Danièle Grosheny et de Bernard Beaudoin. Je leur exprime toute ma gratitude pour m'avoir accordé leur confiance et pour m'avoir proposé ce sujet de recherche. Je leur adresse mes remerciements pour m'avoir accompagné sur le terrain où leur aide et leur expérience me furent précieuses et, complémentaires.

Je tiens à remercier Danièle Grosheny pour sa présence quotidienne et bien sûr pour ses nombreux conseils micropaléontologiques. Mais, au-delà de son apport scientifique, je la remercie également d'avoir veillée au bon déroulement chronologique de cette thèse et à la sortie régulière de publications.

J'adresse également à Bernard Beaudoin mes plus sincères remerciements… qui au-delà de son apport scientifique et de sa rigueur… m'a permis de vaincre une certaine timidité (…)… Je le remercie donc tout spécialement de m'avoir appris à communiquer (que ce soit dans le cadre de communications orales lors de congrès mais aussi dans le cadre de l'enseignement aux élèves ingénieurs sur le terrain).

Je remercie très sincèrement les membres du jury d'avoir accepté de juger ce travail :
- Malcolm Hart, professeur à l'Université de Plymouth (UK).
- Christophe Lécuyer, professeur à l'Université Claude Bernard.
- André Schaaf, professeur à l'Université Louis Pasteur.
Leurs corrections et leurs commentaires ont permis d'améliorer la qualité de ce mémoire.

Je remercie tous ceux qui, aux côtés de mes directeurs de thèse, ont participé à l'aventure sur le terrain (i.e. ceux qui ont creusé sous la canicule ou dans le blizzard) ; côté français : Chloé et François Gauthier-Lafaye, Cécile Parisseaux, Peter Stille et Gildas Veret ; côté américain Debbie Hanneman (Whitehall Geogroup), Ike (Ikejiiri Itakehito) et Mike Evetts.

Je suis particulièrement reconnaissante à tous ceux qui nous ont confié des informations indispensables pour trouver les affleurements : Don Corrick (Big Bend National Park, Texas), le professeur Don Eicher (University of Colorado), Karen Waggoner (Texas Tech. University, Kansas) et le « Professor Z » (Richard Zakrzew, Fort Hays University, Kansas).

Je remercie Guy et Reina Wagner (Las Animas, Colorado) de nous avoir accueilli sur leurs terres, Glen Nix (Valentine, Texas) pour nous avoir laissé travailler sur le terrain de l'école de Valentine ainsi que le comité scientifique du parc national de Big Bend (Texas) pour nous avoir autorisé à récolter « quelques » échantillons.

Et enfin, mes remerciements vont aussi à ceux qui ont veillé sur nous, et notamment Glenda et Glen Nix pour un repas salutaire à l'ombre ainsi que Dee Ann et Roger Cooper de nous avoir conduit (et réhydraté) sur le site Ernst Tinaja (Big Bend National Park, Texas).

Je ne peux achever ces remerciements liés au terrain sans avoir une pensée amusée pour l'« US postal ».

J'adresse ma profonde gratitude à Michèle Caron pour son accueil lors de mes trop courts séjours fribourgeois, pour ses enseignements sur les clés de la détermination des foraminifères planctoniques du Crétacé mais aussi pour son soutien moral.

Je remercie tout particulièrement Silvia Gardin de m'avoir fait découvrir le monde des nannofossiles.

Je remercie également Luc Bulot pour la détermination des ammonites et Guy Tronchetti pour celle de quelques spécimens de foraminifères benthiques.

Parmi les membres du CGS et du CGES, j'adresse mes remerciements à :

- *Jean Bachelet pour la réalisation efficace et rapide des nombreuses lames minces. Puis Anne Levesque qui a pris la relève de Jean…*
- *Sylvie Boj pour son aide dans divers problèmes administratifs.*
- *Annie Bouzegahia pour m'avoir aidé à réaliser certaines illustrations. Son aide a été déterminante lors des dernières semaines de rédaction.*
- *Isabelle Cojan pour son accueil au sein de son équipe.*
- *François Gauthier-Lafaye pour ses conseils, son aide sur le terrain mais aussi de m'avoir permis de réaliser les nombreuses analyses isotopiques dans son laboratoire.*
- *Jean-Jacques Frey pour ses conseils, son aide à la rampe et son amitié.*
- *Dominique Vassiliadis pour tout (du soutien moral aux divers problèmes administratifs).*

Je remercie également vivement les thésards et amis des deux équipes :

- *Les anciens : Anne Bialkowski, Léna Dauphin et Simon Lopez pour leurs conseils et leur soutien moral.*
- *Les nouveaux bellifontains : Hugues Bauer, Sunsea Gabalda, Aurélie Jouve, Nghia Nguyen, François Prognon, Caroline Ricordel et Rosalie Vandromme. Un merci particulier à ceux qui sont venus m'encourager le 15 décembre…*
- *Les thésards et chers amis de notre équipe : le marocain Mohamed Jati et la picarde Sophie Leleu. Une mention spéciale à Julien pour son soutien (sans faille) journalier et nocturne au 1 rue Blessig…*

Un grand merci aux autres copains-copines de leur présence ces derniers mois et de leurs encouragements qu'ils soient astro-, chimio-, géo- ou encore géologiquement athée… Anne-Laure, Audrey, Blandine, Caroline, George, Helene, Lise, Marie, Michel, Nico. et Nath., Olivier Dottin, Séverine, Soma…

Je ne saurais terminer ces remerciements sans une pensée affectueuse et pleine de reconnaissance pour Julien et ma famille. Que tous, veuillent bien me pardonner de mon manque de disponibilité et de mes nombreuses sautes d'humeurs…

SOMMAIRE

Ce mémoire a pour propos de tester la robustesse des outils stratigraphiques (biostratigraphie, isotopes stables du carbone et de l'oxygène) classiquement utilisés à des fins de corrélations à haute résolution entre des domaines paléogéographiques différents.

L'introduction générale ..... **p 9**
Elle reprend les objectifs, elle donne le cadre temporel et géographique de cette étude.

La première partie « Etat des connaissances » ..... **p 13**
Elle est consacrée à l'état des connaissances, s'organise selon deux chapitres distincts.

- **Le premier chapitre « Le passage Cénomanien-Turonien à l'échelle globale »** ..... p 15
Il s'attache aux événements paléocéanographiques qui ont ponctués la période de temps étudiée. Sur la base des données bibliographiques existantes, les différents outils stratigraphiques (litho-, bio- et chimiostratigraphie) sont répertoriés et, leur robustesse est discutée.

- Puis, **le second chapitre « Le bassin du Western Interior »** ..... p 31
Après une courte synthèse sur le contexte géodynamique et paléocéanographique du bassin étudié, ce chapitre permet une description des signaux litho-, bio- et chimiostratigraphiques pour chacune des coupes considérées comme des références pour le bassin. A la fin de ce chapitre, la robustesse de ses signaux est examinée sur la base des données bibliographiques disponibles au début de ce cette étude.

La deuxième partie « Les données acquises » ..... **p 107**
Elle s'articule en cinq chapitres.

- **Les deux premiers chapitres « Concepts et Méthodes »** ..... p 109

- **et « Corrélations des horizons de bentonites »** ..... p 113
Ces deux chapitres exposent les concepts ainsi que le matériel et les méthodes d'analyses utilisées.

- **Les trois derniers chapitres « La coupe de référence de Pueblo »** ..... p 119
- **« Autres coupes types : la transversale de la marge occidentale (Lohali Point, Arizona) à la bordure orientale stable (Elm, Kansas) »** ..... p 141
- **« Autres coupes types : la transversale nord-sud de Hot Springs (Dakota du Sud) à Rio Grande (Texas) »** ..... p 165
Ces trois derniers chapitres développent successivement les résultats litho-, bio- et chimiostratigraphiques acquis pour une coupe considérée comme un pivot international (Chapitre III), puis le long deux transversales d'ouest en est (Chapitre IV) et du nord au sud (Chapitre V).

La troisième partie « Valorisation des données acquises » ..... **p 197**
Elle est constituée de cinq chapitres.

- Le premier chapitre « Continuité de l'enregistrement sédimentaire » ..... p 199
Il permet de s'interroger sur la continuité de l'enregistrement sédimentaire.

- Les trois chapitres suivants « Signaux chimiostratigraphiques » ..... p 205

- « Signaux biologiques » ..... p 229

- « Signification de la zone à *W. archaeocretacea* » ..... p 249
Ces trois chapitres discutent de la validité des signaux chimiostratigraphiques et biostratigraphiques comme outil de corrélation.

- Enfin, **le dernier chapitre « Evolution de la morphologie des tests en réponse aux modifications environnementales »** 253
Il va s'interroger sur l'évolution de la morphologie des tests en réponse aux modifications environnementales.

La quatrième partie « Perspectives » ..... **p 271**
Elle détaille les perspectives de recherche à venir et les nouvelles approches méthodologiques à développer.

La conclusion générale ..... **p 279**
Elle reprend les points essentiels.

Les annexes ..... **p 285**
Elles reprennent des points utiles à la compréhension du texte.

Ainsi, **la première annexe « Synthèse des formations du Western Interior »** résume les différentes formations rencontrées à travers le bassin étudié ..... p 287

La deuxième annexe « Les foraminifères planctoniques, outils biostratigraphiques et paléoécologiques » traite de l'intérêt des foraminifères en géologie. Celle-ci fait souvent référence aux espèces actuelles pour une meilleure approche des écosystèmes crétacés ..... p 291

La troisième annexe « Localisation, levés de l'ensemble des coupes et données isotopiques » répertorie les levées de coupes, la position des échantillons ainsi que les données isotopiques ..... p 309

La quatrième annexe « Les planches » illustre par des planches photographiques la coupe considérée comme une référence pour le bassin étudié ainsi que certaines espèces (foraminifères planctoniques, nannofossiles calcaires) identifiées au cours de ce travail ..... p 343

Enfin, **la dernière annexe « Les publications »** rassemble les trois publications issues de ce travail ..... p 355

Bibliographie ..... p 405

Liste des Figures ..... p 425

Table des matières ..... p 435

INTRODUCTION GENERALE

Les signaux stratigraphiques qu'ils soient litho-, bio- (ammonites, foraminifères planctoniques et benthiques, nannofossiles calcaires…) ou chimio- ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}C$) sont couramment utilisés à des fins de corrélation, parfois à l'échelle d'un même bassin, souvent entre des domaines paléogéographiques éloignés.

Ceci suppose, explicitement ou non, que les modifications qui vont contrôler l'évolution de ces signaux, sont régionalement, voire globalement synchrones. Le fait que l'évolution des signaux géochimiques (pic, excursion) et biologiques (apparition, disparition, prolifération de certains taxons) coïncident est souvent considéré comme la preuve d'un tel synchronisme. Or, les mêmes modifications environnementales, décalées dans le temps, pourraient être la cause d'enregistrements semblables mais tout aussi décalés. Il manque donc clairement une validation temporelle totalement indépendante des perturbations environnementales et autant que possible à haute résolution.

L'intervalle de temps choisi pour cette étude correspond au passage Cénomanien-Turonien.

Sur une durée de deux à trois millions d'années, au moment où le niveau marin était, semble-t-il, au plus haut, de profondes perturbations ont été enregistrées. Elles sont de nature :

- sédimentologiques : la présence de niveaux très riches en matière organiques (black-shales).
- géochimiques : excursion positive du $\delta^{13}C$ minéral et organique ; anomalie en manganèse.
- paléontologiques : paliers d'extinction successifs affectant la macrofaune. La microfaune est également fortement perturbée avec notamment l'extinction des rotalipores.

Sur la base de l'ensemble de ces modifications, de nombreux travaux ont proposé des corrélations entre diverses provinces, dans des environnements contrastés.

Le bassin du Western Interior (Etats-Unis et Canada) permet de tester ces hypothèses (*i.e.* la validité des corrélations) dans la mesure où, en effet :

- Il s'agit d'un même bassin méridien qui au maximum de transgression, au Turonien inférieur, s'étendait sur près de 2000 km de large et 6000 km de long, de l'Alaska au Golfe du Mexique, assurant ainsi la connexion entre les masses d'eaux boréales et téthysiennes.
- Les paléoprofondeurs y auraient atteint plusieurs centaines de mètres.
- Les faciès y sont variés, détritiques sur les bordures, plus carbonatés vers le centre.
- Le bassin est riche de nombreux affleurements naturels, peu tectonisés.
- Quelques coupes, considérées comme des références dans le bassin, y sont bien documentées, en particulier pour la macrofaune (ammonites et inocérames).

Si les changements affectant la mer épicontinentale du Western Interior répondent à des modifications globales, ils doivent aussi être fonction de phénomènes locaux en liaison avec la tectonique, la circulation et l'extension des différentes masses d'eau. Pour contraindre finement ces événements paléocéanographiques dans le temps et dans l'espace, des repères temporels sont indispensables.

Les formations crétacées déposées dans le bassin nord américain ont la particularité de renfermer de nombreux horizons de cendres volcaniques altérées. Evénements instantanés à l'échelle des temps géologiques, les bentonites constituent des lignes isochrones indépendantes. Ce fut l'atout déterminant pour le choix de ce bassin.

Cette étude se veut en premier lieu méthodologique et n'a pas pour objectif immédiat une reconstitution paléoenvironnementale.

Elle sera organisée suivant trois grandes parties, selon trois entrées de lecture indépendante que sont état des connaissances, résultats acquis, valorisations des résultats.

La première partie sera consacrée à l'état des connaissances avant le début de ce travail. Un premier chapitre documentera les différents signaux litho-, bio- et chimio- permettant l'établissement des corrélations pour le passage Cénomanien-Turonien, et ce, à l'échelle globale. Le second chapitre

sera consacré au bassin nord américain, avec une description des principales coupes qui y sont considérées comme des références.

La deuxième partie décrira uniquement les résultats acquis au cours de ce travail, coupe par coupe, et selon les trois entrées, leitmotiv de ce mémoire, que sont les signaux lithologiques, biostratigraphiques et chimiostratigraphiques.

La troisième partie valorisera les résultats acquis en testant la robustesse de chacune des approches dans un schéma de corrélation à haute résolution.

Enfin, la quatrième partie exposera succinctement les perspectives de recherche à réaliser à court terme.

PARTIE I
ETATS DES CONNAISSANCES

Chapitre I - Le passage Cenomanien-Turonien à l'échelle globale **15**
I.I. 1 - Introduction 15
I.I. 2 - Modifications environnementales à l'échelle globale au passage Cénomanien-Turonien 16

Chapitre II - Le bassin du Western Interior **31**
I.II. 1 - Introduction 31
I.II. 2 - Contexte géodynamique et paléogéographique 32
I.II. 3 - Coupe de référence de Pueblo (Colorado) 40
I.II. 4 - Autres coupes de référence pour le bassin 62
I.II. 5 - Niveaux d'altération de cendres volcaniques 88
I.II. 6 - Les signaux litho-, bio-, chimio- des coupes de référence forment-ils un schéma de corrélation à haute résolution ? 97
I.II. 7 - Conclusions 106

CHAPITRE I

LE PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN A L'ECHELLE GLOBALE

I.I. 1 - Introduction

Le Crétacé (~140-65 Ma) est une période de haut niveau marin, caractérisée par de fortes teneurs en CO_2 dans l'atmosphère et, réputée sans calotte de glace, avec de faibles gradients latitudinaux de température (Barron & Washington, 1982 ; Berner *et al.*, 1983 ; Arthur *et al.*, 1985 ; Haq *et al.*, 1987 ; Arthur *et al.*, 1988 ; Weissert, 1989 ; Caldeira & Rampino, 1991 ; Wilson & Norris, 2001 ; Norris *et al.*, 2002).

Le passage Cénomanien-Turonien (centré autour d'une limite à 93,5 Ma) coïncide avec l'un des événements anoxiques océaniques crétacés définit par Schlanger & Jenkyns (1976). Les trois principaux OAE (« Oceanic Anoxic Event ») du Crétacé ont eu lieu à l'Aptien-Albien (OAE1), au passage Cénomanien-Turonien (OAE2) et pendant le Coniacien et le Santonien (OAE3). Il est généralement admis que les transgressions majeures du Crétacé (Vail, 1977), contemporaines de ces événements (Fig.I.1), ont favorisé le développement de l'anoxie et sans doute contribué à l'expansion de celle-ci jusqu'au domaine de plate-forme.

Ces périodes, particulièrement propices à l'accumulation de matière organique d'origine marine dans les sédiments, sont caractérisées par l'extension verticale d'une zone à oxygène minimum (Schlanger & Jenkyns, 1976 ; Jenkyns, 1980). Ce phénomène suppose un ralentissement des circulations océaniques ainsi que des conditions climatiques favorables à une haute productivité.

Comme nous le verrons tout au long de ce premier chapitre, ces événements ont des signatures sédimentologiques, biologiques et géochimiques bien spécifiques dont la plupart sont classiquement utilisées à des fins de corrélation à l'échelle régionale ou entre différents domaines paléogéographiques.

Ainsi, les séries sédimentaires présentent souvent des dépôts d'horizons noirs, plus ou moins sombres, riches en matière organique et facilement repérables sur le terrain (black-shales).

Les anoxies, entraînant une asphyxie du benthos, sont, par suite, associées à des crises biologiques (*e.g.* Jarvis *et al.*, 1988 ; Batt, 1993 ; Huber *et al.*, 1999 ; Premoli Silva *et al.*, 1999).

Ces événements sont également accompagnés d'une excursion positive du rapport isotopique du carbone des carbonates et de la matière organique, même dans les zones où il n'y a pas de manifestation sédimentaire de l'anoxie. Ceci atteste du caractère global de ces crises anoxiques puisque l'ensemble du cycle océanique du carbone est perturbé pendant ces périodes (*e.g.* Pratt & Threlkeld, 1984 ; Arthur *et al.*, 1988 ; Gale *et al.*, 1993 ; Paul *et al.*, 1999 ; Tsikos *et al.*, 2004).

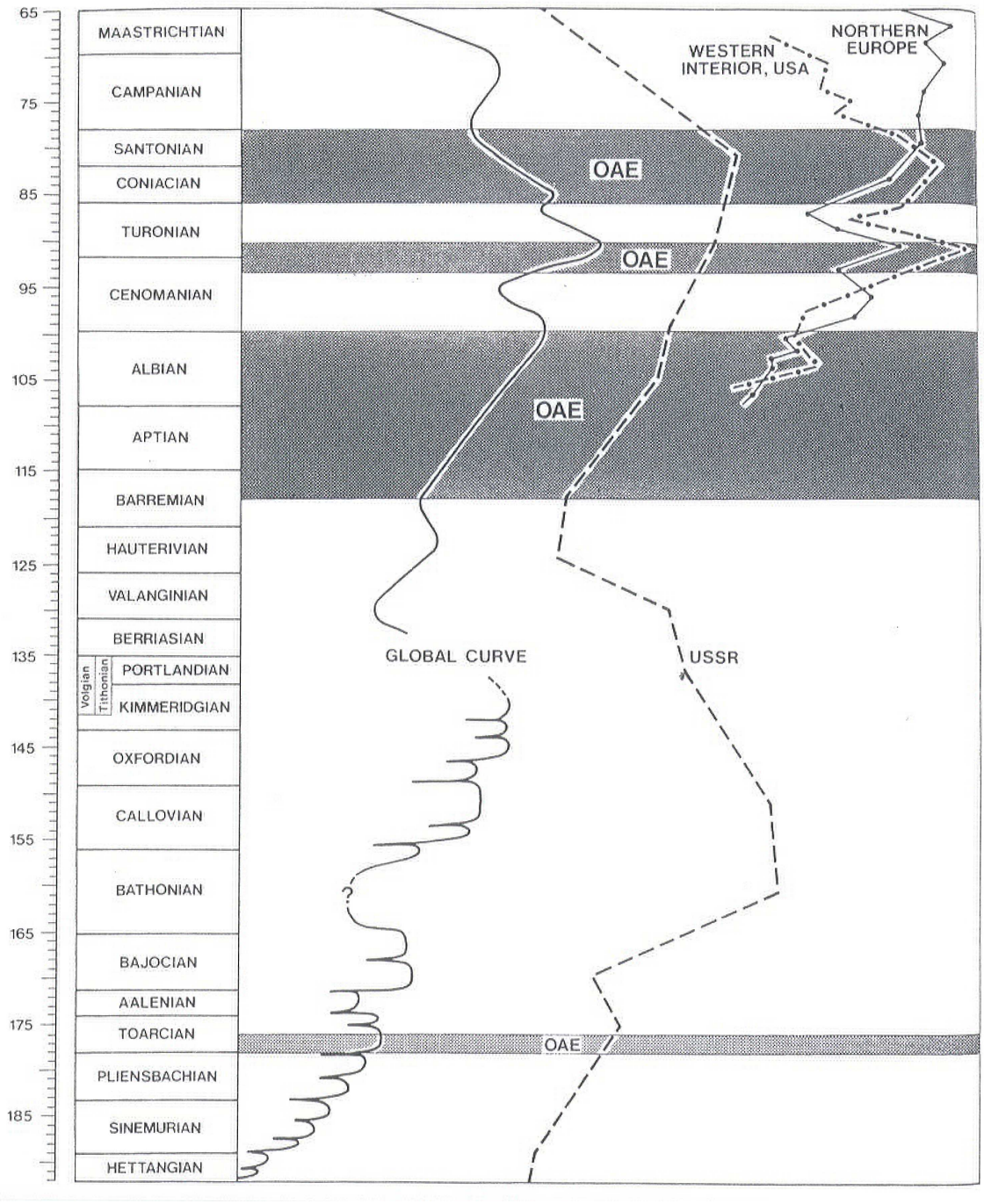


Figure I.1 : Extension temporelle des trois événements anoxiques océaniques en relation avec les variations du niveau marin relatif (d'après Jenkyns, 1980).

I.I. 2 - Modifications environnementales à l'échelle globale au passage Cénomanien-Turonien

I.I. 2.1 - Signal lithologique

Si l'événement anoxique océanique qui marque le passage Cénomanien-Turonien (OAE2), semble être un phénomène global, existe-il une signature lithologique commune qui pourrait être considérée comme un marqueur stratigraphique à l'échelle mondiale ?

La compilation de l'abondante bibliographie qui documente cet intervalle de temps, fait ressortir quelques points communs aux dépôts sédimentaires des différents domaines paléogéographiques étudiés. Ainsi, l'événement anoxique océanique correspond souvent à un faciès caractérisé par :

- des niveaux sombres, laminés, riches en matière organique marine planctonique (de 1 à 27%).
- des niveaux riches en pyrite et en phosphate.
- une faune benthique réduite et donc une quasi-absence de bioturbations.
- une faune planctonique abondante mais peu diversifiée et peu spécialisée, caractéristique d'une stratégie adaptative r (Annexe 2).
- la présence de radiolaires.

Ce faciès est communément appelé black-shales. Pour le passage Cénomanien-Turonien, les niveaux de black-shales les plus connus sont (Fig.I.2) :

- Pour la marge nord de la Téthys : le « Black Band » du Yorkshire et de l'Humberside (Hart & Bigg, 1981), les marnes à *Actinocamax plenus* au sud de l'Angleterre (Jefferies, 1962, 1963 ; Juignet, 1980 ; Gale *et al.*, 1993 ; Paul *et al*., 1999) ; le niveau « Thomel » dans le bassin vocontien (Crumière, 1988 ; Morel, 1998 ; Grosheny *et al.*, *sous presse*) ou encore le niveau « Bonarelli » en Italie centrale (Arthur & Premoli Silva, 1982).
- Pour la marge sud de la Téthys : la formation « Bahloul » (Robaszynski *et al.*, 1990 ; Burollet & Robaszynski, 1991 ; Caron *et al.*, *sous presse*).

Néanmoins, ces caractères ne sont pas communs à tous les bassins (Fig.I.2).

En effet, la coupe de Pueblo (Colorado, bassin nord américain du Western Interior), proposée comme référence pour cet intervalle, ne présente qu'un petit niveau de black-shales de cinq centimètres (Fig.I.2, voir Partie II. Chapitre II). Ce dernier s'inscrit au sein d'alternance de marnes et de calcaires riches en COT (Arthur *et al.*, 1985 ; Pratt, 1985).

En Afrique du Nord, la formation Bahloul, dans la région type de Wadi Balhoul (Fig.I.2), correspond à plus de trente mètres de calcaires noirs feuilletés (très riches en matière organique : jusqu'à 8% de COT) entre lesquels s'intercalent des marnes sombres (Caron *et al.*, *sous presse*).

En Europe occidentale, les marnes noires, laminées du « Black Band » contrastent fortement avec les craies blanches très bioturbées des formations encadrantes. Dans la région d'Eastbourne, cet ensemble est représenté par un fin niveau (une dizaine de centimètres) de marnes sombres dans la partie supérieure des marnes à *A. plenus* (Jefferies, 1962, 1963).

Dans le bassin vocontien, le niveau « Thomel », d'un peu plus d'une dizaine de mètres d'épaisseur (Fig.I.2), présente un COT d'environ 2,5% (Crumière, 1991 ; Morel, 1998).

En Italie centrale (Marches Ombrie), le niveau Bonarelli correspond à un mètre environ d'argilites noires (Fig.I.2) intercalées de niveaux sombres riches en radiolaires. Les teneurs en COT de cet horizon peuvent aller jusqu'à 23% (Arthur & Premoli Silva, 1982). Le motif lithologique de cet horizon varie rapidement à l'échelle régionale.

Ces quelques observations, dans différents domaines paléogéographiques, ne permettent en aucun cas d'attester du synchronisme ou non des dépôts de black-shales à l'échelle globale. Si la mise en place de tels niveaux semble une particularité du passage Cénomanien-Turonien, en revanche, leurs extensions temporelles apparaissent très variables d'un point à l'autre (Fig.I.2). Certains auteurs tendent même à prouver le diachronisme de ces dépôts (Ferry *et al.*, 2005) et remettent en question leurs relations causales avec la transgression globale qui marque le passage Cénomanien-Turonien.

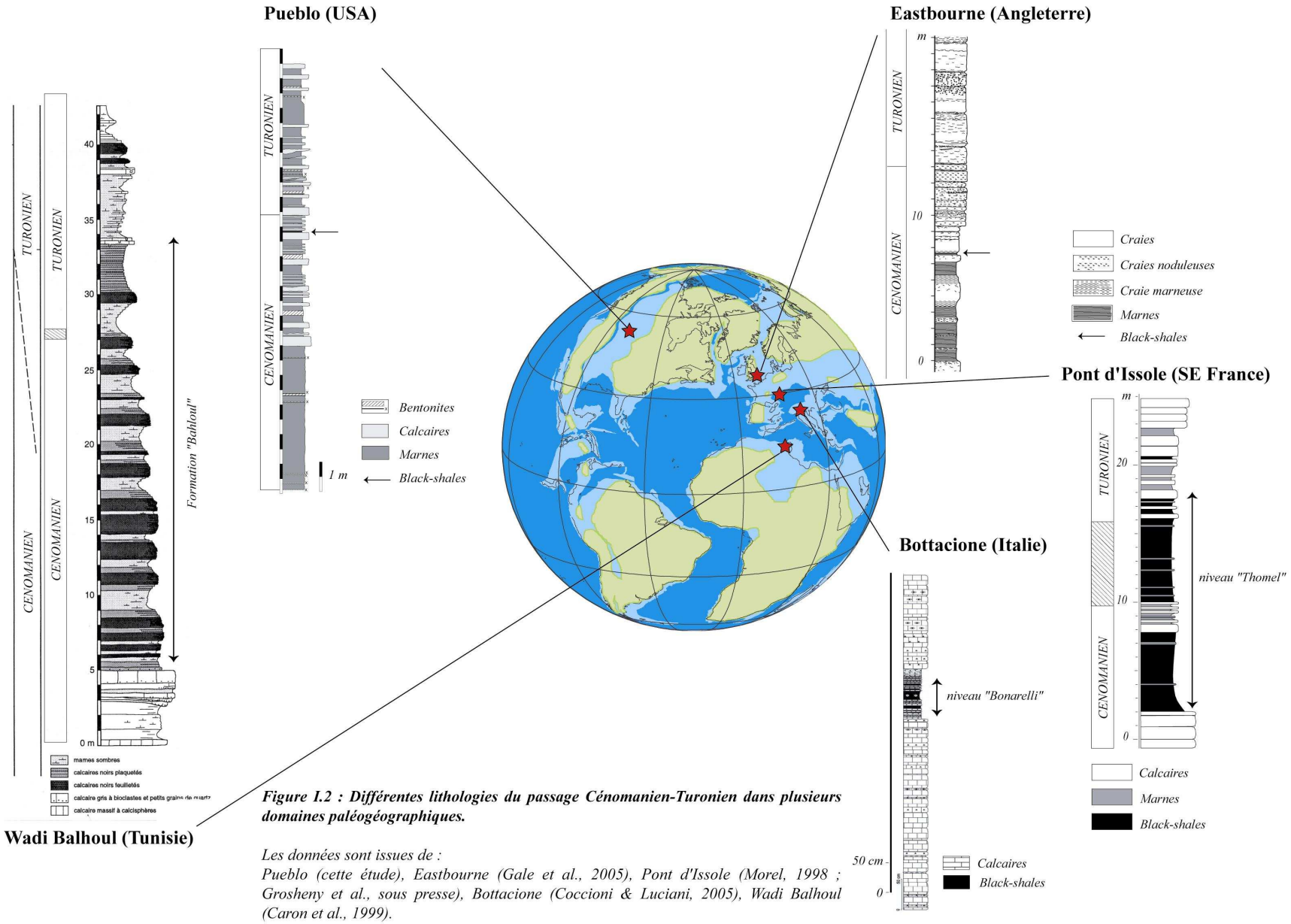


Figure I.2 : Différentes lithologies du passage Cénomanien-Turonien dans plusieurs domaines paléogéographiques.

Les données sont issues de :
Pueblo (cette étude), Eastbourne (Gale et al., 2005), Pont d'Issole (Morel, 1998 ; Grosheny et al., sous presse), Bottacione (Coccioni & Luciani, 2005), Wadi Balhoul (Caron et al., 1999).

I.I. 2.2 - Signaux biologiques

I.I. 2.2.1 - Extinction à la limite Cénomanien-Turonien :

Bien que le passage Cénomanien-Turonien ne corresponde pas à une extinction du premier ordre (Sepkoski, 1986), sept pour-cent des familles et vingt-six pour-cent des genres se sont éteints lors de cet événement anoxique océanique (Fig.I.3). La majeure partie des organismes touchés étaient des micro- et macroinvertébrés marins (Sepkoski, 1986 ; Jarvis *et al.*, 1988 ; Harries & Kauffman, 1990 ; Hart & Leary, 1991).

Ainsi cette extinction se caractérise principalement par :

- l'extinction des rudistes caprinidés (Philip, 1978).
- l'extinction des brachiopodes Sellithyridinés (Gaspard, 1991).
- l'extinction des certains genres et espèces d'ammonites (Elder, 1989 ; Batt, 1987, 1993).
- l'extinction de plusieurs espèces d'inocérames (Elder, 1989).
- l'extinction des riches assemblages de foraminifères benthiques en domaine de plate-forme et dans les bassins (Grosheny & Tronchetti, 1993).
- la disparition des foraminifères planctoniques du genre *Rotalipora* (Eicher, 1969a ; Sigal, 1977 ; Hart & Bigg, 1981).

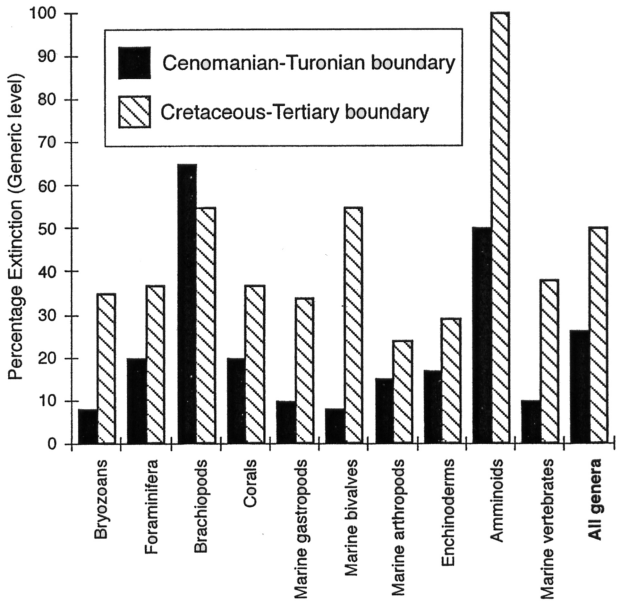


Figure I.3 : Comparaison des extinctions du passage Cénomanien-Turonien à celles de la limite Crétacé-Tertiaire pour différents groupes taxonomiques d'organismes marins (données de Sepkoski, 1986, 1990 dans Kerr, 1998).

Pour certains auteurs, il s'agit plutôt d'extinctions en paliers (Elder, 1989 ; Harries & Kauffman, 1990 ; Hart & Leary, 1991 ; Gale *et al.*, 2000). Par exemple, dans le bassin intérieur nord-américain les faunes d'ammonites necto-benthiques sont touchées plus précocement et plus fortement que les formes pélagiques, attestant de l'expansion progressive de la zone à oxygène minimum (Elder, 1989 ; Batt 1993). Les paliers d'extinction les plus importants, pour les ammonites du bassin du Western Interior, correspondent aux limites de zones (*S. gracile/N. juddii* et *N. juddii/W.devonense*). Sur la base de la position de ces événements vis-à-vis de la disparition des rotalipores et de l'évolution du rapport isotopique du carbone, ceux-ci apparaissent synchrones entre les coupes européennes et américaines (Leckie, 1985 ; Hilbrecht & Hoefs, 1986 ; Jarvis *et al.*, 1988).

I.I. 2.2.2 - Bio-événements stratigraphiques :

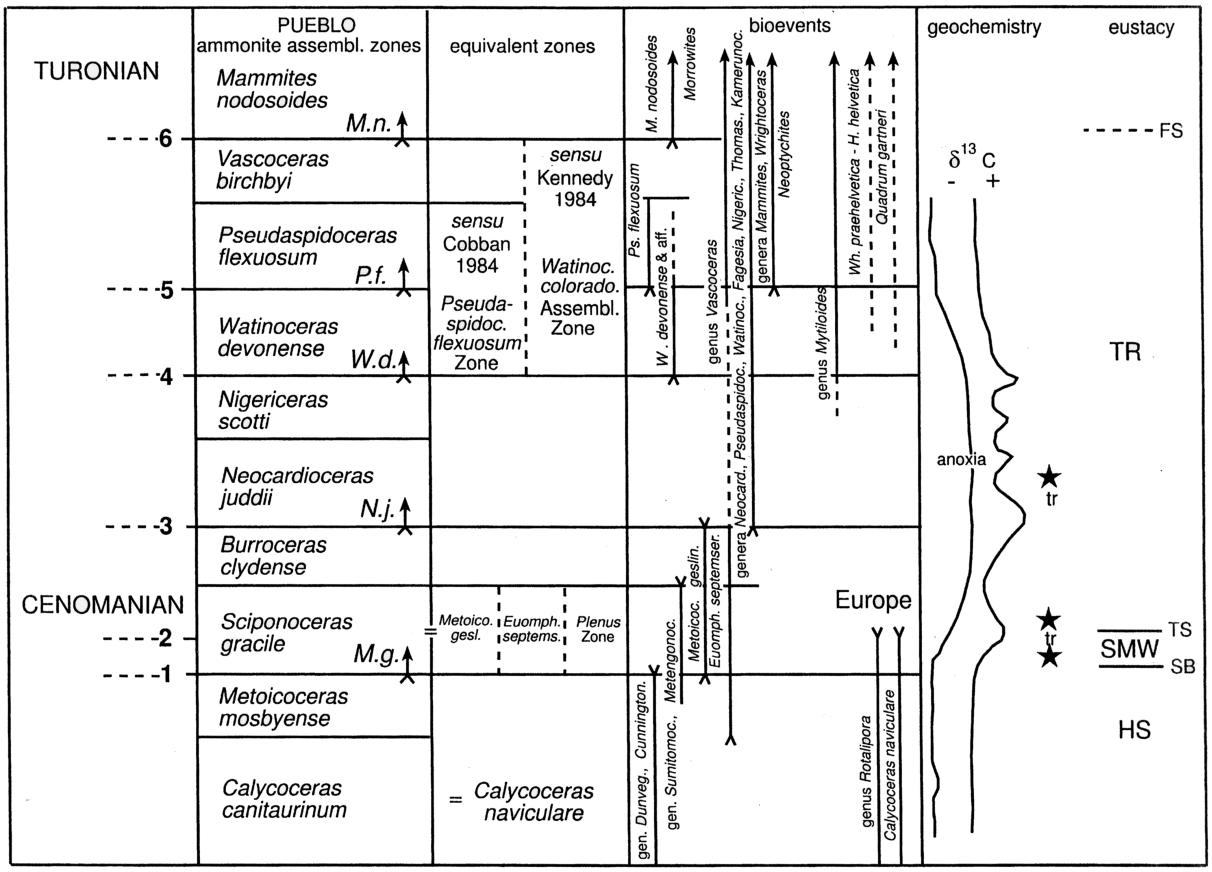


Figure I.4 : Stratigraphie de la limite Cénomanien-Turonien, illustrée pour la coupe de Pueblo (Colorado), proposant six bio-événements pour définir la limite (d'après Robaszynski & Gale, 1993 in Bengtson, 1996) : *1. Base de la zone d'assemblage à Sciponoceras gracile (SCHUMARD, 1860) ou des zones équivalentes : Metoicoceras geslinianum (D'ORBIGNY, 1850), Euomphaloceras septemseriatum (CRAGIN, 1893) ou A. plenus avec la première occurrence de M. geslinianum et les dernières occurrences des genres Dunveganoceras et Cunningtoniceras. Cet événement serait synchrone d'une limite de séquence et du début de l'excursion isotopique du $\delta^{13}C$; 2. Dernière occurrence de Calycoceras naviculare (MANTELL, 1822), qui coïnciderait approximativement avec la dernière occurrence de Rotalipora cushmani (MORROW, 1934). Cet événement est également marqué par une surface de transgression et le premier pic du $\delta^{13}C$. ; 3. Première occurrence de Neocardioceras juddii (BAROIS & DE GUERNE, 1878) et des genres Pseudaspidoceras, Watinoceras, Fagesia… Cet événement serait contemporain du deuxième maximum du $\delta^{13}C$ et verrait également l'extinction de M. geslinianum et de E. septemseriatum. ; 4. Première occurrence de W. devonense, coïncidant approximativement avec les premières occurrences du genre Mytiloides et de Quadrum gartneri (PRINS & PERCH-NIELSEN, 1977) ; 5. Première occurrence de P. flexuosum et des genres Mammites, Wrightoceras puis Neoptychites. Première occurrence de Mammites nodosoides (SCHLÜTER, 1871) et du genre Morrowites. Surface d'inondation.*

Un grand nombre d'événements biostratigraphiques ont été historiquement utilisés comme marqueurs pour positionner la limite Cénomanien-Turonien. A Copenhague (1983), lors du premier « International Symposium on Cretaceous stages boundaries », plusieurs bio-événements ont été proposés comme marqueurs, notamment (Fig.I.4) :

- la base de la zone d'ammonites à *Pseudaspidoceras flexuosum* POWELL, 1963. La base de cette zone est indiquée par la première occurrence d'un spécimen du genre *Vascoceras* comme *Vascoceras proprium* (REYMENT, 1954).
- La base de la zone d'ammonites à *Watinoceras devonense* WRIGHT & KENNEDY, 1981.
- La première occurrence du nannofossile *Q. gartneri*.
- Et pour les foraminifères planctoniques :
    - La dernière occurrence du genre caréné *Rotalipora*.

- La première occurrence de l'espèce globuleuse *Whiteinella archaeocretacea* (PESSAGNO, 1967).
- La première occurrence de l'espèce carénée *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI, 1945).

Suite aux discussions tenues durant le « Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries » (Bruxelles, 1995), la coupe de Pueblo a été proposée comme la référence (voir Partie I. Chapitre II) pour le passage Cénomanien-Turonien (Bengtson, 1996).

La limite Cénomanien-Turonien est désormais définie par la première occurrence de l'ammonite *W. devonense*. Cette dernière se positionne au-dessus de la dernière occurrence de *R. cushman*i et est contemporaine de la première occurrence du marqueur turonien *H. helvetica* (Morel, 1998 ; voir Partie I. Chapitre II). La première occurrence de *W. devonense* est également proche de l'apparition du nannofossile calcaire *Q. gartneri* (Fig.I.4).

En outre, *W. devonense* est une espèce facilement identifiable. Les foraminifères planctoniques associés à cette limite, de grande extension géographique, sont réputés faciliter les corrélations entre les différents domaines paléogéographiques (Bengtson, 1996).

I.I. 2.2.2.1 - Macrofaune (ammonites et inocérames) :

ETAGES	Zones d'ammonites S ANGLETERRE/N & S FRANCE & *US WESTERN INTRIOR *Selon Wright & Kennedy (1981); Kennedy (1984) ; Lake et al. (1987) ; Kennedy & Cobban (1991) ; Hancock et al. (1993) ; Gale et al. (1996)*		
TURONIEN	*Collignonoceras wollgari*	*Holaster plamus*	**Prionocyclus hyatti*
			**Prionocyclus percarinatus*
			**Collignonoceras wollgari*
	Mammites nodosoides	*I. labiatus*	**Mammites nodosoides*
	Watinoceras coloradoense		**Vascoceras birchbyi*
			**Pseudaspidoceras flexuosum*
			**Watinoceras devonense*
CENOMANIEN	*non reconnue*		**N. scotti*
	Neocardioceras juddii		**Neocardioceras juddii*
	Thomasites spp. *pas de dénomination*		**Burroceras clydense*
	Metoicoceras geslinianum		**Sciponoceras gracile*
	Calycoceras guerangeri		**Metoicoceras mosbyense*
			**Calycoceras canitaurium*

Figure I.5 : Comparaison entre les zones d'ammonites d'Europe (à gauche) et celles du bassin du Western Interior (à droite).

Les nombreux travaux biostratigraphiques entre les domaines européens et les provinces du bassin nord américain, ont permis d'établir une biozonation précise pour le passage Cénomanien-Turonien (Birkelund *et al.*, 1984). Ainsi, la biozonation des ammonites proposée par Cobban (1984) et Kennedy & Cobban (1991), pour le bassin nord américain, peut être corrélée avec celle établie pour l'Europe (Fig.I.5).

De plus, la base de la zone d'association à *M. geslinianum* (équivalent à la zone à *S. gracile*, Fig.I.5) semble un bon repère stratigraphique, avec l'espèce index ou l'espèce associée *E. septemseriatum* qui présentent une grande extension géographique. Au moins une de ces deux espèces est reconnue au Texas, au Mexique, en Californie, en Colombie et au Brésil, mais également en Angola, au Nigeria et au Japon (Birkelund *et al.*, 1984).

Un autre repère serait la base de la zone à *P. flexuosum* reconnue initialement dans la province mexicaine de Chihuahua et le sud du Texas mais également plus au nord (Nouveau-Mexique, Arizona). En plus de la présence de l'espèce index de zone, ce repère peut être identifié par la présence d'une espèce du genre *Vascoceras* (comme *Vascoceras proprium* REYMENT, 1954). Des corrélations peuvent dès lors être effectuées jusqu'en Amérique du Sud mais également dans l'ouest et le nord de l'Afrique (Birkelund *et al.*, 1984).

La zone d'association à *Watinoceras coloradoense* (HENDERSON, 1908) est utilisée depuis de nombreuses années par les biostratigraphes européens.

La base de cette zone correspond à celle de la zone à *W. devonense* pour le bassin intérieur nord américain (Kennedy & Cobban, 1991).

Une dernière remarque concerne la zone à *Burroceras clydense* ou zone à *Vascoceras cauvini* CHUDEAU 1909 (Cobban, 1984). Cette zone est seulement connue dans le sud ouest du Nouveau-Mexique et au Texas (Kennedy & Cobban, 1991). Elle serait équivalente à la zone à *Thomasites* spp. en Angleterre. Cette zone à *V. cauvini* est corrélée jusqu'en Israël (Lewy *et al.*, 1984).

Concernant les inocérames, les premières formes de la lignée des *Mytiloides* sont notées dans la zone à *S. gracile* (*M. geslinianum*) à la fois dans le bassin du Western Interior mais aussi au Japon (Kauffman *et al.*, 1977 ; Birkelund *et al.*, 1984). Une augmentation des *Mytiloides* coïnciderait avec la base de la zone d'ammonites à *P. flexuosum*. Toutefois, l'utilisation de cet événement à des fins de corrélation reste controversée.

I.I. 2.2.2.2 - Foraminifères planctoniques :

La limite Cénomanien-Turonien est comprise au sein de la zone à *W. archaeocretacea*, définie comme une zone d'extension partielle par Robaszynski & Caron (1995). Cette zone correspond également à la zone dire à « grosses globigérines » de Sigal (1977). Selon cet auteur, cette zone est comprise entre la dernière occurrence de *R. cushmani* (sommet de la zone d'extension totale à *R. cushmani*) et la première occurrence de *H. helvetica* (base de la zone d'extension totale à *H. helvetica*).

Ces trois espèces de foraminifères planctoniques sont reconnues dans de nombreux domaines paléogéographiques, quand la tranche d'eau est suffisante pour permettre aux *Rotalipora* et à *H. helvetica* d'effectuer leur cycle de vie (Annexe 2). De par leur vaste répartition géographique, ces fossiles sont réputés être de bons marqueurs stratigraphiques.

Ainsi, sur la marge nord de la Téthys (Eastbourne, Angleterre), les dernières occurrences de *R. cushmani* sont observées dans la zone d'ammonites à *M. geslinianum* (Jarvis *et al.*, 1988 ; Gale *et al.*, 1993) alors que les formes turoniennes *H. helvetica* sont relevées par Keller *et al.* (2001) dans la zone à *W. devonense*. Dans le bassin vocontien (Vergons, France), les dernières occurrences de *R. cushmani* sont notées dans la zone à *M. geslinianum* et les premières *H. helvetica* à la base de la zone à *M. nodosoides* (Crumière, 1991 ; Morel, 1998 ; Grosheny *et al.*, *sous presse*).

Sur la marge sud de la Téthys (Wadi Bahloul, Tunisie), les dernières rotalipores sont également relevées dans la zone à *M. geslinianum*. En revanche, *H. helvetica* débute dans la zone à *P. flexuosum* (Caron *et al.*, *sous presse*).

Dans le bassin nord américain, les dernières *R. cushmani* sont notées dans la zone à *S. gracile* (Leckie, 1985) alors que *H. helvetica* débuterait dans *W. devonense* (Beaudoin *et al.*, 1995 ; Morel, 1998).

D'un point de vue écologique, ces trois espèces planctoniques n'évoluent pas dans la même profondeur d'eau. En effet, *R. cushmani* et *H. helvetica* sont des morphotypes carénés spécialisés (Annexe 2), c'est-à-dire des morphotypes qui évoluent jusque dans les tranches profondes de la colonne d'eau (Hart & Bailey, 1979 ; Caron, 1983 ; Hart, 1999). Des mesures isotopiques réalisées sur plusieurs espèces de rotalipores supportent cette répartition dans la tranche d'eau (*e.g.* Norris, 1998)
En revanche, *W. archaeocretacea* est une forme globuleuse se développant dans les eaux de surface.

Lors du passage Cénomanien-Turonien, l'expansion de la zone à oxygène minimum va inévitablement perturber les espèces planctoniques exigeantes et spécialisées (*i.e. R. cushmani* et *H. helvetica*). Lorsque les conditions vont devenir trop drastiques, elles ne peuvent que se raréfier voire disparaître pour laisser la place aux formes opportunistes moins sensibles.

I.I. 2.2.2.3 - Nannofossiles calcaires :

Burnett *et al.* (1999) définissent un certain nombre d'événements (apparitions et disparitions de taxons) chez les nannofossiles calcaires que ces auteurs proposent d'utiliser à des fins de

corrélations entre différents domaines paléogéographiques (entre le domaine européen et l'Océan Indien par exemple, Fig.I.6).

Ces événements biostratigraphiques (base de la biozonation des nannofossiles calcaires qui ne sera pas détaillée ici) sont reportés sur la figure I.6 pour le passage Cénomanien-Turonien.

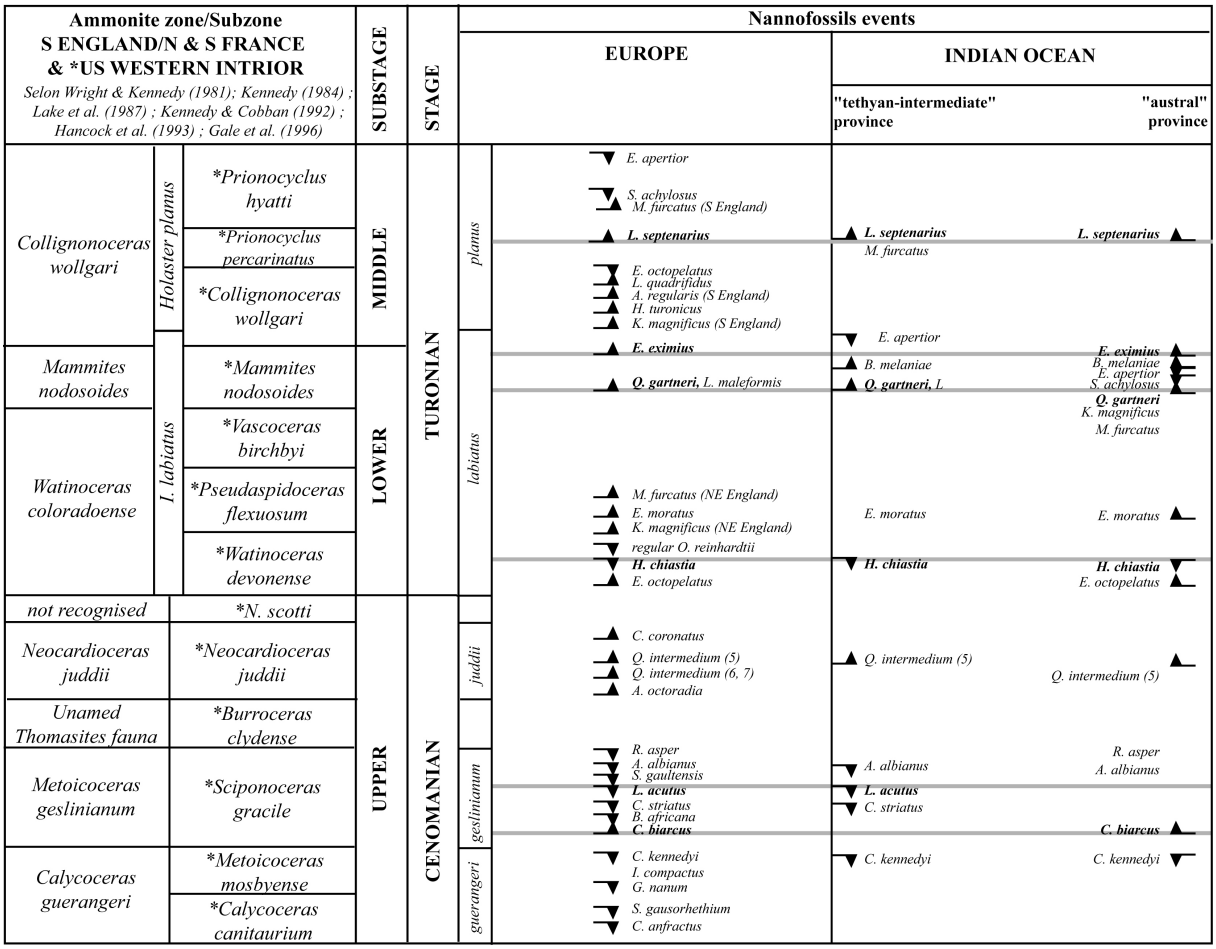


Figure I.6 : Comparaison des biozonations à ammonites (Europe vs bassin du Western Interior) et des principaux événements biostratigraphiques de la nannoflore en Europe et pour l'Océan Indien (d'après Burnett et al., 1999).

I.I. 2.3 - Signaux chimiostratigraphiques

L'accumulation et la préservation de la matière organique dans les sédiments marins d'âge cénomano-turoniens sont considérées comme une conséquence de l'événement anoxique océanique par de nombreux auteurs (*e.g.* Schlanger & Jenkyns, 1976 ; Jenkyns, 1980). Une importante anomalie positive du rapport isotopique du carbone (de la roche totale ou de la phase organique) est également associée avec cet événement (Fig.I.4), suggérant une perturbation du cycle global du carbone (Scholle & Arthur, 1980). Les différents événements (excursion, pic, plateau de valeurs) qui caractérisent l'évolution du $\delta^{13}C$ durant l'OAE2 sont considérés comme de bons repères stratigraphiques et sont classiquement utilisés à des fins de corrélations (*e.g.* Scholle & Arthur, 1980 ; Hilbrecht & Hoefs, 1986 ; Renard, 1986 ; Gale *et al.*, 1993).

I.I. 2.3.1 - Carbone organique total (COT) :

Dans les mers et océans actuels, il existe des environnements à oxygène déficient, c'est-à-dire avec moins de 0,2 ml/l d'oxygène dissous (Kamykowski & Zentara, 1990 ; Fig.I.7a).

Figure I.7 : Anoxies actuelles

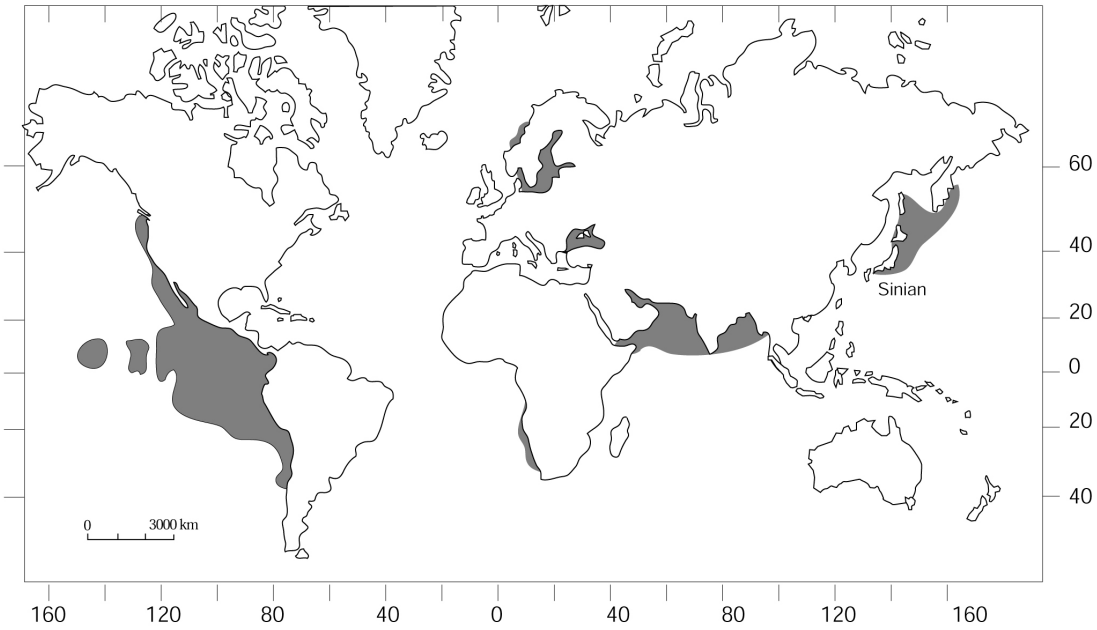


Figure I.7a : Carte des milieux anoxiques actuels, d'après Kamykowski & Zentara (1990).

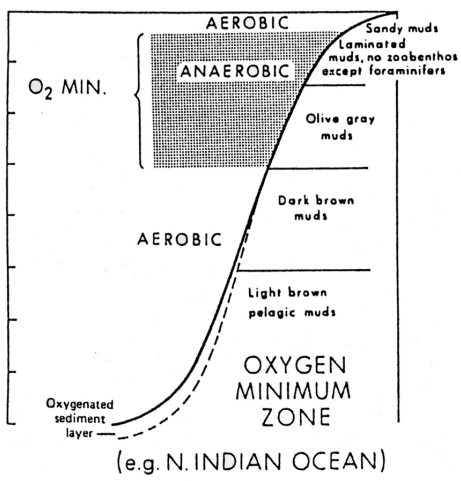


Figure I.7b : Modèle de la zone à oxygène minimum dans l'Océan Indien actuel modifié par Arthur & Schlanger (1979) d'après Von Stackelberg (1972).

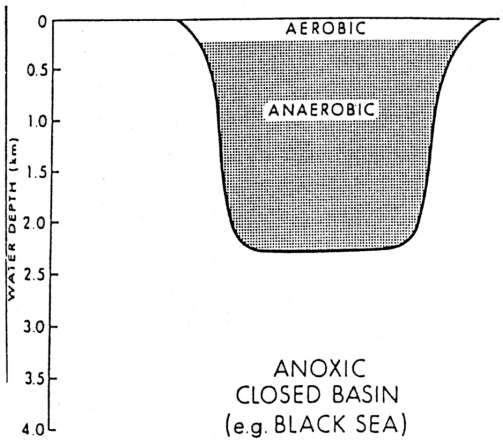


Figure I.7c : Anoxie océanique : Modèle de bassin restreint dans la Mer Noire actuelle d'après Degens & Ross (1974).

Plusieurs types de mécanismes sont susceptibles de générer des milieux permettant une accumulation de la matière organique. Les trois modèles admis sont :

- le modèle à « couche d'oxygène minimum » (Fig.I.7a, 7b) est un environnement anoxique fréquent applicable aux domaines océaniques ouverts (par exemple : l'Océan Indien ou encore les marges du Pérou et du Chili, Von Stackelberg, 1972). La formation de cette zone à oxygène minimum dépend des circulations océaniques, de la géographie mais également de la productivité primaire (Demaison & Moore, 1980). Cette dernière engendre un apport important en matière organique dans l'océan. L'oxygène va dès lors être consommé par la décomposition des particules organiques. Cette masse d'eau, sans contact avec l'atmosphère, ne peut renouveler son oxygène rapidement.
- Le modèle d'upwelling. Les upwelling, sources de nutriments, engendrent une forte productivité de surface. L'anoxie est alors générée par des mécanismes identiques au modèle décrit précédemment.
- le modèle euxinique (Fig.I.7a, 7c) pour lequel la productivité de surface est moyenne mais où règnent des conditions réductrices sur le fond. Celles-ci si sont liées à la stratification de la tranche d'eau en relation avec des apports d'eau douce conséquents. Ce modèle s'applique à des bassins fermés ou restreints (Mer Noire, par exemple ou encore la mer Méditerranée au Pléistocène, Koblenz-Mishke *et al.*, 1970 ; Degens & Ross, 1974).

Ces trois modèles sont retenus pour expliquer les dépôts de black-shales dans l'ancien, notamment au passage Cénomanien-Turonien (*e.g.* Schlanger & Jenkyns, 1976 ; Kuhnt *et al.*, 1986 ; Arthur *et al.*, 1987).

Néanmoins, d'autres environnements déficitaires en oxygène existent mais d'extension plus limitée dans le temps et dans l'espace. Par exemple, des phénomènes d'eutrophisation peuvent être à l'origine d'anoxies saisonnières (Bernhard & Sen Gupta, 1999).

D'un point de vue paléogéographique, la distribution des dépôts de black-shales pourrait être dépendante de la latitude (Kuhnt *et al.*, 1990). En effet, les coupes correspondant aux latitudes les plus basses (à la fois en domaine de plate-forme ou de bassin) sont celles qui enregistrent les taux de COT les plus élevés (marge méridionale de la Téthys).

I.I. 2.3.2 - Rapport isotopique du carbone :

Le signal du $\delta^{13}C$ des carbonates est un outils paléocéanographique et stratigraphique couramment utilisé. Il présente les avantages suivants (Renard, 1986) :

- Sa thermo-dépendance est faible (0,035‰ par °C) ; ce signal est donc peu sensible à la diagenèse d'enfouissement.
- Contrairement aux mesures réalisées sur les foraminifères planctoniques et benthiques, le signal sur la « roche totale » (*i.e.* nannoplancton) ne semble pas être perturbé par l'effet vital (signal sans doute moyenné).
- Le signal du $\delta^{13}C$ pourrait être un indicateur indirect de la paléoprofondeur. L'évolution à long terme du $\delta^{13}C$ présenterait des similitudes avec la courbe eustatique de Vail *et al.* (1977).
- Enfin, les événements qui ponctuent l'évolution du $\delta^{13}C$ sont généralement considérés comme de bons marqueurs stratigraphiques.

Pour les trois OAE crétacées, les nombreuses courbes obtenues sur la roche totale ou la phase organique, dans différents secteurs paléogéographiques (et aussi environnements de dépôt), montrent une anomalie positive du $\delta^{13}C$, illustrée par la figure I.8 pour le passage Cénomanien-Turonien.

Durant les événements anoxiques, l'expansion de la zone à oxygène minimum va favoriser la préservation de la matière organique marine ($\delta^{13}C$ très négatif), qui ne sera plus oxydée (la dégradation des particules organiques entraîne une diminution du $\delta^{13}C$ du CO_2 dissout dans les océans). La diminution de ces phénomènes d'oxydation va donc, par suite, entraîner une augmentation du rapport isotopique du carbone dans les océans puis dans les sédiments (Schlanger & Jenkyns, 1976 ; Jenkyns, 1980).

Plus en détail, les différents auteurs (Pratt & Threlkeld, 1984 ; Gale *et al.*, 1993 ; Morel, 1998 ; Grosheny *et al., sous presse*) distinguent généralement trois événements isotopiques (noté 1, 2 et 3 sur la figure I.8). Ceux-ci correspondent aux pics du rapport isotopique du carbone et forment un motif caractéristique (Fig.I.8). Pour la plupart, les perturbations du réservoir du carbone océanique sont globales et synchrones ; ce motif peut donc prétendre au statut de bon repère stratigraphique à haute résolution comme le soulignent Gale *et al.* (1993).

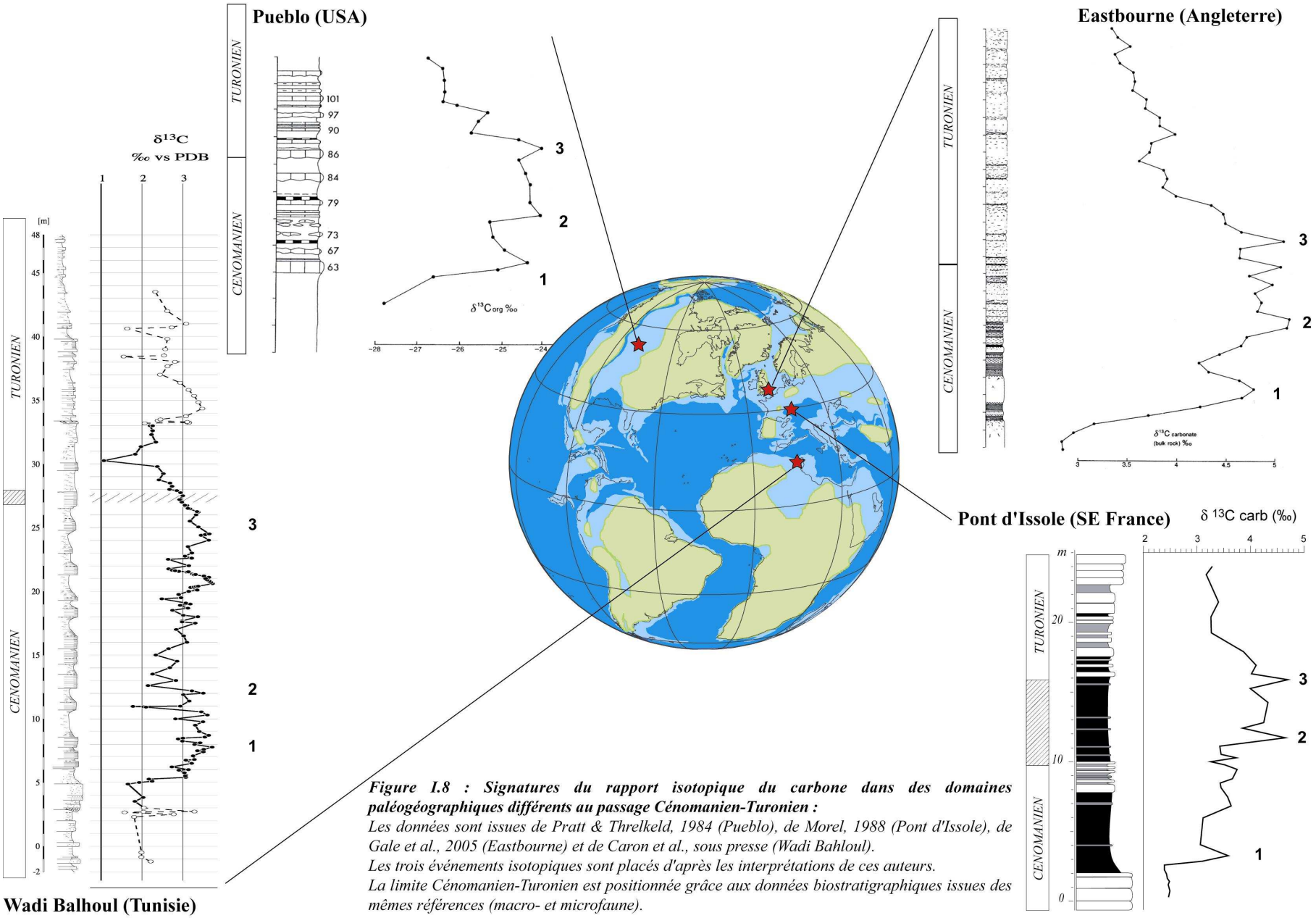


Figure I.8 : Signatures du rapport isotopique du carbone dans des domaines paléogéographiques différents au passage Cénomanien-Turonien :
Les données sont issues de Pratt & Threlkeld, 1984 (Pueblo), de Morel, 1988 (Pont d'Issole), de Gale et al., 2005 (Eastbourne) et de Caron et al., sous presse (Wadi Bahloul).
Les trois événements isotopiques sont placés d'après les interprétations de ces auteurs.
La limite Cénomanien-Turonien est positionnée grâce aux données biostratigraphiques issues des mêmes références (macro- et microfaune).

I.I. 2.3.3 - Rapport isotopique de l'oxygène :

Les variations du $\delta^{18}O$ peuvent rendre compte de modifications de la salinité et/ou de la température. Néanmoins, ce type de signal isotopique est beaucoup plus sensible à la diagenèse (Anderson & Arthur, 1983 ; Renard, 1986). Il reste donc non seulement difficile de faire la part entre le signal primaire et la diagenèse mais également de distinguer les fluctuations de température et/ou de salinité. Des analyses de la minéralogie, des microfaciès ou des organismes présents peuvent permettre de palier à cette difficulté.

Concernant, le passage Cénomanien-Turonien, plusieurs auteurs mettent en évidence des modifications du rapport isotopique de l'oxygène (*e.g.* Pratt & Threlkeld, 1984 ; Hilbrecht & Hoefs, 1986 ; Morel, 1998).

Ainsi, Hilbrecht & Hoefs (1986) mettent en évidence, près de Mülhlberg (sud-ouest de l'Allemagne) ou encore dans la région de Wünstorf (plus au nord), deux pics du $\delta^{18}O$ pour le passage Cénomanien-Turonien. Ces auteurs interprètent ces deux anomalies, associées à des changements faunistiques, comme le reflet de basses températures (dans des conditions salines normales). Toutefois, la limite Cénomanien-Turonien est associée, pour ce même site, à des valeurs plus négatives (comprises entre les deux événements positifs). Les mêmes tendances sont observées sur la marge sud de la Téthys (Wadi Bahloul, Tunisie, Caron *et al.*, *sous presse*) ou dans le bassin du Western Interior (Pratt & Threlkeld, 1984, voir Partie I. Chapitre II).

Cependant, ce motif isotopique n'est pas observé partout. En effet, Jarvis *et al.* (1988) mettent en évidence, dans le nord de l'Angleterre, une excursion positive de l'oxygène au niveau du passage Cénomanien-Turonien, contrairement aux observations précédemment faites. Par suite, Jarvis *et al.* (1988) considèrent que l'évolution du $\delta^{18}O$ doit indiquer des modifications diagénétiques sans aucune valeur stratigraphique.

Ces quelques exemples, non exhaustifs, soulèvent la difficulté de l'utilisation de ce signal à des fins de corrélations. Néanmoins, de nombreux sites enregistrent une baisse du $\delta^{18}O$. Il pourrait s'agir d'un phénomène global mais son extension temporelle n'est pas précisément contrainte entre les différents sites et ne permet pas de juger de son caractère synchrone ou non.

I.I. 2.4 - Ces signaux, dans l'état actuel des connaissances, forment-ils un schéma de corrélations à haute résolution ?

Les signaux biologiques (macro- et microfaune, nannoflore) et géochimiques (notamment l'évolution du rapport isotopique du carbone) sont classiquement utilisés (Fig.I.9) :

1. Pour caractériser l'extension spatiale et temporelle d'événements paléoenvironnementaux.
2. Afin d'effectuer des corrélations entre différents domaines paléogéographiques (*i.e.* tracer des lignes temps entre des sites plus ou moins éloignés).

Ceci suppose, explicitement ou non, que les modifications environnementales qui vont contrôler l'évolution de ces signaux, sont régionalement, voire globalement synchrones. Le fait que l'évolution des signaux géochimiques (pics, excursions) et biologiques (apparition, disparition, prolifération de certains taxons) coïncident (Fig.I.9) est souvent considéré comme la preuve d'un tel synchronisme. Or, les mêmes modifications environnementales, décalées dans le temps, pourraient être la cause d'enregistrements semblables mais tout aussi décalés.

Ainsi, le motif des trois événements isotopiques (Fig.I.8) interprété par Caron *et al.* (*sous presse*) est similaire aux autres courbes obtenues dans d'autres domaines paléogéographiques. La position de l'événement 3, vis-à-vis de la limite Cénomanien-Turonien, telle que définie par les données biostratigraphiques, pose cependant un problème. En effet, Caron *et al.* (*sous presse*), placent ce dernier pic isotopique au Cénomanien terminal alors qu'en d'autres points du globe (*i.e.* Pueblo* et Eastbourne selon Gale *et al.*, 1993 ou Pont d'Issole selon Morel, 1998 et Grosheny *et al.*, *sous presse*), les données biostratigraphiques indique un âge Turonien basal*.

Il manque donc clairement une validation temporelle indépendante des perturbations environnementales et autant que possible à haute résolution.

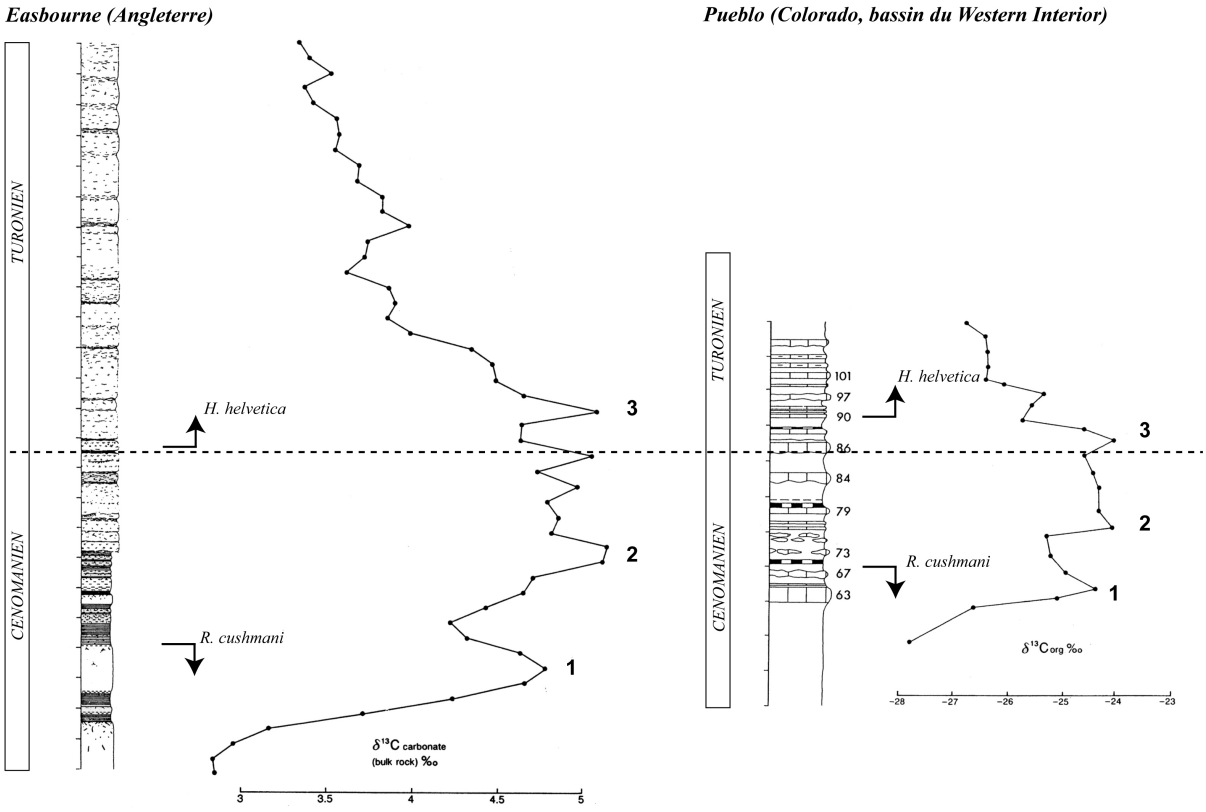


Figure I.9: Corrélation des coupes de Eastbourne (Angleterre) et de Pueblo (Colorado) pour le passage Cénomanien-Turonien, basée sur les courbes isotopiques du $\delta^{13}C$ (Pratt & Threlkeld, 1984 ; Gale et al., 1993). Les dernières et premières occurrences des espèces index de foraminifères planctoniques sont indiquées d'après les données de Gale et al. (1993) et de Keller et al. (2001) pour la coupe de Eastbourne et de Eicher & Diner (1985) et Leckie (1985) pour la coupe de Pueblo.

* D'après les données bibliographiques existantes dans les travaux Gale *et al.*, 2003, 2005. Il existe néanmoins une ambiguïté sur la position de l'événement 3 à Pueblo (voir Partie I. Chapitre II).

CHAPITRE II

LE BASSIN DU WESTERN INTERIOR

I.II. 1 - Introduction

Pour tester la validité des signaux stratigraphiques comme outil de corrélation, le choix s'est porté sur le bassin nord américain du Western Interior (Fig.I.10, I.11). Il s'agit en effet, d'un même bassin méridien qui au maximum de transgression (au Turonien inférieur) s'étendait sur près de 2000 km de large et 6000 km de long, de l'Alaska au Golfe du Mexique, assurant ainsi la connexion entre les masses d'eaux boréales et téthysiennes (Fig.I.12A.). La sédimentation y était de type pélagique à hémipélagique avec des faciès variés : détritiques sur les bordures, plus carbonatés vers le centre (Fig.I.12A). Enfin, ce bassin est riche de nombreux affleurements naturels, peu tectonisés, et bien documentés.

Ce chapitre reprend l'ensemble des données existantes sur le bassin du Western Interior avant le début de cette étude (2002). Les travaux publiés en parallèle de celle-ci seront commentés et intégrés dans les parties II (Les données acquises) et III (Valorisation des données) de ce manuscrit.

Après avoir replacé le bassin du Western Interior dans son contexte paléogéographique, les travaux existant avant 2002 sur la coupe de référence de Pueblo seront présentés. Ils seront exposées selon trois entrées : (1) signal lithologique, (2) signaux biologiques (macrofaune, microfaune et nannoflore), (3) signaux chimiostratigraphiques (notamment isotopes stables du carbone et de l'oxygène). Les autres coupes considérées comme des références pour le bassin, seront décrites selon le même schéma.

Ensuite une description des principaux horizons de cendres volcaniques altérées répertoriés dans le bassin au passage Cénomanien-Turonien sera faite. Leur utilisation potentielle sera discutée.

A la fin de ce chapitre, l'ensemble de ces données sera synthétisé afin de s'interroger sur la validité des signaux lithologiques, biologiques ou chimiostratigraphiques comme outils de corrélation à haute résolution à travers le bassin nord américain.

I.II. 2 - Contexte géodynamique et paléogéographique

I.II. 2.1 - Situation globale et paléolatitude

Au Turonien inférieur, l'augmentation globale du niveau marin ainsi que la flexure de la partie occidentale du craton américain, en réponse à la surrection de la cordillère nord américaine, a abouti à la mise en place du bassin du Western Interior qui s'étend méridionalement sur plus de 6000 km à travers le centre des Etats-Unis d'Amérique, soit sur 40° de latitude (Fig.I.10, 12A.), assurant ainsi la connexion entre le domaine téthysien du proto-golfe du Mexique et les eaux boréales (Hay *et al.*, 1993). L'expansion latérale de cette grande mer épicontinentale atteint alors près de 2000 km (Hay *et al.*, 1993).

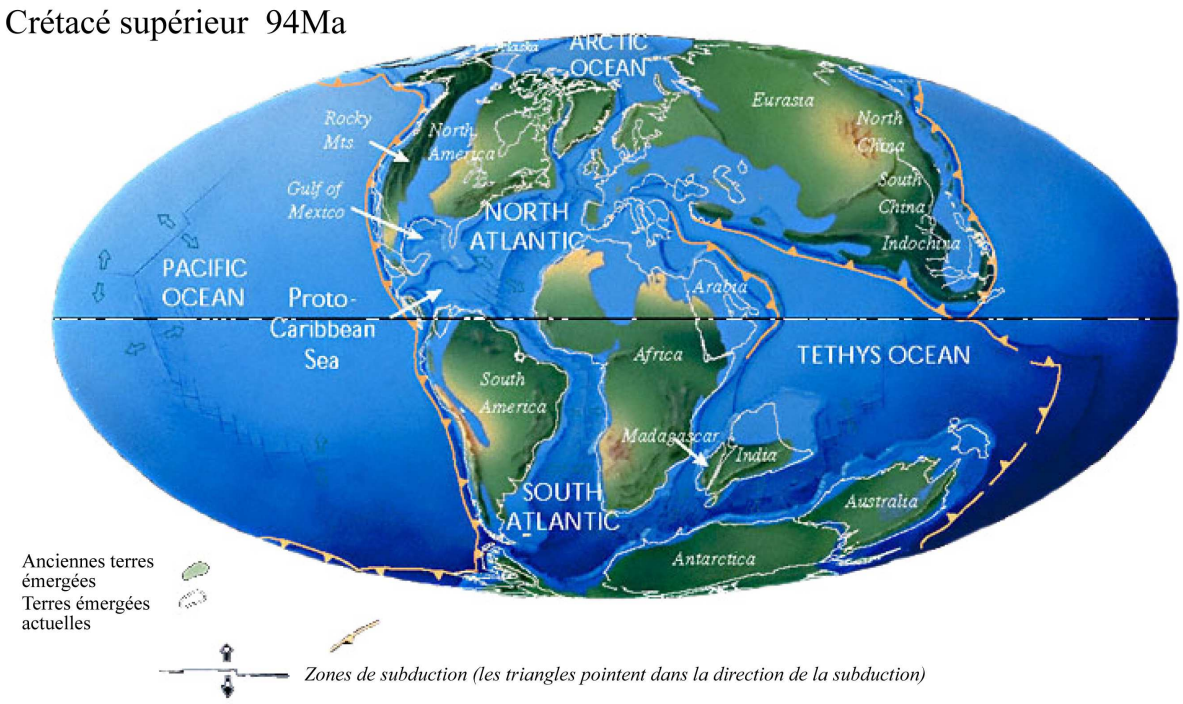


Figure I.10 : Paléogéographie globale au Crétacé supérieur (Scotese, 2002).

Il est à noter que la situation de cette mer intérieure reste particulière avec des circulations océaniques de direction nord-sud alors qu'à l'échelle globale (Fig.I.10), les courants marins s'affrontent dans un système « téthysien » est-ouest.

I.II. 2.2 - Géométrie spatiale et temporelle du bassin

I.II. 2.2.1 - Tectonique :

La mer intérieure américaine crétacée correspond à un bassin tectonique d'avant-pays de type andin dont les lignes de rivages migrent en fonction de l'eustatisme et de la tectonique (Fig.I.12A., 12B). Ce bassin est délimité à l'ouest par le front de la ceinture orogénique Sevier (Weimer, 1984 ; Jordan, 1991) qui est associée à de nombreux corps intrusifs et à des centres volcaniques actifs, notamment dans les états de l'Idaho, du Montana, du Nouveau Mexique et de l'Arizona (Fig.I.12). A l'est, il s'étend jusqu'à la plate-forme orientale stable (Fig.I.12A, I.12B). Ce bassin sédimentaire est asymétrique à la fois en terme de subsidence et d'épaisseur des sédiments mais également en terme de paléoprofondeur (Fig.I.12B, Kauffman, 1977a). Suivant une transversale ouest-est, Kauffman (1977a)

divise le bassin en quatre provinces tectono-sedimentologiques (Fig.I.12A, 12B) : 1.une zone avec un maximum de subsidence dont la sédimentation est détritique (bassin proximal) ; 2. un bassin central qui correspond à la partie la plus profonde du bassin, séparé de la zone 1 par un bombement ; 3. une zone de transition entre le bassin d'avant pays *s.l.* et la zone 4 ; 4. une plate-forme orientale stable, peu profonde.

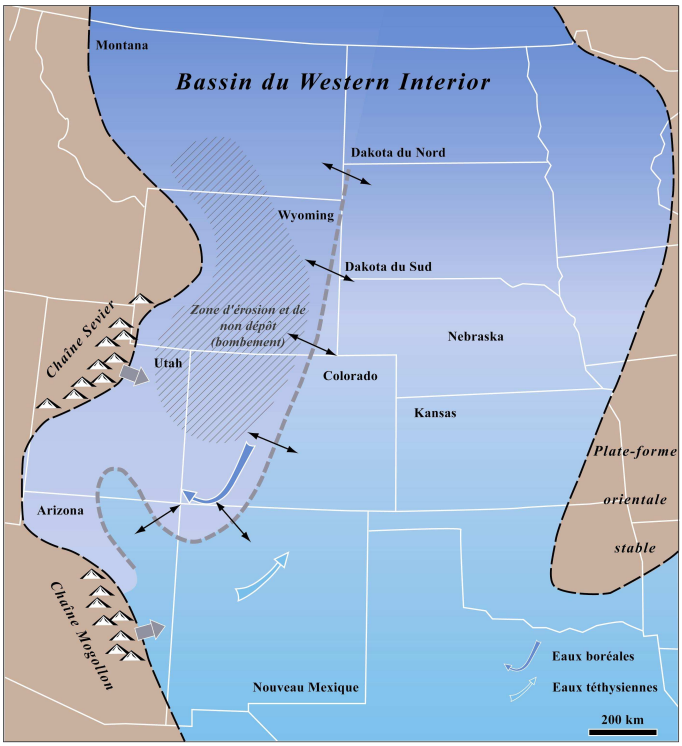
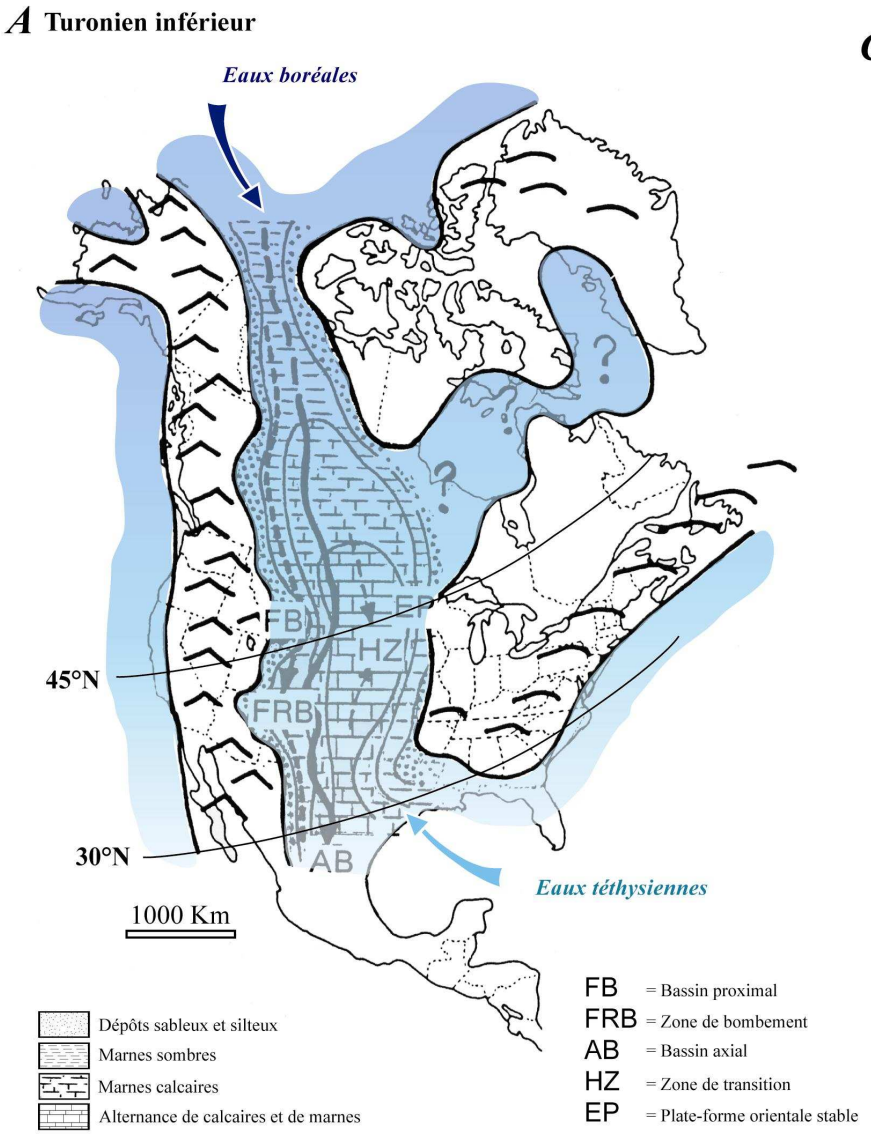
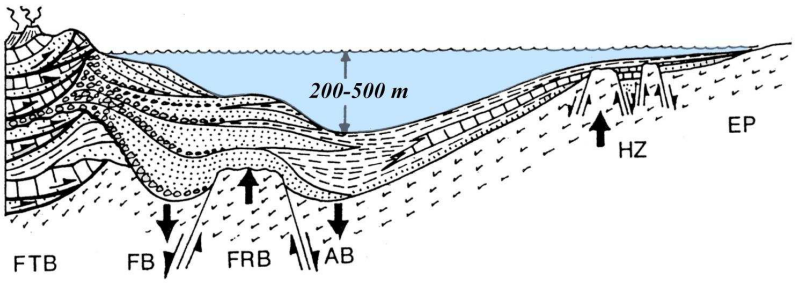


***Figure I.11** : Carte paléogéographique montrant l'influence de la zone de bombement sur les circulations océaniques (d'après Leckie et al., 1998). Les lignes de rivage sont positionnées d'après les travaux de Kauffman (1984, 1985).*

Ce bassin d'avant-pays présente de nombreux indices (sédimentologiques et biostratigraphiques) de hauts-fonds, intermittents dans l'espace et dans le temps. Ainsi, Merewether & Cobban (1986) documentent, du Cénomanien au Coniacien inférieur, de nombreuses zones de bombements allongées, d'orientation nord-sud, et de plus en plus jeunes vers l'est. Divers auteurs ont proposé l'existence d'un bombement majeur, adjacent au bassin proximal (Lorenz, 1982 ; Kauffman, 1984 ; Merewether & Cobban, 1986 ; Eaton *et al.*, 1990 ; Leithold, 1994). Celui-ci pourrait correspondre à une série de hauts-fonds développés entre le Cénomanien moyen et le Turonien inférieur dans l'ouest du Wyoming, le nord-est de l'Utah et l'ouest du Colorado (Merewether & Cobban, 1986 ; Molenaar & Cobban, 1991 ; Franczyk *et al.*, 1992). Cette zone est caractérisée par de larges lacunes dans l'enregistrement sédimentaire (Elder & Kirkland, 1993 ; Sageman & Arthur, 1994). Une grande partie de cette zone de bombement aurait migré du centre du Wyoming au nord est du Colorado durant le Turonien moyen à supérieur (Merewether & Cobban, 1986).

Plus au sud, au cours du passage Cénomanien-Turonien, il existe également des traces de condensation et d'érosion pouvant être reliées à l'existence d'un haut-fond : dans l'est de l'Utah (Eaton *et al.*, 1990 ; Elder, 1991 ; Leithold, 1994), dans le sud-ouest du Colorado (Lamb, 1968 ; Elder, 1991, Leckie *et al.*, 1997) et à l'extrême est de l'Arizona (Elder, 1991). Ce dernier auteur insiste sur l'importance de cet objet structural, d'orientation globale nord-sud, et sur la distribution des dépôts sédimentaires, très épais sur les plateaux du Colorado, en raison du fort taux de sédimentation. Vers le centre du bassin, d'autres niveaux condensés (Cénomanien terminal-Turonien basal) pourraient délimiter un autre bombement, d'orientation nord-ouest sud-est, à travers le sud du Colorado et le nord-est du Nouveau Mexique (Hattin, 1987). Ces hauts-fonds ont dû significativement influencer les circulations et les mélanges des masses d'eau dans le bassin (Leckie *et al.*, 1998 ; Fig.I.11).





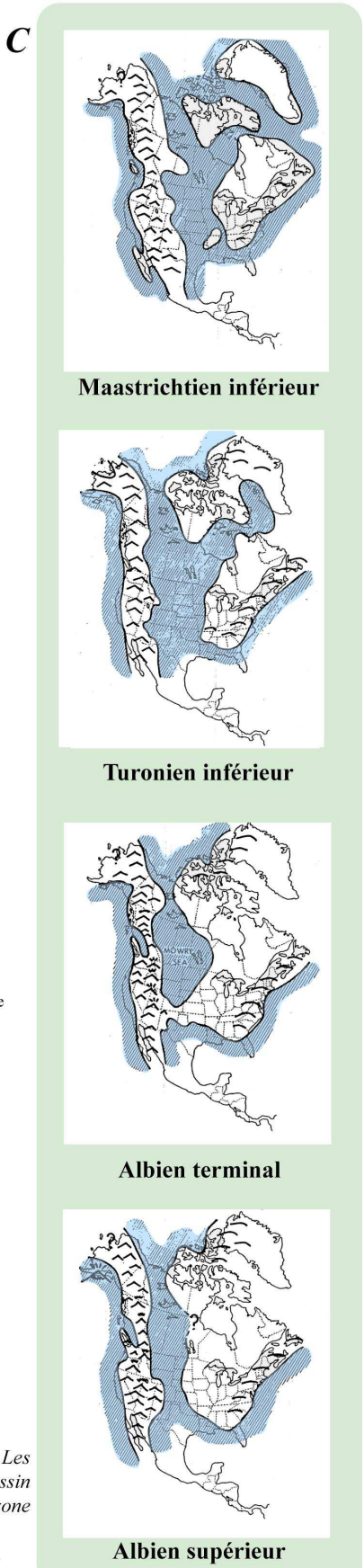


Figure I.12 : Géométrie du Bassin du Western Interior dans le temps et dans l'espace.
A. *Extension de la mer intérieure au maximum de transgression (Turonien inférieur).Les principaux faciès ainsi que les quatre zones tectono-sédimentaires sont reportés: AB= bassin axial, EP=plate-forme orientale stable, FB=bassin proximal, FRB=zone de bombement, HZ=zone de transition (selon Williams & Stelck, 1975 et Kauffman, 1977a).*
B. *Transversale Ouest-Est avec les quatre zones tectono-sédimentaires (selon Kauffman, 1988).*
C. *Limite d'extension de la mer intérieure au cours du Crétacé (selon Williams & Stelck, 1975).*

I.II. 2.2.2 - Fluctuations du niveau marin et eustatisme au cours du Crétacé :

Au Crétacé inférieur, la terminaison nord du bassin commence à être immergée pour progressivement rejoindre le bras sud et former une mer intérieure dès l'Albien (Williams & Stelck, 1975, Fig.I.12C). La configuration du bassin va dès lors se modifier (Fig.I.12C) à la faveur d'une succession de transgressions et de régressions d'amplitudes variées (Caldwell *et al.*, 1993). Après un bref retrait, à l'Albien terminal (Fig.I.12C), les deux bras de mer s'unifient de nouveau (Albien terminal – Cénomanien basal) pour former une mer intérieure qui va perdurer pendant 35 millions d'années, jusqu'au Maastrichtien.

De l'Albien au Maastrichtien, les sédiments crétacés du bassin nord américain se sont donc déposés lors d'une succession de cycles marins de transgression-régression (Fig.I.13). Dix d'entre eux (cycles du troisième ordre) sont considérés comme majeurs pour le bassin (Kauffman, 1977a, 1984 ; Kauffman & Caldwell, 1993). Cinq de ces cycles sont classiquement identifiés d'après les formations très étendues qu'ils ont déposées (Kiowa-Skull Creek, Greenhorn, Niobrara, Claggett et Bearpaw). Celle de la « Greenhorn » s'étend de l'Albien terminal au Coniacien basal (Fig.I.13A). Les travaux de McDonough & Cross (1991) démontrent, pour le Cénomanien terminal, une hausse du niveau marin d'environ 295 m à 300 m par rapport au niveau actuel ce qui implique un niveau eustatique de 300 m à 310 m au Turonien alors que Haq *et al.* (1987) proposent un maximum de 260 m. L'amplitude de la variation du niveau marin reste donc controversée pour cette période (entre 228 m pour Kominz, 1984 et 310 m pour McDonough & Cross, 1991).

I.II. 2.2.3 - Paléoprofondeur :

La paléoprofondeur du bassin (Fig.I.12B) est également discutée. Les travaux de Eicher (1969b) et de Asquish (1970) suggèrent qu'en sa partie la plus profonde, le bassin aurait atteint plus de 500 m. Pour Eicher (1969b), la mer intérieure aurait eu plus de 900 m de profondeur au Colorado et dans l'ouest du Kansas lors de la transgression du cycle de Greenhorn. En revanche, pour Sageman & Arthur (1994), la profondeur du bassin n'aurait pas excédé 200 m à 300 m. Ces dernières estimations sont en accord avec celles déduites par Batt (1987), d'après les assemblages faunistiques (ammonites) et les faciès qui indiqueraient des profondeurs maximales de 250 m à 300 m.

La largeur des connexions de la mer intérieure aux domaines océaniques arctique et téthysien restent hypothétiques. En effet, au sud, la majeure partie de cette zone intermédiaire a été érodée et, au nord, le Crétacé supérieur n'affleure pas. Cependant, la plupart des cartes paléocéanographiques existantes (*e.g.* Jeletzky, 1970 ; Kauffman, 1977a ; Ziegler *et al.*, 1983 ; Barron *et al.*, 1981 ; Scotese, 1997) montrent de larges connexions avec les domaines océaniques (Fig.I.A). Au maximum de transgression, au Turonien basal, Kauffman (1977a) indique une connexion de 700 km au nord et de 1200 km au sud. En revanche, Jeletzky (1970) suppose que la connexion avec l'océan Arctique n'aurait pas excédé 100 km de large au Turonien. La jonction nord est considérée comme étant peu profonde mais doit cependant être supérieure à 50 m de profondeur (Hay *et al.*, 1993) afin de maintenir la connexion (Fig.I.12C) lors des chutes du niveau marin de troisième ordre (Haq *et al.*, 1987). Si, la partie orientale de la jonction sud était très peu profonde (Kauffman, 1984), sa marge ouest (*i.e.* le sillon de Chihuahua) a permis un accès aux courants océaniques profonds dans le bassin (Powell, 1965 ; Scott, 1977 ; Kauffman, 1984).

I.II. 2.3 - Principaux faciès et environnements de dépôt

Comme il a été vu précédemment, le bassin du Western Interior montre la particularité de développer des cycles de transgression-régression (Fig.I.13B.) remarquablement symétriques en son centre avec des séquences presque totalement conservées (Kauffman, 1967, 1977a ; Hattin, 1964, Weimer, 1960).

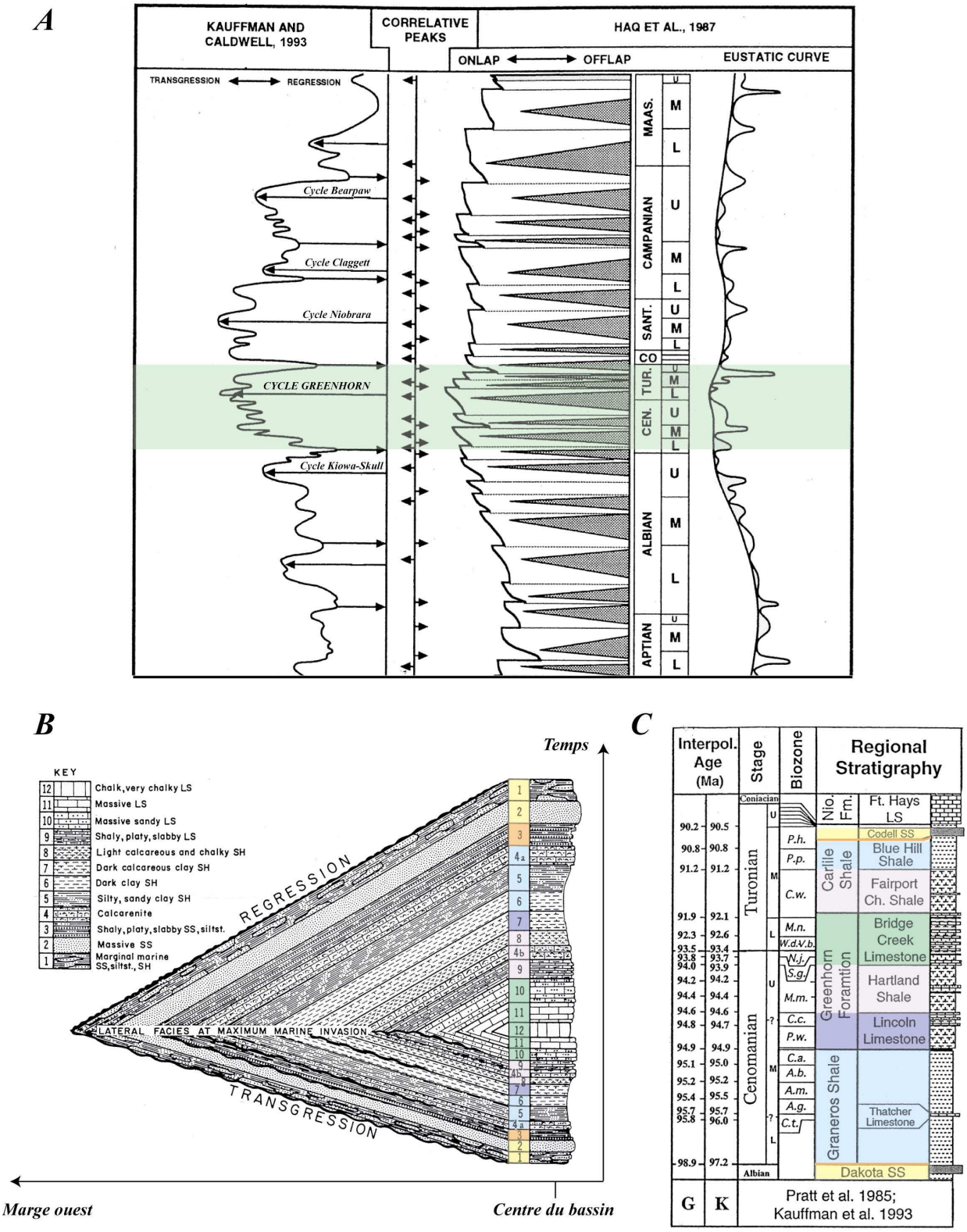


Figure I.13 : Cycles de transgression-régression et faciès associés.

A. Evolution temporelle des cycles du bassin du Western Interior (d'après Kauffman & Caldwell, 1993) comparée à l'évolution globale du niveau eustatique (Haq et al., 1987).

B. Modèle généralisé des principaux faciès déposés lors des cycles de transgression-régression dans le bassin du Western Interior (d'après Kauffman, 1977a).

C. Biostratigraphie et lithostratigraphie du cycle Greenhorn. La nomenclature des formations est valable pour la région de Pueblo, Colorado. Les échelles de temps de Kauffman et al. (1993) et de Gradstein et al. (1994) sont respectivement notées K et G.

A l'ouest, le long de la marge active du bassin, les cycles deviennent asymétriques et enregistrent principalement les phases de progradation caractérisées par des faciès proximaux et détritiques (Fig.I.13B.). A l'est, sur la marge orientale stable, ils sont symétriques mais présentent de nombreuses discontinuités. La préservation quasi complète de ces cycles implique un espace d'accommodation positif ; c'est-à-dire que la subsidence prend alors le pas sur les apports sédimentaires. Cette condition est réalisée pour les zones sédimentaires dominées par une sédimentation marine avec des taux de subsidence modérés à forts correspondant au bassin proximal et au bassin axial (zones 1 et 2, Fig.I.12A, I.12B.) et dans une moindre proportion à la zone de transition (Kauffman, 1977a). Douze faciès principaux (bassin axial) caractérisent ces cycles (Fig.I.13B). La plupart des limites entre les différents lithofaciès correspondent classiquement aux limites de formations ou de membres. Bien que n'équivalant pas à des lignes temps, cette nomenclature reste fréquemment utilisée (Fig.I.13C). Une figure de synthèse la reprenant est présentée en Annexe 1. Elle couvre l'ensemble des quatre principales provinces du Western Interior, elles mêmes découpées en 52 bassins (Peterson, 1965 ; Fig.I.14).

Ainsi, pour le passage Cénomanien-Turonien, il existe un changement progressif des faciès, de la marge active au centre du bassin, entre une région dominée par une sédimentation détritique et une autre, dominée par une sédimentation carbonatée. Ce constat reflète l'activité liée à l'orogenèse de la chaîne Sevier en bordure ouest. D'abondants apports continentaux associés à une forte subsidence, y entraînent des épaisseurs de sédiments deux à quatre fois plus importantes qu'au centre du bassin où les dépôts de la formation de « Greenhorn Limestone », se caractérisent par une alternance de calcaires clairs et de marnes sombres.

Vers le nord (Fig.I.12A), dans le bassin axial, les alternances de marnes et de calcaires de la formation de « Greenhorn Limestone » sont reconnues jusqu'aux « Black Hills » (Fig.I.14). Néanmoins, tous les bancs carbonatés majeurs décrits à Pueblo (cf. I.II.3. Coupe de référence de Pueblo) n'y sont pas enregistrés. A l'ouest des « Black Hills », les niveaux carbonatés disparaissent ; les sédiments sont essentiellement des marnes calcaires où ressortent de rares concrétions calcaires (Eicher & Worstell, 1970). Les provinces plus septentrionales sont caractérisées par des dépôts de marnes sombres (Fig.I.12A).

Au sud (bassin axial), les alternances de marnes et de calcaires se suivent jusqu'au sud du Texas. Cependant, à partir du centre du Nouveau Mexique, les niveaux carbonatés sont de plus en plus rares.

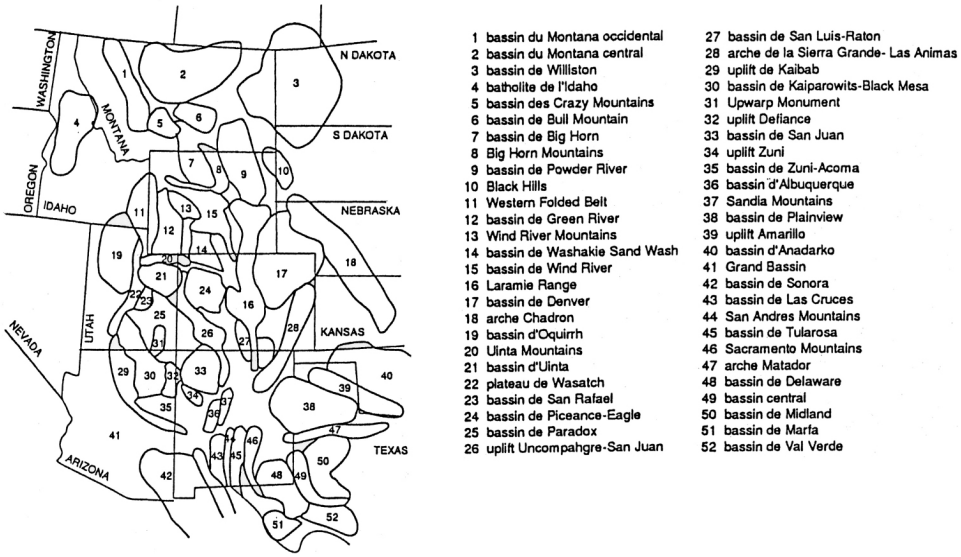


Figure I.14 : Carte des bassins du Western Interior (d'après Peterson, 1965).

I.II. 2.4 - Faune marine, salinité et température

Les sédiments crétacés du Western Interior offrent une faune marine très bien conservée. Les données biostratigraphiques sont abondantes, notamment en ce qui concerne les mollusques et les foraminifères (Eicher, 1969a ; Eicher & Worstell, 1970 ; Cobban & Scott, 1972 ; McNeil & Caldwell,

1981 ; Batt, 1987). Cependant, la vie marine du bassin nord américain reste peu diversifiée par rapport aux provinces téthysiennes *s.s.* (Reeside, 1957 ; Sohl, 1967 ; Kauffman, 1967 ; Jeletzky, 1970). Les éponges, les coraux, les bryozoaires, les brachiopodes, les échinodermes et certains groupes de mollusques sont anormalement rares, voire absents (Hay *et al.*, 1993), sauf, dans les domaines les plus méridionaux du bassin (sud du Texas).

Durant la majeure partie de son histoire, la mer du Western Interior était dominée par des masses d'eaux boréales avec un taux de salinité inférieur à la normale comme l'indique les assemblages de foraminifères et de macro-invertébrés (Tappan, 1962 ; Eicher, 1965, 1967 ; Jeletzky, 1970 ; Morris, 1971 ; McNeil & Caldwell, 1981) ainsi que la rareté ou l'absence de nombreux invertébrés marins (Kauffman, 1997a, 1984). Cependant, durant les pics de transgression (Fig.I.15B), notamment celui du cycle de Greenhorn, les masses d'eaux chaudes du proto-golfe du Mexique envahissent largement le bassin et entraînent une faune d'affinité téthysienne (mollusques, foraminifères, nannofossiles calcaires) vers les hautes latitudes jusqu'aux régions méridionales du Canada (Cobban & Reeside, 1952 ; Kauffman, 1984 ; Eicher & Diner, 1985 ; Watkins *et al.*, 1993). Ainsi, les foraminifères planctoniques carénés sont classiquement reconnus jusqu'au sud du Dakota du Nord et du Montana (Eicher & Diner, 1989, Fig.I.15). Des spécimens de *R. cushmani* ont même été identifiés par Lang & McGugan, (1988) au nord du Montana (Fig.I.15A), bien au-delà de la limite proposée par Eicher & Diner (1989), suggérant l'éventuelle existence d'un bras de mer reliant le bassin au Pacifique et/ou d'une progression encore plus nordique des masses d'eaux téthysiennes. Toutefois, il est à noter que les clichés (planche 3, p.331) de *R. cushmani* de la publication de Lang & McCugan (1988) apparaissent atypiques. En effet, les spécimens identifiés ne sont illustrés que sur la face ombilicale où les ouvertures secondaires ainsi que l'ornementation caractéristiques en « Y » des loges de *R. cushmani* ne sont pas visibles.

C'est à la faveur des incursions successives de masses d'eau téthysiennes que les taux de salinité de la mer intérieure ont dû atteindre leur maximum. Dans la partie la plus méridionale du bassin, la forte évaporation aurait même pu provoquer une hypersalinité (Hay *et al.*, 1993).

D'après la vie marine qui peuplait le bassin, les températures des eaux devaient être subtropicales au sud, à tempérées au nord (Kauffman, 1975). L'environnement marin, aux entrées dans le bassin, devait être suffisamment restreint et différent de ceux de conditions marines normales, pour former une barrière écologique et, par suite, empêcher la colonisation de la mer intérieure par certains groupes d'organismes sténothermes et/ou sténohalins (Kauffman, 1975).

I.II. 2.5 - Circulations océaniques

L'idée que les masses téthysiennes aient envahi le bassin est largement admise (Eicher & Worstell, 1970 ; Frush & Eicher, 1975 ; Kauffman, 1984 ; Eicher & Diner, 1989 ; Hay *et al.*, 1993) même si les mécanismes n'en sont pas encore connus. Ainsi, l'augmentation du niveau marin a permis aux eaux chaudes et salées du proto-golfe du Mexique de gagner le nord. Pour certains auteurs, celles-ci sont plus denses (Watkins et al, 1993), alors que pour d'autres (Kauffman, 1988), les masses d'eaux téthysiennes se sont bloquées sur les masses d'eaux boréales, plus denses. Pour Gordon (1993), les circulations résultantes se font dans le sens des aiguilles d'une montre alors pour Kent (1968) et Scott (1977), elles se font dans le sens inverse. Fisher (1991) et Hay *et al.* (1993) proposent que le mélange des deux masses d'eau en ait produit une troisième, plus dense qui aurait plongé au front des deux autres. Pour les partisans de cette hypothèse, deux masses d'eau de surface, de salinité et de température différentes, se confrontent dans le bassin. A leur front (*i.e.* la limite nord d'extension des faunes à affinité téthysienne), il existerait une zone de mélange où elles tendraient à acquérir une même densité. Cette zone de mélange, plus dense, aurait tendance à s'enfoncer et à générer un courant de fond. Hay *et al.* (1993) envisagent que cette masse d'eau plongeante, entraînant les organismes planctoniques, introduirait de grande quantité de matière organique dans les eaux de fond qui deviendraient dès lors dysoxiques. Ceci est contradictoire avec des processus similaires observés dans l'Actuel (Mer du Japon) ; de tels courants plongeants ventilent le fond.

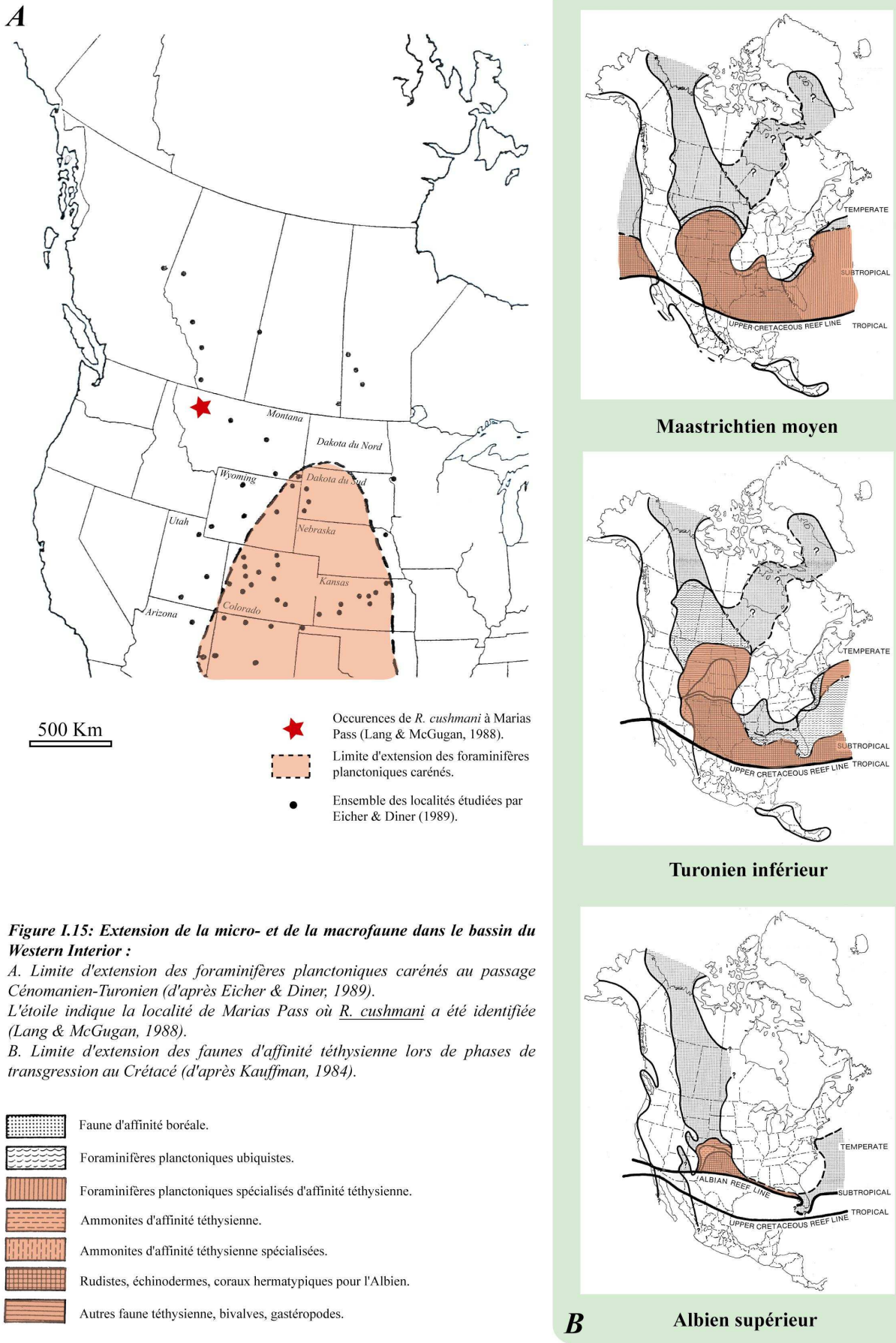


Figure I.15: Extension de la micro- et de la macrofaune dans le bassin du Western Interior :
A. Limite d'extension des foraminifères planctoniques carénés au passage Cénomanien-Turonien (d'après Eicher & Diner, 1989).
L'étoile indique la localité de Marias Pass où R. cushmani a été identifiée (Lang & McGugan, 1988).
B. Limite d'extension des faunes d'affinité téthysienne lors de phases de transgression au Crétacé (d'après Kauffman, 1984).

I.II. 3 - Coupe de référence de Pueblo (Colorado)

Pour une grande partie de la communauté scientifique, le bassin du Western Interior se résume à Pueblo (Colorado). Cette coupe est, pour le passage Cénomanien-Turonien, l'une des mieux documentées au monde, en raison notamment de la richesse et de la diversité de son enregistrement biologique. Ainsi, de nombreuses études y ont été menées sur les ammonites (Cobban & Scott, 1972 ; Elder, 1985 ; Kennedy & Cobban, 1991), les inocérames (Kennedy & Cobban, 1991 ; Batt, 1993 ; Kennedy *et al.*, 2000), les foraminifères planctoniques et benthiques (Eicher & Worstell, 1970 ; Eicher & Diner, 1985 ; Leckie, 1985 ; Beaudoin *et al.*, 1995 ; Morel, 1998) et sur les nannofossiles calcaires (Bralower, 1988 ; Watkins, 1985, 1993). Etudiée depuis le XIX^{ème} siècle (Stanton, 1894), de nombreuses publications présentent et discutent de ces signaux sédimentologiques (Gilbert, 1895, 1897 ; Scott, 1964, 1969a, 1969b ; Cobban & Scott, 1972 ; Kauffman, 1977b ; Sageman *et al.*, 1997, 1998 ; Meyers, 2001) et géochimiques (Pratt, 1984 ; Pratt & Threlkeld, 1984 ; Arthur *et al.*, 1985 ; Pratt, 1985 ; Orth *et al.*, 1990 ; Pratt *et al.*, 1993 ; Morel, 1998).

La coupe de référence de Pueblo se situe à la charnière de l'anticlinal de Rock Canyon, à l'ouest de la ville de Pueblo (Fig.I.16A). En ce lieu, la rivière de l'Arkansas coupe les formations crétacées et offre des affleurements naturels facilement accessibles. La ligne de chemin de fer (Fig.I.15A), creusée au cœur de l'anticlinal, permet d'accéder à des affleurements propres.

La coupe de Pueblo a été proposée comme GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point) au cours du second symposium international sur le Crétacé, tenu à Bruxelles en 1995 (Bengtson, 1996) en raison de la richesse de ses marqueurs biostratigraphiques (Fig.I.16B), de son accessibilité mais aussi pour l'ensemble des travaux scientifiques qui s'y réfèrent. De plus, elle est réputée ne présenter aucun hiatus majeur et offre la particularité d'être datée par radiochronologie grâce à des niveaux de cendres volcaniques altérées (Obradovich, 1993 ; Kowallis *et al.*, 1995).

I.II. 3.1 - Signal lithologique

Le passage Cénomanien-Turonien se situe dans le membre le plus récent de la formation de « Greenhorn Limestone » (Annexe 4, planche A4.1), divisée en trois membres (successivement : « Lincoln Limestone », « Hartland Shale » et « Bridge Creek Limestone ») selon des critères sédimentologiques (Fig.I.13C, Fig.I.17).

I.II. 3.1.1 - Membre de « Lincoln Limestone » :

Ce premier membre de la formation de « Greenhorn Limestone », d'âge cénomanien inférieur-cénomanien moyen, est délimité à Pueblo par la bentonite X à sa base et par un ensemble de petits bancs de calcarénites formant un léger ressaut dans le paysage à son toit (Cobban & Scott, 1972). Les onze mètres trente du membre de « Lincoln Limestone » ont une lithologie uniforme (Fig.I.17) de marnes laminées grises ponctuées de quelques petits niveaux de cendres volcaniques altérées (Cobban & Scott). Il est ici important d'insister sur la présence de la bentonite X (60 cm à Pueblo) qui est l'une des plus épaisses couches de cendres du bassin du Western Interior ; elle est corrélée sur plusieurs millions de km^2. Il s'agit donc d'un niveau repère à l'échelle du bassin.

I.II. 3.1.2 - Membre de « Hartland Shale » :

Les marnes sombres (17,8 m) du membre de « Hartland shale », facilement altérées, forment une dépression sous le membre de « Bridge Creek Limestone » qui le coiffe (Cobban & Scott, 1972). De lithologie uniforme, les « Hartland Shales » comportent de nombreux niveaux de cendres volcaniques altérées.

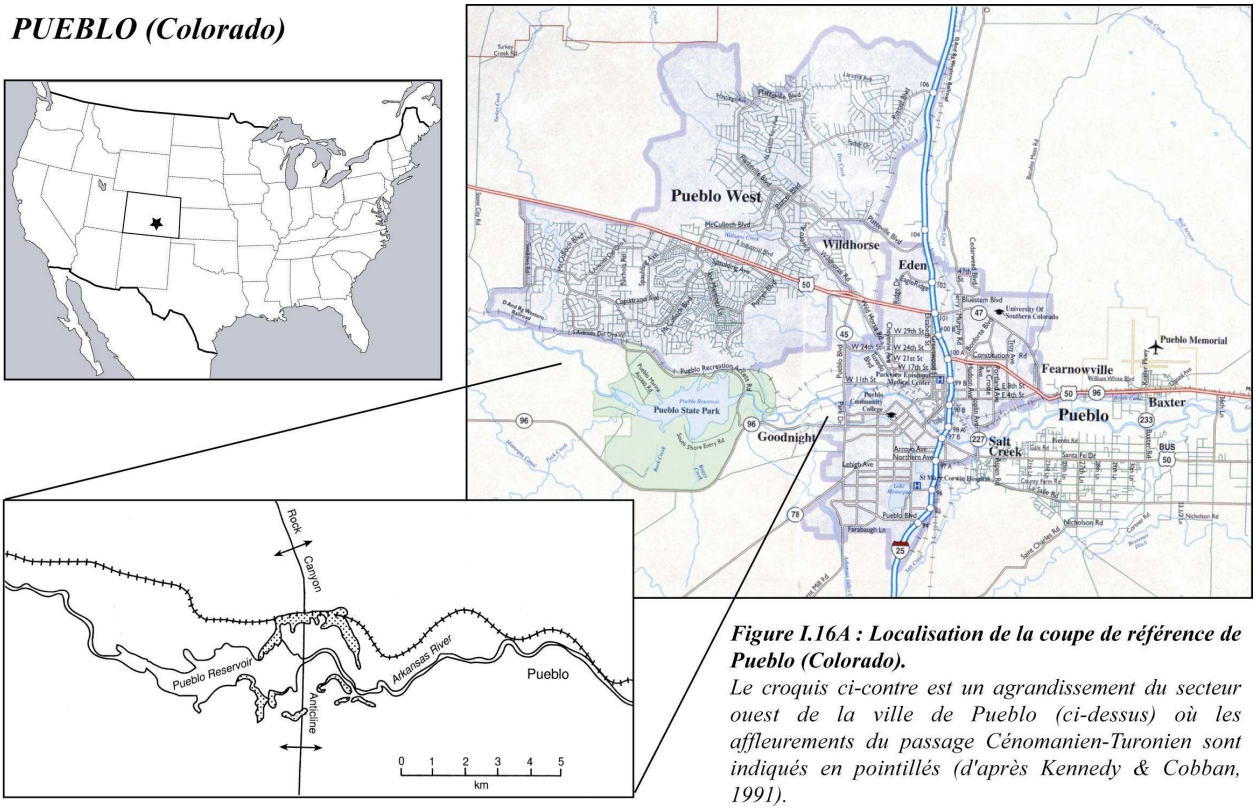


Figure I.16A : Localisation de la coupe de référence de Pueblo (Colorado).
Le croquis ci-contre est un agrandissement du secteur ouest de la ville de Pueblo (ci-dessus) où les affleurements du passage Cénomanien-Turonien sont indiqués en pointillés (d'après Kennedy & Cobban, 1991).

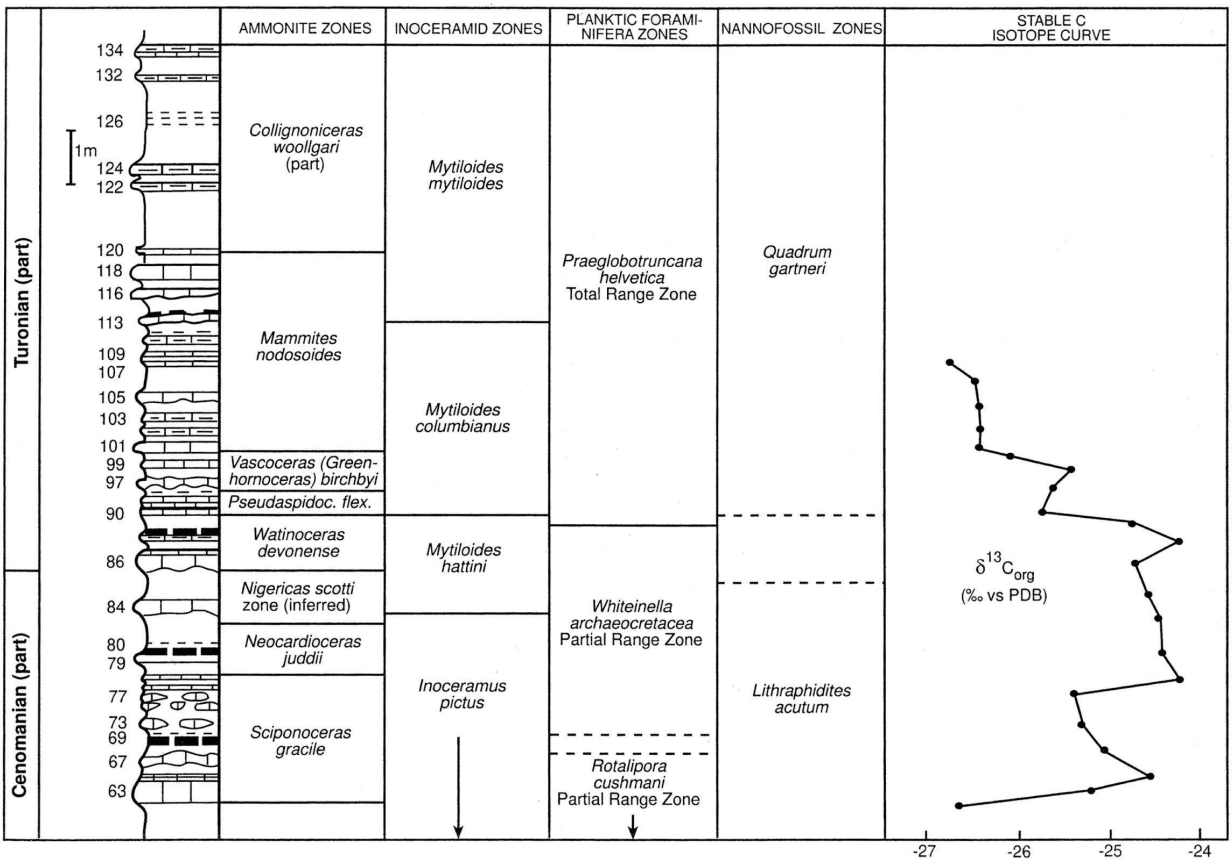


Figure I.16B : Coupe de référence de Pueblo *(numérotation des bancs d'après Cobban & Scott, 1972) présentant les différentes zonations biostratigraphiques (ammonites, inocérames, foraminifères planctoniques, nannofossiles calcaires) ainsi que les données isotopiques acquises par Pratt & Threlkeld (1984). Figure de synthèse faisant suite au second symposium international sur le Crétacé (d'après Bengtson, 1996).*

I.II. 3.1.3 - Membre de « Bridge Creek Limestone » :

Le membre de « Bridge Creek Limestone » (17,4 m) couronne les collines entourant la partie est du Lac de Pueblo (Fig.I.16A.). Le contact (sans discontinuité apparente) avec le membre de « Hartland Shale » est situé à la base du premier banc calcaire proéminent de la série de « Greenhorn Limestone ». Selon la nomenclature établie par Cobban & Scott (1972), il s'agit du banc 63 (Fig.I.17) ou, suivant la numérotation de Hattin (1971, 1985) du banc HL-1. Cobban & Scott (1972) ont décrit le membre de « Bridge Creek Limestone » comme une alternance de bancs calcaires pluridécimétriques (plus ou moins 30 cm d'épaisseur pour les plus importants) fortement bioturbés (*Zoophycos*, *Thalassinoides*, *Planolites*, *Chondrites*) ou microbioturbés (*Chondrites*, *Planolites*) et de marnes calcaires laminées (Savrda, 1998). Quant à Elder & Kirkland (1985), ils subdivisent plus finement le membre de « Bridge Creek Limestone » en cinq lithofaciès distincts : marnes, marnes calcaires, calcaires micritiques, calcarénites et bentonites. De plus, quelques interbancs (*i.e.* interbancs 83 et 85) montrent une alternance, à plus petite échelle, de fins niveaux de calcaires marneux (centimétriques) et de marnes calcaires qui donne au profil d'altération de la coupe, un aspect en plaquettes. Ces alternances sont, non seulement interrompues par des niveaux de cendres volcaniques altérées, mais encore par des discontinuités et des niveaux condensés (Meyers *et al.*, 2001). Au-delà du banc 97, les interbancs de marnes calcaires deviennent plus épais, moins différenciés. Les niveaux carbonatés sont plus espacés et de nature plus calcarénitique, notamment à partir du banc 105 (Elder & Kirkland, 1985). Le membre de « Bridge Creek Limestone » contient en moyenne 78% de $CaCO_3$ et 1,75% (Fig.15) de carbone organique avec respectivement des taux s'étendant de 42 à 96% et de 0.06 à 6,97% et fluctuant cycliquement (Arthur *et al.*, 1985). En effet, la fluctuation du COT n'est pas indépendante de la lithologie, les plus forts taux de COT sont enregistrés dans des sédiments marneux laminés alors que les plus faibles correspondent aux taux de $CaCO_3$ les plus élevés.

Les alternances régulières de marnes et de calcaires ainsi que l'intensité des bioturbations dans ces niveaux signent des changements environnementaux dont l'origine et la durée sera discutée ci-après (I.II.3.1.4. Origine et durée des alternances marnes/calcaires).

Dans ces alternances viennent s'intercaler des niveaux de cendres volcaniques altérées ou bentonites (cf. I.II.5. Niveaux d'altération de cendres volcaniques). Pour le membre de « Bridge Creek Limestone », entre les bancs 63 et 120, cinq niveaux de bentonites majeurs centimétriques à pluricentimétriques (Elder, 1985) sont classiquement reconnus (Fig.I.17) :

- A : 15 cm (localisée dans la zone d'ammonites à *S. gracile* entre les bancs 67 et 73).
- B : 15 cm (localisée dans la zone d'ammonites à *N. juddii* juste au-dessus du banc 79).
- C : 8 cm (localisée dans la zone d'ammonites à *W. devonense* entre les bancs 86 et 90).
- D : 6 cm (localisée dans la zone d'ammonites à *P. flexuosum* juste sous le banc 97 et avant une succession de 10 : de 97 à 113).
- E : 5 cm (localisée dans la zone d'ammonites à *M. nodosoides*, cette bentonite coiffe le banc 113).

I.II. 3.1.4 - Origine et durée des alternances marnes/calcaires :

Dès 1895, Gilbert interprète les alternances cycliques des couplets marnes/calcaires du membre de « Bridge Creek Limestone » comme l'expression sédimentaire d'une cyclicité climatique, en réponse aux variations des paramètres orbitaux. Pour Gilbert, ces alternances correspondent à la précession des équinoxes (21 000 ans).

Ces couplets marnes/calcaires sont aussi caractérisés par des alternances cycliques entre des microfaciès anoxiques et oxygénés et entre des teneurs en carbone organique élevées et faibles. Ces fluctuations sont interprétées (*e.g.* Barron *et al.*, 1985) comme un changement des conditions d'oxygénation des eaux de fond.

Deux modèles ont été proposés pour comprendre ces cycles marnes/calcaires et sédiments laminés/ sédiments bioturbés.

PUEBLO (Colorado)

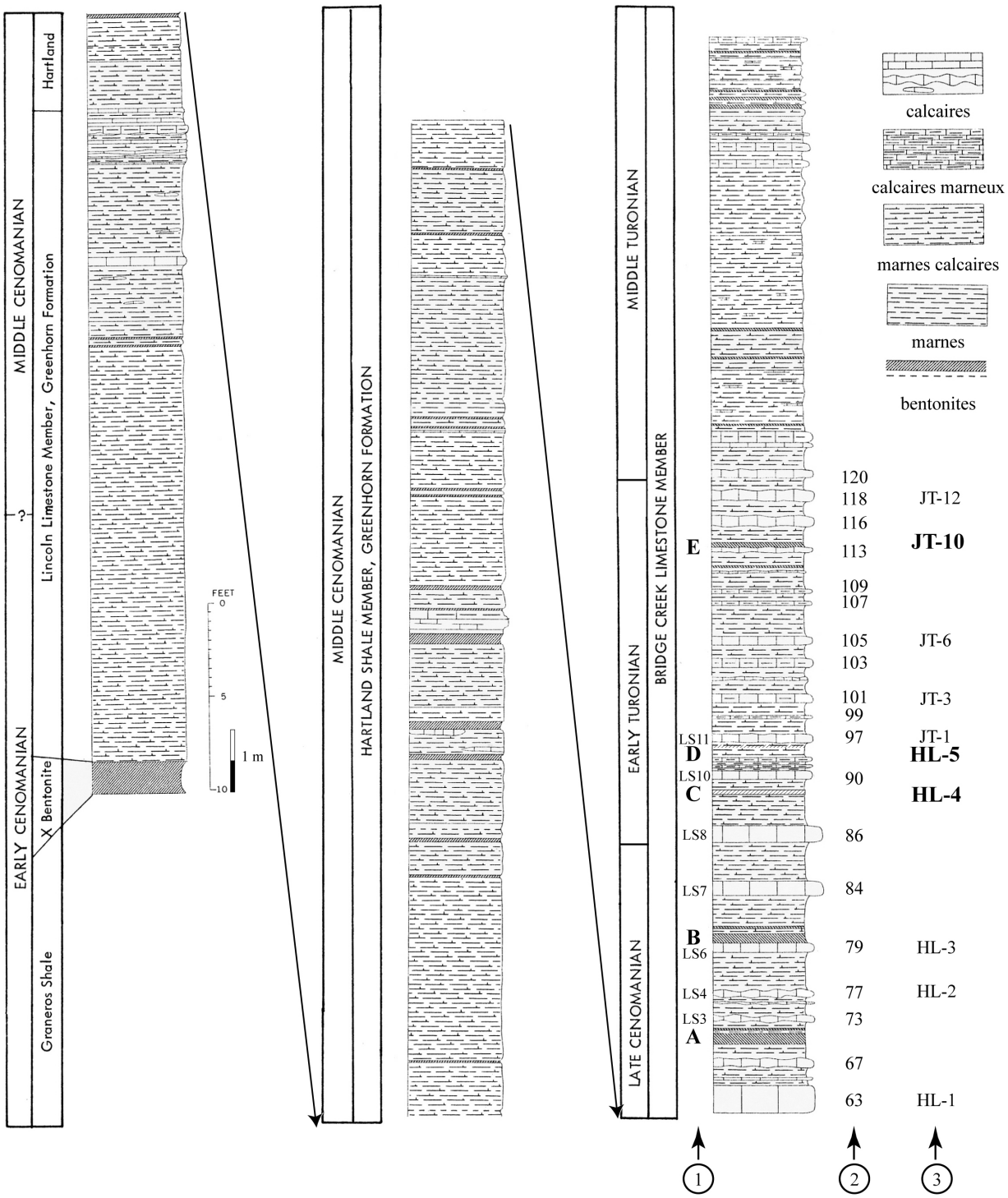


Figure I.17 : Détails lihologiques de la formation de "Greenhorn" à Pueblo
(d'après Cobban & Scott, 1972 et Kauffman, 1977b, modifié)

Numérotations :
*1. De quelques niveaux carbonatés et des **bentonites** d'après Elder (1985).*
2. Des niveaux carbonatés d'après Cobban & Scott (1972).
*3. Des niveaux carbonatés et des **bentonites** d'après Hattin (1971, 1985).*

Pour Barron *et al.* (1985), Pratt *et al.* (1993) et Sethi & Leithold (1994), ces fluctuations s'expliquent par des cycles de dilution (sous contrôle des paramètres orbitaux) ; elles seraient contrôlées par les précipitations (*i.e.* les apports détritiques). Les marnes correspondraient à des épisodes humides où les rivières transporteraient jusqu'à la mer intérieure, des sédiments gorgés d'eau saumâtre ; ce qui engendrerait une stratification de la colonne d'eau. Les bancs calcaires reflèteraient des épisodes secs où les apports détritiques seraient faibles et la colonne d'eau bien mélangée.

Un second modèle fait référence aux cycles de productivité carbonatée (Eicher & Diner, 1985, 1989, 1991 ; Ricken, 1991) ; les bancs calcaires sont les témoins d'une période de forte productivité planctonique et les marnes d'une réduction de cette production.

D'autres auteurs (Arthur & Dean, 1991) combinent les deux modèles décrits précédemment.

Malgré les nombreuses études sur la cyclicité de ces doublets (Gilbert, 1895 ; Kauffman, 1977a ; Fisher, 1980 ; Barron *et al.*, 1985 ; Eicher & Diner, 1985 ; Fischer, 1985 ; ROCC Group (1986) ; Arthur & Dean (1991) ; Ricken, 1991 ; Pratt *et al.*, 1993 ; Sethi & Leithold, 1994 ; Sageman, 1997, 1998; Meyers, 2001), il existe encore une controverse sur leur périodicité qui serait reliée, soit à des cycles de précession (20 000 ans environ), soit à des cycles de l'obliquité (de l'ordre de 40 000 ans) ou bien encore à une combinaison des deux.

Ainsi, Kauffman (1977a) a utilisé les données radiométriques d'Obradovitch & Cobban (1975) et en a déduit une périodicité à 60 000-80 000 ans. Après avoir proposé une périodicité de 27 000 à 20 000 (Fischer, 1980), Fischer *et al.* (1985) présentent sur la base des nouvelles données obtenues par Pratt (1984), des cycles d'une durée de 41 000 ans. Quant à Elder (1985), il utilise l'échelle de temps de Kauffman (1977a), pour proposer une périodicité de 100 000 ans pour les bancs carbonatés les plus épais du membre de « Bridge Creek Limestone ». Ce même auteur (1995) utilise les nouveaux âges radiométriques d'Obradovitch (1993), pour calculer une périodicité de 41 000 ans pour les doublets de marnes/calcaires et confirmer une durée de 100 000 ans entre les bancs calcaires les plus épais.

Sageman *et al.* (1997, 1998) réalisent des analyses spectrales sur un jeu de données lithologiques (teneur en $CaCO_3$, en carbone organique) et biologiques (intensité des bioturbations, abondance relative de certains nannofossiles calcaires) pour tester les paramètres orbitaux. Le modèle ainsi obtenu montre la combinaison de mécanismes de dilution et de productivité. Selon celui-ci, l'obliquité forcerait la dilution (effet sur les précipitations aux hautes latitudes) alors que la précession contrôlerait principalement la productivité carbonatée (effet sur l'évaporation et les nutriments dans le domaine téthysien au sud). Les deux phénomènes se combineraient donc dans le bassin du Western Interior et il en résulterait le motif complexe de doublets marnes/calcaires observés dans le membre de « Bridge Creek Limestone ».

I.II. 3.2 - Signaux biologiques

I.II. 3.2.1 - Ammonites :

La distribution stratigraphique des différentes espèces d'ammonites est très bien connue à Pueblo grâce aux travaux de Cobban & Scott (1972), Cobban (1988), Kennedy & Cobban (1991), Kennedy *et al.* (1999) et Kennedy *et al.* (2000). Suivant les données de ces auteurs, la figure I.18 résume l'état des connaissances actuelles en relation avec la succession lithologique (numérotation des bancs, selon Cobban & Scott, 1972). Ainsi, de la base de la coupe (banc 63, base du membre de « Bridge Creek Limestone ») au banc 120 (où est placée la limite entre le Turonien inférieur et le Turonien moyen), les zones d'ammonites sont les suivantes :

- Zone à *Sciponoceras gracile* (de la base du banc 63 jusqu'au milieu de l'interbanc 78) :

La base de cette zone est marquée par l'apparition d'un assemblage d'ammonites diversifié comprenant *Calycoceras* cf. *naviculare*, *M. geslinianum* et *Pseudocalycoceras angolaense* (SPATH, 1931). L'espèce index de zone *S. gracile* a seulement été identifiée à partir du banc 67, en association avec *Allocrioceras annulatum* (SHUMARD, 1860), *Metaptychoceras reesidei* (COBBAN & SCOTT,

1962), *Puebloites corrugatus* (STANTON, 1894), *P. angolaense*, *Sumitomoceras conlini* WRIGHT & KENNEDY, 1981, *Allocrioceras* sp. et *Sumitomoceras* sp. Selon ces données, la zone à *S. gracile* correspond donc à une zone d'association équivalente à la zone d'intervalle à *M. geslinianum* pour l'Europe du nord-ouest (Wright & Kennedy, 1981). *E. septemseriatum*, caractéristique et exclusive à la zone à *S. gracile*, a été trouvée du banc 67 au banc 77. La dernière occurrence de *S. gracile* se situe au milieu de l'interbanc 78, en association avec *Worthoceras vermiculus* (SHUMARD, 1960).

- Zone à *Neocardioceras juddii* (de la moitié de l'interbanc 78 jusqu'au banc 84) :

La base de cette zone d'ammonites coïncide avec la première occurrence de l'espèce index de la zone à *N. juddii* identifiée par Kennedy & Cobban (1991) à la moitié de l'interbanc 78. *N. juddii* devient commune à partir du banc 79. Selon Cobban *et al.* (1989) et Kennedy et Cobban (1991), cette zone comporte de nombreuses autres espèces qui lui sont exclusives comme *Euomphaloceras costatum* COBBAN, HOOK & KENNEDY, 1989 présente dans le banc 79 et *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* (CHOFFAT, 1898).

- Zone à *Watinoceras devonense* (de la base du banc 86 au banc 89) :

La base de cette zone est définie par la première occurrence de l'espèce index *W. devonense* qui marque également la limite inférieure du Turonien (Wright & Kennedy, 1981). A Pueblo, *W. devonense* est identifiée dans le banc 86 en association avec *Watinoceras praecursor* WRIGHT & KENNEDY, 1981, *W. depressum* WRIGHT & KENNEDY, 1981, *Quitmaniceras reaseri* POWELL, 1963, *Allocrioceras larvatum* (CONRAD, 1855) et *Hamites cimarronensis* (KAUFFMAN & POWELL, 1977).

Il est à noter que l'interbanc 85, ne contient aucune ammonite. Il correspond ainsi à un intervalle non daté entre les zones d'ammonites à *N. juddii* (Cénomanien terminal) et à *W. devonense* (Turonien basal). Selon Kennedy & Cobban (1991), cet intervalle correspondrait à la zone à *Nigericeras scotti* (COBBAN, 1985) bien représentée à Pritchett (Colorado). Cette coupe se trouve à 170 km à l'est de Pueblo et comporte la plupart des bancs carbonatés majeurs et les bentonites définis à Pueblo ; ce qui permet l'identification formelle de l'interbanc 85.

- Zone à *Pseudaspidoceras flexuosum* (de la base du banc 90 au banc 97) :

Le début de la zone à *P. flexuosum* se situe à la base du banc 90 en raison de l'occurrence de *Vascoceras* cf. *proprium* dans ce même niveau. Dans le sud du bassin, au Texas, ce taxon se trouve en effet en association avec *P. flexuosum* (Kennedy *et al.*, 1987). Pour Kennedy & Cobban (1991), il s'agit donc d'une zone d'association. Selon l'état actuel des connaissances, un seul spécimen de *P. flexuosum* a été déterminé à Pueblo, dans le banc 97, placé dans la zone d'ammonites suivante (*Vascoceras birchbyi*).

- Zone à *Vascoceras birchbyi* (de la base du banc 97 au banc 101) :

L'espèce index de zone est observée, dans le sud-ouest du Nouveau Mexique, quelques mètres au-dessus de *P. flexuosum* ; ce qui établit la position relative des zones à *P. flexuosum* et à *Vascoceras birchbyi* (KENNEDY & COBBAN, 1991). Plus au nord-est, l'espèce index de zone est uniquement reconnue au sein d'un banc repère (*i.e.* banc 97) qui est largement corrélé de l'est du Colorado (dont Pueblo), au centre et à l'ouest du Kansas jusqu'au nord-est du Nouveau Mexique. D'après Kennedy & Cobban (1991), les espèces associées sont : *Watinoceras coloradoense coloradoense* (HENDERSON, 1908), *Watinoceras* spp., *Neoptychites cephalotus* (COURTILLER, 1860), *Fagesia catinus* (COBBAN & SCOTT, 1972) et *Puebloites spiralis* (COBBAN & SCOTT, 1972). A Pueblo, un certain nombre d'espèces sont communes aux zones d'ammonites à *P. flexuosum* et à *Vascoceras birchbyi*, avec notamment l'espèce *P. flexuosum*, suggérant que ces deux zones pourraient être en partie contemporaines (Kennedy & Cobban, 1991).

PUEBLO (Colorado)
MIDDLE TURONIAN
EARLY TURONIAN
LATE CENOMANIAN
BRIDGE CREEK LIMESTONE MEMBER
120 118 116 E 113 109 107 105 103 101 99 97 D 90 C 86 84 B 79 77 73 A 67 63
1 m
S. gracile
N. juddii
scotti
W.dev.
P.flex
V.birc.
M. nodosoides
C. woollgari
Z.A
Z.A
Pseudocalycoceras sp.
C. cf. navicular
M. gestinianum
P. angolaense
Scipanoceras sp.
S. gracile
Allocrioceras sp.
A. annulatum
E. septemseriatum
Sumitomoceras sp.
S. conlini
M. reesidei
W. vermiculus
N. juddii
A. larvatum
Pueblites sp.
P. corrugatus
P. spiralis
P. greenhornensis
Kamerunoceras sp.
K. puebloense
Bacultites sp.
B. yokoyamai
Q. reaseri
Quitmanticeras sp
H. cimarronensis
Watinoceras sp.
W. devonense
W. praecursor
W. depressum
W. coloradoense
W. devonense flexuosum
Vascoceras sp.
V. angermanni
V. birchbyi
V. aff. harrii
P. flexuosum
Fagesia sp.
F. catinus
N. cephalotus
Choffaticeras sp.
Ch. pavillieri
Mammites sp.
M. nodosoides
Morrowites sp.
Mo. wingi
Mo. depressus
Tragodesmoceras sp.
T. bassi
Collignoniceras woollgari
Figure I.18 : Distribution des ammonites à Pueblo (d'après Cobban & Scott, 1972; Kennedy & Cobban, 1991; Kennedy et al., 2000). Lithologie d'après Kauffman, 1977b, modifiée (voir Fig.I.17 pour la légende). Numérotation des bancs d'après Cobban & Scott (1972).
Biozonation à ammonites d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000).
occurrence
aff. ou cf.
? occurrence incertaine

- Zone à *Mammites nodosoides* (de la base du banc 101 au banc 120) :

Le début de la zone à *M. nodosoides* est définie à la base du banc 101 où l'espèce index a été identifiée en association avec *Watinoceras* cf. *W. devonense*, *Kamerunoceras puebloense* (COBBAN & SCOTT, 1972), *Choffaticeras ?* sp. *Puebloites greenhornensis* COBBAN & SCOTT, 1972. L'espèce index *M. nodosoides* est identifiée dans les bancs 101, 116 et 118.

- Zone à *Collignoniceras woollgari* (à partir du banc 120) :

Cette zone débute avec la première occurrence de *Collignoniceras woollgari* (MANTELL, 1822) qui marque la limite entre le Turonien inférieur et le Turonien moyen.

I.II. 3.2.2 - Inocérames :

Une révision taxonomique de Kennedy *et al.* (2000) a permis de découper plus finement (par rapport à la biozonation proposée dans Bengtson, 1996) le passage Cénomanien-Turonien en six zones dont cinq de distribution partielle (ou zone de distribution concomitante) établies grâce aux différentes espèces du genre *Mytiloides* (Fig.I.19) :

- Zone à *Inoceramus pictus* (jusqu'au toit du banc 84) *:*

La limite supérieure de cette zone d'inocérames est marquée par la dernière occurrence de l'espèce index *Inoceramus pictus* J. DE C. SOWERBY, 1829 dans le banc 84. Les spécimens de *I. pictus* sont très abondants dans le banc 67.

- Zone à *Mytiloides hattini* (du toit du banc 84 à la base du banc 86) *:*

Cette zone est comprise entre la première occurrence de *Mytiloides hattini* ELDER, 1985, dans la partie supérieure du banc 84 et la première occurrence de *Mytiloides puebloensis* KENNEDY, WALASZCZYK & COBBAN, 2000 dans le banc 86. Il est à noter que la dernière occurrence de l'espèce index *M. hattini* se situe à la base du banc 99.

- Zone à *Mytiloides puebloensis* (de la base du banc 86 à la base du banc 90) :

Cette zone est comprise entre la première occurrence de *M. puebloensis* à la base du banc 86 et la première occurrence de *Mytiloides kossmati* (HEINZ, 1933) dans le banc 90. La dernière occurrence de *M. puebloensis* à Pueblo est localisée dans le banc 105.

- Zone à *Mytiloides kossmati* (de la base du banc 90 à la base du banc 105) :

Cette zone s'étend de la première occurrence de *M. kossmati* dans le banc 90 à la première occurrence de *Mytiloides mytiloides* (MANTELL, 1822) dans le banc 105. Les dernières occurrences de l'espèce index *M. kossmati* ont été déterminées dans le banc 113.

- Zone à *Mytiloides mytiloides* (du banc 105 à la base de l'interbanc 121) :

Cette zone est comprise entre la première occurrence de *M. mytiloides* à la base du banc 105 et la première occurrence de *Mytiloides subhercynicus* (SEITZ, 1934) à la base de l'interbanc 121. La dernière occurrence de *M. mytiloides* est observée au Turonien moyen à la base dans le banc 130.

- Zone à *Mytiloides subhercynicus* (de l'interbanc 121) *:*

Cette zone débute à la base de l'interbanc 121 avec la première occurrence de l'espèce index *M. subhercynicus*.

PUEBLO (Colorado)

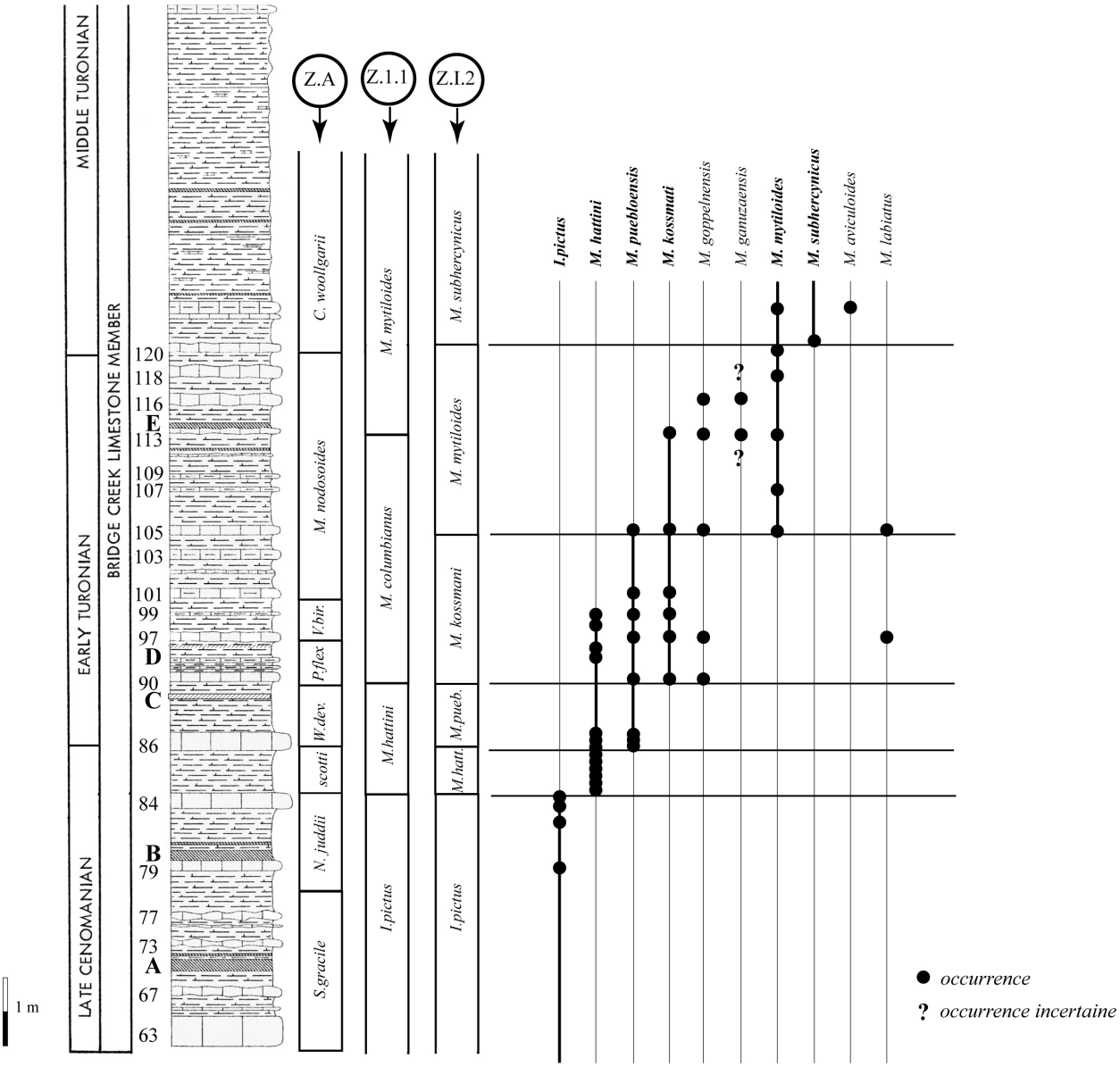


Figure I.19 : Distribution des inocérames à Pueblo *(Kennedy et al., 2000).*
Lithologie d'après Kauffman, 1977b, modifiée (voir Fig.I.17 pour la légende).
Numérotation des bancs d'après Cobban & Scott (1972).

Z.A *Biozonation à ammonites d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000).*

Z.1.1 *Biozonation des inocérames compilée dans Bengtson, 1996.*

Z.I.2 *Biozonation des inocérames d'après Kennedy et al. (2000).*

I.II. 3.2.3 - Foraminifères planctoniques :

Depuis les travaux de Eicher (1965), la biostratigraphie des foraminifères planctoniques a été reprise à Pueblo par Eicher & Worstell (1970), Eicher & Diner (1985), Leckie (1985), Beaudoin *et al.* (1995) et Morel (1998). La compilation de Bengtson (1996), se base sur les travaux de Eicher & Diner (1985). Suivant la biozonation recommandée par Robaszynski & Caron (1995), la coupe de Pueblo est classiquement découpée en trois zones. Deux zones d'extension totale à *R. cushmani* (Cénomanien) et à *H. helvetica* (Turonien) encadrent une zone d'extension partielle à *W. archaeocretacea* au sein de laquelle se situe la limite Cénomanien-Turonien (Robaszynski & Caron, 1995). Selon, Eicher & Diner (1985), cette dernière zone s'étend donc de la dernière occurrence de *R. cushmani*, identifiée entre le banc 67 et la bentonite A, à la première occurrence de *H. helvetica*, déterminée dans le banc 90 (Fig. I.16B).

Néanmoins, l'extension de cette zone, dans l'état actuel des connaissances, est variable entre les auteurs (Fig.I.20). Si plusieurs d'entre eux s'accordent pour positionner la dernière occurrence de l'espèce index *R. cushmani* entre le banc 67 et la bentonite A ; Leckie (1985) identifie de très rares occurrences de ce taxon juste sous le banc 86, mais, il ne les prend pas en compte dans son découpage biostratigraphique.

Beaudoin *et al.* (1995) et Morel (1998), observent des occurrences de *H. helvetica* plus précocement que Eicher & Diner (1985), au sein du banc 86. Ces derniers auteurs prennent en compte les résultats de Leckie (1985), *i.e.* la dernière occurrence de *R. cushmani* sous le banc 86, pour affirmer que la zone à *W. archaeocretacea* est extrêmement réduite à Pueblo (Fig.I.20).

Aux côtés de *R. greenhornensis* et de *R. cushmani* (morphotypes carénés), existent des formes présentant les même caractéristiques mais dépourvues de carènes (morphotype globuleux) appartenant au genre *Anaticinella* défini par Eicher en 1972. Deux espèces d'*Anaticinella* sont décrites à Pueblo par Leckie (1985). Il distingue *A. multiloculata s.s.* à loges nombreuses et *A. multiloculata s.l.* avec moins de loges. Il propose que les anaticinelles proviennent des rotalipores par perte de la carène. Selon cet auteur, *A. multiloculata s.s.* descendrait de *R. greenhornensis* et *A. multiloculata s.s.* de *R. cushmani*. De même, Beaudoin *et al.* (1995) et Morel (1998) distingue *Anaticinella* G* et *Anaticinella* C* (respectivement dérivant de *R. greenhornensis* et de *R. cushmani*). Leur distribution est variable selon les auteurs (Fig.I.20) :

- pour Leckie (1985), les deux morphotypes d'*Anaticinella* s'éteignent dans la zone d'ammonites à *S. gracile*.
- pour Beaudoin *et al.* (1995) et Morel (1998), la dernière occurrence d'*Anaticinella* G* est également observée dans la zone d'ammonites à *S. gracile*. En revanche, *Anaticinella* C* perdure jusqu'au Cénomanien terminal, jusque sous le banc 86. Une occurrence incertaine a même été observée dans le banc 86.

I.II. 3.2.4 - Foraminifères benthiques :

Dans la majeure partie de la formation de « Greenhorn Limestone », les foraminifères planctoniques dominent, suggérant des conditions anoxiques sur le fond (Eicher & Worstell, 1970). Pourtant, les premiers mètres de la base du membre de « Bridge Creek Limestone » présentent une microfaune benthique abondante et diversifiée à affinité téthysienne (Fig.I.21). Selon les données de Leckie *et al.* (1998), cette zone (dénommée « zone à benthiques » par Eicher & Worstell, 1970) s'étendrait de la base du banc 63 jusqu'au banc 77. A Pueblo, l'assemblage de cette « zone » est dominé par *Neobulimina albertensis* (STELCK & WALL, 1954), *Valvulineria loetterlei* (TAPPAN, 1940), *Tappanina laciniosa* (EICHER & WORSTELL, 1970) et *Gavelinella plummerae* (TAPPAN, 1940).

Pour Eicher & Worstell (1970) et Leckie et al (1998), la « zone à benthiques » correspond à un événement océanographique majeur, observé dans plusieurs régions du bassin du Western Interior (du Texas au Dakota du Sud). Cet événement est actuellement interprété comme l'incursion de masses d'eaux téthysiennes oxygénées dans le bassin.

PUEBLO (Colorado)

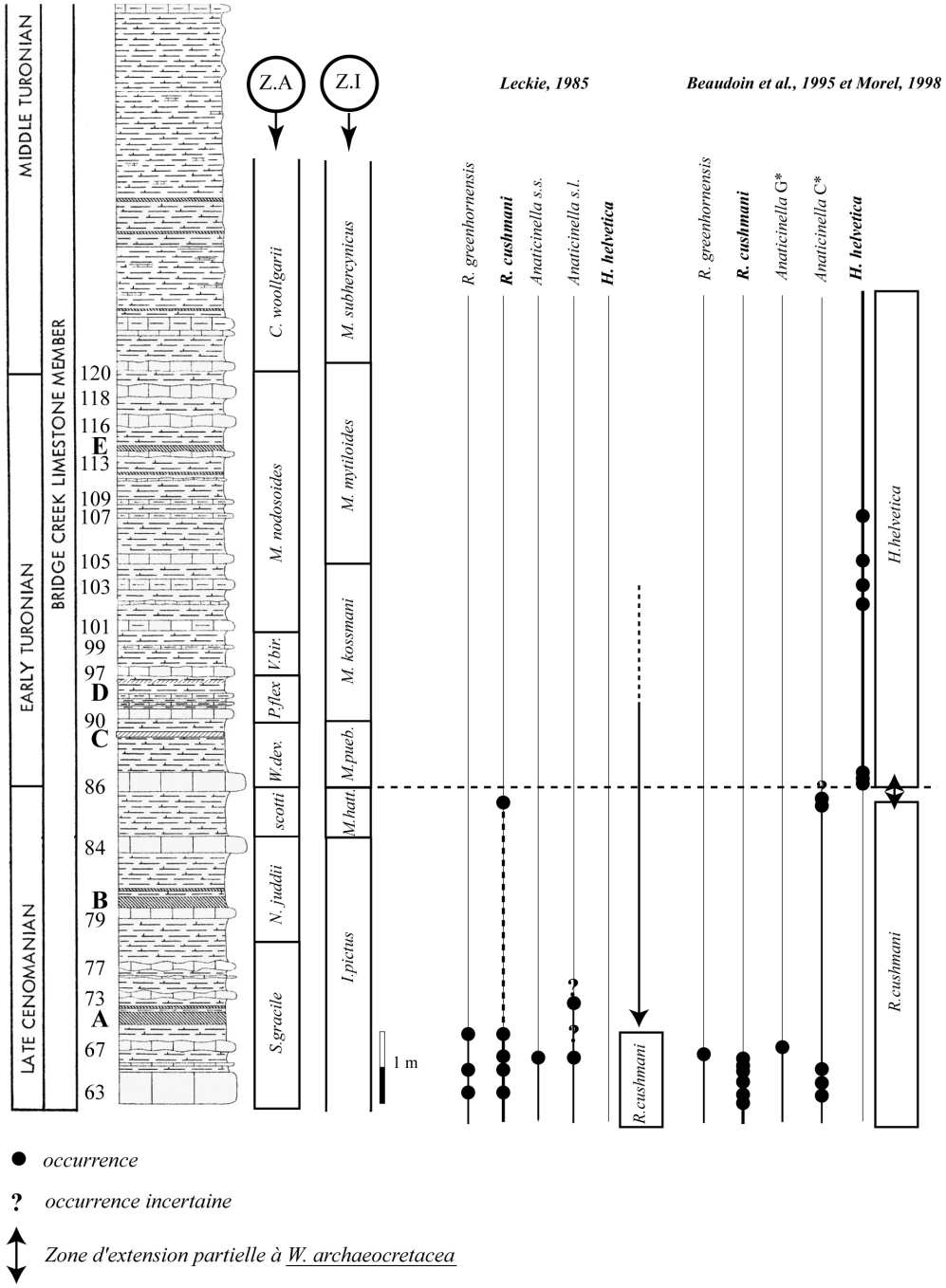


Figure I.20 : Distribution des espèces index de foraminifères planctoniques. *Lithologie d'après Kauffman, 1977b, modifié (voir Fig.I.17 pour la légende).*
Numérotation des bancs d'après Cobban & Scott (1972). Biozonation à ammonites d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000). Biozonation des inocérames d'après Kennedy et al. (2000).

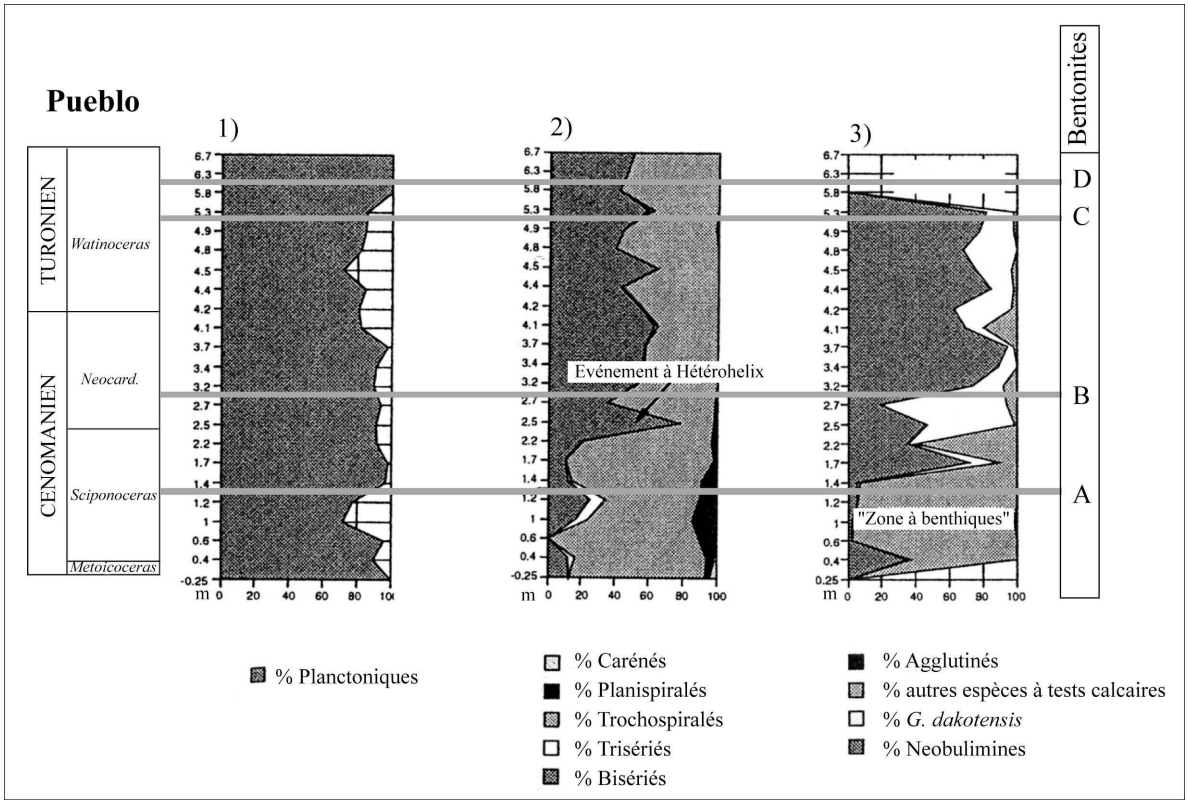


Figure I.21 : Evolution de l'assemblage de la microfaune planctonique et benthique à Pueblo (selon Leckie et al., 1998)*. De gauche à droite : 1) proportion de la population de planctoniques sur l'ensemble des espèces de foraminifères ; 2) principaux morphotypes planctoniques ; 3) principaux morphotypes benthiques. La position des bentonites (nomenclature de Elder, 1985) est indiquée selon West et al. (1998).*

I.II. 3.2.5 - Autres événements biologiques :

Deux autres événements observés à Pueblo, considérés comme régionaux, voire globaux, méritent d'être soulignés :

- événement à *Heterohelix :*

A la base de la zone d'ammonites à *N. juddii* (au sein de l'interbanc 78), l'assemblage des microfossiles (Fig.I.21) présente une augmentation brusque des foraminifères planctoniques bisériés appartenant aux *Heterohelicidae* (Leckie *et al.*, 1998).

- événement à filaments :

L'événement à filaments est observé à Pueblo juste sous la bentonite C (dans l'interbanc 87), dans la zone d'ammonites à *W. devonense* (Morel, 1998). Cet événement se caractérise par une accumulation en lamines de formes juvéniles de bivalves à tests très fins (Robaszynski *et al.*, 1993 ; Wierzbowski *et al.*, 1999). Ainsi, le terme de filaments dérive de l'aspect de ces bioclastes en lames minces. Selon Jefferies & Milton (1965), ces petits bivalves envahiraient les zones riches en nutriments. Au cours de leur croissance, ces formes descendent progressivement dans la tranche d'eau où elles survivent à la faveur d'environnements normalement oxygénés. Lors de l'OAE2, ces petits bivalves vont rencontrer au cours de leur cycle de croissance des eaux anoxiques. Avant d'atteindre leur maturité, ces formes meurent en masse (Caron, *com. pers.*).

I.II. 3.2.6 - Nannofossiles calcaires :

La figure I.22 présente les différents bio-événements à nannofossiles calcaires à Pueblo selon Watkins (1985), Bralower (1988) et Watkins *et al.* (1993) ; Bralower signe aux côtés de Watkins dans cette dernière publication.

Le principal point de discorde entre les travaux de Watkins (1985) et de Bralower (1988) concerne la première occurrence de *Q. gartneri*. Watkins (1985) signale des occurrences de *Q. gartneri* à partir de l'interbanc 85 jusqu'à l'interbanc 89 (Fig.I.22). Ceci est en désaccord avec les observations de Bralower (1988) qui identifie de rares spécimens de cette espèce beaucoup plus précocement dès le membre de « Hartland Shale » (Fig.I.22). Cette différence d'observation biostratigraphique mérite d'autant plus d'être soulignée, que sur le schéma de synthèse de Bengtson (1996), la limite Cénomanien-Turonien se situe dans l'intervalle de temps où apparaît *Q. gartneri* selon Watkins (1985). Néanmoins en 1993, Watkins et Bralower s'entendent pour placer la première occurrence de *Q. gartneri* à Pueblo dans la zone d'ammonites à *W. coloradoense*.

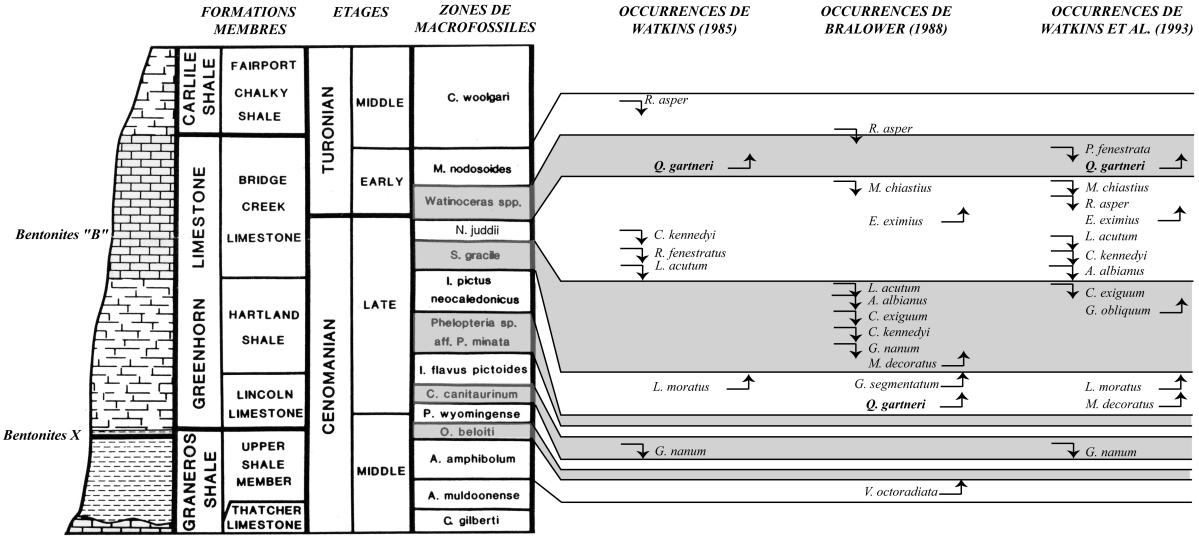


Figure I.22 : Distribution des bio-événements à nannofossiles calcaires à Pueblo selon Watkins (1985), Bralower (1988) et Watkins et al. (1993). *La lithologie ainsi que les noms de formations/membres, les étages et les zones de macrofossiles sont de Watkins et al. (1993).*

Néanmoins, sur la base de ces travaux à Pueblo, Bralower (1988) et Bralower *et al.* (1998), recommandent l'utilisation des biozones suivantes (Fig.I.23) :

- Zone à *Axopodorhabdus albianus* :

Cette zone de rencontre (ou zone de distribution concomitante) est comprise entre la première occurrence de *Vagalapilla octoradia* (GORKA, 1957) et la dernière occurrence de *Axopodorhabdus albianus* (BLACK, 1967). Cet intervalle de temps comprend le Cénomanien moyen et la majeure partie du Cénomanien supérieur. La première occurrence de *V. octoradia* a, en effet, été observée par Bralower (1988) à la base du membre de « Lincoln Limestone ». La dernière occurrence de l'espèce index *A. albianus* est elle observée dans la zone d'ammonite à *S. gracile*, au-dessus de la bentonite A (Bralower *et al.*, 1998).

Selon le schéma de Bralower (1988), cette zone comprendrait les bio-événements suivants : apparition de *Q. gartneri*, de *Gartnerago segmentatum* THIERSEN, 1973 puis de *Microrhabdus decoratus* DEFLANDRE, 1959 ; disparition de *Corollithion kennedyi* CRUX, 1981 et de *Gartnerago nanum* THIERSEN, 1974. Néanmoins pour Watkins *et al.* (1993) la dernière occurrence de *C. kennedyi* est observée plus tardivement dans la zone d'ammonites à *N. juddii* (Fig.I.22).

- Zone à *Rhagodiscus asper* :

Selon Bralower (1988), cette zone de distribution partielle est comprise entre la dernière occurrence de *A. albianus* et de la dernière occurrence de *Rhagodiscus. asper* (STRADNER, 1963). Watkins (1985) observe la dernière occurrence de *R. asper* plus tardivement que Bralower (1988), au sein du banc 112 (Fig.I.23). Finalement, Watkins *et al.* (1993) la positionnent dans la zone d'ammonites à *N. juddii* (Fig.I.23), ce taxon devenant extrêmement rare à partir de l'interbanc 83 (Watkins, 1985). La zone à *R. asper* a donc une extension variable selon les auteurs.

Plusieurs événements se produisent lors de cet intervalle de temps couvrant la limite Cénomanien-Turonien. Ainsi, la zone à *R. asper* voit les dernières occurrences de *Microstaurus chiastius* (WORSLEY, 1971), de *Lithraphidites acutum* MANIVIT ET AL., 1977, de *Percivalia fenestrata* (WORSLEY, 1971) et l'apparition de *Eiffellithus eximius* (STOVER, 1966). A Pueblo, cette zone s'étend à travers les zones d'ammonites à *N. juddii*, à *W. coloradoense* (*i.e.* zones d'ammonites à *W. devonense*, *P. flexuosum* et *V. birchbyi*).

La zone à *R. asper* peut-être subdivisée en deux sous-zones :

- une sous-zone à *Microstaurus chiastius* comprise entre la dernière occurrence de *A. albianus* et la dernière occurrence de *M. chiastius* (partie supérieure de la zone d'ammonites à *S. gracile* et zone à *N. juddii*).

- une sous-zone à *Eiffellithus eximius* comprise entre la dernière occurrence de *M. chiastius* et la dernière occurrence de *R.. asper* selon Bralower (1988).

- Zone à *Eprolithus floralis* :

Cette zone d'intervalle s'étend entre la dernière occurrence de *R. asper* et la première occurrence de *Lucianorhabdus maleformis* REINHARDT, 1966. A Pueblo, cette zone débute dans la zone d'ammonites à *M. nodosoides* et se continue dans celle de *C. woollgari*.

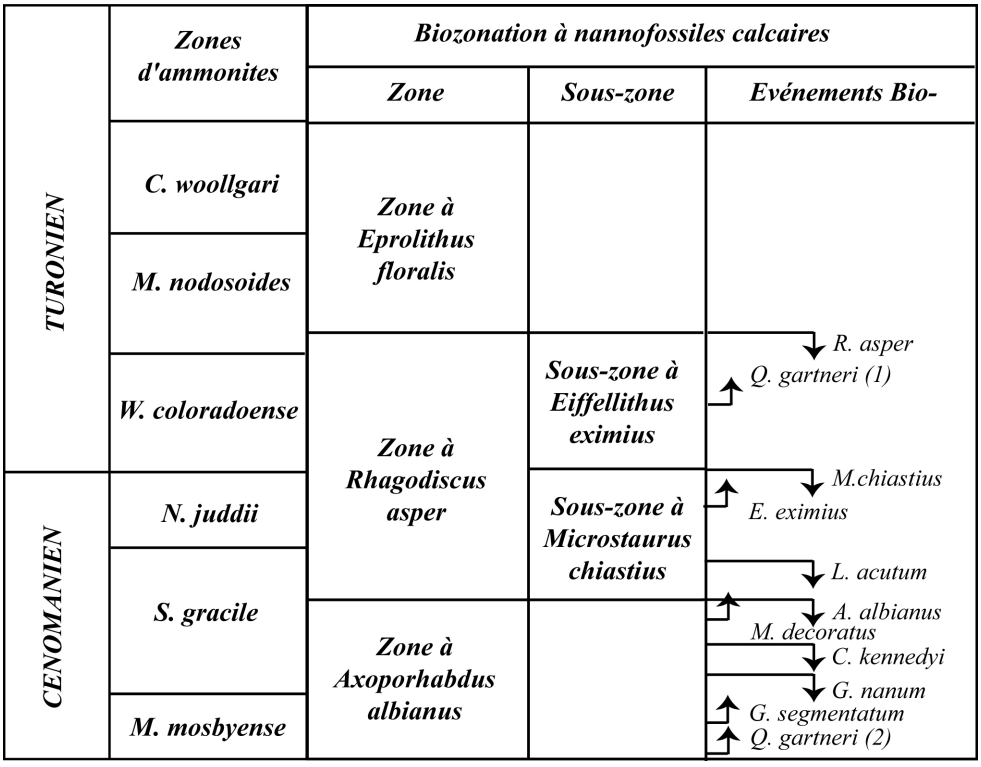


Figure I.23 : Zones de nannofossiles calcaires établies selon Bralower, 1988.
Première occurrence de Q. gartneri : (1) pour Watkins (1985) et (2) pour Bralower (1988).

I.II. 3.3 - Signaux chimiostratigraphiques

I.II. 3.3.1 - Isotopes stables du carbone :

De nombreuses études réalisées à Pueblo (Pratt & Threlkeld, 1984 ; Pratt, 1985 ; Pratt *et al.*, 1993 ; Morel, 1998) ont permis une description fine de l'excursion positive du $\delta^{13}C$ qui caractérise le passage Cénomanien-Turonien (Fig.I.24).

Ainsi, Pratt & Threlkeld (1984) et Pratt (1985) subdivisent l'excursion isotopique en trois événements (A, B, C, Fig.I.24), identifiés par le carbone organique (Fig.I.24) et par la roche totale (Fig.I.24). Pour eux, l'excursion s'identifie successivement à Pueblo par :

- A : un rapide accroissement des valeurs isotopiques (d'environ 3‰ pour le C_{org}) à la base de la zone d'ammonites à *S. gracile* sous la bentonite A.
- B : une décroissance des valeurs (de 1 à 1,5‰ pour le C_{org}). Le contraste avec les valeurs de l'événement A, crée un accident remarquable dans la courbe isotopique qui s'étend sur la majeure partie de la zone d'ammonites à *S. gracile*.
- C : une brusque augmentation des valeurs (de 1,5 à 2‰ pour le C_{org}) à la base de la zone d'ammonites à *N. juddii* et se stabilisent pour former un plateau jusque sous le banc 86 (d'après la courbe originale de Pratt & Threlkeld, 1984) ; l'excursion isotopique se termine par une décroissance des valeurs (de 3,5‰ pour le C_{org}).

Une caractéristique majeure de l'enregistrement isotopique du carbone minéral (Fig.I.24) est la variation systématiquement observée entre les valeurs isotopiques des niveaux de marnes calcaires et des bancs calcaires ; ces derniers ont des valeurs de $\delta^{13}C$ plus faibles (de 0,5 à 2‰). Pour Pratt (1985) et Pratt *et al.* (1993), l'appauvrissement des bancs les plus carbonatés pourrait résulter de phénomènes de diagenèse précoce. Cependant ces auteurs n'excluent pas complètement que la signature des bancs calcaires puisse refléter le signal isotopique primaire. Leurs valeurs plus faibles pourraient tout autant s'expliquer par des upwellings qui remobiliseraient du CO_2 appauvri en ^{12}C en association avec une forte productivité carbonatée de surface durant les périodes de salinité normale et de mélange dans la colonne d'eau (*e.g.* Barron *et al.*, 1985).

Les mêmes données isotopiques acquises par Morel (1998) permettent de distinguer les mêmes tendances ; *i.e.* un premier événement positif sous la bentonite A suivi par une diminution de valeurs et enfin un plateau de valeurs positives qui s'étend jusqu'au banc 97.

Néanmoins, il existe une incertitude sur la position de la fin du plateau C. En effet, les données originales de Pratt & Threlkeld (1984), reportées sur la figure I.24, montrent que le plateau C du $\delta^{13}C_{org}$ s'étend de l'interbanc 76 à l'interbanc 85 ; la dernière plus haute valeur du plateau C ayant été mesurée au sein de l'interbanc 85, juste au-dessus de la limite Cénomanien-Turonien telle qu'elle a été définie en 1972. Plus tard, Gale *et al.* (1993) ont publié une figure de synthèse intégrant une nouvelle biozonation à ammonites et la courbe isotopique du $\delta^{13}C_{org}$ de Pratt & Threlkeld (1984). Le point fort de cette publication est la localisation de la première apparition de l'espèce index *W. devonense*, à la base du banc 86 (par Kennedy & Cobban, 1991), qui positionne dès lors la limite Cénomanien-Turonien à la base de ce dernier banc. Cependant, le profil du $\delta^{13}C_{org}$ montre l'extension du plateau C jusqu'aux niveaux situés au-dessus de la nouvelle limite Cénomanien-Turonien. L'ensemble des publications postérieures, y compris la compilation de Bengston (1996), citant la publication de Gale *et al.* (1993), ont repris cette figure où la fin du plateau C est positionnée au-delà du banc 86. Les données de Morel (1998), avec des valeurs de $\delta^{13}C_{carb}$ encore élevées au-dessus du banc 86, semblent effectivement indiquées que la fin du plateau C se termine au-delà de ce banc repère (Fig.I.24). Elles ne permettent cependant pas de résoudre complètement cette incertitude.

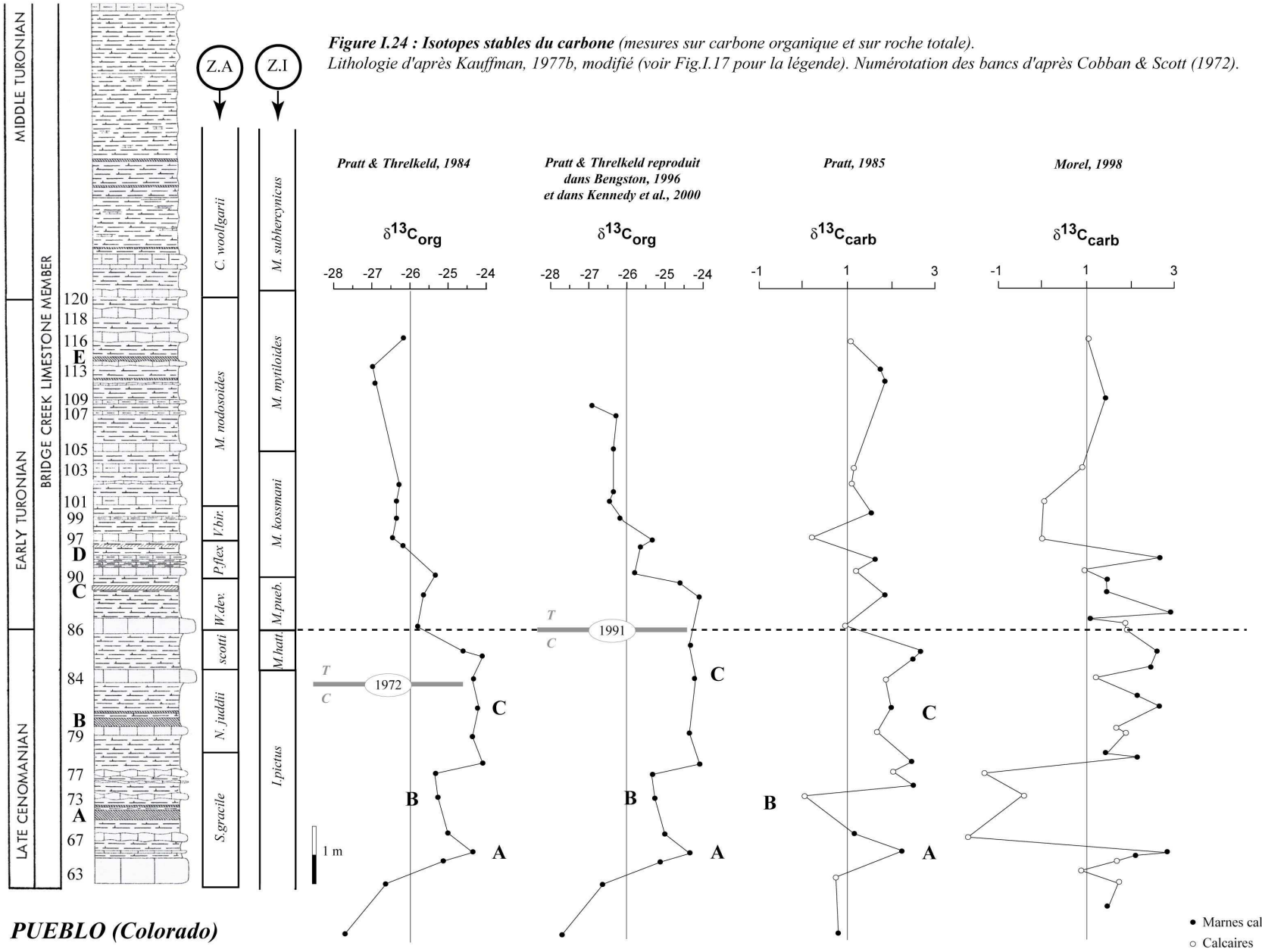
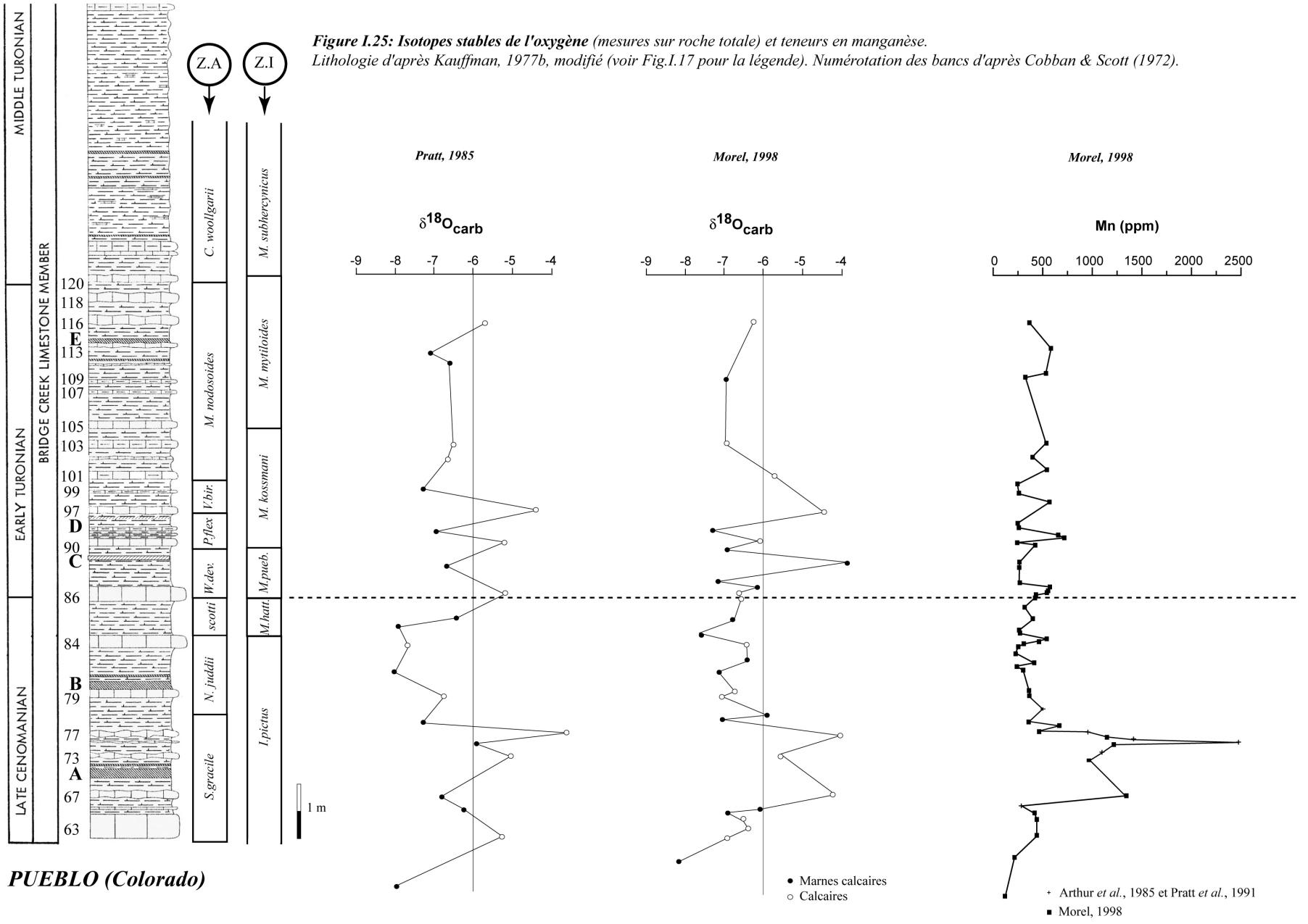


Figure I.24 : Isotopes stables du carbone *(mesures sur carbone organique et sur roche totale).*
Lithologie d'après Kauffman, 1977b, modifié (voir Fig.I.17 pour la légende). Numérotation des bancs d'après Cobban & Scott (1972).

I.II. 3.3.2 - Isotopes stables de l'oxygène :

Le caractère remarquable de l'évolution du profil du $\delta^{18}O_{carb}$ obtenu à Pueblo par Pratt (1985) et par Morel (1998) est la brève diminution des valeurs (Fig.I.25) coïncidant avec le passage Cénomanien-Turonien. Si des phénomènes de diagenèse ont vraisemblablement modifié le signal isotopique primaire, celui-ci semble toutefois avoir gardé des tendances indicatives des changements paléocéanographiques qui se sont déroulés dans le bassin (Pratt *et al.*, 1993).

Pour Pratt (1985) et Pratt *et al.* (1993), les fluctuations des valeurs du $\delta^{18}O$ entre les calcaires et les marnes calcaires (jusqu'à 3‰, Fig.13B) du membre de « Bridge Creek Limestone » représenteraient sans doute les variations originelles de la tranche d'eau supérieure. Pour ces auteurs, la diagenèse ne semble pas avoir fortement altéré le signal isotopique primaire même si la cimentation des bancs les plus carbonatés a sans doute décalé la composition isotopique de la roche totale vers des valeurs plus faibles. A l'image des alternances marnes/calcaires, les fluctuations du $\delta^{18}O$ entre ces deux lithologies ont été interprétées comme des modifications cycliques (*e.g.* Barron *et al.*, 1985) de la salinité des eaux de surface (Pratt *et al.*, 1993). Il existe également des différences dans les proportions d'illite/smectite et de quartz dans la fraction inférieure à 2 µm entre les calcaires et les niveaux marneux. Ces indications minéralogiques, sédimentologiques et isotopiques semblent donc plaider en faveur de changements périodiques commandés par des apports continentaux d'eau douce dans le bassin (*i.e.* les fluctuations climatiques). Par suite, les données isotopiques et minéralogiques de Pratt (1985) rejoignent les modèles proposés pour expliquer les alternances marnes/calcaires (*i.e.* cycles de dilution, cf. I.II.3.1.Signal lithologique). Ainsi, les bancs calcaires se seraient déposés lors des périodes arides quand la tranche d'eau n'était pas stratifiée et les eaux de fond bien oxygénées ; les fins grains de quartz éoliens et les cendres volcaniques étaient alors les principaux constituants non carbonatés des sédiments. Quant aux niveaux de marnes calcaires, ils se seraient déposés lors des intervalles humides, quand la colonne d'eau était stratifiée ; les rivières déchargeaient alors une quantité importante de matériel détritique.



PUEBLO (Colorado)

Figure I.25: Isotopes stables de l'oxygène *(mesures sur roche totale) et teneurs en manganèse.*
Lithologie d'après Kauffman, 1977b, modifié (voir Fig.I.17 pour la légende). Numérotation des bancs d'après Cobban & Scott (1972).

I.II. 3.3.3 - Teneurs en iridium et anomalie en manganèse :

Orth *et al.* (1988) ont envisagé que le passage Cénomanien-Turonien corresponde à un des événements des cycles d'extinction/impact d'environ 26 millions d'années décrits par Raup & Sepkoski (1984). En effet, le passage Cénomanien-Turonien pourrait temporellement correspondre à celui précédant la limite Crétacé-Tertiaire même si les perturbations biologiques qui l'affectent ne sont sans aucune mesure comparables à l'extinction en masse qui a eu lieu il y a environ 65 millions d'années. En l'absence de preuves irréfutables (cratère d'impact, quartz choqués, magnétites nickélifères, tectites), Orth *et al.* (1988, 1993) ont réalisé des analyses géochimiques sur des éléments discriminants tels que l'iridium (Fig.I.26), sur un ensemble de coupes, en particulier dans le bassin du Western Interior.

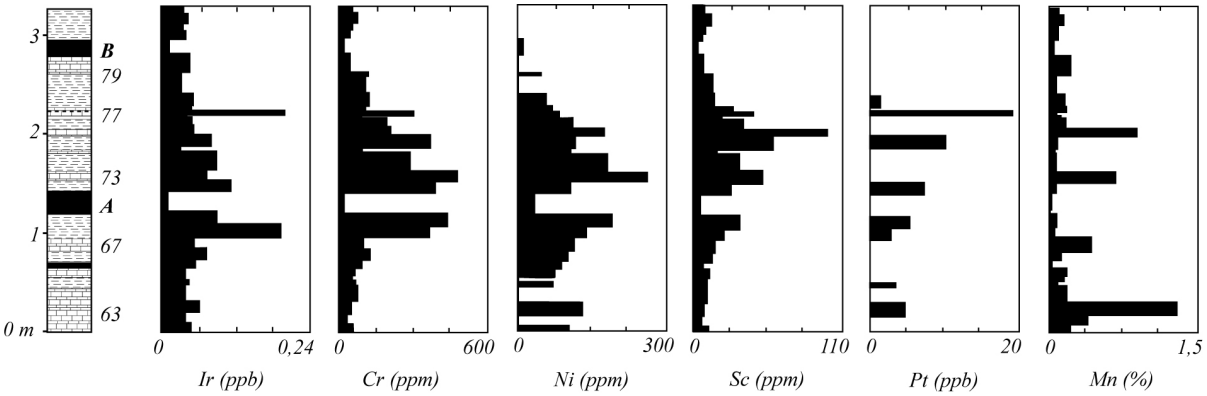


Figure I.26 : Abondance de quelques éléments pour la partie basale du Membre de « Bridge Creek Limestone) à Pueblo. *Les éléments présentés (échantillons décarbonatés) sont l'iridium, le chrome, le nickel, le scandium, le platine et le manganèse (d'après Orth et al., 1988, 1993). La numérotation des bancs suit celle de Cobban & Scott (1972).*

A Pueblo, deux pics d'iridium sont enregistrés, tous deux de 0,11 ppb (roche totale) avec un bruit de fond de 0,017 ppb (Orth *et al.*, 1988). A titre de comparaison, le pic d'iridium de la limite Crétacé-Tertiaire est compris, selon les sites, entre 0,1 à >87 ppb suivant le taux de sédimentation (Claeys *et al.*, 2002). Les deux pics identifiés à Pueblo sont localisés dans la zone d'ammonites à *S. gracile* (Fig.I.26). Aucune autre anomalie n'a été mise en évidence sur les dix mètres analysés par Orth *et al.* (1988), avec un pas d'échantillonnage de 0,1 à 10 cm (*i.e.* les huit derniers mètres du membre de « Hartland Shale » et les deux premiers mètres du membre de « Bridge Creek Limestone »). De plus, les trente-cinq mètres sous ces niveaux, également analysés par Orth *et al.* (1988) avec un pas d'échantillonnage plus lâche, ne laissent pas soupçonner une quelconque anomalie.

Si l'excès d'iridium pourrait provenir d'un impact, en revanche, l'enrichissement des mêmes niveaux en éléments tels que le scandium, le titane ou le manganèse est rarement associé à une signature cosmique. De plus, l'abondance en iridium normalisée à la teneur en argile des sédiments (Ir/Al) reste similaire (même au niveau de l'anomalie) aux teneurs moyennes de la croûte terrestre (Orth *et al.*, 1988). Une cause terrestre est donc sans doute à rechercher pour expliquer l'excès d'iridium. Les anomalies positives observées dans la zone d'ammonites à *S. gracile* pourraient provenir (d'après Orth *et al.*, 1988, 1993):

- (1) de l'érosion de roches ultrabasiques,
- (2) de l'inondation des mers intérieures et des plate-formes, entraînant la diminution des apports détritiques (*i.e.* en augmentant la préservation de la signature géochimique marine originelle dans les sédiments),
- (3) d'une source volcanique de type point chaud (néanmoins, les grands épanchements volcaniques sont, pour la plupart, postérieurs au passage Cénomanien-Turonien ; les provinces du Plateau Colombien, de Kerguelen, de la partie est d'Ontong Java, et de Madagascar sont respectivement datées de 91,7 à 87,1 Ma, de 89,2 à 88,1 Ma, de 94,5 à 89,8 Ma et de 90,7 à 84,4 Ma, données compilées dans Kerr, 1998). En revanche, les travaux récents de Snow *et al.*

(2005) tendent à montrer que la province volcanique des Caraïbes aurait était active de 93.5 Ma (limite Cénomanien-Turonien) à 87 Ma.

- (4) de processus biologiques de type bactérien,
- (5) ou encore de la reprise des circulations océaniques avec l'arrivée d'eaux de fond enrichies en métaux, issues du proto-golfe du Mexique.

Arthur *et al.* (1985), Pratt *et al.* (1991) et Morel (1998) ont aussi signalé une anomalie en manganèse à Pueblo dans la zone d'ammonites à *S. gracile* (Fig.I.25). Celle-ci se localise, entre l'interbanc 66 et le toit du banc 77, un peu plus haut que celle d'Orth *et al.*, 1988 (Fig.I.26). Pratt *et al.* (1991) interprètent cet événement comme l'expansion de la zone à oxygène minimum qui aurait favorisé la dissolution et la remobilisation d'oxydes de manganèse précédemment formés (Fig.I.27). Ceux-ci sont alors rapidement incorporés aux carbonates biogéniques.

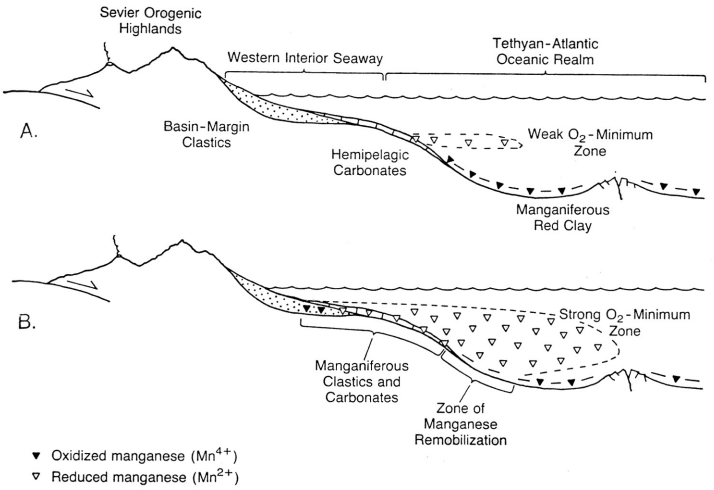


Figure I.27 : Schéma illustrant la remobilisation du manganèse durant l'expansion de la zone d'oxygène minimum (selon Pratt et al., 1991).

En revanche, Morel (1998) interprète ces fortes teneurs en manganèse comme l'expression d'une phase d'oxygénation. L'argument principal de son hypothèse réside dans la présence d'une faune benthique diversifiée et abondante pour ce même intervalle (« zone à benthiques » de Eicher & Worstell, 1970) caractérisant des eaux de fond bien oxygénées.

Figure I.28 : Synthèse de l'ensemble des signaux litho-, bio- et chimio- à Pueblo, avant cette étude, par rapport aux horizons de bentonites.

I.II. 3.4 - Conclusions

Les signaux lithologiques, biostratigraphiques et géochimiques enregistrés à Pueblo sont les témoins de modifications environnementales à différentes échelles de temps (Fig.I.28). A l'échelle du passage Cénomanien-Turonien, les données isotopiques du $\delta^{13}C_{org}$ et $\delta\ ^{13}C_{carb}$ (Pratt & Threlkeld, 1984 ; Pratt, 1995 ; Morel, 1998) témoignent de l'événement anoxique océanique qui a marqué cette période. Le signal isotopique peut-être néanmoins divisé en trois événements majeurs (Pratt & Threlkeld, 1984). Une première montée de l'anoxie est enregistrée sous la bentonite A à la base de la zone d'ammonites à *S. gracile*. A celle-ci succède une phase d'oxygénation (Morel, 1998) marquée par une décroissance du $\delta\ ^{13}C_{carb}$, par une augmentation des teneurs en Mn mais également par la présence d'une faune benthique abondante et diversifiée. Cet événement s'étend dans la majeure partie de la zone d'ammonites à *S. gracile*. Le maximum d'anoxie est enregistré dans les zones d'ammonites à *N. juddii*, *W. devonense*, *P. flexuosum* et *V. birchbyi* jusqu'à la bentonite D. A cette tendance, s'ajoute des modifications cycliques à haute fréquence marquées par l'alternance de marnes et de calcaires, par des variations du COT, du $\delta\ ^{13}C_{carb}$, $\delta\ ^{18}O_{carb}$ mais également du Mn. Ces fluctuations traduiraient des changements climatiques (Fisher, 1980 ; Baron *et al.*, 1985 ; Arthur *et al.*, 1985 ; Pratt, 1985 ; Pratt *et al.*, 1993 ; Morel, 1998) ; les signaux stratigraphiques étant modulés par le biais des apports et de la productivité.

D'autres événements comme l'augmentation des *Heterohelicidae* ou encore des filaments méritent d'être soulignés. La brusque augmentation de formes bisériés (formes globuleuses de surface et opportunistes), sous la bentonite B, est contemporaine de la seconde montée des valeurs du $\delta^{13}C$ marquant une recrudescence des conditions anoxiques. L'événement à filaments, est sans doute, quant à lui également le témoin de modifications des paramètres physico-chimiques de la tranche d'eau (variations de la température, de la salinité et/ou des conditions d'oxygénation).

En raison de la richesse de son enregistrement, la coupe de Pueblo reste la référence pour le bassin du Western Interior. Pour la plupart des auteurs ce bassin se résume d'ailleurs à Pueblo. Notre démarche nous a néanmoins conduit à acquérir les même signaux en d'autres points du bassin afin de contraindre l'effet des modifications paléogéographiques et environnementales (*e.g.* différents environnements de dépôts, différentes masses d'eau) sur les signaux litho-, bio- et chimiostratigraphiques. Dans cette optique, nous avons donc repris d'autres coupes types du bassin nord américain, où un certain nombre de données stratigraphiques existaient déjà (notamment concernant la macrofaune) afin de suivre l'extension des différents événements observés à Pueblo spatialement et temporellement.

I.II. 4 - Autres coupes de référence pour le bassin

D'autres coupes servent aussi de référence dans le bassin pour la richesse des travaux qui les documentent. Il s'agit des coupes (Fig.I.29) de Lohali Point (Arizona) et Mesa Verde (Colorado) à l'ouest, de Bridge Creek et Bunker Hill à l'est (Kansas), de Hot Springs au nord (Dakota du Sud) et de Chispa Summit et Rio Grande au sud (Texas). L'ensemble de ces coupes, à l'exception de celles de Mesa Verde et de Bridge Creek, a été de nouveau repris dans cette étude (voir Partie II et Partie III).

Figure I.29 : Localisation des coupes de référence pour le bassin du Western Interior.

I.II. 4.1 - Lohali Point (Arizona)

La coupe de Lohali Point est située dans la partie est du bassin de Black Mesa (Fig.I.14, 19) qui correspond à la zone tectono-sédimentaire proximale du Western Interior (Fig.I.12).

Le bassin de Black Mesa est caractérisé par des dépôts sédimentaires très épais (deux à trois fois plus épais qu'au centre du bassin) résultant à la fois de l'apport important de matériel terrigène et de la subsidence (Kirkland, 1991 ; Kauffman, 1977a). La « Black Mesa » (le terme « mesa » de l'espagnol « table » caractérise de large buttes à sommet plat), localisée sur les réserves indiennes Navajo et Hopi au nord-est de l'Arizona, forme une ceinture de falaises, de 100 km de diamètre, coiffée par les strates résistantes du Groupe de « Mesa Verde » (voir Annexe 1). Sous celles-ci, la formation marneuse de « Mancos Shale » correspond aux pentes supportant la Mesa et affleure tout autour de celle-ci. Les « Mancos Shales » reposent sur les grès de la formation de la « Dakota Sandstone ».

BASSIN DE BLACK MESA (Arizona)

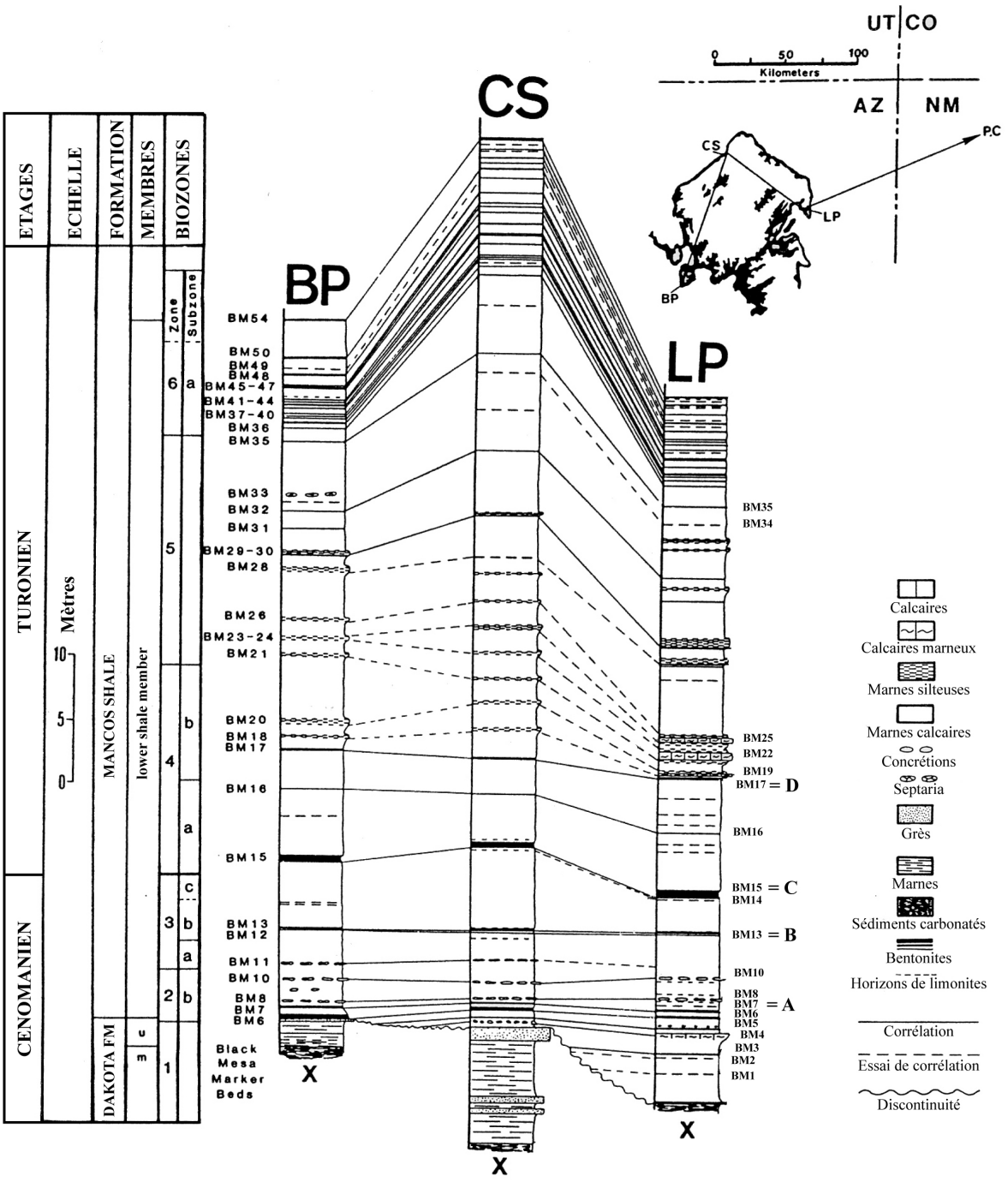


Figure I.30 : Corrélation à haute résolution dans la formation de "Mancos Shale" entre différentes coupes du bassin de Black Mesa (d'après Kirkland, 1991).

BP = Blue Point, CS = Coal Chute Section et LP= Lohali Point.

Biozones : 1= M. mosbyense, 2= S. gracile (2a=V. diartianum, 2b= E. septemseriatum), 3= N. juddii (3a= E. irregulare, 3b = N. juddii, 3c= N. scotti), 4= W. coloradoense (4a= P. flexuosum, 4b= V. birchbyi), 5= M. nodosoides, 6= C. woollgari (6a= C. woollgari woollgari & M. hercynicus, 6b= C. woollgari woollgari, 6c= C. woollgari regulare).

En haut à droite : localisation des trois principales coupes BP : Blue Point, CS : Coal Chute Section et LP : Lohali Point.

Les affleurements du Crétacé supérieur sont indiqués en noir (d'après Kirkland, 1991).

I.II. 4.1.1 - Signal lithologique :

Quelques bancs repères ont été définis par Kirkland (1991) pour la formation de « Mancos Shale » et permettent des corrélations fines à travers le bassin de Black Mesa (Fig.I.30) entre les coupes de Blue Point, Coal Chute Section et Lohali Point. Ces repères lithologiques sont : des bentonites, des niveaux de calcaires gréseux, des horizons de concrétions et des niveaux de marnes indurées. Les corrélations établies par Kirkland (1991) sont basées sur la relation stratigraphique de ces niveaux avec les limites de zones, et sur les relations géométriques entre les différents niveaux repères. L'ensemble de ces niveaux a été numéroté (numéros BM, Fig.I.30).

Plus de soixante-dix horizons de bentonites ont été identifiés dans la formation de « Mancos Shale ». Cinquante-sept d'entre eux ont été corrélés sur des distances supérieures à 10 km dans le bassin de Black Mesa. Ces niveaux de cendres volcaniques altérées ont une épaisseur variant du millimètre à 50 cm. Pour le passage Cénomanien-Turonien, quatre niveaux centimétriques à pluricentimétriques sont classiquement identifiés dans le bassin de Black Mesa : BM7, BM13, BM15, BM17 (Fig.I.30, I.31). D'après Elder (1985) et Kirkland (1991), ils correspondraient respectivement aux niveaux pluridécimétriques A, B, C et D.

I.II. 4.1.2 - Signaux biologiques :

- Zones d'ammonites :

Dans le bassin de Black Mesa, les travaux d'Elder (1987b) et de Kirkland (1991) permettent la reconnaissance des principales zones d'ammonites (Fig.I.30, I.31) et de quelques occurrences d'inocérames précédemment décrites à Pueblo (cf. I.II.3.2. Signaux biologiques ; Fig.I.18, Fig.I.19) :

- Zone à *M. mosbyense*.

Dans le bassin de Black Mesa, cette zone est caractérisée par la présence de l'espèce index *M. mosbyense* en association avec *Cunningtoniceras novimexicanum* (COBBAN ET AL., 1989) et *Calycoceras obrieni* (YOUNG, 1967) accompagnée de l'huître *Pycnodonte* sp. aff. *P. kellumi*. Les limites stratigraphiques de cette zone ne sont pas clairement définies dans le bassin du Western Interior. En d'autres points, cette biozone est bien représentée dans la formation de « Mosby Sandstone » au Montana (Cobban, 1984), la formation des « Twowells Sandstone Tongue » du Groupe de « Dakota Sandstone » au centre est de l'Arizona (Kirkland, 1991) et du Nouveau-Mexique (Cobban, 1977, 1984), et, au milieu du membre de « Hartland Shale » de la formation « Greenhorn Limestone » (Sageman, 1985) au centre du Colorado (voir Annexe 1 pour le descriptif des formations).

Dans le bassin de Black Mesa (Fig.I.30), cette zone est identifiée dans le membre supérieur de la formation « Dakota » mais aussi à la base de la formation de « Mancos Shale » sur le flanc est de la « Black Mesa » par l'occurrence de *P.* sp. aff. *P. kellumi*.

- Zone à *S. gracile*

La zone à *S. gracile* est divisée en deux sous-zones, reconnues par Cobban (1984) à travers la majeure partie du bassin du Western Interior (Fig.I.30) : *Vascoceras diartianum* et *E. septemseriatum*. A Lohali Point, cette zone débute quelques centimètres sous la bentonite BM5 et s'étend sur environ quatre mètres cinquante.

La sous-zone d'ammonites à *V. diartianum* a seulement été reconnue dans les parties nord et est du bassin de « Black Mesa » au niveau du banc repère BM4. La position de la limite inférieure n'est pas connue car les premiers mètres de la formation de « Mancos Shale » sont azoïques dans le secteur nord-est du bassin de Black Mesa. Cette zone se caractérise par la présence des ammonites *V. diartianum*, *M. geslinianum*, *C. naviculare*, *Eucalycoceras pentagonum* (JUKES-BROWNE, 1896), *P. angolaense*, *Neocardioceras minutum*, *Desmoceras scotti* (MOREMAN, 1927) et des inocérames

Pycnodonte newberryi (STANTON, 1901) et *I. pictus*. Cependant, la sous-zone à *V. diartianum*, telle que définie par Cobban (1984) a été incluse dans la zone à *M. mosbyense* au sud-ouest du Nouveau-Mexique (Cobban *et al.*, 1989). A « Black Mesa » *V. diartianum* est associée avec des ammonites indiquant la zone à *S. gracile*, même si *E. pentagonum* et *N. minutum* semblent restreintes à la base de cet intervalle. Néanmoins, ces deux espèces sont trouvées avec d'autres taxons significatifs de cette sous-zone, ce qui pourrait indiquer un niveau condensé. Une hypothèse alternative est que la limite de zone entre *M. mosbyense* et *S. gracile* se trouve à la base de BM4.
La sous-zone à *E. septemseriatum* est bien développée à travers l'ensemble du bassin de « Black Mesa ». Elle s'étend, sur environ quatre mètres cinquante, de BM5 à l'interbanc compris entre BM10 et BM 11. La faune, particulièrement diversifiée, comporte de nombreux fossiles d'ammonites significatifs : *S. gracile*, *E. septemseriatum*, *M. geslinianum*, *Nanometoicoceras acceleratum*, *P. angolaense*, *A. annulatum*, *S. conlini*, *M. reesidei*, *Yezoites delicatulus* WARREN, 1930 et *W. vermiculus* et d'inocérames : *P. newberryi*, *I. pictus*, *Inoceramus nodai*, *Inoceramus flavus* (SORNAY, 1966) et pour la zone est de la « Black Mesa » *Mytiloides submytiloides* (SEITZ, 1935).

- Zone à *N. juddii*

Le Cénomanien terminal est défini par la zone à *N. juddii*. Celle-ci englobe deux sous-zones reconnues par Cobban (1984) : la sous-zone à *Vascoceras cauvini* (CHUDEAU, 1909) et la sous-zone à *N. juddii s.s.* Ses deux sous-zones sont associées car elles contiennent, toutes deux, l'espèce index *N. juddii*. La sous-zone à *V. cauvini* est aussi citée comme la sous-zone à *E. irregulare* en raison de l'abondance de ce taxon à ce niveau (BM11). La sous-zone à *N. juddii s.s.* se justifie par la présence en grande quantité de son espèce index en association avec les ammonites *Sciponoceras* sp. *P. pseudonodosoides*, *E. costatum* et *Anisoceras coloradoense* (COBBAN ET AL., 1989) et l'espèce d'inocérame *I. pictus.*

A Lohali Point, la sous-zone à *N. juddii s.s.* débute environ un mètre cinquante sous la bentonite B et se termine à environ un mètre au-dessus de celle-ci (Fig.I.31, Elder, 1987b).

- Zone à *N. scotti*

Cette sous-zone n'est pas bien définie à Black Mesa. Elle s'étendrait de la dernière occurrence de l'espèce index *N. juddii*, au-dessus de la bentonite BM13 (Fig.I.30), aux occurrences en grande quantité des inocérames du genre *Mytiloides*, sous la bentonite BM14.

- Zone à *W. coloradoense*

Kirkland (1991) hiérarchise les zones à *P. flexuosum* et à *V. birchbyi* de Cobban (1984) comme des sous-zones de la zone à *W. coloradoense* (Fig.I.31). A « Black Mesa », les ammonites sont extrêmement rares à la base de la sous-zone à *P. flexuosum* (Fig.I.31). La base du Turonien est donc placée dans cette région grâce à la première occurrence d'une nouvelle espèce de *Mytiloides* (Elder, 1987a, 1989). Or cette espèce avait été précédemment illustrée au Kansas par Hattin (1975) dans le membre des « Hartland Shale » (*i.e.* Cénomanien moyen). Quoiqu'il en soit, la sous-zone à *P. flexuosum* débute quelques centimètres sous la bentonite C et se termine au niveau de la bentonite BM16 (Fig.I.30). Cette zone comporte de nombreux spécimens de *Mytiloides opalensis* (*sensu* KAUFFMAN, 1977), *Mytiloides columbianus* (HEINZ, 1935), *P. newberryi* ainsi que l'espèce index de zone *P. flexuosum*.

La sous-zone à *V. birchbyi* est comprise depuis la bentonite BM16 jusqu'au banc BM21 (Fig.I.30). Elle est caractérisée par la présence des ammonites *W. coloradoense*, *W. reesidei*, *W. flexuosum*, *N. cephalotus* et des inocérames *M. columbianus* et *M. opalensis* (*sensu* KAUFFMAN, 1977).

LOHALI POINT (Arizona)

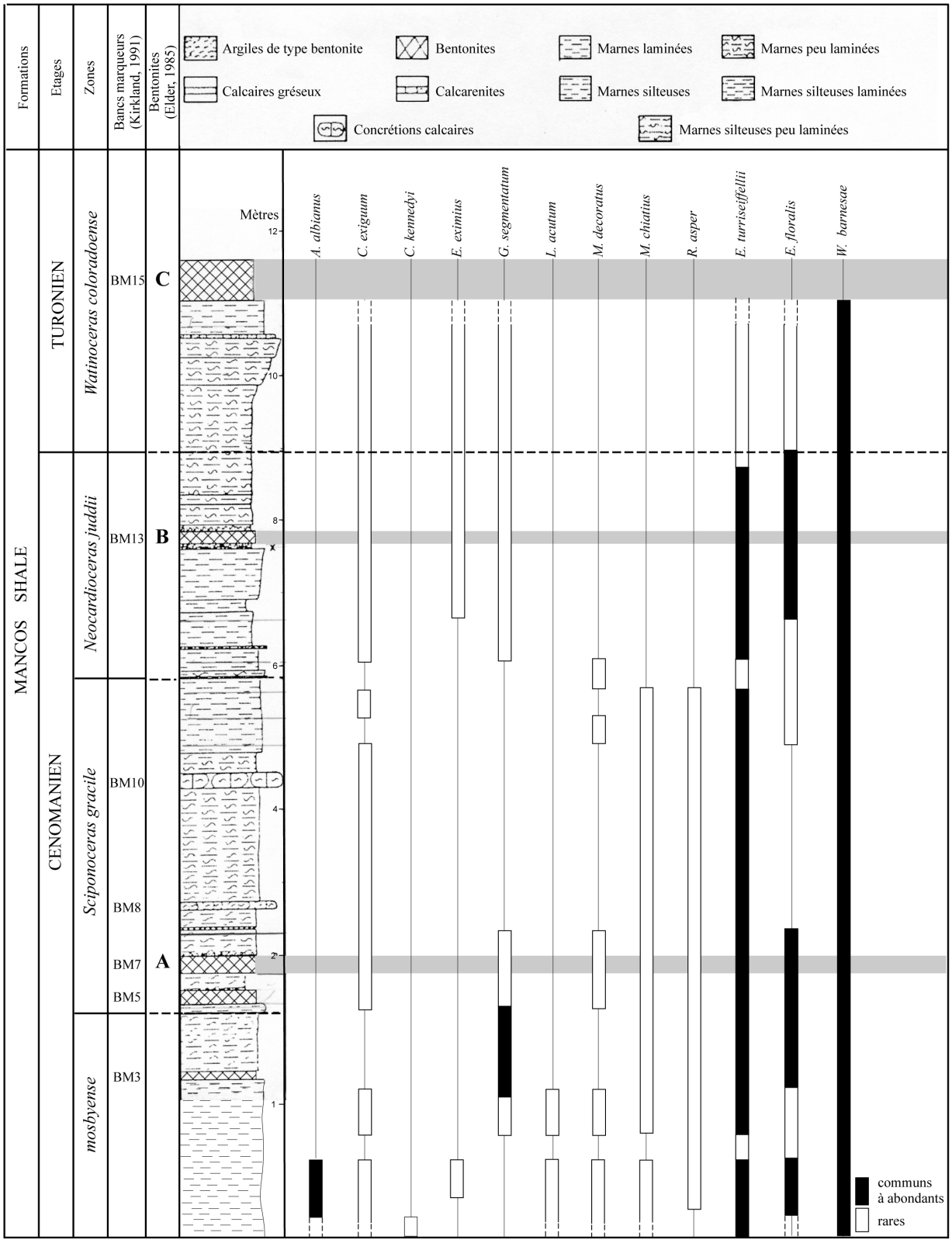


Figure I.31 : Distribution des principales espèces de nannofossiles calcaires (selon Bralower, 1988).
La lithologie et le découpage en zones d'ammonites sont de Elder (1987b).

- Zone à *M. nodosoides*

Les espèces de *Mammites* sont communes à « Black Mesa », au Turonien inférieur entre les bancs repères BM21 et BM35 (Fig.I.30). Elles sont trouvées en association avec *Baculites yokoyamai* (TOKUNAGA & SHIMIZU, 1926), *Tragodesmoceras* spp., *Choffaticeras* spp., et *Vascoceras* spp. *Watinoceras hattini* (COBBAN, 1988) et *Puebloites* spp. ont été identifiées dans la partie inférieure de la zone d'ammonites à *M. nodosoides* alors que *Kamerunoceras turoniense* (D´ORBIGNY, 1850) et *Cibolaites* spp. sont reconnues dans la partie supérieure de cette même zone.

- Zone à *C. woollgari*

La première occurrence de l'espèce index marque la limite inférieure de la zone d'ammonites à *C. woollgari* entre les bancs repères BM35 et BM36 (Fig.I.30).

- *Foraminifères planctoniques :*

L'assemblage planctonique (Fig.I.32) de la coupe de Lohali Point au passage Cénomanien-Turonien est dominé par les *Heterohelicidae* bisériées (*Heterohelix*) et trisériées (*Guembelitria*), à l'exception de la zone d'ammonites à *M. mosbyense* dans laquelle les morphotypes trochospiralés sont plus nombreux (principalement des *Hedbergella*) et dans laquelle les planispiralés du genre *Globigerinelloides* pullulent (Leckie *et al.*, 1998). Ces derniers auteurs n'ont pas identifié d'espèces carénées à Lohali Point. Néanmoins, Hazenbush (1973) note de très rares spécimens de *R. greenhornensis* et de *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI, 1942) au Cénomanien supérieur.

Une brusque augmentation des formes bisériées est observée à la base de la zone d'ammonites à *N. juddii* (Leckie *et al.*, 1998). Pour ces auteurs, ce rapide accroissement correspondrait à l'événement à *Heterohelix* décrit à Pueblo.

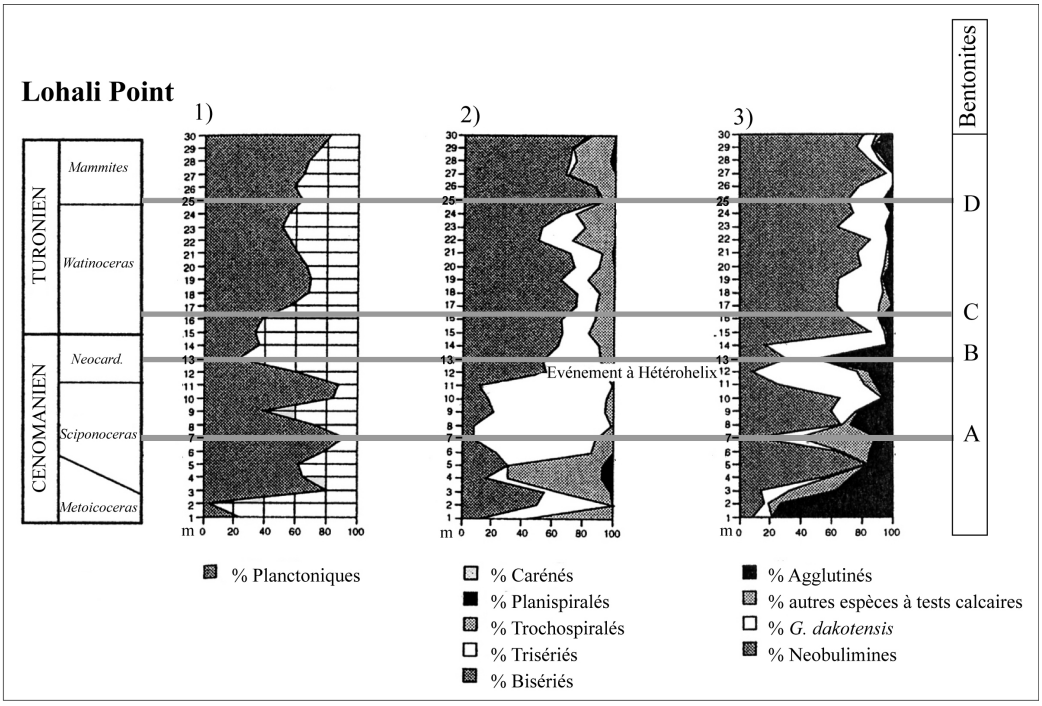


Figure I.32 : Evolution de l'assemblage des foraminifères planctoniques et benthiques à Lohali Point (selon Leckie et al., 1998)*. De gauche à droite : 1) proportion de la population de planctoniques sur l'ensemble des espèces de foraminifères ; 2) principaux morphotypes planctoniques ; 3) principaux morphotypes benthiques. La position des bentonites (nomenclature de Elder, 1985) est indiquée selon West et al. (1998).*

- Foraminifères benthiques :

La coupe de Lohali Point contient une proportion significative de foraminifères benthiques agglutinés d'affinité boréale (Olesen, 1991 ; Leckie *et al.*, 1998). La majorité des espèces calcaires, observées à Pueblo, au niveau de « la zone à benthiques » (*i.e.* espèces d'affinité téthysienne très diversifiées) n'est pas observée dans le bassin de « Black Mesa » (Leckie *et al.*, 1998).

Cette coupe est marquée par une augmentation en individus de *Gavelinella dakotensis* (FOX, 1954), appartenant à l'épifaune, dans la partie supérieure de la zone à *N. juddii* (Leckie *et al.*, 1988). Cet événement est rapidement suivi par l'augmentation de *N. albertensis* qui va dès lors dominer l'assemblage au Turonien inférieur (Fig.I.32).

- Nannofossiles calcaires :

Selon les données de Bralower (1988, Fig.I.31) :

- Les dernières occurrences des espèces index *A. albianus*, *C. kennedyi* et *L. acutum* ainsi que l'apparition de *G. segmentatum* sont observées sous la bentonite A dans la zone d'ammonites à *M. mosbyense*.
- Les dernières occurrences de *R. asper* et de *M. chiastius* sont comprises entre les bentonites B et C.
- La première occurrence de *E. eximius* est déterminée dans la zone d'ammonites à *N. juddii* entre les bentonites B et C.
- *Corollithion exiguum* STRADNER, 1961 est au moins observé jusqu'à la bentonite C.

I.II. 4.1.3 - Signaux chimiostratigraphiques :

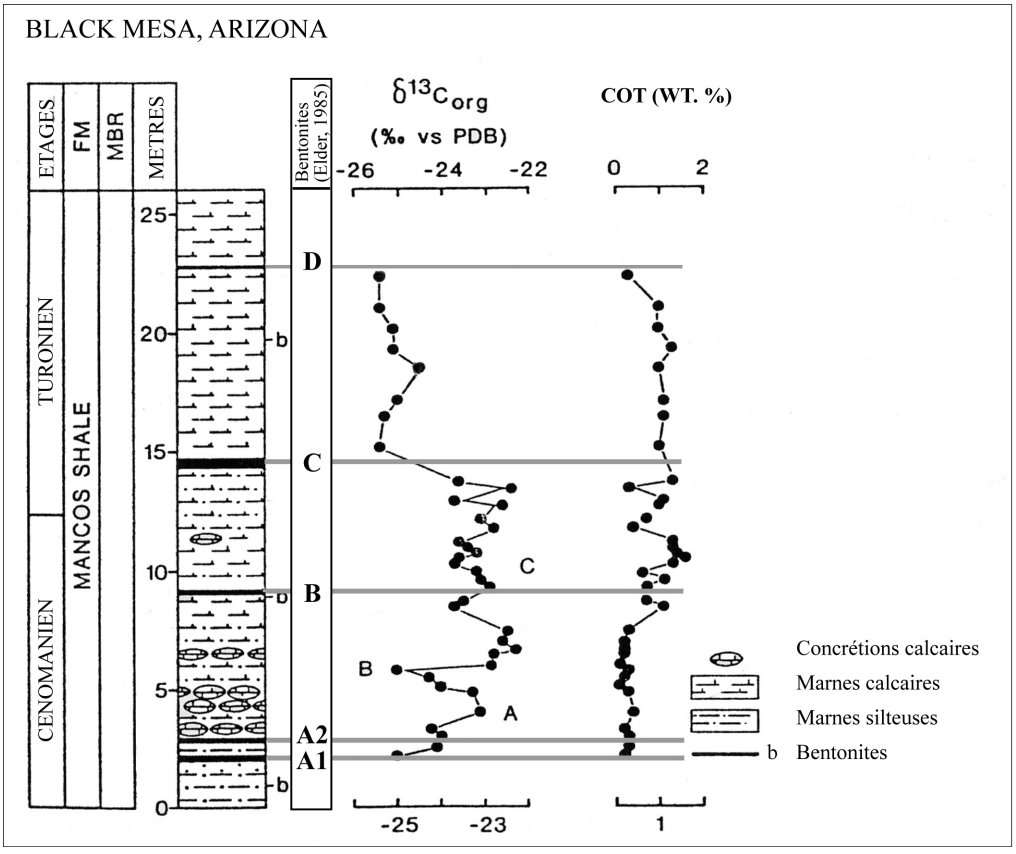


Figure I.33 : Isotopes stables du $\delta^{13}C_{org}$ et taux du carbone organique total dans le bassin de Black Mesa (selon Pratt & Threlkeld, 1984).

Comme pour la coupe de référence de Pueblo, Pratt & Threlkeld (1984) distinguent trois événements isotopiques dans l'évolution de la courbe du $\delta^{13}C_{org}$ obtenue dans le bassin de Black Mesa, à savoir :

- A : un rapide accroissement des valeurs isotopiques (d'environ 2‰) à la base de la coupe.
- B : une décroissance des valeurs (de 2‰). Le contraste avec les valeurs de l'événement A, crée un accident remarquable dans le profil des données isotopiques entre les bentonites A et B.
- C : une brusque augmentation des valeurs (de 2à 3‰) qui se stabilisent pour former un plateau de valeurs. Les valeurs redeviennent basses au-dessus de la bentonite C.

Pratt & Threlkeld (1984), Pratt (1985) et Pratt *et al.* (1993) corrèlent ces trois événements à ceux observés à Pueblo et précédemment décrits (cf. I.II.3.3.Signaux chimiostratigraphiques et Fig. I.24). Toutefois, comme il sera vu dans la dernière partie de ce chapitre (I.II.6. Les signaux litho-, bio-, chimio- des coupes de référence forment-ils un schéma de corrélation à haute résolution ?), si le motif observé à Black Mesa semble similaire à celui définit à Pueblo ; le positionnement des événements A et B vis-à-vis des principaux horizons de bentonite est incohérent entre les deux coupes.

I.II. 4.2 - Mesa Verde (Colorado)

Cette coupe est située dans le parc national de Mesa Verde au sud-est du Colorado. Elle est localisée au niveau de la zone de bombement (Fig.I.12A, I.12B), dans le secteur Uncompahgre-San Juan (Fig.I.14), entre le bassin proximal et le bassin axial. Malgré le peu de travaux réalisés sur cet affleurement, elle est toutefois considérée par certains (Kirkland *et al.*, 1995) comme une coupe de référence pour la formation de « Mancos Shale » (Annexe 1). Les seules données existantes ont été acquises par Leckie *et al.* (1998) et West *et al.* (1998) ; elles concernent essentiellement la microfaune planctonique et benthique (Fig.I.34). Les bancs repères BM7 (bentonite A), BM13 (bentonite B), BM15 (bentonite C), BM17 (bentonite D) et BM29 sont respectivement reconnus à +20,7 m, +23,2 m, +24,4 m, +25,2 m et + 27,8 m au-dessus de la limite supérieure du groupe de « Dakota Sandstone ».

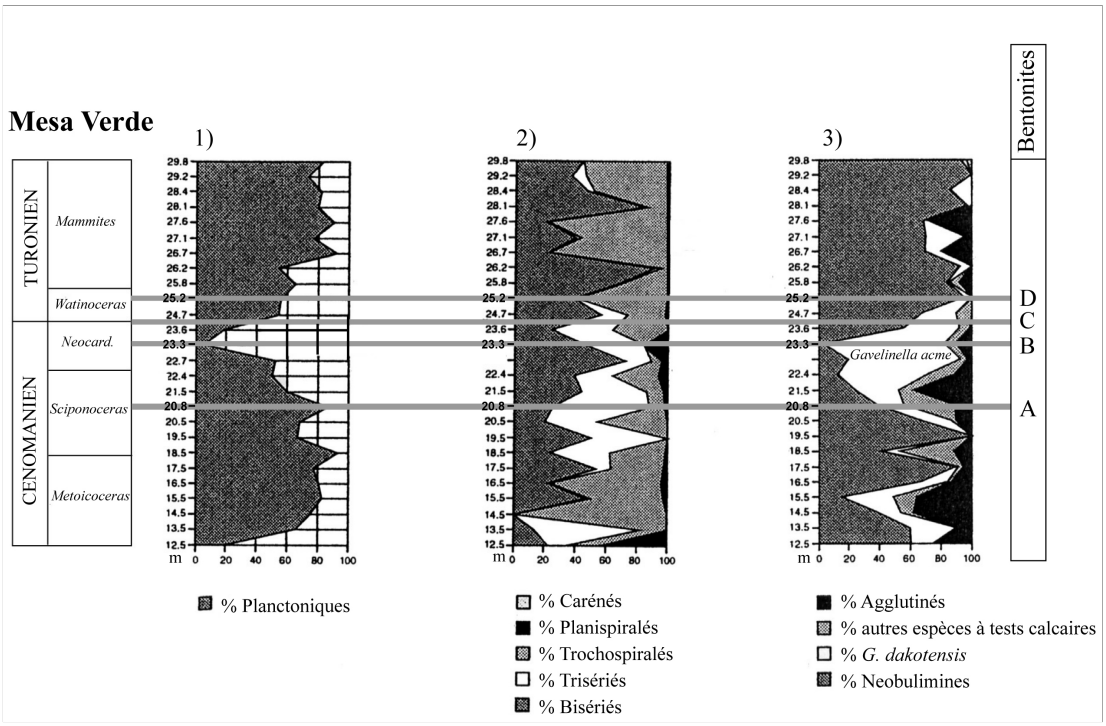


***Figure I.34 : Evolution des foraminifères planctoniques et benthiques à Mesa Verde (selon Leckie et al., 1998)**. De gauche à droite : 1) proportion de la population de planctoniques sur l'ensemble des espèces de foraminifères ; 2) principaux morphotypes planctoniques ; 3) principaux morphotypes benthiques. La position des bentonites (nomenclature de Elder, 1985) est indiquée selon West et al. (1998).*

Le pourcentage de taxons de foraminifères planctoniques sur l'ensemble des espèces de foraminifères fluctue entre 60 et 90% tout au long de l'intervalle Cénomanien-Turonien (Fig.I.34), à l'exception du sommet de la zone d'ammonites à *S. gracile* et de la base de la zone à *N. juddii* où le nombre de foraminifères planctoniques chute jusqu'à ne représenter plus que 5 à 10% de la population (Fig.I.34). A Mesa Verde, l'assemblage est dominé par les formes trochospiralées, bisériées et trisériées. Seuls deux spécimens de formes carénées ont été identifiés au Cénomanien supérieur, quelques mètres sous la bentonite A (West *et al.*, 1998). L'assemblage planctonique est extrêmement variable d'un échantillon à l'autre ; contrairement aux coupes de Pueblo et de Lohali Point, aucune tendance ne se dégage (Leckie *et al.*, 1998). Ainsi, l'événement à *Heterohelix* n'est pas aussi clairement défini qu'à Lohali Point (Fig.I.32) ou qu'à Pueblo (Fig.I.21). Toutefois, l'augmentation des espèces bisériées, notée à la base de la zone d'ammonites à *N. juddii* (Fig.I.34), pourrait correspondre à cet événement.

En revanche, l'assemblage benthique est très similaire à celui observé à Lohali Point (Fig.I.32) avec une proportion importante d'agglutinés à affinité boréale (Leckie *et al.*, 1998). De même, la zone à benthiques n'y est pas représentée.

I.II. 4.3 - Bridge Creek (Kansas)

La coupe de Bridge Creek est localisée dans la zone est de la plate-forme orientale stable (Fig.I.12A, I.12B). Cet affleurement est classiquement repris pour illustrer les corrélations des principaux bancs repères carbonatés et des bentonites (Fig.I.35) entre le centre (Colorado) et la marge est du bassin (Hattin, 1971 ; Cobban & Scott, 1972 ; Hattin, 1975, 1985, 1987). Les limites de formations sont celles utilisées au centre et centre est du Colorado (Annexe 1).

I.II. 4.3.1 - Signal lithologique :

Le membre de « Bridge Creek » (c'est en effet, à Bridge Creek que Bass (1926) a décrit cette série pour la première fois) est caractérisé, comme, à Pueblo par une alternance régulière de marnes et de bancs calcaires, interrompue par des horizons millimétriques à pluricentimétriques de cendres volcaniques altérées. La plupart des niveaux carbonatés majeurs et l'ensemble de bentonites (Fig.I.35), décrits à Pueblo, sont reconnus (*i.e.* 63, 67, 79, 97, 105, 113, 118 et les bentonites A, B, C, D et E d'après Hattin, 1971). Mais des variations dans le motif lithologique secondaire sont observées (*e.g.* des bancs calcaires supplémentaires apparaissent entre les bentonites B et C, Fig.I.35).

I.II. 4.3.2 - Signal biologique :

- Ammonites et inocérames :

Les différentes occurrences d'ammonites et d'inocérames identifiées par Cobban & Scott (1972) sont reportées sur la figure I.35. La distribution de ces macrofossiles s'accorde avec la numérotation et les corrélations des bancs repères proposées par Hattin (1971), même si elle ne permet pas de définir les différentes limites de zone. En accord avec la macrofaune identifiée à Pueblo :

- les taxons caractéristiques (*S. gracile*, W. *vermiculus* & *E. septemseriatum*) de la zone d'association à *S. gracile* sont déterminés jusque sous le deuxième banc calcaire localisé sous la bentonite B.
- une occurrence de *I.* cf. *I. pictus* est observée dans un horizon calcaire entre les bentonites B et C.
- L'espèce index *V. birchbyi* est identifiée dans le banc 97.
- L'espèce index *M. nodosoides* est identifiée dans le banc 105.

- Foraminifères planctoniques et benthiques :

Si les données de Eicher & Worstell (1970) ne permettent pas de positionner précisément, en regard de la lithologie (*i.e.* des bancs repères), les différents événements qui ont marqué l'évolution de la microfaune à Bridge Creek, il convient d'observer (Fig.I.35) :

- Une augmentation et la diversification des foraminifères benthiques à affinité téthysienne à la base du membre de « Bridge Creek Limestone ». Cet événement, localisé à la base du membre de « Bridge Creek Limestone », correspondrait à la « zone à benthiques » (Eicher & Worstell, 1970).
- La présence de *R. cushmani* et de *R. greenhornensis* qui vont disparaître à la base du membre de « Bridge Creek Limestone », à l'acmé de la « zone à benthiques ».

Seules les occurrences des espèces index de zones sont décrites sur la figure I.35. De nombreuses autres espèces sont décrites par Eicher & Worstell (1970) en associations avec celles-ci (*i.e.* différentes espèces des genres *Globigerinelloides*, *Guembelitria*, *Hedbergella*, *Praeglobotruncana*, *Schackoina* et *Whiteinella*).

- Nannofossiles calcaires :

Si l'étude de la nannoflore n'a pas été réalisée à Bridge Creek, elle a été finement étudiée grâce au forage réalisé à Bounds quelques kilomètres plus au nord (Bralower *et al.*, 1998 ; Scott *et al.*, 1998). Scott *et al.* (1998) ont identifié plusieurs bio-événements (Fig.I.36) :

- La dernière occurrence de *A. albianus*, quelques centimètres sous la bentonite A.
- Les dernières occurrences de *C. kennedyi* et *L. acutum*, une dizaine de mètres au-dessus de la bentonite A.
- L'apparition de *Q. gartneri*, quelques mètres sous la bentonite B.

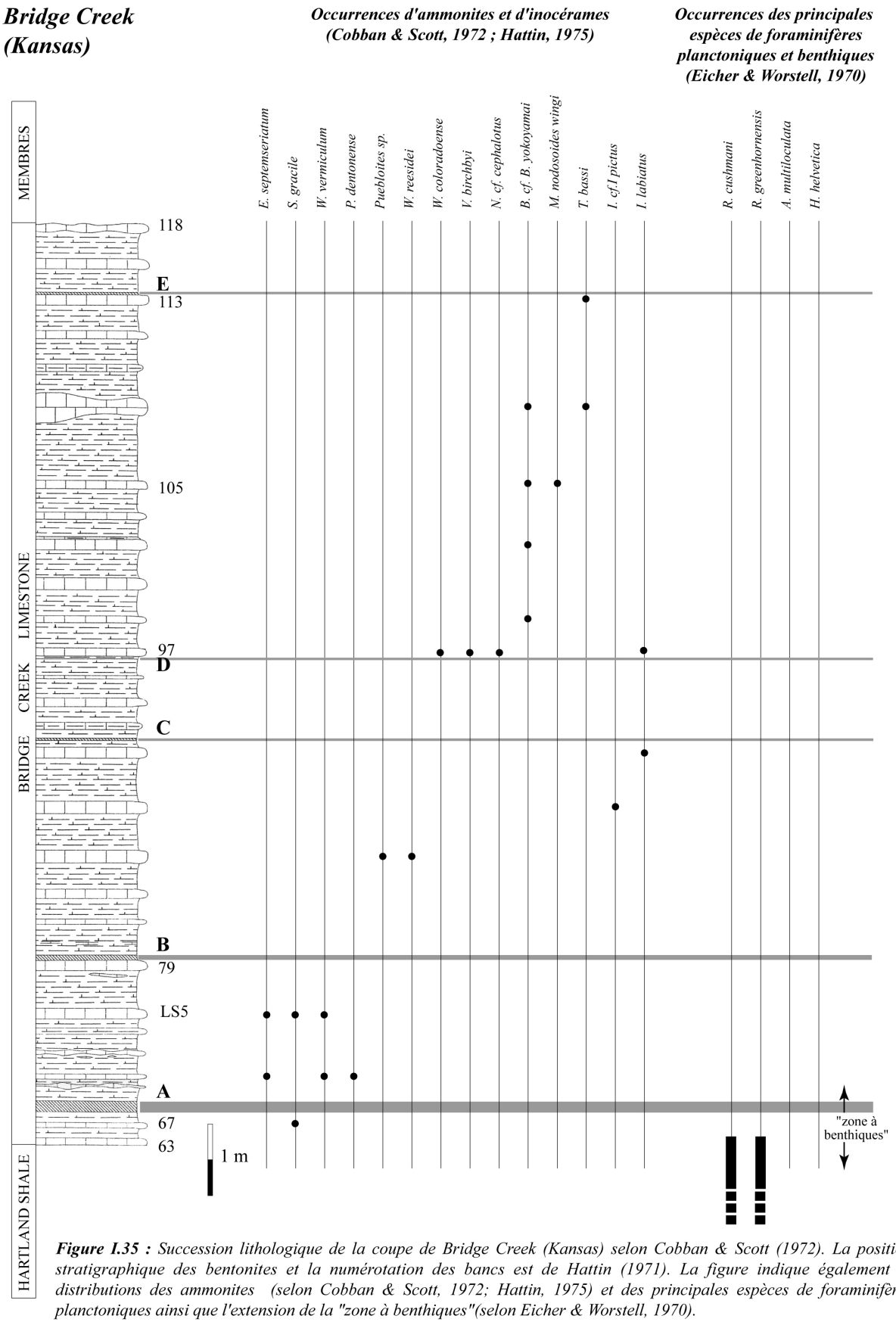
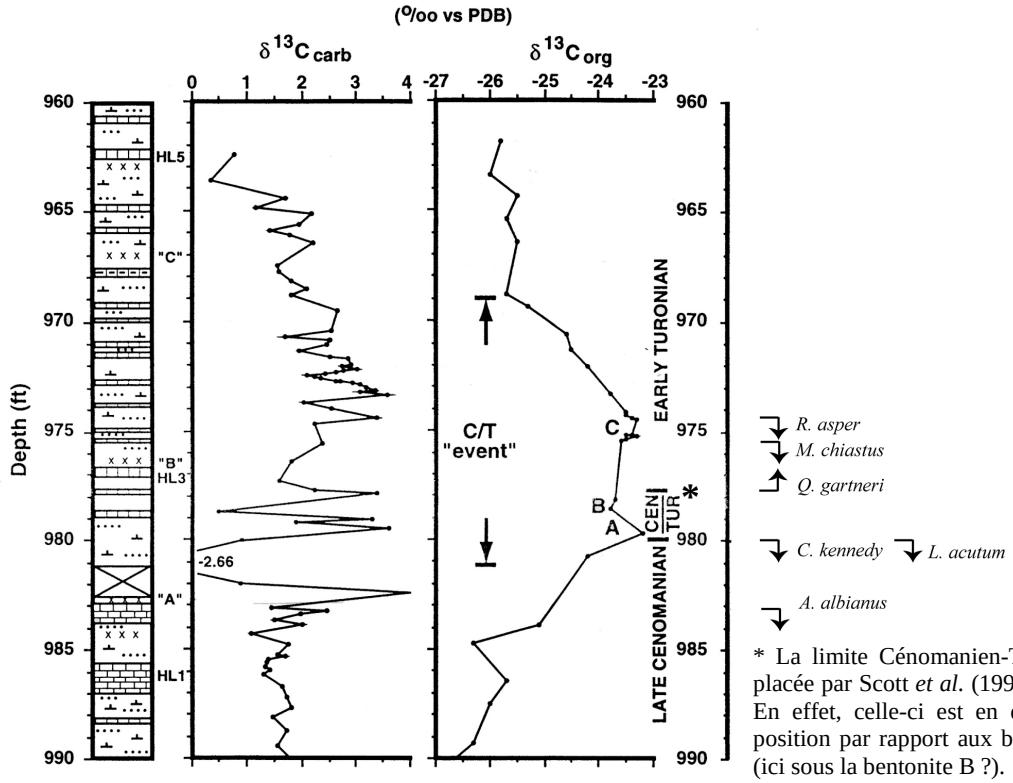


Figure I.35 : *Succession lithologique de la coupe de Bridge Creek (Kansas) selon Cobban & Scott (1972). La position stratigraphique des bentonites et la numérotation des bancs est de Hattin (1971). La figure indique également la distributions des ammonites (selon Cobban & Scott, 1972; Hattin, 1975) et des principales espèces de foraminifères planctoniques ainsi que l'extension de la "zone à benthiques"(selon Eicher & Worstell, 1970).*

- La dernière occurrence de *M. chiastius*, quelques dizaines de centimètres au-dessus de B.
- La dernière occurrence de *R. asper*, quelques mètres au-dessus de B.

D'autres bio-événements soulignés par Bralower (1988) pour le passage Cénomanien-Turonien (Fig.I.22) sont reconnus beaucoup plus précocement ou tardivement que dans le centre du bassin ou dans la région de Black Mesa. Ainsi, les dernières occurrences de *G. nanum* sont observées dans la partie supérieure du membre de « Lincoln Limestone ». Enfin la première occurrence de *E. eximius* est identifiée beaucoup plus tard à la base de la formation « Niobrara » (Annexe 1).



* La limite Cénomanien-Turonien telle que placée par Scott *et al.* (1998) semble erronée. En effet, celle-ci est en désaccord avec sa position par rapport aux bentonites à Pueblo (ici sous la bentonite B ?).

Figure I.36 : Colonne lithologique, données isotopiques et principaux événements concernant la nannoflore pour le forage de Bounds (selon Scott et al., 1998). *La numérotation des bancs est celle de Hattin (1971, 1985) ; celle des horizons de bentonites de Hattin (1971, 1985) et de Elder (1985). Les événements isotopiques A, B et C correspondent à ceux de Pratt tels que corrélés par Scott et al. (1998).*

I.II. 4.3.3 - Signaux chimiostratigraphiques :

Les travaux de Scott *et al.* (1998) présentent des données isotopiques pour la roche totale et le carbone organique (Fig.I.36). Pour la courbe du $\delta^{13}C_{carb}$, on observe successivement les tendances générales suivantes (Fig.I.36) :

- une forte augmentation des valeurs (de 1,5‰ à 4‰).
- une brusque diminution (jusqu'à -2,66‰)
- une nouvelle augmentation avec des valeurs qui vont rester plus ou moins stables (entre 2 et 3‰) avant une décroissance progressive. Deux accidents vers des valeurs plus faibles sont enregistrés sous la bentonite B.

L'évolution de la courbe du $\delta^{13}C_{org}$ offre moins de détails. Scott *et al.* (1998), y reconnaissent les trois événements A, B, C définit par Pratt & Threlkeld (1984).

I.II. 4.4 - Bunker Hill (Kansas)

La partie supérieure de la formation de « Graneros Shale », l'ensemble de la formation de « Greenhorn Limestone », ainsi que la base de la formation de « Carlile Shale » (Annexe 1) affleurent à Bunker Hill. Cette coupe est considérée comme une référence pour la plate-forme orientale stable (Fig.I.A, I.B). De nombreuses études sédimentologiques (Hattin, 1964, 1971, 1975, 1977, 1985, 1986 ; Hattin & Twiss 1988 ; Elder *et al.*, 1994), paléontologiques (Cepek & Hay, 1969 ; Eicher & Worstell, 1970 ; Elder, 1985 ; Hattin, 1975 ; Hattin & Twiss, 1988 ; Watkins, 1989 ; Harries & Kauffman, 1990) et géochimiques (Pratt & Threlkeld, 1984 ; Pratt, 1985 ; Pratt *et al.*, 1993 ; Simons & Kening, 2001) y ont été réalisées.

I.II. 4.4.1 - Signal lithologique :

A Bunker Hill, la formation de « Greenhorn Limestone » s'étend sur environ trente mètres. Dans le centre du Kansas, cette formation est découpée en quatre membres (Annexe 1) : « Lincoln Limestone », « Hartland Shale », « Jetmore Chalk Member » et « Pfeifer Member ». Cette nomenclature diffère de celle utilisée dans le centre du Colorado et l'ouest du Kansas ; le passage Cénomanien-Turonien (de la zone d'ammonites à *S. gracile* à la zone à *M. nodosoides* inclue) est ici compris au sein du membre de « Hartland Shale » et à la base du membre de « Jetmore Chalk » (Fig. I.37). La bentonite X ne marque pas dans cette région la limite entre les formations de « Graneros Shale » et de « Greenhorn Limestone ». Dans le centre du Kansas, elle (temporellement elle ne correspond pas à celle du centre du Colorado) est positionnée à la base d'un niveau de calcarénite (Fig.I.37).

Le membre de « Lincoln Member » mesure six mètres cinquante d'épaisseur et comprend de nombreux niveaux de calcarénites et plusieurs horizons de cendres volcaniques altérées (Hattin & Twiss, 1988).

Les neuf mètres suivants correspondent au membre de « Hartland Shale » (Fig.I.37), et sont compris entre le dernier niveau de calcarénite et l'horizon de bentonite D (Fig.I.37). Le membre de « Hartland Shale » renferme plusieurs horizons de bentonites (*i.e.* A, B, C, D) et des niveaux de calcaires fortement bioturbés, notamment à la base du membre, dans la zone d'association à *S. gracile*. Trois de ces bancs (*i.e.* bancs 63, 73 et 79) sont suivis sur plusieurs centaines de kilomètres (Hattin, 1971) et correspondent aux bancs décrits précédemment à Pueblo et à Bridge Creek.

Le membre de « Jetmore Chalk » s'étend sur environ six mètres cinquante et comprend une succession de treize bancs calcaires bioturbés, régulièrement espacés (*i.e*. bancs 97, 99, 101, 102, 103, 105, 107, 109, 113, 116, 118 et 120). Un fin horizon de bentonite débute cette succession, un autre recouvre le dixième banc (*i.e.* 113) ; ces niveaux correspondent à D et E (Fig.I.37). Ces bancs sont corrélés sur plusieurs centaines de kilomètres du centre du Colorado au centre du Kansas (Hattin, 1971).

I.II. 4.4.2 - Signaux biologiques :

- Ammonites et Inocérames :

Pour l'ensemble de la coupe (*i.e.* formation de « Greenhorn Limestone »), les fossiles de macroinvertébrés les plus abondants sont les inocérames, et dans une proportion moindre les huîtres (Hattin & Twiss, 1988). Les ammonites restent communes et parfois nombreuses, notamment dans les horizons 73 (Fig.I.37), 97 et 120 qui présentent respectivement une macrofaune typique des zones à *S. gracile, V. birchbyi* et *M. nodosoides* (Hattin &Twiss, 1988).

Bunker Hill (Kansas)

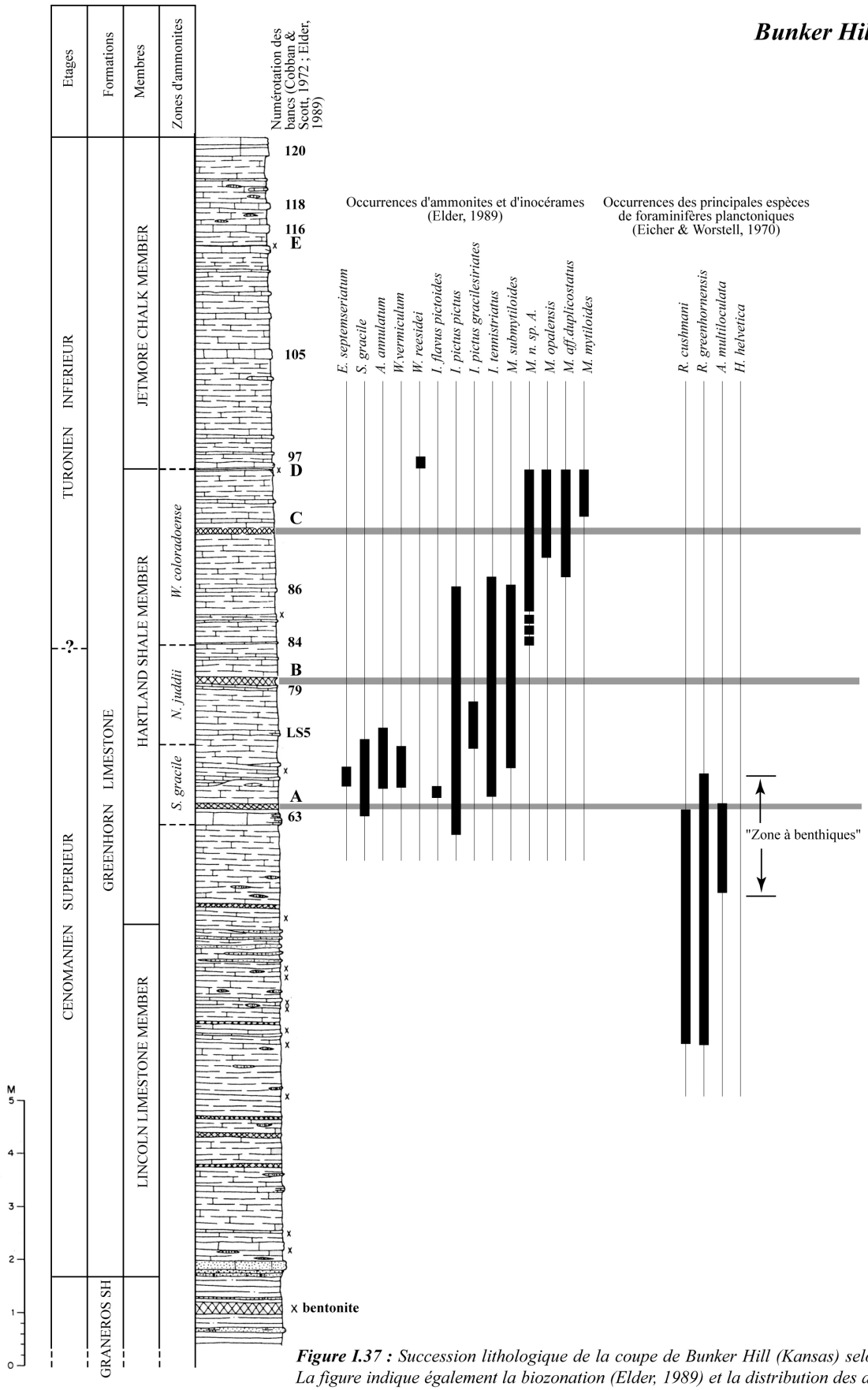


Figure I.37 : *Succession lithologique de la coupe de Bunker Hill (Kansas) selon Hattin (1988). La figure indique également la biozonation (Elder, 1989) et la distribution des ammonites (Elder, 1989) et des principales espèces de foraminifères planctoniques ainsi que l'extension de la "zone à benthiques"(selon Eicher & Worstell, 1970).*

Quelques différences avec la coupe de référence de Pueblo sont à noter dans l'extension des différentes espèces d'ammonites et d'inocérames. C'est en effet dans le centre du Kansas que les dernières occurrences de ces taxons (Fig.I.18, I.37) sont les plus tardives (Elder, 1989) :

- *S. gracile* dont la dernière occurrence est observée dans le banc 77 à Pueblo, est localisée dans le banc LS5 à Bunker Hill (équivalent de l'interbanc 78 à Pueblo selon les corrélations de Elder, 1989). Les occurrences de *A. annulatum* seulement déterminées à Pueblo dans le banc 67, sont relevées plus tard à Bunker Hill dans les bancs 73 et LS5 (i.e. interbanc 78).
- *W. vermiculus* (bancs 73 et 77 à Pueblo) est reconnue dans les horizons 73 et LS5.

En revanche, les dernières occurrences de *E. septemseriatum* semblent synchrones entre Pueblo et Bunker Hill. Elles sont en effet observées au sein du banc 77 (Fig.I.37) pour les deux coupes.

Chez les *Inoceramidae*, certaines espèces perdurent également plus longuement à Bunker Hill qu'à Pueblo. Par exemple *I. pictus*, dont les dernières occurrences sont observées à la base du banc 86, (Fig.I.37) n'atteignent que la base du banc 84 à Pueblo. Face à ce constat, Elder (1989), préfère se baser sur les premières occurrences des différents taxons qui lui semblent plus synchrones (même si celles-ci apparaissent légèrement plus tôt sur la marge orientale stable). Ainsi, *M. hattini* (*Mytiloides* n. sp. A. sur la Fig.I.37) et *Mytiloides goppelnensis* (BADILLET & SORNAY, 1980) apparaissent successivement à la base du banc 86 et à la base du banc 90 à la fois à Pueblo et à Bunker Hill.

- Foraminifères planctoniques et benthiques :

Si les données originelles de Eicher & Worstell (1970) ne permettent pas de positionner précisément, par rapport à la lithologie (*i.e.* des bancs repères), les différents événements qui ont ponctué l'évolution de la microfaune à Bunker Hill, il convient cependant d'observer (Fig.I.37):

- Une augmentation et la diversification des foraminifères benthiques à affinité téthysienne à la base du membre de « Hartland Shale ». Cet événement correspond à « la zone à benthiques » (Eicher & Worstell, 1970).
- La présence de *R. cushmani* et de *R. greenhornensis* qui vont s'éteindre à la base du membre de « Hartland Shale », à l'acmé de la zone à benthiques.
- La présence d'anaticinelles (*A. multiloculata*) qui vont disparaître en même temps que les rotalipores à environ trois mètres au-dessus du contact « Lincoln Limestone » / « Hartland Shale ».

Seules les occurrences des espèces index de zones sont décrites sur la figure I.37. De nombreuses autres espèces sont identifiées par Eicher & Worstell (1970) ; *i.e.* différentes espèces des genres *Globigerinelloides, Guembelitria, Hedbergella, Praeglobotruncana, Schackoina* et *Whiteinella*.

I.II. 4.4.3 - Signaux chimiostratigraphiques :

A Bunker Hill (Fig.I.38), Pratt & Threlkeld (1984) distinguent trois événements isotopiques, qu'ils corrèlent à ceux observés à Pueblo et à Black Mesa (Fig.I.24, I.33) :

- A : un rapide accroissement des valeurs isotopiques (d'environ 3‰) sous la bentonite A.
- B : une décroissance des valeurs (de 1‰). Le contraste avec les valeurs de l'événement A, crée un creux remarquable dans le profil des données isotopiques entre les bentonites A et B.
- C : les valeurs augmentent de nouveau brusquement (de 2,5 3‰) et se stabilisent pour former un plateau. La fin de celui-ci est située au-dessus de la bentonite C.

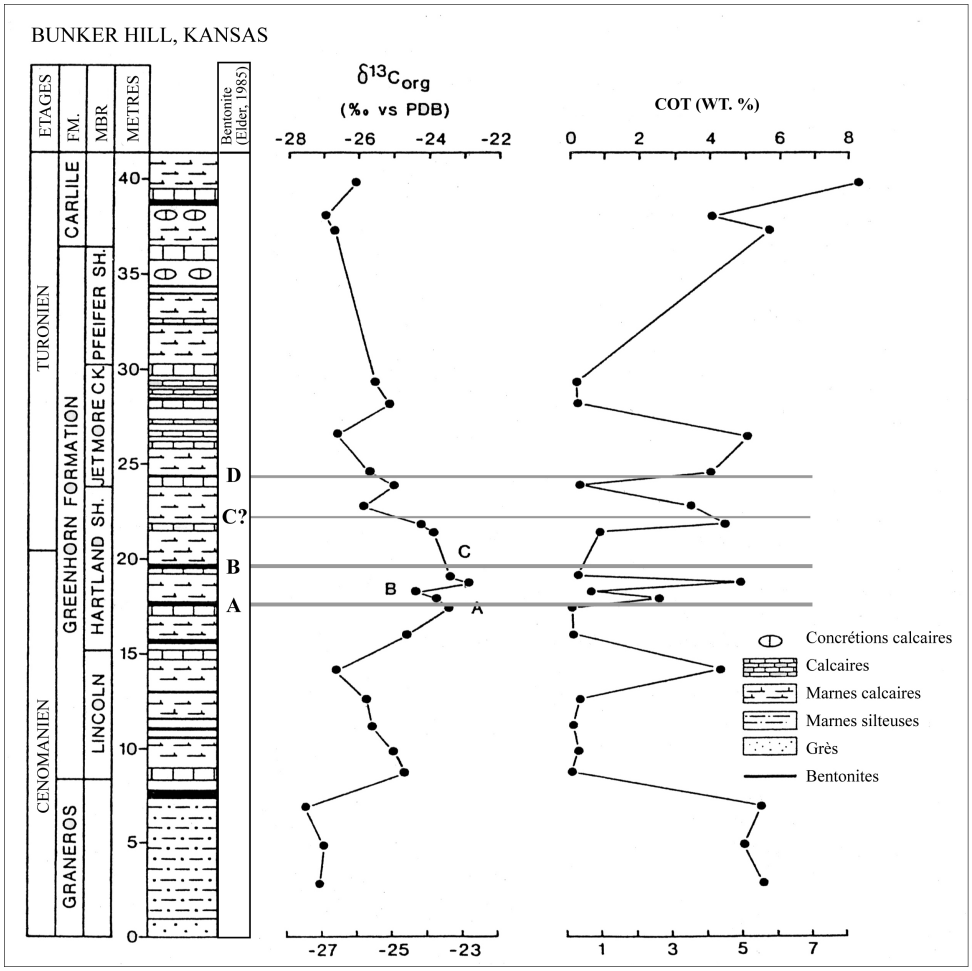


Figure I.38 : Isotopes stables du $\delta^{13}C_{org}$ et taux de COT à Bunker Hill (selon Pratt & Threlkeld, 1984).

I.II. 4.5 - Hot Springs (Dakota du Sud)

La coupe de Hot Springs (Dakota du Sud) est localisée dans les Black Hills (Fig.I.14) où la formation « Greenhorn Limestone » affleure autour d'un pluton précambrien. Cette région est une zone de transition entre les faciès riches en carbonates du sud (Bridge Creek Limestone) et de l'est et les faciès marneux de l'ouest et du nord (*i.e.* les formations de « Marias River », de « Frontier » et de « Mancos »).

I.II. 4.5.1 - Signal lithologique :

La formation « Greenhorn Limestone » repose sur la formation marneuse de « Belle Fourche Shale », elle est recouverte par les marnes sombres de la formation de « Pool Creek Member » (Annexe 1). Au sud des Black Hills, où se situe la coupe de Hot Springs, les formations de « Belle Fourche Shale » et de « Greenhorn Limestone » sont délimitées par un épais niveau de cendres volcaniques altérées qui correspondrait à la bentonite X (Cobban, 1951). Les alternances de marnes et de calcaires qui forment la partie supérieure de la formation « Greenhorn Limestone » (Fig.I.39) sont équivalentes à celles du membre de « Bridge Creek Limestone » même si dans cette région cette terminologie est informelle. Elder (1987a) identifie deux horizons épais de bentonite (Fig.I.39) qu'il corrèle aux niveaux A et C, décrit précédemment à Pueblo, à Bridge Creek et à Bunker Hill (Fig.I.17, I.35, I.37).

HOT SPRINGS (Dakota du Sud)

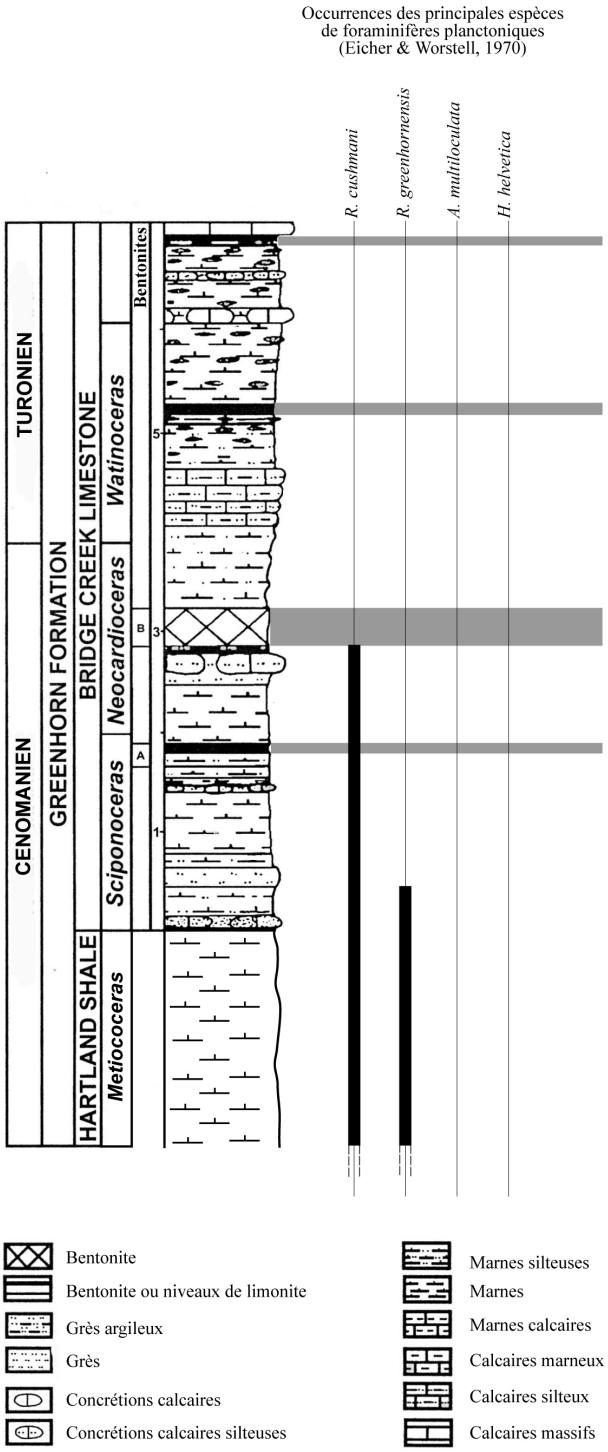


Figure 39 : Succession lithologique, position stratigraphique des bentonites, biozonation des ammonites de la coupe de Hot Springs (d'après Elder, 1987a dans Fisher et al., 2003) et distribution des foraminifères planctoniques et benthiques (d'après Eicher & Worstell, 1970).

I.II. 4.5.2 - Signal biologique :

- Ammonites :

La biozonation des ammonites (Fig.I.39) a été établie par Elder (1987a). Ainsi, la zone à *S. gracile* débute à la base d'un horizon de concrétions de calcaire gréseux, un peu moins de deux mètres sous la bentonite A. La zone à *N. juddii*, commence quelques centimètres au-dessus de celle-ci et se termine environ un mètre au-dessus de la bentonite B.

- Foraminifères planctoniques et benthiques :

Les travaux de Eicher & Worstell (1970) ne permettent pas de positionner précisément les occurrences, vis-à-vis de la lithologie (*i.e.* des bancs repères). Sont toutefois observées (Fig.I.39) :

- L'accroissement et la diversification des foraminifères benthiques à affinité téthysienne dans les sédiments. Cet intervalle correspondant à « la zone à benthiques ». D'après Eicher & Worstell (1970), cet événement se produit sous une alternance régulière de bancs calcaires et de marnes.
- La présence de *R. cushmani* et de *R. greenhornensis* dont les dernières occurrences sont notées à l'acmé de la « zone à benthiques ».
- Ces auteurs ne signalent ni anaticinelles ni le marqueur turonien *H. helvetica*.

I.II. 4.6 - . Chispa Summit (Texas)

La formation de « Chispa Summit » (Annexe 1) a été décrite pour la première fois par Adkins en 1931 comme une succession de marnes au sein desquelles de nombreux horizons de calcaires en plaquettes ainsi que des niveaux de concrétions calcaires et de septaria sont observés. Cette formation a été définie au nord-ouest du Texas, près du sommet de Chispa, à environ quarante kilomètres au sud de Van Horn.

I.II. 4.6.1 - Signal lithologique :

La formation de « Chispa Summit » repose sur celle de « Buda Limestone » (Annexe 1). La limite entre ces deux formations correspond à une discontinuité. Dans cette région, le « Vieja Group » daté du Tertiaire recouvre la formation de « Chispa Summit ». Mais dans ce secteur, de nombreuses perturbations tectoniques à petites échelles rendent difficiles les mesures d'épaisseur. Ainsi, Adkins (1933) a estimé à deux cent quarante trois mètres la formation de « Chispa Summit » alors que Powell (1965) a mesuré six cent huit mètres de sédiments d'âge cénomanien-turonien. Quant à Kennedy *et al.* (1989), ils donnent une puissance de deux cent soixante à deux cent soixante-dix mètres. La figure I.40A. présente la succession lithologique de Kennedy *et al.* (1989) de la partie inférieure de la formation de « Chispa Summit ». Celle-ci, contenant plus de niveaux carbonatés que la partie supérieure, serait l'équivalent de la formation « Greenhorn Limestone » (Kennedy *et al.*, 1989). La partie supérieure, plus argileuse, pourrait être corrélée aux « Carlile Shales » (Annexe 1). La présence d'horizons de cendres volcaniques altérées dans cette coupe reste peu documentée dans la littérature. Elder (1987a) et Orth *et al.* (1993) figurent cependant plusieurs niveaux dans leur description lithologique (Fig.I.41). Ils corrèlent notamment une bentonite, située à trente-sept mètres au-dessus de la formation de « Buda Limestone » à la bentonite A identifiée dans les coupes plus septentrionales du bassin (*i.e.* Black Mesa, Pueblo, Mesa Verde, Bridge Creek et Bunker Hill).

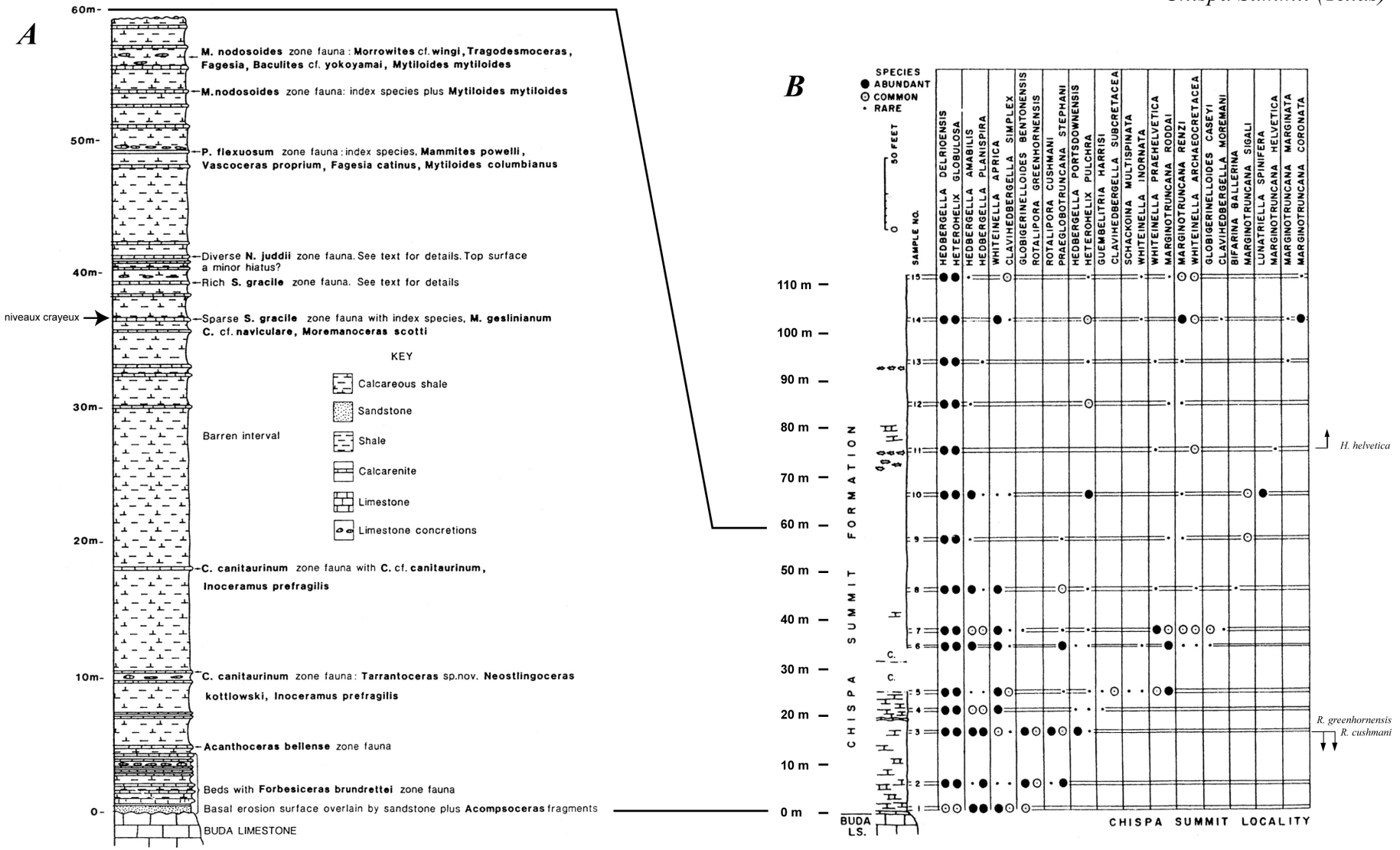


Figure I.40A. : Succession lithologique et distribution des ammonites de la coupe de Chispa Summit (d'après Kennedy et al., 1989).
Figure I.40B. : Distribution des foraminifères planctoniques de la coupe de Chispa Summit (d'après Frush & Eicher, 1975).

I.II. 4.6.2 - Signaux biologiques :

- Ammonites et inocérames :

Kennedy *et al.* (1989) n'ont pas étudié en détail la macrofaune de la formation de « Buda Limestone ». A Chispa Summit, celle-ci correspond à la zone d'ammonites à *Budaiceras hyatti* (SHATTUCK, 1933) d'âge cénomanien inférieur.

Dans l'ensemble du Texas, la formation de « Buda Limestone » contient incontestablement des ammonites d'âge cénomanien inférieur (voir Young, 1979 pour la liste de la macrofaune présente).

Notée par Powell (1965), une discontinuité majeure sépare les formations de « Buda Limestone » et de « Chispa Summit ». Le banc basal de cette dernière formation correspond à un grès (Fig.I.40A) au sein duquel le seul fossile trouvé est l'ammonite *Acompsoceras inconstans* (SCHLÜTER, 1871), toujours d'âge cénomanien inférieur (Kennedy *et al.*, 1989).

Dans un petit banc de calcaire, localisé à quatre mètres soixante de la base (Fig.I.40A), s'observe l'espèce index *Acanthoceras bellense* ADKINS, 1928 d'âge cénomanien moyen. Un autre niveau carbonaté, situé à dix mètres de la base (Fig.I.40A) contient de nombreux débris du fossile *Inoceramus prefragilis* STEPHENSON, 1953. La présence de ce taxon suggère un âge cénomanien supérieur basal (Kennedy *et al.*, 1989).

A environ trente six mètres de la base (Fig.I.40A), un banc calcaire majeur montrent une macrofaune caractéristique de la zone d'association à *S. gracile* (Kennedy *et al.*, 1989) : *M. geslinianum, C.* cf. *naviculare* et *Moremanoceras scotti* (MOREMAN, 1942). Deux mètres au-dessus de ce niveau, un banc de craie offre une faune plus variée avec également des taxons de la zone à *S. gracile* (Fig.I.40A) : *E. septemseriatum, P. angolaense, M. geslinianum, M. reesidei, S. gracile* et *W. vermiculus* (Kennedy *et al.*, 1989). Malgré une mauvaise préservation, l'espèce index *N. juddii* ainsi que l'inocérame *I. pictus* ont été déterminés par Kennedy *et al.* (1989) dans un niveau carbonaté situé environ un mètre au-dessus du niveau précédemment décrit. Approximativement, huit mètres au-dessus de cette macrofaune signant la zone à *N. juddii*, deux horizons carbonatés contiennent des fossiles de la zone à *P. flexuosum* (Turonien basal) dont l'espèce index *P. flexuosum* associée à *V. proprium, Mammites powelli* KENNEDY *et al.*, 1987, *N.* cf. *cephalotus* et de nombreux spécimens de *M. columbianus.* A partir de deux mètres cinquante au-dessus de ce niveau, les horizons carbonatés et les concrétions calcaires renferment une faune caractéristique de la zone d'ammonites à *M. nodosoides* dont *M. nodosoides, Tragodesmoceras bassi* (MORROW, 1935), *Morrowites depressus* POWELL, 1963, *B. yokoyamai* et les *Inoceramidae M. mytiloides*.

Cette succession qui marque le passage Cénomanien-Turonien est recouverte par vingt six mètres de marnes où aucun fossile n'a encore été découvert.

- Foraminifères planctoniques et benthiques :

La distribution des espèces de foraminifères planctoniques, initialement décrite par Pessagno (1969), a été reprise plus précisément par Frush & Eicher (1975). D'après les déterminations (selon un pas d'échantillonnage très lâche) de ces auteurs, les dernières occurrences de *R. cushmani* et *R. greenhornensis* sont notées à environ seize mètres du contact avec la formation de « Buda Limestone », bien avant la zone d'ammonites à *S. gracile* (Fig.I.40B). De très rares occurrences de l'espèce index *H. helvetica* sont signalées dans un seul échantillon à approximativement soixante-quinze mètres du contact entre les formations de « Buda Limestone » et de « Chispa Summit » (Fig. I.40B).

L'évolution de l'assemblage des foraminifères benthiques est peu décrite dans la littérature. Seuls Frush & Eicher (1975) tentent de délimiter la « zone à benthiques » de Eicher & Worstell (1970). Selon leur description, les foraminifères benthiques apparaîtraient brusquement au-dessus de l'horizon dans lequel disparaissent les rotalipores. A partir de ce niveau, ils vont rester abondants (5 à 32% de l'assemblage microfaunique) et diversifiés pour l'ensemble de la coupe levée par Frush & Eicher (1975). Pour ces derniers, le sommet de la « zone à benthiques » serait donc localisé au-delà des échantillons analysés.

I.II. 4.6.3 - Signaux chimiostratigraphiques :

Les données géochimiques existantes de la coupe de Chispa Summit ont été acquises par Orth *et al.* (1993) qui ont choisi cette localité comme coupe de référence pour le bassin du Western Interior. En effet, cette coupe permettrait de détailler plus finement les anomalies observées dans la zone d'ammonites à *S. gracile* (Fig.I.41), précédemment décrite à Pueblo (cf. I.II.3.3.Signaux chimiostratigraphiques).

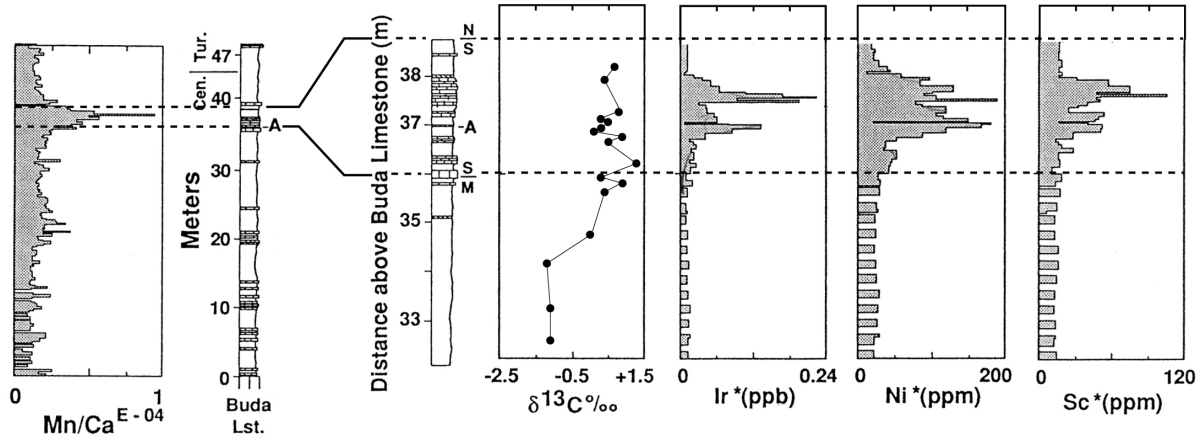


Figure I.41 : A gauche : Coupe de Chispa Summit de la formation de « Buda Limestone » au passage Cénomanien-Turonien et rapport du Mn/Ca. A droite : agrandissement sur la zone d'ammonites à <u>S. gracile</u> (selon Orth et al., 1993, modifié). *L'excursion positive du $\delta^{13}C_{carb}$ sous le banc calcaire équivalent à la base du membre de « Bridge Creek Limestone ». Les anomalies géochimiques sont comprises dans la zone à <u>S. gracile</u>. Les limites de zone (M/S pour <u>M. mosbyense</u>/<u>S. gracile</u> et S/N pour <u>S. gracile</u>/<u>N. juddii</u>) sont positionnées d'après Kennedy et al. (1989). La bentonite A est également indiquée d'après Elder (1987a).*

- Isotopes stables du carbone :

La courbe du $\delta^{13}C_{carb}$ acquise par Orth *et al.* (1993), ne permet d'observer que le premier pic isotopique (Fig.I.41). Les valeurs maximales sont atteintes sous la bentonite A (Elder, 1987a ; Orth *et al.*, 1993). Mais, ce premier événement positif, s'il semble synchrone avec l'événement A décrit précédemment, atteint des valeurs beaucoup plus faibles (moins de 1,5‰) que pour les coupes plus septentrionales (entre 3 et 4‰).

- Teneurs en iridium et autres anomalies géochimiques :

Les teneurs en Mn, Ir, Ni, Sc sont les témoins, comme à Pueblo, d'anomalies positives également localisées dans la zone d'ammonites à *S. gracile* (Fig.I.41).

I.II. 4.7 - Rio Grande (Texas)

La coupe de Rio Grande est située sur la rive nord de ce fleuve, dans la partie sud du parc national de Big Bend à l'extrême sud-ouest du Texas (Fig.I.29, Fig.I.42). Dans cette région, la limite Cénomanien-Turonien est comprise dans la formation de « Boquillas » (Annexe 1). Celle-ci a été initialement nommée « Boquillas Flags » par Udden (1907) d'après la coupe présentant une alternance d'horizons marneux et de calcaires se débitant en plaquettes, qui affleure autour de l'ancienne poste de Boquillas près de Hot Springs (coupe de Rio Grande). La nomenclature actuelle est celle de Maxwell *et al.* (1967), qui reprend le nom de « Boquillas Formation ». Selon ces auteurs, cette formation est subdivisée en deux membres (Annexe 1) ; les membres de « Ernst » et de « San Vicente » correspondent respectivement à la partie inférieure et supérieure de la formation.

La base de la formation reste celle définie par Udden (1907). Cette limite correspond à une discontinuité (Adkins, 1933 ; Powell, 1965 ; Maxwell *et al.*, 1967) entre les calcaires massifs de la formation de « Buda Limestone » et les alternances de calcaires gréseux en plaquettes et de marnes de la formation « Boquillas » (Annexe 1). Quant à la limite supérieure de cette formation, elle est modifiée par Maxwell *et al.* (1967) qui y incluent désormais le membre de « San Vicente ».Maxwell *et al.* ont dénommé le membre de « Ernst » d'après les affleurement spectaculaires situés dans le canyon de Ernst Tinaja, situé à une dizaine de kilomètres au nord de la coupe de Rio Grande. Le membre supérieur de « San Vicente » a été défini par les mêmes auteurs près du village de San Vicente, au sud de la coupe de Rio Grande. La limite entre les deux membres est marquée par un niveau de bancs calcaires présentant en abondance la grande ammonite plate *Coilopoceras* sp. (Maxwell *et al.*, 1967).

Daugherty & Powell (1963) ont examiné les ammonites du Crétacé supérieur dans la province mexicaine de Coahuila, adjacente au parc national de Big Bend. Ils ont donné un âge cénomanien supérieur à coniacien inférieur au membre de « Ernst » et coniacien à santonien supérieur à celui de « San Vicente ».

I.II. 4.7.1 - . Signal lithologique :

Le membre de « Ernst » a été étudié en détail dans le parc national de Big Bend par Sanders (1988) qui a levé deux coupes : la coupe de référence de Rio Grande (ou de Hot Springs selon les auteurs) et la coupe de Ernst Tinaja. L'absence de niveaux repères dans la plupart des travaux existants (malgré la présence d'horizons de bentonite remarquables) rend difficile la synthèse des données. Le seul repère documenté par l'ensemble des auteurs est un niveau de calcaires bruns à la tonalité métallique (Maxwell *et al.*, 1967), contenant de nombreux spécimens de l'ammonite *Allocrioceras hazzardi* (YOUNG, 1963) ainsi que des ammonites déroulées *Sciponoceras* cf. *S. gracilis*. Le passage Cénomanien-Turonien est compris entre le toit de la formation de « Buda Limestone » et le banc à *A. hazzardi*. A Rio Grande, l'épaisseur de cette partie du membre de « Ernst » varie selon les auteurs (Fig. I.42) : cent deux mètres pour Maxwell *et al.* (1967), quatre-vingt quatorze mètres pour Frush & Eicher (1975) et soixante-dix huit mètres pour Sanders (1988).

Maxwell *et al.* (1967) ont décrit huit unités lithologiques (Fig.I.42) pour la coupe de Rio Grande (localité 22 de cet auteur) qui sont successivement, depuis le sommet de la formation de « Buda Limestone » jusqu'au banc à *A. hazzardi* : (1) environ huit mètres de calcaires en plaquettes silteux à gréseux de couleur saumon à l'altération ; (2) approximativement cinq mètres de marnes contenant des bancs calcaires qui forment des ressauts ; (3) dix-sept mètres de marnes indurées en bancs de trente centimètres à un mètre présentant une patine violacée à l'altération, un seul niveau proéminant de calcaires en plaquettes (2,50 m) est répertorié ; (4) onze mètres de calcaires indurés à débit en plaquettes en bancs de trente centimètres à un mètre auxquels l'altération confère une patine violacée ; (5) onze mètres de calcaires indurés de couleur chamois en bancs de soixante centimètres à deux mètres entre lesquels s'intercalent des horizons marneux de trente centimètres à un mètre, l'ensemble dégageant une forte odeur de pétrole ; (6) dix-huit mètres d'une alternance d'horizons calcaires en plaquettes (30 cm à 1 m d'épaisseur) et de marnes laminées jaunâtres (30 cm à 2,50 m) ; (7) dix-huit mètres de calcaires marneux bruns à gris clairs en lits de trente centimètres à un mètre séparés par des niveaux de marnes (de 30 cm à 2 m de puissance) ; (8) quatorze mètres de bancs calcaires lités ; cet ensemble présente deux horizons marneux à sa base et à son sommet. Maxwell *et al.* (1967) ne décrivent pas de bentonite dans le membre « Ernst » de la coupe de Rio Grande.

Rio Grande (parc national de Big Bend, Texas)

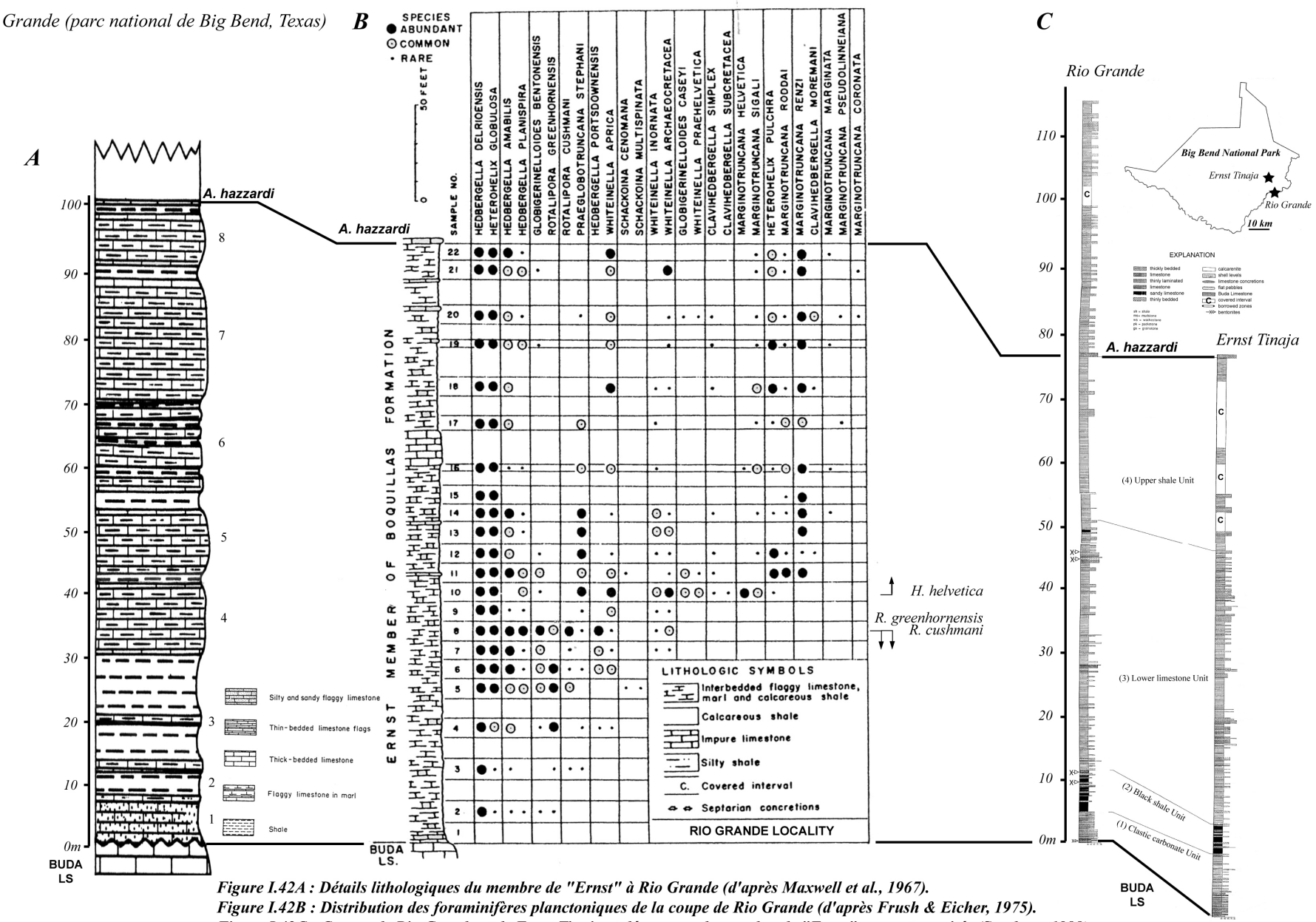


Figure I.42A : Détails lithologiques du membre de "Ernst" à Rio Grande (d'après Maxwell et al., 1967).
Figure I.42B : Distribution des foraminifères planctoniques de la coupe de Rio Grande (d'après Frush & Eicher, 1975).
Figure I.42C : Coupes de Rio Grande et de Ernst Tinaja et découpage du membre de "Ernst" en quatre unités (Sanders, 1988).

Sanders (1988) divise la partie du membre de « Ernst », comprise entre le toit de la formation de « Buda Limestone » et le banc à *A. hazzardi*, en quatre unités, qui sont, de la plus ancienne à la plus récente : (1) une unité carbonatée détritique ; (2) une unité de black shales ; (3) une unité calcaire inférieure et (4) une unité marneuse supérieure (Fig.I.42). Les caractéristiques principales de ces unités, à Rio Grande, sont les suivantes (d'après Sanders, 1988) :

- L'unité carbonatée détritique se compose de cinq mètres de bancs calcaires peu épais (Fig.I.42C), très riches en débris bioclastiques (foraminifères, fragments d'échinodermes et d'inocérames). Entre ces bancs s'intercalent des horizons de calcaires marneux. Sanders (1988) signale un niveau repère de 2 cm de calcarénite, à 5 m du contact avec la formation de « Buda Limestone ». Cet auteur ne décrit qu'un seul horizon de cendres volcaniques altérées à Rio Grande, à la base de cette unité.

- Les sept mètres (Fig.I.42C) de l'unité de black-shales se compose de calcaires noirs à la cassure entre lesquels s'intercalent des niveaux de marnes noires. Sanders (1988) signale plusieurs niveaux de bentonites dans cette unité, notamment, une couche centimétrique recouvrant un banc calcaire (à environ 10 m du contact avec la formation de « Buda Limestone ») et un groupe de bentonites millimétriques dans des marnes noires au sommet de cette unité (Fig.I.42C).

- L'unité calcaire inférieure (50 m) présente une alternance de marnes et de calcaires. Certains niveaux sont remarquables. Sanders (1988) décrit tout particulièrement deux horizons de bentonites de vingt centimètres d'épaisseur au sommet de cette unité (20 cm). Cet auteur observe également ces deux horizons à Ernst Tinaja.

- L'unité marneuse supérieure (16 m) est essentiellement constituée de marnes calcaires dans lesquelles cinq horizons de calcaire ressortent. Sanders n'y distingue pas de bentonite.

I.II. 4.7.2 - Signaux biologiques :

- Ammonites et inocérames :

La macrofaune (ammonites et inocérames) reste peu documentée pour la localité de Rio Grande. Cependant, Sanders (1988) répertorie des spécimens de *I. pictus* au sein de la première et deuxième unité (unité carbonatée détritique et unité de black shale), caractéristiques d'un âge cénomanien supérieur. Il indique aussi la présence de nombreuses petites formes de *Desmoceras* sp. dans la première unité carbonatée détritique. Bell (1995) signale la présence de *C. woollgari* à un peu plus de quarante-deux mètres au-dessus du contact « Buda Limestone »/ « Ernst ». Maxwell *et al.* (1967) note la présence d'un banc aux ammonites particulières, *A. hazzardi*.

- Foraminifères planctoniques et benthiques :

L'absence d'horizon repère dans les travaux de Frush & Eicher (1975), ne permet pas de positionner précisément les données par rapport à la lithologie de Maxwell *et al.* (1967) ou de Sanders (1988). En se calant sur la limite entre la formation de « Buda Limestone » et le membre de «Ernst », les dernières occurrences de rotalipores (*R. cushmani* et *R. greenhornensis*) sont observées par Frush & Eicher (1975) à environ trente-quatre mètres de ce contact (Fig.I.42B). L'apparition de *H. helvetica* est déterminée par les mêmes auteurs trois mètres au-dessus de la disparition des rotalipores (Fig. Fig.I.42B).

La « zone à benthiques » n'est pas nettement exprimée à Rio Grande (Frush & Eicher, 1975), Au-dessus du niveau au sein duquel sont observées les dernières rotalipores, la proportion d'espèces benthiques augmente légèrement (4% de l'assemblage des foraminifères). D'après Frush & Eicher, cette augmentation pourrait signer la « zone à benthiques ».

I.II. 4.7.3 - . Signaux chimiostratigraphiques :

- Isotopes stables du carbone :

Les données isotopiques de Sanders (1988) ne sont pas acquises avec un pas d'échantillonnage suffisant (une trentaine d'échantillons pour les cent deux mètres du membre de Ernst) pour permettre la corrélation des événements isotopiques observés par Pratt & Threlkeld (1984) et Pratt (1985) dans les coupes plus septentrionales. Les données du $\delta^{13}C_{carb}$ fluctuent entre -3,78 et 2,27‰, celles du $\delta^{13}C_{org}$ entre -29,52 et -25,28‰ (Fig.33). Cependant, Sanders (1988) corrèle les événements A et B (Fig.I.43) aux motifs isotopiques observés par Pratt & Threlkeld (1984).

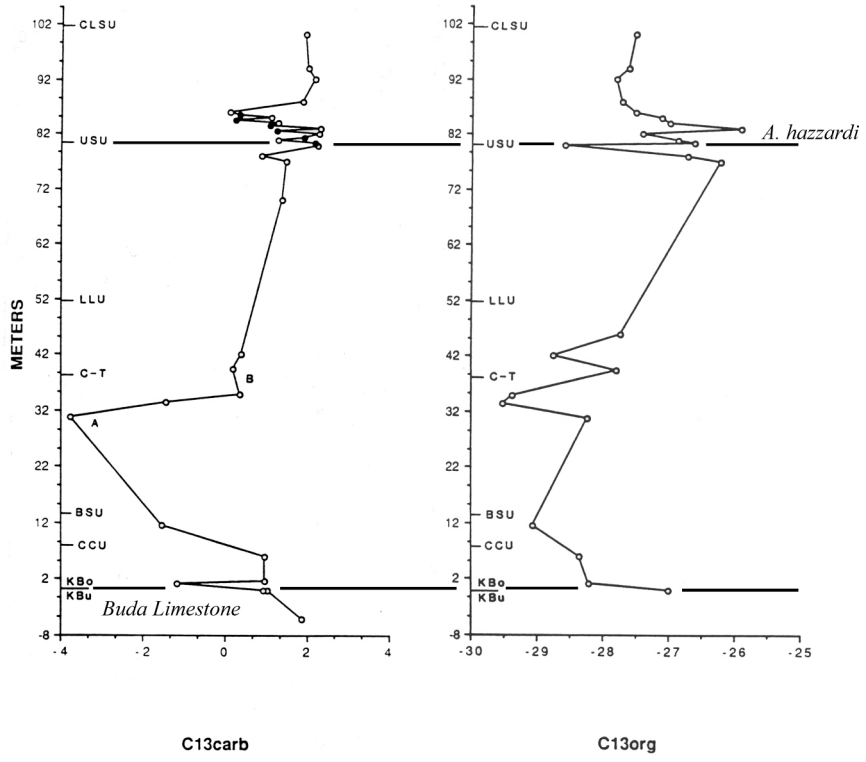


Figure I.43 : Courbes isotopiques du $\delta^{13}C_{carb}$ et $\delta^{13}C_{org}$ pour le membre de « Ernst » (selon Sanders, 1988). *Les limites supérieures des différentes unités de Sanders sont signalées : CCU unité carbonatée détritique, BSU unité de back shale, LLU unité calcaire inférieure, USU Unité marneuse supérieure. La limite Cénomanien-Turonien positionnée par Sanders (1988) est indiquée (C-T). Pour la courbe du $\delta^{13}C_{carb}$, les points noirs indiquent les échantillons pris dans les marnes, les points blancs dans les calcaires.*

I.II. 4.8 - Conclusions

Depuis le début de ce chapitre, une attention particulière a été portée sur la description des signaux lithologiques, biologiques (macrofaune, microfaune et nannoflore) et chimiostratigraphiques d'un ensemble de coupes, considérées comme des références dans le bassin intérieur nord américain (Fig.I.29). L'ensemble de ces signaux sert classiquement de base :

- Pour caractériser l'extension spatiale et temporelle d'événements paléoenvironnementaux.
- Et, par suite, pour effectuer des corrélations entre différents domaines paléogéographiques (*i.e.* tracer des lignes temps entre des sites plus ou moins éloignés).

Le signal lithologique avec la présence de bancs calcaires repères, notamment dans le centre et l'est du Colorado ainsi que dans l'ouest et le centre du Kansas semble être un outil fiable permettant des corrélations à haute résolution (Hattin, 1971 ; Cobban & Scott, 1972 ; Hattin 1975, 1987).

Les événements biostratigraphiques, particulièrement chez les foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires, sont également utilisés comme repères pour réaliser des corrélations à l'échelle du bassin (Frush & Eicher, 1975).

Enfin, le motif isotopique de l'excursion du $\delta^{13}C$ acquis à Pueblo (Fig.I.24) par Pratt & Threlkeld (1984) est généralement repris par les auteurs qui tentent d'identifier et de corréler ces événements isotopiques en d'autres points du bassin (Pratt, 1985 ; Pratt *et al.*, 1993 ; Sanders, 1988 ; Orth *et al.*, 1993 ; Scott *et al.*, 1998).

L'établissement de ces corrélations suppose, explicitement ou non, que les modifications environnementales qui vont contrôler l'évolution de ces signaux, sont régionalement, voire globalement synchrones. Le fait que l'évolution des signaux géochimiques (pics, excursions) et biologiques (apparitions, disparitions, proliférations de certains taxons) coïncident est souvent considéré comme la preuve d'un tel synchronisme. Or, les mêmes modifications environnementales, décalées dans le temps, pourraient être la cause d'enregistrements semblables mais tout aussi décalés. Il manque donc clairement une validation temporelle indépendante des perturbations environnementales et autant que possible à haute résolution.

I.II. 5 - Niveaux d'altération de cendres volcaniques

Si les changements affectant la mer épicontinentale du Western Interior répondent à des modifications globales, ils doivent aussi être fonction de phénomènes locaux en liaison avec la tectonique, la circulation et l'extension des différentes masses d'eau. Pour contraindre finement ces événements paléocéanographiques dans le temps et dans l'espace, des repères temporels sont indispensables. Cependant, comme il a été vu précédemment, les formations crétacées déposées dans le bassin nord américain ont la particularité de renfermer de nombreux horizons de cendres volcaniques altérées.

I.II. 5.1 - Intérêts et définitions

I.II. 5.1.1 - Définitions :

Le terme de bentonite a commencé à être utilisé à la fin du XIX^{ème} pour décrire les argiles aux propriétés particulières qui affleurent dans la région de Fort Benton (Wyoming, USA) au sein de formations datées de l'Albien supérieur (Knight, 1898). Les bentonites caractérisaient alors des dépôts riches en smectite, sans connotation sur le matériel originel. En effet, cette définition était seulement basée sur le type d'argiles identifiées et leurs fortes teneurs en colloïdes ; elle est toujours utilisée aujourd'hui en ce sens par les industriels. Cependant, le terme de bentonite est, depuis les travaux précurseurs de Hewett (1917) employé pour définir les fins dépôts argileux, de grande extension, et produits de l'altération *in situ* de cendres volcaniques (sans nécessairement traduire la dominance des minéraux smectitiques). Le nom de bentonite sert également dans un sens plus large à désigner toute argile issue de l'altération de matériel volcanique incluant l'altération par l'action hydrothermale (Celik *et al.*, 1999) ou l'altération par les eaux météoriques de dépôts pyroclastiques comme les tufs (Millot, 1964).

Certains exemples spectaculaires de ce type de matériaux méritent d'être cités, notamment pour leurs intérêts économiques. Certaines bentonites *s.l.* peuvent ainsi atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur comme les niveaux tertiaires issus de l'altération de matériaux basaltiques décrits par Konta (1986) en Tchécoslovaquie, ou encore, comme les bentonites d'âge Miocène des îles grecques de Chios, Kimolos et Milos où sont implantés les principaux centres d'extraction européens (Christidis *et al.*, 1997). Aux Etats-Unis, c'est au Wyoming, que la plupart des producteurs exploitent le niveau du Crétacé inférieur de « Clay Spur » de un à deux mètres d'épaisseur (Elzea & Murray, 1990).

I.II. 5.1.2 - Intérêts de l'identification des horizons de cendres volcaniques altérées dans les séries anciennes :

L'identification et la caractérisation des niveaux de cendres volcaniques altérées, produits finaux de l'altération de cendres (ou d'autres matériaux d'origine volcanique) par dévitrification des verres, restent encore marginales. Pourtant, l'intérêt de ces horizons est multiple :

- La première application, point-clé de cette étude, découle du caractère instantané de ces dépôts à l'échelle des temps géologiques. Le matériel volcanoclastique qui a conduit à la formation des bentonites s'est déposé dans un laps de temps très court (quelques jours, semaines ou mois). Ces niveaux sont donc potentiellement des lignes isochrones permettant la meilleure résolution possible pour une étude à haute résolution des séries sédimentaires. Indépendants de toute modification environnementale, ces « outils stratigraphiques » pourraient fournir des corrélations fiables à l'échelle d'un même bassin (voire à une échelle supérieure pour les éruptions les plus importantes), permettant de contraindre très finement les signaux litho-, bio-, et chimiostratigraphiques et ainsi de tester leur caractère synchrone ou non.

- La superficie couverte par ce matériel lors des phases volcaniques paroxysmales autorise parfois des corrélations entre différents bassins sédimentaires voire entre continents, et permet ainsi des reconstructions paléogéographiques (Fig.I.44).

- Cet outil pourrait contribuer à caler avec précision des unités biochronologiques définies par des groupes d'organismes différents ou par des genres et espèces différents (afin de palier aux variations paléogéographiques).

- Ces horizons de cendres altérées renferment des minéraux pouvant être datés. Ils permettent donc d'accéder à un âge, tout en étant parfaitement identifié dans une série sédimentaire (cf. I.II.5.4.1. Outil de datation absolue). Les minéraux permettant des datations sont les zircons (par U/Pb), les feldspaths potassiques (par $^{39}Ar/^{40}Ar$), les biotites (par $^{39}Ar/^{40}Ar$) et aussi les apatites (Rb/Sr). La construction des échelles chronostratigraphiques fait souvent appel à ces marqueurs (Odin & Odin, 1990 ; Obradovitch, 1993 ; Gradstein *et al.*, 1995).

- La minéralogie ainsi que la géochimie de ces niveaux renseignent sur le type de volcanisme dont ils sont issus ainsi que sur le contexte tectonomagmatique et géodynamique de l'époque. Par exemple, la recherche de certains marqueurs chimiques peu mobiles et de minéraux primaires permet d'accéder à la composition du magma.

L'étude de l'évolution latérale de l'épaisseur des dépôts (cf. I.II.5.3. Sources du volcanisme dans le bassin du Western Interior) et de la taille des cristaux d'origine volcanique permet de localiser les centres actifs (Elder, 1985 ; Huff *et al.*, 1996). D'autres études, basées sur les dépôts pyroclastiques actuels, tentent d'accéder, pour l'ancien, au volume de cendres relâchées (en équivalent de roche dense ou DRE), au mode explosif, à la hauteur de la colonne éruptive, à la vitesse d'expulsion du matériel, à la durée de l'explosion et à la direction des paléovents (Elder, 1988 ; Huff *et al.*, 1996).

- La présence régulière de niveaux de cendres volcaniques altérées au sein d'une série sédimentaire (*e.g.* le passage Cénomanien-Turonien dans le bassin du Western Interior) permettrait l'accès à la rythmicité des éruptions volcaniques, à l'influence de celles-ci sur le climat, la faune et la flore. En effet, les volumes de cendres émises dans la troposphère et la stratosphère ainsi que le dégazage important de CO_2 et de H_2SO_4 sont, à priori, susceptibles d'engendrer des modifications du climat et d'être par suite la cause de perturbations biologiques. Toutefois, l'absence d'extinction ou de perturbations dans les communautés biologiques associées à des bentonites d'épaisseur considérable, comme la bentonite ordovicienne Millbrig (1 à 2 m non décompacté) ou la bentonite X (Cénomanien du Western Interior), indique que ces éruptions ont apparemment une influence négligeable (Kauffman, 1977b ; Huff *et al.*, 1992).

- Enfin, les bentonites présentent un intérêt majeur pour l'étude des minéraux argileux. Au-delà de leurs propriétés industrielles (applications agricoles, pharmaceutiques…), la composition quasi monominérale de ces matériaux permet de s'interroger sur les modalités des transformations diagénétiques des cendres en argiles, généralement en smectite, et ultérieurement suivant les conditions d'enfouissement, sur la transformation de la smectite en interstratifiés illite/smectite ou en illite (conditions extrêmes de type métamorphisme). De nombreux points restent cependant à éclaircir comme l'influence des roches sédimentaires encaissantes ou le temps nécessaire à l'altération ; mais également sur les mécanismes qui conduisent la formation de concrétions calcaires au sein d'un horizon de bentonite (Fig.II.2B).

I.II. 5.2 - Processus de formation des niveaux de cendres volcaniques et des bentonites

I.II. 5.2.1 - Types éruptifs et produits associés :

Seules les éruptions explosives sont capables de libérer de grande quantité de matériel dans l'atmosphère, et ce, sur de grandes distances. Elles regroupent les types de volcanisme plinien, vulcanien, strombolien, surtséyien, phréatoplinien ainsi que les écoulements pyroclastiques ignimbritiques.

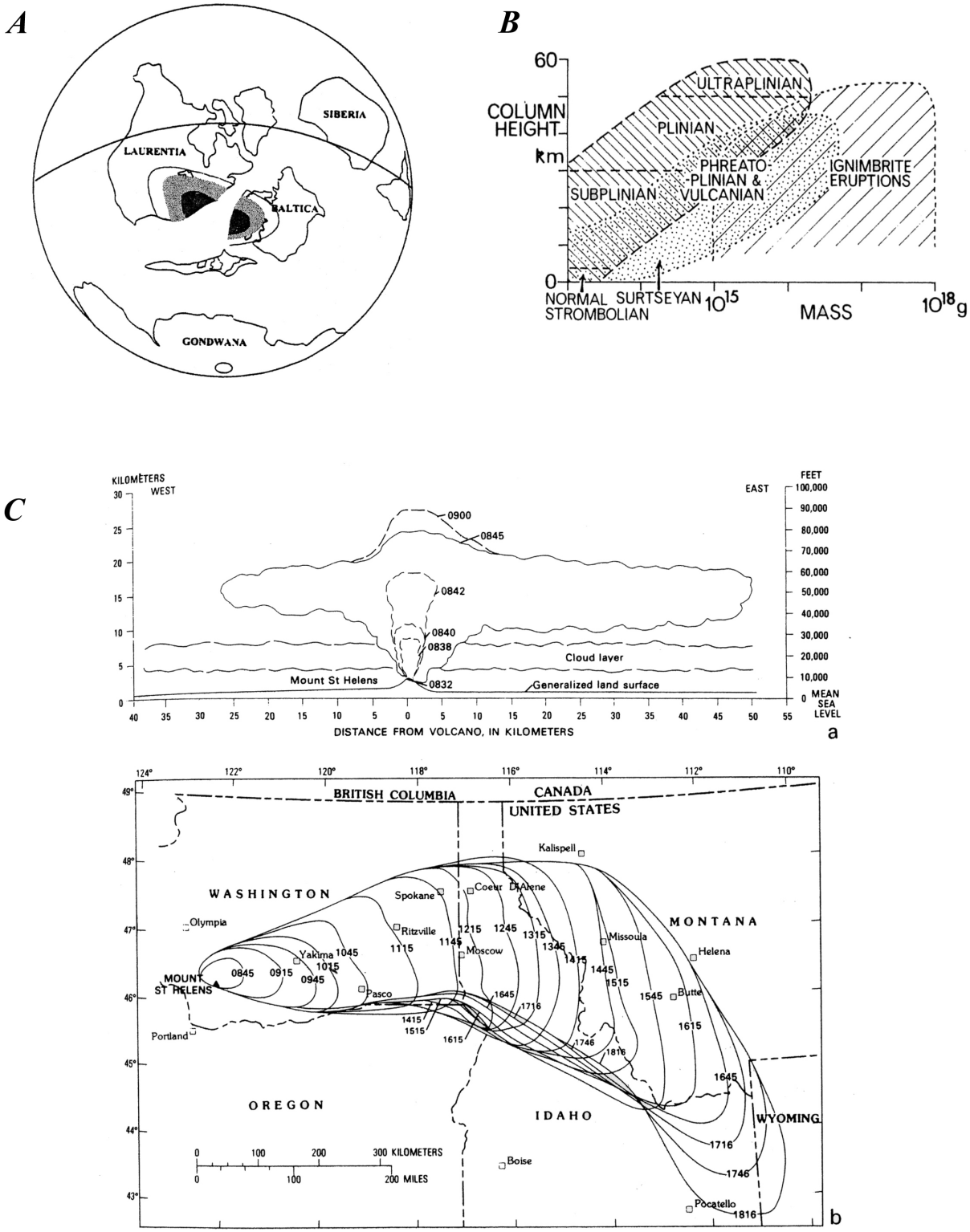


Figure I.44 :
I.44A : *Exemple de corrélation avec l'extension du niveau Millbrig-Kinnekulle (Ordovicien moyen) d'Amérique du Nord en Europe aidant aux reconstructions paléogéographiques(selon Huff et al., 1996).*
I.44B : *Relation entre la masse de cendres fines et de poussières, le type de volcanisme et la hauteur de la colonne éruptive (selon Walker, 1981).*
I.44C : *Extension du panache et du nuage de cendres lors de l'éruption du mont Saint-Helens le 18 mai 1980 (selon Sarna-Wojcicki et al., 1981 dans Bardintzeff, 1992).*

Les éruptions peuvent être instantanées ou en régime soutenu (Bourdier, 1994). Celles en régime soutenu sont caractéristiques des éruptions pliniennes extrêmement explosives. Elles génèrent d'importantes colonnes éruptives pouvant s'élever à plusieurs dizaines de mètres dans la troposphère et atteignant souvent la stratosphère (cas du Mont Saint-Helens en 1980 ou encore du Pinatubo en 1991). Les larges panaches convectifs induits sont alors à l'origine de retombées très étendues de cendres volcaniques (10^8 à 3.10^{10} m^3 de matériel) sur plusieurs centaines à plusieurs milliers de km^2 (Walker, 1981a, 1981b ; Bourdier, 1994). Les éruptions instantanées sont, quant à elles, de type vulcanien et sont extrêmement brèves (quelques minutes). Elles relâchent des volumes de matériel volcanique moins importants (10^5 à 10^8 m^3) mais peuvent se répéter sous forme de crises éruptives s'étalant sur plusieurs jours, mois, ou années (Walker, 1981b ; Bourdier, 1994).

Quant aux éruptions phréatomagmatiques, extrêmement violentes, elles sont susceptibles de générer d'importante quantité de poussières sur des centaines de kilomètres par le biais de panaches hauts de vingt à quarante kilomètres.

Parmi les écoulements pyroclastiques, la formation d'ignimbrites et de nuages co-ignimbritiques est responsable des plus grosses émissions de produits volcaniques connues et de dispersions lointaines de cendres volcaniques (l'éruption de Taupo, 1820 ans BP ou encore celle de Toba en Indonésie, 75 000 ans BP ; Walker, 1980 ; Rose & Chesner, 1990 ; Bardinzeff, 1992).

Les éruptions explosives, responsables de l'émission et de la dispersion de grande quantité de cendres volcaniques à la surface de la Terre, sont fréquentes dans les systèmes géodynamiques de marges actives. Ces éruptions présentent des compositions minéralogiques et chimiques très variables. Néanmoins, la plupart des événements cataclysmaux concernent des produits différenciés de type rhyolitique, dacitique, trachytique ou phonolitique (Fisher & Schmincke, 1984). Les éruptions paroxysmales, émettant les plus gros volumes de cendres, sont le plus souvent de composition rhyolitique (Toba, 75 000 ans BP avec 2800 km^3 DRE ; Rose & Chesner, 1990).

Le volcanisme explosif peut être défini par un ensemble de paramètres (Walker, 1980 ; Carey & Sigurdsson, 1989). Ils comprennent : l'intensité ou flux de matières libérées, la magnitude ou masse de matériel relâché, le volume émis (exprimé en DRE), le pouvoir de dispersion correspondant à la surface couverte par les produits volcaniques, la hauteur de la colonne éruptive ou encore la durée de l'éruption (Fig.I.44).

I.II. 5.2.2 - Mise en place des cendres et répartition spatiale :

La puissance des éruptions pliniennes engendre de larges nappes de cendres et de ponces dérivant des hautes colonnes éruptives atteignant la tropopause (Fig.I.44). Ces phénomènes qui relâchent d'importants volumes de matériaux volcaniques, peuvent durer plusieurs heures à quelques jours. Les particules pyroclastiques éjectées (éléments juvéniles : ponces, verres et cristaux primaires ou débris cogénétiques) sont soumises à la fois à la vitesse d'ascension et à la vitesse de chute du grain ; mais, la retombée et la dispersion des cendres sont fonction à la fois de la hauteur de la colonne éruptive et de l'influence des vents dominants (Bardintzeff, 1992). Certaines particules à faible vélocité par rapport au vent peuvent même circuler plusieurs fois autour de la Terre avant de retomber (Lamb, 1970 ; Fisher & Schminke, 1984).

L'explosion du Mont Saint-Helens (1980) a permis de suivre l'évolution du panache de cendres associé à cette éruption (Fig.I.44). La colonne éruptive a atteint le domaine stratosphérique (plus de 27 km) en moins d'une demi-heure. Le nuage de cendres a pris une forme de champignon, qui s'est déplacé à environ cent kilomètres/heure (Lipman & Mullineaux, 1981 tiré de Bardintzeff, 1992). En dix heures, le nuage de cendres s'est retrouvé à la verticale de cinq états. Des niveaux de cendres volcaniques de quatre centimètres d'épaisseur (non compactées) se sont ainsi déposés à plus de trois cents kilomètres de l'édifice volcanique et ont pu encore être identifiées à plus de mille cinq cents kilomètres (Lipman & Mullineaux, 1981 tiré de Bardintzeff, 1992).

Les isopaques des couches de cendres présentent des formes variables, généralement circulaires pour les éruptions les moins violentes, à elliptique sous l'influence des vents dominants ;

ceci est fréquemment observé pour les éruptions pliniennes. Dans ce cas, la répartition des cendres peut prendre une forme d'éventail. Toutefois, la direction des vents peut varier en fonction de l'altitude et produire des répartitions plus complexes, présentant des changements de direction (Fig.I.44). De la même façon des géométries complexes (éventails de directions opposées) peuvent être engendrées par des éruptions rapprochées lorsque la hauteur des colonnes éruptives varie (Fisher & Schminke, 1984).

Ces exemples de dispersions complexes auxquelles s'ajoutent les variations topographiques rendent parfois difficiles, dans l'ancien, l'estimation des volumes de dépôts et la localisation des sources (Fisher & Schminke, 1984). Cependant, pour les éruptions pliniennes, une décroissance de l'épaisseur des dépôts en fonction de l'éloignement du centre d'émission est généralement observée selon une loi exponentielle. Ce n'est pas le cas des dépôts liés aux nuages co-ignimbritiques dont la répartition de l'épaisseur des cendres en fonction de l'éloignement, se caractérise par une rupture de pente (Fisher & Schminke, 1984). Les colonnes d'ignimbrites co-émises (*i.e.* co-ignimbrite) se forment lorsque la quantité de matériel ou l'ouverture des conduits sont trop importantes ou bien lorsque les débits d'éruptions sont beaucoup trop faibles ou forts. Si l'écoulement pyroclastique (*i.e.* ignimbrite) diminue suffisamment, un nuage de cendres très volumineux peut s'élever et former une colonne d'éruption ignimbritique co-émise (Woods & Wohletz, 1991). Le nuage co-émis se comporte de la même façon qu'une colonne plinienne. Néanmoins, les dépôts proximaux sont enrichis en éléments de faible densité qui contiennent une forte proportion de cendres fines (<63 µm) et de poussières (<4 µm). Ce type d'éruption serait plus courant que les éruptions pliniennes pour les dépôts actuels et fossiles de très grande extension. Par exemple, l'éruption paroxysmale quaternaire du Toba (Rose & Chesner, 1990 ; Woods & Wohletz, 1991) aurait généré 2800 km^3 de produits volcaniques (DRE) dont 800 km^3 de retombées de cendres. Pour cette éruption, les horizons de cendres ont pu être corrélés à plus de trois milles kilomètres du volcan.

Dans l'ancien, les K-bentonites ordoviciennes (Deicke, Millbrig-Kinnekulle), avec des volumes de DRE de 943 et 2500 km^3, pourraient correspondre aux événements explosifs les plus importants découverts à ce jour (Huff *et al.*, 1992, 1996 ; Kolata *et al.*, 1996).

Les caractéristiques principales des dépôts de cendres volcaniques par retombées aériennes en milieu marin ont été synthétisées par Fisher & Schminke (1984). Les effets de la compaction et de la bioturbation sont des facteurs à prendre en compte dans l'estimation des volumes de cendres. Pour certains niveaux, Fisher & Schminke (1984) proposent des taux de compaction et de bioturbation respectivement de 50 % et de 65%. En raison de la retombée rapide des particules volcaniques dans la tranche d'eau (plusieurs heures à quelques jours), les courants marins auraient un rôle restreint dans la redistribution de celles-ci. Ceci est suggéré par la diminution progressive des épaisseurs en fonction de l'éloignement des centres, indiquant le faible effet joué par les courants marins par rapport aux vents dominants (voir les reconstitutions de Elder, 1988 pour le bassin du Western Interior, cf. I.II.5.3.2. Localisation géographique des sources). Leur action ne doit cependant pas être complètement écartée. Toutefois, à la différence des dépôts en milieu continental, un fractionnement supplémentaire peut être expliqué par la taille et la densité des grains, les grandes particules comme les ponces (>250 µm) flottant à la surface de l'eau (certaines ponces peuvent flotter plusieurs années). Cependant, le granoclassement qui en découle reste imparfait en raison de la bioturbation, du mélange avec les autres particules pélagiques et de l'altération.

I.II. 5.3 - Sources du volcanisme dans le bassin du Western Interior

I.II. 5.3.1 - De la caractérisation géochimique et minéralogique au type de volcanisme :

Paradoxalement, si les horizons de cendres volcaniques altérées sont très bien connus dans la bassin nord américain (notamment à des fins de datation absolue ; cf. I.II.5.4. Utilisation de ces niveaux dans le bassin du Western Interior), très peu d'études minéralogiques ou géochimiques ont été réalisées. Seuls Kowallis *et al.* (1993) ont réalisé des analyses géochimiques pour les principaux

horizons (A, B, C, D et E) du passage Cénomanien-Turonien. Ils ont montré que les horizons B et C (mesures réalisées sur différentes coupes de l'Utah et du Colorado) contenaient très peu de matériel d'origine détritique. En revanche, le niveau A renferme des grenats ainsi que de nombreux feldspaths potassiques. Les bentonites B et C présente un assemblage minéralogique caractéristique d'une origine magmatique incluant des quartz, des sanidines, des plagioclases, des biotites, des zircons et des apatites ; sur cette base, les deux horizons ne sont pas différenciables l'un de l'autre (Kowallis *et al.*, 1993). En revanche, la bentonite A a une signature minéralogique particulière. Elle contient en effet de la monazite et deux familles de zircons (des grains clairs euédriques et des grains rosées subautomorphes) en plus des autres minéraux communs aux autres horizons de bentonites (sanidines, plagioclases, quartz, biotites et apatites).

Les niveaux A, B et C ont également été analysés pour caractériser les éléments majeurs et en traces. L'analyse des éléments traces suggère une source éruptive dont le magma est riche en potassium. Il pourrait avoir une composition de type rhyolites calco-alcaline et provenir d'un arc magmatique enraciné dans une croûte continentale mature (Winchester & Floyd, 1977 ; Kowallis *et al.*, 1993). Des plutons granitiques contemporains et susceptibles d'avoir alimenté ces édifices volcaniques ont été identifiés dans le sud de l'Arizona, dans l'est de la Sierra Nevada et dans les batholithes de l'Idaho et de Boulder (Christiansen *et al.*, 1994). La minéralogie des argiles réalisée par Cadrin *et al.* (1995) sur des bentonites cénomaniennes et turoniennes (dont la bentonite X) du bassin nord américain confirment également une source magmatique de type rhyolite. Ces bentonites sont, en effet, pour la plupart composées de 100% de montmorillonite, indiquant une nature originelle de type dacitique à rhyolitique (Von Rad & Thurow, 1991 ; Cadrin *et al.*, 1995).

I.II. 5.3.2 - Localisation géographique des sources :

Les horizons de cendres volcaniques altérées ont été largement corrélés à travers le bassin du Western Interior sur plusieurs centaines de kilomètres. L'évolution des épaisseurs des niveaux A, B, C et D a permis de situer les sources du volcanisme. Ainsi, le matériel volcanique qui a conduit à la formation des bentonites A, B, C et D provient de la marge occidentale du bassin (Elder, 1988), c'est-à-dire de la ceinture orogénique Sevier (Fig.I.12). Les éruptions qui ont engendré les horizons A, C et D semblent être localisées au niveau des états du Nevada, de la Californie et de l'Arizona alors que le niveau B paraît avoir une source plus septentrionale proche de la frontière Etats-Unis/Canada, au nord-est du Montana (Fig.I.45 ; Elder, 1988)

L'existence d'un volcanisme actif au Crétacé a été mise en évidence par de nombreux auteurs en Idaho (*e.g.* Gilluly, 1965 ; Slaughter & Earley, 1965 ; McGookey *et al.*, 1972 ; Gill & Cobban, 1973) et a été largement corrélée à la mise en place de batholites dans cette région (Slaughter & Earley, 1965 ; Gill & Cobban, 1973). Bien que l'activité volcanique n'ait pas été documentée au Crétacé supérieur dans le sud du Nevada ou en Californie ; la période de temps se situant autour de 90 Ma a été importante pour la mise en place de matériaux ignés sur la marge ouest (Elder, 1988).

L'expansion du nuage de cendres résultant d'une éruption volcanique caractérise l'activité des vents dominants (Fisher & Schmicke, 1984 ; Elder, 1988 ; Bardintzeff, 1992). L'évolution des épaisseurs des bentonites A, C et D montre une large distribution du nord-est vers le nord-est, indiquant des vents d'ouest, à travers les états de l'Utah, de l'Arizona, du Colorado, du Nouveau-Mexique jusqu'au Kansas (Fig.I.45 ; Elder, 1988). Le suivi de la bentonite B montre une dispersion vers le sud-ouest à travers la majeure partie du bassin nord américain, du nord du Montana au nord du Texas (Fig.I.45 ; Elder, 1988) où cet horizon possède encore une épaisseur de dix centimètres (compactée). La bentonite B pourrait donc être identifiée dans des secteurs encore plus méridionaux.

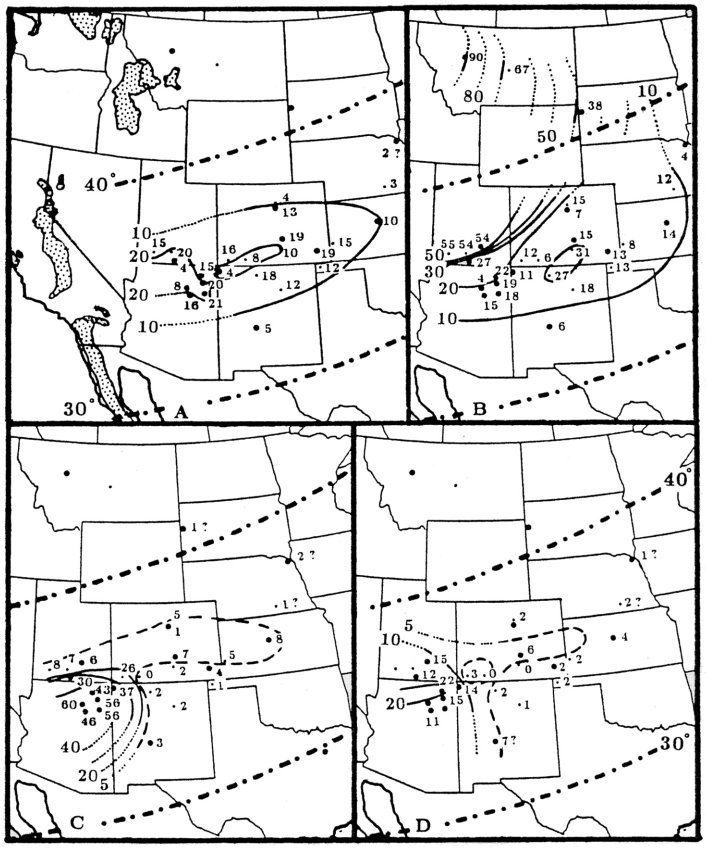


Figure I.45 : Cartes isopaques présentant les épaisseurs (compactées) des bentonites repères (A, B, C et D) dans le bassin du Western Interior (selon Elder, 1988). *Les lignes maîtresses (10 cm d'espacement) sont indiquées en gras. La carte correspondant à la bentonite A présente en pointillés les principaux massifs batholitiques crétacés.*

I.II. 5.4 - Utilisation de ces niveaux dans le bassin du Western Interior :

I.II. 5.4.1 - Outil de datation absolue :

Les bentonites du bassin nord américain sont essentiellement connues pour leur utilisation à des fins de datation absolue (Obradovitch & Cobban, 1975 ; Elder, 1988 ; Kowallis *et al.*, 1993 ; Obradovitch, 1993). Ainsi, l'échelle de temps proposée par Obradovitch (1993) est, pour le Crétacé, principalement basée sur la datation par $^{39}Ar/^{40}Ar$ des sanidines de ces horizons de cendres volcaniques altérées (Fig.I.46). L'auteur utilise trente-deux horizons, sur plus d'une centaine, identifiés dans le bassin, pour une période s'étendant du Cénomanien au Maastrichtien.

Bentonites	Elder (1988) (K-Ar biotite)	Kowallis *et al.* (1993) ($^{39}Ar/^{40}Ar$, sanidine)	Obradovitch (1993) ($^{39}Ar/^{40}Ar$, sanidine)
D	90.9±3.4		93.40±0.63
C	89.2±3.3	93.46±0.60	93.25±0.55
B	88.3±3.3	93.33±0.50	93.30±0.40 93.78±0.49 93.59±0.58
A		93.50±0.52	93.49±0.89

Figure I.46 : Données radiochronologiques acquises sur les principaux niveaux de bentonites au passage Cénomanien-Turonien

I.II. 5.4.2 - Outil de corrélation :

Quelques auteurs (Hattin, 1971, 1985 ; Elder, 1987, 1988) utilisent les principaux horizons, A, B, C, D et E comme des outils de corrélation entre différents points du bassin, notamment entre les coupes situées au Colorado et au Kansas (Fig.I.47). En effet, entre ces deux régions, les principaux bancs calcaires repères sont également corrélés ; la position relative de ceux-ci, vis-à-vis des différents horizons de cendres volcaniques altérées, soutient leurs corrélations. Néanmoins, si ce type de corrélation est fréquemment utilisé dans le centre est du bassin et pour la marge ouest (Arizona, Utah ; Elder, 1988 ; Kirkland, 1991), il reste marginal pour les coupes plus méridionales et septentrionales. Seul Elder (1987) propose la corrélation de certains horizons de bentonites jusqu'au Dakota du Sud (Coupe de Hot Springs, niveaux A et B ; voir II.4.5. Hot Springs) et jusqu'au Texas (Coupe de Chispa Summit, niveau A ; II.4.6. Chispa Summit).

D'un point de vue méthodologique, plus de mille trois cents de ces horizons ont été reconnus pour les formations crétacées du bassin nord américain. Ceux-ci permettraient potentiellement un découpage en unités temporelles de 23,8 à 26,5 ka (Kauffman, 1988) qui pourraient être corrélées en différents secteurs. Toutefois, la comparaison de ces unités aux autres signaux stratigraphiques reste rare.

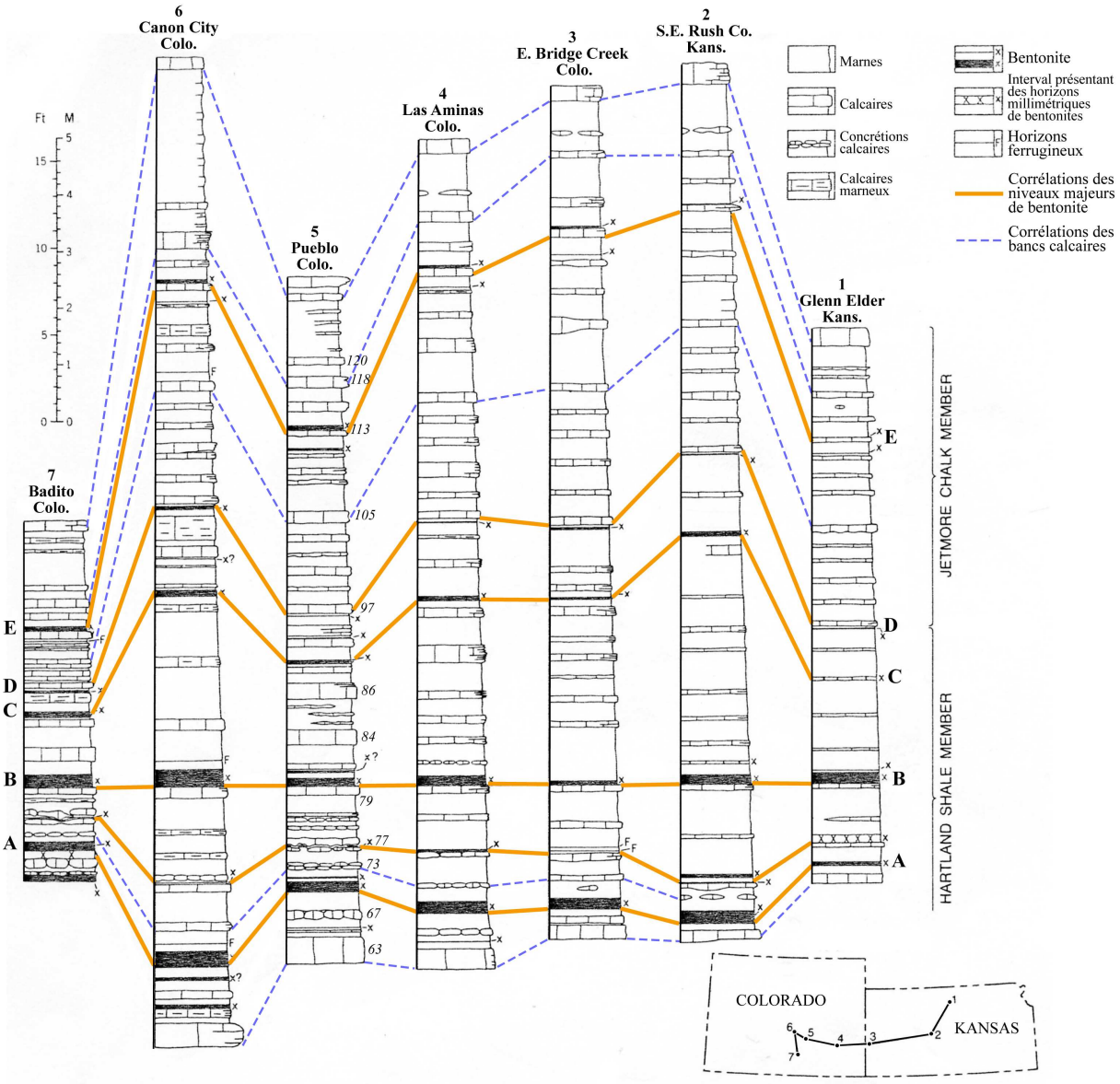


Figure I.47: Coupes lithologiques de la formation de « Greenhorn Limestone » le long d'une transversale allant de la région centre-est du Colorado au centre du Kansas. Les corrélations des bentonites sont indiquées en traits gras, celles des bancs calcaires, en pointillés (selon Hattin, 1985).

I.II. 6 - Les signaux litho-, bio-, chimio- des coupes de référence forment-ils un schéma de corrélation à haute résolution ?

Tout au long de ce chapitre nous nous sommes attachés à décrire très finement l'ensemble des signaux stratigraphiques documentés dans la littérature pour les coupes considérées comme des références dans le bassin du Western Interior (Fig.I.29). Ces signaux regroupent des données lithologiques, biostratigraphiques (macro- et microfaune, nannoflore) et chimiostratigraphiques (isotopes stables du carbone et de l'oxygène). Cette dernière partie va permettre de s'interroger, grâce à la synthèse des données disponibles au début de cette étude, sur la validité de chacun de ces signaux pour l'établissement de corrélations dans le bassin du Western Interior.

I.II. 6.1 - Signaux lithologiques

Les coupes de référence décrites le long de la transversale ouest est se positionnent dans différentes zones tectono-sédimentaires (Fig.I.12A, I.12B). Par suite, de fortes variations lithologiques (épaisseur et nature des sédiments) sont observées entre la coupe de référence de Pueblo et la marge active. Ainsi, les coupes de Lohali Point (Arizona) et de Mesa Verde (ouest du Colorado) ne présentent pas la signature lithologique classique, commune, avec celle de la zone axiale du bassin (*i.e.*Pueblo). Les affleurements de l'ouest du Colorado et de l'Arizona sont effectivement dominés par des faciès marneux alors que dans le centre du bassin, des alternances cycliques de marnes et de calcaires sont observées. De plus, les épaisseurs sont jusqu'à quatre fois plus grandes dans le bassin d'avant pays *s.s*. Ces constats témoignent de l'activité liée à l'orogenèse de la chaîne Sevier avec une sédimentation principalement détritique à l'est, couplée à une forte subsidence (espace d'accommodation positif).

En revanche, entre le centre du bassin (*i.e.* Pueblo) et la plate-forme orientale stable, la signature lithologique est proche et se compose d'alternances de marnes et de calcaires réputées cycliques (Fig.I.48). Ainsi de nombreux auteurs (*e.g.* Hattin, 1971 ; Cobban & Scott, 1972) suivent certains bancs calcaires repères (*i.e.* 63, 67, 79, 97, 105, 116, 118, 120) sur plus de cinq cents kilomètres. Ces successions de marnes et de calcaires sont interrompues par des niveaux de cendres volcaniques (A, B, C, D, E), eux aussi corrélés entre le bassin axial et la marge stable (Fig.I.48).

Ces niveaux de bentonites se suivent dans le domaine occidental du bassin où les bentonites A, B, C et D ont été reconnues pour les coupes de Lohali Point et de Mesa Verde (Elder, 1985, 1988 ; Kirkland, 1991 ; West *et al.*, 1998).

Ces horizons de bentonite constituent donc la seule signature lithologique commune à toutes les coupes de la transversale ouest est.

Pour la transversale nord-sud (environ 1800 km), les données bibliographiques ne permettent pas de distinguer s'il existe une signature lithologique classique commune même si certains bancs calcaires (*e.g.* banc 63) peuvent être suivis entre le Dakota du Sud et le Texas.

Encore une fois, la seule signature commune semble être les bentonites. En effet, les horizons A et B sont identifiés jusqu'à Hot Springs par Elder (1987a). Vers le sud, la bentonite A serait également identifiée par Elder (1987a) à Chispa Summit (Texas). Enfin, pour la coupe la plus méridionale de cette étude (*i.e.* Rio Grande), aucune donnée précise n'est disponible. Cependant, Elder (1998) affirme que plusieurs des niveaux de bentonites identifiés à Pueblo seraient repérés dans cette région du sud du Texas.

D'un point de vue lithologique, l'unique point commun entre les différentes coupes considérées comme des références pour le bassin semble être la présence d'horizons de cendres volcaniques altérées, corrélés sur plusieurs millions de kilomètres carrés. Ces niveaux pourraient donc constituer un outil de corrélation à haute résolution permettant en découpage fin en unités temporelles.

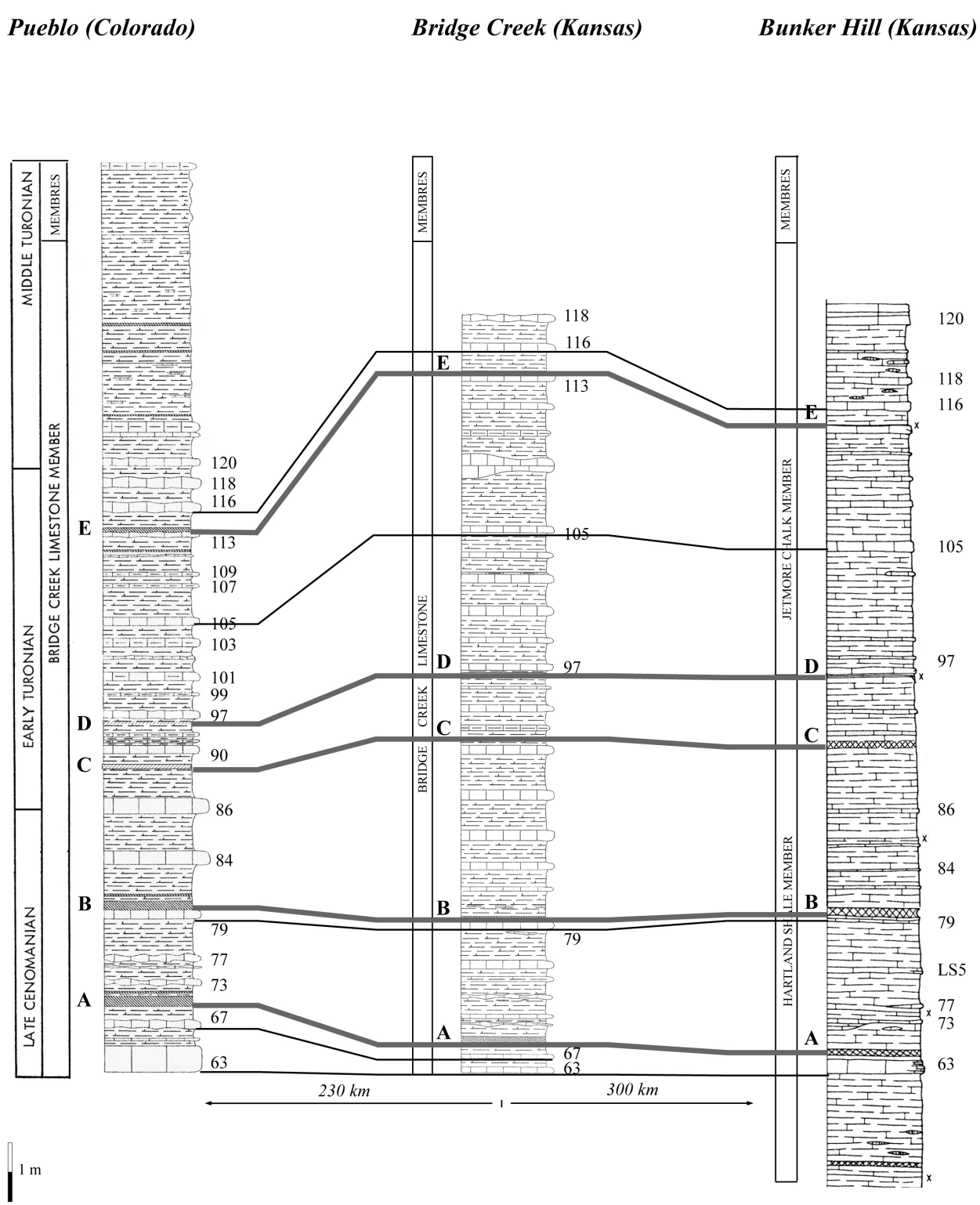


Figure I.48 : Successions lithologiques des coupes de référence de la formation de "Greenhorn Limestone" suivant une transversale du bassin axial à la plate-forme orientale stable.

Pueblo : lithologie selon Kauffman (1977b, modifié), voir Fig.I.17 pour la légende. Numérotation des bancs d'après Cobban & Scott (1972).
Bridge Creek : lithologique selon Cobban & Scott (1972). Position stratigraphique des bentonites et numérotation des bancs selon Hattin (1971).
Bunker Hill : Succession lithologique selon Hattin (1988).

I.II. 6.2 - Signaux biologiques

I.II. 6.2.1 - Macrofaune :

Le bassin nord américain témoigne d'un enregistrement macrofaunique exceptionnel.

La biozonation des ammonites est applicable dans l'ensemble de la mer intérieure, à l'exception des domaines les plus méridionaux (sud du Texas) et les plus septentrionaux (Montana et au-delà) où les espèces des zones d'association utilisées dans le centre du bassin n'ont pas été ou pas encore reconnues.

Les coupes, globalement comprises entre, au nord, le centre du Dakota du Sud, et, au sud, le nord du Texas, présentent, en ce qui concerne les ammonites, un découpage biostratigraphique cohérent. Toutefois, la succession des zones d'ammonites est plus finement zonée (*i.e.* sous-zones) dans le sud du bassin.

Concernant les coupes considérées comme des références pour le bassin, les espèces recueillies par les auteurs permettent un découpage en zones d'ammonites, homogène à l'échelle du bassin. Pour la transversale, ouest, est, ce découpage est en accord avec la distribution des principaux horizons de cendres volcaniques (Fig.I.49).

	Zones d'ammonites			
Bentonites repères	**Lohali Point (Arizona)**	**Pueblo (Colorado)**	**Bridge Creek (Kansas)**	**Bunker Hill (Kansas)**
A	*S. gracile*	*S. gracile*	*S. gracile*	*S. gracile*
B	*N. juddii*	*N. juddii*	*Pas de macrofaune*	*N. juddii*
C	*W. coloradoense*	*W. devonense (=W. coloradoense)*	*Pas de macrofaune*	*W. coloradoense*
D	*W. coloradoense*	*P. flexuosum (=W. coloradoense)*	*W. coloradoense*	*W. coloradoense*

Figure I.49 : Tableau de distribution des horizons de bentonites vis-à-vis de la biozonation à ammonites (d'après l'ensemble des données bibliographiques exposées au début de ce chapitre).

De même, au sud, à Chispa Summit (Texas), la bentonite A est contenue dans la zone à *S. gracile* (Elder, 1987a). Au nord, à Hot Springs (Dakota du Sud), les bentonites A et B sont respectivement identifiées dans les zones à *S. gracile* et à *N. juddii* (Elder, 1987a).

I.II. 6.2.2 - Microfaune :

Les quatre événements microfauniques pouvant accéder au statut d'outils de corrélations sont : 1. La dernière occurrence de *R. cushmani ; 2.* La première occurrence de *H. helvetica ;*3. L'événement à *Heterohelix* ; 4. L'extension de la « zone à benthiques ».

- *La dernière occurrence de R. cushmani* :

Les dernières occurrences de *R. cushmani* sont classiquement observées pour les coupes du bassin axial et de la plate-forme orientale stable (coupes de Pueblo, de Bridge Creek et de Bunker Hill) dans la zone d'ammonites à *S. gracile*, sous la bentonite A (Eicher & Worstell, 1970 ; Eicher & Diner, 1985). Cependant, il faut rappeler que Leckie (1985) a signalé de très rares occurrences de ce taxon juste sous la limite Cénomanien-Turonien (entre les bentonite B et C, Fig.I.20).

Au nord, à Hot Springs, ces espèces carénées spécialisées seraient encore identifiées par Eicher & Worstell (1970) sous la bentonite B (zone d'ammonites à *N. juddii*). Au sud, à Chispa

Summit les dernières formes de cette espèce index sont observées plusieurs dizaines de mètres sous la bentonite A.

Au vu des données existantes, les dernières occurrences de *R. cushmani*, espèce abondante au Cénomanien supérieur dans le bassin du Western Interior (du sud du Texas au Montana), pourraient être diachrones.

- *La première occurrence de H. helvetica* :

L'espèce index *H. helvetica* n'a été que très rarement signalée dans le bassin nord américain. De rares occurrences de ce taxon avaient été observées avant le début de cette étude à Pueblo (Eicher & Diner, 1985 ; Beaudoin *et al.*, 1995 ; Morel, 1998), à Chispa Summit (et autres localités du sud-ouest du Texas par Pessagno, 1969 et par Frush & Eicher, 1975) et enfin, à Rio Grande (Frush & Eicher, 1975).

Dans l'état des connaissances actuel, il est impossible d'assimiler la première occurrence de *H. helvetica* à un bon repère pour le bassin du Western Interior. Cette espèce y est extrêmement rare et son apparition semble d'autre part, diachrone. En effet, Beaudoin *et al.* (1995) et Morel (1998) notent sa première occurrence dès la zone d'ammonites à *W. devonense* à Pueblo alors que Frush & Eicher (1975) l'identifient au-delà de la zone d'ammonites à *M. nodosoides* à Chispa Summit.

Aucun argument temporel (bentonites ou ammonites) ne permet de comparer la position stratigraphique de la première occurrence de *H. helvetica* à Rio Grande par rapport aux coupes de Pueblo ou de Chispa Summit.

- L'événement à *Heterohelix*.

Cet événement a été, d'après les données bibliographiques, clairement identifié à Pueblo et à Lohali Point et vraisemblablement à Mesa Verde (Leckie *et al.*, 1998). Sa position stratigraphique est identique pour ces deux coupes de référence, à savoir sous la bentonite B, dans la zone d'ammonites à *N. juddii*. Il pourrait s'agir d'un événement synchrone à l'échelle régionale.

- L'extension de la « zone à benthiques »

L'extension de la « zone à benthiques » pour les coupes du bassin axial et de la plate-forme orientale stable semble synchrone. En effet, pour ces affleurements (Pueblo, Bridge Creek et Bunker Hill), situés environ à la même latitude, cet événement, marqué par une faune benthique diversifiée d'affinité téthysienne, débute quelques centimètres sous le banc 63 et se termine au-dessus de la bentonite A.

A Lohali Point, sur la marge active, cet événement n'est pas aussi fortement exprimé. Toutefois, sans parler de « zone à benthiques » *s.s.*, Leckie *et al.* (1998) notent une légère augmentation des foraminifères benthiques d'affinité téthysienne autour de la bentonite A.

Au sud, à Chispa Summit, Frush & Eicher (1975) proposent que cette zone ait une extension temporelle beaucoup plus importante.

A l'échelle du bassin, l'extension de la « zone à benthiques » pourrait être, d'après les données bibliographiques, diachrone à l'échelle du bassin nord américain. Toutefois pour les coupes situées à 45° de paléolatitude nord, cet événement pourrait être synchrone.

I.II. 6.2.3 - Nannoflore :

Quelques-uns des principaux bio-événements de la nannoflore, proposés comme marqueurs pour le passage Cénomanien-Turonien par un certain nombres d'auteurs (*e.g.* Brawoler, 1988 ; Burnett *et al.*, 1999) afin d'établir des corrélations à l'échelle mondiale (Fig.I.6) sont ici répertoriés pour le bassin du Western Interior (Fig.I.50).

MARGE ACTIVE Escalante core (E) Lohali Point (LP)		BASSIN AXIAL Portland core (P) Pueblo (PB)		PLATE-FORME ORIENTALE STABLE Bounds core (B)		
FO	**LO**	**FO**	**LO**	**FO**	**LO**	
			R. asper (PB)	*E. eximius (B)*		
						D
E. octopetalus (E)						
						C
			M. chiastius (P) *R. asper (P)*		*R. asper (B)*	
						B
E. eximius (E)	*M. chiastius (E, LP)* *R. asper (E, LP)*	*E. eximius (P)*		*E. octopetalus (B)* *Q. gartneri (B)*	*C. kennedyi (B)* *L. acutum (B)* *M. chiastius (B)*	
						A
E. eximius (LP)	*L. acutum (E, LP)* *A. albianus (LP)* *C. kennedyi (LP)*	*Q. gartneri (PB)*	*A. albianus (P)* *C. kennedyi (P)*		*A. albianus (B)*	

Figure I.50 : Comparaison des bio-événements de la nannoflore (FO pour première occurrence et LO pour dernière occurrence) classiquement utilisés à des fins de corrélations et des horizons majeurs de bentonites (d'après Bralower, 1988 ; Bralower & Bergen, 1998).

La compilation de ces données bibliographiques, mises en regard avec les horizons de bentonites, témoigne (si les déterminations sont cohérentes) du diachronisme de ces événements entre la marge active et la plate-forme orientale stable. Par suite, comme le souligne Leckie *et al.* (1998), la biozonation basée sur ces événements est diachrone entre ces différentes régions du Western Interior. Ces derniers auteurs invoquent un contrôle environnemental.

I.II. 6.3 - Signaux chimiostratigraphiques

I.II. 6.3.1 - Isotopes stables du carbone :

Pour le passage Cénomanien-Turonien, l'anomalie positive du $\delta^{13}C$ semble correspondre à un signal apparemment commun à un certain nombre de coupes considérées comme des références pour le bassin (Pratt & Threlkeld, 1984 ; Pratt, 1985 ; Pratt *et al.*, 1993 ; Scott *et al.*, 1998), notamment sur une transversale d'ouest en est (Fig.I.51). Ce motif isotopique est classiquement découpé en trois événements :

- un premier pic positif des valeurs noté A.
- un bref retour vers des valeurs plus basses noté B.
- Un plateau de valeurs élevées noté C.

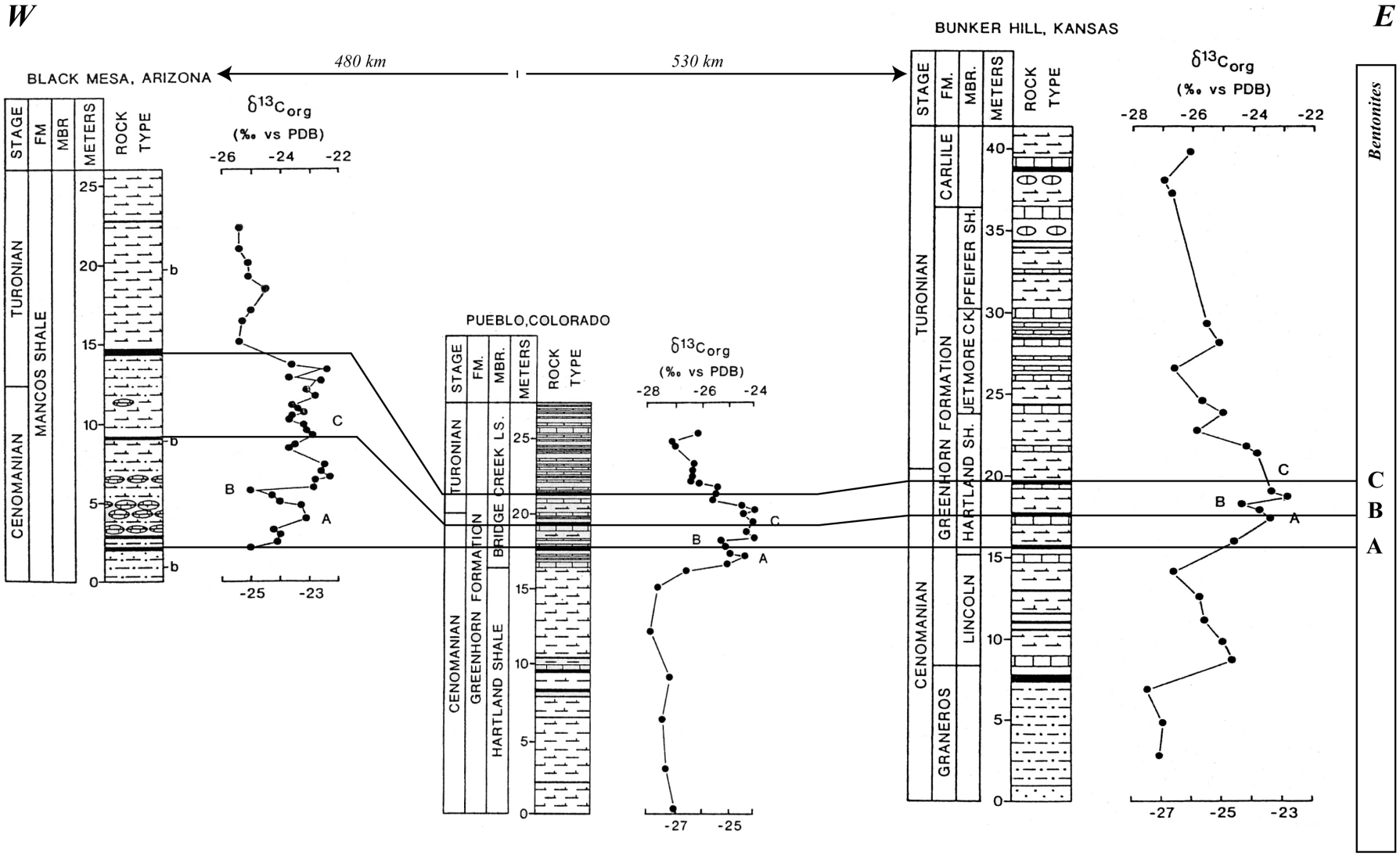


Figure I.51 : Les trois événements isotopiques (A, B et C) tels que positionnés par Pratt & Threlkeld (1984) pour les coupes de Black Mesa, Pueblo et Bunker Hill. Cette attribution est intégrée dans le cadre téphrochronologique (Hattin, 1971; Elder, 1985; Kirkland, 1991).

Nous ne remettons pas en cause, à ce niveau, le synchronisme de l'outil isotopique. Néanmoins, l'évolution des rapports isotopiques du carbone doit être employée avec prudence pour des corrélations à haute résolution. Ce signal peut être biaisé soit par la présence de hiatus dans l'enregistrement sédimentaire (tronquant une partie du signal isotopique et modifiant son allure), soit par un pas d'échantillonnage différents entre les coupes. Ces biais ont conduit Pratt & Threlkeld (1984) à corréler des événements présentant des motifs identiques, mais, qui ne sont pas à l'évidence de même âge (comme le prouve leur position vis-à-vis des horizons de bentonites A, B et C.

Ces événements, corrélés sur plus de mille kilomètres, si semblables (même motif), sont-ils pour autant synchrones ? La figure I.51 permet de tester cette hypothèse. En effet, les trois événements isotopiques classiquement reconnus sont mis en regard avec les lignes de temps que forment les bentonites.

Quelques difficultés apparaissent clairement.

Ainsi, le pic A, situé à Pueblo sous la bentonite A, est positionné par Pratt & Threlkeld (1984) au-dessus du doublet de bentonites A1 et A2 sur la marge est (Arizona) et également au-dessus de la bentonite A sur la plate-forme orientale stable.

De même, l'événement isotopique B est placé par Pratt & Threlkeld (1984) entre les bentonites A et B à Pueblo et dans le bassin de Black Mesa, alors qu'il est positionné par les mêmes auteurs entre les bentonites B et C à Bunker Hill (Kansas).

Les mêmes remarques peuvent être faites sur la position de ces trois événements par Scott *et al.* (1996) à la lecture de la courbe isotopique acquise à Bounds par ces auteurs (Fig.I.36).

En partant du postulat que les trois horizons pluridécimétriques de bentonites (A, B et C) forment des lignes isochrones, les trois événements isotopiques (A, B, C) - tels que corrélés par Pratt & Threlkeld (1984) ou encore par Scott *et al.* (1998) - ne peuvent pas témoigner temporellement des mêmes événements environnementaux. Deux hypothèses s'imposent :

1. soit le signal isotopique du carbone est diachrone à haute résolution, et, par suite, décalé dans le temps.
2. soit certains biais ont conduit à des corrélations imparfaites.

Nous ne remettons nullement en cause, à ce niveau, le synchronisme de l'outil isotopique. Nous n'en avons pas l'argumentation.

Néanmoins, nous attirons l'attention sur le fait que l'évolution des rapports isotopiques du carbone doit être employée avec prudence pour des corrélations à haute résolution. La signature isotopique pourrait en effet être biaisée par :

- la présence de hiatus dans l'enregistrement sédimentaire (tronquant une partie du signal isotopique et modifiant son allure).
- un pas d'échantillonnage différents entre les coupes.

Si dans de nombreuses publications, le signal isotopique du carbone apparaît robuste pour l'établissement de corrélations, la confrontation de celui-ci vis-à-vis de lignes temps (Fig.I.51) prouve qu'il doit cependant être utilisé avec précaution. Cette signature doit être mise en regard d'autres outils stratigraphiques.

I.II. 6.3.2 - Isotopes stables de l'oxygène :

Les seules données bibliographiques relatives à la signature isotopique de l'oxygène ne sont documentées que pour la coupe de référence de Pueblo. Il n'est donc pas possible d'établir ici des comparaisons avec les données d'autres coupes afin de savoir si des événements paléocéanographiques à l'échelle du bassin peuvent y être reconnus et corrélés. Cet outil n'est pas utilisé ici à des fins de corrélations dans la mer intérieure nord américaine.

I.II. 6.3.3 - Autres anomalies géochimiques :

A Pueblo, comme à Chispa Summit, une anomalie positive du manganèse a été mise en évidence par Arthur *et al.* (1985), Pratt *et al.* (1991) et Morel (1998). Celle-ci se positionne, pour ces deux coupes distantes de plus de huit cents kilomètres, dans la zone d'ammonites à *S. gracile* (Fig.I.52). Il pourrait donc s'agir d'un événement pouvant être corrélé à l'échelle du bassin. La position de celui-ci par rapport à la bentonite A et dans la zone à *S. gracile*, est concordante entre les deux coupes. Ainsi, cette anomalie pourrait être un événement synchrone à l'échelle du bassin.

Morel (1998) propose même que cet accident puisse être d'ordre global et correspondre à une phase de réoxygénation de courte de durée (200 000 ans environ).

I.II. 6.4 - Conclusions

L'ensemble des coupes considérées comme des références pour le bassin du Western Interior ont clairement une signature lithologique commune ; en effet, elles présentent toutes la particularité de renfermer de nombreux horizons de cendres volcaniques altérées. Pour la transversale ouest est, quatre à cinq niveaux pluricentimétriques sont suivis de la marge active (Arizona) à la plate-forme orientale stable. Quelques-uns de ces niveaux ont été également été reconnus plus au nord (Dakota du Sud) et plus au sud jusqu'au Texas. A l'issue de cette synthèse bibliographique, ces bentonites apparaissent être des outils de corrélation fiables à haute résolution. En outre, celles-ci sont indépendantes des modifications environnementales.

Les autres signaux stratigraphiques, des coupes de référence, inscrits dans ce cadre téphrochronologique révèlent qu'à l'échelle du bassin :

- La biozonation des ammonites est cohérente.
- Pour les foraminifères planctoniques, les dernières ou premières occurrences d'espèces index de zones pourraient être diachrones.
- L'événement à *Heterohelix* est synchrone pour les coupes situées à la même latitude que Pueblo.
- L'extension de la « zone à benthiques » pourrait être diachrone à l'échelle du bassin.
- Les bio-événements de la nannoflore sont diachrones entre la marge active et la plate-forme orientale stable.
- Les corrélations établies grâce au signal isotopique du carbone sont biaisées à haute résolution.
- Il existe une anomalie positive en manganèse, observée à Pueblo et à Chispa Summit, apparemment synchrone.

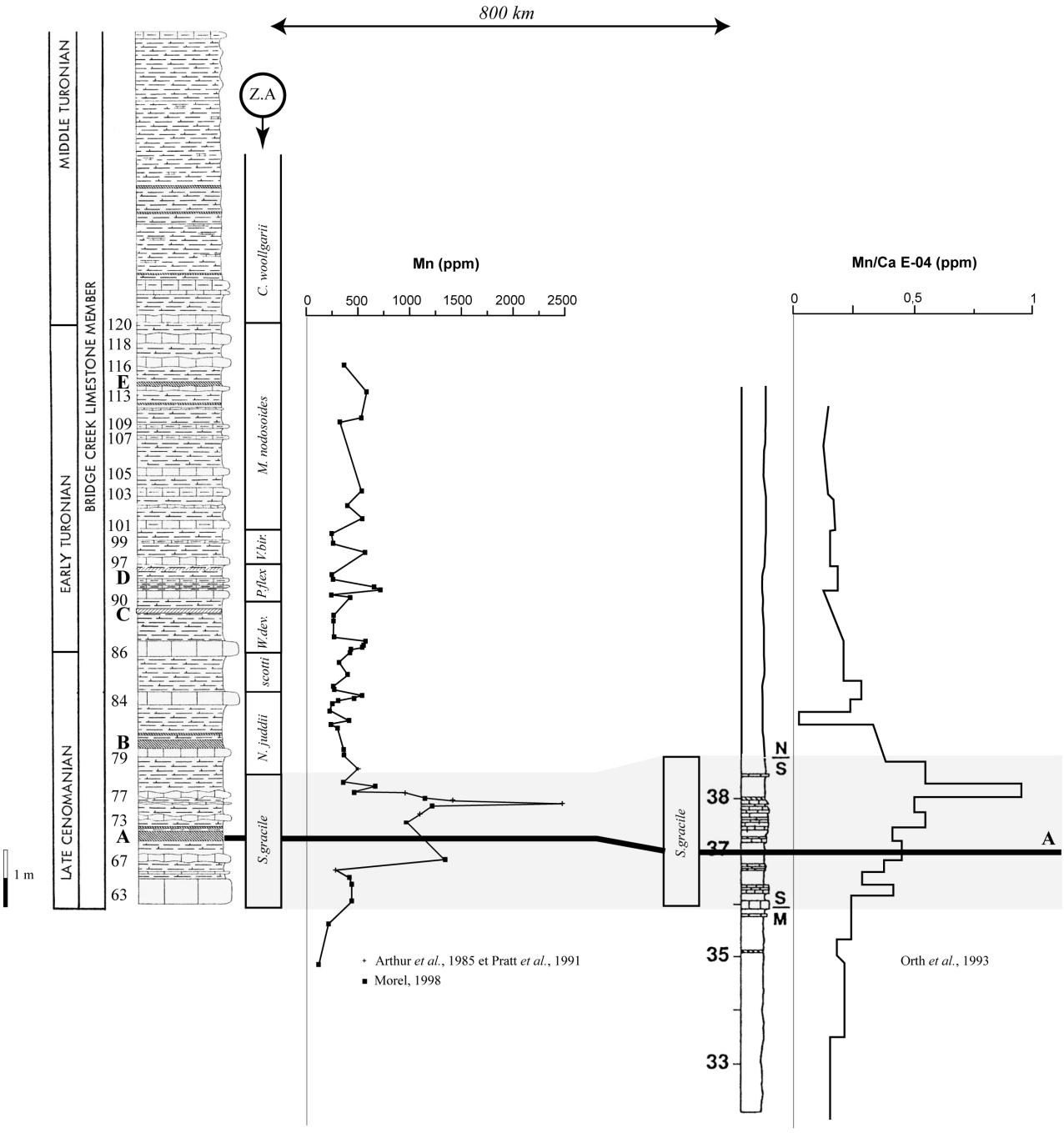


Figure I.52 : Corrélation de l'anomalie positive en manganèse entre les coupes de Pueblo et de Chispa Summit. La position de la bentonite A (selon les données de Elder, 1985 et Elder, 1987) ainsi que l'extension de la zone d'ammonites à S. gracile sont indiquées pour les deux coupes (selon les données de Kennedy & Cobban,1991, de Kennedy et al., 1989 et de Kennedy et al., 2000).

I.II. 7 - Conclusions

Le passage Cénomanien-Turonien, avec la mise en place de l'OAE2, correspond à une période de profondes modifications environnementales. Celles-ci auraient engendré des modifications dans l'enregistrement lithologique, biologique et chimiostratigraphique. Il en résulte une série de signatures stratigraphiques propre à cet intervalle de temps. Celles-ci sont généralement employées comme outils à des fins de corrélation à petites et grandes échelles.

Avant de prétendre les utiliser à l'échelle globale, une étude fine de ces outils potentiels à l'échelle d'un même bassin s'imposait, afin d'y tester leur caractère synchrone ou non.

Comme il a été vu précédemment, le choix s'est porté sur le bassin du Western Interior. Les formations crétacées déposées dans le bassin nord américain, peu déformées par la tectonique, ont la particularité de renfermer de nombreux horizons de cendres volcaniques altérées. Evénements instantanés à l'échelle des temps géologiques, ces bentonites constituent de véritables lignes isochrones. Au passage Cénomanien-Turonien, quatre à cinq de ces niveaux (notés de A à E) sont corrélés de la marge active à la bordure orientale stable. Certains de ces horizons ont également été reconnus plus au nord et plus au sud.

Les outils stratigraphiques classiques (lithologie, biostratigraphie et chimiostratigraphie), tirés des données bibliographiques, ont été intégrés dans ce cadre téphrochronologique à haute résolution. Si le découpage en biozonation d'ammonites est cohérent vis-à-vis des horizons de bentonites, d'autres signaux comme les dernières ou premières occurrences de certains taxons chez les foraminifères planctoniques ou les nannofossiles pourraient être en revanche diachrones.

Pour valider ces premières constatations, il est indispensable d'avoir un jeu de données cohérent. Dans cette optique, l'ensemble des coupes considérées comme des références pour le bassin (à l'exception de la coupe de Mesa Verde), sont reprises dans cette étude (cf. Partie II). Les données bibliographiques existantes y seront intégrées. Ainsi, les biais liés au pas d'échantillonnage variable parmi les auteurs ou à des méthodes d'observations différentes seront évités.

PARTIE II
LES DONNEES ACQUISES

Chapitre I - Concepts et méthodes 109
II.I. 1 - Introduction 109
II.I. 2 - Signaux biologiques : 110
II.I. 3 - Signaux isotopiques : 110

Chapitre II – Corrélation des horizons de bentonites 113
II.II. 1 - Introduction 113
II.II. 2 - Reconnaissance des niveaux de bentonites sur le terrain 114
II.II. 3 – Validité des corrélations 114
II.II. 4 - Conclusions 114

Chapitre III – La coupe de référence de Pueblo 119
II.III. 1 - Introduction 119
II.III. 2 - Signal lithologique 120
II.III. 3 - Signaux biologiques 122
II.III. 4 - Microfaciès 128
II.III. 5 - Signaux chimiostratigraphiques 131
II.III. 6 - Signaux lithologiques et biologiques dans la région de Pueblo 132
II.III. 7 - Conclusions 139

Chapitre IV – Autres coupes types : la transversale de la marge occidentale (Lohali Point, Arizona) à la bordure orientale stable (Elm, Kansas) 141
II.IV. 1 - Introduction 141
II.IV. 2 - Lohali Point (Arizona) 142
II.IV. 3 - El Vado (Nouveau Mexique) 148
II.IV. 4 - Elm (Kansas) 152
II.IV. 5 - Conclusions - Synthèse ouest est 157

Chapitre V - Autres coupes types : La transversale nord-sud de Hot Springs (Dakota du Sud) à Rio Grande (Texas) 165
II.V. 1 - Introduction 165
II.V. 2 - Hot Springs (Dakota du Sud) 166
II.V. 3 - Taylor Springs (Nouveau Mexique) 171
II.V. 4 - Chispa Summit (Texas) 175
II.V. 5 - Rio Grande (Texas) 180
II.V. 6 - Conclusions - Synthèse nord sud 187

CHAPITRE I

CONCEPTS ET METHODES

II.I. 1 - Introduction

Dans cette deuxième partie, les données acquises sur onze coupes majeures vont être successivement décrites. Tous les affleurements présentés ont été levés et échantillonnés lors d'une des quatre missions de terrain accomplies durant ce travail de thèse.

Ainsi, le chapitre III de cette partie sera consacré à la coupe de référence de Pueblo et à deux coupes de cette région (Graneros et Las Animas, Colorado). Puis, les chapitres IV et V exposeront respectivement les données acquises le long des transversales d'ouest en est (coupes de Lohali Point, Arizona ; El Vado, Nouveau Mexique ; Elm, Kansas) et du nord au sud (Hot Springs, Dakota du Sud ; Taylor Springs, Nouveau Mexique ; Carthage, Nouveau Mexique ; Chispa Summit et Rio Grande, Texas).

D'autres coupes accessoires ou, encore en cours d'analyse, ont été mesurées et échantillonnées. Il s'agit des coupes de Burnt Timber Creek (Alberta, Canada), Marias Pass et Cone Hill (Montana), Bull Creek (Wyoming), Rabbit Mountain et Pritchett (Colorado) et de Lozier Canyon (Texas). Ces coupes ne seront pas traitées dans le corps de ce mémoire (cf. Partie IV).

Pour la plupart des coupes, un échantillonnage à très haute résolution, avec un pas maximum de cinq centimètres autour de la limite Cénomanien-Turonien, est effectué, à la fois dans les marnes et dans les niveaux carbonatés afin de rendre compte des cyclicités lithologiques à petites et grandes échelles, de procéder à l'observation de la microfaune, des microfaciès, de la nannoflore mais aussi de réaliser des analyses sur les isotopes stables du carbone et de l'oxygène (roche totale *s.s.*). Les principaux niveaux de bentonites ont également été finement échantillonnés en vue d'analyses géochimiques ultérieures.

Les échantillons recueillis sont actuellement conservés à l'Ecole et Observatoires des Sciences de la Terre (Université Louis Pasteur, Strasbourg) et au CGES-Sédimentologie (Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau).

II.I. 2 - Signaux biologiques

II.I.2.1 - Foraminifères planctoniques

Pour écarter tout biais dû à l'échantillonnage, l'étude de la microfaune est menée, pour l'ensemble des coupes (Fig.II.1), à la fois sur les formes dégagées (pour les niveaux les moins indurés) et en section (lames-minces, une à deux lames pour chaque échantillon). Pour les horizons les plus carbonatés, les déterminations ont été réalisées exclusivement en lames-minces.

Les échantillons meubles sont placés dans de l'eau additionnée de péroxyde d'hydrogène à 15% pendant douze heures puis lavés sur une colonne de tamis de 1 mm à 63 µm. Chaque refus des tamis est ensuite séché dans une étuve à une température de 40°C avant d'être observé. La fraction inférieure à 63 µm est également conservée pour l'observation (sur frottis) des formes les plus petites.

L'identification des foraminifères, au niveau spécifique, se réfère à la taxonomie et à la biozonation définie par Robaszynski & Caron (1979), Caron (1985) et Robaszynski & Caron (1995).

Sur certaines portions de coupes, temporellement bien contraintes, des comptages ont été réalisés. Ainsi, pour les coupes de Pueblo et de Las Animas (zone située sous la bentonite A), les foraminifères planctoniques de grande taille (fraction supérieure à 250 µm) ont été identifiés et dénombrés jusqu'à ce qu'un total de cent cinquante spécimens soit atteint (Partie II - Chapitre III).

II.I.2.2 - Nannofossiles calcaires

Les nannofossiles calcaires sont observés au microscope optique à l'aide de frottis préparés suivant des méthodes standard.

Leur analyse a été menée en détail sur la partie cénomanienne des coupes de Lohali Point et d'El Vado, suivant la taxonomie de Perch-Nielsen (1985) et de Burnett *et al.* (1999). Trois traverses (environ 300 champs visuels) sont réalisées pour chaque échantillon afin de s'assurer de la présence ou non des principaux marqueurs. L'analyse de la nannoflore a été également faite à El Vado et reprise à Pueblo. Aucune étude n'a, pour le moment, été réalisée pour les autres coupes.

II.I. 3 - Signaux isotopiques

Les analyses isotopiques sur la roche totale *s.s.* des coupes de Elm (Kansas), de Hot Springs (Dakota du Sud), de Lohali Point (Arizona) et de Pueblo (Colorado) ont été réalisées au Centre de Géochimie de la Surface à l'université Louis Pasteur (Fig.II.1). La matière organique présente est éliminée en laissant réagir les échantillons pendant douze heures dans une solution de NaClO à 5% (Boutton, 1991). Le rapport $^{13}C/^{12}C$ est déterminé à l'aide d'un spectromètre de masse FISON VG OPTIMA par l'analyse du CO_2 extrait à l'acide phosphorique pur suivant la méthode de McCrea (1950). La reproductibilité des mesures est inférieure à 0,06‰ pour le $\delta^{13}C$ et de 0,07‰ pour le $\delta^{18}O$ (Bolle, 2000).

Pour des raisons techniques, les données isotopiques (sur la roche totale *s.s.*) des coupes de Carthage (Nouveau Mexique) et de Chispa Summit (Texas) ont été acquises au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, Gif-sur-Yvette). Les échantillons y ont été mesurés avec un spectromètre de masse + (ThermoElectron) à flux continu. La première étape consiste à faire passer un flux d'Hélium (100 ml/mn) pendant cinq minutes, à l'aide d'une aiguille, dans chaque verrerie, pour enlever l'air au-dessus du sédiment. Ensuite, avec une autre aiguille, on fait tomber des gouttes d'acide phosphorique. Le CO_2 issu de la réaction est emmené vers le spectromètre à l'aide d'un flux d'hélium (5ml/mn). Le gaz ($He+CO_2$) passe d'abord par un chromatographe (tube Nafion pour enlever le maximum d'eau, boucle de chargement, colonne,...) avant d'être mesuré au spectromètre. Pour un échantillon, il y a d'abord cinq mesures du gaz de référence CO_2 puis dix mesures de l'échantillon lui-même. Tous les quatre à cinq échantillons, un carbonate standard est analysé.

L'ensemble des données isotopiques sont inventoriées en annexe 3 en regard de leur cote (*i.e.* distance depuis la base du banc 63 ou celle de la zone d'ammonites à *S. gracile* si ce dernier n'est pas exprimé) et des principaux bancs repères (bentonites et bancs calcaires).

COUPES	MICROFAUNES		NANNOFLORE	ISOTOPES STABLES	
	Lames-minces	Lavages		Analyses CGS (DD)	Analyses LSCE
Lohali Point (Arizona)	49	59	42	60	
El Vado (Nouveau-Mexique)	35	7	12		
Pueblo (Colorado)*	125	46		46	
Graneros (Colorado)	34	25			
Las Animas (Colorado)	45	32			
Elm (Kansas)	58	43		42	
Hot Springs (Dakota du Sud)	66	58		57	
Taylor Springs (Nouveau-Mexique)	61	32			
Carthage (Nouveau-Mexique)					29
Chispa Summit (Texas)	40	23			29
Rio Grande (Texas)	71	6			

Figure II.1 : Tableau récapitulatif du nombre d'échantillons analysés au cours de cette étude pour les différents signaux bio- et chimiostratigraphiques.

* Les échantillons de la coupe de Pueblo inscrits dans ce tableau correspondent à de nouveaux échantillons, récoltés et observés au cours de cette étude (ils confirment et affinent les observations réalisées par Morel, 1998).

CHAPITRE II

CORRELATION DES HORIZONS DE BENTONITES

II.II. 1 - Introduction

Les sédiments déposés dans le bassin du Western Interior au passage Cénomanien-Turonien ont une signature lithologique commune. En effet, ils ont la particularité de renfermer de nombreux horizons de cendres volcaniques altérées. Ces niveaux forment des lignes isochrones, indépendantes des modifications environnementales. Certains de ces horizons sont suivis à travers la majeure partie du bassin nord américain, sur plusieurs millions de km^2. Les événements qui ont marqué l'histoire du bassin du Western Interior, lors de cette période de profonds bouleversements, peuvent donc s'inscrire dans un cadre téphrochronologique à haute résolution. Le caractère synchrone ou non des signaux litho-, bio- et chimiostratigraphiques peut par suite être testé.

Pour chaque coupe étudiée dans le bassin nord américain, il devient indispensable d'identifier ces niveaux de bentonites. Ce chapitre constitue une introduction avant la présentation des données (lithologiques, biostratigraphiques et chimiostratigraphiques) ; il reprend les critères d'identification macroscopiques des bentonites ainsi que les indices permettant leur attribution aux niveaux A, B, C, D ou E.

II.II. 2 - Reconnaissance des niveaux de bentonites sur le terrain

A l'affleurement, les bentonites ont des caractères bien différents des roches qui les encadrent. La plupart des horizons, observés dans le cadre de cette étude, présentent souvent une couleur orangée à blanche, remarquable, particulièrement utile dans la recherche de ces niveaux (Fig.II.2A). Certains horizons montrent aussi des couleurs pourpres ou grises. Les couches de bentonite les plus épaisses montrent souvent une évolution progressive de leurs couleurs de leur périphérie (couleur orangée) en leur centre (blanc ou pourpre). La composition originelle ainsi que les processus d'altération et d'oxydation du fer sont vraisemblablement responsables de ces teintes variées.

Aucun indice de remaniement hydraulique n'a été mis en évidence dans les différents horizons de bentonites observés.

La texture est tendre et plastique et elle présente un aspect et un touché gras. Des veines de calcite et des baguettes de gypse sont souvent associées aux niveaux de cendres.

Enfin, ces niveaux sont généralement de bons substrats pour l'installation de végétaux comme des mousses ou des petits arbustes.

Les coupes étudiées dans le bassin nord américain présentent un grand nombre de niveaux de cendres millimétriques à centimétriques. Les principaux horizons repères sont quant à eux centimétriques à pluricentimétriques.

Certains niveaux peuvent contenir des concrétions calcaires (Fig.II.2B). Des lames minces réalisées dans celles-ci montrent qu'il s'agit de micrites dépourvues de microfaune ou d'autres bioclastes. Ces observations attestent de l'origine diagénétique de ces concrétions.

La mesure de l'une de ces concrétions calcaires (16 cm) et de la bentonite l'encadrant à ce niveau (0,5 cm de part et d'autre de la concrétion) comparée à celle de la bentonite sans concrétion (3 cm), indique un taux de compaction proche de 8. Ce taux est identique à celui proposé par Jeans *et al.* (2000) au vu de la forte porosité et plasticité de ce matériel.

Si l'explosion du Mont-St-Helens avait eu lieu au Crétacé supérieur, des couches de cendres de trois centimètres se seraient déposées à trois cent kilomètres de l'édifice volcanique. Quelques millions d'années plus tard, après compaction, ce niveau n'aurait plus qu'un demi centimètre d'épaisseur.

Les niveaux millimétriques à centimètres identifiés dans le bassin, pourraient donc correspondre à des événements volcaniques au moins équivalents à celui du Mont-St-Helens.

Figure II.2A : Niveau de bentonite B à Elm (Kansas)

Figure II.2B : Concrétion calcaire au sein d'un horizon de bentonite (Lozier Canyon, Texas)

II.II. 3 - Validité des corrélations

Si les caractères macroscopiques des niveaux de cendres semblent identiques, il est pourtant possible de différencier, sur le terrain, les principaux horizons (A, B, C, D et E) qui encadrent le passage Cénomanien-Turonien ; et ce, pour un grand nombre de coupes à travers le bassin du Western Interior.

La validité des bentonites comme outil de corrélation à haute résolution entre les diverses régions du bassin nord américain est en effet non seulement confortée par de nombreuses données biostratigraphiques basées sur les ammonites (Cobban & Scott, 1972 ; Elder, 1987 ; Batt, 1993 ; Kennedy *et al.*, 2000) mais aussi par l'agencement géométrique des bentonites par rapport aux niveaux carbonatés majeurs, eux mêmes corrélés sur de très grandes distances (Hattin, 1971 ; Hattin, 1985 ; Hattin, 1986). Il existe donc un arrangement géométrique-type entre bentonites, niveaux carbonatés et interbancs marneux (Fig.II.3).

Ainsi, le niveau A, formé d'une à deux bentonites, appartenant à la zone d'ammonites à *Sciponoceras gracile*, est localisé, pour les faciès les plus carbonatés du centre du bassin jusqu'à la marge orientale, dans un interbanc marneux entre les bancs carbonatés 67 et 73 (numérotation de Cobban & Scott, 1972 établie à Pueblo).

De même, la bentonite B (zone à *Neocardioceras juddii*) repose directement sur le banc 79. Au niveau de la zone à *Watinoceras devonense*, la bentonite C est située dans des passées plus marneuses entre les bancs 88 et 90.

Le niveau C est compris dans la zone d'ammonites à *W. devonense*.

Quant aux horizons D et E, ils se positionnent respectivement à la base et au sommet d'une succession de dix bancs carbonatés majeurs numérotés de 97 à 113 (zones d'ammonite à *Vascoceras birchbyi* et à *Mammites nodosoides*).

Grâce à ces critères, la plupart des niveaux de bentonite peuvent être facilement identifiés de la marge active (Arizona) à la plate-forme orientale stable (Kansas), et du Dakota du Sud au Nouveau Mexique (cf. Partie I. Chapitre II et Partie II. Chapitres III et IV).

Plus finement, d'autres niveaux de bentonite (Fig.II.3), moins épais, peuvent venir compléter cet agencement géométrique-type. Ainsi, un horizon de cendres volcaniques est parfois identifié au-dessus du banc 77 (voir les coupes de Graneros et de Las Animas, Partie II – Chapitre III) ; deux autres, millimétriques, sont parfois observés entre les bentonites C et D ; enfin un autre niveau peut-être également reconnu sous le banc 113 (voir la coupe de Las Animas, Partie II – Chapitre III).

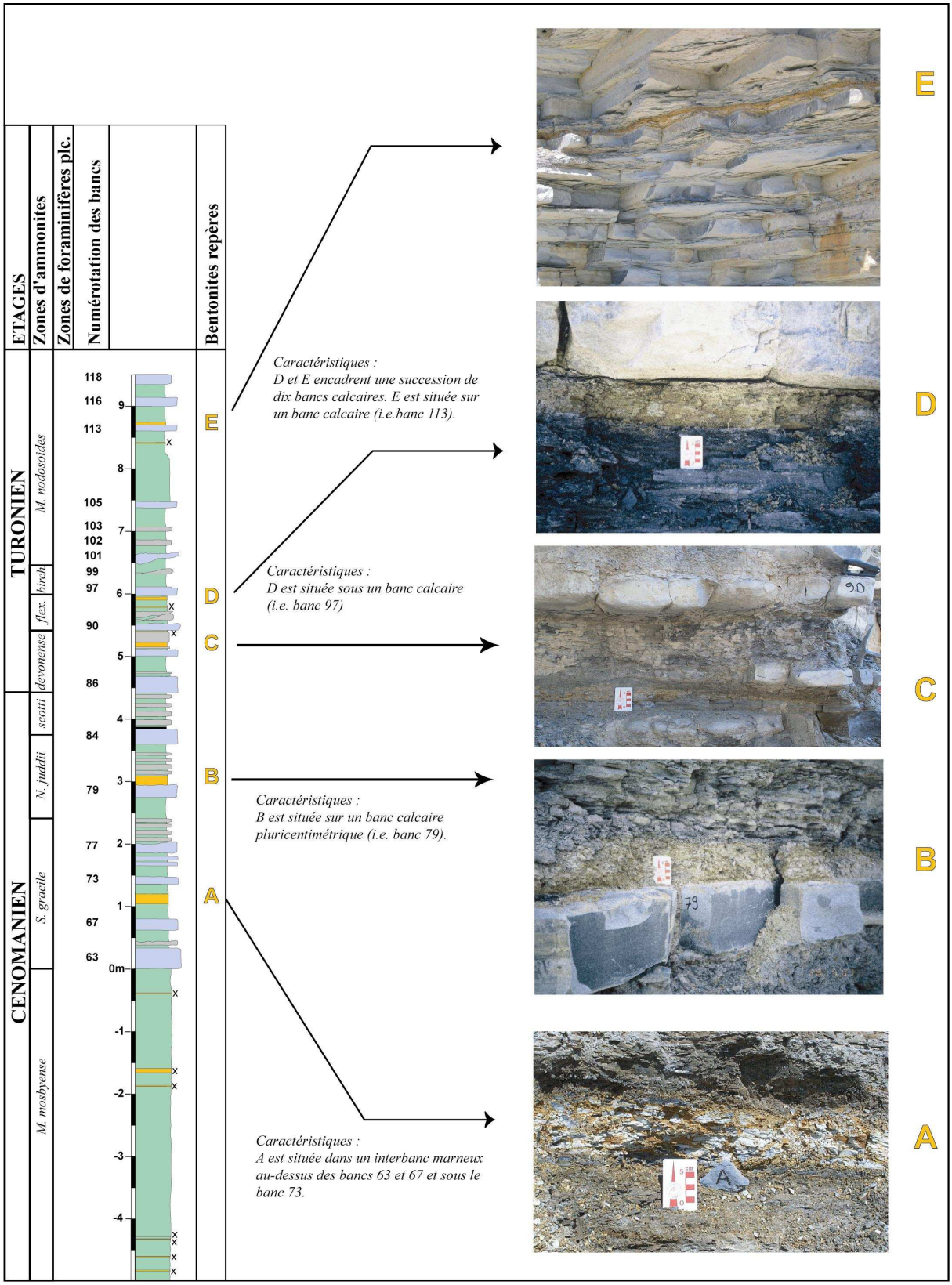


Figure II.3 : Coupe type du centre du Colorado (Pueblo). Distribution des horizons de bentonites vis-à-vis des principaux bancs repères carbonatés et de la biozonation des ammonites (d'après Kennedy & Cobban, 1991 et Kennedy et al., 2000).
A : Hot Springs, Dakota du Sud, cliché B. Beaudoin.
B et C : Pueblo, Colorado, clichés B. Beaudoin.
D : El Vado, Nouveau Mexique, cliché B. Beaudoin.
E : Taylor Springs, Nouveau Mexique.

II.II. 4 - Conclusions

Les critères d'identification et d'attribution des bentonites exposés dans ce chapitre vont être repris et discutés dans la suite de cette deuxième partie pour chacune des coupes (voir chapitres III et IV) ; à l'exception de la coupe de Pueblo où les niveaux A, B, C, D et E ont été définis.

Les trois chapitres suivants vont être construits sur le modèle de la première partie, avec pour chaque coupe une description des signaux lithologiques, puis biostratigraphiques et enfin, s'ils ont été acquis, des signaux chimiostratigraphiques. L'ensemble de ces signaux sera au fur à mesure inscrit dans le cadre téphrochronologique à haute résolution.

CHAPITRE III

LA COUPE DE REFERENCE DE PUEBLO

II.III. 1 - Introduction

Dans le cadre de cette étude, la coupe de Pueblo, pivot internationalement reconnu, a été de nouveau reprise afin de confronter nos résultats à ceux existants dans la littérature mais également afin de recueillir un jeu de données comparable à celui que nous avons acquis sur les autres coupes du bassin nord américain. Comme dans le chapitre consacré au bassin du Western Interior de la première partie (Partie I. Chapitre II), ce chapitre présentera successivement les données obtenues sur les signaux lithologiques puis biologiques et enfin chimiostratigraphiques. A ces résultats, seront intégrés ceux publiés parallèlement à notre travail par d'autres équipes (Keller *et al.*, 2004 ; Keller & Pardo, 2004 ; Caron *et al.*, *sous presse*).

II.III. 2 - Signal lithologique

Un levé de détail sur une trentaine de mètres débutant dans les marnes sommitales du membre de « Hartland Shale » et se terminant dans le membre de « Carlile Shale » avait été préalablement réalisé par B. Beaudoin en 1989 (dans Morel, 1998). Ce levé (Fig.II.4, Annexe 3), complété aux cours de différentes missions de terrain, est parfaitement corrélé à celui obtenu par Kauffman (1977b).

Le découpage lithologique de la coupe de Pueblo et des autres affleurements du sud-est du Colorado permet la distinction de six types de faciès : les bancs calcaires, les horizons de calcaires marneux, les niveaux de marnes calcaires, de marnes et de black-shales et enfin, les couches de cendres volcaniques altérées (Fig.II.4).

L'ensemble des bancs carbonatés majeurs et des bentonites repères déjà documentés dans la littérature (*e.g.* Cobban & Scott, 1972 ; Hattin, 1971 ; Kauffman, 1977b ; Morel, 1998) ont été de nouveau identifiés (Fig.II.4). Plus en détail, de fines différenciations ont été ajoutées entre les marnes calcaires et les horizons pluricentimétriques de calcaires marneux. Ainsi, des quadruplets de bancs de calcaires marneux ont été successivement distingués entre les bancs 77 et 79, 79 et 84 et enfin entre 84 et 86. Un mince niveau de black-shales *s.s.* a également été identifié juste au-dessus du banc 84. Les épaisseurs des bentonites sont de quinze centimètres pour les horizons A et B et respectivement de huit, six et de cinq centimètres pour les niveaux C, D et E (Fig.II.4, Annexe 3).

Une centaine d'échantillons ont été prélevés entre la partie sommitale du membre de « Hartland Shale » et le banc 118 (Fig.II.4), dans les différents types de lithologie (marnes, calcaires et bentonites). Cet échantillonnage double et complète celui (plus de cinquante échantillons pour le même intervalle) de Beaudoin *et al.* (1995) et de Morel (1998). Les données présentées dans ce chapitre reprennent et affinent les travaux de ces derniers. Ainsi, les figures II.5 (distributions temporelle des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes), II.9 (distribution temporelle des microfaciès) et II.10 (Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène) synthétisent les résultats supplémentaires acquis lors la présente étude avec les données antérieures de Beaudoin *et al.* (1995) et de Morel (1998).

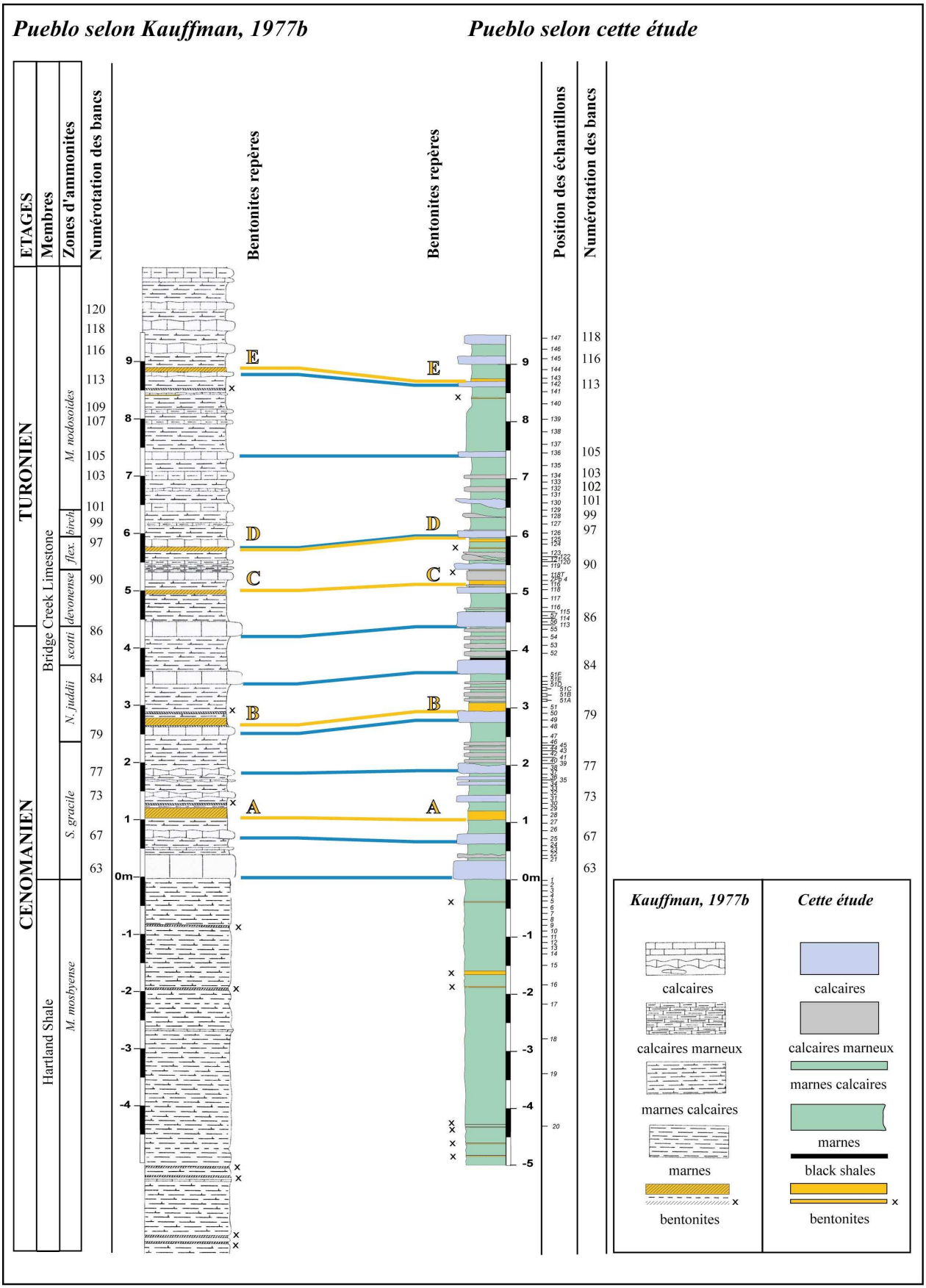


Figure II.4 : Coupes lithologiques de Pueblo selon Kauffman (1977b) à gauche et selon cette étude à droite. Biozonation des ammonites d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000).

II.III. 3 - Signaux biologiques

L'ensemble des données décrites dans ce sous-chapitre concerne les données biologiques (à savoir pour Pueblo : les foraminifères planctoniques et benthiques, les filaments, les inocérames, les radiolaires et les calcisphères). Une attention particulière a été portée sur l'identification des différentes espèces de foraminifères planctoniques ainsi que sur leurs occurrences. En effet, ces taxons sont considérés comme de « bons fossiles stratigraphiques ». Les espèces planctoniques sont largement utilisées à des fins de datation de part leur vaste répartition géographique, leur développement prolifique et leur évolution rapide. Les zonations basées sur les foraminifères planctoniques du Crétacé existent depuis plus d'une cinquantaine d'années. Certaines servent de référence, notamment celles établies, il a une vingtaine d'années grâce à la synthèse de nombreuses données. Ces travaux ont abouti à l'élaboration d'atlas d'espèces pour les Globotruncanidae (Robaszynski & Caron et le groupe de travail européen des foraminifères planctoniques, 1979 ; Robaszynski *et al.*, 1984 ; Caron, 1985). Pour les Heterohelicidae, la publication de Nederbragt (1991) est une référence. Néanmoins, Robaszynski & Caron (1995) réactualisent les zonations des foraminifères planctoniques du Crétacé pour les Globotruncanidae et les Heterohelicidae. La plupart du temps, les zones employées sont des zones d'intervalle. Sur les trente zones découpant le Crétacé, seules huit d'entre elles sont d'extension totale (Robaszynski & Caron, 1995). Ainsi, la limite Cénomanien-Turonien est comprise dans la zone d'intervalle à *W. archaeocretacea*, elle-même comprise entre les deux zones d'extension totale à *R. cushmani* et à *H. helvetica*.

Il est indispensable de souligner que pour écarter tout biais dû à l'échantillonnage, les déterminations des espèces ont été faites à fois sur des formes dégagées (marnes) mais également en lames minces pour les niveaux les plus carbonatés. L'identification des foraminifères planctoniques se réfère à la taxonomie et à la biozonation définies par Robaszynski & Caron (1979), Caron (1985) et Robaszynski & Caron (1995).

II.III.3.1 - Occurrences des foraminifères planctoniques, index de zone

La distribution des foraminifères planctoniques (Fig.II.5) confirme la présence de très rares spécimens de *R. cushmani*, une vingtaine de centimètres sous la base du banc 86 (échantillon PB56), c'est-à-dire jusqu'au sommet du Cénomanien (Fig.II.5, II.6) comme l'avait déjà noté Leckie (1985). Les derniers morphotypes de *R. cushmani* observés dans ce niveau sont toutefois atypiques (Annexe 4 planche n°A4.2). De taille plus petite, ces formes présentent moins de loges (4 à 6) et une carène moins marquée ; néanmoins celle-ci reste bien visible sur l'ensemble des loges du dernier tour.

La première occurrence de *H. helvetica*, identifiée en lame mince, se situe quelques centimètres au-dessus, à la base du banc 86 (Beaudoin *et al.*, 1995 ; Morel, 1998). Au-delà de ce niveau, *H. helvetica* n'a plus été observée (Beaudoin *et al.*, 1995 ; Morel, 1998 et cette étude) jusqu'au banc 102 où Caron *et al.* (*sous presse*) placent sa première occurrence (Fig.II.6). En revanche, Keller & Pardo (2004) ont identifié ce taxon dès l'interbanc 89 (niveaux situés entre les bancs 86 et 102 ; Fig.II.6).

II.III.3.2 - Les anaticinelles (description et extension temporelle)

Aux côtés des formes classiques carénées de *R. cushmani* et de *R. greenhornensis* (seulement deux espèces de *Rotalipora* sont observées à Pueblo, Fig.II.7), existent des formes à ouvertures suturales secondaires sur la face ombilicale mais chez lesquelles la carène est atrophiée ou absente (morphotypes globuleux) appartenant au genre *Anaticinella* définit par Eicher en 1972. La première *A. multiloculata* (Fig.II.7) présente un grand nombre de loges sur le dernier tour de spire (6,5 à 9). La deuxième espèce *Anaticinella planoconvexa* (LONGORIA) est décrite pour la première fois par Longoria au Texas en 1973, elle possède moins de loges que la précédente : six loges au maximum (Fig.II.7). Longoria (1973) attribue *A. multiloculata* et *A. planoconvexa* au nouveau genre *Pseudoticinella* caractérisé par des loges globuleuses portant un bandeau périphérique imperforé et des ouvertures secondaires suturales.

PUEBLO (Colorado)

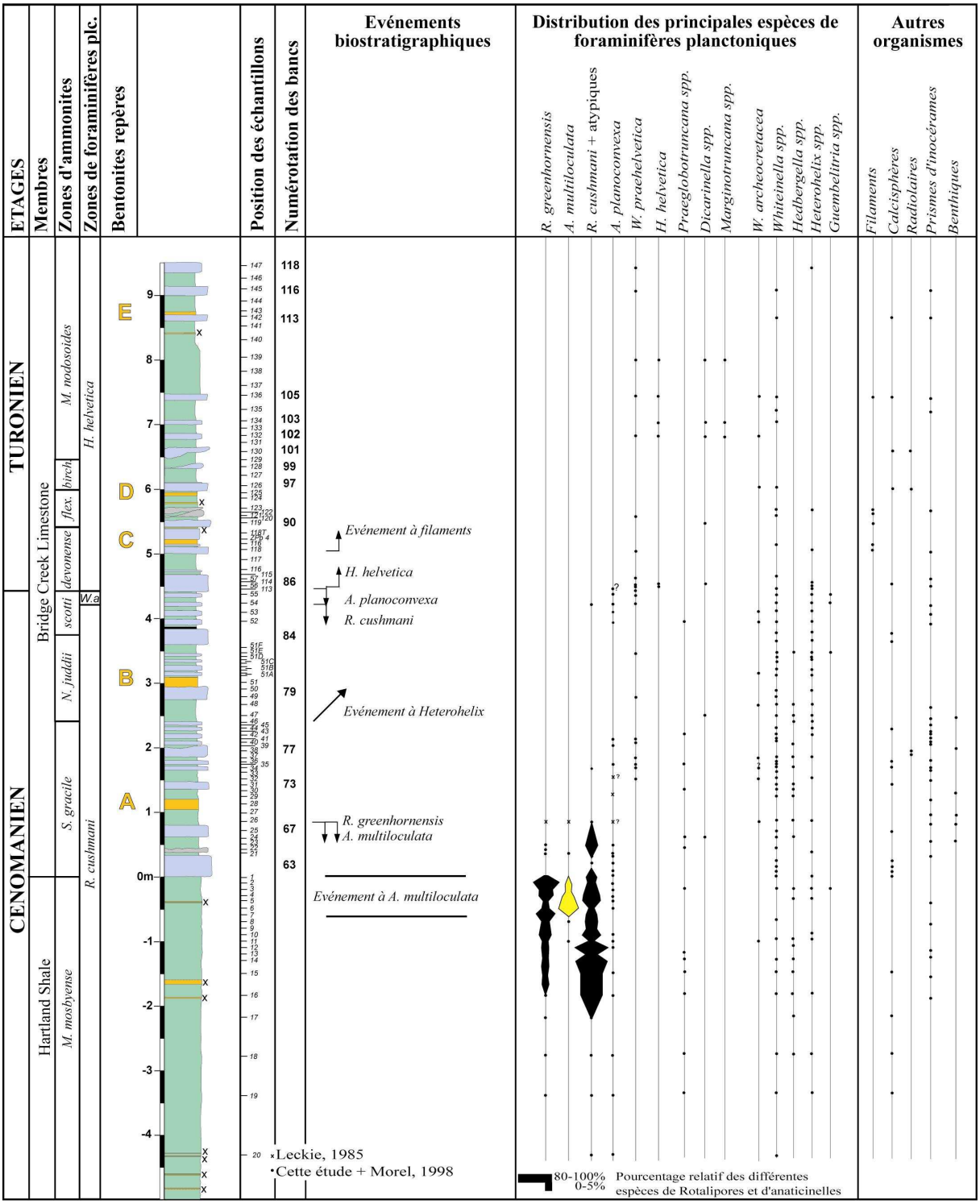


Figure II.5 : Distribution temporelle des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Pueblo au passage Cénomanien-Turonien (Desmares et al., sous presse).
Biozonation des ammonites d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000).

PUEBLO (Colorado)

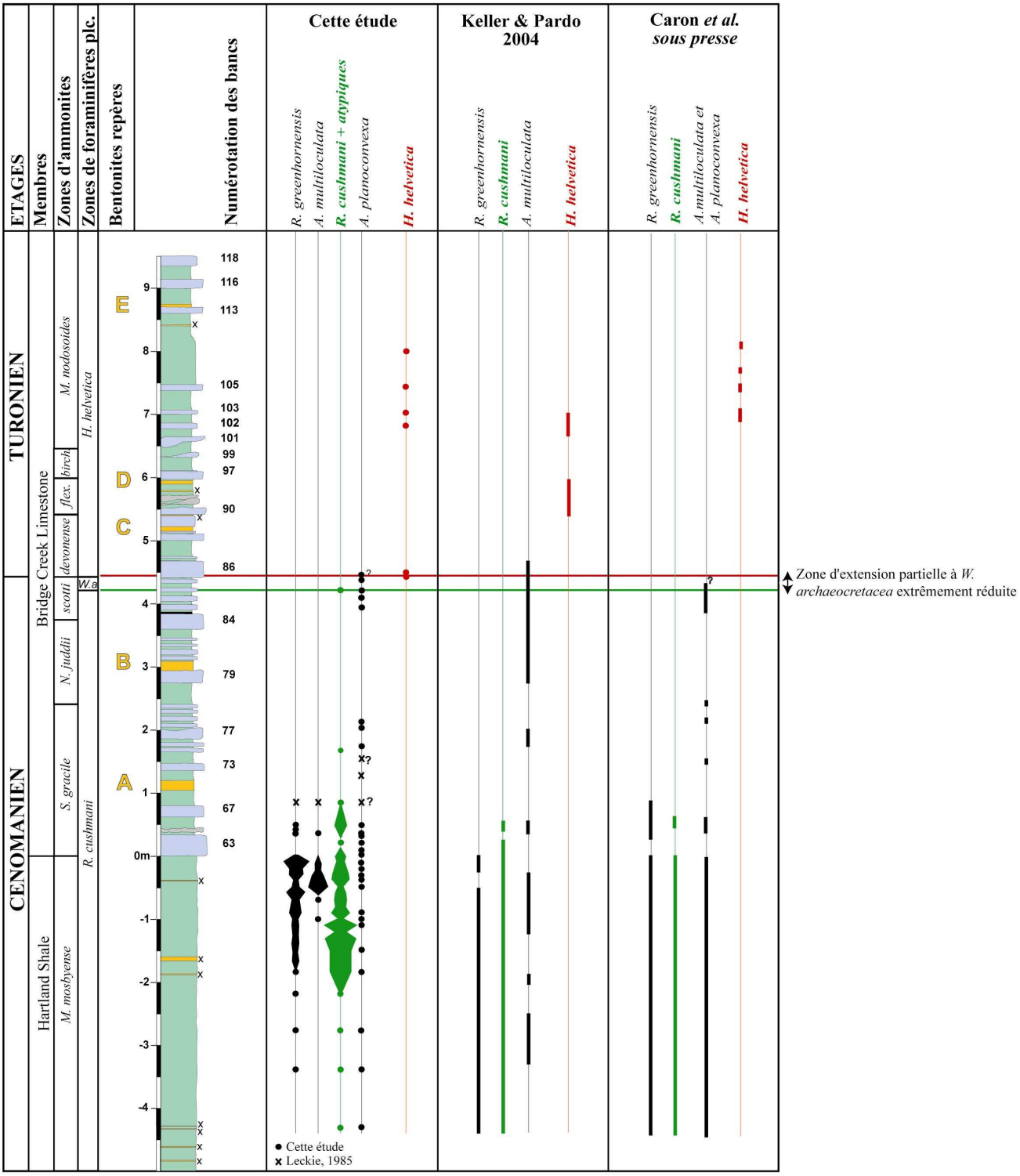
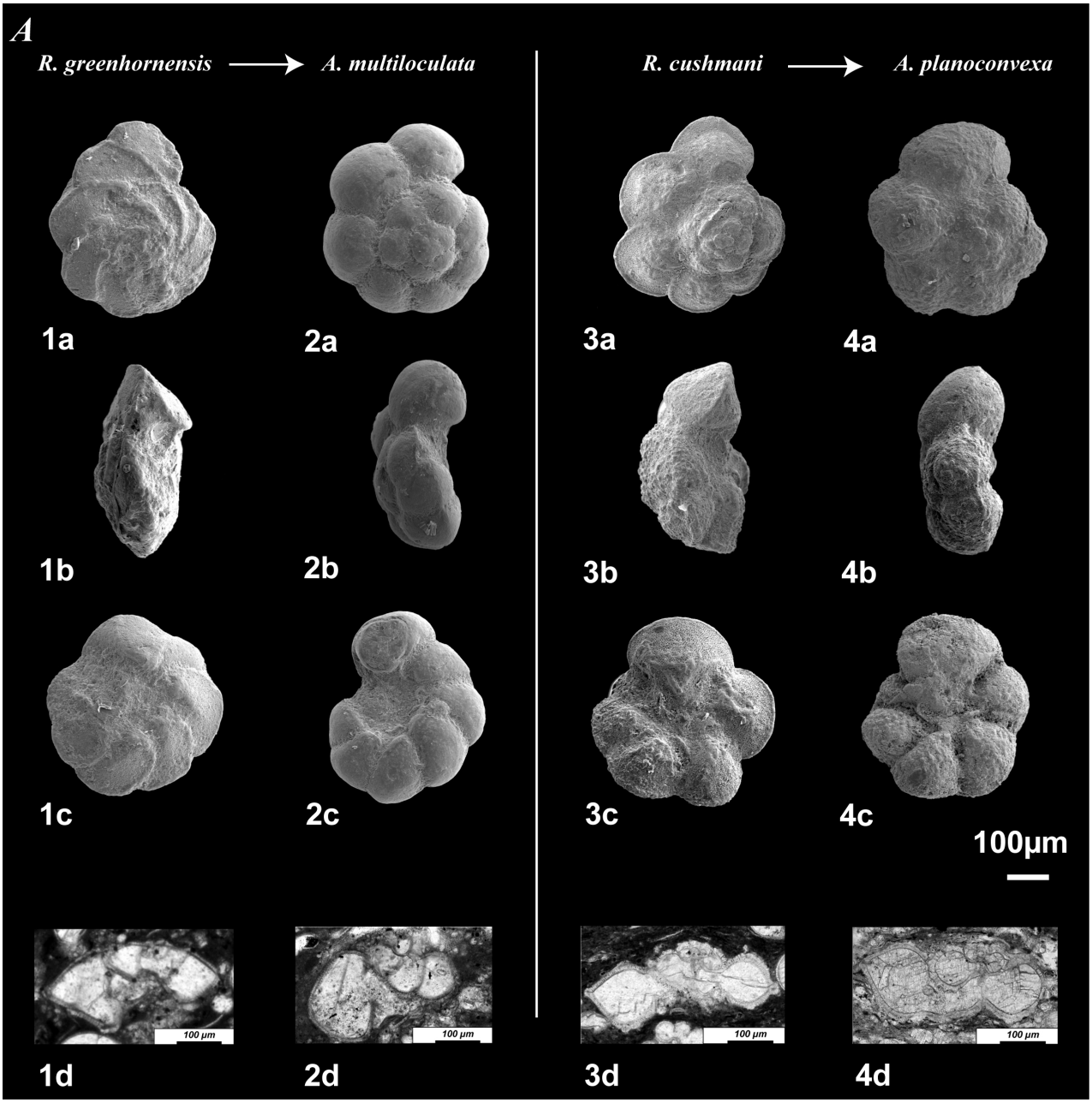


Figure II.6 : Distribution temporelle des espèces index de foraminifères planctoniques à Pueblo selon les différents auteurs.



B

	R. greenhornensis	*A. multiloculata*	*R. cushmani*	*A. planoconvexa*
Nombre de loges	6 - 9	6,5 - 9	4 - 7	5 - 6
Ouvertures secondaires	suturales	suturales	suturales	suturales
Sutures (face spirale)	en relief	déprimées	en relief	déprimées
Forme	carénée	globuleuse	carénée	globuleuse

Figure II.7A : Différentes espèces de rotalipores et d'anaticinelles de la coupe de référence de Pueblo PB (Desmares et al., 2003, modifié).

La cote entre parenthèse correspond à la distance de la base du banc 63.

1 (PB -0.20 m) : Rotalipora greenhornensis (MORROW, 1934)*; 1a : face spirale, 1b : profil, 1c : face ombilicale. 2 (PB -0.50 m) : Anaticinella multiloculata* (MORROW, 1934)*; 2a : face spirale, 2b : profil, 2c : face ombilicale. 3 (PB -0.20m) : Rotalipora cushmani* (MORROW, 1934)*; 3a : face spirale, 3b : profil, 3c : face ombilicale. 4 (PB -0.40 m) : Anaticinella planoconvexa* (LONGORIA, 1973)*; 4a : face spirale. 4b : profil, 4c : face ombilicale.*

1d, 2d, 3d et 4d : lames minces de spécimens de R. greenhornensis, A. multiloculata, R. cushmani et A. planoconvexa.

Figure II.7B : Tableau comparatif des principaux caractères morphologiques entre Rotalipora et Anaticinella (Desmares et al., 2003).

Comme il a été signalé précédemment, les deux espèces sont également décrites à Pueblo (cf. I.II.3.2.Signaux biologiques) par Leckie (1985), par Beaudoin *et al.* (1995) et par Morel (1998). Leckie (1985) signale *A. multiloculata s.s.* à loges nombreuses et *A. multiloculata s.l.* avec moins de loges. Il suggère que *A. multiloculata s.l.* provienne de *R. cushmani* selon le même mécanisme qui a conduit *R. greenhornensis* vers *A. multiloculata s.s.* Beaudoin *et al.* (1995) et Morel (1998) placent les deux espèces d'anaticinelles dans le genre *Rotalipora* et les qualifient de « rotalipores atypiques ». Dans le même ordre d'idée, Caron (1985) place les genres *Anaticinella* et *Pseudoticinella* en synonymie avec le genre *Rotalipora*.
En accord avec Caron (1985), nous ne retenons pas le genre *Pseudoticinella* ; en revanche nous retenons (cf. III.V.2.1 De *Rotalipora* à *Anaticinella*) le genre *Anaticinella*, les espèces observées ne présentant pas de carène (ou pas sur l'ensemble des loges du dernier tour de spire), caractéristique du genre *Rotalipora*. Nous reconnaissons les deux espèces *A. multiloculata* au sens Eicher (1972) et *A. planoconvexa sensu* Longoria (1973) que nous attribuons au genre *Anaticinella*. Par suite, nous ne rattachons au genre *Rotalipora* que les spécimens présentant une carène sur l'ensemble des loges du dernier tour de spire.

A. planoconvexa demeure minoritaire au sein des assemblages planctoniques (1 à 5%), elle est chronologiquement la première espèce d'anaticinelles observée à Pueblo (Fig.II.5). *A. multiloculata*, d'extension stratigraphique plus réduite, prolifère quelques dizaines de centimètres sous le banc 63, sous un niveau millimétrique de bentonite, pour atteindre près de quatre-vingt pourcent des formes planctoniques de grande taille (plus de 250 µm), avant un déclin progressif (Fig.II.5). Sur une durée de quelques dizaines de milliers d'années ces morphotypes vont dominer les rotalipores. Dans la suite de cette étude, cet événement sera désigné comme « l'événement à *A. multiloculata* ».

Cependant *A. multiloculata* va s'éteindre rapidement et de manière synchrone avec *R. greenhornensis*. *A. planoconvexa* perdure quant à elle jusqu'au Cénomanien sommital (Beaudoin *et al.*, 1995 ; Morel, 1998), sa dernière occurrence pourrait être synchrone de la disparition de *R. cushmani* atypique observée sous le banc 86. Beaudoin *et al.* (1995) et Morel (1998) signalent même une occurrence incertaine de *A. planoconvexa* (Fig.II.5) à la base du banc 86 en accord avec Keller & Pardo (2004) qui observent plusieurs spécimens d'anaticinelles dans ce même banc (Fig.II.6). Les anaticinelles (*A.* planoconvexa) semblent donc survivre jusqu'au Turonien basal. Toutefois Keller & Pardo (2004) n'observent qu'une seule espèce d'anaticinelle à Pueblo. Leurs illustrations, acquises au microscope électronique à balayage (MEB), laissent à penser qu'ils ont regroupé les deux espèces en une seule (*i.e. A. multiloculata*). En effet, le spécimen des clichés 15 et 16 de la planche 1 de leur publication, identifié par Keller & Pardo (2004) comme correspondant à une forme de transition entre *R. cushmani* et *A. multiloculata*, serait selon nos critères une forme de transition entre *R. cushmani* et *A. planoconvexa* (6 loges) ; ce qui est en accord avec la logique phylogénétique (*R. cushmani* tend vers *A. planoconvexa*).

Quoi qu'il en soit, l'ordre biostratigraphique s'avère respecté, les formes globuleuses « rétro-évoluées » disparaissant en même temps (*R. greenhornensis* et *A. multiloculata*) ou peu après (*R. cushmani* et *A. planoconvexa*) leurs « ancêtres » carénés (Fig.II.5).

II.III.3.3 - Distribution des autres espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes

La zone d'ammonites à *M. mosbyense* et la base de la zone à *S. gracile* correspondent à un intervalle de temps où les deux espèces de rotalipores, *R. cushmani* et *R. greenhornensis* sont abondantes (Fig.II.5). Au-dessus du banc 63, les spécimens de *R. greenhornensis* vont devenir très peu abondants ; ces derniers sont identifiés sous la bentonite A (Fig.II.5). *R. cushmani* se raréfie entre le banc 63 et la bentonite A ; de très rares occurrences de ce taxon étant ensuite observées jusque sous le banc 86.

Il est à noter que *R. cushmani* et *R. greenhornensis* sont les deux seules espèces de rotalipores observées à Pueblo dans cette étude. Toutefois, Keller & Pardo (2004) signalent également la présence de *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD, 1949) et de *Rotalipora deeckei* (FRANKE, 1925) sous le banc 63.

Au Turonien inférieur, les morphotypes carénés restent très sporadiques, avec de rares occurrences de *H. helvetica* dans le banc 86, puis au-delà du banc 102 ; quelques spécimens de *Marginotruncana marianosi* (DOUGLAS, 1969) dans les niveaux 102, 103 et au-dessus du banc 105. Les formes bicarénées, *Dicarinella algeriana* (CARON, 1966) et *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA, 1962), restent plus communes, notamment dans les horizons 102, 103 et au-dessus du banc 105. Quelques occurrences sporadiques de dicarinelles sont reconnues au Cénomanien supérieur et au Turonien basal, comme dans le banc 86 (Fig.II.5).

Si les espèces carénées sont extrêmement rares, en revanche, les formes globuleuses trochospiralées et bisériées (*Hedbergella* spp., *Whiteinella* spp., *Heterohelicidae*) abondent tout au long du passage Cénomanien-Turonien. Les whiteinelles de grande taille comme *Whiteinella brittonensis* (LOEBLICH & TAPPAN, 1961) ou *Whiteinella paradubia* (SIGAL, 1952) sont particulièrement abondantes entre les bancs 79 et 103 (Morel, 1998).

D'autres organismes sont observés. Ainsi, dès l'interbanc 89 (sous la bentonite C), certains niveaux (Fig.II.5) présentent une grande quantité de formes juvéniles de bivalves ou filaments (Fig.II.5 ; cf. I.II.3.2. Signaux biologiques).

Les calcisphères peuvent être présentes à abondantes notamment dans les bancs repères 63, 67, 73, 77, 84, 86, 97, 99, 105 et 113 (Fig.II.5).

Quelques radiolaires ont été observés, le plus souvent en lames minces, dans les niveaux les plus indurés comme les horizons 77, 97 et 101 (Fig.II.5). Caron *et al.* (*sous presse*) les observent également dans le banc 73 et au-dessus du banc 105.

La présence de primes d'inocérames est souvent relevée en lames minces ou en forme dégagée (Fig.II.5).

II.III. 4 - Microfaciès

Des lames minces réalisées sur les niveaux carbonatés et sur les horizons marneux les plus indurés ont permis une analyse fine des microfaciès, témoins de l'oxygénation des eaux de fond (Beaudoin *et al.*, 1995).

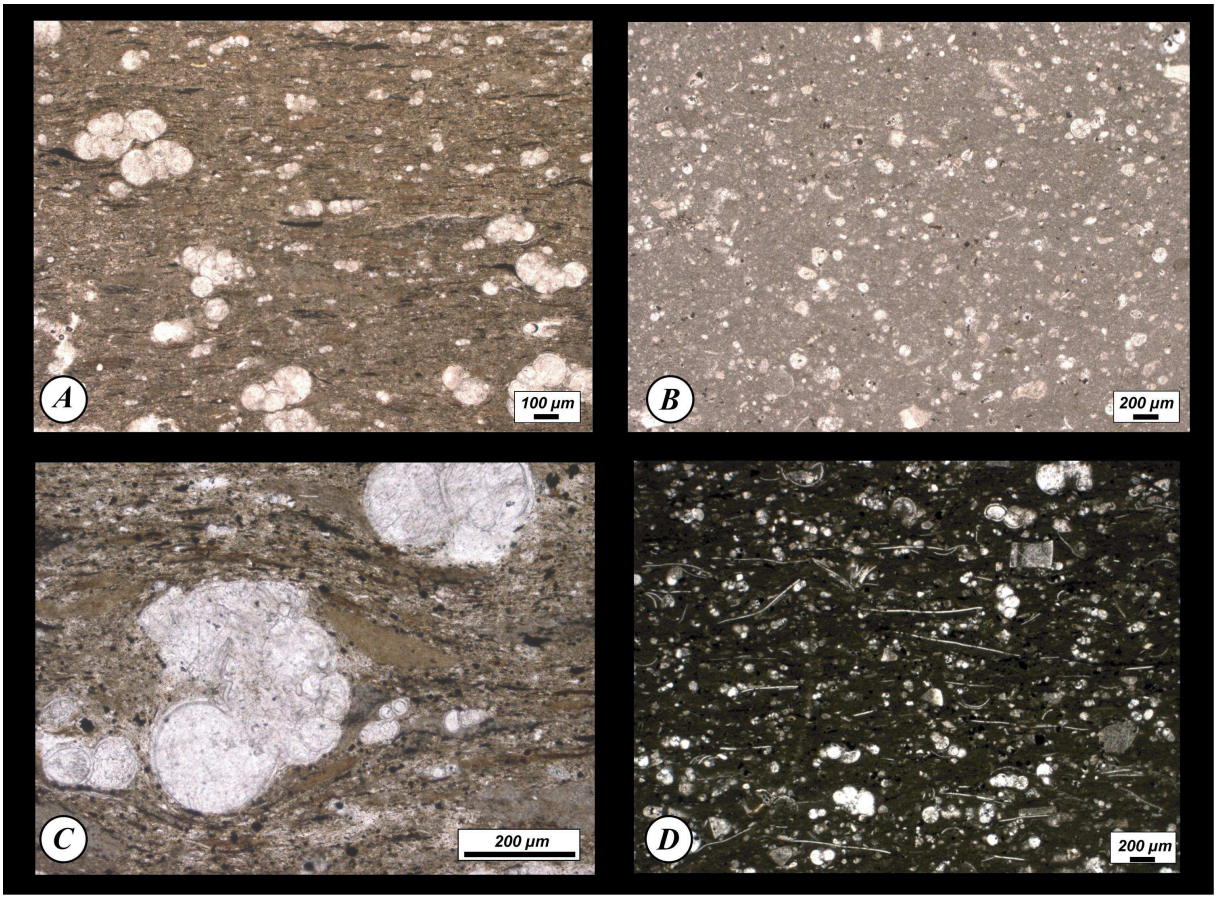


Figure II.8 : Différents types de microfaciès
A *: Microfaciès de type* ***"anoxique"****. C : Détail. Pueblo, Colorado, PB19.*
B *: Microfaciès de type* ***"oxygéné"****. El Vado, Nouveau Mexique, EV38b.*
D *:* ***Evénement à "filaments"****. Pueblo, Colorado, PB118.*

II.III.4.1 - Définitions

Deux principaux types de microfaciès (Fig.II.8) ont été définis. Le premier type fortement bioturbé (Fig.II.8B), est riche d'une microfaune diversifiée (calcisphères, foraminifères planctoniques et benthiques). Les foraminifères planctoniques y présentent souvent des morphotypes complexes, carénés ou bicarénés (*e.g. Rotalipora* ou *Helvetoglobotruncana*). Le second type de microfaciès (Fig.II.8A), finement laminé et noirâtre, est caractérisé par une microfaune essentiellement planctonique (tranche d'eau superficielle), peu diversifiée, avec des formes globuleuses trochospiralées (*Whiteinella*) ou bisériées (*Heterohelicidae*) ; les foraminifères sont souvent disposés en fines lamines parfois sans matrice. Des figures de compaction s'observent autour des organismes (Fig.II.8C). Le premier type de microfaciès caractérise un environnement aux conditions d'oxygénation normale, le second un milieu dysoxique à anoxique. La plupart du temps, celui-ci présente un taux de carbone organique total (COT) élevé, de 2 à 5%, par opposition aux microfaciès de type oxygénés qui présentent fréquemment des teneurs en COT inférieures à 1% mais correspondent aux niveaux les plus carbonatés (Fig.II.9). Des faciès intermédiaires sont également distingués entre ces deux extrêmes (Fig.II.9).

PUEBLO (Colorado)

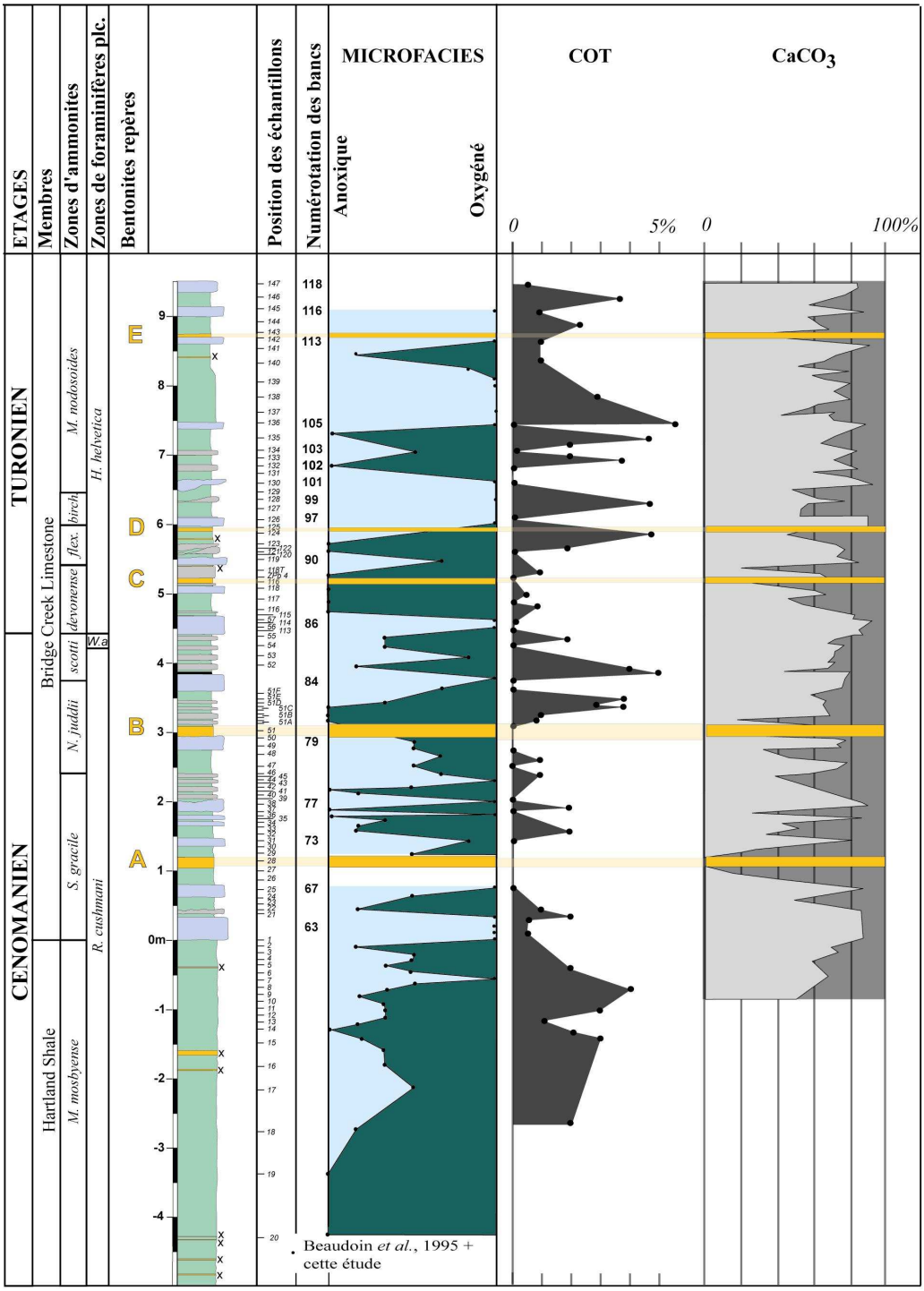


Figure II.9 : Distribution temporelle des microfaciès (Beaudoin et al., 1995 + cette étude) comparée à l'évolution du carbone organique total (d'après Arthur et al., 1985 ; Pratt, 1985) et du $CaCO_3$ (d'après Caron et al., sous presse). Biozonation des ammonites d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000).

II.III.4.2 - Distribution temporelle des microfaciès

La distribution temporelle des microfaciès à Pueblo présente une succession de fluctuations entre des faciès anoxiques et oxygénés (Fig.II.9). Les microfaciès oxygénés correspondent le plus souvent aux bancs repères très carbonatés (*e.g.* bancs 63, 67, 84, 86, 97, 101, 105, 113 et 116) et encadrent des faciès caractérisant des environnements plus anoxiques (Fig.II.9). Néanmoins, à cette tendance générale, des alternances à plus haute fréquence se surimposent.

Pour le membre de « Bridge Creek Limestone », les passées les plus anoxiques sont observées du sommet de l'interbanc 78 au banc 84, de l'interbanc 87 à la bentonite D et entre les bancs 101 et 105 (Fig.II.9). Les niveaux les plus oxiques sont compris du banc 67 au banc 73, du banc 77 au sommet de l'interbanc 78, du banc 84 au banc 86, du banc 97 au banc 101 et entre le banc 105 et le niveaux de bentonite situé sous la banc 113 (Fig.II.9). Sous le banc 63, la partie sommitale du membre de « Hartland Shale » présente des microfaciès globalement anoxiques avec quelques phases d'oxygénation notamment entre les échantillons PB9 et PB5 (Fig.II.9).

II.III. 5 - Signaux chimiostratigraphiques

Les analyses isotopiques ont été réalisées à Pueblo sur la roche totale en complément de celles acquises par Morel (1998). L'ensemble de ces données est présenté par la figure II.10. Les mesures isotopiques réalisées sur la roche totale fluctuent entre –1,8‰ et 4‰ pour le $\delta^{13}C_{carb}$ et entre -8‰ et -4‰ pour le $\delta^{18}O_{carb}$ (Annexe 3).

II.III.5.1 - Isotopes stables du carbone

La courbe du $\delta^{13}C_{carb}$ permet de distinguer plusieurs événements isotopiques à Pueblo.

Ainsi, la base du membre de « Bridge Creek Limestone » voit un brusque accroissement des valeurs de 0,5‰ à 4‰ (Fig.II.10).

Puis, l'intervalle compris entre le banc 67 et le toit du banc 77 (zone d'ammonites à *S. gracile*) est marqué par des fluctuations à très haute fréquence entre des valeurs très faibles dans les niveaux les plus carbonatées (jusqu'à -1,8‰) et des valeurs en moyenne comprise entre 1 et 2‰ dans les interbanc marneux. Quoiqu'il en soit, pour cet intervalle, les valeurs sont globalement plus faibles que précédemment.

De la base de la zone d'ammonites à *N. juddii* à la base de la zone à *P. flexuosum*, les valeurs augmentent de nouveau et les fluctuations deviennent moins prononcées. Les valeurs les plus faibles sont toujours observées dans les bancs les plus carbonatés (de 1 à 1,5‰) alors que dans les horizons les plus marneux elles atteignent jusqu'à 2,5‰.

Au-delà de la bentonite D, les valeurs deviennent plus basses, de 0 à 1,5‰.

II.III.5.2 - Isotopes stables de l'oxygène

En ce qui concerne les isotopes stables de l'oxygène, les valeurs deviennent significativement plus positives, de -7,5‰ à -5‰ (Fig.II.10), de la zone d'ammonites à *M. mosbyense* à la zone à *S. gracile* (sous la bentonite A).

Après une brève décroissance des valeurs autour de la bentonite A, la courbe du $\delta^{18}O_{carb}$ enregistre, jusqu'au toit du banc 77, des fluctuations à haute fréquence entre les valeurs mesurées dans les marnes (plus faibles) et celles acquises dans les calcaires (plus élevées).

Puis, jusqu'au banc repère 86, les valeurs se stabilisent (entre -7,5‰ et -6‰). Des variations entre les données obtenues dans les marnes et celles des calcaires sont toujours observées.

Au-dessus du banc 86, les valeurs connaissent deux augmentations brusques sous la bentonite C puis au niveau du banc repère 97.

Au-delà de ce niveau, les valeurs s'abaissent de nouveau (-6‰ à -7‰).

PUEBLO (Colorado)

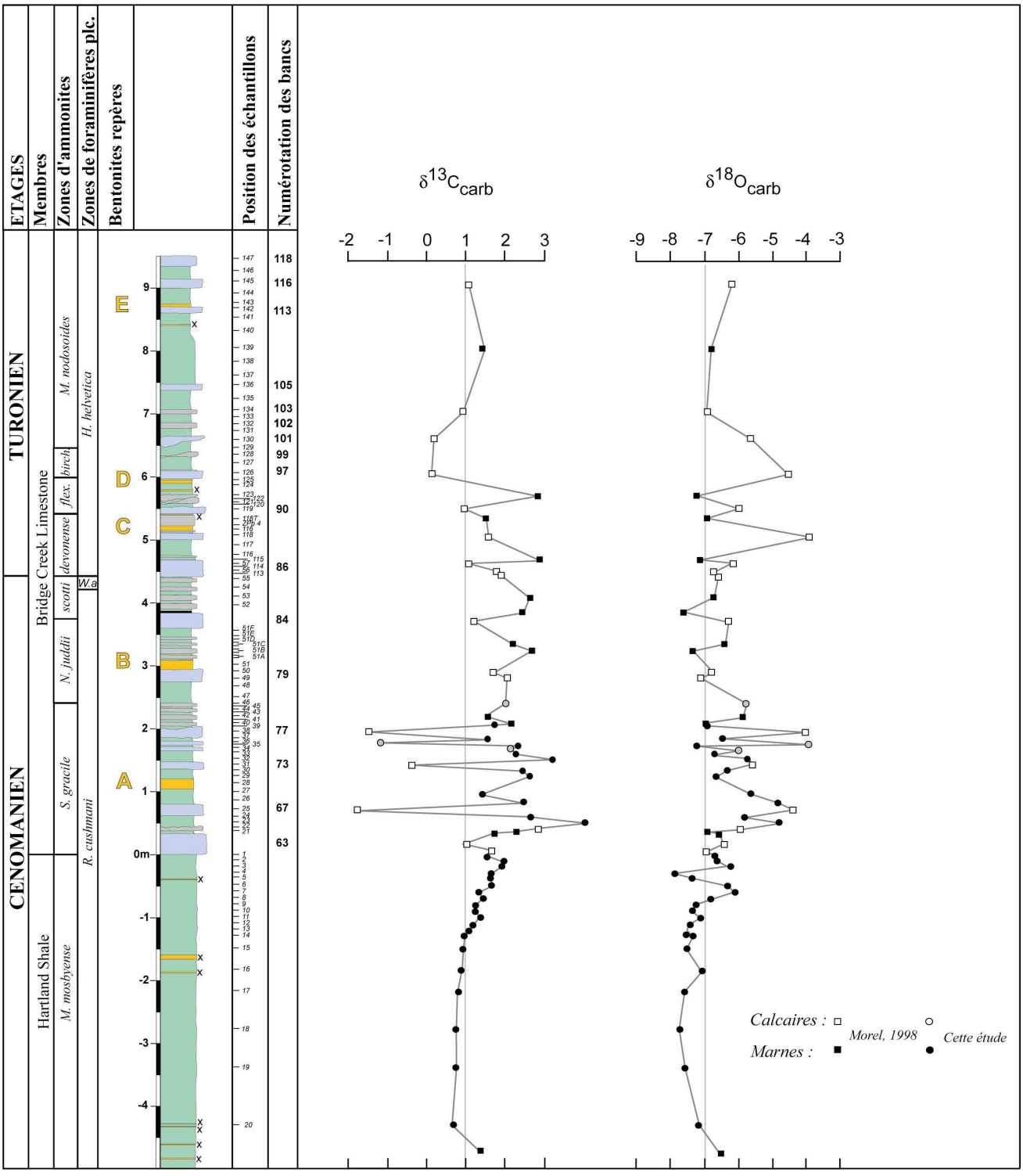


Figure II.10 : Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène (Morel, 1998 + cette étude). Biozonation des ammonites d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000).

II.III. 6 - Signaux lithologiques et biologiques dans la région de Pueblo (Coupes de Graneros et de Las Animas)

Deux autres affleurements ont été étudiés dans le sud-est du Colorado. Il s'agit des coupes de Graneros et de Las Animas (Annexe 3) respectivement situées à soixante kilomètres au sud et à cent vingt cinq kilomètres à l'est de la coupe de référence de Pueblo (Fig.II.11).

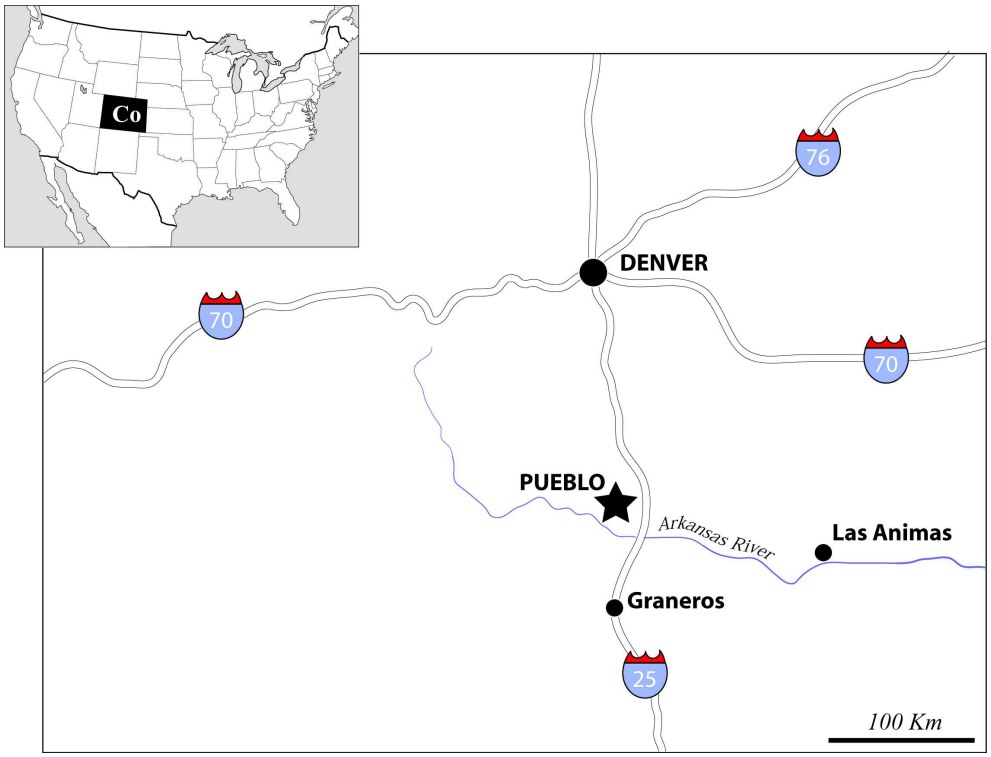


Figure II.11 : Localisation des coupes de Pueblo, de Graneros et de Las Animas

II.III.6.1 - Signal lithologique

II.III. 6.1.1 - Coupe de Graneros :

Les bentonites repères (A, B, C, D et E) ainsi que les bancs carbonatés majeurs (*i.e.* 63, 67, 77, 79, 84, 86, 90, 97, 113, 116 et 118) déterminés à Pueblo sont reconnus à Graneros (Fig.II.12). La puissance de la coupe de Graneros est proche de celle de Pueblo (du banc 63 au banc 118). Néanmoins, l'intervalle compris entre les bentonites D et E apparaît plus condensé pour cette dernière coupe (Fig.II.12). Mais les dix bancs repères (*i.e.* de 97 à 113) classiquement reconnus entre les bentonites D et E restent bien distincts. Les épaisseurs des horizons repères demeurent du même ordre de grandeur que celles mesurées à Pueblo, et sont respectivement pour les bentonites A, B, C, D et E de dix, vingt et un, dix, trois et six centimètres.

Dans le détail, de fines variations sont relevées, comme l'apparition ou la disparition de niveaux carbonatés dans le motif lithologique secondaire. Ainsi, alors que certains horizons centimétriques de calcaires marneux ne sont pas enregistrés à Graneros (*i.e.* entre les bancs 79 et 84 ou entre les bancs 84 et 86), d'autres s'ajoutent à la base de la coupe sous le banc 63 (Fig.II.12). De même, de fins interbancs marneux viennent s'intercaler entre l'équivalent du banc 79 et la bentonite B, ou encore entre la bentonite D et le banc 97 (Fig.II.12). Comme à Pueblo, un niveau centimétrique de black-shales est identifié entre les bancs 84 et 86, mais, à Graneros, il ne repose pas directement sur le banc 84 (Fig.II.12).

PUEBLO (Colorado) ***GRANEROS (Colorado)*** ***LAS ANIMAS (Colorado)***

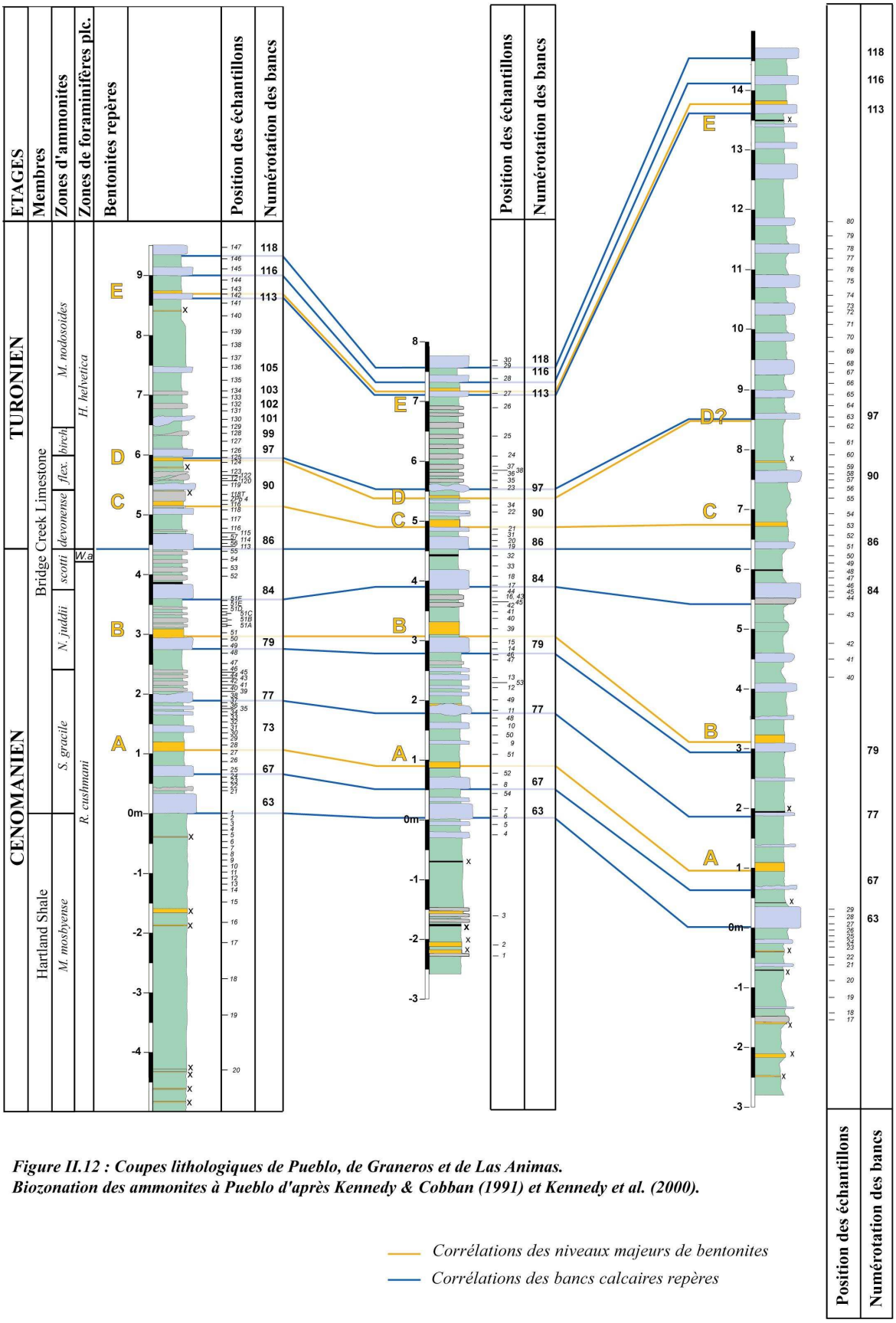


Figure II.12 : Coupes lithologiques de Pueblo, de Graneros et de Las Animas.
Biozonation des ammonites à Pueblo d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000).

II.III. 6.1.2 - Coupe de Las Animas :

La coupe de Las Animas n'a pas pu être levée convenablement entre le banc 63 et la bentonite B, ni au-delà du banc de l'échantillon LA80 (Fig.II.12). Les données lithologiques manquantes sont complétées grâce aux observations de Hattin (1987). Comme pour la coupe de Graneros, la bentonite C ainsi qu'un certain nombre de bancs repères carbonatés (*i.e.* 63, 84, 86, 90 et 97) sont identifiés et corrélés (Fig.II.12) en accord avec les travaux de Hattin (1987) sur la partie levée et échantillonnées (54 échantillons, Fig.II.12). En revanche, la bentonite D n'a pas été trouvée alors qu'elle est signalée par Hattin (1987). Celle-ci est positionnée sur la figure II.12 d'après le levé de ce dernier. La puissance de la coupe est beaucoup importante qu'à Pueblo ou à Graneros (quasi le double), sauf pour l'intervalle compris entre la base du banc 84 et celle du banc 86. Cet intervalle contient un fin niveau de black-shales (Fig.II.12). D'après les travaux de Hattin (1987) et les nôtres, l'épaisseur des bentonites est du même ordre de grandeur que pour les coupes de Pueblo et de Graneros.

Des variations dans le motif lithologique sont notées entre les bentonite B et C (Fig.II.12). Par exemple, la disparition du banc sous-jacent à la bentonite C est constatée.

II.III.6.2 - Occurrences des foraminifères planctoniques et des autres organismes

II.III. 6.2.1 - Coupe de Graneros :

A Graneros, la distribution des foraminifères planctoniques (Fig.II.13) témoigne de la présence de *R. cushmani* jusqu'au banc 79 et de *R. greenhornensis* jusqu'au banc 63 (ces occurrences ont été identifiées en lames minces). Une première occurrence de *H. helvetica* est relevée dans un interbanc marneux situé au-dessus de la bentonite D (échantillon GR38, au-dessus du banc 101). De très rares spécimens de *A. multiloculata* et de *A. planoconvexa* sont observés en lames minces. Cependant, il faut souligner que l'intervalle où ces formes semblent les plus abondantes (*i.e.* sous le banc 63, cf. Pueblo et Las Animas), n'a pas été échantillonné.

L'événement à filaments commence au sein du banc carbonaté situé sous la bentonite C (Fig.II.13). La présence de calcisphères est notée dans les bancs 63 et 77 ainsi que dans un niveau carbonaté situé sous le banc 63. Des occurrences de foraminifères benthiques à affinité téthysienne sont relevées entre le banc 63 et l'interbanc 78 compris (Fig.II.13).

II.III. 6.2.2 - Coupe de Las Animas :

A Las Animas, la distribution des foraminifères planctoniques, pour la partie échantillonnée (Fig.II.13), rend compte de la présence de *H. helvetica*, identifiée en lame mince (Annexe 4, planche A4.4), dans le niveau carbonaté équivalent au banc 86 et situé sous la bentonite C (Fig.II.13).

L'événement à filaments débute au sein de ce même banc.

L'échantillonnage incomplet de cet affleurement ne permet pas de localiser les dernières occurrences de rotalipores et d'anaticinelles puisque aucun de ces taxa n'a été identifié au-dessus de la bentonite B. En revanche, nous notons, un mètre sous le banc 63 (Fig.II.13), quelques centimètres sous un horizon millimétrique de bentonite, une prolifération de *A. multiloculata* qui va atteindre jusqu'à soixante pourcent des espèces planctoniques de grande taille (supérieure à 250 µm).

Des calcisphères sont notées dans quelques bancs calcaires entre les bentonites D et E. L'observation d'une lame mince issue du banc 97 atteste de la présence de radiolaires.

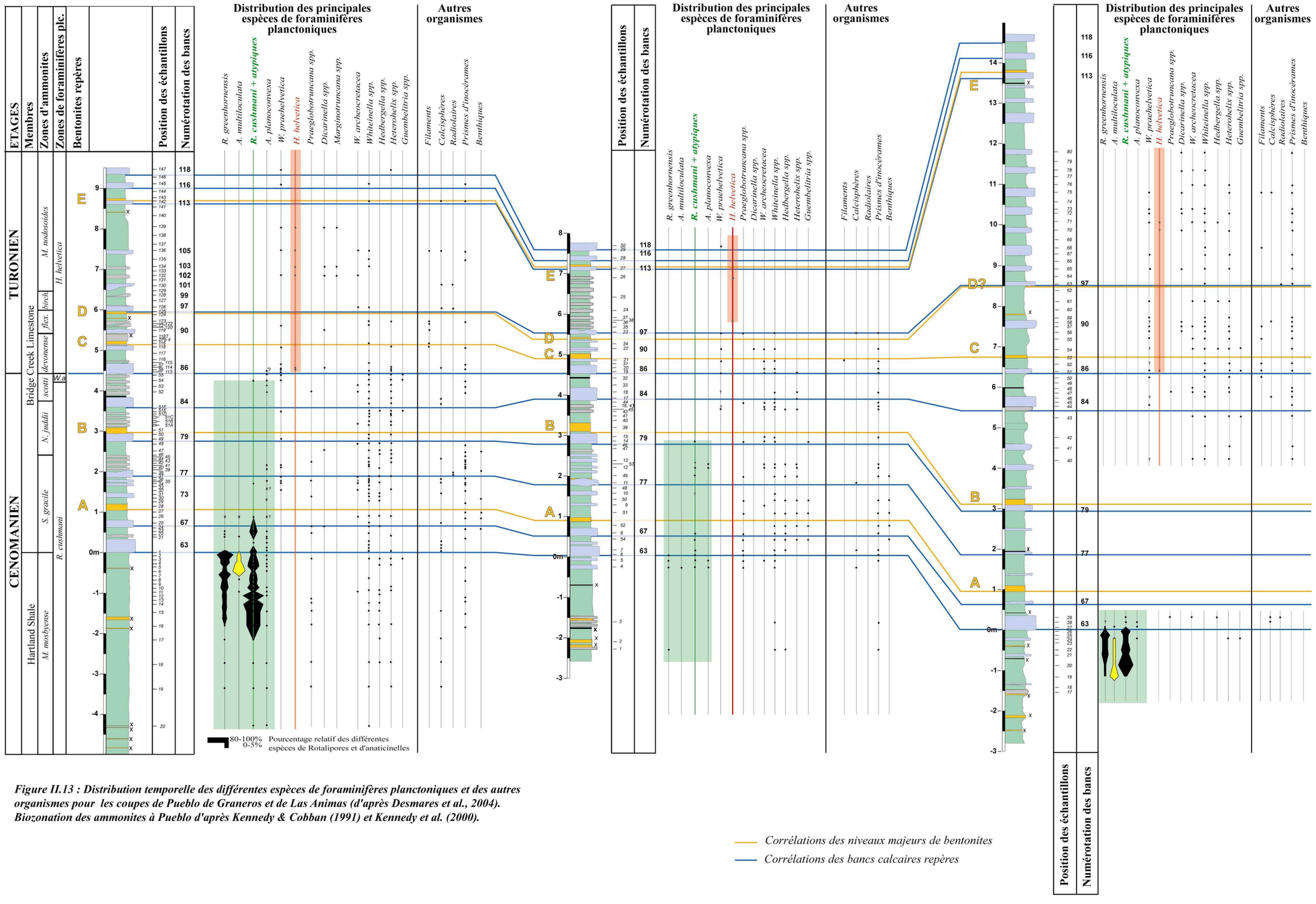


Figure II.13 : Distribution temporelle des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour les coupes de Pueblo de Graneros et de Las Animas (d'après Desmares et al., 2004). Biozonation des ammonites à Pueblo d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000).

II.III.6.3 - Evolution temporelle et spatiale des microfaciès

II.III. 6.3.1 - Coupe de Graneros :

Même si les données acquises à Graneros sur les microfaciès ne permettent pas une description à haute résolution, les lames minces indiquent que les faciès les plus oxygénés correspondent aux bancs calcaires (*e.g.* bancs 67, 86 ou 97). Quelques bancs font exception à la règle comme le banc 79 qui est à dominance hypoxique (microfaciès de type intermédiaire à Pueblo) ou encore les bancs 63 et 84 qui évoluent de leurs bases à leurs sommets vers des microfaciès plus oxygénés (Fig.II.14). De la même façon, les deux petits horizons calcaires situés sous le banc 63 correspondent à des microfaciès de types intermédiaires à hypoxiques (Fig.II.14). Le motif formé par la succession des microfaciès pour cet intervalle est similaire à celui observé à Pueblo.

II.III. 6.3.2 - Coupe de Las Animas :

La succession des microfaciès à Las Animas ne permet pas une description fine. Néanmoins, des points communs avec les coupes de Pueblo ou de Graneros peuvent être soulignés. Ainsi, le motif formé par le banc 63 et les niveaux sous-jacents est semblable à ceux décrits précédemment (Fig.II.14). Comme à Pueblo, les bancs 84, 97 et la plupart des bancs repères situés entre les bentonites D et E, correspondent à des environnements oxygénés. En revanche, le banc corrélé avec le niveau 86 de Pueblo n'est pas, comme pour les deux autres coupes, de type oxygéné et tend vers un faciès hypoxique (Fig.II.14). Toutefois, l'évolution des microfaciès telle que décrit à Las Animas entre le niveau de black-shales inclus et la bentonite C est semblable à celle comprise à Pueblo entre le niveau de black-shales et les niveaux situés en dessous du banc 86.

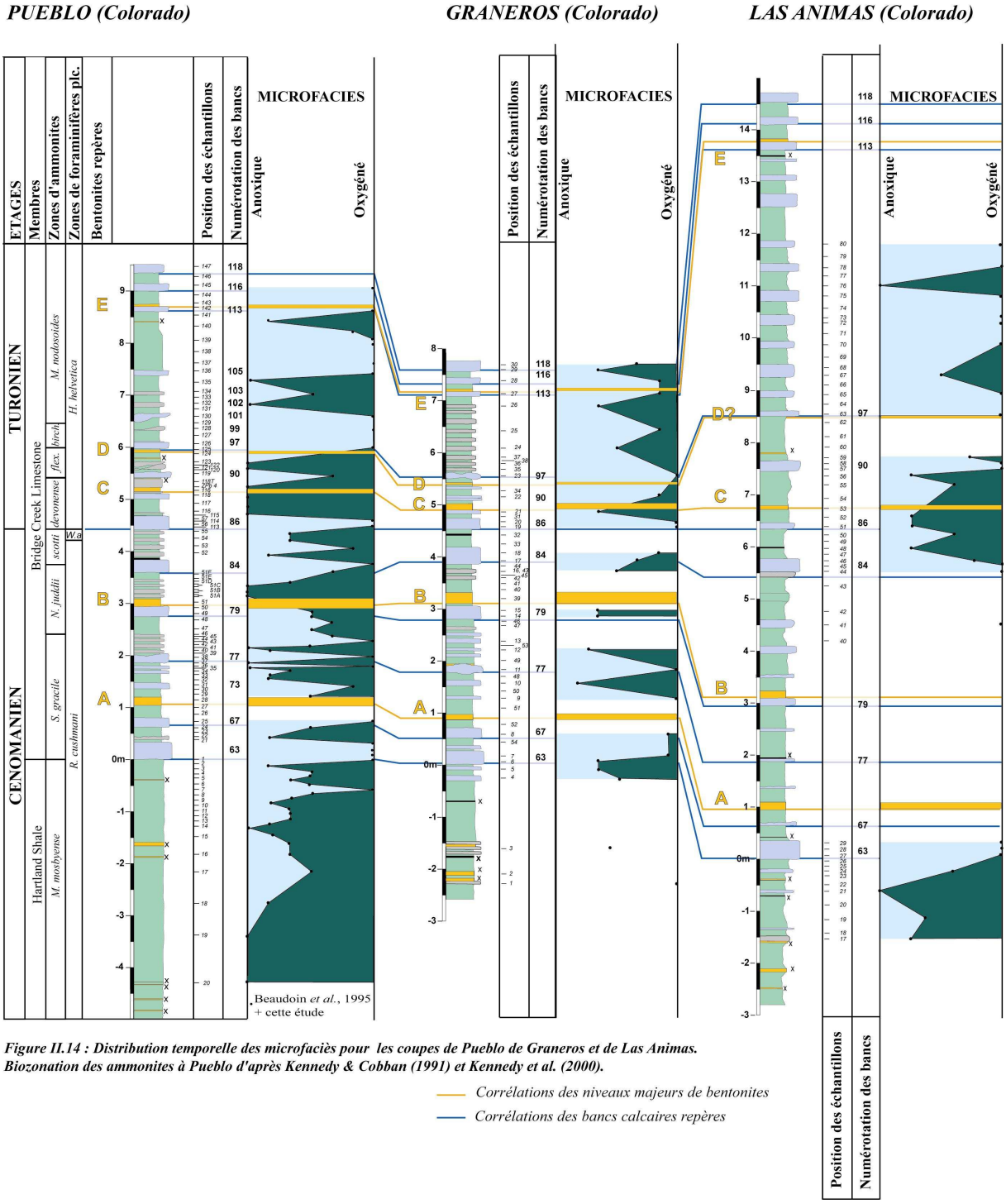


Figure II.14 : Distribution temporelle des microfaciès pour les coupes de Pueblo de Graneros et de Las Animas. Biozonation des ammonites à Pueblo d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000).

II.III. 7 - Conclusions

Le levé et l'échantillonnage à haute résolution de la coupe de référence de Pueblo ont permis d'acquérir des données litho-, bio- et chimiostratigraphiques qui confirment et complètent les données antérieures. Avec la dernière occurrence de *R. cushmani*, quelques centimètres sous le banc 86, et la première occurrence de *H. helvetica*, au sein de ce dernier (Beaudoin *et al.*, 1995 ; Morel, 1998), la distribution des espèces, index de zone, souligne une réduction drastique de la zone d'extension partielle à *W. archaeocretacea* à Pueblo (Fig.II.5,II.6).

Au sud et à l'est du Colorado, les affleurements de Graneros et de Las Animas montrent les bentonites repères ainsi que la plupart des bancs carbonatés majeurs définis à Pueblo. L'arrangement géométrique des bancs calcaires et des interbancs marneux vis-à-vis des horizons de cendres volcaniques altérées rend compte de nombreuses variations dans le motif lithologique secondaire.

La corrélation des bentonites et des bancs repères entre les trois coupes ont permis de contraindre dans un cadre temporel précis les autres signaux (occurrences des foraminifères et autres organismes ainsi que les microfaciès) et de tester le synchronisme ou non de ceux-ci. Ainsi, l'extension de la zone à *W. archaeocretacea* est extrêmement variable entre les diverses coupes levées au Colorado (Fig.II.13). Si elle est quasi inexistante à Pueblo, elle s'étend en revanche sur près de trois mètres, à seulement soixante kilomètres au sud, à Graneros, entre les bancs 79 et 101 (Fig.II.13). De même, à Las Animas, malgré un échantillonnage incomplet, son extension est supérieure à deux mètres et se termine avec la première occurrence de *H. helvetica* au sein du banc 86 (Fig.II.13) sous la bentonite C. La distribution de *R. cushmani* et de *H. helvetica* rend donc compte du diachronisme des occurrences de ces taxons à l'échelle régionale.

D'autres événements peuvent être soulignés et attestent de bouleversements paléocéanographiques locaux et/ou globaux. Ainsi, la prolifération de *A. multiloculata* semble être un événement synchrone à l'échelle régionale (Fig.II.13). A cent vingt cinq kilomètres de distance, cette prolifération se situe en effet, sous un niveau de bentonite millimétrique, localisé sous le banc 63. De même l'événement à filaments est synchrone entre les coupes de Pueblo et de Graneros, sous la bentonite C (Fig.II.13). A Las Animas, cet événement a lieu plus tôt au sein du banc 86 (Fig.II.13).

CHAPITRE IV

AUTRES COUPES TYPES : LA TRANSVERSALE DE LA MARGE OCCIDENTALE (LOHALI POINT, ARIZONA) A LA BORDURE ORIENTALE STABLE (ELM, KANSAS)

II.IV. 1 - Introduction

Ce chapitre se consacre aux coupes levées pour étudier la transversale d'ouest en est (Fig.II.15). Comme dans le chapitre précédent, les données acquises pour chaque coupe vont s'organiser selon trois rubriques : signal lithologique, signaux biologiques (foraminifères planctoniques, benthiques, microfaciès, nannofossiles calcaires) et signaux géochimiques.

Les coupes présentées ci-dessous correspondent aux coupes considérées comme des références dans le bassin du Western Interior pour la marge active et pour la plate-forme orientale stable. Il s'agit respectivement des coupes de Lohali Point (Arizona) et de Elm (près de Bunker Hill, Kansas).

La coupe d'El Vado (Nouveau-Mexique), à la charnière entre le bassin proximal (*i.e.* Lohali Point) et le bassin axial (*i.e.* Pueblo), sera également traitée dans cette partie.

Concernant, les signaux biologiques, les données sur les foraminifères planctoniques et benthiques ont été recueillies pour les trois coupes. L'observation des microfaciès, nécessitant des lithologies indurées, n'a été faite que pour la partie supérieure de la coupe d'El Vado et la coupe de Elm. Les nannofossiles calcaires ont été déterminés à Lohali Point et pour la partie inférieure de la coupe d'El Vado.

Enfin, les signaux géochimiques ($\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$) ont été mesurés à Lohali Point et à Elm.

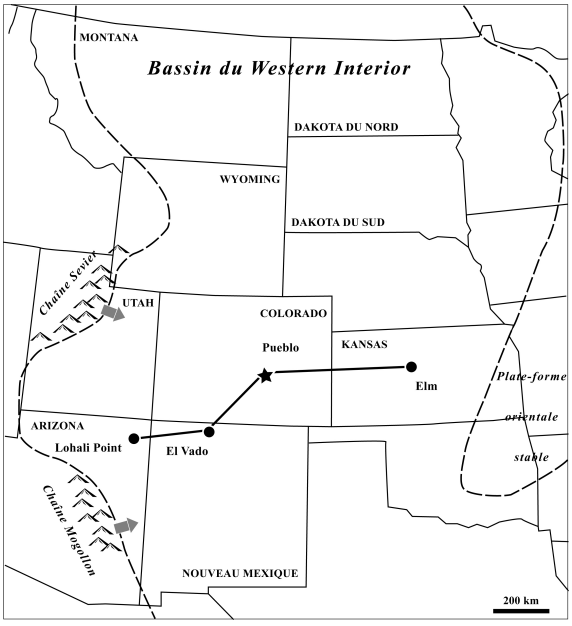


Figure II.15 : Localisation des coupes de la transversale de la marge occidentale (Lohali Point) à la marge orientale stable (Elm).

II.IV. 2 - Lohali Point (Arizona)

La coupe de Lohali Point, déjà étudiée sur le plan sédimentologique et paléontologique (Hazenbush, 1973 ; Elder, 1987b ; Bralower, 1988 ; Kirkland, 1991 ; Leckie *et al.*, 1998), a été de nouveau levée afin de réaliser l'analyse de la microfaune et de la nannoflore (remarquablement bien préservée à Lohali Point) mais aussi l'acquisition des données isotopiques ($\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$) sur la marge ouest du bassin.

II.IV.2.1 - Signal lithologique

Les vingt-sept mètres au sein de cette série essentiellement marneuse (Fig.II.16) présentent dix-sept horizons de cendres volcaniques altérées d'épaisseurs centimétriques à pluridécimétriques. Le levé effectué est parfaitement corrélé (Fig.II.16) à celui de Kirkland (1991). Quatre bentonites ou doublets de bentonites (Fig.II.16) correspondent aux niveaux A1 et A2 (doublets de 10 cm et de 20 cm), B (10 cm), C (35 cm) et D (10 cm), déjà identifiés par Elder (1987b) et Kirkland (1991). Quatre-vingt et un échantillons ont été prélevés dans les différents types de lithologie.

II.IV.2.2 - Signaux biologiques

II.IV. 2.2.1 - Foraminifères planctoniques, benthiques et autres organismes :

Dans son ensemble, la coupe est dominée, comme le soulignent Leckie *et al.* en 1998 (cf. I.II.4.1. Lohali Point), par des foraminifères planctoniques trisériés (*Guembelitria*) et bisériés (*Heterohelix*), et par différentes espèces de whiteinelles et d'hedbergelles, morphotypes trochospiralés globuleux. De très rares occurrences de *R. cushmani* et *R. greenhornensis* (Annexe 4, Planche A4.2), notées par Hazenbush (1973), sont observées deux mètres environ sous la bentonite A1 (Fig.II.17). Ces morphotypes carénés sont ici de petite taille (250 µm) et présentent un nombre de loges réduit (en moyenne 5 loges pour *R. cushmani* et 6 loges pour *R. greenhornensis*).

Les foraminifères benthiques sont trouvés en abondance à Lohali Point (Fig.II.17). L'espèce *Gavelinella austiniana* (CUSHMAN, 1938) est fréquemment présente à partir du sommet de la zone d'ammonites à *S. gracile*.

La présence de nombreux ostracodes est relevée pour les six mètres de coupe au-dessus de la bentonite B (Fig.II.17). Cette population est, à Lohali Point, monospécifique (*Cythereis burlesnensis*).

Quelques spicules de spongiaires sont observés dans la zone d'ammonites à *S. gracile* (Fig.II.17). Les prismes d'inocérames sont retrouvés continûment en abondance.

II.IV. 2.2.2 - Nanofossiles calcaires :

L'analyse des nannofossiles calcaires, bien préservés à Lohali Point a permis de déterminer précisément plusieurs événements biostratigraphiques de la base jusqu'à la bentonite C (Fig.II.18, Annexe 4, Planche A4.5). Par un échantillonnage à haute résolution (40 échantillons, Fig.II.18), les données acquises par Bralower (1988) sont complétées (cf. I.II.4.1. Lohali Point).

L'assemblage des nannofossiles calcaires est dominé par *Watznaueria barnesae* (BLACK, 1959), *Eiffellithus turriseiffellii* (DEFLANDRE, 1954), *Eprolithus floralis* (STRADNER, 1963) et différentes espèces de *Prediscosphaera*, *Tranolithus* et *Zeugrhabdotus*. *E. floralis*, commun aux assemblages des hautes latitudes et/ou des masses d'eaux plus froides (Gorostidi & Lamolda, 1994 ;Thurow *et al.*, 2001), représente ici 0 à 10% des espèces. Néanmoins, un mètre environ sous la bentonite B, une augmentation significative ce taxon, déjà signalée par Bralower (1988) est observée. Quelques centimètres seulement sous la bentonite B (fig.II.18), *E. floralis* atteint près de 70% des taxa. Cet événement se termine entre les bentonites B et C (fig.II.18).

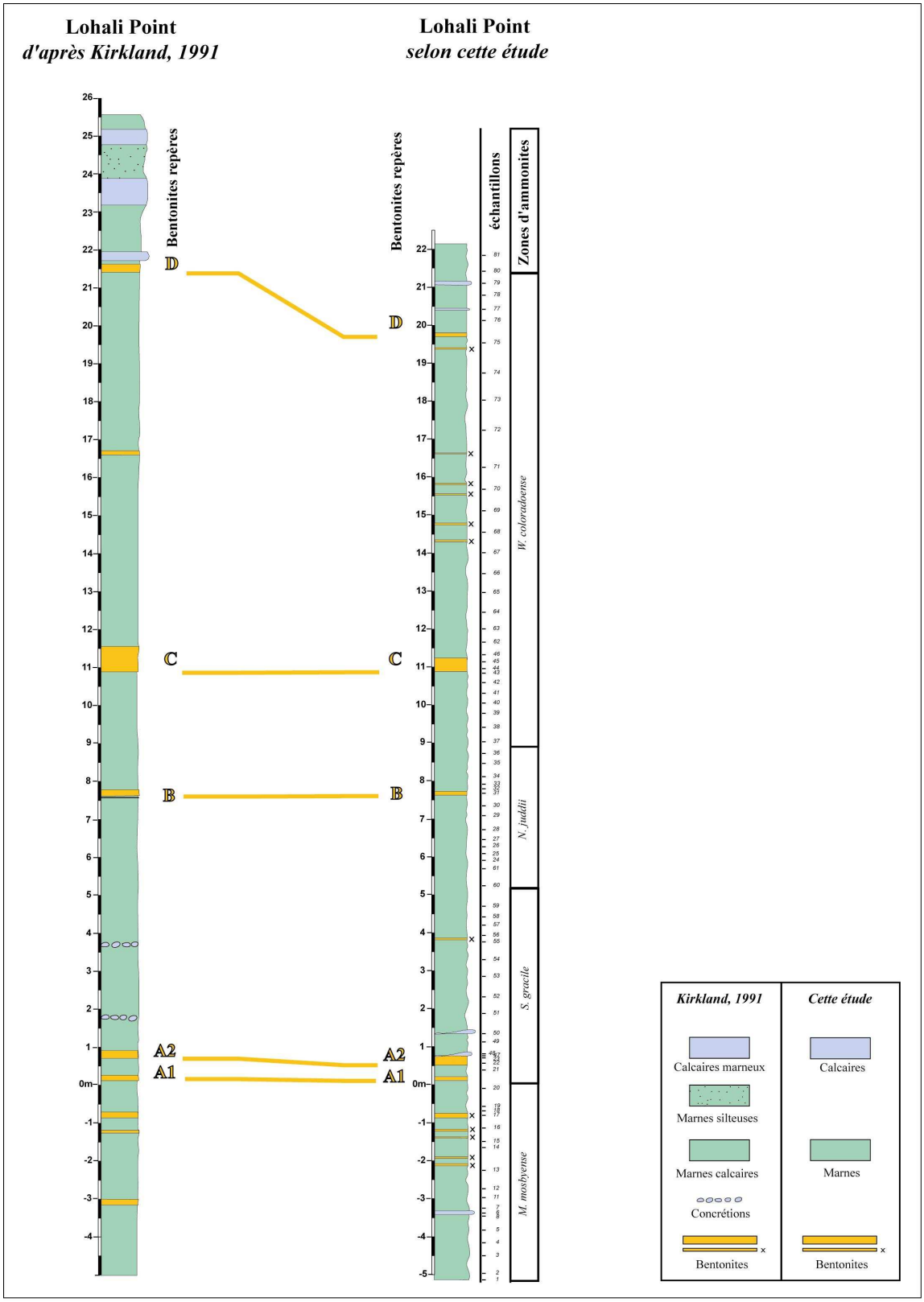


Figure II.16 : Coupes lithologiques de Lohali Point selon Kirkland (1991) à gauche et selon cette étude à droite. Biozonation des ammonites selon Elder (1987b).

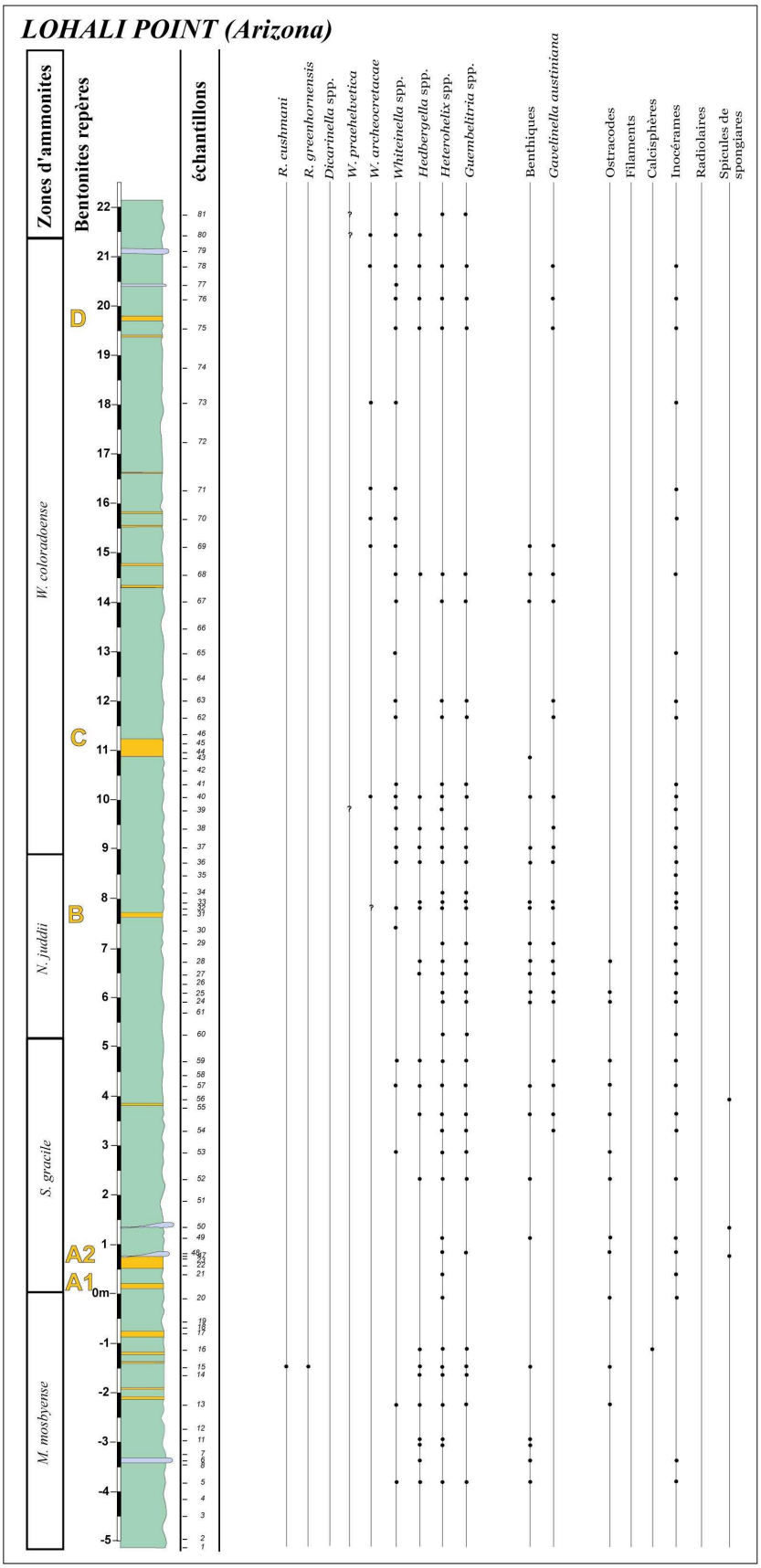


Figure II.17 : Distribution temporelle des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Lohali Point au passage Cénomanien-Turonien. Biozonation des ammonites selon Elder (1987b).

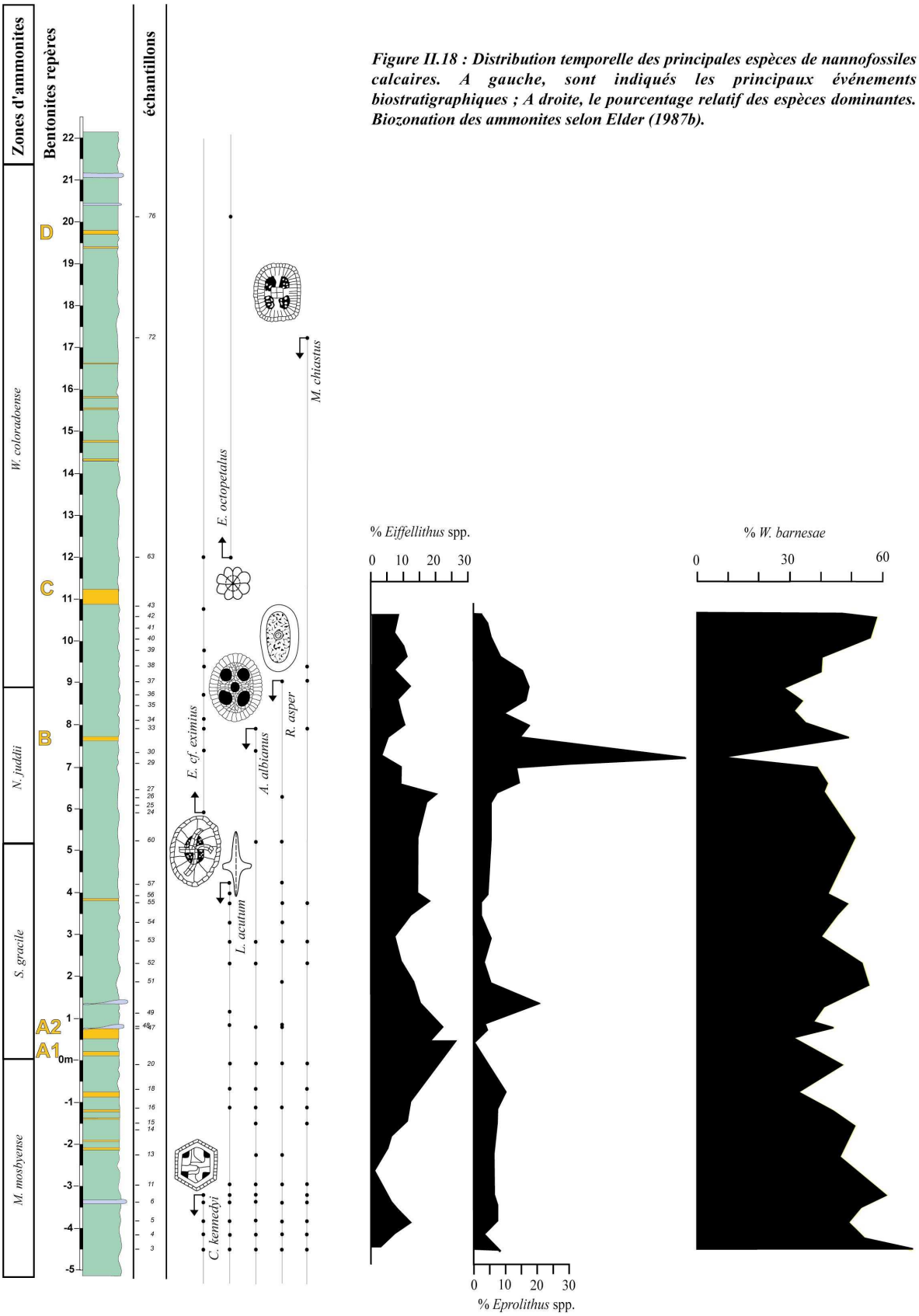


Figure II.18 : Distribution temporelle des principales espèces de nannofossiles calcaires. A gauche, sont indiqués les principaux événements biostratigraphiques ; A droite, le pourcentage relatif des espèces dominantes. Biozonation des ammonites selon Elder (1987b).

Les dernières occurrences de *C. kennedyi*, *L. acutum*, *A. albianus* et *R. asper* sont respectivement observées quatre mètres sous la bentonite A2, entre les bentonites A et B, quelques centimètres au-dessus de la bentonite B et entre les bentonite B et C (Fig.II.18). La dernière occurrence de *M. chiastius* est notée deux mètres sous la bentonite D. Toutefois, les occurrences de ce taxon, assez fréquentes dans les zones d'ammonites à *M. mosbyense* et *S. gracile*, ne sont que sporadiques dans les zone à *N. juddii* et *M. nodosoides* (Fig.II.18). La première occurrence de *Eiffellithus* cf. *eximius*, forme intermédiaire entre *E. turriseiffellii* et *E. eximius s.s*, est située sous la bentonite B (Fig.II.18). Les spécimens observés ont, comme *E. eximius*, une croix centrale proche des axes de l'ellipse du coccolite mais dont les extrémités présentent une légère déviation (Jarvis *et al.*, 1988). *Eprolithus octopetalus* VAROL, 1992 apparaît quelques centimètres au-dessus de la bentonite C (Fig.II.18).

II.IV.2.3 - Signaux chimiostratigraphiques

Cinquante-cinq mesures isotopiques du $\delta^{13}C$ et du $\delta^{18}O$ ont été acquises sur la roche totale à Lohali Point (27 m de coupe). Elles fluctuent respectivement entre -2,6‰ et 3,7‰ et entre –8,5‰ et -3,5‰ (Fig.II.19 ; Annexe 3).

II.IV. 2.3.1 - Isotopes stables du carbone :

Dans la zone d'ammonites à *M. mosbyense*, les valeurs isotopiques restent stables, entre 0,6‰ et 1,7‰ (Fig.II.19). Au-dessus de la bentonite A2, à la base de la zone à *S. gracile*, des rapports très faibles sont enregistrés dans deux nodules carbonatés (-2‰ et -2,6‰). Ces valeurs anormalement basses sont sans doute d'origine diagénétique (en relation avec les migrations de carbonates qui ont conduit à la formation de ces nodules). Puis les valeurs connaissent une augmentation jusqu'à 3,2‰ qui est suivie d'un retour vers des valeurs plus basses. Au sommet de la zone à *S. gracile*, elles augmentent de nouveau et forment un plateau de valeurs (2,6‰ à 3,6‰), qui se termine quelques centimètres sous la bentonite C (Fig.II.19). Ce plateau est interrompu au-dessus de la bentonite B, par des valeurs plus faibles (1,3-1,4‰). Au-delà de la bentonite C, les valeurs fluctuent très peu (autour de 2‰) ; une légère hausse est néanmoins notée (échantillons LP69, LP70) au sein de la zone à *W. coloradoense*.

II.IV. 2.3.2 - Isotopes stables de l'oxygène :

La figure II.19 présente également la courbe isotopique du $\delta^{18}O$. La base de la coupe est marquée par une augmentation des valeurs de -7,6‰ à -5‰. La partie sommitale de la zone d'ammonites à *M. mosbyense* voit des fluctuations comprises entre -6,3 et -5,5‰. Après une chute sous la bentonite A, les rapports isotopiques augmentent progressivement au sein de la zone à *S. gracile* de -7‰ à -5‰ (Fig.II.19). Après un retour vers des valeurs plus basses (-7‰) au sommet de cette zone, celles-ci vont fluctuer entre -7,3‰ et -4,4‰ jusqu'à la base de la zone à *W. coloradoense*. Au-dessus de la bentonite C, les valeurs restent stables (autour de -7‰).

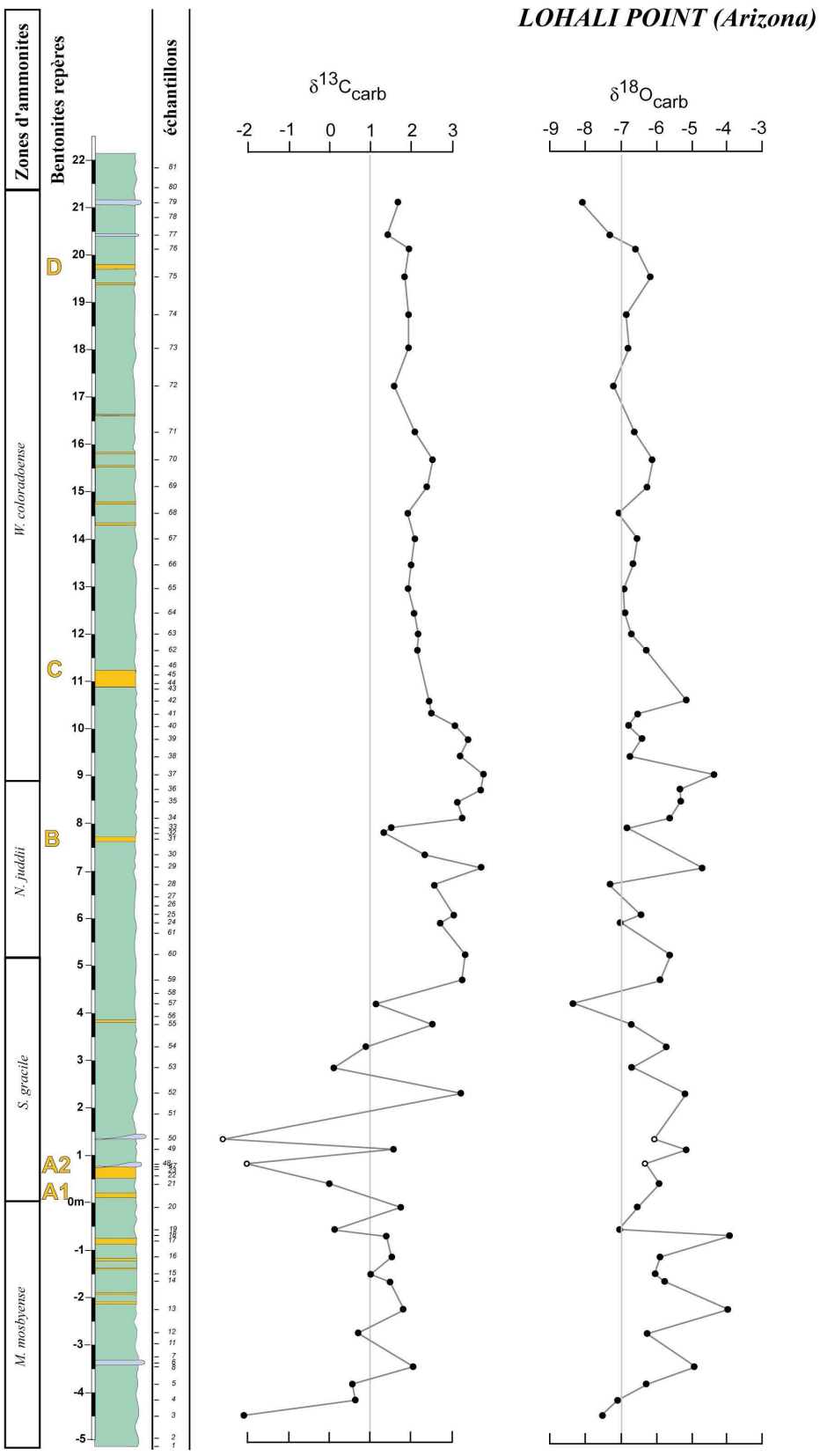


Figure II.19 : Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène. Biozonation des ammonites selon Elder (1987b).

II.IV. 3 - El Vado (Nouveau Mexique)

II.IV.3.1 - Signal lithologique

La coupe d'El Vado se caractérise par deux ensembles lithologiques distincts (Fig.II.20), déjà mis en évidence par Batt (1987, 1993).

Les cinq premiers mètres échantillonnés se composent d'une série marneuse comptant de rares horizons carbonatés. La partie supérieure est marquée par la présence de bancs carbonatés pluridécimétriques (Fig.II.20, Annexe 3). A ce premier motif lithologique se superposent, à plus petite échelle, de fines alternances de marnes et de calcaires marneux.

Trois niveaux de bentonites sont identifiés : le premier (5 cm), dans la partie inférieure de la coupe au sein de passées marneuses ; le deuxième (14 cm) à la base du premier banc calcaire ; le dernier (7 cm), une dizaine de mètres au-dessus, au sommet d'un banc carbonaté. De part leur agencement géométrique par rapport aux bancs carbonatés, nous attribuons les deux derniers horizons aux bentonites D et E. En effet, ces deux bentonites encadrent une succession de dix bancs calcaires pluridécimétriques équivalents aux bancs repères numérotés de 97 à 113. De plus, l'occurrence de *M. nodosoides* (Batt, 1993) dans les niveaux au-dessus de la deuxième bentonite confirme cette attribution (Fig.II.20).

L'absence de bancs carbonatés-repères dans le premier ensemble lithologique ainsi que l'absence de foraminifères planctoniques discriminants rend difficile la détermination formelle de la première bentonite. Selon Batt (1987, 1993), elle serait localisée dans la zone d'ammonites à *S. gracile* et correspondrait donc, pour lui, au niveau A. L'étude de la nannoflore, inédite à El Vado (cf. II.III.3.2.3. Nanofossiles calcaires), a conduit à la détermination du nannofossile calcaire *L. acutum*, trois mètres au-dessus de cette première bentonite et confirme son attribution au niveau A (Fig.II.21). Ce taxon, en association avec *R. asper et M. chiastius* pour ce même niveau, n'a jamais été découvert au-dessus de la bentonite B. En effet, la dernière occurrence de *L. acutum* à Lohali Point se situe entre les bentonites A et B (Fig.II.18). De plus, les déterminations réalisées par Bralower & Bergen (1998), dans ce même bassin situent cet événement biostratigraphique entre les niveaux de bentonites A et B pour le forage de Bound (Kansas) et sous la bentonite A à Escalante (Utah).

II.IV.3.2 - Signaux biologiques

II.IV. 3.2.1 - Foraminifères planctoniques, benthiques et autres organismes :

Les foraminifères trisériés (*Guembelitria*), bisériés (*Heterohelix*) et trochospiralés globuleux (*Whiteinella*) dominent l'assemblage des formes planctoniques. Seuls quelques morphotypes bicarénés sont relevés dans les niveaux carbonatés au-dessus de la bentonite E (Fig.II.21). Aucun rotalipore n'a été identifié dans l'intervalle échantillonné. En effet, Batt (1987) signale les dernières formes de ces morphotypes carénés quatre mètres sous la première bentonite observée. Aucun spécimen de la forme turonienne *H. helvetica* n'a été observé ; cependant une occurrence incertaine de cette espèce ainsi qu'une forme tendant vers celle-ci, sont respectivement notées dans les bancs 97 et 102? (Fig.II.21).

Les foraminifères benthiques sont souvent décrits, notamment dans les niveaux carbonatés bioturbés compris entre les bentonites D et E (Fig.II.21). Ces mêmes horizons présentent de nombreuses formes agglutinées.

La présence de filaments est relevée dans les niveaux sous-jacents à la bentonite D (Fig.II.21). Les inocérames sont trouvés en abondance dans les bancs 97, 101?, 107?, 113 et 116 (Fig.II.21).

II.IV. 3.2.2 - Distribution des microfaciès entre les bentonites D et E :

L'évolution des microfaciès est finement décrite entre les bentonites D et E (Fig.II.21). Comme à Pueblo, les environnements les plus oxygénés sont enregistrés dans les bancs calcaires majeurs (i.*e.* 97, 99, 101?, 102?, 103?, 105?) ; les niveaux les plus hypoxiques sont observés entre ces

bancs repères. Un intervalle plus hypoxique est cependant noté entre le banc 105 et les niveaux sous-jacents à la bentonite E.

II.IV. 3.2.3 - Nanofossiles calcaires :

La nannoflore a été étudiée de la base de la coupe à l'interbanc marneux situé au-dessus du banc 97 (Fig.II.21, Annexe 4, Planche n A4.5). La distribution des nannofossiles calcaires atteste de la présence de *L. acutum* jusqu'au niveau sous-jacents à la bentonite D (à 40 cm dessous). Ce taxon est associé à *G. nanum*, *M. chiastius*, *R. asper* mais également à *Isocrystallithus* cf. *compactu*s (VERBEEK, 1976). Le niveau de marne localisé au-dessus du banc 97 renferme *E. octopetalus* (Fig.II.21) associé à *Quadrum intermedium* (VAROL, 1992).

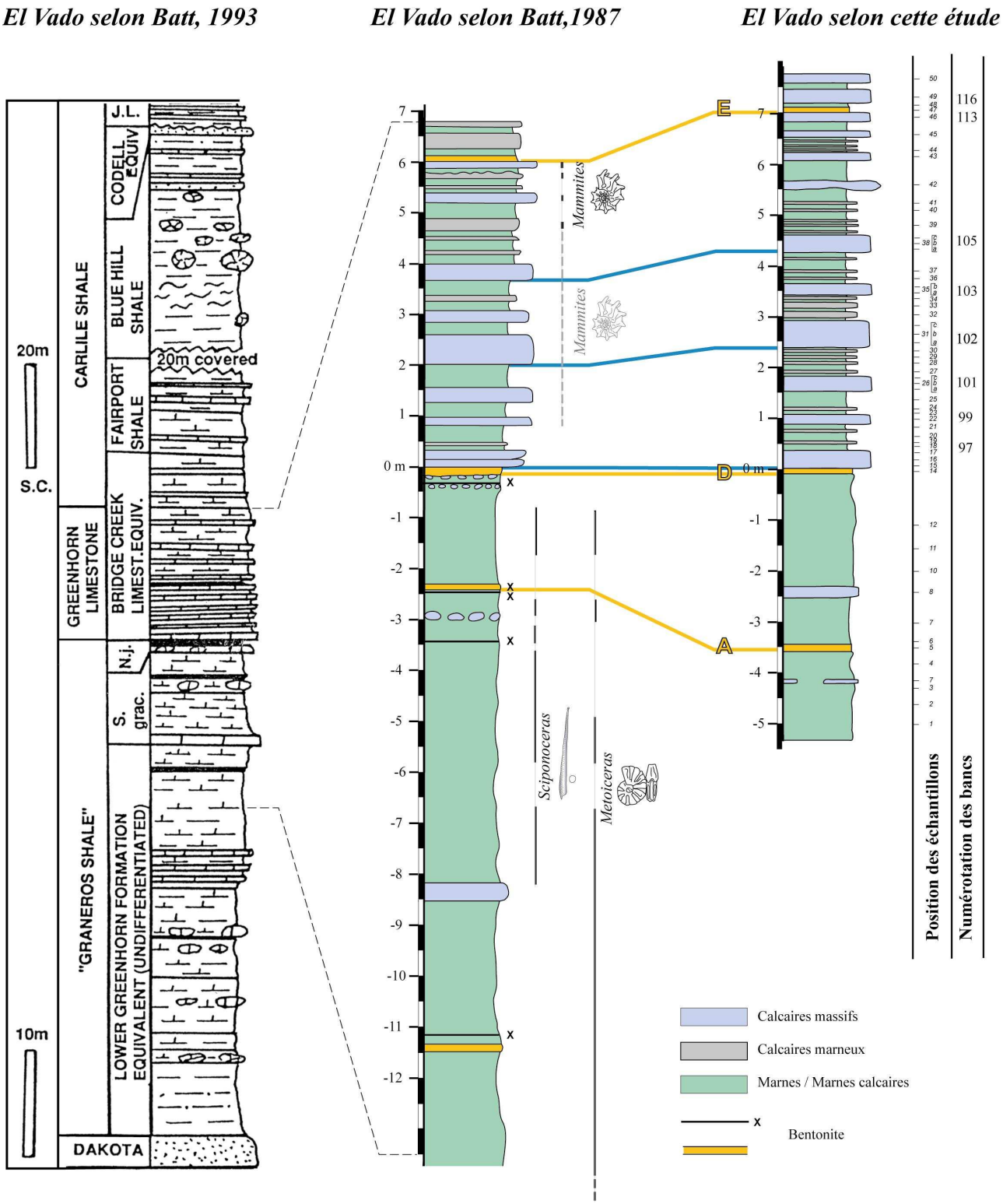


Figure II.20 : Coupes lithologiques d'El Vado selon Batt (1987, 1993) à gauche et selon cette étude à droite.
La coupe lithologique selon Batt (1987) a été dessinée à partir des mesures présentées en annexe de son mémoire de thèse.
La position des occurrences d'ammonites en noir sont issues de Batt (1987), celle en gris de Batt (1993).

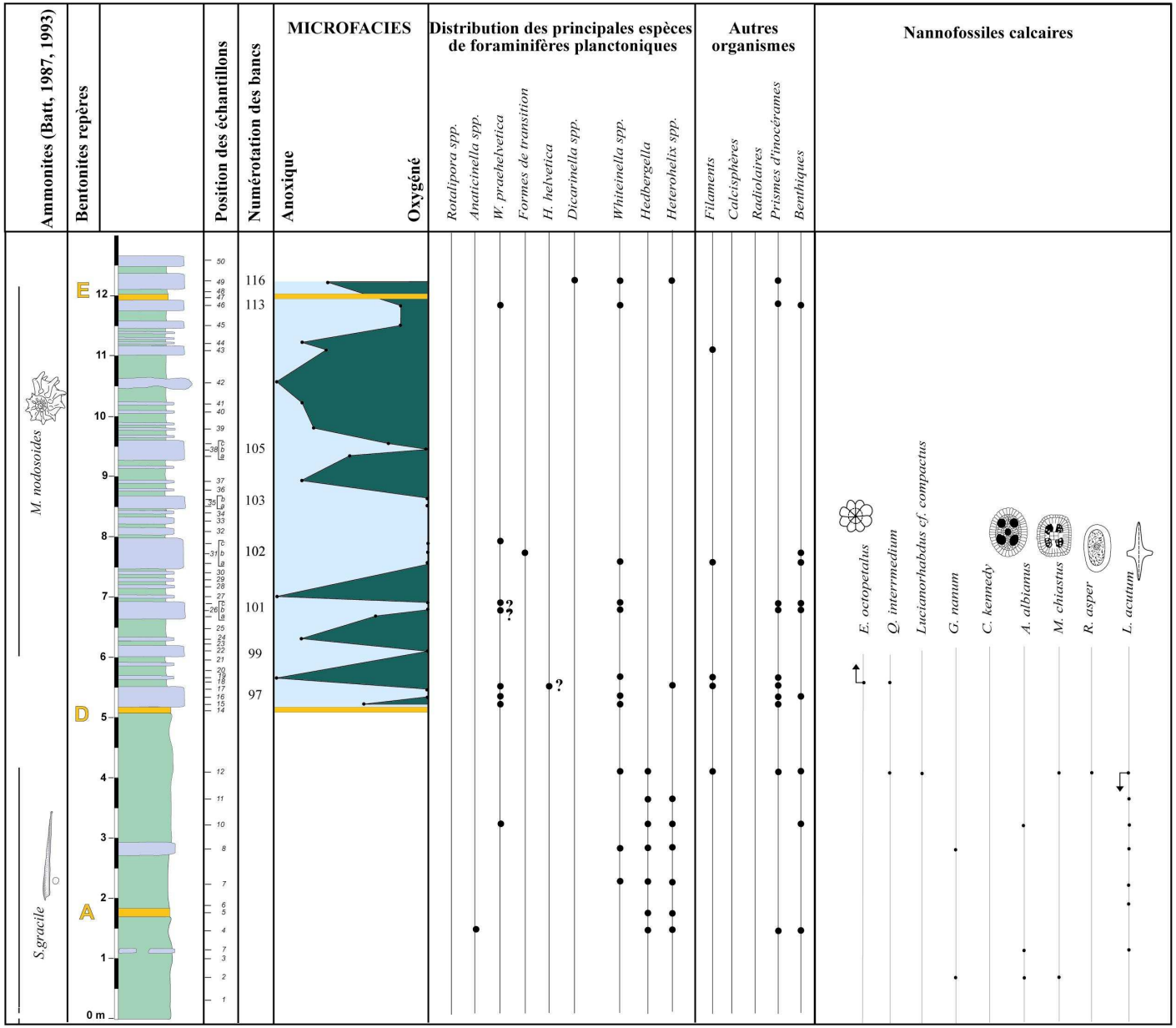


Figure II.21 : Distribution temporelle des microfaciès, des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe d'El Vado au passage Cénomanien-Turonien.

II.IV. 4 - Elm (Kansas)

La coupe de Elm est considérée comme équivalente à celle de Bunker Hill. Située à moins de dix kilomètres à vol d'oiseau de cette dernière (Annexe 3), l'affleurement de Elm (domaine public) reste le seul encore accessible dans ce secteur.

II.IV.4.1 - Signal lithologique

La coupe de Elm a été levée sur une vingtaine de mètres (Annexe 3). Les principaux bancs repères et bentonites, décrits par Hattin (1988) à Bunker Hill et corrélés par cet auteur aux autres coupes du Kansas et du Colorado, sont reconnus. La puissance de l'intervalle de temps étudié ainsi que la distribution et les épaisseurs des bancs et des interbancs sont similaires entre les deux coupes (Figure II.22). Ainsi, la coupe de Elm est parfaitement corrélée à celle de Bunker Hill.
Les bentonites A, B, C et D ont été identifiées à Elm, leur épaisseur est respectivement de treize, vingt, dix à quinze et de un centimètre. En revanche, la bentonite E (d'épaisseur millimétrique), relevée par Hattin (1988) à Bunker Hill n'a pas été retrouvée à Elm. De même les principaux bancs carbonatés (*i.e.* 63, 79, 86, 97, 113, 120) sont distingués.

La coupe a été échantillonnée dans les différents types de lithologies depuis les niveaux marneux situés sous le banc 63 jusqu'au banc repère 120 (soit 72 échantillons).

II.IV.4.2 - Signaux biologiques

II.IV. 4.2.1 - Foraminifères planctoniques, benthiques et autres organismes :

Les dernières occurrences de *R. cushmani* et de *R. greenhornensis* ont été observées sous la bentonite A, dans l'interbanc marneux compris entre cette dernière et le banc 63 (Fig.II.23). Les premières et uniques occurrences du marqueur turonien *H. helvetica* ont été reconnues, en formes dégagées, plus de un mètre sous la bentonite C, juste au-dessus du banc 86 (Fig.II.23).

Les derniers spécimens d'anaticinelles sont relevés sous le banc 63. Toutefois, des occurrences incertaines de *A. planoconvexa* sont notées dans le banc 77 et l'interbanc 78 (Fig.II.23).

Les autres morphotype carénés sont rares à Elm. Quelques occurrences sporadiques de *P. stephani* et *Praeglobotruncana ovariensis* (SCHEIBNEVORA, 1962) sont identifiées. Les dicarinelles (*D. hagni* ou *D. algeriana*) sont quant à elles principalement observées dans les bancs carbonatés situés au-dessus de la bentonite D.

L'augmentation significative des Heterohelicidae, sous la bentonite B (échantillons E15 et E16) pourrait correspondre à l'événement à *Heterohelix*. Malgré l'absence de comptage précis, l'assemblage des niveaux E15 et E16 ne comporte exclusivement que des *Heterohelix moremani* (CUSHMAN, 1938). Le niveau E16 renferme plus d'*Heterohelix globulosa* (CUSHMAN, 1933), formes bisériées de grande taille.

Les foraminifères benthiques sont abondants et diversifiés dans l'intervalle s'étendant des niveaux marneux sous-jacents au banc 63 jusqu'à ceux compris au-dessus de la bentonite A (Fig.II.23). Cette période correspond à la « zone à benthiques » et a la même extension temporelle que celle définie à Bunker Hill par Eicher & Worstell (1970).

L'événement à filaments débute moins d'un mètre sous la bentonite C (Fig.II.23).

Des calcisphères sont observées au sein des bancs 63 et 77 et dans les premiers bancs calcaires situés au-dessus de la bentonite D (Fig.II.23).

Les radiolaires sont présents dans certains bancs calcaires situés au-dessus de la bentonite D (Fig.II.23).

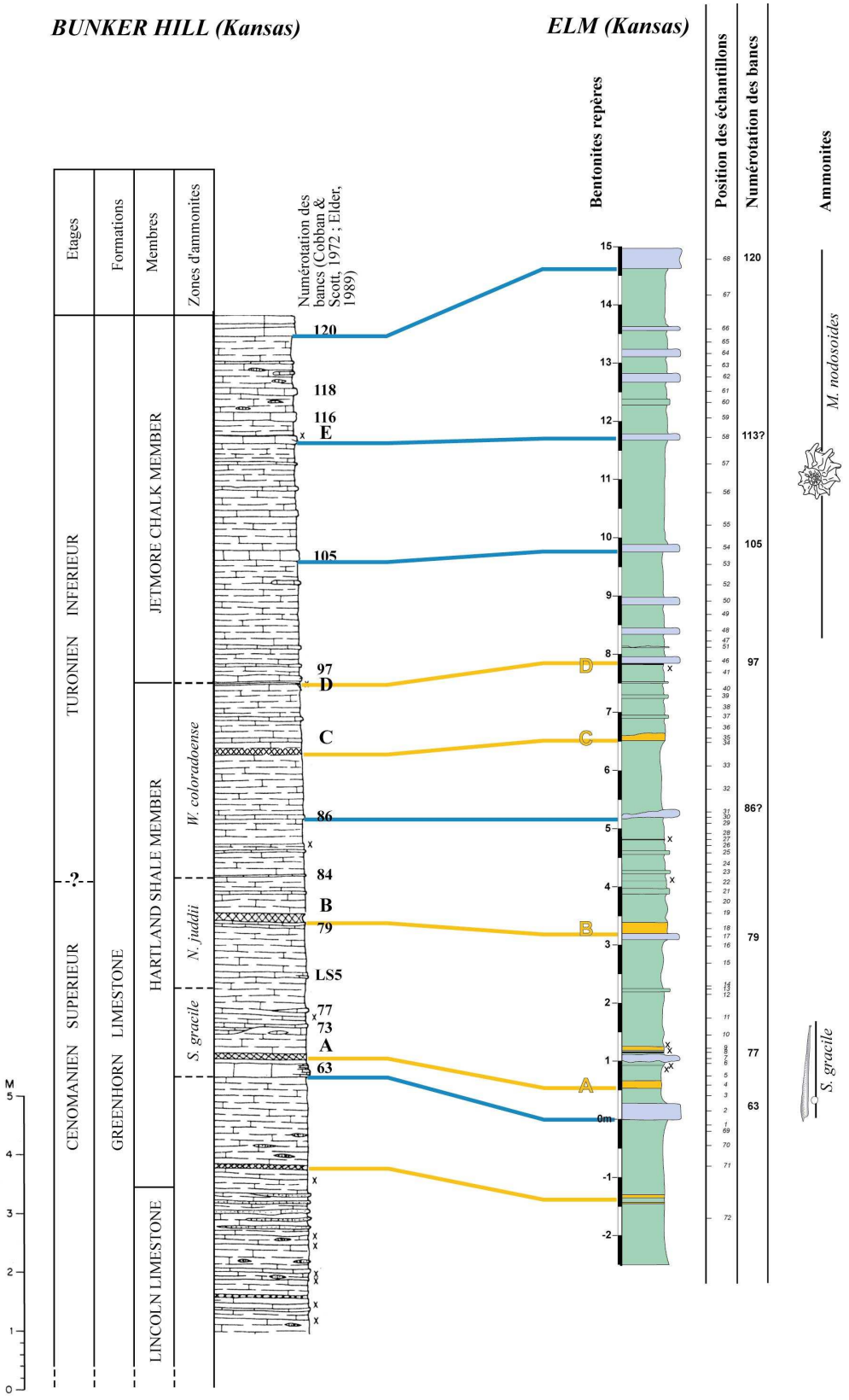


Figure II.22 : Coupe lithologique de Bunker Hill (à gauche) selon Hattin (1988), en regard de celle de Elm (cette étude).
Les positions des occurrences d'ammonites à droite de la coupe de Elm sont issues de la synthèse sur le Kansas de Hattin (1975).

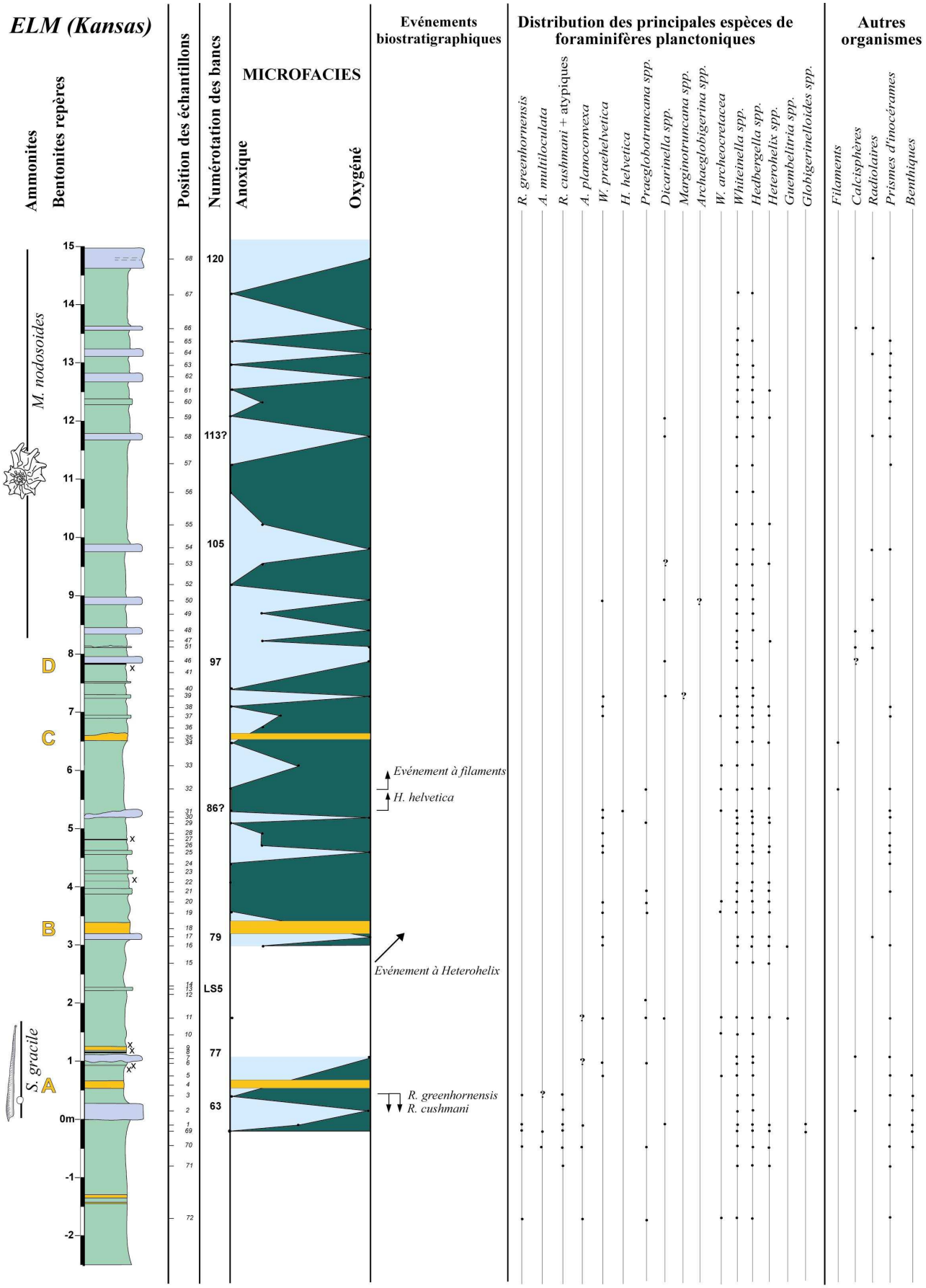


Figure II.23 : Distribution temporelle des microfaciès, des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Elm au passage Cénomanien-Turonien.

II.IV. 4.2.2 - Distribution des microfaciès

La description des microfaciès a été réalisée depuis les niveaux sous-jacents au banc 63 jusqu'au banc 73 ; puis du banc 79 au sommet de la coupe. Comme il a été observé pour les coupes précédemment décrites dans cette partie, les faciès oxygénés correspondent généralement aux bancs calcaires (*e.g.* bancs 63, 77, 86, 97, 105, 113…) alors que les faciès hypoxiques à anoxiques sont relevés dans les interbancs marneux (Fig.II.23). Des passées particulièrement anoxiques sont notées au-dessus des bancs 79, 86 et entre les bancs 105 et 113 (Fig.II.23).

II.IV.4.3 - Signaux chimiostratigraphiques

Quarante-cinq mesures isotopiques ont été réalisées. Celles-ci fluctuent entre 1,2‰ et 3,6‰ pour le $\delta^{13}C$, et entre -7,4‰ et -5,7‰ pour le $\delta^{18}O$ (Fig.II.24). Pour la coupe de Elm, seuls les niveaux de marnes et de marnes calcaires ont été traités.

II.IV. 4.3.1 - Isotopes stables du carbone :

Au sein des niveaux marneux situés sous le banc 63, les valeurs isotopiques augmentent (de 1,2‰ à 3,1‰) pour former un premier pic (Fig.II.24). Puis, celles-ci diminuent jusqu'à la base du banc 63 (jusqu'à 1,6‰). Au-delà de ce banc repère, la courbe du $\delta^{13}C$ connaît un nouvel accroissement jusqu'à la base de l'interbanc 78 où les valeurs les plus élevées sont enregistrées (3,6‰). Malgré une brève chute au sein de l'interbanc 78, les valeurs restent hautes et forment un plateau jusqu'aux niveaux sous-jacents au banc 86 (valeurs comprises entre 3,6‰ et 2,3‰). La courbe isotopique du carbone va ensuite diminuer progressivement jusqu'au banc 97. Après une courte période où les valeurs restent stables (autour de 1,5‰, du banc 97 aux niveaux marneux situés au dessus du banc 105), celles-ci connaissent de nouveau une augmentation sensible (jusqu'à plus de 2‰).

II.IV. 4.3.2 - Isotopes stables de l'oxygène :

De la base de la coupe jusqu'aux niveaux situés au-dessus de la bentonite B, la courbe isotopique du $\delta^{18}O$ montre des fluctuations à haute fréquence entre -7‰ et des valeurs supérieures à -6‰ (Fig.II.24). Puis, ces fluctuations s'atténuent et les valeurs diminuent progressivement jusqu'aux horizons marneux localisés sous la bentonite C (jusqu'à -7,4‰). Au-delà de celle-ci, les valeurs s'accroissent de nouveau (-6‰) jusqu'au-dessus du banc repère 97. Après un retour vers des valeurs plus basses, le sommet de la coupe ne connaît que peu de fluctuations avec des valeurs comprises entre -6,8‰ et -6,3‰.

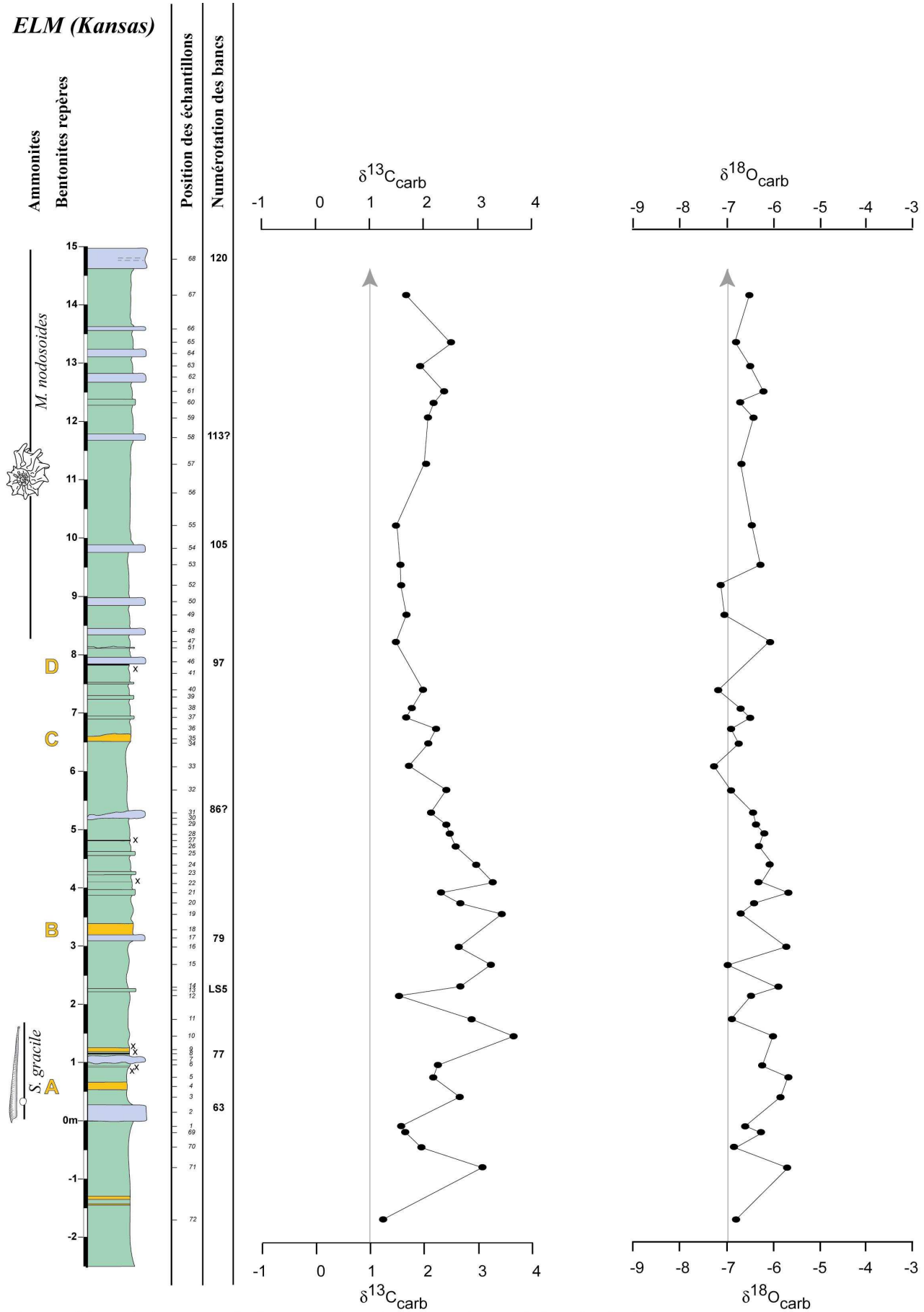


Figure II.24 : Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène à Elm.

II.IV. 5 - Conclusions - Synthèse ouest est

II.IV.5.1 - Signal lithologique

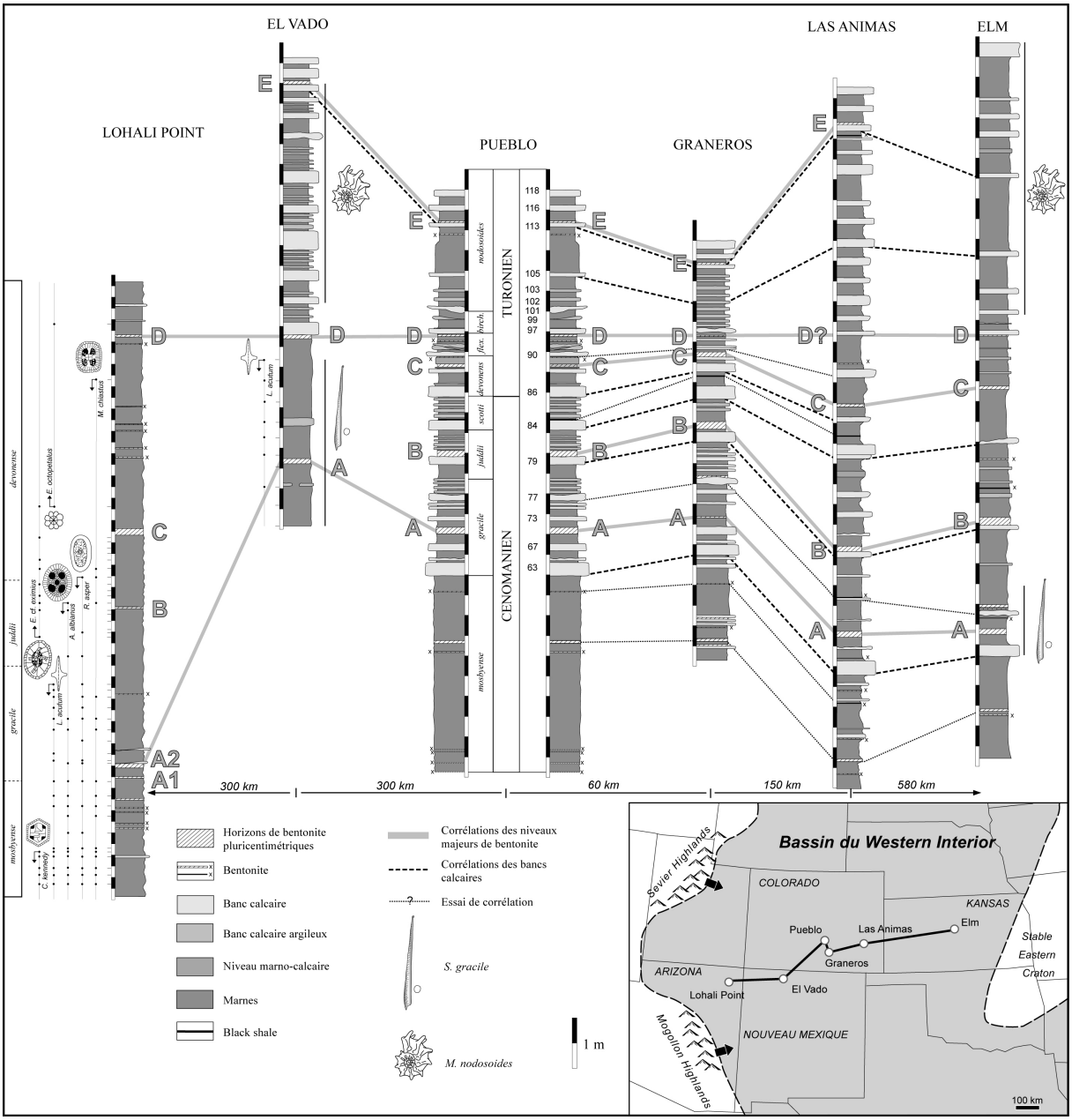


Figure II.25 : Corrélations à haute résolution à travers le bassin du Western Interior (Desmares et al., 2004). La localisation des coupes est présentée sur la carte paléogéographique (Hattin, 1971 ; Kauffman, 1984 ; Eaton & Nation, 1991). Pour la coupe de référence de Pueblo, la biozonation à ammonites (Kennedy et al., 2000) ainsi que les numéros de bancs (Cobban, 1985) sont indiqués. Pour la coupe de Las Animas, les données lithologiques manquantes ont été complétées grâce aux levées de Hattin (1987). A Lohali Point et à El Vado les différents événements biostratigraphiques de la nannoflore sont représentés. La biozonation à ammonites est établie d'après Elder (1987) à Lohali Point. Les occurrences de S. gracile et M. nodosoides sont placées d'après Batt (1993) à El Vado et d'après Hattin (1975) à Elm.

L'ensemble des signaux lithologiques observés au passage Cénomanien-Turonien pour les coupes de la transversale ouest est (y compris celles de la région de Pueblo) est repris sur la figure II.25.

Pour quatre de ces coupes (Lohali Point, Graneros, Las Animas et Elm), les niveaux de bentonites repères A, B, C, D (et E pour certaines), définis à Pueblo, ont été reconnus et ainsi suivis sur près de mille quatre cents kilomètres de distance.

En revanche, pour la coupe d'El Vado, les deux couches, B et C, de cendres volcaniques altérées sont absentes (Fig.II.25).

D'autres niveaux de bentonites, très peu épais (millimétriques à centimétriques), peuvent être suivis le long de cette transversale.

Ainsi, un petit horizon de cendre, reposant sur le banc 77, est noté dans la zone d'ammonites à *S. gracile* pour la plupart des coupes du centre du Colorado et du Kansas (Fig.I.48 et Fig.II.25). La présence de cet horizon et sa relation géométrique-type par rapport au banc 77 renforce et affine les corrélations dans ce secteur. Ce niveau pourrait également correspondre au niveau millimétrique observé à Lohali Point dans la zone d'ammonites à *S. gracile*.

De même, d'autres petits niveaux sont identifiés entre les bentonites C et D (Pueblo et Las Animas) et sous la bentonite E. Des corrélations sous le banc 63 sont également proposées (Fig.II.25).

Pour cette transversale, de la marge active à la bordure orientale stable, un cadre téphrochronologique à haute résolution est donc proposé. Les signaux biologiques et chimiostratigraphiques peuvent y être inscrits, ainsi que les autres signaux lithologiques.

A ce sujet, des variations dans le motif lithologique secondaire ont pu être mis en évidence (cf. II.III.6. Signaux lithologiques et biologiques dans la région de Pueblo) comme la disparition ou l'ajout de minces bancs ou interbancs dans l'agencement géométrique-type.

II.IV.5.2 - Signaux biologiques

II.IV. 5.2.1 - Foraminifères planctoniques, benthiques et autres organismes :

Seules les coupes de la transversale d'ouest en est, comprises entre le bassin axial et la plate-forme orientale sont présentées dans cette synthèse sur les signaux biologiques. En effet, à Lohali Point, les espèces carénées sont quasi absentes (sauf quelles occurrences de rotalipores dans un échantillon à la base de la coupe, Fig.II.17). De même, à El Vado, les espèces index *R. cushmani* et *H. helvetica* n'ont pas été observées dans les niveaux prélevés.

Si l'on trace des lignes de corrélation sur la base des dernières occurrences de *R. cushmani* et des premières occurrences de *H. helvetica,* celles-ci recoupent les isochrones formées par les bentonites (Fig.II.26). Par suite, il existe bien un diachronisme des occurrences de ces espèces index entre le centre du bassin et la bordure orientale stable. Par suite, l'extension de zone à *W. archaeocretacea* est extrêmement variable d'un point à l'autre de la transversale.

L'événement à *Heterohelix* a été observé sous la bentonite B à Pueblo et à Elm. A partir de ces observations et des données de Leckie *et al.* (1998), cet événement semble être synchrone pour les coupes situées à cette paléolatitude (aux environs de 45°N).

De même, l'événement à *A. multiloculata* est un événement synchrone entre les coupes de Pueblo et Las Animas. La prolifération de cette espèce n'a pas été identifiée ni à Graneros ni à Elm car le pas d'échantillonnage ne le permet pas.

En intégrant les données bibliographiques (Eicher & Worstell, 1970) à nos propres observations, l'extension temporelle de la « zone à benthiques » semble synchrone entre les coupes du centre du bassin et la bordure orientale stable (Fig.II.26).

Concernant les autres organismes, l'événement à filaments est, pour toutes les coupes du centre du Colorado au Kansas, situé sous la bentonite C (Fig.II.26). Cet événement pourrait donc être synchrone à cette paléolatitude. Des filaments sont également été notés à El Vado sous la bentonite D. Cette observation n'est pas en désaccord avec la position stratigraphique de l'événement plus à l'est puisque la bentonite C est absente à El Vado.

PUEBLO (Colorado) *GRANEROS (Colorado)* *LAS ANIMAS (Colorado)* *ELM (Kansas)*

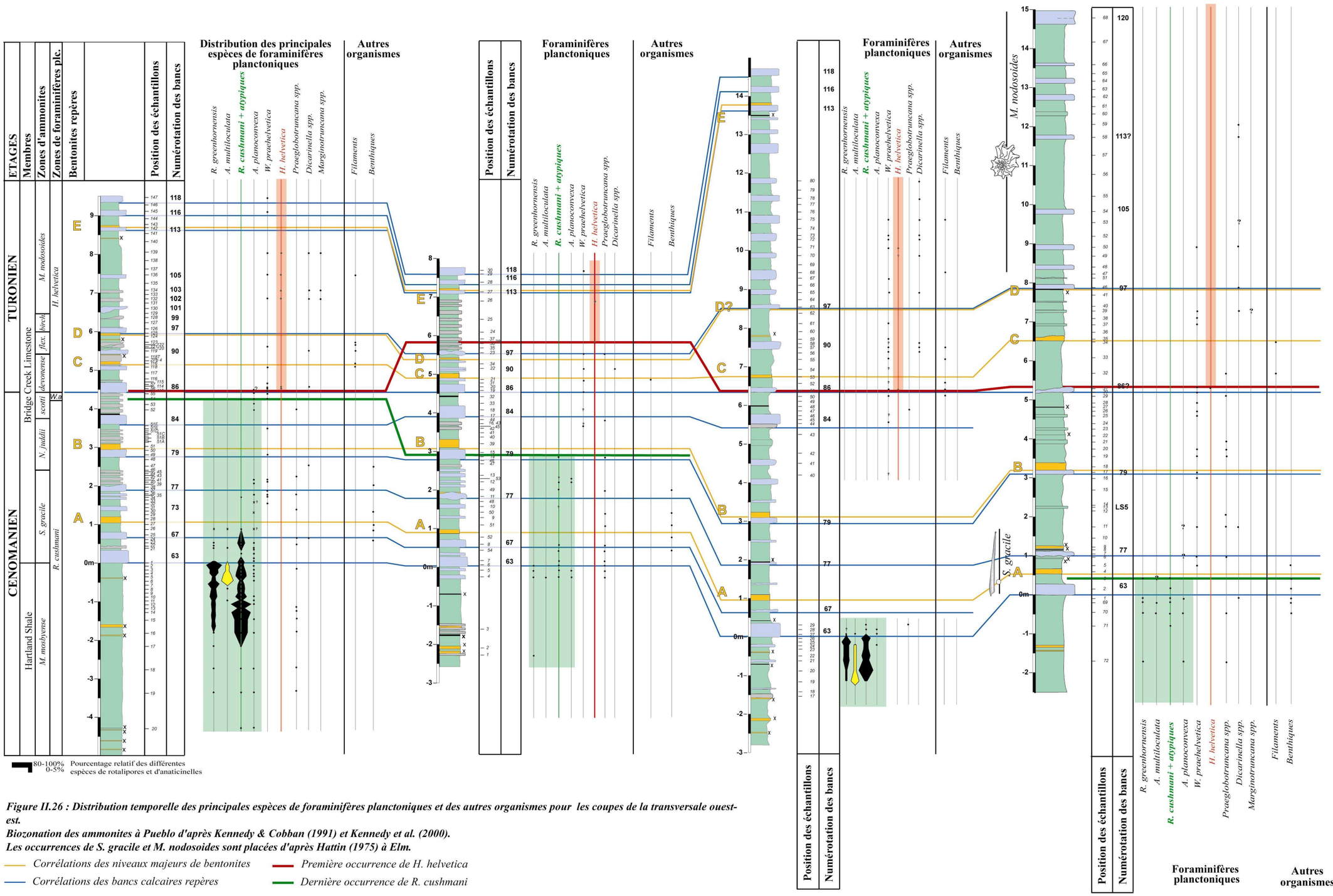


Figure II.26 : Distribution temporelle des principales espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour les coupes de la transversale ouest-est.
Biozonation des ammonites à Pueblo d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000).
Les occurrences de S. gracile et M. nodosoides sont placées d'après Hattin (1975) à Elm.

Corrélations des niveaux majeurs de bentonites
Corrélations des bancs calcaires repères
Première occurrence de H. helvetica
Dernière occurrence de R. cushmani

II.IV. 5.2.2 - Distribution des microfaciès :

En ce qui concerne la distribution des microfaciès, les coupes de la transversale d'ouest en est présentent quelques point communs (Fig.II.27), ainsi :

- les coupes de Pueblo, de Graneros et de Las Animas possèdent un motif proche pour le banc 63 et les niveaux sous-jacents.
- pour les coupes de Pueblo et de Elm, des passées anoxiques ont observées au-dessus de la bentonite B.
- les coupes d'El Vado et d'Elm sont caractérisées par des motifs similaires entre les niveaux sous-jacents au banc 105 et le banc 113. Ce motif n'est pas reconnu à Pueblo (peut-être à cause d'une différence dans le pas d'échantillonnage).

Mais des différences sont à noter. Par exemple, le banc 79 caractérisé par des faciès très oxygénés à Pueblo et à Elm, présente un microfaciès hypoxique à Graneros. De même, le banc 86 au faciès oxygéné à Pueblo, à Graneros et à Elm, correspond à un milieu de dépôt hypoxique à Las Animas.

El VADO (Nouveau Mexique) *PUEBLO (Colorado)* *GRANEROS (Colorado)* *LAS ANIMAS (Colorado)* *ELM (Kansas)*

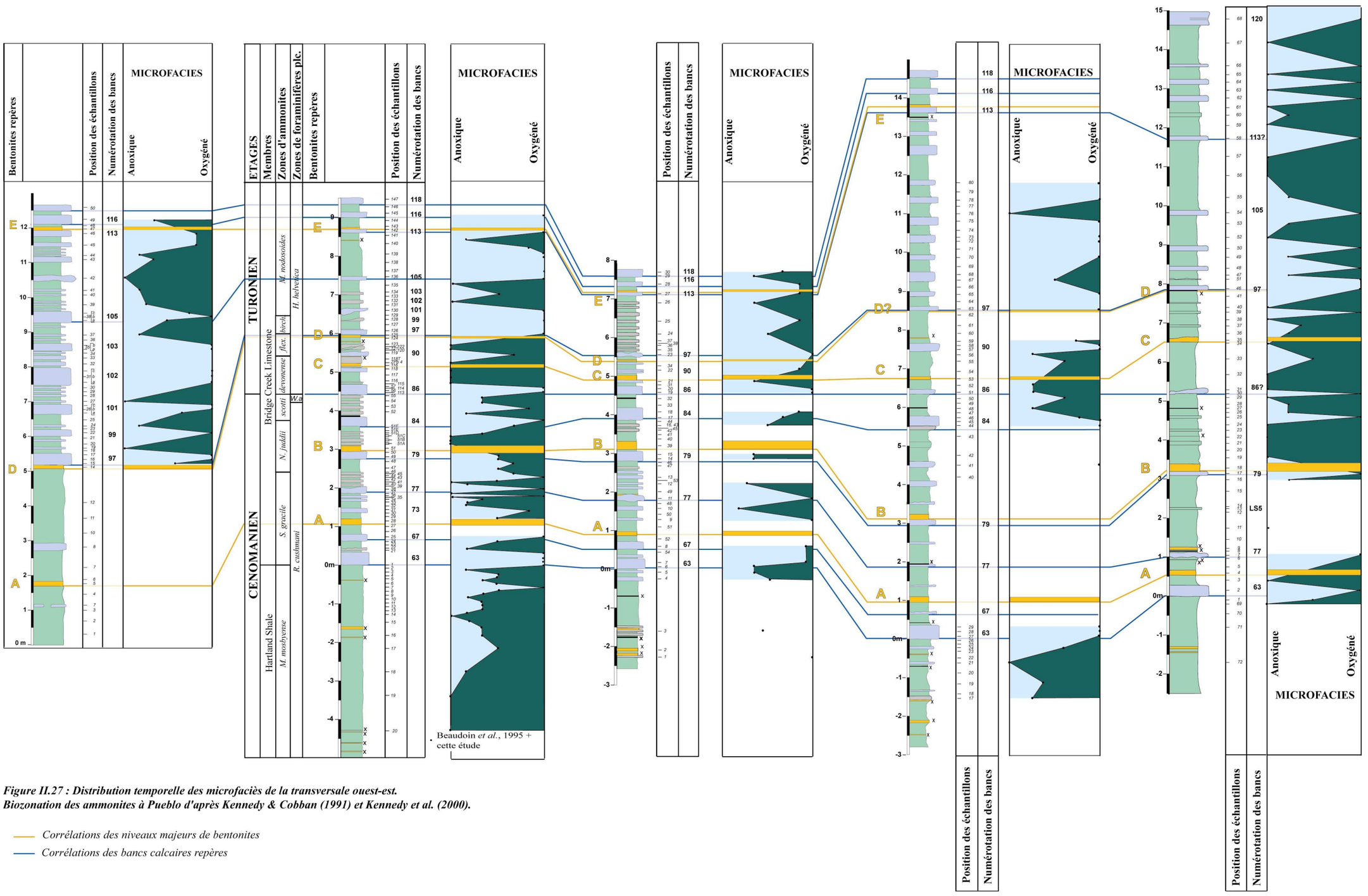


Figure II.27 : Distribution temporelle des microfaciès de la transversale ouest-est.
Biozonation des ammonites à Pueblo d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000).

Corrélations des niveaux majeurs de bentonites
Corrélations des bancs calcaires repères

II.IV.5.3 - Signaux chimiostratigraphiques

II.IV. 5.3.1 - Isotopes stables du carbone :

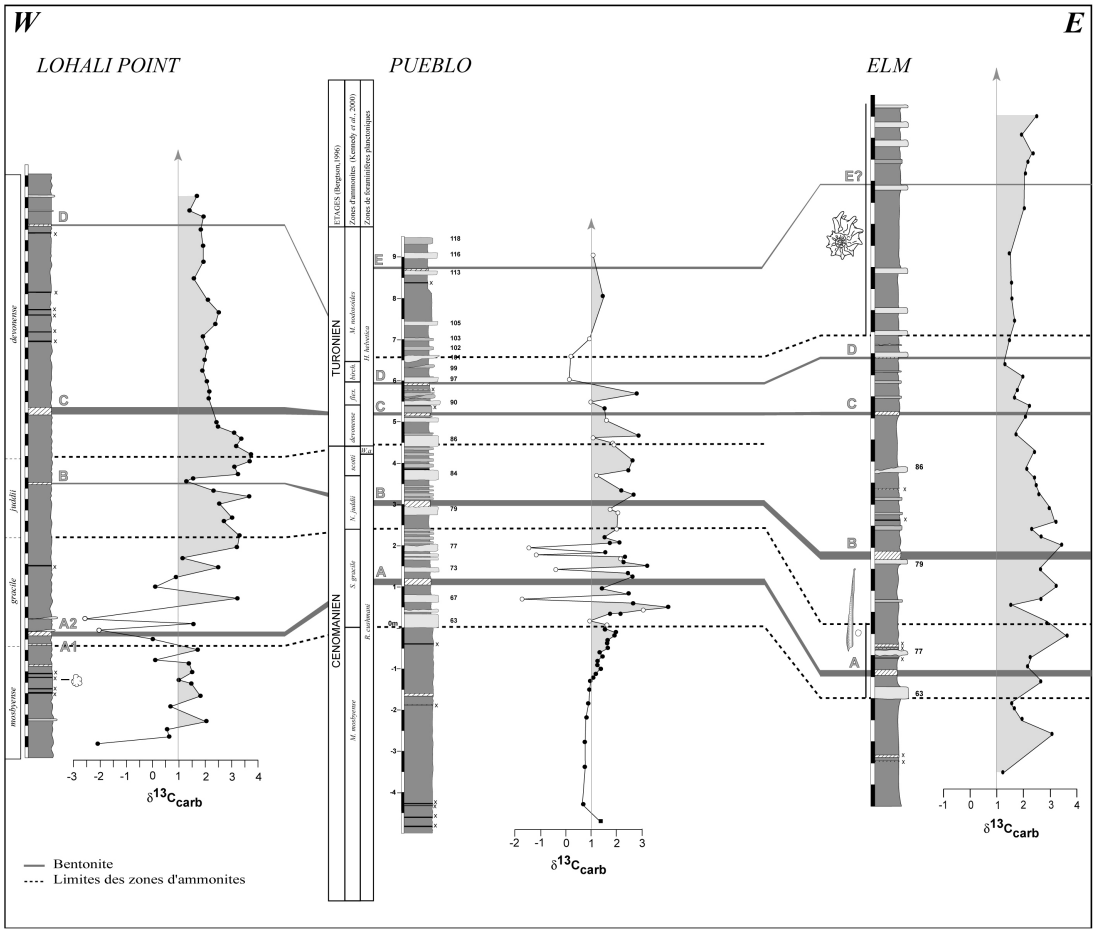


Figure II.28 : Evolution du rapport isotopique du carbone le long de la transversale d'ouest en est.

Si l'on compare l'évolution des courbes du $\delta^{13}C$ à Lohali Point et à Pueblo, on constate que les plus fortes fluctuations sont enregistrées dans la zone d'ammonites à *S. gracile* (Fig.II.28). Sur la bordure orientale, à Elm, celles-ci sont beaucoup moins marquées. Le début de l'anomalie positive à Pueblo est caractérisé, comme il a été vu au cours du chapitre précédent, par une augmentation brusque du rapport isotopique du carbone (sous la bentonite A, à la base de la zone d'ammonites à *S. gracile*). Ce premier pic semble absent à Lohali Point et à Elm.

Au sommet de la zone d'ammonites à *S. gracile*, les valeurs augmentent de nouveau pour former un plateau ; celui-ci est bien visible sur l'évolution des trois courbes (Fig.II.28). Ce plateau semble se terminer sous la bentonite D à Pueblo. A Elm, où la décroissance des valeurs est plus progressive, il pourrait également se terminer sous la bentonite D. A Lohali Point, en revanche, une chute des valeurs est bien marquée sous la bentonite C. Toutefois, les valeurs restent relativement élevées jusqu'à la bentonite D (Fig.II.28).

Il faut également noter qu'un accident plus négatif, au-dessus de la bentonite B, semble entailler le plateau de valeurs.

II.IV. 5.3.2 - Isotopes stables de l'oxygène :

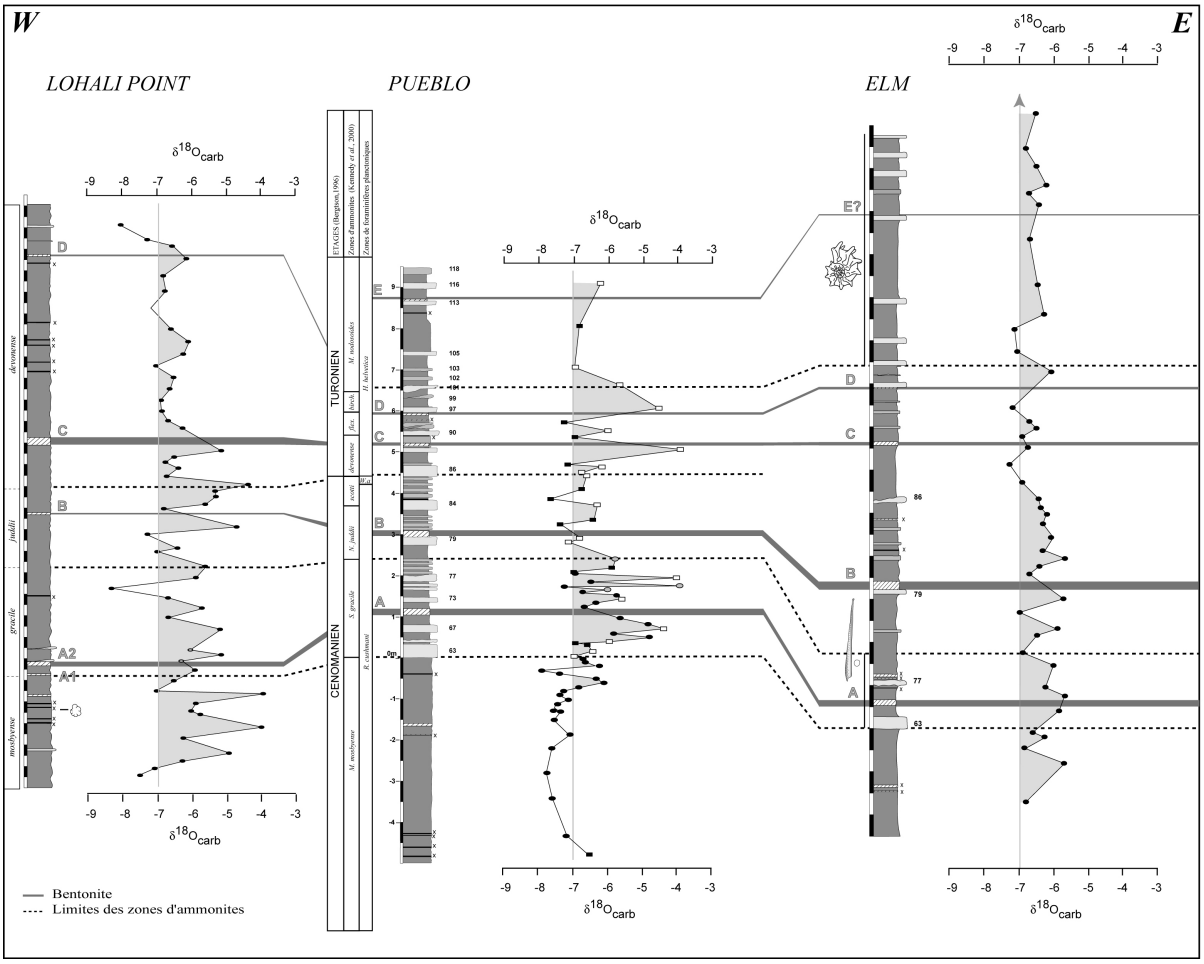


Figure II.29 : Evolution du rapport isotopique de l'oxygène le long de la transversale d'ouest en est.

L'évolution du $\delta^{18}O$ est clairement marquée, à Pueblo, par une nette augmentation des valeurs sous la bentonite A (Fig.II.29). Celles-ci vont ensuite diminuer aux alentours de la limite Cénomanien-Turonien, où des valeurs plus basses sont enregistrées avant une nouvelle augmentation. La courbe acquise à Elm, en dépit de variations beaucoup moins importantes, présente les mêmes tendances avec des valeurs qui diminuent entre les bentonite B et C. Si l'accroissement du rapport isotopique de l'oxygène distingué à Pueblo, sous la bentonite A, semble absent ou décalé à Lohali Point ; l'évolution du $\delta^{18}O$ de cette coupe présente cependant de nombreuses similitudes avec celle de Pueblo. Les points communs sont les fortes valeurs au-dessus de la bentonite A, le pic à la limite entre les zones d'ammonites *S. gracile*/ *N. juddii*, la baisse des valeurs autour la bentonite B puis entre les bentonite B et C et enfin l'accroissement des valeurs sous la bentonite C (Fig.II.29).

CHAPITRE V

AUTRES COUPES TYPES: LA TRANSVERSALE NORD-SUD DE HOT SPRINGS (DAKOTA DU SUD) A RIO GRANDE (TEXAS)

II.V. 1 - Introduction

Ce chapitre est consacré aux coupes levées pour étudier la transversale du nord vers le sud (Fig.II.30). Comme dans le chapitre précédent, les données acquises pour chaque coupe vont s'organiser selon trois rubriques : signal lithologique, signaux biologiques (foraminifères planctoniques, benthiques et microfaciès) et signaux géochimiques.

Les coupes présentées ci-dessous correspondent aux coupes considérées comme des références dans le bassin du Western Interior. La coupe de Taylor Springs (Nouveau Mexique) sera également traitée dans cette partie.

Concernant, les signaux biologiques, les données sur les foraminifères planctoniques et benthiques ont été recueillies pour les quatre coupes. L'observation des microfaciès, nécessitant des lithologies indurées, n'a été faite que pour les coupes de Hot Springs (Dakota du Sud) et de Taylor Springs.

Enfin, les signaux géochimiques ($\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$) ont été mesurés à Hot Springs et à Chispa Summit. Les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène ont également été acquis à Carthage (Nouveau Mexique), les données relatives à cette coupe seront présentées dans la dernière partie de ce chapitre.

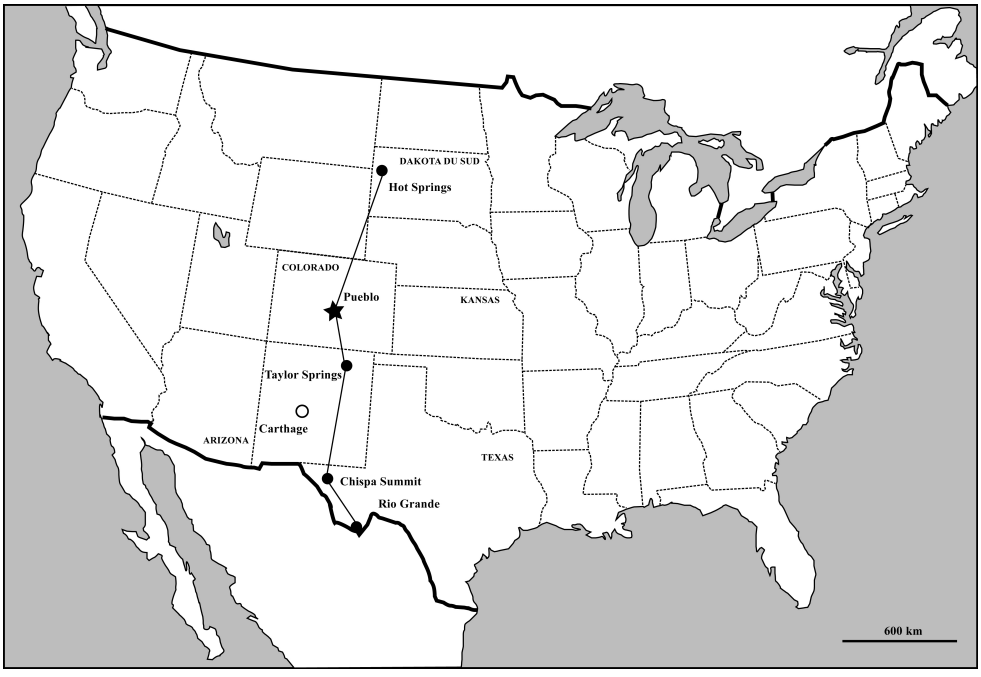


Figure II.30 : Localisation des coupes de la transversale du nord (Hot Springs) au sud (Rio Grande, Texas)

II.V. 2 - Hot Springs (Dakota du Sud)

II.V. 2.1 - Signal lithologique

Les bancs repères et les bentonites identifiées comme étant A et B par Elder (1987a) ont été reconnus sur le terrain (Fig.II.31). La distribution ainsi que les épaisseurs des bancs, des interbancs et des bentonites acquis pour cette étude sont cohérentes avec les travaux de Elder (1987a). La coupe de Hot Springs, située au nord des Black Hills, a été levée sur onze mètres environ depuis la zone d'ammonites à *S. gracile* (Fig.II.31).

Trois niveaux pluridécimétriques de bentonites de dix, quarante et sept centimètres d'épaisseur ont été respectivement identifiés dans les zones d'ammonites à *S. gracile*, *N. juddii* et *W. devonense* (Fig.II.31). Les deux premières bentonites, de par leur position vis-à-vis du découpage en biozones d'ammonites, seraient les horizons A et B comme l'avait déjà affirmé Elder (1987a). Nous proposons que l'horizon situé dans la zone d'ammonites à *W. devonense* corresponde au niveau C (Fig.II.31). En effet, il s'agit du seul horizon de bentonite de plusieurs centimètres d'épaisseur compris dans cette zone d'ammonites, au vu des coupes plus méridionales, précédemment étudiées (cf. Partie II. Chapitres II et III). Les deux fins niveaux, d'un et de deux centimètres d'épaisseurs, encadrant une succession d'alternance de marnes et de bancs calcaires (Fig.II.31), et localisés au-delà de la zone à *W. devonense* pourraient être les horizons D et E. Cette proposition est en accord avec l'agencement géométrique des bentonites par rapport aux bancs calcaires puisque D et E se positionnent classiquement sous et au-dessus de bancs calcaires majeurs (cf. Partie II. Chapitre I).

Quatre vingt échantillons ont été prélevés dans les différents types de lithologies (Fig.II.31, Annexe 3).

Entre les bentonites A et C, des fluctuations entre des niveaux de marnes sombres et de marnes grises ont été observées sur le terrain (Fig.II.31, Annexe 3). Dans la première moitié de l'intervalle, comprise entre les bentonites B et C, l'épaisseur des niveaux de marnes grises est plus grande alors que les horizons de marnes noires deviennent plus épais dans la seconde partie (Fig.II.31).

II.V. 2.2 - Signaux biologiques

II.V. 2.2.1 - Foraminifères planctoniques, benthiques et autres organismes :

La distribution des foraminifères planctoniques révèle que la dernière occurrence de *R. cushmani* (Annexe 4, planche n°A4.2) est située moins de dix centimètres sous la bentonite B (Fig.II.32) comme l'avaient déjà observé Eicher & Worstell (1970).

Si aucun spécimen de *H. helvetica* n'a encore été identifié, des formes de transition entre *Whiteinella praehelvetica* (TRUJILLO, 1960) et *H. helvetica* sont relevées dès le Cénomanien terminal dans les marnes calcaires situées au-dessus de la bentonite B (Fig.II.32). Alors que les premières formes de ces spécimens sont globuleuses, en revanche, les deux ou trois dernières loges du dernier tour présentent une carène (cf. Partie III. Chapitre V ; Annexe 4, planche n°A4.3).

Les premiers spécimens du genre *Marginotruncana* apparaissent plus tôt qu'à Pueblo. Ainsi, les premières formes de *Marginotruncana schneegansi* (SIGAL, 1952) sont notées entre les bentonites B et C, dans la zone d'ammonites à *W. devonense* (Fig.II.32).

Quelques occurrences de dicarinelles (*D. hagni* et *D. algeriana*) sont observées au-dessus de la bentonite C. De rares *Praeglobotruncana* sont relevées dans l'ensemble de la coupe (Fig.II.32).

Une augmentation significative des *Heterohelix*, observée dans les niveaux sous-jacents à la bentonite B (Fig.II.32), pourrait correspondre à l'événement à *Heterohelix*.

Comme nous l'avons observé précédemment, pour certaines des coupes de la transversale d'ouest en est, une brève période correspondant à l'augmentation et à la diversification des foraminifères benthiques à affinité téthysienne est observée dans la zone d'ammonites à *S. gracile*. A Hot Springs, cette « zone à benthiques » semble moins étendue qu'à Pueblo et est comprise entre deux niveaux de bentonite millimétriques situés sous la bentonite A (Fig.II.32). De nombreux spécimens de foraminifères benthiques à tests agglutinés sont également trouvés en association avec ceux à affinité téthysienne.

HOT SPRINGS selon Elder, 1987a *HOT SPRINGS selon cette étude*

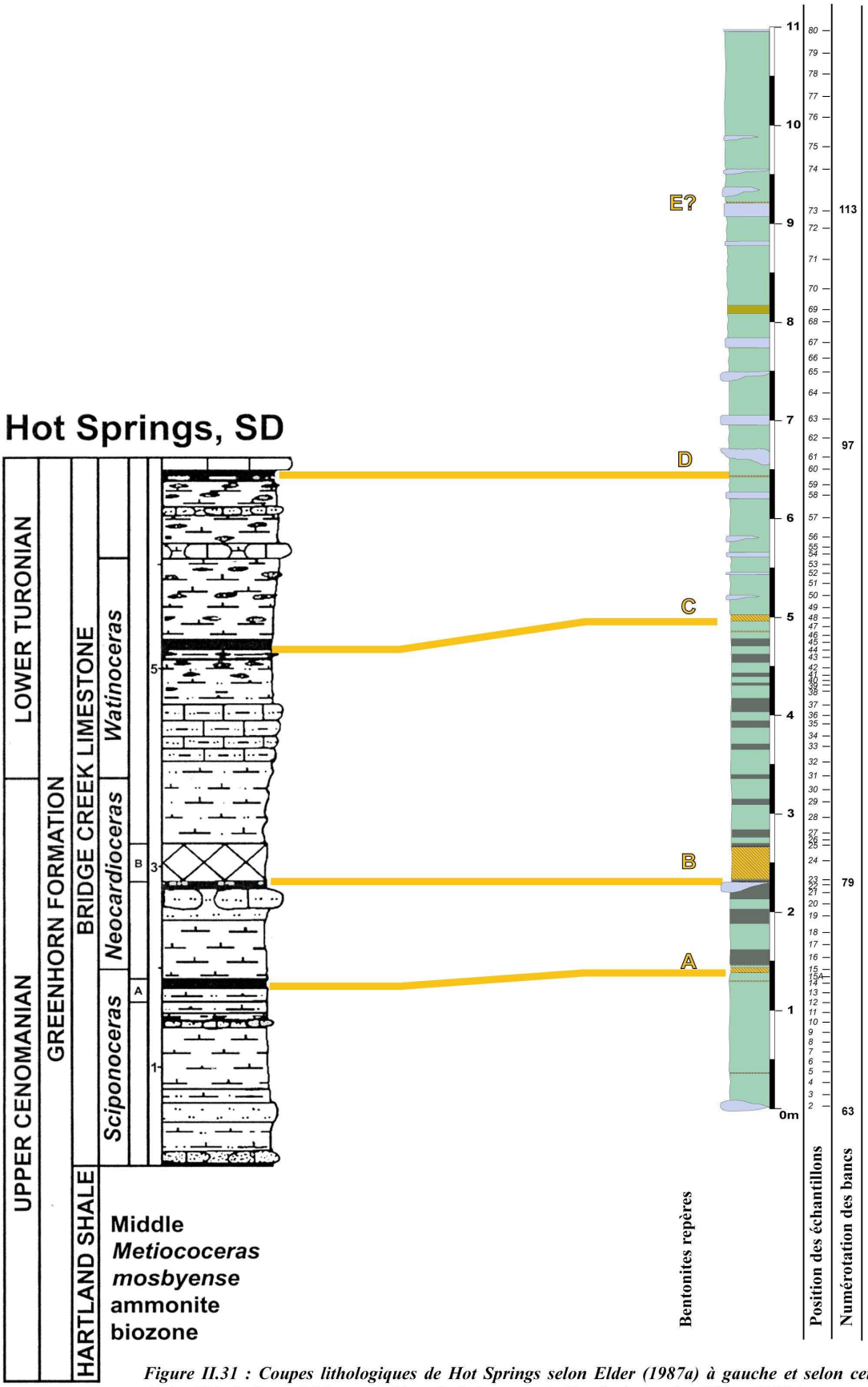


Figure II.31 : Coupes lithologiques de Hot Springs selon Elder (1987a) à gauche et selon cette étude à droite. Voir la figure I.39 pour la légende de la coupe de Hot Springs selon Elder (1987a).

HOT SPRINGS (Dakota du Sud)

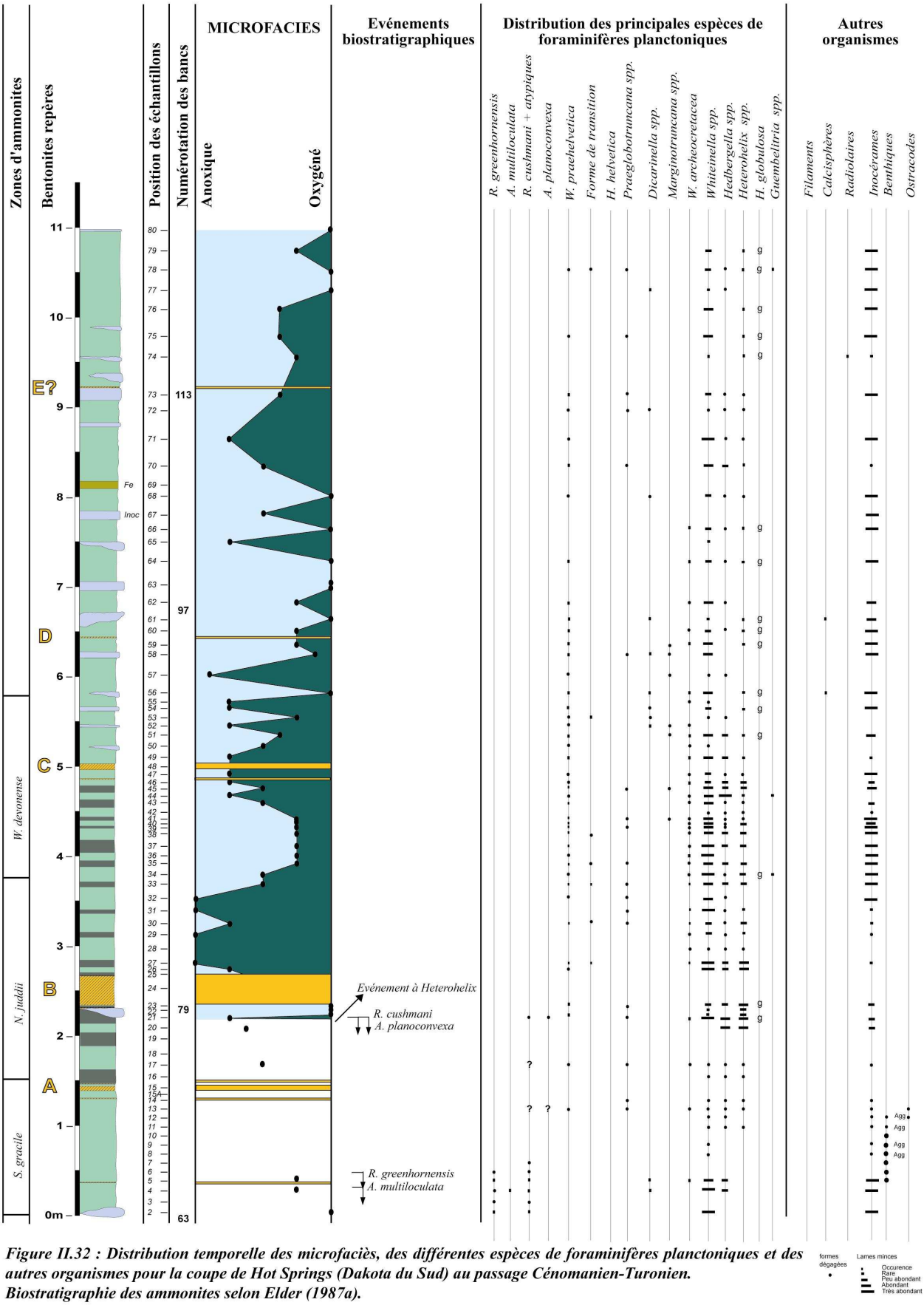


Figure II.32 : Distribution temporelle des microfaciès, des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Hot Springs (Dakota du Sud) au passage Cénomanien-Turonien. Biostratigraphie des ammonites selon Elder (1987a).

L'événement à filaments n'a pas été reconnu à Hot Springs.

Seuls les bancs calcaires correspondant aux numéros d'échantillons 56 et 61 présentent des calcisphères (Fig.II.32).

Les radiolaires sont peu représentés, ils ont juste été identifiés dans un banc carbonaté situé au-dessus de la bentonite E (Fig.II.32).

Les prismes d'inocérames sont communs et abondants à la base de la coupe et au-dessus de la bentonite B (Fig.II.32).

Des ostracodes ont été trouvés dans les niveaux marneux sous la bentonite A (Fig.II.32).

II.V. 2.2.2 - Distribution des microfaciès :

La distribution temporelle des microfaciès présente des fluctuations entre des faciès anoxiques et oxygénés (Fig.II.32). Les microfaciès les plus oxygénés correspondent aux bancs les plus carbonatés (*e.g.* banc calcaire noduleux situé sous la bentonite B). Cependant, une série de microfaciès fortement anoxiques est observée au-dessus de la bentonite B (Fig.II.32). Les microfaciès sont plus oxygénés aux environs de la limite Cénomanien-Turonien puis redeviennent hypoxiques dans les niveaux sous-jacents à la bentonite C jusqu'aux niveaux situés au-dessus de la bentonite D.

Il est à noter que les microfaciès évoluent indépendamment des alternances entre les horizons de marnes sombres et de marnes grises, observées sur le terrain, entre les bentonites B et C.

II.V. 2.3 - Signaux chimiostratigraphiques

Cinquante-trois mesures isotopiques ont été réalisées. Celles-ci fluctuent entre 0,6‰ et 3,5‰ pour le $\delta^{13}C$, et entre -8,1‰ et -5‰ pour le $\delta^{18}O$ (Fig.II.33, Annexe 3). Pour la coupe de Hot Springs, seuls les niveaux de marnes et de marnes calcaires ont été traités.

II.V. 2.3.1 - Isotopes stables du carbone :

L'excursion positive caractéristique du passage Cénomanien-Turonien est observée à Hot Springs (Fig.II.33). L'évolution du $\delta^{13}C$ montre un rapide accroissement des valeurs, à la base de la coupe ; de 1,5‰ à 3,5‰ (dans la zone d'ammonites à *S. gracile*, sous la bentonite A). Ce premier pic est suivi d'une diminution des valeurs (de 1,5‰ à 2‰) juste sous la bentonite A. Puis, le rapport isotopique augmente à nouveau et forme un plateau (de 2‰ à 3‰) qui se terminera dans la zone d'ammonites à *W. devonense*, sous la bentonite C. Ce plateau est juste interrompu, au-dessus de la bentonite B, par un brusque accident négatif. Au-delà de ce plateau, les valeurs deviennent plus faibles (moins de 1‰). Après un brusque accroissement à 3‰ (mais il s'agit juste d'un point), les valeurs fluctuent entre 1‰ et 2‰ (Fig.II.33).

II.V. 2.3.2 - Isotopes stables de l'oxygène :

A la base de coupe, la courbe du $\delta^{18}O$ augmente progressivement de -7‰ à -5‰ (Fig.II.33). Au sommet de la zone d'ammonites à *S. gracile*, sous la bentonite A, les valeurs vont diminuer (-8‰). Jusqu'à la bentonite B, le rapport isotopique de l'oxygène fluctue entre -8‰ et -6,5‰. Après une baisse au-dessus de la bentonite B (-8,1‰), les valeurs augmentent progressivement (de -8,1‰ à -6‰) jusqu'à la base de la zone d'ammonites à *W. devonense* (Fig.II.33). Après ce pic, le rapport isotopique de l'oxygène s'abaisse de nouveau (-7,5‰) jusqu'à la bentonite C, autour de laquelle les valeurs forment un léger ressaut positif. Les valeurs s'accroissent ensuite (de -7,5‰ à 5‰) jusqu'aux niveaux situés au-dessus de la bentonite D (malgré une brève diminution autour de cette dernière bentonite). Le sommet de la coupe voit une décroissance graduelle jusqu'à -8‰ (Fig.II.33).

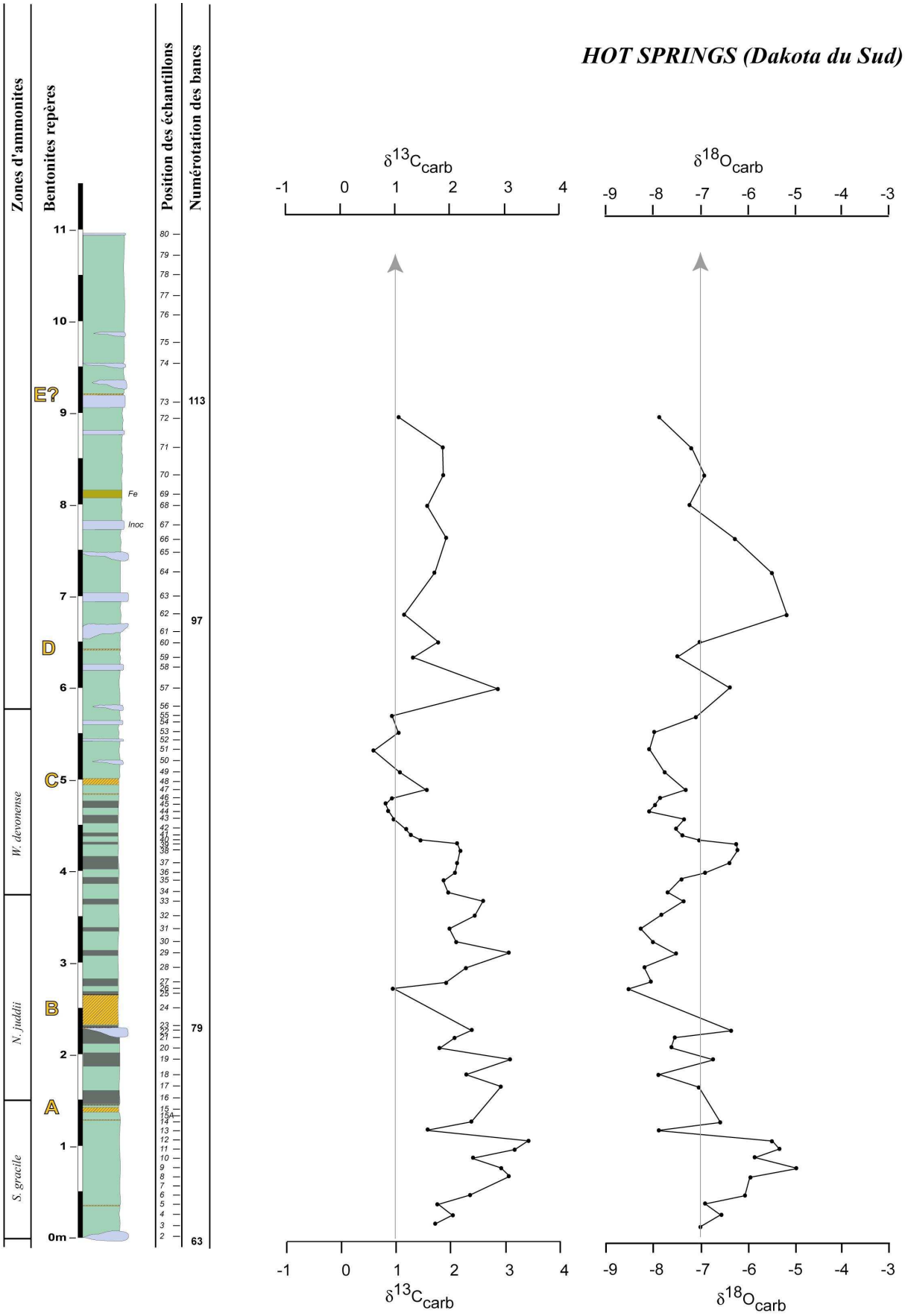


Figure II.33 : Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène à Hot Springs. Biostratigraphie des ammonites selon Elder (1987a).

II.V. 3 - Taylor Springs (Nouveau Mexique)

II.V. 3.1 - Signal lithologique

La coupe de Taylor Springs a été levée sur neuf mètres, en rive ouest d'un intermittent de la rivière « Canadian » à l'est de Springer dans le conté de Colfax. Soixante-seize échantillons ont été prélevés dans les différents types de lithologie (Fig.II.34 ; Annexe 3). Cet affleurement avait déjà été étudié par Hattin (1987) qui y reconnaissait les cinq bentonites majeures du passage Cénomanien-Turonien et un certain nombre de bancs repères carbonatés (Fig.II.34). En accord avec l'agencement type des bentonites vis-à-vis des bancs calcaires, et, avec les travaux de Hattin (1987), nous identifions les quatre horizons repères A, B, C et E dont les épaisseurs sont respectivement de quatre, seize, vingt et sept centimètres (Fig.II.34). Le niveau D également reconnu serait ici d'une taille millimétrique.

En ce qui concerne ces niveaux de cendres volcaniques, une couche de bentonite d'une épaisseur de dix-sept centimètres est également relevée sous le banc repère 63. Cet épais niveau n'avait pas été identifié pour les coupes plus méridionales de Pueblo et de sa région où il pourrait toutefois correspondre à un niveau d'une épaisseur beaucoup plus réduite (millimétrique).

Si le motif lithologique est cohérant, malgré des bancs calcaires plus épais, avec les coupes du centre est du Colorado et du Kansas, des différances apparaissent cependant. Par exemple, la bentonite B est coiffée d'un banc calcaire de quatorze centimètres. La bentonite D est comprise entre deux bancs calcaires.

II.V. 3.2 - Signaux biologiques

II.V. 3.2.1 - Foraminifères planctoniques, benthiques et autres organismes :

La distribution des foraminifères planctoniques montre que les dernières occurrences de *Rotalipora s.l.* sont toutes observées sous la bentonite A (Fig.II.35). Ainsi, les derniers spécimens de *R. cushmani* et de *A. planoconvexa* sont notés entre le banc 67 et la bentonite A ; et *R. greenhornensis* dans le banc 67. Les dernières *A. multiloculata* ont été relevées sous le banc 63.

Aucune occurrence de *H. helvetica* n'a encore été observée à Taylor Springs.

De très rares *P. stephani* ont été déterminés au Cénomanien terminal, autour de la bentonite A (Fig.II.35). Des dicarinelles (*D. algeriana, D. hagni* et *D. imbricata*) et un spécimen de *M. marianosi* sont identifiés au Turonien inférieur, au-dessus de la bentonite C.

Les genres *Whiteinella, Hedbergella* et *Heterohelix* sont communs dans l'ensemble de la coupe. Toutefois, une prolifération de ces dernières formes bisériées est notée, sous la bentonite B, au sein de l'échantillon 28. Il pourrait s'agir de l'événement à *Heterohelix*.

Les foraminifères benthiques sont particulièrement abondants et diversifiés entre la base du banc 63 et le banc 77 (Fig.II.35). Cet intervalle de temps pourrait correspondre à la « zone à benthiques ». Les formes benthiques redeviennent nombreuses, lors d'une brève période, entre les bancs 84 et 86 (Fig.II.35).

La présence de filaments est notée à partir des niveaux sous-jacents à la bentonite C (Fig.II.35).

Quelques bancs calcaires contiennent de nombreuses calcisphères (*e.g.* bancs repères 63, 77 ou 113 ; Fig.II.35).

Des radiolaires sont également observés dans quelques bancs calcaires (*e.g.* bancs repères 67 ou 79 ; Fig.II.35).

Les prismes d'inocérames sont relevés tout au long de la coupe.

II.V. 3.2.2 - Distribution des microfaciès :

La distribution temporelle des microfacies témoigne de fluctuations à haute fréquence entre des faciès oxygénés et des faciès hypoxiques à anoxiques (Fig.II.35). Comme pour les coupes précédemment étudiées, les microfaciès les plus oxygénés sont observés dans les calcaires, comme par

exemple, dans les bancs repères 63, 77, 79, 84, 86, 113…(Fig.II.35). Les passées les plus anoxiques sont notés dans les horizons marneux, notamment sous l'épaisse couche de bentonite à la base de la coupes, au-dessus des bancs 77 et 86 ou encore dans les interbancs marneux situés entre les bentonites D et E (Fig.II.35). Les périodes les plus oxygénées sont comprises entre les bancs 63 à 77 et les bancs 84 à 86.

TAYLOR SPRINGS selon Hattin, 1987 *TAYLOR SPRINGS selon cette étude*

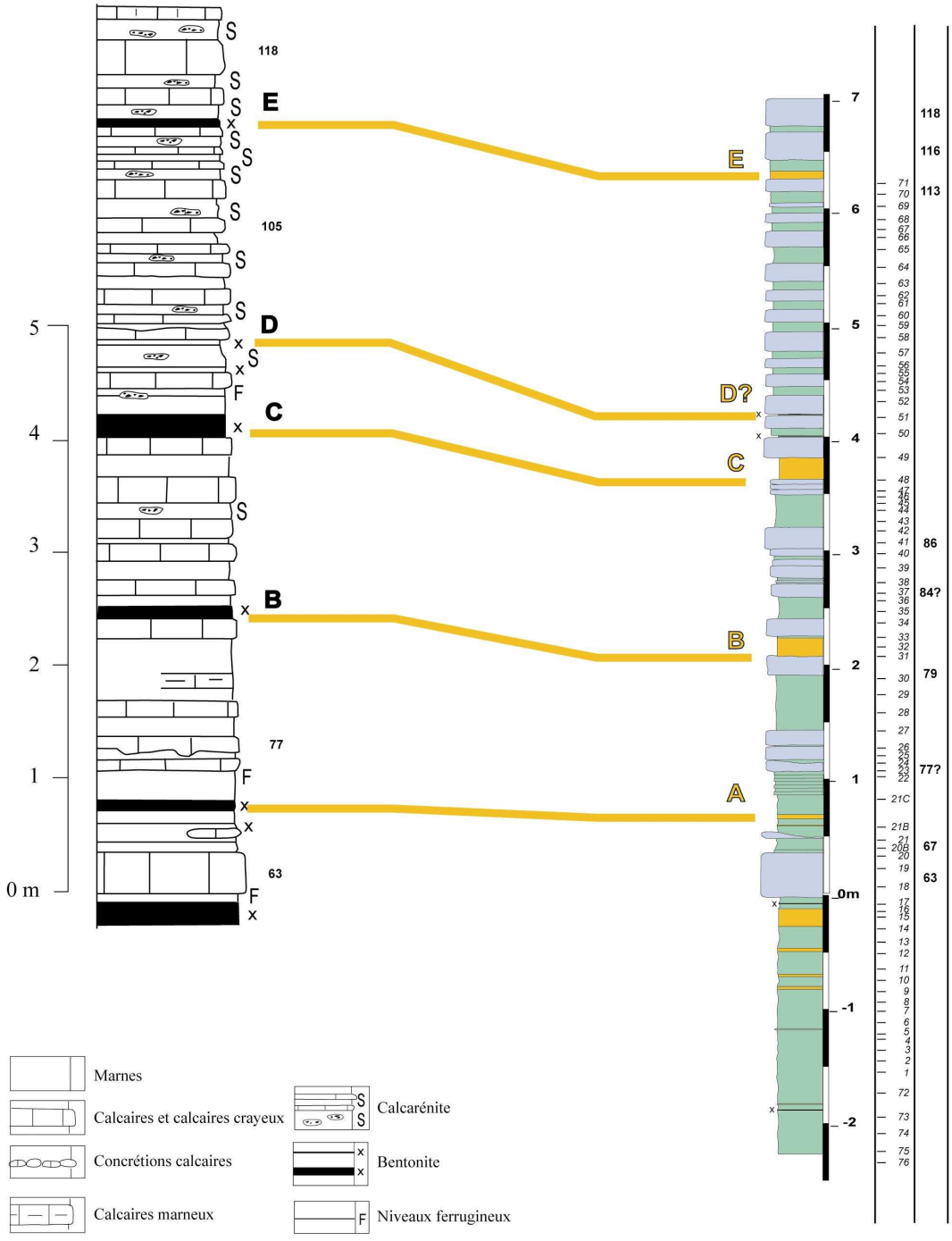


Figure II.34 : Coupes lithologiques de Taylor Springs selon Hattin (1987) à gauche et selon cette étude à droite.

TAYLOR SPRINGS (Nouveau Mexique)

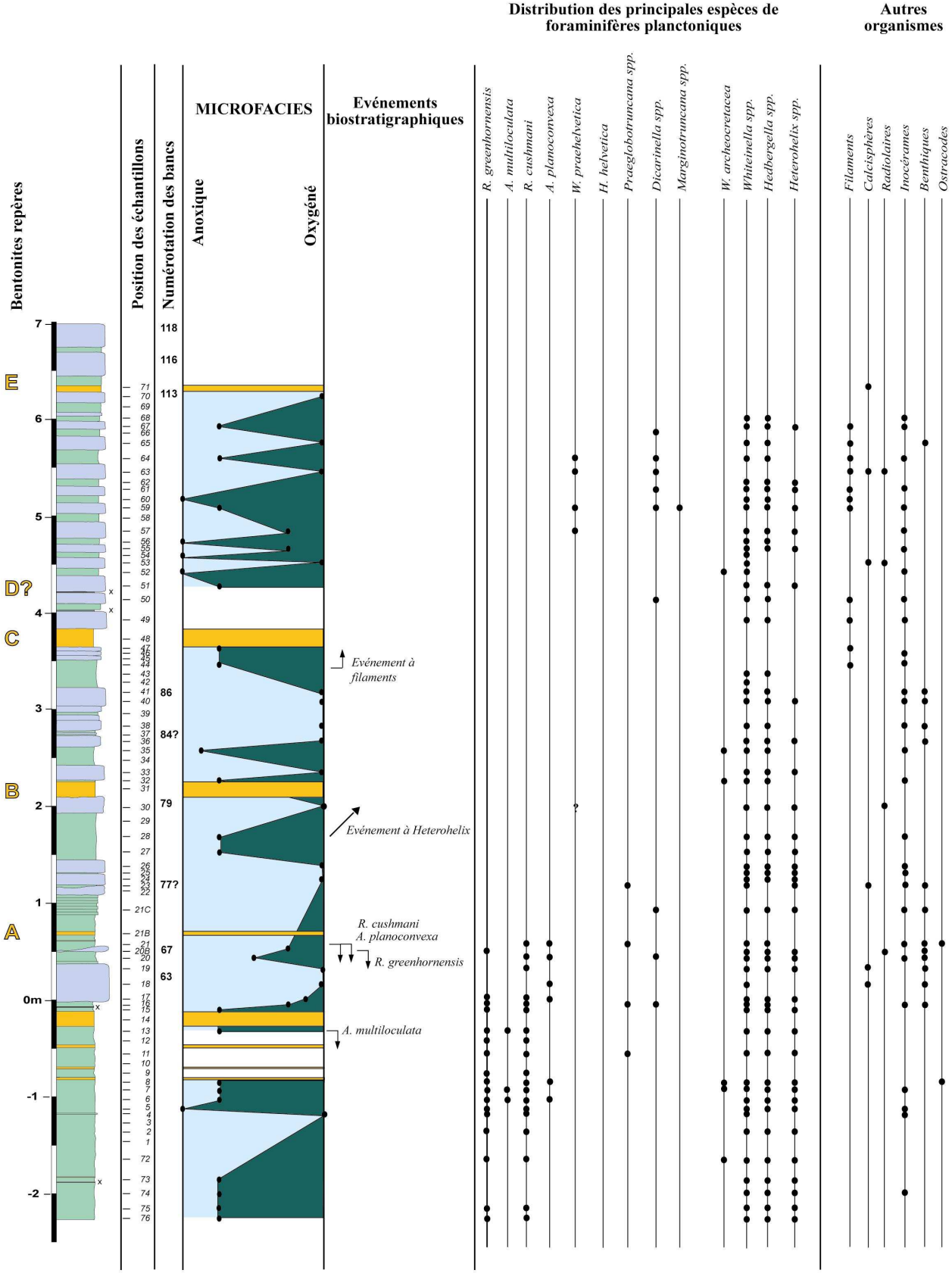


Figure II.35 : Distribution temporelle des microfaciès et des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Taylor Springs (Nouveau Mexique) au passage Cénomanien-Turonien.

II.V. 4 - Chispa Summit (Texas)

II.V. 4.1 - Signal lithologique

La coupe de Chispa Summit a été levée, sur une cinquantaine mètres à partir du contact avec la formation de « Buda Limestone » jusqu'à la zone d'ammonites à *P. flexuosum* (Annexe 3). Seule la partie supérieure de la coupe est présentée sur la figure II.36. Cent cinquante échantillons ont été prélevés dans les différents types de lithologies, du toit de la formation de « Buda Limestone » au sommet de la coupe.

Les épaisseurs mesurées sont parfaitement cohérentes avec celles acquises par Kennedy *et al.* (1989) et par Orth *et al.* (1993). Ainsi, le premier banc calcaire saillant décrit par Kennedy *et al.* (1989) à 36,5 m au-dessus du sommet de la formation de « Buda Limestone » a été identifié à la cote 36,3 m dans cette étude (Fig.II.36). Kennedy *et al.* (1989) et Orth *et al.* (1993) placent la limite entre les zones d'ammonites à *M. mosbyense* et *S. gracile* à la base de ce banc (Fig.II.36) qui pourrait par suite être l'équivalent du banc 63. Un autre repère proposé par Kennedy *et al.* (1989) est la présence d'un niveau à l'apparence crayeuse situé deux mètres au-dessus du banc précédemment décrit. Ce niveau a également été reconnu dans cette étude (en pointillés sur la Fig.II.36). Toutefois, l'analyse en lame mince de ce niveau montre qu'il ne contient que des cristaux de quartz et de biotite et pourrait en fait correspondre à un horizon de bentonite (en cours de carbonatation ?).

Quoiqu'il en soit la cohérence de notre levé avec ceux de Kennedy *et al.* (1989) et de Orth *et al.* (1993) permet de caler précisément nos échantillons par rapport aux zones d'ammonites et aux analyses géochimiques que donnent ces auteurs.

Enfin, la bentonite identifiée comme étant le niveau A par Elder (1987a) et par Orth *et al.* (1993) a également été reconnue. Cet horizon ne mesure qu'un demi centimètre d'épaisseur. D'autres nombreuses couches de cendres volcaniques altérées ont été trouvées à Chispa Summit. Pour l'intervalle de temps présenté sur la figure II.36, de nombreux petits niveaux ont été répertoriés, le plus souvent d'une épaisseur centimétrique. Les niveaux les plus conséquents (cinq à sept centimètres) sont situés au sommet de la zone d'ammonites à *S. gracile* (Fig.II.36). Les horizons B, D et E ne peuvent pas être formellement reconnus à Chispa Summit. La bentonite C pourrait correspondre à l'un des niveaux de cendres situés sous la zone d'ammonites à *P. flexuosum*.

En revanche, le banc calcaire situé, au sommet de la zone d'ammonites à *S. gracile*, entre deux horizons pluricentimétriques de bentonite, pourrait bien être la continuité du banc 77 (Fig.II.36). En effet celui-ci est toujours surmonté (voir souligné) par des horizons de bentonite pour les coupes du centre du Colorado et du Kansas (Fig.I.47, Fig.II.25).

II.V. 4.2 - Signaux biologiques

II.V. 4.2.1 - Ammonites :

Quelques ammonites ont été récoltées à Chispa Summit. Une forme en place de *E. septemseriatum* (détermination Luc Bulot) a été trouvée à la cote 2,50 m (au-dessus de la base du banc 63). Cette attribution est en accord avec la biozonation de Kennedy *et al.* (1989) qui place ce niveau dans la zone à *S. gracile*.

II.V. 4.2.2 - Foraminifères planctoniques, benthiques et autres organismes :

La distribution des foraminifères planctoniques révèle que les dernières occurrences de rotalipores *s.s.* sont situées, au-dessus de la bentonite A, au sommet de la zone à *S. gracile* (Fig.II.37), bien plus tardivement que celles observées par Frush & Eicher en 1975 (cf. Partie I. Chapitre II ; Figure I.40). Les derniers spécimens des formes carénées *R. cushmani* et *R. greenhornensis* et les morphotypes globuleux *A. planoconvexa* et *A. multiloculata* sont tous situés à la cote 3 m (Fig.II.37).

La première occurrence du marqueur *H. helvetica* est notée, en lame mince, au sommet de la coupe, à la côte 12,75 m, dans la zone d'ammonites à *P. flexuosum* (Fig.II.37). Toutefois des formes de transition entre *W. praehelvetica* et *H. helvetica* sont relevées à partir de la cote 6,5 m (Fig.II.37).

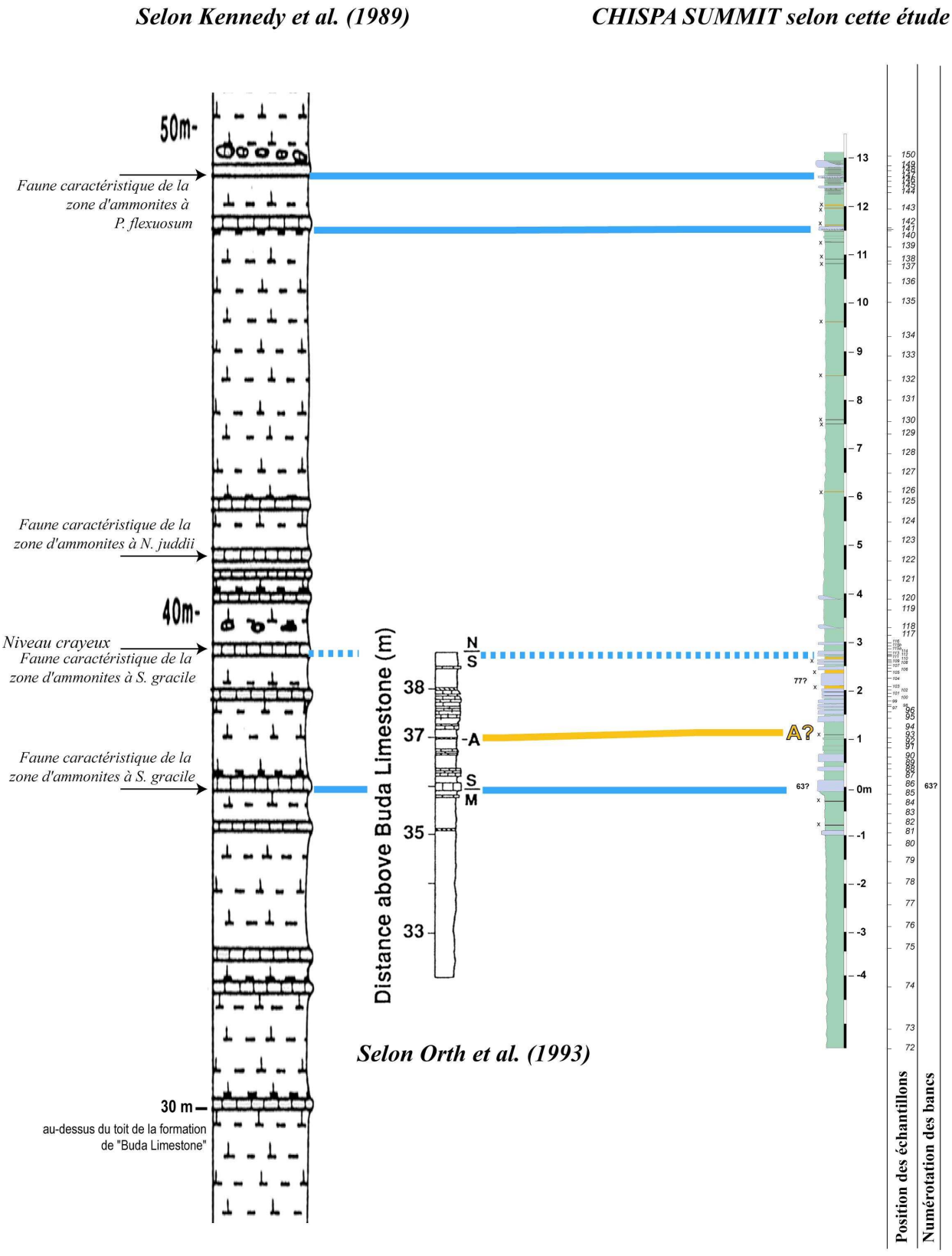


Figure II.36 : Coupes lithologiques de Chispa Summit selon Kennedy et al. (1989) à gauche et selon cette étude à droite. Voir la figure I.40 pour la légende de la coupe de Chispa Summit selon Kennedy et al. (1989).

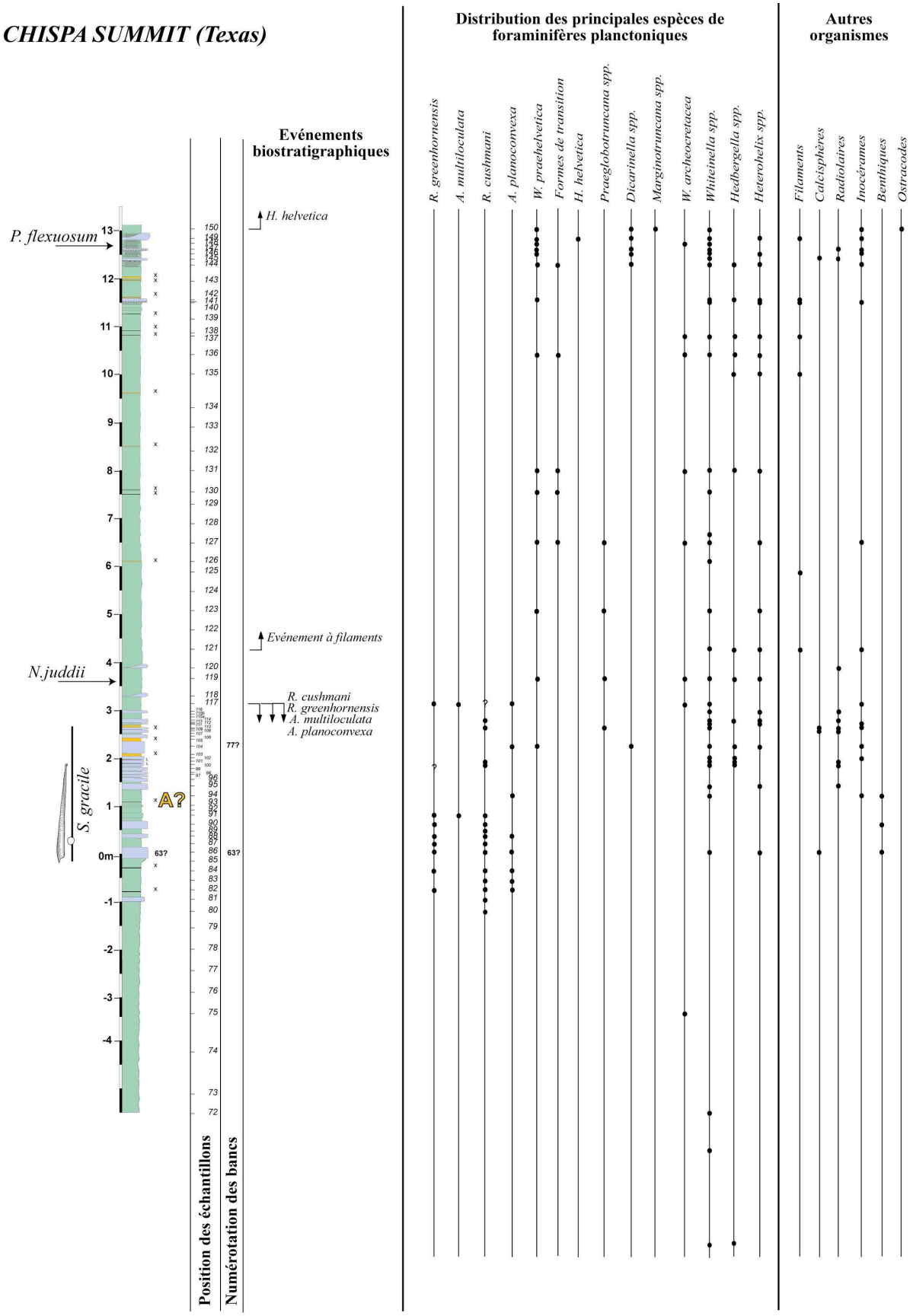


Figure II.37 : Distribution temporelle des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Chispa Summit (Texas) au passage Cénomanien-Turonien.
Biostratigraphie des ammonites selon Kennedy et al. (1989).

Les occurrences de formes bicarénées sont rares à Chispa Summit, à l'exception du sommet de la coupe où elles deviennent plus communes (*D. hagni* et *D. algeriana*).

De nombreux foraminifères benthiques, diversifiés et d'affinité téthysienne, sont identifiés entre le banc 63 et la bentonite A (Fig.II.37).

L'événement à filaments débute au-dessus de la cote 4m.

Des calcisphères sont quelques fois observées dans des bancs carbonatés (*i.e.* banc 63).

Les occurrences de radiolaires sont assez fréquentes notamment dans les niveaux carbonatés situés au-dessus de la bentonite A.

II.V. 4.3 - Signaux chimiostratigraphiques

Vingt-cinq mesures isotopiques ont été réalisées. Celles-ci fluctuent entre -1,5‰ et 1,6‰ pour le $\delta^{13}C$, et entre -11,5‰ et -6,4‰ pour le $\delta^{18}O$ (Fig.II.38). Seuls les niveaux de marnes et de marnes calcaires ont été traités.

II.V. 4.3.1 - Isotopes stables du carbone :

La courbe du $\delta^{13}C$ présente des valeurs anormalement basses par rapport aux autres coupes analysées dans le bassin. En effet, les valeurs sont en moyenne comprises entre 0,5 et 1,5‰ (Fig.II.38) alors que pour les autres coupes, elle atteignent et dépassent classiquement 2,5‰, avec des maxima autour de 3-4‰. Mais ces valeurs restent cohérentes et du même ordre de grandeur que celles obtenues par Orth *et al.* (1993) en ce même lieu et présentées sur la figure II.38.

La base de la courbe, de la cote -4,5 à -2,5 m est marquée par une augmentation des valeurs de -1‰ à 1‰. Puis une diminution progressive des valeurs est notée de la cote -2,5 m au sommet de la zone d'ammonites à *S. gracile* (Fig.II.38). La partie supérieure de cette zone connaît une brusque augmentation des valeurs (de 0 à 1,5‰). Ces valeurs vont se maintenir jusqu'à la cote 5 m où un accident négatif est enregistré (-1‰). Jusqu'au sommet de la coupe, les valeurs vont globalement se maintenir entre 0 et 1‰.

II.V. 4.3.2 - Isotopes stables de l'oxygène :

Suite à une brève augmentation du $\delta^{18}O$ à la base de la coupe (entre les cotes -3 m et -2,5 m), le rapport isotopique de l'oxygène diminue jusque sous le banc 63. Les niveaux marneux, localisés juste sous ce banc repère, voient une brusque augmentation du rapport isotopique de l'oxygène (jusqu'à -6,4‰). Débute alors une chute remarquable du $\delta^{18}O$, dans la zone d'ammonites à *S. gracile*. Les valeurs les plus basses sont atteintes au sommet de cette zone à la cote 2,75 m avec -10‰ (Fig.II.38). Les valeurs s'accroissent ensuite jusqu'à la cote 3,5 m (autour de -7‰). Le sommet de la courbe ne connaît que peu de fluctuations avec des valeurs qui évoluent en -8‰ et -7‰.

CHISPA SUMMIT (Texas)

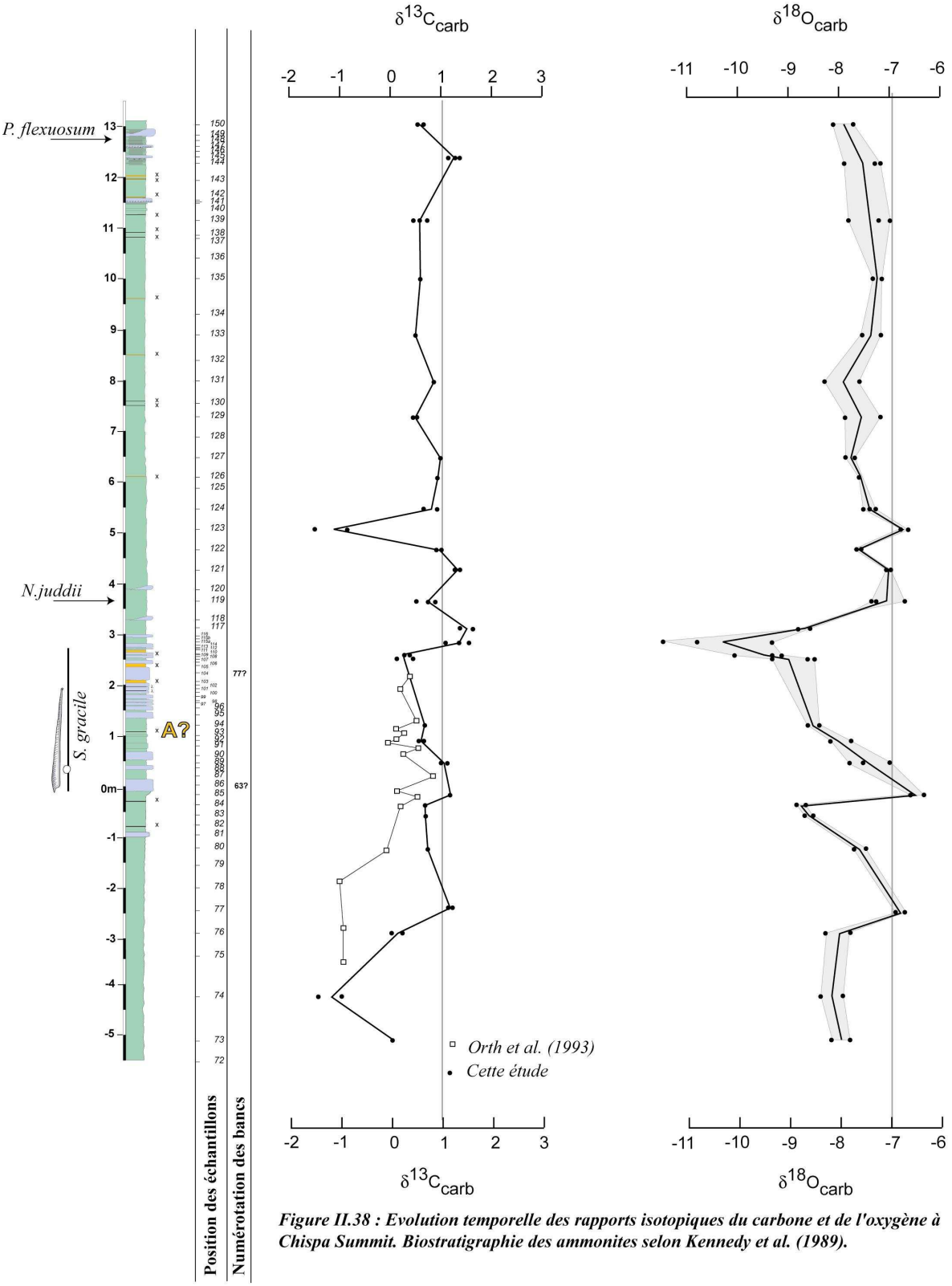


Figure II.38 : Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène à Chispa Summit. Biostratigraphie des ammonites selon Kennedy et al. (1989).

II.V. 5 - Rio Grande (Texas)

La coupe a été levée, en rive nord du Rio Grande dans le parc national de Big Bend, près des anciens bains de Hot Springs (Annexe 3). Deux cent soixante quinze échantillons ont été prélevés, sur environ quatre-vingt dix mètres, entre le toit de la formation de « Buda Limestone » et le banc à *A. hazzardi* (Annexe 3 ; Fig.II.39). Un second affleurement, à Ernst Tinaja, où la formation de Ernst a été définie, a également été levé et échantillonné (avec un pas d'échantillonnage plus lâche).

II.V. 5.1 - Signal lithologique

La puissance de l'intervalle étudié (environ 90 m) est en accord avec les mesures faites par Maxwell *et al.* (1967) ; Frush & Eicher (1975) et Sanders (1988). Les unités décrites par Sanders (1988) et leurs épaisseurs sont cohérentes avec notre levé (Fig.II.39).

Un slump a été observé à la cote 12 m (Fig.II.39) avec une direction NE-SW et un sens vers le SW.

De nombreux horizons de bentonite, d'épaisseurs variées, ont été observés (Annexe 3, Fig.II.39).

Un niveau très épais de bentonite (170 cm) a notamment été trouvé à la cote 25 m. Dix centimètres au-dessus de celui, une autre couche de cendres volcaniques altérées, de cinquante centimètres, a été identifiée.

Si de nombreuses couches millimétriques à centimétriques ont été remarquées, les niveaux les plus épais (d'épaisseur supérieure à cinq centimètres) sont successivement relevés aux cotes : 10,6 m (20 cm de marnes contenant une multitude de fins horizons de bentonites), 15,8 m (5 cm), 27,6 m (8 cm), 44,8 m (10 cm), 45,5 m (1 à 8 cm), 50,8 m (6 cm), 51,7 m (43 cm), 53 m (13 cm), 53,7 m (4 à 6 cm) et 60,3 m (5 cm).

II.V. 5.2 - Signaux biologiques

II.V. 5.2.1 - Ammonites :

De nombreuses ammonites attribuées d'après les auteurs (Young, 1963 ; Maxwell *et al.*, 1967) à *A. hazzardi* ont été prélevées dans le banc repère contenant de nombreux spécimens de cette espèce (cote 91 m, Fig.II.41). Il s'avère que ces ammonites correspondent à une forme très similaire à *hazzardi*, décrite par Roman & Mazeran (1913) sous le nom de *Hamites* sp. dans le Turonien supérieur du Bassin d'Uchaux. Ainsi les formes de « *A. hazzardi* » récoltées à Rio Grande pourraient être des formes "extrêmes" de *Hamites gracilis* (D'ORBIGNY, 1850) ; indiquant au point de vue chronostratigraphique un niveau élevé dans le Turonien supérieur (Luc Bulot, *com. pers.*).

II.V. 5.2.2 - Foraminifères planctoniques, benthiques et autres organismes :

La plupart des déterminations ont été réalisées en lames minces, à l'exception des niveaux compris entre les cotes 28,7 m et 29,7 m.

Concernant les quarante premiers mètres de la coupe, la distribution des foraminifères planctoniques atteste de la présence de rotalipores jusqu'à la cote 28,5 m (Fig.II.40) où est notée la dernière occurrence de *R. greenhornensis.* Cette observation est en accord avec les travaux de Frush & Eicher (1975) qui relèvent les dernières formes de *R. greenhornensis* et *R. cushmani* dans ce même intervalle (Fig.I.42).

Les premières occurrences de *H. helvetica* sont notées seulement vingt centimètres au-dessus des dernières *Rotalipora*. Environ un mètre plus haut, ces formes carénées abondent et dominent l'assemblage planctonique. La coupe de Rio Grande est la seule coupe de cette étude où *H. helvetica* est si bien représentée. Une forme de transition entre *W. praehelvetica* et *H. helvetica* est même relevée en association avec la dernière occurrence de *Rotalipora*. Ainsi, avec la dernière occurrence d'un spécimen du genre *Rotalipora* à la cote 28,5 m et la première occurrence de l'espèce index *H.*

helvetica vingt centimètres au-dessus, la zone d'extension partielle à *W. archaeocretacea* est ici extrêmement réduite (hiatus ?).

Les occurrences de dicarinelles (*D. algeriana* et *D. hagni*) sont fréquentes à partir de la cote 25 m (Fig.II.40). Les premiers spécimens de *Marginotruncana* apparaissent en lames minces en même temps que l'espèce index *H. helvetica* (Fig.II.40). Ces occurrences correspondent aux espèces *M. schneegansi* et *M. sigali* (REICHEL, 1950) jusqu'à la cote 30 m. Au-delà d'autres espèces sont identifiées comme *M. marginata* (REUSS, 1845) ou *M.* cf. *renzi* (GANDOLFI, 1942).

La présence de filaments est relevée bien avant la disparition des dernières rotalipores, à la cote 23,8 m (Fig.II.40).

Les calcisphères sont rares.

Certains niveaux sont très riches en radiolaires (*e.g.* cotes 2,6 m, 10,5 m, 32 m… ; Fig.II.40).

Concernant les autres organismes, il est à noter que la faune marine est beaucoup plus diversifiée que dans les autres coupes septentrionales du bassin. Ainsi, des fragments d'oursins, d'échinodermes, de bryozoaires, d'algues et de divers lamellibranches ont été retrouvés dans plusieurs niveaux.

Une quinzaine de mètres sous le banc à *Hamites hazzardi* (cote 75,9 m ; Fig.II.41), l'étude des lames révèlent la présence d'*Archaeoglobigerina blowi* (PESSAGNO, 1967) et d'*Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY, 1840) en association avec *D. hagni* et plusieurs espèces de *Marginotruncana* comme *Marginotruncana coronata* (BOLLI, 1945), *M. marginata*, *M. pseudolinneiana* (PESSAGNO, 1967) ou encore *M. schneegansi* (Fig.II.41). Cette association indique un âge turonien terminal.

II.V. 5.3 - Coupe de Ernst Tinaja : signaux lithologiques et biostratigraphiques

La coupe de Ernst Tinaja a été levée sur un peu de soixante mètres d'épaisseur (Fig.II.42 ; Annexe 3). Située à une dizaine de kilomètres au nord-ouest de la coupe de Rio Grande, cet affleurement a été mesuré et échantillonné avec un pas plus lâche afin de reconnaître quelques uns des principaux horizons de bentonite. Toutefois, l'épais horizon de cendres volcaniques altéré identifié à Rio Grande légèrement sous la limite Cénomanien-Turonien (Fig.II.40) n'y a pas été reconnu. Les corrélations restent difficiles entre les deux coupes. Toutefois deux horizons pluricentimétriques de bentonite situés au sommet de la coupe de Ernst Tinaja pourraient être identifiés à Rio Grande (Fig.II.42).

L'étude de la distribution des foraminifères planctoniques, avec un pas d'échantillonnage moins serré, n'a pas permis d'identifier de rotalipores à Ernst Tinaja. Une seule forme d'anaticinelle a été déterminée en lame mince aux environs de la cote 25 m (Fig.II.43). Un spécimen de *H. helvetica* est noté autour de la cote 35 m. Cette occurrence est relevée à une distance du toit de la formation de « Buda Limestone » du même ordre de grandeur qu'à Rio Grande (Fig.II.40).

RIO GRANDE (Texas)

Figure II.39 : Coupe lithologique de Rio Grande (Texas)

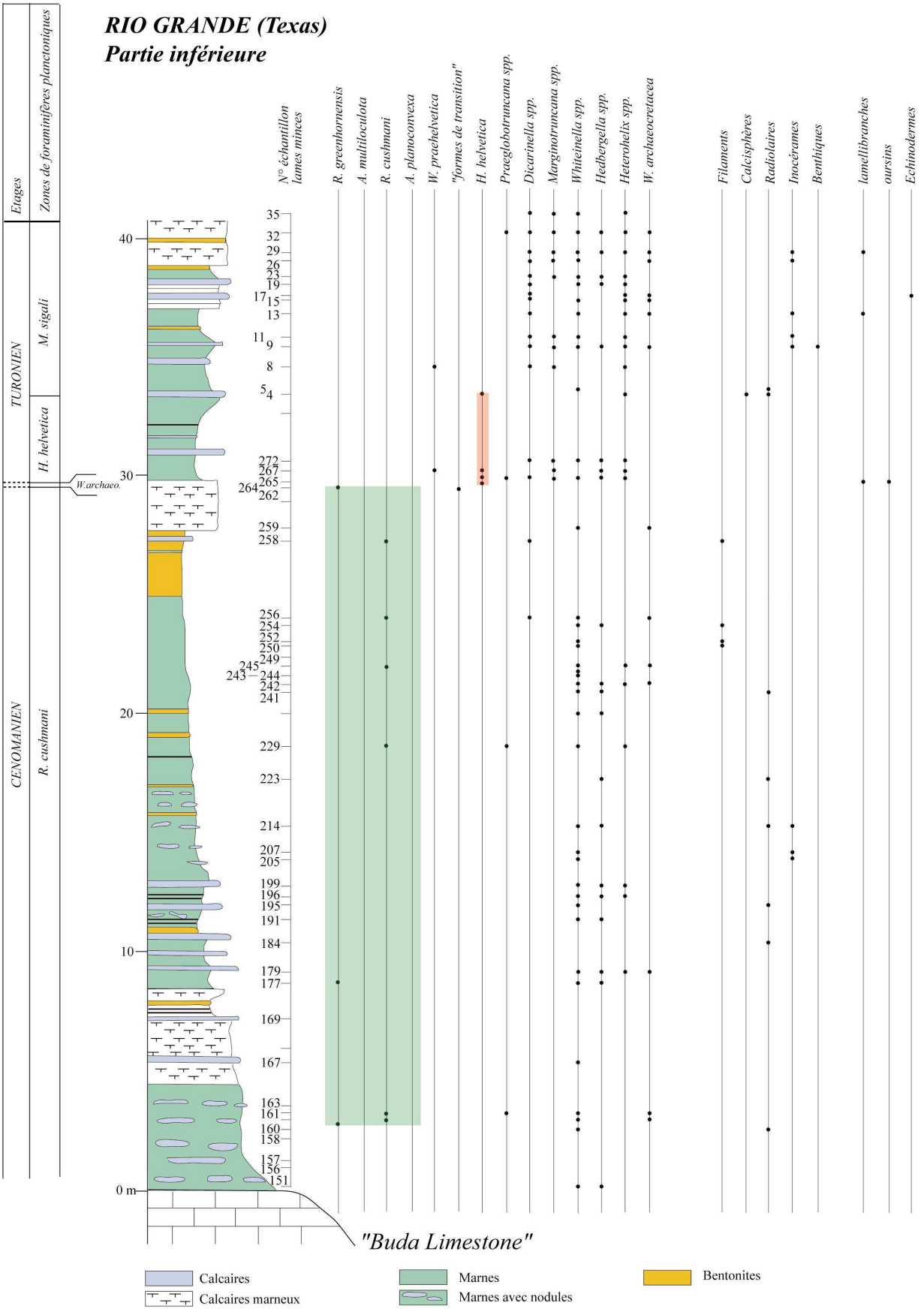


Figure II.40 : Distribution temporelle des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Rio Grande (Texas) - partie inférieure.

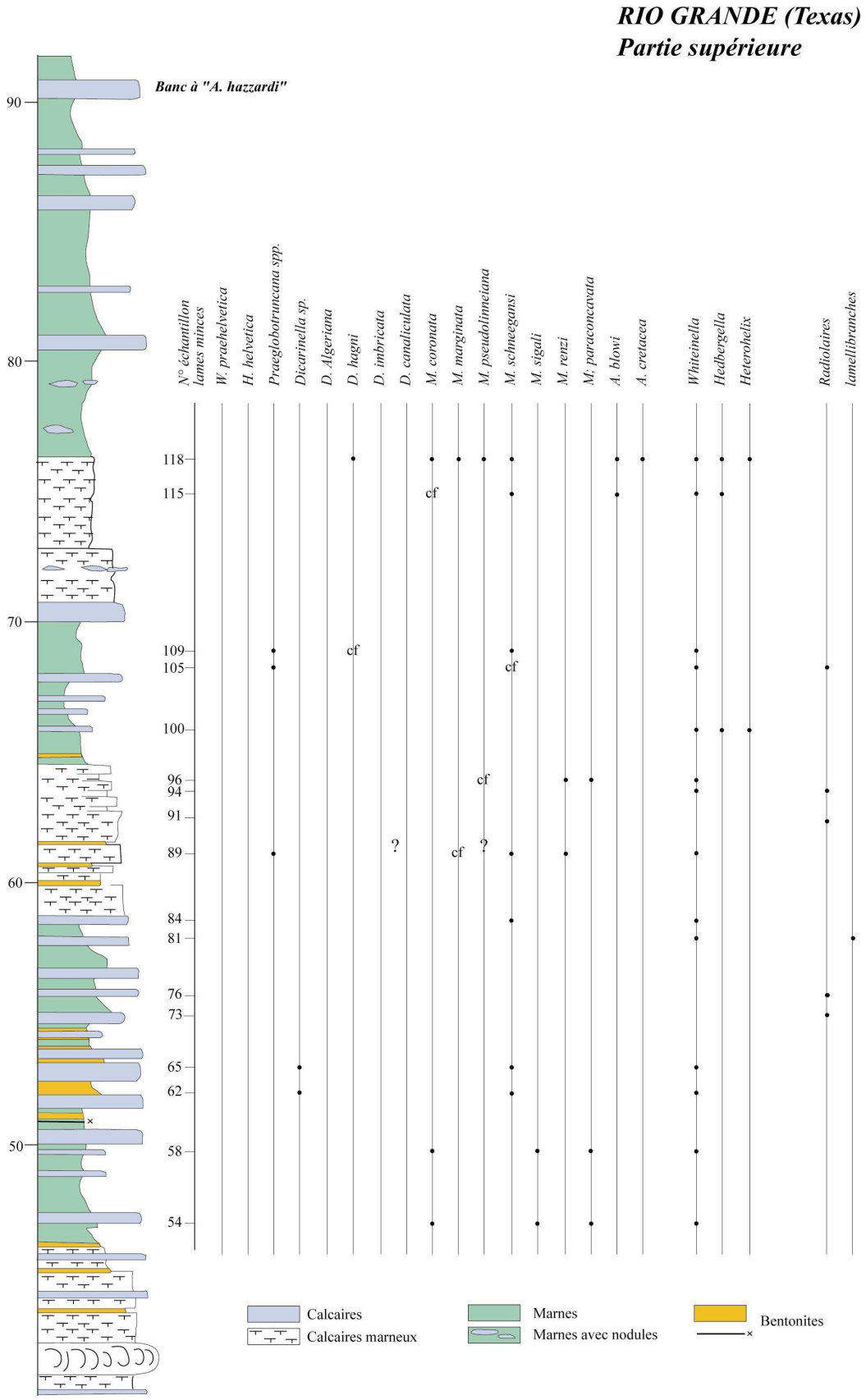


Figure II.41 : Distribution temporelle des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Rio Grande (Texas) - partie supérieure.

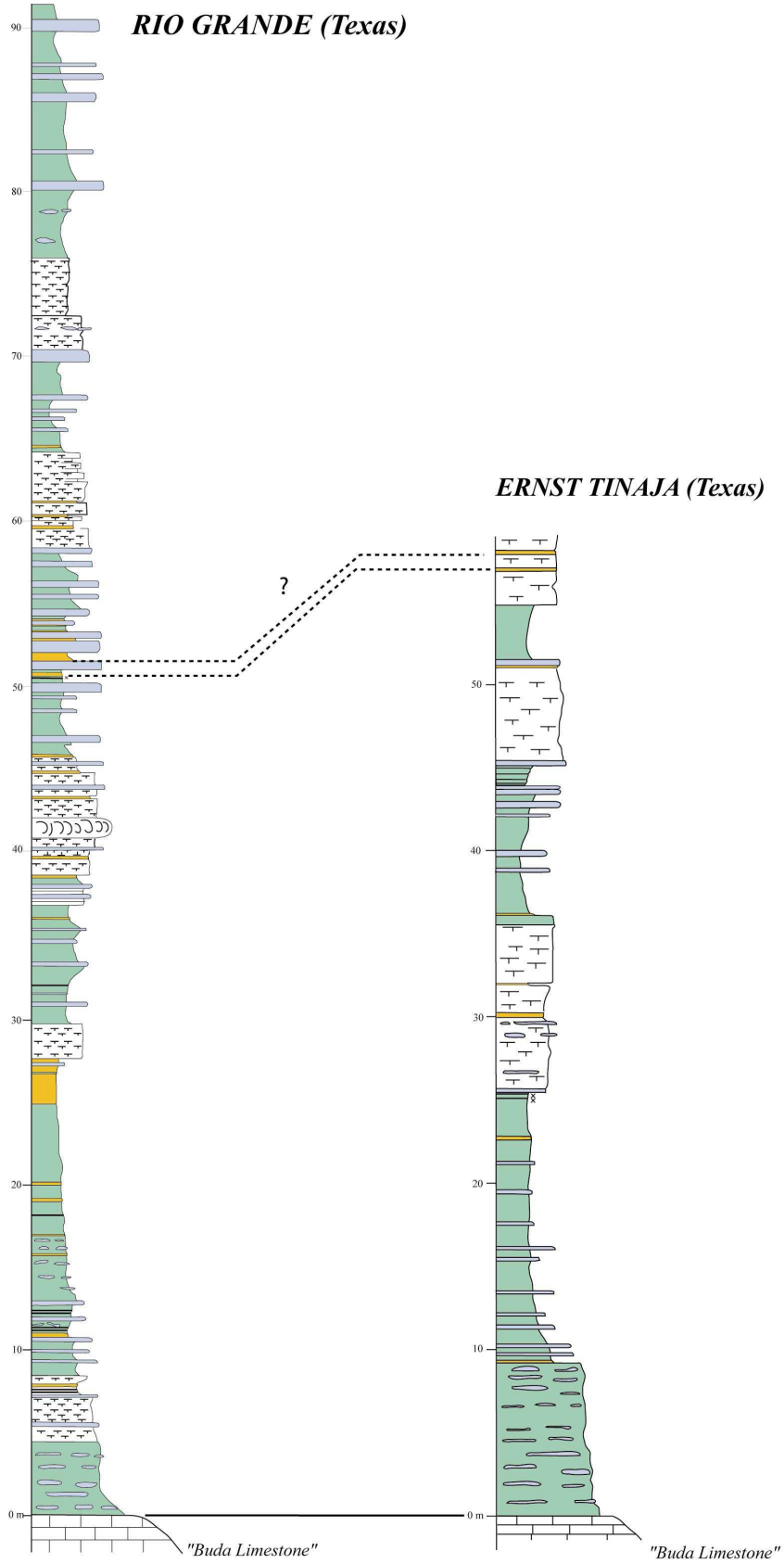


Figure II.42 : Coupes lithologiques de Rio Grande et de Ersnt Tinaja. Voir la figure I.40 pour la légende

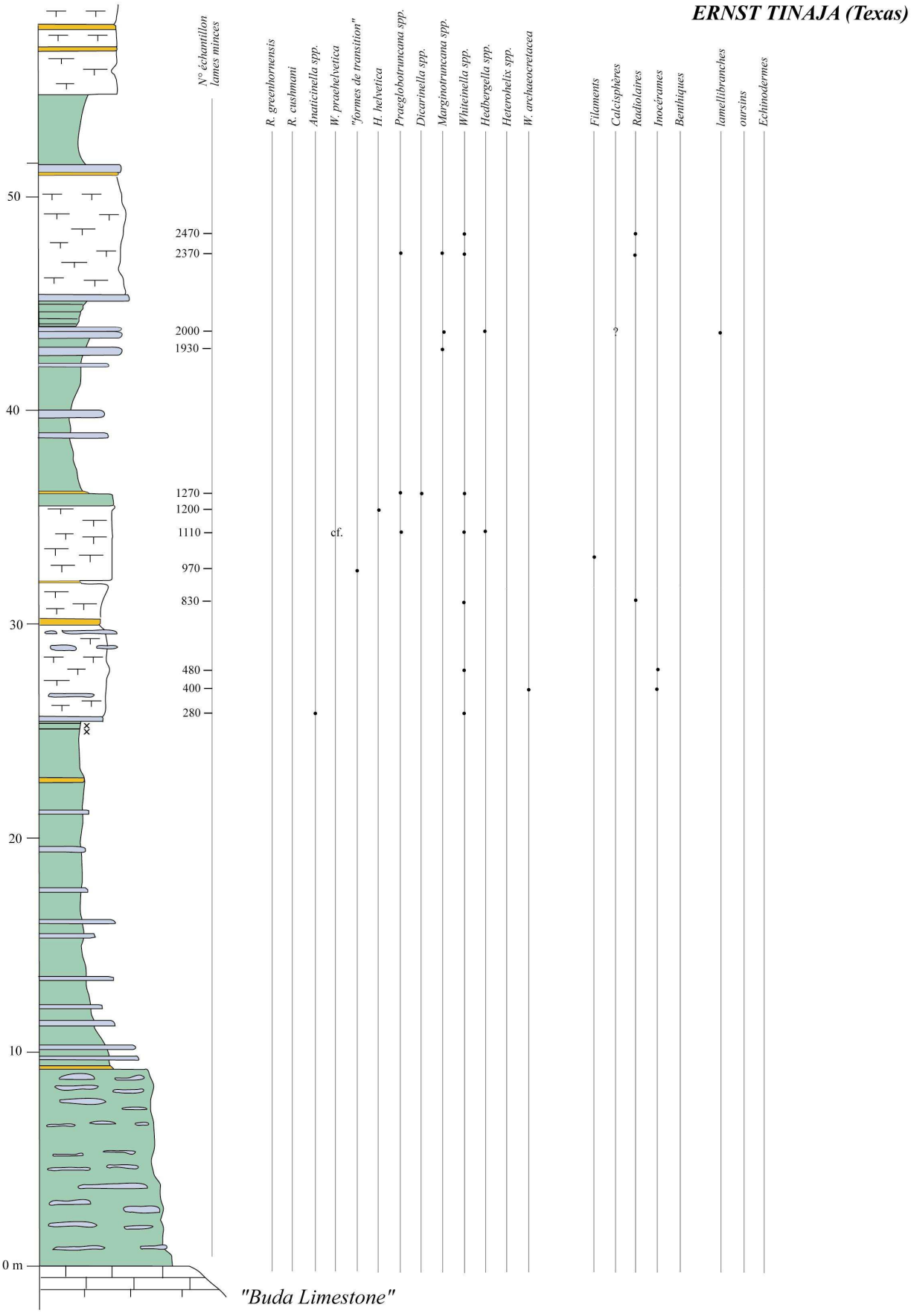


Figure II.43 : Distribution temporelle des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Ernst Tinaja (Texas). Voir Figure I.40 pour la légende

II.V. 6 - Conclusions - Synthèse nord sud

II.V. 6.1 - Signal lithologique

Les cinq horizons de bentonites A, B, C, D et E sont suivis sur plus de mille kilomètres du centre du Dakota du Sud (Hot Springs) au nord du Nouveau Mexique (Taylor Springs), en passant par la coupe de référence de Pueblo (Fig.II.44). Au sud, à Taylor Springs, la plupart des bancs carbonatés repères sont reconnus ; en revanche, au nord, à Hot Springs, seuls les bancs 63, 79, 97 et 113 peuvent formellement être identifiés (Fig.II.44). Six cent kilomètres au sud de Pueblo, à Carthage, les bentonites A, B, C et D sont également identifiées en accord avec les travaux de Elder (1989). L'auteur, s'appuie sur son découpage en biozones d'ammonites, pour la corrélation de ces niveaux de cendres volcaniques altérées. De nombreux spécimens d'ammonites ont pu être récoltés au cours de cette étude dans un banc calcaire situé au-dessus de la bentonite A. Leur détermination (par Luc Bulot) indique la zone d'ammonites à *S. gracile* (Fig.II.44) comme l'avait déjà signalé Elder (1989).

A Chispa Summit (Texas), seule la bentonite A a pu être reconnue (Fig.II.44). La bentonite C pourrait correspondre à l'un des niveaux situés sous la zone d'ammonites à *P. flexuosum* (Fig.II.44). Certains bancs carbonatés observés à Chispa Summit seraient encore équivalents aux bancs repères définis à Pueblo (*i.e.* banc 63, 67 et 77).

Pour cette transversale nord-sud, un cadre téphrochronologique à haute résolution est proposé, sur près de mille cinq cents kilomètres, du Dakota du Sud au centre du Nouveau Mexique. Quelques quatre cents kilomètres plus au sud, certains horizons (A et C ?), en accord avec la biozonation des ammonites, permettent encore d'établir des corrélations.

En revanche, aucune corrélation de niveaux de cendres n'est, pour le moment, proposée pour la coupe de Rio Grande, à l'extrême sud-ouest du Texas.

II.V. 6.2 - Signaux biologiques

II.V. 6.2.1 - Foraminifères planctoniques, benthiques et autres organismes :

La distribution des dernières occurrences de l'espèce index *R. cushmani* atteste du diachronisme de celles-ci entre le Dakota du Sud et le nord du Texas (Fig.II.45). En effet les corrélations établies sur la base de la disparition de ce taxon recoupent les lignes temps que forment les horizons de cendres volcaniques altérées. Par suite, l'extension de la zone à *W. archaeocretacea* ne peut être que variable à l'échelle du bassin. *H. helvetica* n'a été observée qu'à Chispa Summit où son apparition serait plus tardive qu'à Pueblo (*i.e.* au niveau de la zone d'ammonites à *P. flexuosum*).

Plus au sud (Rio Grande, Texas), même si les corrélations n'ont pu être encore établies, la distribution des espèces index indique que, comme à Pueblo, la zone d'extension partielle à *W. archaeocretacea* est extrêmement réduite.

L'extension de la « zone à benthiques » paraît quasi synchrone (Fig.II.45).

L'événement à *Heterohelix* a été reconnu à Hot Springs et à Taylor Springs au sein des niveaux sous-jacents à la bentonite B (Fig.II.32 et II.35). Cet événement apparaît donc synchrone entre ces deux coupes distantes de plus de mille kilomètres. Plus au sud, cet événement n'a pas encore été identifié.

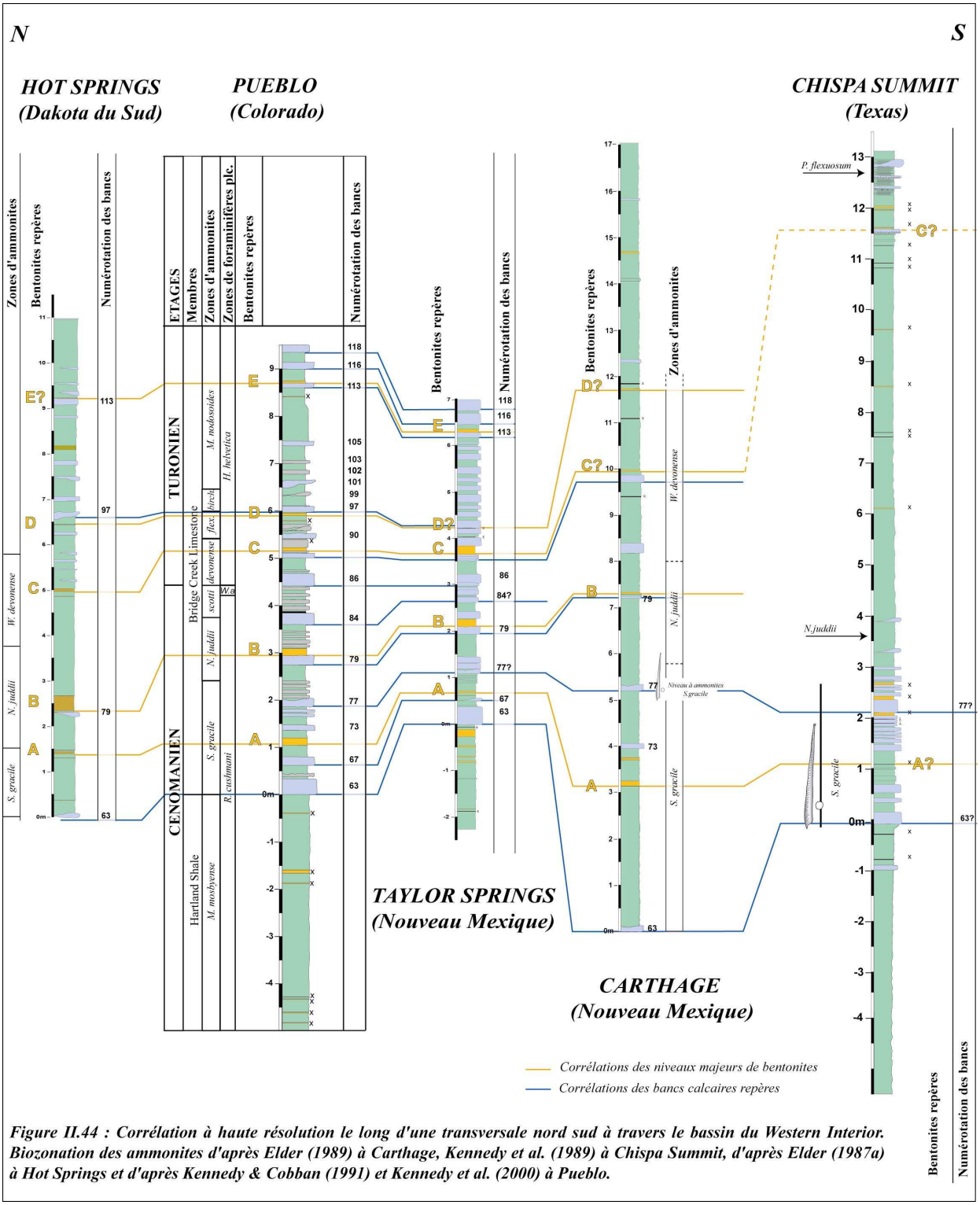


Figure II.44 : Corrélation à haute résolution le long d'une transversale nord sud à travers le bassin du Western Interior. Biozonation des ammonites d'après Elder (1989) à Carthage, Kennedy et al. (1989) à Chispa Summit, d'après Elder (1987a) à Hot Springs et d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000) à Pueblo.

N

S

HOT SPRINGS (Dakota du Sud)

PUEBLO (Colorado)

TAYLOR SPRINGS (Nouveau Mexique)

CHISPA SUMMIT (Texas)

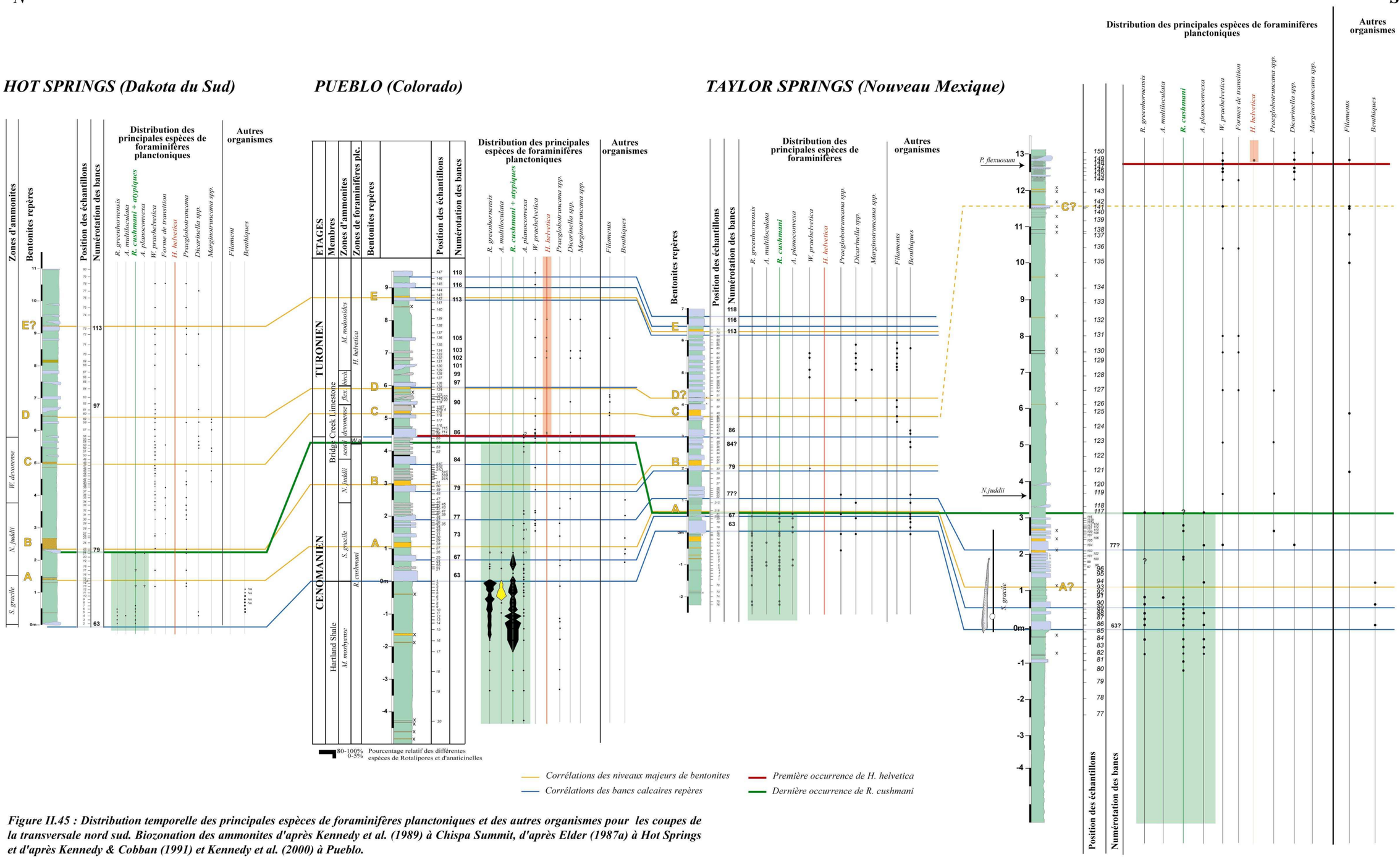


Figure II.45 : Distribution temporelle des principales espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour les coupes de la transversale nord sud. Biozonation des ammonites d'après Kennedy et al. (1989) à Chispa Summit, d'après Elder (1987a) à Hot Springs et d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000) à Pueblo.

Si l'événement à filaments semble être un bon repère pour les coupes de la transversale ouest est (*i.e.* sur une même latitude dans le bassin), en revanche, son intégration dans le schéma de corrélation nord-sud prouve qu'il ne s'agit pas d'un bon marqueur à l'échelle du bassin nord américain. En effet, cet événement n'est pas reconnu au nord, pour la coupe de Hot Springs. Au centre du Texas, à Chispa Summit, il semble plus précoce (Fig.II.45). Encore plus au sud, il débute au Cénomanien, où la présence de filaments est retrouvée en association avec des rotalipores (Fig.II.40).

II.V. 6.2.2 - Distribution des microfaciès :

L'identification des microfaciès, à Hot Springs et à Taylor Springs, comparée à la succession des microfaciès de la coupe de référence de Pueblo, permet de retrouver des motifs communs entre ces coupes (Fig.II.46). Ainsi, l'évolution des microfaciès à Taylor Springs, de la base de la coupe à la bentonite A est similaire à celle observée à Pueblo. De même, un intervalle anoxique est remarqué, au-dessus de la bentonite B à Hot Springs et à Pueblo. Cet événement est suivi d'une phase de réoxygénation, visible sur ces deux dernières coupes, mais également très bien marquée à Taylor Springs.

II.V. 6.3 - Signaux chimiostratigraphiques

II.V. 6.3.1 - Isotopes stables du carbone :

Une hausse du rapport isotopique du carbone entre le banc 63 et la bentonite A est enregistrée à Pueblo et à Hot Springs (Fig.II.47). Après une légère chute sous la bentonite A, les valeurs restent hautes et forment un plateau comme à Pueblo. Toutefois, celui-ci se termine sous la bentonite C à Hot Springs, même si des valeurs encore élevées sont enregistrées sous la bentonite D. Il est à noter, comme à Lohali Point (Fig.II.19), un brusque accident négatif entaillant le plateau de valeurs au-dessus de la bentonite B.

La courbe du $\delta^{13}C$ acquise à Carthage ne montre pas de fortes fluctuations. Comme pour l'ensemble des courbes précédemment décrites, les valeurs les plus élevées sont enregistrées sous la bentonite A (Fig.II.47). Les valeurs restent hautes jusqu'au niveaux situés au-dessus de la bentonite D. Cependant, une première décroissance des valeurs pouvait déjà être notée sous la bentonite C.

L'évolution du $\delta^{13}C$ à Chispa Summit est plus difficile à corréler. Le premier pic semble être enregistré sous la bentonite A même s'il présente une amplitude moins marquée que pour les autres coupes. La fin du plateau de valeurs n'est pas observée. Cependant, comme à Hot Springs et à Lohali Point, un brusque accident négatif l'entaille. En l'absence d'un horizon de bentonite sous cet événement, il n'est pas possible d'attester avec certitude du synchronisme de cet accident entre les trois coupes.

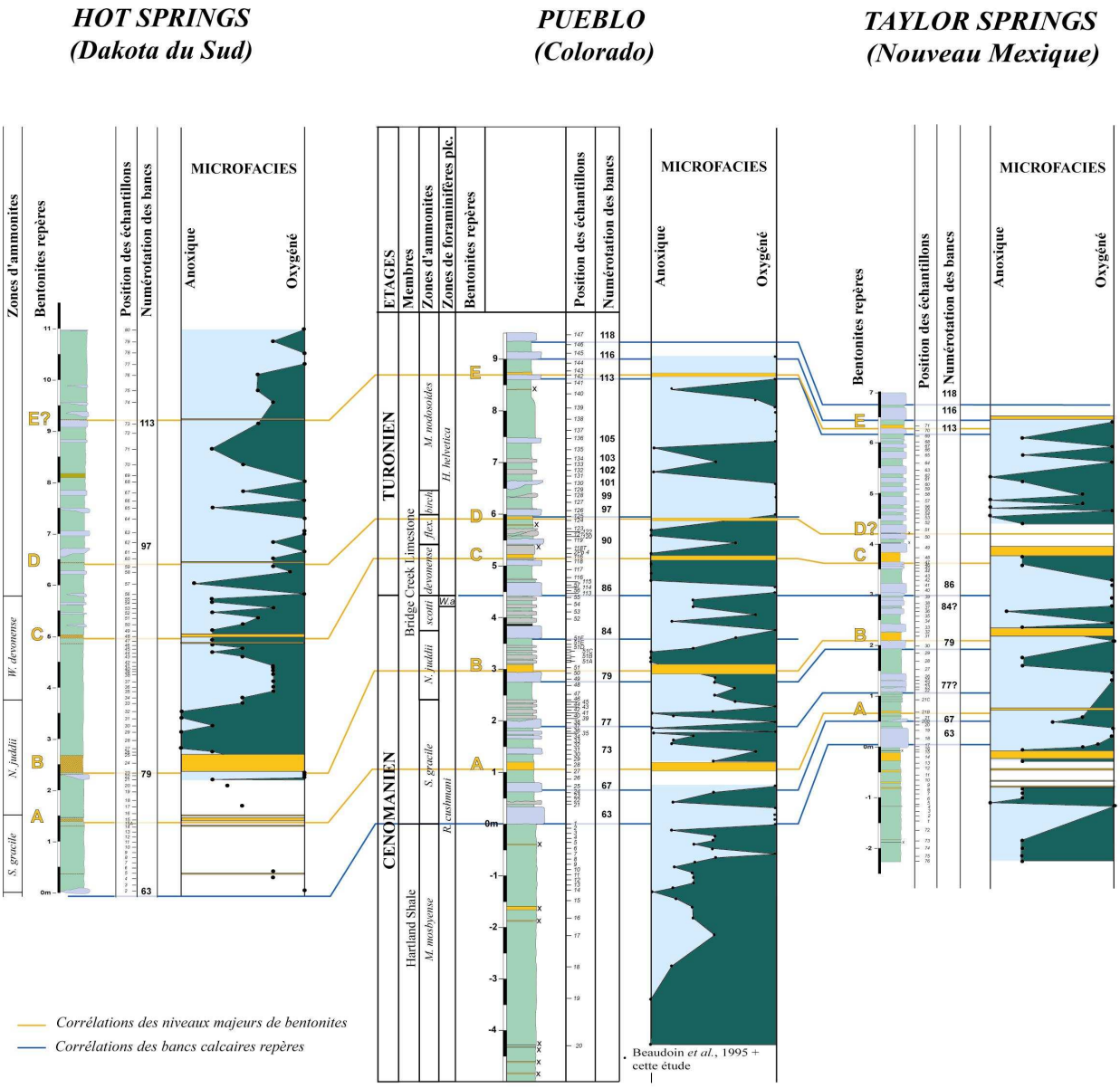


Figure II.46 : Evolution temporelle des microfaciès pour les coupes de la transversale nord sud.
Biozonation des ammonites d'après Elder (1987a) à Hot Springs et d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000) à Pueblo.

N

S

HOT SPRINGS
(Dakota du Sud)

PUEBLO
(Colorado)

CARTHAGE
(Nouveau Mexique)

CHISPA SUMMIT
(Texas)

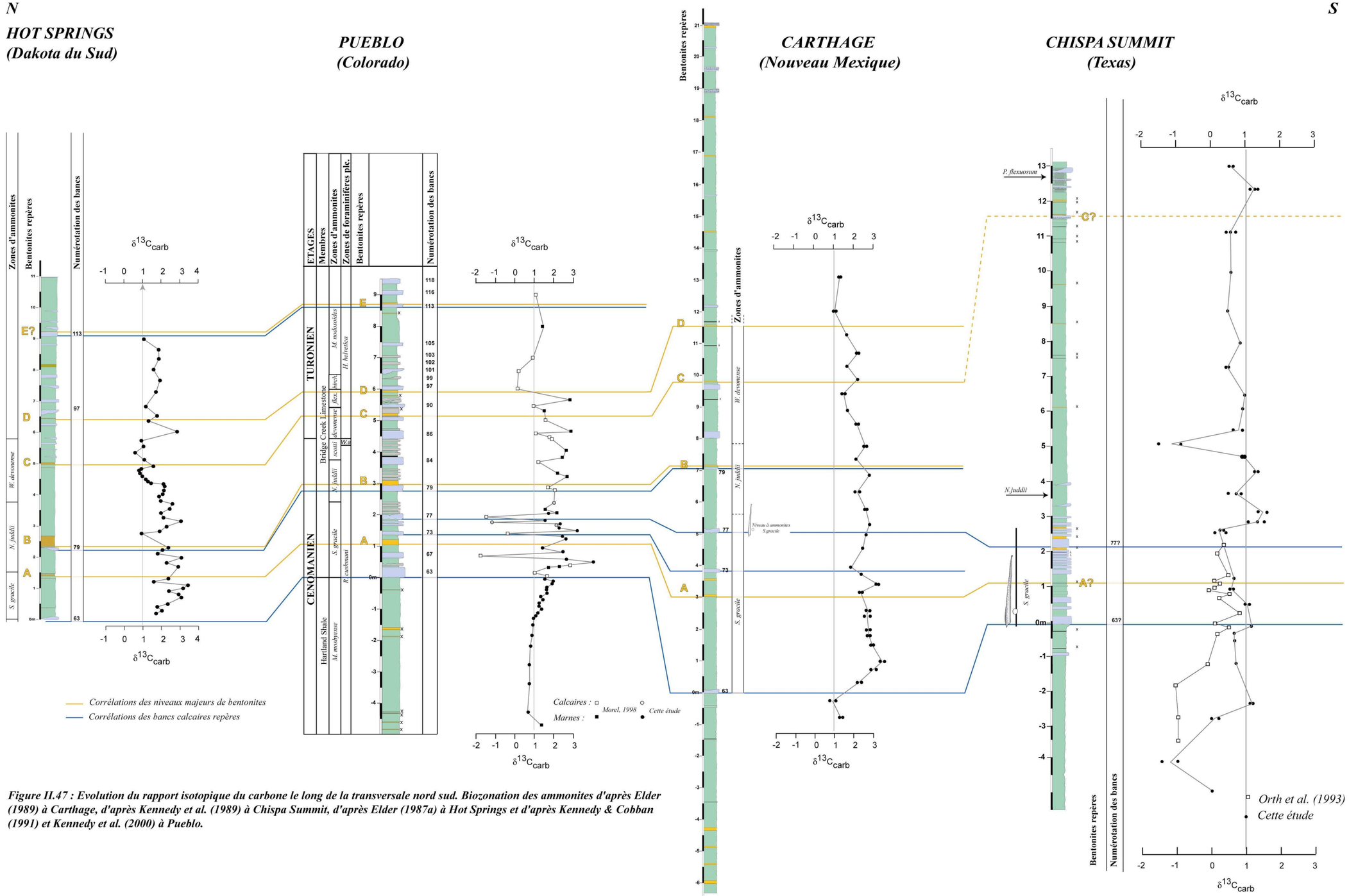


Figure II.47 : Evolution du rapport isotopique du carbone le long de la transversale nord sud. Biozonation des ammonites d'après Elder (1989) à Carthage, d'après Kennedy et al. (1989) à Chispa Summit, d'après Elder (1987a) à Hot Springs et d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000) à Pueblo.

II.V. 6.3.2 - Isotopes stables de l'oxygène :

L'évolution du δ18O à Hot Springs présente un motif isotopique similaire à celui de Pueblo (Fig.II.48). Les mêmes tendances sont enregistrées avec des valeurs plus élevées sous la bentonite A qui vont peu à peu diminuer pour atteindre un minimum au-dessus de la bentonite B. Pour les deux coupes, après une légère chute sous la bentonite D, les valeurs remontent pour atteindre un maximum au-dessus de cet horizon. L'augmentation des valeurs sous la bentonite C, et, à la base de la zone à W. devonense, pourrait également correspondre à un événement positif enregistré à Pueblo dans le banc carbonaté situé juste sous la bentonite C (Fig.II.48).

L'évolution du rapport isotopique de l'oxygène à Carthage montre peu de fluctuations ; toutefois, comme pour les courbes du δ18O précédemment décrites à Pueblo et à Hot Springs, des valeurs élevées sont enregistrées autour de la bentonite A et un accident plus négatif est noté au-dessus de la bentonite B. Puis, un accroissement des valeurs s'observe sous la bentonite C, comme à Pueblo et à Hot Springs. La légère chute sous la bentonite D, suivie de la remontée des valeurs, est commune aux trois coupes.

Les valeurs acquises à Chispa Summit semblent plus difficiles à corréler avec celles des autres coupes de la transversale nord sud. Si, comme à Pueblo, des valeurs élevées sont mesurées sous la bentonite A, le brusque accident négatif aux environs de la limite entre les zones d'ammonites à S. gracile et à N. juddii ne paraît pas exister sur les autres courbes (Fig.II.48).

N

S

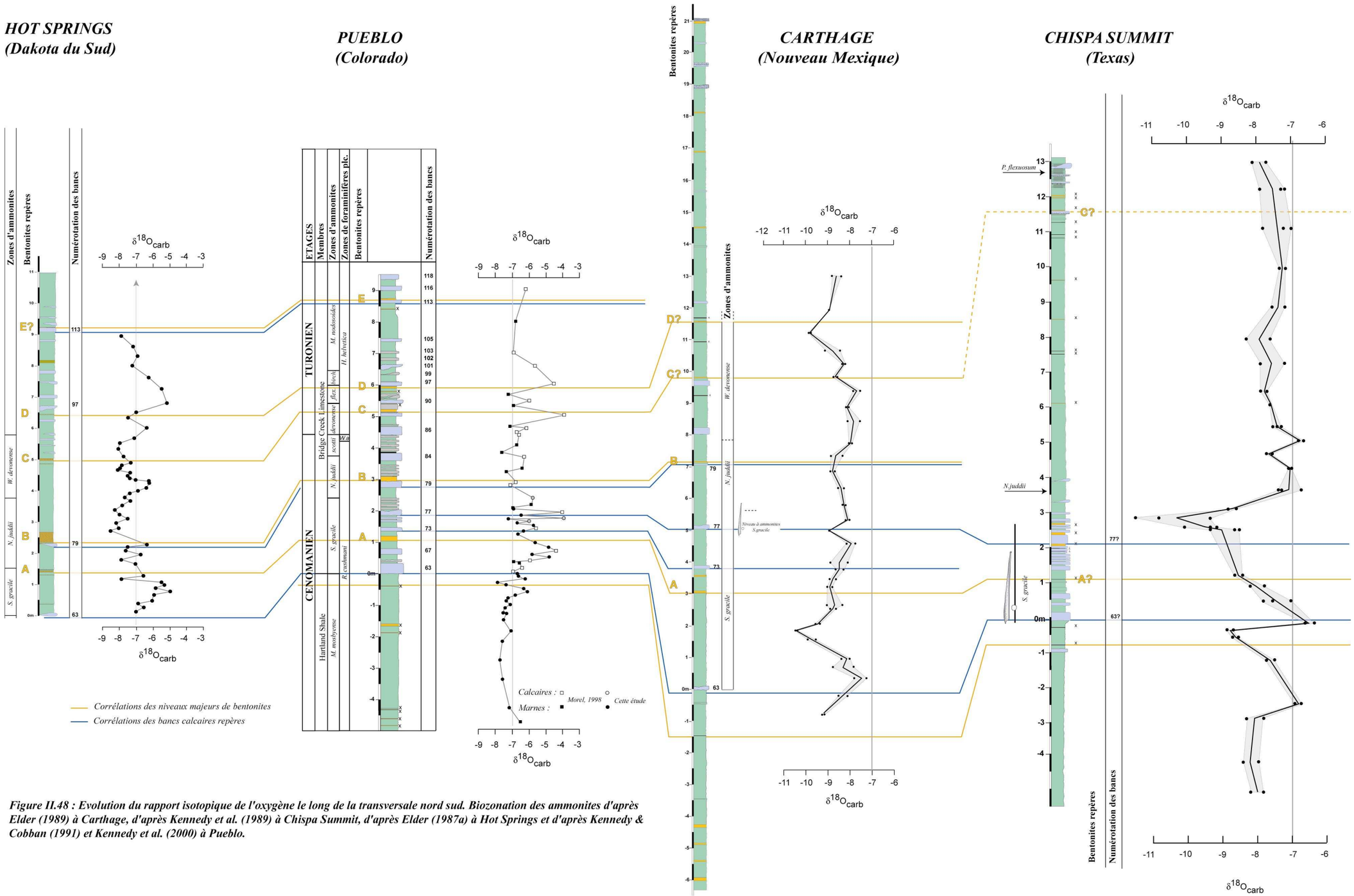


Figure II.48 : Evolution du rapport isotopique de l'oxygène le long de la transversale nord sud. Biozonation des ammonites d'après Elder (1989) à Carthage, d'après Kennedy et al. (1989) à Chispa Summit, d'après Elder (1987a) à Hot Springs et d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000) à Pueblo.

PARTIE III
VALORISATION DES DONNEES ACQUISES

Chapitre I - Continuité de l'enregistrement sédimentaire 199
III.I. 1 - Introduction 199
III.I. 2 - Mise en évidence de hiatus à grande échelle 200
III.I. 3 - Mise en évidence de hiatus à petite échelle 202
III.I. 4 - Conclusions 204
Chapitre II - Signaux chimiostratigraphiques 205
III.II. 1 - Introduction 205
III.II. 2 - Signal primaire et diagenèse 206
III.II. 3 - Les différentes événements isotopiques 208
III.II. 4 - Corrélation des événements isotopiques 214
III.II. 5 - Conclusions – Fiabilité du signal isotopique et proposition d'un composite pour le passage Cénomanien-Turonien du bassin du Western Interior 225
Chapitre III – Signaux biologiques 229
III.III. 1 - Introduction 229
III.III. 2 - Microfaciès 230
III.III. 3 - Evénements biologiques 237
III.III. 4 - Conclusions 248
Chapitre IV - Signification de la zone à *W. archaeocretacea* 249
III.IV. 1 - Introduction 249
III.IV. 2 - Diachronisme des occurrences 250
III.IV. 3 - Signification de la zone à *W. archaeocretacea* - Conclusion 251
Chapitre V - Evolution de la morphologie des tests en réponse aux modifications environnementales 253
III.V. 1 - Introduction 253
III.V. 2 - Formes intermédiaires 254
III.V. 3 - Evolution du sens d'enroulement 260
III.V. 4 - Evolution de la porosité des tests de foraminifères planctoniques sur une même ligne temps en différents points du bassin 265
III.V. 5 - Conclusions 270

CHAPITRE I

CONTINUITE DE L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE

III.I. 1 - Introduction

Tout au long de cette étude, il est apparu indispensable de tester la continuité de l'enregistrement sédimentaire, les corrélations à hautes résolutions pouvant être potentiellement biaisées par la présence de hiatus à grande ou petite échelle. Par exemple, un motif isotopique peut être tronqué et conduire à des corrélations faussées (Fig.I.51). Cet exemple peut évidemment s'appliquer à l'ensemble des signaux stratigraphiques utilisés (litho-, bio-, chimio-).

Pour contraindre finement la présence de lacunes (en l'absence d'indices sur le terrain), il est essentiel de coupler plusieurs signaux afin d'obtenir un schéma de corrélation avec une résolution fine. Ces signaux doivent être autant que possible synchrones et indépendants des modifications environnementales. La seule signature sédimentaire répondant à ce dernier critère correspond aux niveaux de bentonites. Il reste néanmoins à coupler cet outil téphrochronologique à d'autres signaux. Les outils stratigraphiques les plus fiables, au vu des recherches bibliographiques et de nos propres travaux dans le bassin nord américain sont :

- la biozonation des ammonites à l'échelle du bassin,
- et à une échelle plus régionale, l'agencement géométrique de bancs carbonatés repères par rapport aux principaux horizons de cendres volcaniques altérées.

Ainsi, l'absence de bancs ou interbancs dans le motifs lithologique primaire ou secondaire, ou encore, une position inhabituelle d'un horizon de bentonite par rapport à la biozone qui le contient pourrait être l'expression de variations latérales de faciès ou bien d'un enregistrement sédimentaire incomplet.

III.I. 2 - Mise en évidence de hiatus à grande échelle

III.II. 2.1 - Coupe d'El Vado (Nouveau Mexique)

A El Vado, au nord ouest du Nouveau-Mexique (Fig.II.15), l'absence des deux horizons de cendres volcaniques B et C, identifiés à l'ouest à Lohali Point (Fig.II.16) et à l'est à Taylor Springs (Fig.II.34), suggèrent l'existence d'un hiatus majeur. La présence du nannofossile calcaire *L. acutum*, en association avec les espèces *M. chiatius* et *R. asper*, une cinquantaine de centimètres sous la bentonite D (Fig.III.1) dans la zone d'ammonites à *S. gracile*, confirme la présence d'une lacune dans l'enregistrement sédimentaire.

D'après les vitesses de sédimentation proposées par Sageman *et al.* (1998), ce hiatus représenterait près de 800 000 ans, laps de temps enregistré entre la bentonite B, absente à El Vado, et la bentonite D.

Toutefois, il existe une incertitude sur la position précise de la lacune, située entre la dernière occurrence de *L. acutum* (fin de la zone d'ammonites à *S. gracile*, selon Batt, 1993) et la bentonite D. Une zone d'incertitude temporelle a donc été tracée (en hachurée) sur la figure III.1.

Ce hiatus pourrait être lié à une zone surélevée (Fig.III.1), conséquence de l'orogenèse de la chaîne Sevier en marge ouest du bassin comme le suggère Leckie *et al.* (1998).

La recrudescence de ce bombement, après le dépôt de la bentonite A, a d'ailleurs dû avoir un impact majeur sur la courantologie au sein de ce bassin dans lequel les masses d'eaux téthysiennes et boréales s'affrontaient (Fig.III.1).

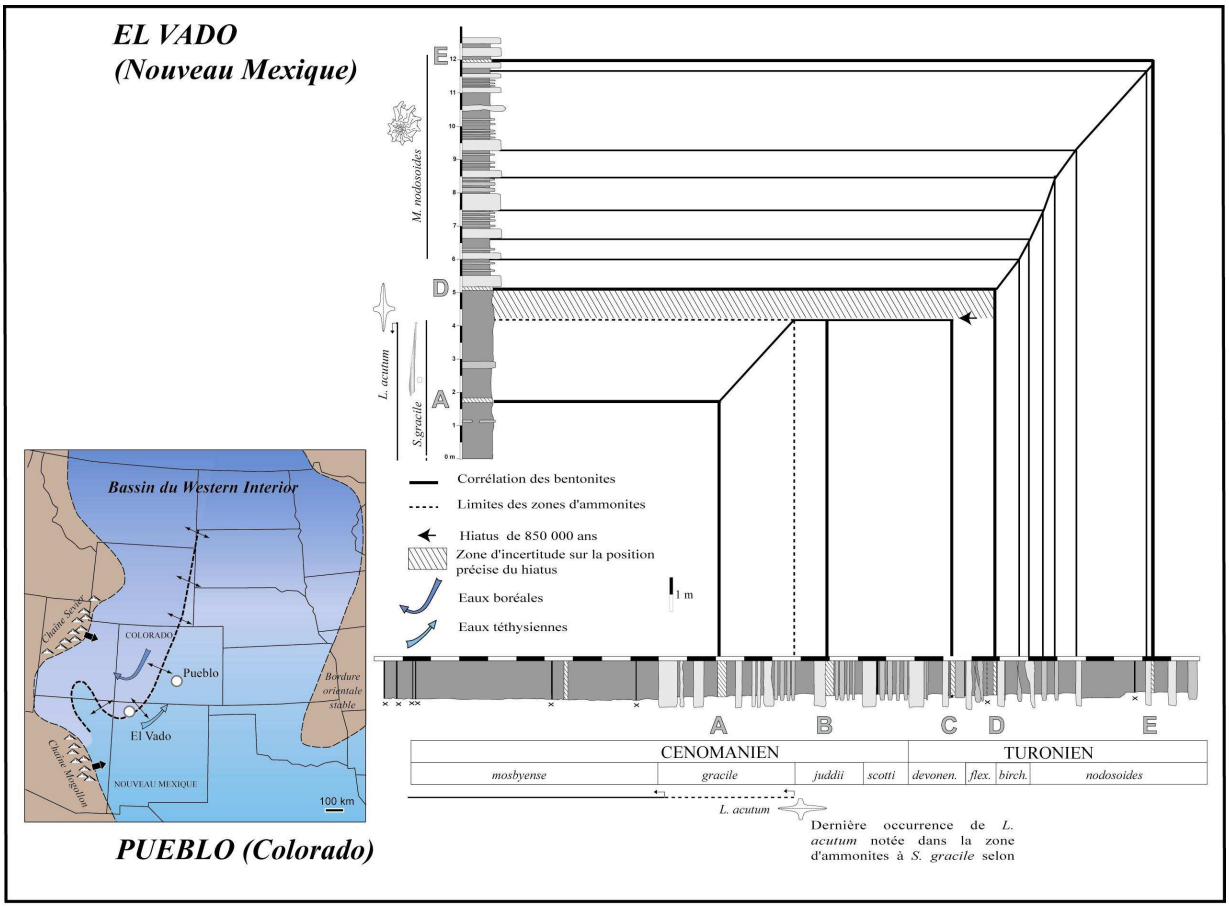


Figure III.1 : diagramme de corrélation lithologique entre les coupes de Pueblo (Colorado) et d'El Vado (Nouveau Mexique) où sont projetés les horizons de bentonites et les limites de zones d'ammonites. La ligne de corrélation tracée représente le déroulement du temps.

III.II. 2.2 - Coupe de Hot Springs (Dakota du Sud)

La corrélation des horizons de bentonites associée à la biozonation des ammonites a permis de discerner des hiatus qui pourront expliquer, comme il sera vu dans le chapitre suivant, des variations dans le motif isotopique, notamment pour les coupes de Lohali Point (Arizona) et de Hot Springs (Dakota du Sud). Pour cette dernière, une lacune est observée juste au-dessus de la bentonite A où la partie supérieure de la zone à *S. gracile* est absente (Fig.III.2). Selon les vitesses de sédimentation de Sageman *et al.* (1998), plus de 70 000 ans pourraient ne pas être enregistrés à Hot Springs.

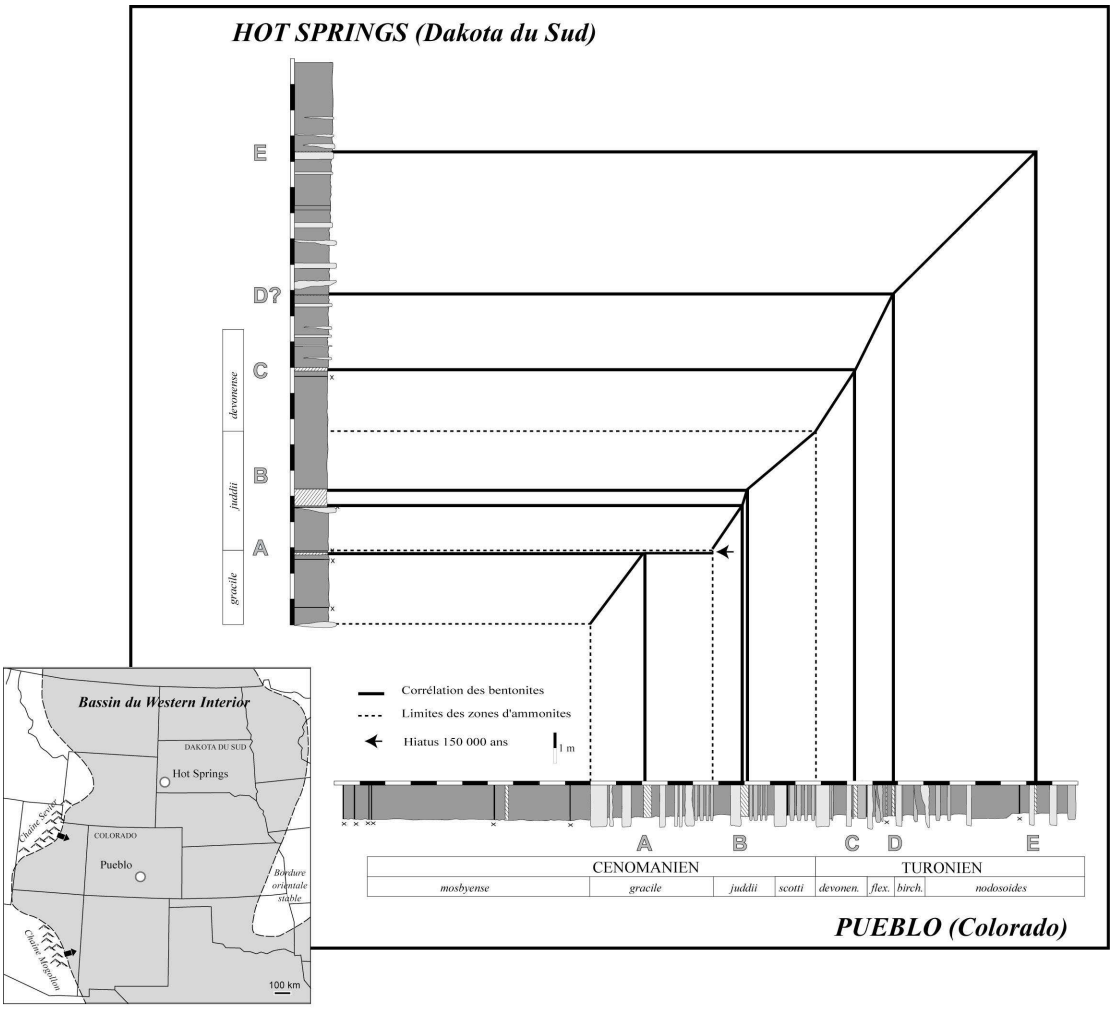


Figure III.2 : diagramme de corrélation lithologique entre les coupes de Pueblo (Colorado) et de Hot Springs (Dakota du Sud) où sont projetés les horizons de bentonites et les limites de zones d'ammonites. La ligne de corrélation tracée représente le déroulement du temps.

III.I. 3 - Mise en évidence de hiatus à petite échelle

Les corrélations, à l'échelle régionale, entre les différentes coupes levées dans le sud est du Colorado (Las Animas, Pueblo et Graneros) et dans le centre du Kansas ont non seulement permis de valider les corrélations régionales, mais également de suspecter des lacunes, de faible extension temporelle, dans l'enregistrement sédimentaire. Celles-ci pourraient être exprimées sur le terrain par l'absence de certains horizons du motif lithologique primaire ou secondaire.

Par rapport à la coupe de Pueblo, certains motifs s'ajoutent, d'autres, en revanche, sont supprimés (Fig.III.3). Ainsi, à Graneros, des niveaux supplémentaires sont enregistrés, il s'agit, de la base de la coupe à son sommet de (Fig.III.3) :

- deux bancs calcaires centimétriques sous le banc 63. Ils également reconnus à Las Animas, à cent cinquante kilomètres de Graneros.
- d'un horizon de bentonite au-dessus du banc 77 (également identifié à Las Animas et à Elm).
- d'un niveau marneux compris entre le banc repère 77 et la bentonite B.
- d'un niveau marneux situé entre le banc 84 et l'horizon de black-shales (également noté à Las Animas).
- d'un niveau marneux localisé entre la bentonite D et le banc repère 97.

En revanche, à Elm, certains niveaux sont clairement absents :

- les bancs calcaires 65 et 67 sont absents.
- le banc repère 73 manque.

Ces modifications peuvent, *a priori*, révéler des lacunes dans l'enregistrement sédimentaire, notamment à Pueblo, où certains motifs lithologiques secondaires ne sont pas exprimés (Fig.III.3). Ces modifications pourraient également rendrent compte de variations latérales de faciès. S'il s'agit bien de hiatus ceux-ci doivent être également signalés par les autres outils stratigraphiques tels que les isotopes du carbone et de l'oxygène.

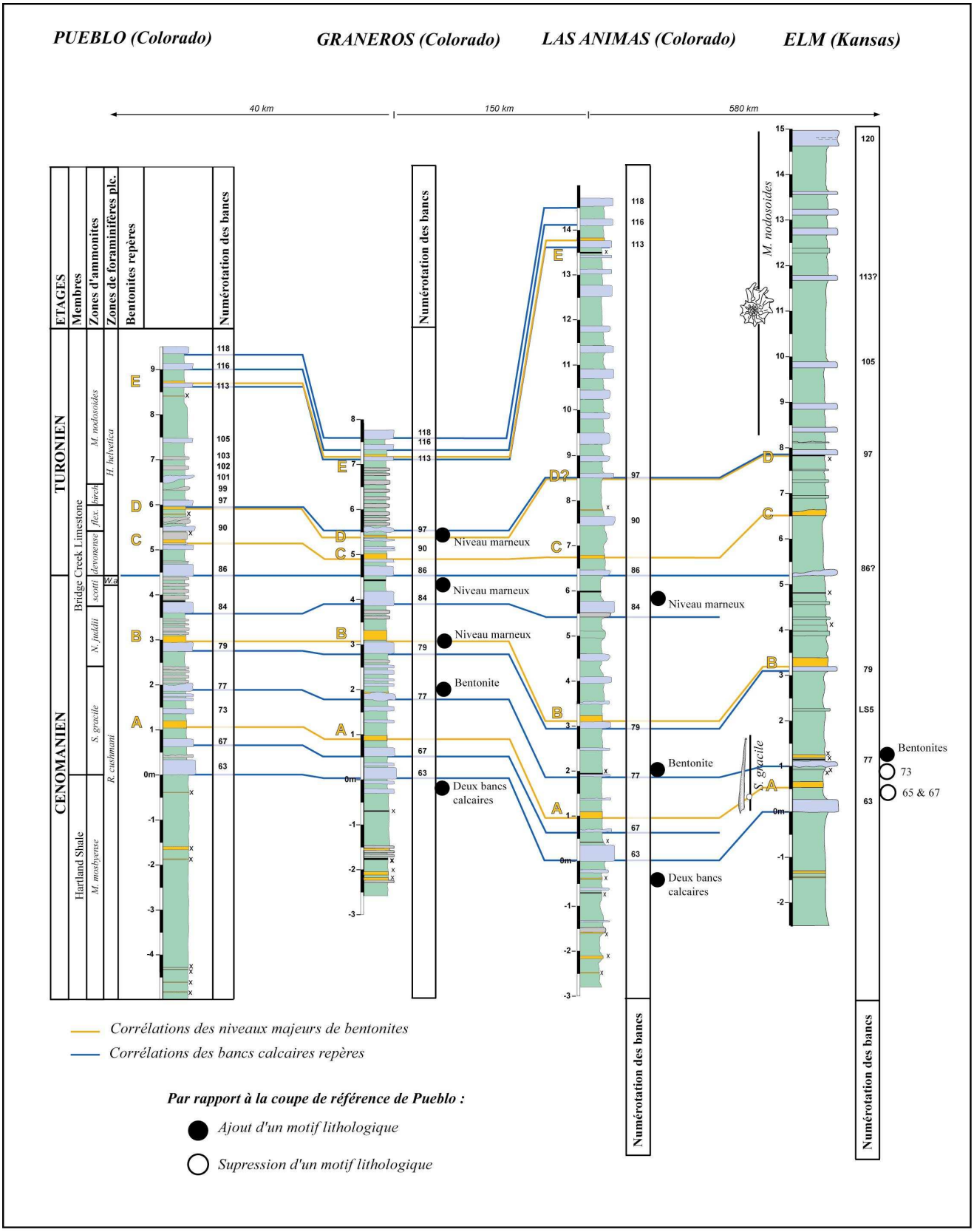


Figure III.3 : Modifications du motif lithologique à l'échelle régionale.
Biozonation des ammonites à Pueblo d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000).
Les occurrences de S. gracile et M. nodosoides sont placées d'après Hattin (1975) à Elm.

III.I. 4 - Conclusions

Au passage Cénomanien-Turonien, sur une période de près de 2 millions d'années, comprise entre les zones d'ammonites à *S. gracile* et à *M. nodosoides*, les corrélations des cinq niveaux repères de bentonites ont non seulement permis de confirmer les corrélations régionales banc à banc, mais aussi de révéler des lacunes dans l'enregistrement sédimentaire pour de nombreuses coupes considérées jusqu'alors continues.

L'absence de deux horizons de bentonite à El Vado a permis d'identifier un hiatus de près de 800 000 ans. Les données biologiques (nannoflore et occurrences des ammonites) ont conduit à contraindre plus finement et à préciser sa position.

A Hot Springs la comparaison de la distribution des bentonites par rapport au découpage des biozones d'ammonites souligne l'absence de la partie supérieure de la zone d'ammonites à *S. gracile* (plus de 70 000 ans).

A Lohali Point, la base de la zone d'ammonites à *S. gracile* ferait défaut (environ 100 000 ans).

Enfin, des variations dans le motif lithologique secondaire pourraient rendre compte de variations latérales de faciès ou bien de l'existence d'un certain nombre de hiatus, de plus courte durée (< à 40 000 ans), notamment à Pueblo, coupe de référence réputée continue.

L'enregistrement des autres signaux (biologiques et chimiostratigraphiques) doit également être perturbé par la présence de ces hiatus. Ainsi, suite à cette partie - permettant la construction d'un schéma de corrélation incluant les lacunes - il va être possible, en intégrant les autres signaux, de confirmer d'une part la présence des hiatus mais également de comprendre les modifications des autres signatures entre les différentes coupes (*i.e.* modifications liées en premier lieu à la présence de hiatus et, non pas, à des fluctuations des paramètres physico-chimique de la tranche d'eau). Les exemples présentés dans ce chapitre conduisent donc à nous rendre vigilant en ce qui concerne la continuité présumée des coupes étudiées.

CHAPITRE II

SIGNAUX CHIMIOSTRATIGRAPHIQUES

III.II. 1 - Introduction

Le rapport isotopique du carbone aurait pour le passage Cénomanien-Turonien une signature caractéristique, classiquement reconnue à l'échelle régionale ou entre des domaines paléogéographiques différents (Fig.I.8). Ainsi, la courbe du $\delta^{13}C$ présente, pour cet intervalle de temps, trois accidents caractéristiques qui sont considérés comme de bons marqueurs stratigraphiques.

Toutefois, il a été vu, par l'intégration des données bibliographiques dans le cadre téphrochronologique, que pour plusieurs coupes de référence, certains pics isotopiques présentant des motifs similaires, mais, pourtant, d'âges différents ont été indûment corrélés à travers le bassin nord américain (Fig.I.51).

Le propos de ce chapitre est de contraindre très finement la succession des événements isotopiques (pour le $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$) dans un schéma de corrélation à haute résolution afin de :

- tester la robustesse de ces signaux (*i.e.* le motif isotopique est-il parfaitement corrélé de coupes en coupes et ce, à haute résolution ?).
- et de comprendre, s'il y a lieu, les différences du motif isotopique entre les différentes coupes du bassin nord américain.

III.II. 2 - Signal primaire et diagenèse

L'interprétation des résultats et leur utilisation à des fins de corrélation nécessitent de distinguer le signal isotopique primaire d'une possible empreinte diagénétique. A Pueblo, les analyses isotopiques ont été réalisées à la fois dans les calcaires et dans les horizons marneux comme l'avait déjà réalisé Pratt (1985). Cet auteur a montré que les fluctuations de la courbe du $\delta^{13}C$ étaient parfaitement corrélées aux variations lithologiques. Ainsi, le signal isotopique acquis dans les calcaires est systématiquement translaté vers des valeurs plus faibles. Ce décalage est accentué dans la zone d'ammonites à *S. gracile*. D'après Pratt (1985) et Pratt *et al.* (1993), des phénomènes diagénétiques pourraient conduire à un appauvrissement préférentiel du $\delta^{13}C$ dans les bancs calcaires par rapport aux niveaux plus marneux. Ces mécanismes pourraient expliquer en partie les valeurs négatives, obtenues à Pueblo, dans les bancs 67, 73, 75 et 77 (Fig.III.4). Pour Caron *et al.* (*sous presse*), les valeurs plus faibles observées dans les niveaux les plus carbonatés seraient à rattacher à la présence de reliques de dolomie dans ces horizons. Ainsi, selon Pratt (1985), Pratt *et al.* (1993) et Caron *et al.* (*sous presse*), les niveaux marneux seraient moins touchés par la diagenèse et enregistreraient le signal isotopique primaire.

En ce sens, il reste délicat d'apprécier l'ampleur de la diagenèse dans les horizons plus carbonatés. Les niveaux, dont le signal pourraient être altérés, sont repérés avec des symboles différents (ronds blancs) pour la courbe de Pueblo (Fig.III.4). La courbe du $\delta^{13}C$, acquise dans les niveaux marneux (Fig.III.4), est superposée à la courbe brute. Celle-ci permet de réaliser des corrélations cohérentes avec les autres coupes du bassin nord américain où les mesures ont été exclusivement recueillies dans les marnes et marnes calcaires afin d'éviter de possibles effets diagénétiques.

Au cours de ce chapitre, les valeurs acquises sur la roche totale seront également mises en regard de celles obtenues sur la phase organique (Threlkeld & Pratt, 1984 ; Pratt, 1985 ; Pratt *et al.*, 1993) ou encore sur des tests de foraminifères (Keller *et al.*, 2004). Ces comparaisons (*i.e.* suivi des tendances et non des valeurs) permettront de valider ou non, la succession des événements isotopiques identifiée sur la roche totale.

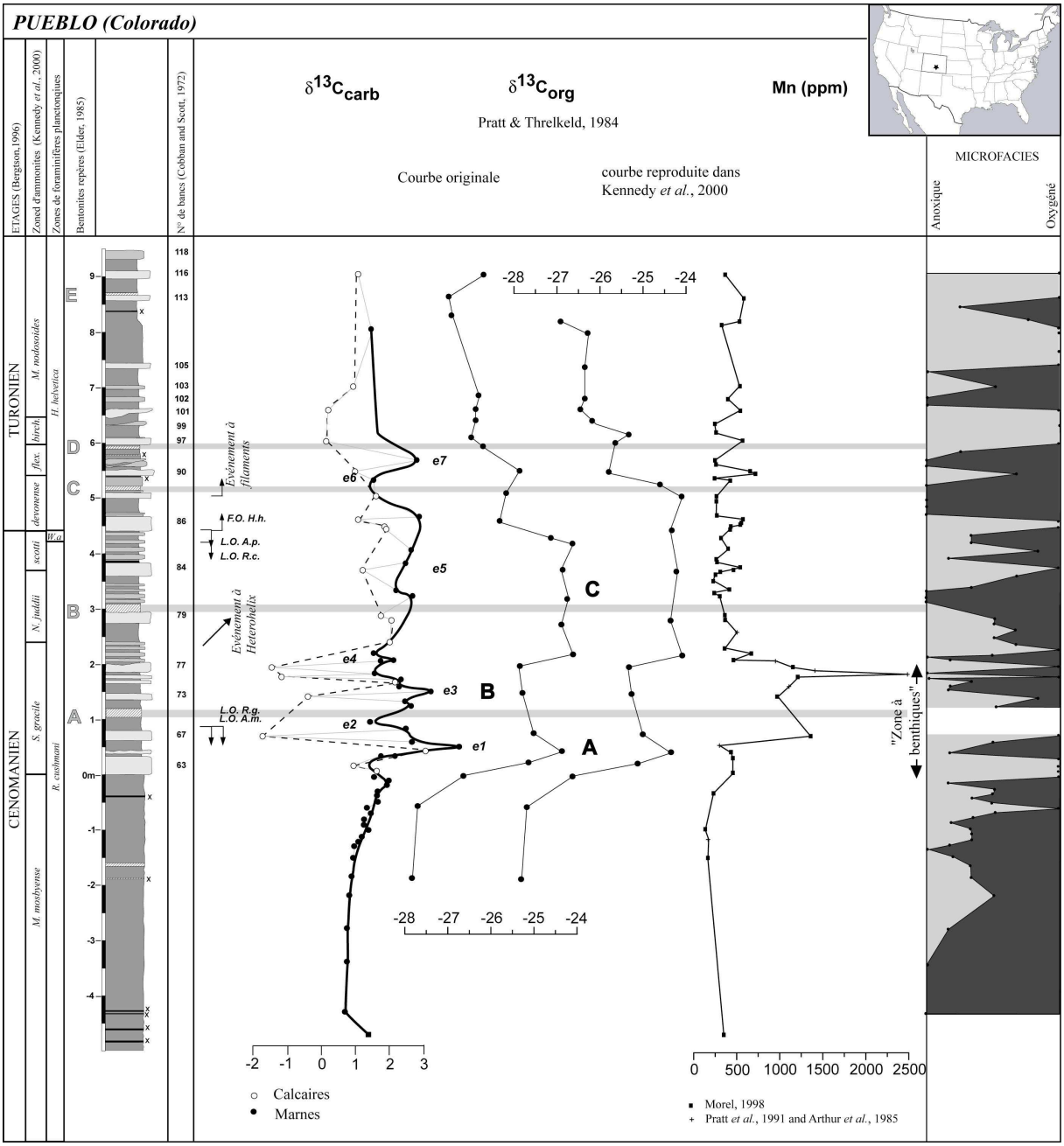


Figure III.4 : Courbe isotopique du $\delta^{13}C_{carb}$ pour la coupe de référence de Pueblo (Morel, 1998 et cette étude) en regard des courbes isotopiques du $\delta^{13}C_{org}$ (Pratt & Threlkeld, 1984 selon l'article original et reproduit dans Kennedy et al., 2000), des teneurs en manganèse (Arthur et al., 1985 ; Pratt et al., 1991 ; Morel, 1998) et des microfaciès.

III.II. 3 - Les différentes événements isotopiques

III.II. 3.1 - Isotopes stables du carbone

III.II. 3.1.1 - Motif isotopique contraint dans un cadre téphrochronologique :

Les données isotopiques ($\delta^{13}C$), mesurées à Pueblo, caractérisent l'installation et l'extension de l'événement anoxique océanique OAE2 au passage Cénomanien-Turonien. Si la courbe isotopique du carbone, acquise sur la roche totale, correspond au motif isotopique déjà décrit par Pratt & Threlkeld (1984), celui-ci peut être découpé, plus finement (Fig.III.4). Plusieurs événements isotopiques peuvent ainsi être définis (Fig.III.4) :

- Un premier événement, noté e1, est équivalent à l'événement A de Pratt &Threlkeld (1984) tel que décrit à Pueblo. Il correspond à une première et brusque augmentation des valeurs ; il est enregistré sous la bentonite A et, il est compris dans la zone d'ammonites à *S. gracile*.
- L'événement noté e2 est marqué par une diminution des valeurs (il équivaut au début de l'événement B de Pratt & Threlkeld, 1984). Il se situe juste sous la bentonite A, dans la zone d'ammonites à *S. gracile*.
- L'événement e3 correspond à un nouvel accroissement des valeurs et, il est positionné juste au-dessus de la bentonite A dans la zone d'ammonites à *S. gracile*.
- L'événement e4 est localisé au sommet de la zone d'ammonites à *S. gracile*, entre les bentonites A et B. Cette diminution des valeurs se caractérise par un motif arborant deux accidents négatifs séparés par une brève augmentation.
- L'événement e5 correspond au plateau de valeurs C de Pratt &Threlkeld (1984). Il débute sous la bentonite B, au sommet de la zone d'ammonites à *S. gracile* et se termine sous la bentonite C (zone d'ammonites à *W. devonense*).
- L'événement e6 enregistre une diminution du $\delta^{13}C_{carb}$. Il recoupe la bentonite C et s'étend de la zone d'ammonites à *W. devonense* à la zone à *P. flexuosum*.
- Enfin, l'événement e7, compris entre les bentonites C et D, dans la zone d'ammonites à *P. flexuosum*, marque un dernier accident positif avant la diminution des valeurs au-delà de la bentonite D.

III.II. 3.1.2 - Comparaison de l'évolution des rapports isotopiques du carbone sur la roche totale et sur la phase organique :

L'évolution des rapports isotopiques du $\delta^{13}C_{carb}$ est similaire à celle du $\delta^{13}C_{org}$ (Fig.III.4). Ainsi, l'événement B de Pratt & Threlkeld (1984) correspond à une succession de valeurs très faibles mesurées dans les mêmes bancs calcaires qui présentaient des valeurs très négatives pour le $\delta^{13}C_{carb}$. De plus, si l'on trace une courbe ne comprenant que les données du $\delta^{13}C_{carb}$ des calcaires (en pointillée sur la figure III.4) ; la courbe obtenue est identique à la courbe de Kennedy *et al.* (2000) reproduite d'après les données de Pratt & Threlkeld (1984).

III.II. 3.1.3 - Comparaison de l'évolution des rapports isotopiques du carbone sur la roche totale et sur des tests d'hedbergelles :

La courbe isotopique acquise par Keller *et al.* (2004) sur des tests de *H. planispira* permet de reconnaître les différents événements e1, e3, e4 et e5 tels qu'ils ont été définis précédemment sur la courbe du $\delta^{13}C_{carb}$ (Fig.III.5). Les événements e6 et e7 ne sont en revanche pas distingués sur la courbe du $\delta^{13}C_{Hed}$ sans doute en raison d'un pas d'échantillonnage différent à ce niveau.

La seule différence forte entre les deux courbes concerne l'événement e2, où un pic supplémentaire est enregistré pour la courbe du $\delta^{13}C_{hed}$. Il pourrait être la continuité de l'événement e1 ; l'événement e2 serait, par suite, restreint aux niveaux situés juste au-dessous de la bentonite A. On obtient dès lors pour la courbe du $\delta^{13}C_{hed}$ un motif e1 identique à celui qui sera observé à Hot Springs sur le $\delta^{13}C_{carb}$ (III. II.4. - Corrélation des événements isotopiques).

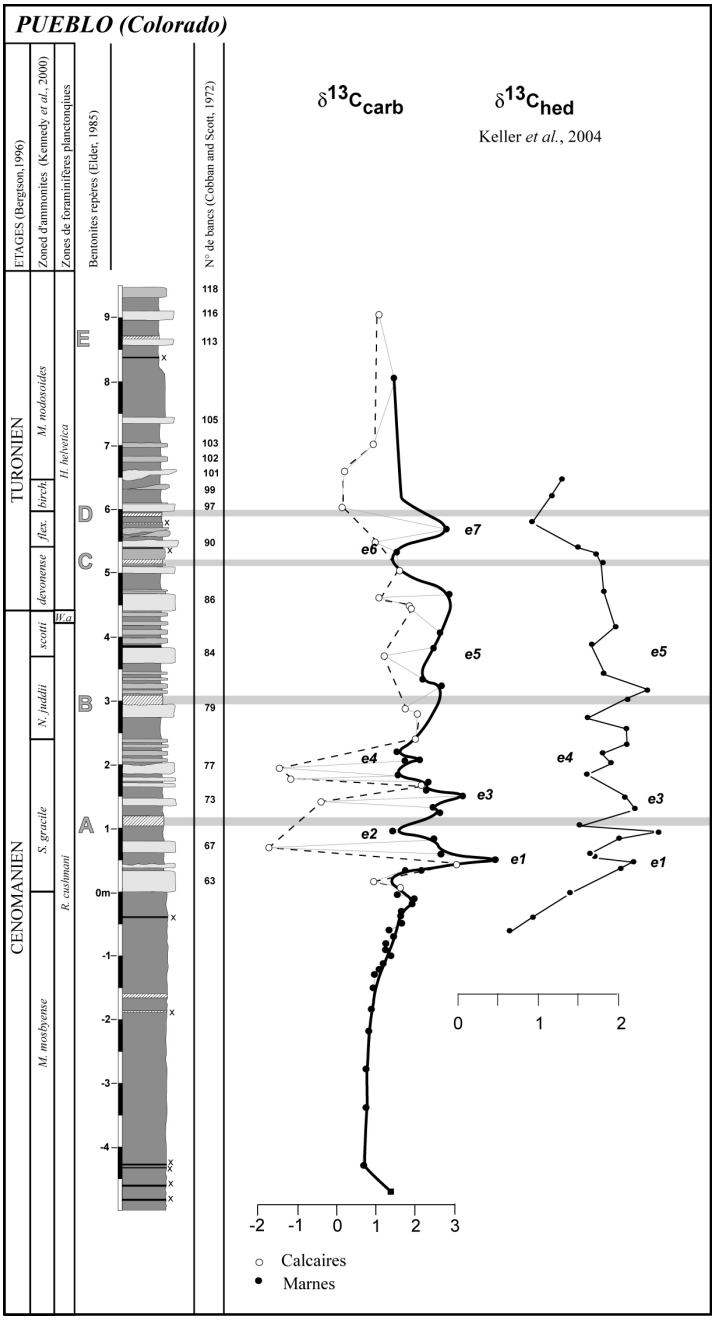


Figure III.5 : Courbe isotopique du $\delta^{13}C_{carb}$ pour la coupe de référence de Pueblo (Morel, 1998 et cette étude) en regard de la courbe isotopique du $\delta^{13}C$ acquise par Keller et al. (2004) sur des tests de <u>H. planispira</u>.

III.II. 3.1.4 - <u>Motifs isotopiques et autres signaux :</u>

Même si les valeurs très négatives du $\delta^{13}C$ enregistrées dans les bancs calcaires de la zone d'ammonites à *S. gracile* sont attribuées à un effet diagénétique, des questions restent en suspend. Si la diagenèse décale systématiquement vers des valeurs plus basses le rapport isotopique du carbone des niveaux calcaires par rapport aux horizons marneux, c'est néanmoins dans la zone à *S. gracile* que ce phénomène est le plus accentué. En effet, un décalage de plus de 2‰, entre les deux types de lithologie, y est observé contre 0,5 à 1‰ pour la partie supérieure de la coupe (événement e5, Fig.III.4). Cette différence pourrait malgré tout rendre compte de modifications environnementales.

De plus, l'évolution des microfaciès et des teneurs en manganèse présentent les mêmes tendances que la courbe isotopique du carbone (Fig.III.4). Ainsi, durant les événements e2 à e4, les valeurs les plus négatives coïncident avec les microfaciès les plus oxygénés (*i.e.* les niveaux les plus

carbonatés) mais également avec les plus fortes valeurs en manganèse, élément particulièrement sensible aux conditions d'oxygénation. A l'inverse, les valeurs du $\delta^{13}C$ les plus élevées sont contemporaines des passées hypoxiques à anoxiques (*i.e.* les interbancs marneux).

Le comportement analogue entre les microfaciès, l'évolution des teneurs en manganèse et des valeurs du $\delta^{13}C_{carb}$, ainsi que la proche correspondance entre l'évolution du $\delta^{13}C_{carb}$ et du $\delta^{13}C_{org}$, semblent indiquer que les phénomènes diagénétiques n'ont peut être pas complètement effacé la signature isotopique primaire. Cependant, durant l'événement e5, le signal isotopique est moins sensible, même si des modifications des conditions d'oxygénation des eaux de fond sont toujours enregistrées par les microfaciès. Les retours à des environnements plus oxygénés correspondent certes à des chutes des valeurs du $\delta^{13}C_{carb}$, mais, elles restent moins marquées que celles observées durant les événements de la zone d'ammonites à *S. gracile*.

III.II. 3.2 - Isotopes stables de l'oxygène

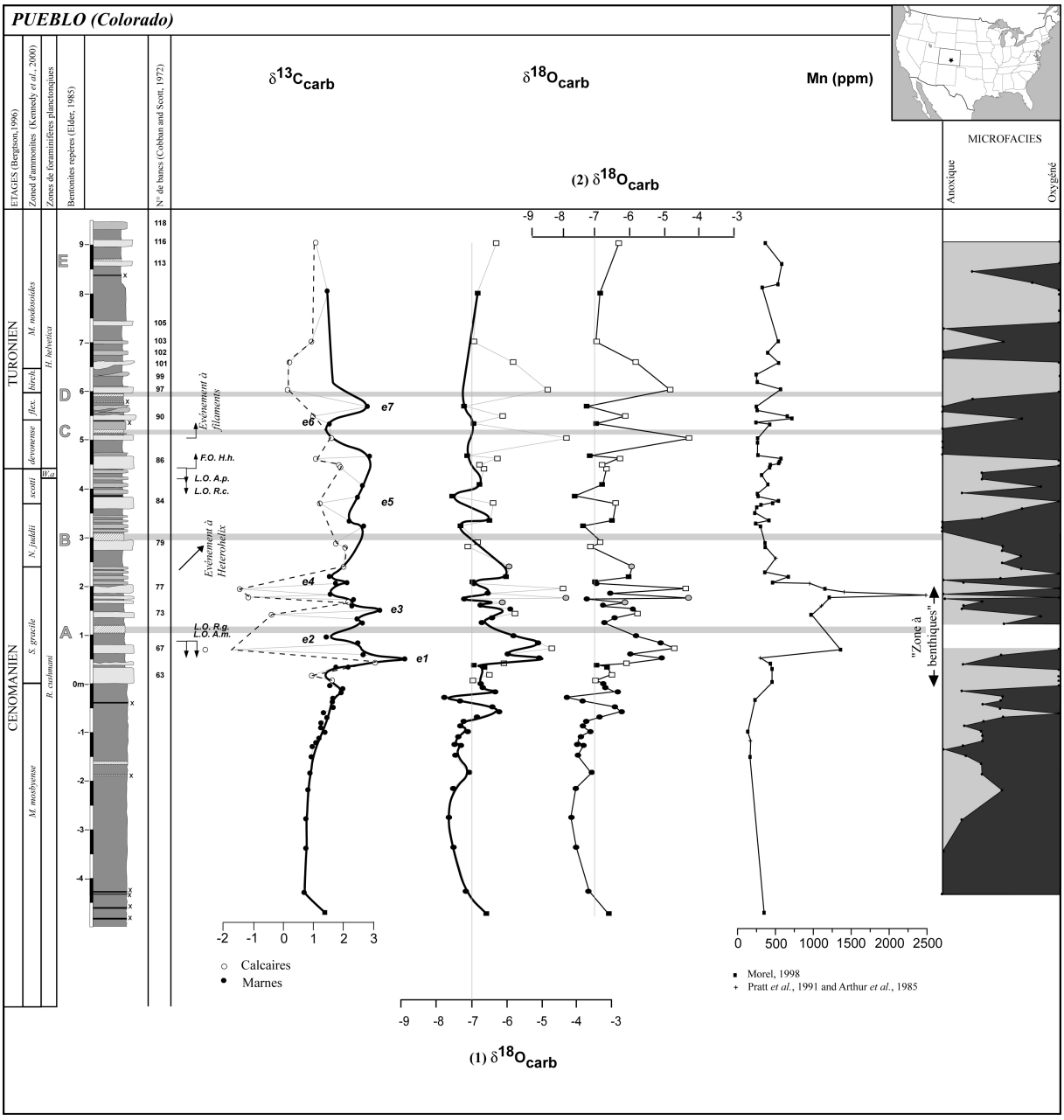


Figure III.6 : Courbes isotopiques du $\delta^{13}C_{carb}$ et du $\delta^{18}O_{carb}$ pour la coupe de référence de Pueblo (Morel, 1998 et cette étude) en regard des teneurs en manganèse (Arthur et al., 1985 ; Pratt et al., 1991 Morel, 1998) et des microfaciès.

III.II. 3.2.1 - Motif isotopique contraint dans un cadre téphrochronologique :

La lecture des données isotopiques de l'oxygène peut être faite selon deux points de vue (Fig.III.6) :

1. Si l'enregistrement du $\delta^{13}C_{carb}$ dans les bancs calcaires est altéré par la diagenèse alors celui du $\delta^{18}O$, connu pour être plus sensible, l'est sans doute également. Seules les mesures faites dans les interbancs marneux doivent alors être prises en compte.
2. Les fluctuations entre les niveaux marneux et les bancs calcaires reflètent bien des modifications environnementales à haute fréquence. Les mesures faites dans les deux types de lithologie devraient être considérées.

Si l'on adopte le premier point de vue, la courbe du $\delta^{18}O$ montre clairement une tendance générale avec des valeurs de plus en plus fortes de la base de la coupe jusqu'au sein de la zone d'ammonites à *S. gracile*. Les rapports isotopiques les plus élevés sont enregistrés sous la bentonite A. Au-delà, les valeurs diminuent progressivement (Fig.III.6). A cette tendance à « grande échelle », se superposent des fluctuations à hautes fréquences qui forment un motif isotopique secondaire. Celui-ci permet de distinguer d'autres accidents positifs (*e.g.* sous le niveau millimétrique de bentonite situé sous le banc 63 ou encore entre les bancs 77 et 79) et négatifs (*e.g.* sous le banc 63 ou encore entre la bentonite A et le banc 73) à plus petite échelle.

La seconde lecture expose un motif isotopique différent, notamment pour la partie supérieure de la courbe (à partir de la base de la zone d'ammonites à *W. devonense*). Si les mêmes tendances sont observées à la base de la coupe avec les valeurs les plus élevées enregistrées dans la zone d'ammonites à *S. gracile*, en revanche le sommet de la coupe est marqué par un retour à des rapports isotopiques forts, mesurés dans les bancs les plus carbonatés (Fig.III.6).

A plus petite échelle, les données acquises dans les bancs calcaires sont systématiquement translatées vers un $\delta^{18}O_{carb}$ plus élevé. Ce décalage est particulièrement fort pour certains niveaux de la zone d'ammonites à *S. gracile* (comme pour le $\delta^{13}C_{carb}$) mais également à partir de la zone à *W. devonense*.

L'acquisition de données isotopiques en d'autres points du bassin (notamment la comparaison avec des coupes lithologiquement homogènes) pourrait permettre de trancher entre ces deux lectures.

III.II. 3.2.2 - Comparaison de l'évolution des rapports isotopiques de l'oxygène sur la roche totale et sur des tests d'hedbergelles :

Les valeurs acquises sur les tests d'hedbergelles par Keller *et al.* (2004) sont anormalement faibles (entre -7‰ et -12‰) et le motif isotopique du $\delta^{18}O_{carb}$ est difficilement reconnaissable. Par suite, l'effet de la diagenèse a sans doute été sous-estimé par Keller *et al.* (2004).

Comme pour la courbe du $\delta^{18}O_{carb}$, celle acquise sur des tests de *H. planispira* et des benthiques (*Cibicidoides* spp.) présente des valeurs très élevées sous la bentonite A dans la zone d'ammonites à *S. gracile*. Cette hausse est suivie d'une diminution des valeurs pour les deux signatures au-dessus de la bentonite A. Toutefois, pour la courbe obtenue grâce aux hedbergelles, la hausse du $\delta^{18}O$ encadre le banc 63 ; elle est antérieure à celle mesurée sur la roche totale (les plus fortes valeurs s'étendent du sommet du banc 63 à la bentonite A).

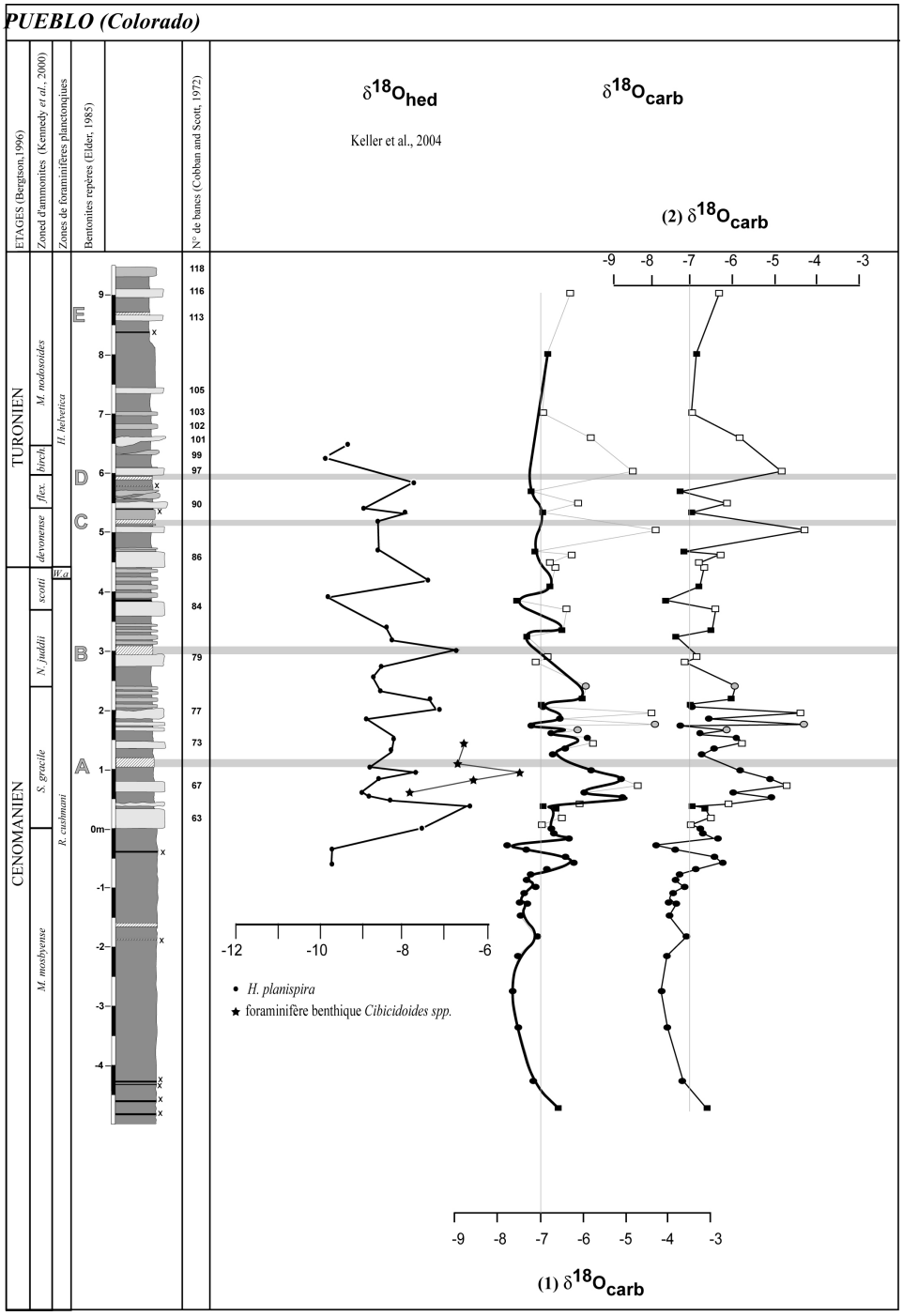


Figure III.7 : Courbe isotopique du $\delta^{18}O_{carb}$ pour la coupe de référence de Pueblo (Morel, 1998 et cette étude) en regard de la courbe isotopique du $\delta^{18}O$ acquise par Keller et al. (2004) sur des tests de <u>H. planispira</u>.

III.II. 3.2.3 - <u>Motifs isotopiques et autres signaux :</u>

Comme il a été vu précédemment, Pratt *et al.* (1993) interprètent les variations entre bancs calcaires et interbancs marneux comme le reflet des variations de salinité. Ainsi, les marnes calcaires se seraient déposées lors des intervalles humides, où la salinité des eaux de surface serait abaissée par des apports d'eaux douces accrus. Par suite, la colonne d'eau se serait stratifiée, conduisant à l'asphyxie du fond marin. Quant aux bancs calcaires, ils se seraient déposés lors des périodes arides quand la tranche d'eau n'était pas stratifiée et les eaux de fond bien oxygénées.

Cette hypothèse paraît vérifiée par la distribution temporelle des microfaciès, caractéristiques des conditions d'oxygénation des eaux de fond (Fig.III.6). Si l'on suit finement les deux signatures

($\delta^{18}O_{carb}$ et microfaciès), l'on se rend compte que les valeurs isotopiques les plus fortes sont contemporaines des microfaciès les plus oxygénés. En revanche, les passées hypoxiques à anoxiques enregistrent des rapports isotopiques plus faibles.

De même, il existe une liaison nette avec l'évolution des teneurs en manganèse (Fig.III.6). En effet, les teneurs les plus élevées en manganèse correspondent également aux valeurs isotopiques les plus fortes. Les pics secondaires de la courbe du manganèse correspondent également aux valeurs plus élevées.

Ces observations suggèrent que la diagenèse n'a peut-être pas complètement oblitéré le signal isotopique primaire et que les fluctuations isotopiques à hautes fréquences, observées, entre les marnes et les calcaires, pourraient témoigner de modifications environnementales. L'augmentation du $\delta^{18}O_{carb}$ dès la base de la zone d'ammonites à *W. devonense* pourrait donc correspondre à un événement paléocéanographique. De plus, ces niveaux turoniens sont également caractérisés par une faune marine de nouveau abondante et diversifiée (Hattin, 1985 ; Pratt *et al.*, 1993) ; la présence de nombreux inocérames est observée.

Si cette interprétation est correcte, l'intervalle de temps compris entre les bases des zones d'ammonites *à N. juddii* et à *W. devonense* (faibles valeurs du $\delta^{18}O_{carb}$) correspondrait à une période où la salinité des eaux de surface était plus faible que la normale (Pratt *et al.*, 1993). Cependant cet intervalle pourrait tout aussi bien être compris entre des périodes où des eaux plus salées auraient envahi le bassin (zones d'ammonites à *S. gracile* et à *W. devonense*). Celles-ci pourraient être issues du proto-golfe du Mexique comme en témoigne la mise en place d'un assemblage de foraminifères benthiques (« zone à benthiques » de Eicher & Worstell, 1970), abondants et diversifiés, durant la zone à *S. gracile* où sont enregistrés les $\delta^{18}O_{carb}$ les plus élevés. Si tel est le cas les mêmes événements isotopiques doivent être enregistrés en d'autres points du bassin.

En intégrant le signal isotopique de l'oxygène, acquis pour d'autres coupes, dans le schéma de corrélation à haute résolution, nous tenterons de vérifier s'il existe un signal isotopique à l'échelle du bassin (ce qui pourrait lever les incertitudes sur l'effet possible de la diagenèse) et si celui-ci est synchrone. Toutefois, il ne serait pas exclu d'observer des variations latitudinales et entre les bordures et le centre du bassin (fonctions de la salinité et de la température).

III.II. 4 - Corrélation des événements isotopiques

Le début de chapitre a permis d'exposer les difficultés concernant la lecture du signal isotopique (que ce soit pour le carbone ou l'oxygène) pour lequel il faut faire la part entre la signature primaire et l'effet probable de la diagenèse. Dans cette partie, les rapports isotopiques du carbone puis de l'oxygène vont être intégrés dans le cadre téphrochronologique à haute résolution afin de voir s'il existe une signature commune au bassin américain (*i.e.* si les différents événements décrits à Pueblo sont retrouvés en d'autres points du bassin). De plus, le premier chapitre de cette partie de valorisation des résultats a conduit à mettre en évidence ou à envisager l'existence de lacunes dans l'enregistrement sédimentaire à différentes échelles temporelles. Par suite, celles-ci doivent être distinguées par l'évolution du motif isotopique (événement manquant ou tronqué).

III.II. 4.1 - Isotopes stables du carbone

III.II. 4.1.1 - La transversale d'ouest en est :

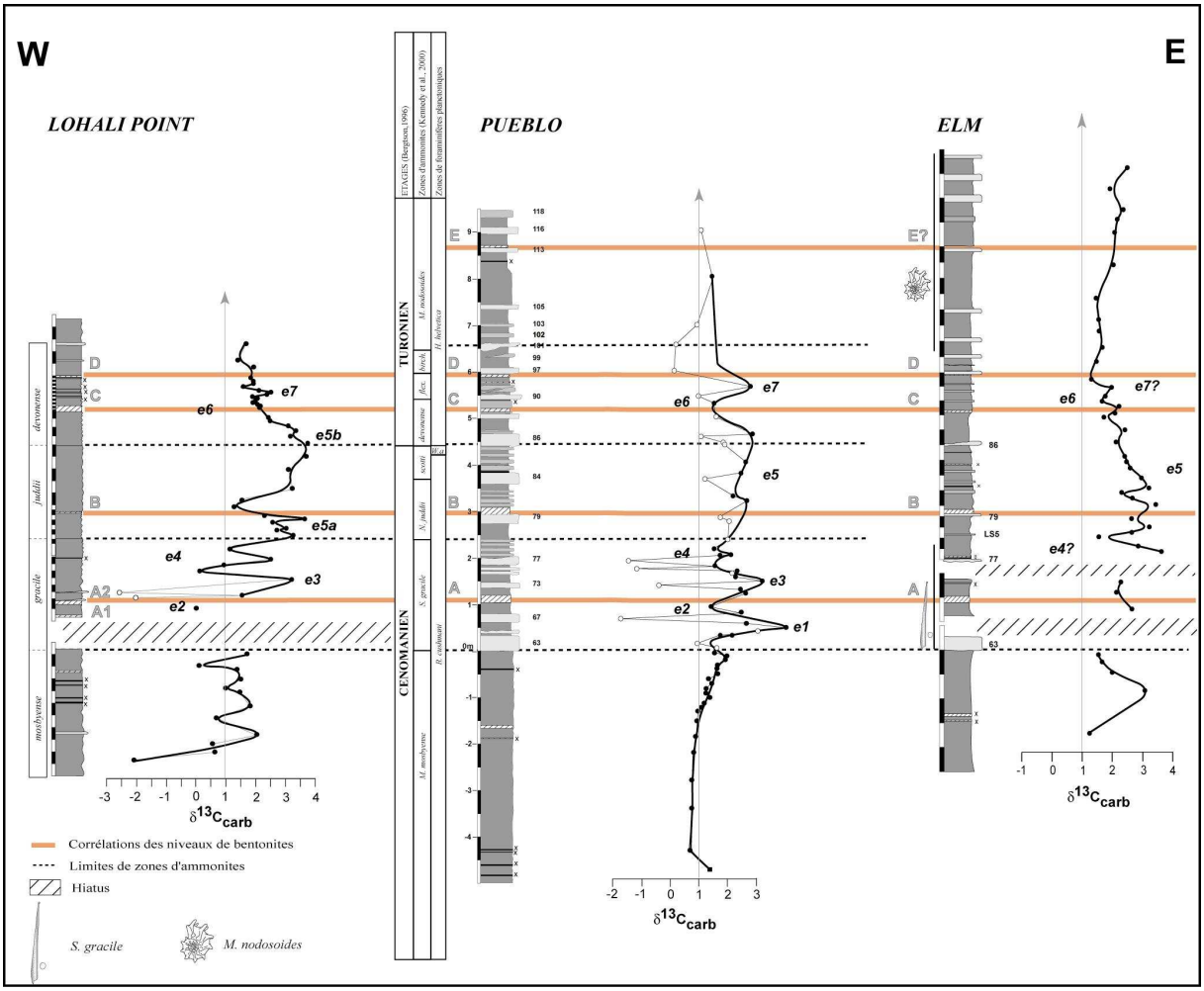


Figure III.8 : Corrélation des événements isotopiques du carbone (transversale d'ouest en est) inscrits dans un cadre téphrochronologique (diagramme temps où les bentonites et les limites de zones d'ammonites sont placées à l'horizontale).

Les données isotopiques acquises, à Elm, Lohali Point et à Pueblo, ont été intégrées dans le schéma de corrélation à haute résolution. Une proposition de corrélation des événements isotopiques définis à Pueblo est présentée sur la figure III.8. Elle tient compte de la position de ces événements par rapport aux horizons de bentonite et au découpage en biozone d'ammonites.

A Lohali Point, les événements e3, e4 et e5 correspondent respectivement aux événements A, B et C tels que initialement positionnés dans le bassin de Black Mesa (Fig.I.33) par Pratt & Threlkeld (1984). L'agencement géométrique des événements du $\delta^{13}C_{carb}$ par rapport aux bentonites révèle que les événements e2, e3, e4, e5, e6 et e7 sont synchrones entre les coupes de Pueblo et de Lohali Point (Fig.III.8). Il est à noter que l'événement e4 encadre à Lohali Point un niveau centimétrique de bentonite. Celui-ci semble pouvoir se corréler au niveau observé au dessus du banc 77 pour les coupes du centre du bassin et de la bordure orientale (Fig.I.47). A Pueblo, même si ce niveau de cendres volcaniques altérées est absent, l'événement e4 encadre bien le banc 77. Il est par ailleurs intéressant de noter que le banc 77 noduleux est souvent associé à une bentonite le recouvrant. Pour la coupe de Elm, il est encadré par deux bentonites. Ces observations ne sont pas sans rappeler celles faites de nodules générés au sein d'un horizon de bentonite (Fig.II.2B). Un tel phénomène pourrait d'ailleurs expliquer les anomalies enregistrées, à la fois pour le $\delta^{13}C_{carb}$ et le $\delta^{18}O_{carb}$, à Pueblo, au sein du banc 77 et des niveaux sous-jacents.

L'événement e5 est clairement identifié entre les coupes de Lohali Point et de Pueblo, mais, un brusque accident négatif (autour de la bentonite B) entaille cependant le plateau de valeur à Lohali Point. Il permet de découper l'événement e5 en e5a et e5b (Fig.III.8). Cet accident négatif n'est pas relevé à Pueblo.

Selon Elder (1987a), la base de la bentonite A1 correspond au toit de la zone d'ammonites à *M. mosbyense*. Si tel est le cas, il existerait une lacune de la base de la zone d'ammonites à *S. gracile*. Cette hypothèse est en accord avec le motif isotopique puisque l'événement e1 n'est pas reconnu à Lohali Point (Fig.III.8).

Sur la bordure orientale stable, à l'Elm, seul l'événement e5 est clairement identifié (Fig.III.8). Son extension temporelle est synchrone avec les coupes de Pueblo et de Lohali Point. Cependant, entre la base de la zone d'ammonites à *S. gracile* et la bentonite A, la première excursion positive (*i.e.* e1) n'est pas aussi marquée qu'à Pueblo et semble avoir été tronquée. Quant à l'événement e2, il semble être absent. Ces observations s'accordent avec la disparition du banc 67 à Elm, largement corrélé du centre du bassin à la bordure orientale stable et dont l'absence conduisait à penser à l'existence d'un hiatus. De même, l'événement e3 est absent soulignant un autre hiatus, comme le laissait déjà à penser l'absence du banc 73.

La seconde baisse de l'événement e4 pourrait être notée sous le banc LS5 à Elm (Fig.III.8). Ceci n'est pas en désaccord avec les occurrences c'ammonites puisqu'à Bridge Creek (Kansas), LS5 renferme encore *E. septemseriatum* (espèce exclusive à la zone d'association à *S. gracile* ; Fig.I.35). Toutefois, il existe une difficulté puisque le double accident négatif e4 serait interrompu à Elm, sous LS5, par un pic positif (>3‰, Fig.III.8). Si la présence de ce pic est avérée à Lohali Point ; en revanche, celui-ci n'est clairement pas identifié à Pueblo. Ceci s'accorde avec la présence d'un hiatus au sommet du banc 77 déjà mis en évidence par Meyers & Sageman (2004) et par Caron *et al.* (*sous presse*).

Si la fin de l'événement e5 est synchrone entre les trois coupes, le motif e6 (diminution des valeurs encadrant la bentonite C) observé à Lohali Point et à Pueblo n'est pas clairement mis en évidence à Elm (Fig.III.8). Ce motif pourrait être plus complexe avec une brève augmentation des valeurs autour de la bentonite comme nous le verrons à Hot Springs.

III.II. 4.1.2 - <u>La transversale du nord au sud :</u>

Au nord, à Hot Springs, les horizons de bentonites ainsi que le découpage en biozones d'ammonites (Elder, 1987b) permettent d'identifier des événements isotopiques précédemment définis. Ainsi les événements e1, e2, e5, e6 et e7 sont reconnus et apparaissent synchrones avec ceux de la coupe plus méridionale de Pueblo (Fig.III.9). De plus, comme à Lohali Point, une chute de 1‰ est observée au-dessus de la bentonite B et subdivise l'événement e5 en e5a et e5b (Fig.III.8 ; Fig.III.9).

Les événements e3 et e4 sont clairement absents (Fig.III.9). Ce fait s'accorde avec la présence d'un hiatus. En effet, comme il a été vu précédemment, la partie inférieure de la zone d'ammonites à *S. gracile* n'est pas enregistrée à Hot Springs.

Il également à noter qu'au sein du motif e6 (définit comme un creux à Pueblo) s'ajoute, à Hot Springs, un petit pic autour de la bentonite C (Fig.III.9). L'absence de ce bref accident positif dans l'événement e6 pourrait traduire soit un hiatus à Pueblo, soit un biais d'enregistrement lié à l'alternance des lithologies marneuses et calcaires à ce niveau à Pueblo ou encore un biais d'échantillonnage. En effet, cet intervalle de temps est extrêmement condensé à Pueblo (Sageman *et al.*, 1998). L'absence du pic au sein de l'événement e6 y est peut l'expression d'un échantillonnage trop lâche au niveau d'un intervalle condensé. Cette réflexion nous amène à être vigilant vis-à-vis l'irrégularité du taux de sédimentation au niveau d'un même affleurement et *a fortiori* entre les différentes coupes.

De même, un autre pic se superpose, à Hot Springs, au creux créé par la retombée des valeurs isotopiques au niveau de la bentonite D (Fig.III.9). Ce bref accident isotopique n'est pas observé à Pueblo. Cette différence pourrait une fois encore traduire un hiatus ou un biais d'échantillonnage à ce niveau (il a été vu précédemment, Partie III. Chapitre I, que la présence d'un hiatus y était envisagée à Pueblo.

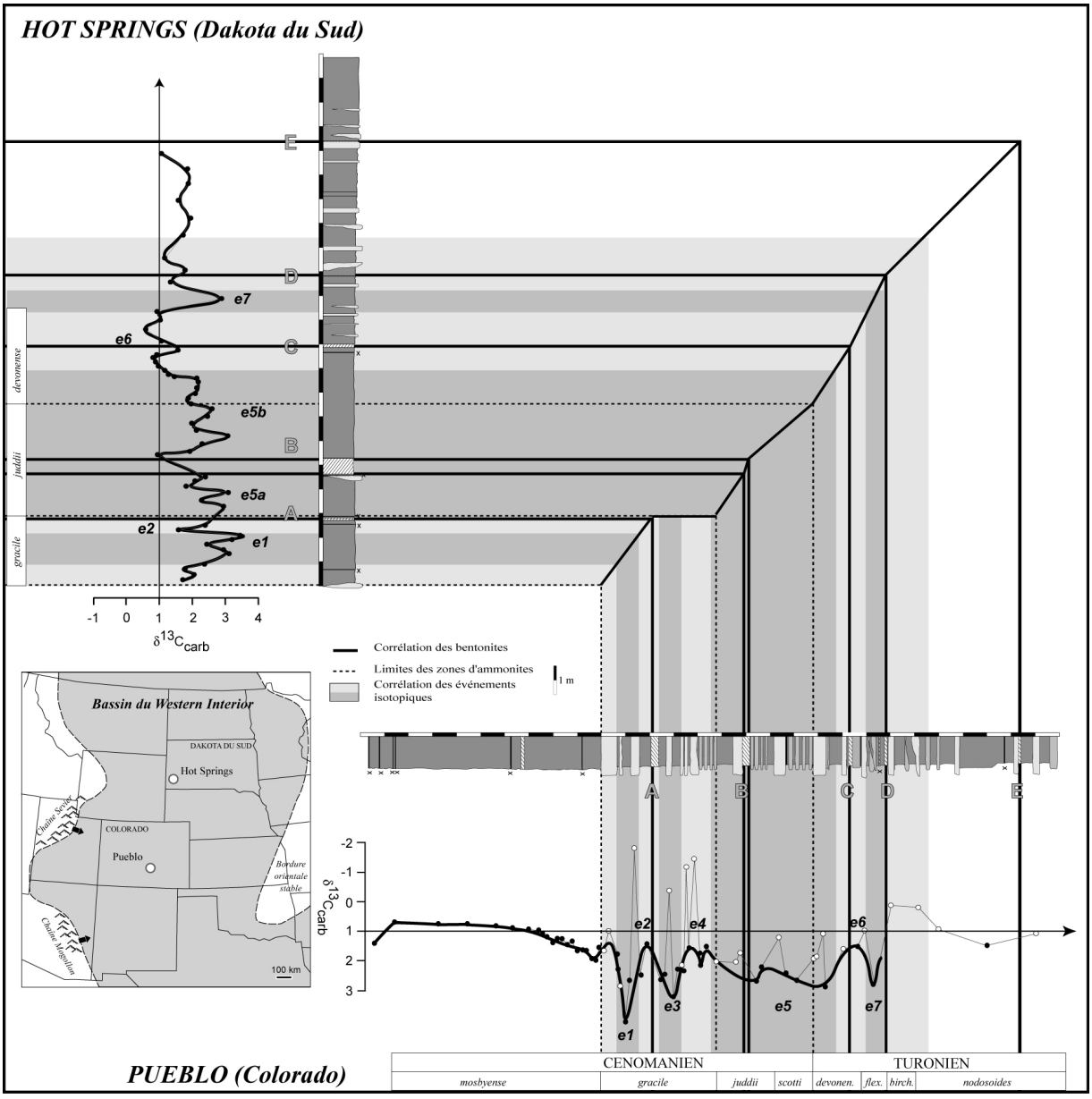


Figure III.9 : diagramme de corrélation lithologique entre les coupes de Pueblo (Colorado) et de Hot Springs (Dakota du Sud) où sont projetés les horizons de bentonites, les limites de zones d'ammonites et les événements isotopiques. La ligne de corrélation tracée représente le déroulement du temps.

Au sud, à Carthage (Fig.III.11), même si les fluctuations sont moins marquées, les événements isotopiques e1, e5, e6 et e7 sont identifiés en accord avec leur position par rapport aux bentonites repères et aux biozones d'ammonites. Comme à Hot Springs et à Elm, à l'événement e6 s'ajoute un bref accident positif autour de la bentonite C (Fig.III.11). L'événement e2 n'y est, en revanche, pas clairement reconnu, un biais d'échantillonnage pourrait être en cause. La position de l'événement e4 pose un problème. Si les valeurs les plus hautes (notées au-dessus du banc 77) pourraient correspondre au pic de valeurs compris dans l'événement e4 (trait bleu, Fig.III.10 ; Fig.III.11), en revanche le motif négatif caractéristique de la partie supérieure de l'événement e4 n'est pas mis en évidence (biais d'échantillonnage ou hiatus ?).

L'événement e3 semble tronqué. En effet, des valeurs plus basses encadrent à Carthage le banc 73 (trait rose, Fig.III.10), en désaccord avec la montée des valeurs à ce niveau à Pueblo. Il est à noter que des valeurs très faibles ont été mesurées dans le banc 73 de cette dernière coupe mais ces valeurs ont été précédemment interprétées comme l'effet de la diagenèse. Deux hypothèses peuvent être émises : 1) soit ce retour vers des valeurs plus faibles rend compte d'un événement plus négatif dans l'événement e3 et les valeurs négatives enregistrées dans le banc 73 à Pueblo ne correspondent pas seulement à un effet de la diagenèse ; 2) soit il existe un hiatus qui tronquerait l'événement e3.

A Chispa Summit, malgré un cadre téphrochronologique moins contraint et des valeurs beaucoup moins élevées que pour les autres coupes du bassin, les événements e1, e2, e3, e4, e5a et e5b sont identifiés.

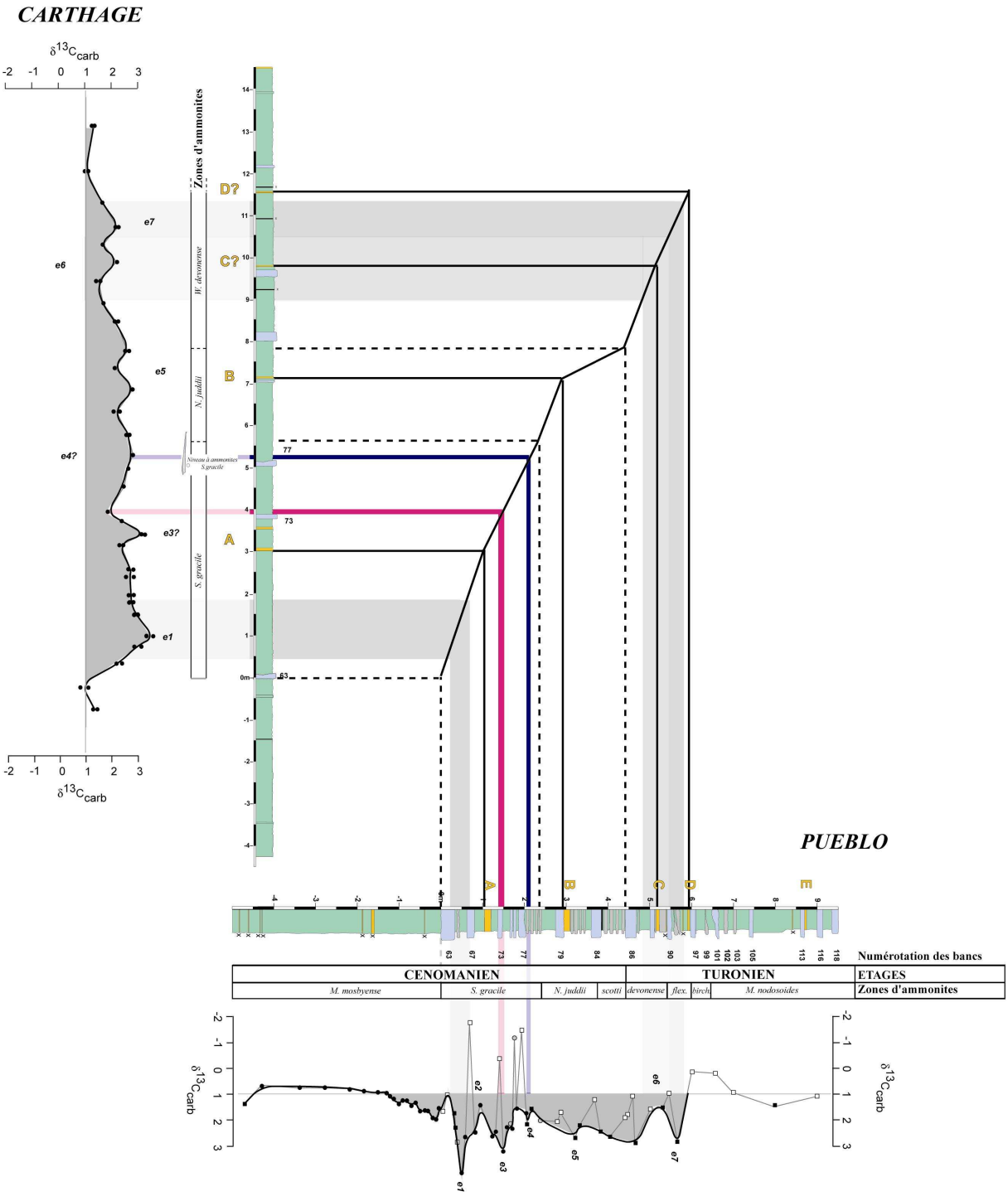


Figure III.10 : diagramme de corrélation lithologique entre les coupes de Pueblo (Colorado) et de Carthage (Nouveau Mexique) où sont projetés les horizons de bentonites, les limites de zones d'ammonites et les événements isotopiques. La ligne de corrélation tracée représente le déroulement du temps. Le trait bleu correspond à la projection de l'accident positif compris dans le creux e4. Le trait rose est la projection à Pueblo de l'accident négatif noté à Carthage au-dessus du banc 73.

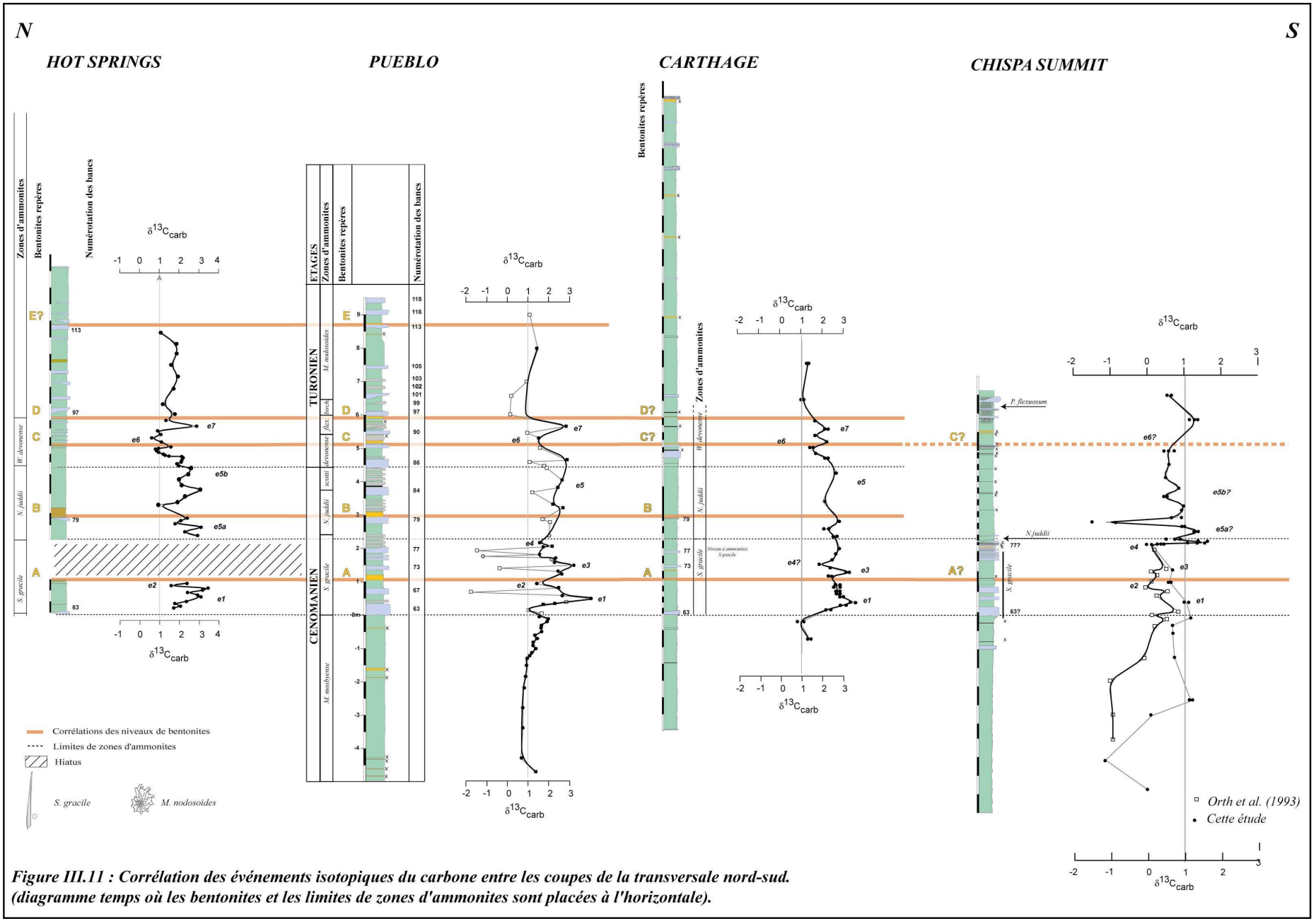


Figure III.11 : Corrélation des événements isotopiques du carbone entre les coupes de la transversale nord-sud. (diagramme temps où les bentonites et les limites de zones d'ammonites sont placées à l'horizontale).

III.II. 4.2 - Isotopes stables de l'oxygène

III.II. 4.2.1 - La transversale d'ouest en est :

La figure III.12 est une proposition d'identification et de corrélations des événements isotopiques de l'oxygène pour la transversale d'ouest en est (les accidents positifs sont numérotés de o1 à o8).

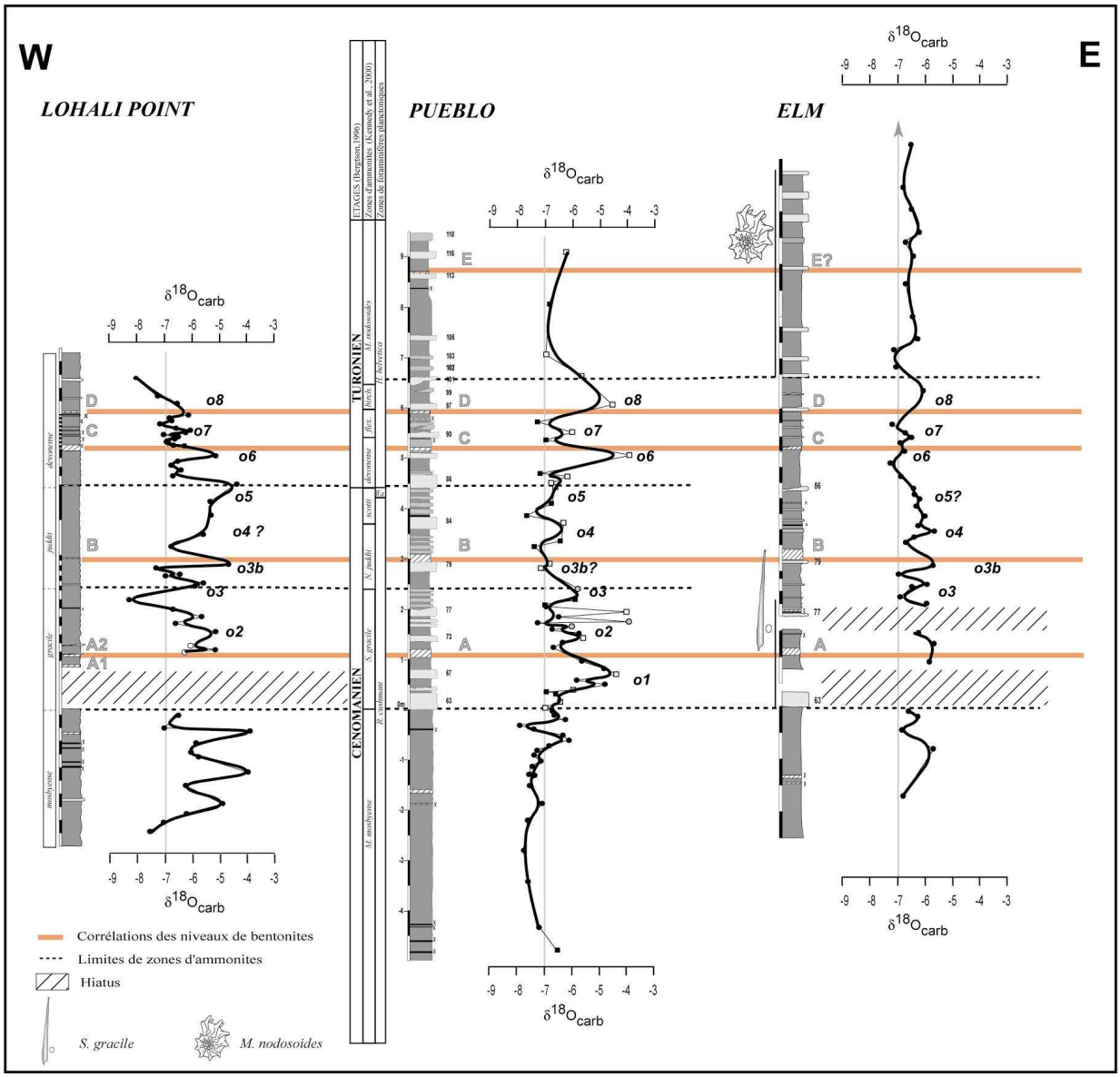


Figure III.12 : Essai de corrélation des événements isotopiques de l'oxygène (transversale d'ouest en est) inscrits dans un cadre téphrochronologique (diagramme temps où les bentonites et les limites de zones d'ammonites sont placées à l'horizontale).

Le suivi de ces événements, intégrés dans le cadre téphrochronologique à haute résolution (Fig.III.12), montre que :

1. les variations du $\delta^{18}O_{carb}$ sont beaucoup moins marquées sur la bordure orientale stable.
2. les événements o6, o7 et o8 identifiés à Pueblo dans des bancs calcaires et qui auraient pu être d'origine diagénétique sont également clairement enregistrés à Lohali Point (même si leur amplitude est moins forte). Ils pourraient donc correspondre au signal primaire et, par suite, refléter des modifications environnementales. En revanche, les valeurs élevées du

$\delta^{18}O_{carb}$ mesurée dans le banc 77 et un niveau sous-jacent, ne sont pas identifiées, par ailleurs. Il s'agit sans doute de phénomènes diagénétiques.

3. certains événements sont tronqués voire absents. Ces observations renforcent les précédentes (concernant l'identification et la corrélation des événements isotopiques du carbone pour les transversales ouest est et nord sud) et permettent de confirmer la présence de lacunes dans l'enregistrement sédimentaire. Ainsi, le motif o1 est absent et le motif o2 est tronqué à Elm. A Lohali Point, l'événement o1 est également manquant.

Quelques difficultés d'interprétation sont cependant à souligner. Ainsi, un événement supplémentaire, noté o3b, est observé à Lohali Point (Fig.III.12). Celui-ci, situé sous la bentonite B, dans la zone d'ammonites à *N. juddii*, est également noté à Elm, sur la bordure orientale stable. Toutefois, la légère augmentation du $\delta^{18}O_{carb}$ au sein du banc 79 pourrait correspondre à un segment tronqué de l'événement isotopique o3b (Fig.III.12). Ces observations renforcent l'idée qu'il pourrait exister des lacunes, de faible durée, dans la coupe dé référence de Pueblo entre le toit du banc 77 et la bentonite B.

Il faut aussi souligner que le motif de l'événement o5 est difficilement reconnaissable à Elm et que l'événement o6 est y très peu marqué. Plusieurs hypothèses peuvent être une fois de plus invoquées (lacune et/ou modifications à l'échelle régionale de la salinité ou de la température et/ou diagenèse précoce ou tardive différente entre les deux sites).

III.II. 4.2.2 - La transversale du nord au sud :

L'identification et la corrélation des événements isotopiques entre les coupes de Hot Springs et de Pueblo (Fig.III.13) montrent que les événements o1, o4, o5, o6 (moins marqués), o7 et o8 sont synchrones entre les deux coupes et témoignent sans doute de modifications environnementales à l'échelle du bassin nord américain. Quant aux événements o1 et o2, ils ne sont pas enregistrés à Hot Springs en raison de la lacune de la partie supérieure de la zone d'ammonites à *S. gracile.*

Si la comparaison du motif isotopique du $\delta^{18}O_{carb}$ semble particulièrement cohérente entre les coupes de Hot Springs et de Pueblo (distantes de plus de 600 km), en revanche, celui-ci est difficilement reconnaissable pour les coupes méridionales de Carthage et de Chispa Summit.
En effet, l'amplitude des événements isotopique y est beaucoup moins forte et les valeurs du $\delta^{18}O_{carb}$ y sont beaucoup plus faibles (Fig.III.14). Cette différence pourrait s'expliquer par une cause diagénétique (augmentation de la diagenèse d'enfouissement ?).

Le suivi des tendances montre qu'à Carthage, les événements o2, o3, o5, o6, o7 et o8 semblent reconnus en accord avec leur position dans le cadre téphrochronologique à haute résolution à Pueblo et à Hot Springs (Fig.III.14 ; Fig.III.15). En revanche, l'événement o4 n'y est pas identifié (problème d'échantillonnage trop lâche à ce niveau ?).

Les plus fortes valeurs du $\delta^{18}O_{carb}$ sont notées à la base de la zone d'ammonites à *S. gracile*. Toutefois, il reste difficile d'affirmer que celles-ci correspondent à l'événement o1. Plusieurs propositions peuvent être faites pour expliquer le décalage apparent de cet événement : soit le signal isotopique de l'oxygène est altéré à Chispa Summit (expliquant les faibles valeurs), soit l'échantillonnage choisi ne rend pas compte des valeurs les plus fortes ou soit des modifications paléocéanographiques existent latitudinalement. Dans l'état actuel des connaissances, il est difficile de trancher entre ces différentes hypothèses. En effet, si le motif isotopique reste acceptable, les valeurs du $\delta^{18}O_{carb}$ anormalement faibles à Carthage incitent à la prudence vis-à-vis de l'interprétation de ces résultats.

La même réflexion peut être menée à Chispa Summit où seuls les événements o1 ?, o2 et o3 pourraient être raisonnablement être suivis (Fig.III.14). Comme à Carthage, l'événement o1 semble tronqué ou décalé (Fig.III.14).

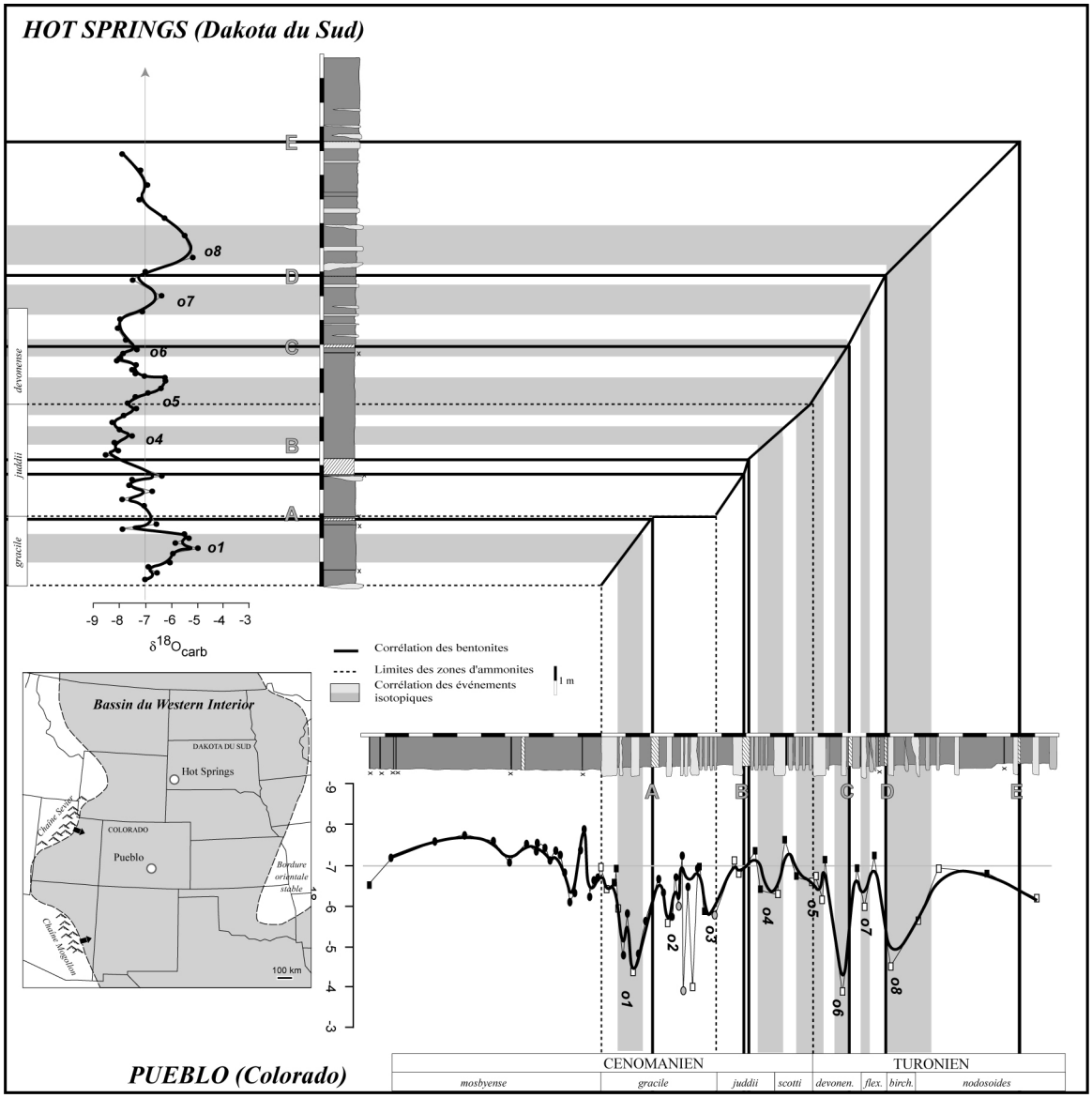


Figure III.13 : Diagramme de corrélation lithologique entre les coupes de Pueblo (Colorado) et de Hot Springs (Dakota du Sud) où sont projetés les horizons de bentonites, les limites de zones d'ammonites ainsi que les événements isotopiques. La ligne de corrélation tracée représente le déroulement du temps.

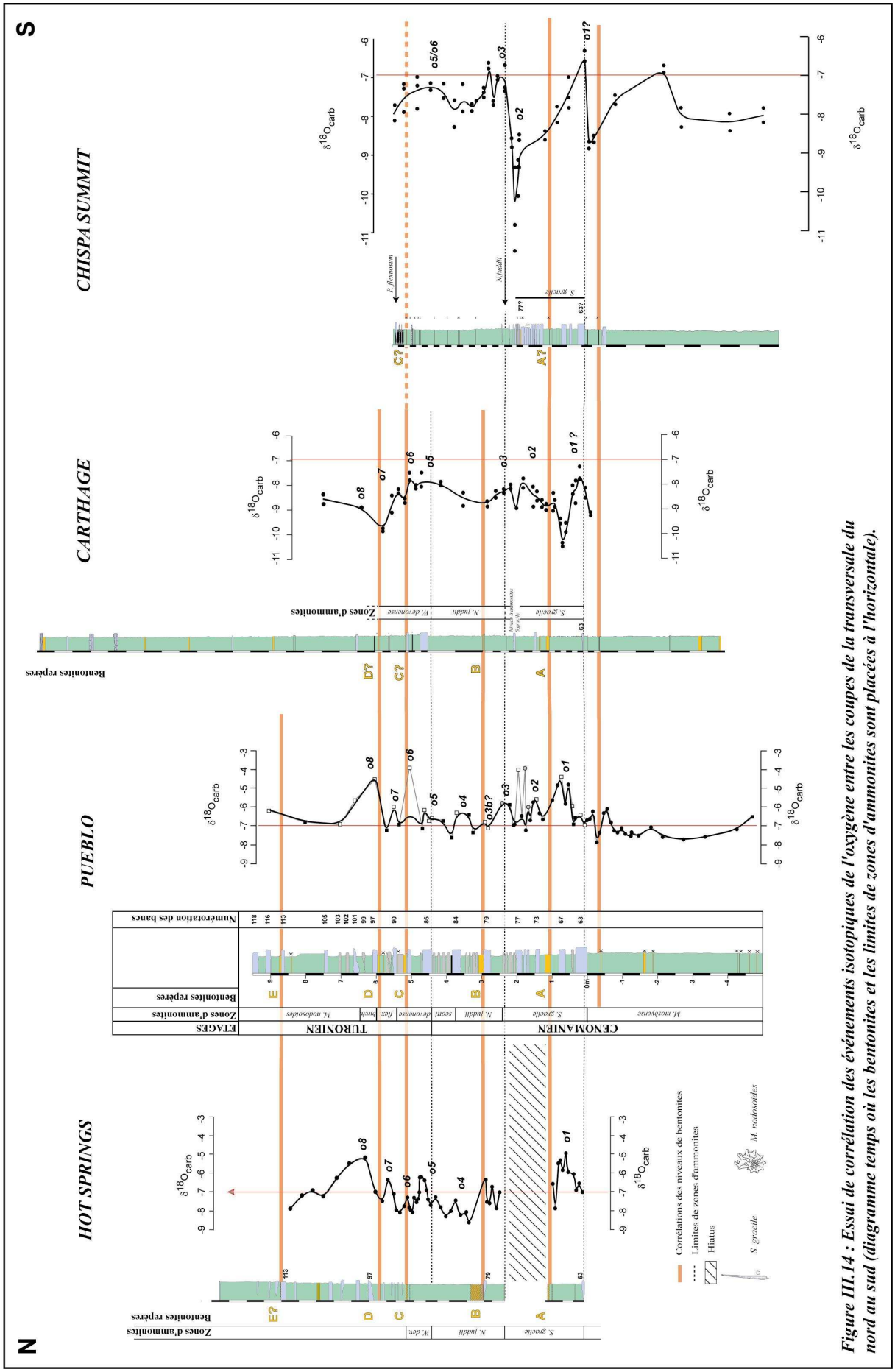


Figure III.14 : Essai de corrélation des événements isotopiques de l'oxygène entre les coupes de la transversale du nord au sud (diagramme temps où les bentonites et les limites de zones d'ammonites sont placées à l'horizontale).

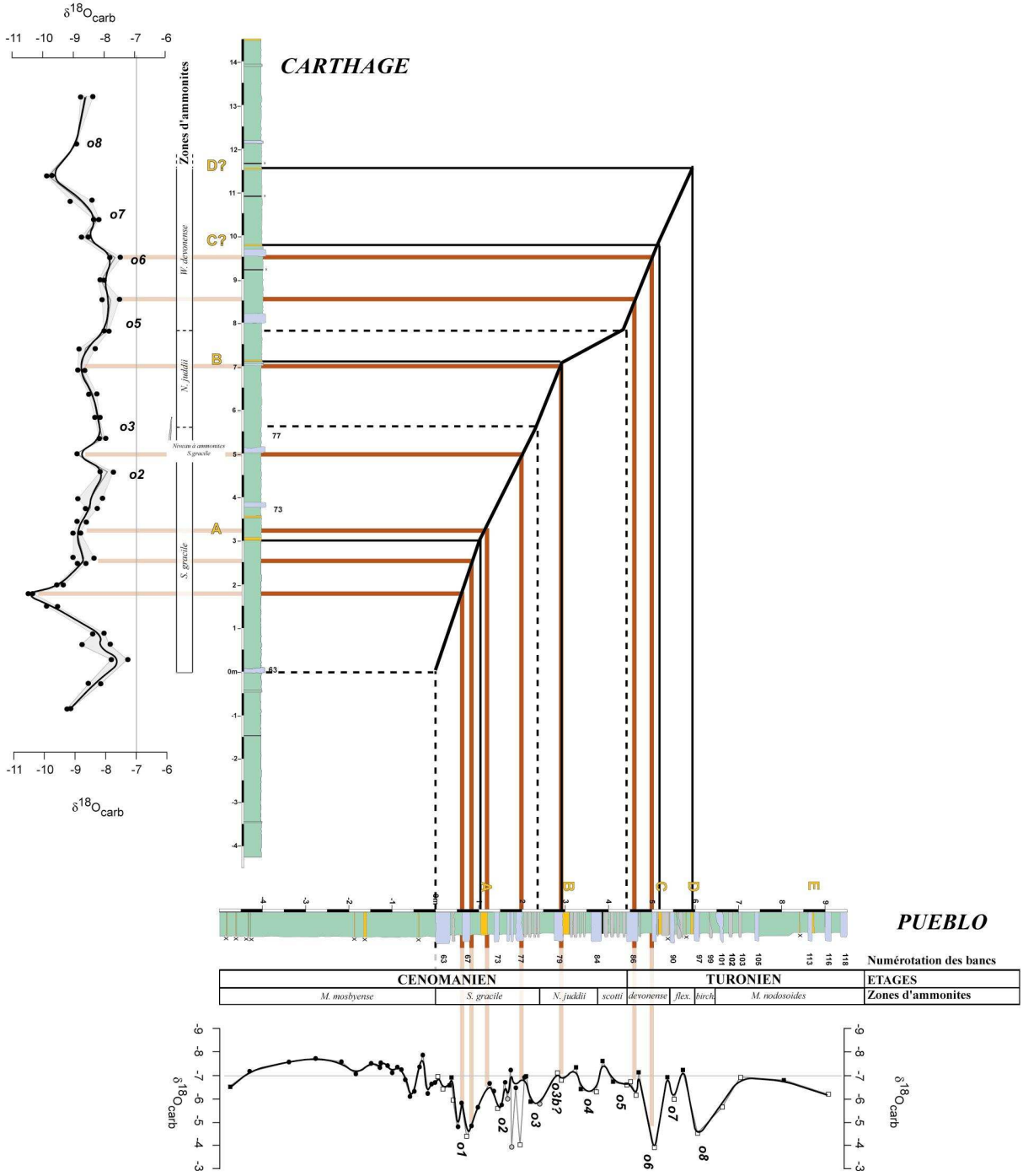


Figure III.15 : diagramme de corrélation lithologique entre les coupes de Pueblo (Colorado) et de Carthage (Nouveau Mexique) où sont projetés les horizons de bentonites, les limites de zones d'ammonites ainsi que les événements isotopiques.

III.II. 5 - Conclusions – Fiabilité du signal isotopique et proposition d'un composite pour le passage Cénomanien-Turonien du bassin du Western Interior

Intégré et contrôlé dans le cadre téphrochronologique à haute résolution, l'uniformité du motif isotopique du carbone entre les coupes de Pueblo, de Lohali Point, de Elm et d'Hot Springs atteste que le $\delta^{13}C_{carb}$ possède une signature commune pour l'ensemble de coupes du bassin du Western Interior. La mise en place et l'extension des différents événements sont synchrones. Le $\delta^{13}C_{carb}$ est donc bien un outil stratigraphique robuste à la condition que les hiatus soient précisément contraints. En effet, les seules différences observées dans le motif isotopique sont liées à la présence de lacunes dans l'enregistrement sédimentaire et/ou liées aux alternances marne/calcaire (translation vers des valeurs plus basses dans les calcaires).

Les lacunes à grande échelle - suspectées par la répartition des biozones d'ammonites par rapport aux horizons de cendres volcaniques altérées - sont confirmées, à Lohali Point et à Hot Springs, par l'absence de plusieurs événements du motif isotopique type établi pour le bassin du Western Interior. A plus petite échelle, certains événements tronqués ou absents permettent également d'aboutir aux mêmes conclusions pour les coupes supposées continues de Pueblo, de Elm, et vraisemblablement de Carthage. Ainsi, pour la coupe de référence, le motif isotopique est tronqué au-dessus du banc 77. Des lacunes de faibles extensions temporelles pourraient exister à ce niveau.

III.II. 5.1 - Proposition d'un signal-type composite du $\delta^{13}C_{carb}$

Le schéma de corrélation à haute résolution – *i.e.* le cadre téphrochronologique dans lequel sont intégrés le découpage en biozone d'ammonites et le motif lithologique – permet des corrélations très fines, conduisant à la mise en évidence de hiatus. Dès lors, il devient possible d'identifier les portions de coupes les plus complètes possibles. Pour obtenir un signal isotopique quasi continu, un composite constitué de trois coupes est proposé ici (Fig.III.16).

Les tronçons de coupes, les plus complets et les plus détaillés, décrits ci-dessous, permettent des recouvrements corrélables entre les coupes et, sont, depuis la base au sommet :

- la première partie du composite a été choisie à Pueblo, elle couvre la zone d'ammonites à *M. mosbyense* et la base de la zone à *S. gracile*. La coupe de Pueblo est la seule où les mesures ont été réalisées pour cette période.
- le deuxième intervalle correspond au motif isotopique e1. Celui-ci semble présenter plus de détails à Hot Springs. En outre, une lithologie marneuse évite des décalages trop grands entre deux mesures consécutives.
- le troisième tronçon (comprenant le sommet de la zone d'ammonites à *S. gracile* et s'étendant jusqu'à la bentonite B) semble le plus complet et le plus détaillé à Lohali Point. Ainsi les événements e4 et e5a tels que enregistrés pour cette coupe rendent compte du motif observé en d'autres points du bassin. La liaison avec le quatrième intervalle est faite au niveau de l'accident négatif qui entaille l'événement e5 au-dessus de la bentonite B.
- la fin de la courbe du $\delta^{13}C_{carb}$ paraît plus représentative et plus complète à Hot Springs. Ainsi le creux e6 contient, à Hot Springs, un bref pic enregistré en d'autres points du bassin nord américain.

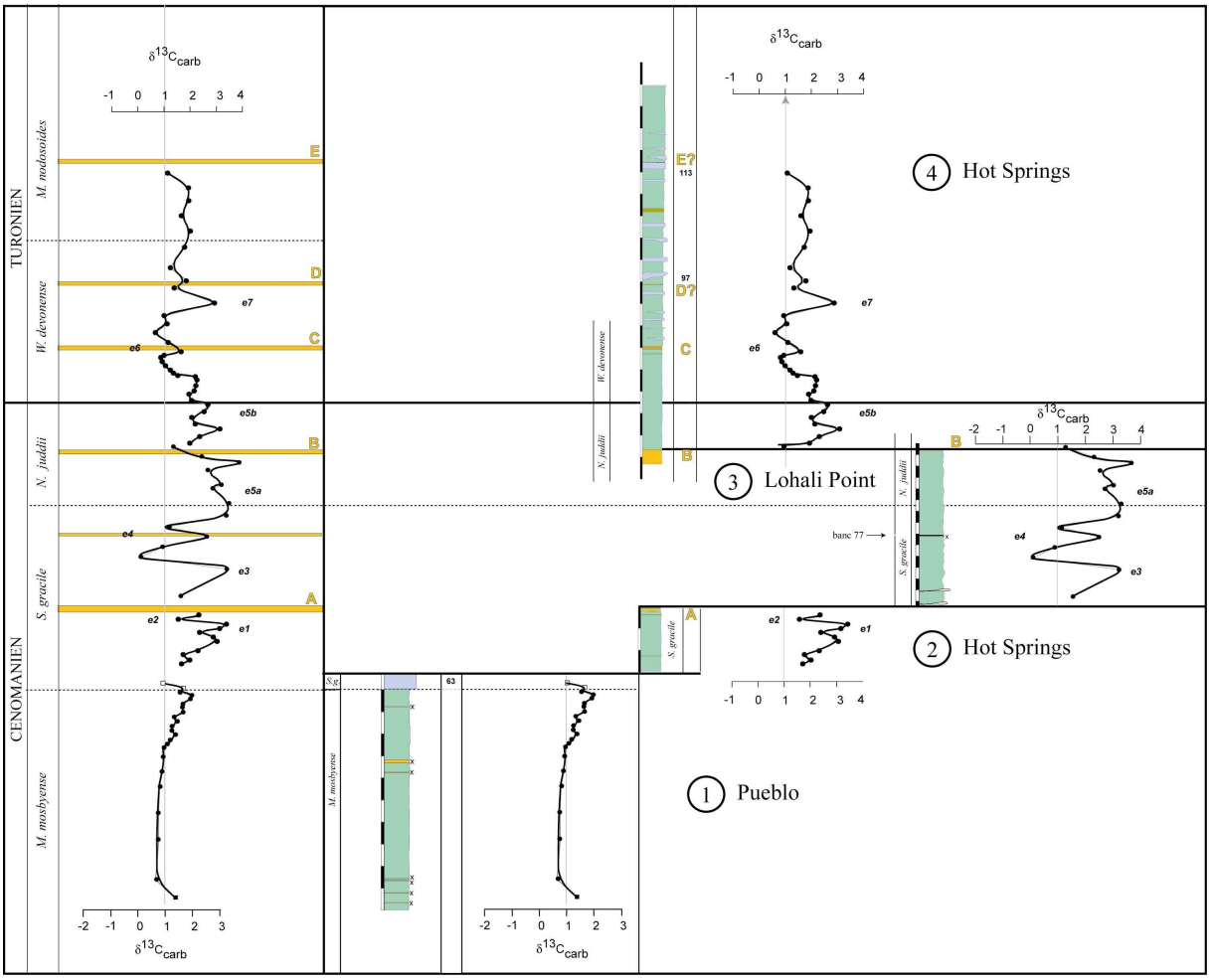


Figure III.16 : Proposition d'un signal composite type pour $\delta^{13}C_{carb}$ pour le passage Cénomanien-Turonien dans le bassin du Western Interior.

III.II. 5.2 - Proposition d'un signal-type composite du $\delta^{18}O_{carb}$

La reconnaissance du motif isotopique du $\delta^{18}O_{carb}$ en différents points du bassin (*i.e.* coupes de Lohali Point, de Pueblo et de Hot Springs) montre que ce signal n'a peut-être pas été complètement altéré par la diagenèse. Il pourrait rendre compte de modifications environnementales au passage Cénomanien-Turonien.

Les mêmes portions de coupes que celles prises pour le signal composite du $\delta^{13}C_{carb}$ ont été regroupées afin de proposer un motif isotopique-type pour l'évolution du rapport isotopique de l'oxygène dans le bassin nord américain (Fig.III.17).

Les fortes valeurs enregistrées dans la zone d'ammonites à *S. gracile* paraissent être un caractère commun à la plupart des coupes. Cet événement pourrait correspondre à une phase de refroidissement et/ou d'augmentation de la salinité.

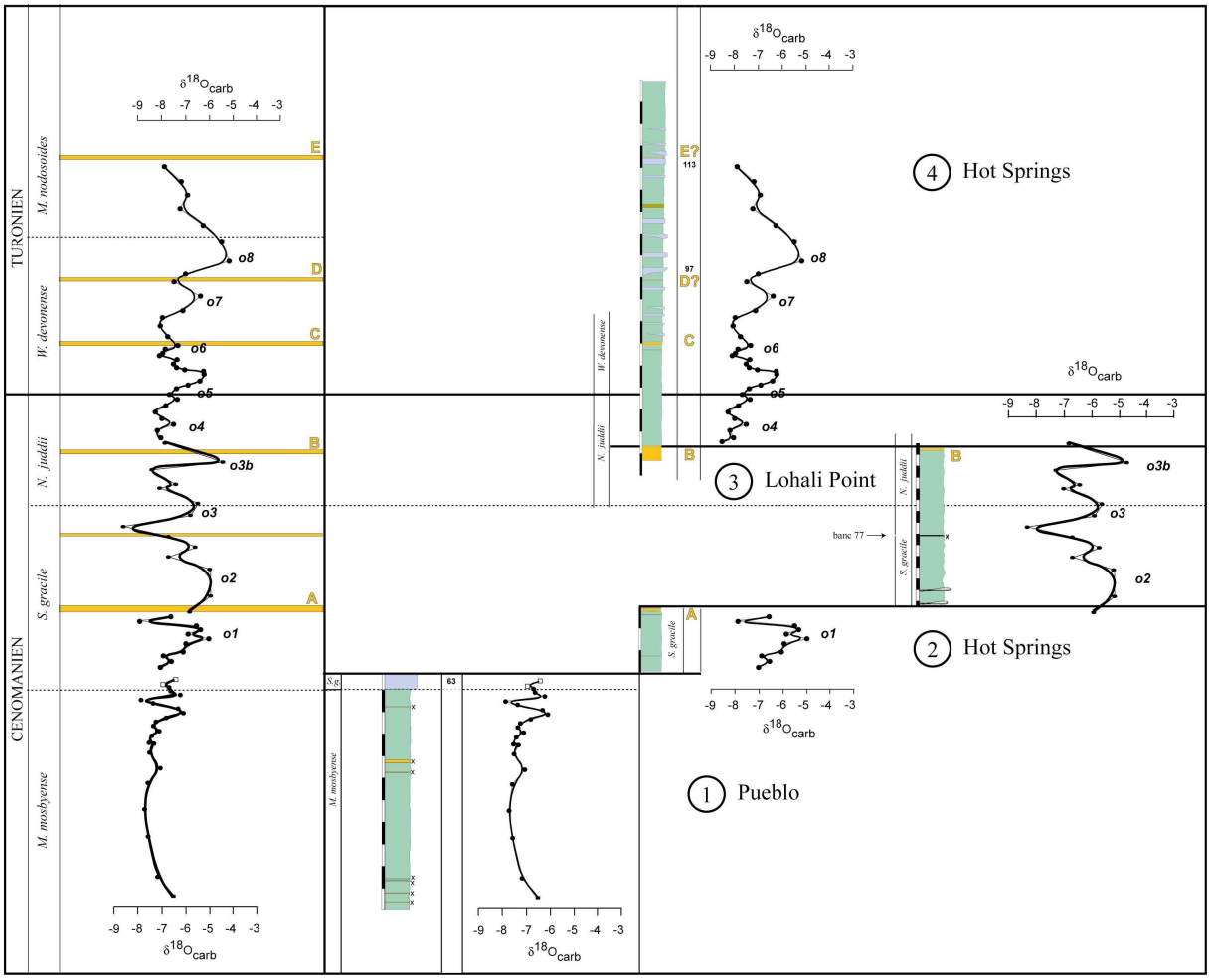


Figure III.17 : Proposition d'un signal composite type pour $\delta^{18}O_{carb}$ pour le passage Cénomanien-Turonien dans le bassin du Western Interior.

III.II. 5.3 - Perspectives

A l'échelle mondiale, pour le $\delta^{13}C$, trois événements isotopiques sont classiquement enregistrés (cf. Partie I. Chapitre I ; Fig.I.8) dans d'autres domaines paléogéographiques que ce soit à Wadi Balhoul sur la marge sud de la Téthys (Caron *et al.*, *sous presse*), à Eastbourne dans le bassin anglo-parisien (Gale *et al.*, 1995 ; Paul *et. al*, 1999) ou encore à Pont d'Issole dans le bassin vocontien (Morel, 1998). Ces trois événements (1, 2, 3 de la figure II.8) correspondraient aux événements e1, e5a et e5b définis dans cette étude. Toutefois, sept événements ont été reconnus dans cette étude. Leur validité et leur reproductibilité en différents points du bassin ont été confirmées par leur intégration dans le cadre téphrochronologique à haute résolution. L'ensemble de ces événements pourrait donc être également identifiés à l'échelle globale, leur reconnaissance permettrait d'établir des corrélations à plus haute résolution entre différents domaines paléogéographiques. Pour le passage Cénomanien-Turonien, les coupes du bassin nord américain, avec la présence des bentonites, seraient par suite des références permettant un calage temporel fin de ces divers événements isotopiques.

CHAPITRE III

SIGNAUX BIOLOGIQUES

III.III. 1 - Introduction

Les deux premiers chapitres de cette partie ont permis d'établir un schéma de corrélation à haute résolution pour le bassin du Western Interior. Désormais, les hiatus ainsi que les différents événements paléocéanographiques enregistrés par les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène sont parfaitement contraints temporellement.

Les différents événements dont témoignent les signaux isotopiques du $\delta^{13}C_{carb}$ et du $\delta^{18}O_{carb}$ doivent rendrent compte de profondes modifications environnementales. Celles-ci ont dû fortement influer sur l'évolution de la faune et de la flore marine de la grande mer épicontinentale.

Par suite, les signaux biologiques vont maintenant être intégrés dans le cadre téphrochronologique afin de tester si la réponse des organismes marins est synchrone à l'échelle du bassin mais aussi de tenter d'accéder aux causes des différentes perturbations paléocéanographiques.

III.III. 2 - Microfaciès

L'étude des lames minces réalisées dans les niveaux carbonatés et mais également dans les horizons marneux les plus indurés ont permis une analyse fine des microfaciès, témoins de l'état d'oxygénation des eaux de fond. Les deux types faciès (*i.e.* anoxique et oxygéné) ont été définis lors de la présentation des résultats acquis à Pueblo (cf. Partie II. Chapitre II). L'évolution temporelle de ces microfaciès a été décrite pour certaines coupes (lorsque cette étude était réalisable) au cours de la deuxième partie de ce manuscrit.

III.III. 2.1 - Relations des microfaciès avec la distribution des foraminifères planctoniques

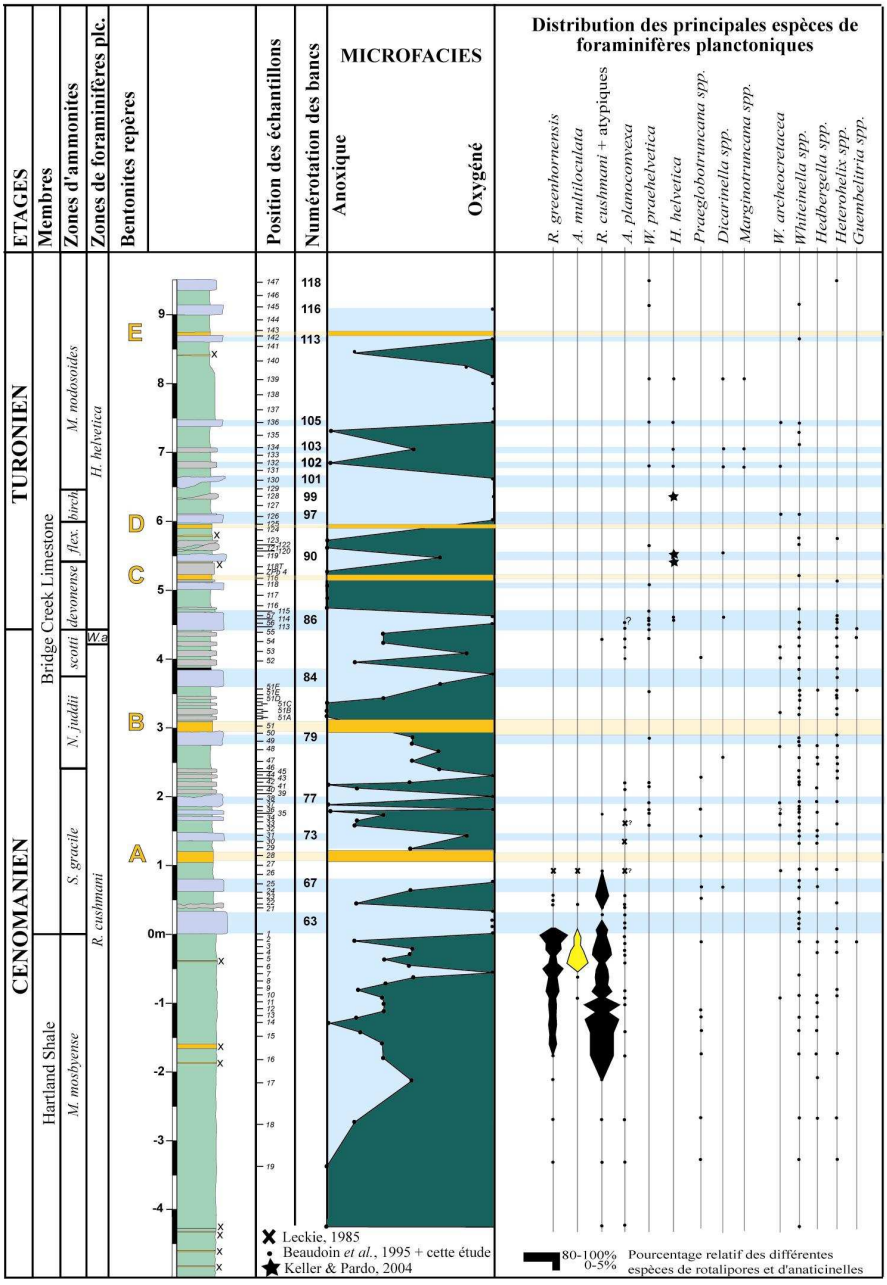


Figure III.18 : Evolution temporelle des microfaciès en regard de la distribution des foraminifères planctoniques (Pueblo, Colorado).

La distribution des microfaciès à Pueblo (Fig.III.18) présente une alternance cyclique entre des environnements oxygénés et hypoxiques à anoxiques qui se surimpose à une cyclicité lithologique (marnes/calcaires). La distribution des foraminifères semble fortement dépendante de cette organisation cyclique (Beaudoin *et al.*, 1995).

Ainsi, les niveaux sous-jacents au banc 86 correspondent à une succession de petits bancs de calcaires marneux, hypoxiques à oxygénés, où de rares occurrences de *R. cushmani* atypique ont été retrouvées en association avec *A. planoconvexa*. En revanche, au-dessus du banc 77 et jusqu'au banc 84, s'étend, d'après les vitesses de sédimentation proposées par Sageman *et al.* (1998), une période d'environ 230 000 ans, fortement anoxique, durant laquelle aucune *Rotalipora s.l.* n'a été reconnue.

De même *H. helvetica*, dont la première occurrence se situe dès le banc carbonaté 86, fortement oxygéné, ne s'observe pas dans les niveaux anoxiques localisés directement au-dessus du banc 86. De rares spécimens de cette espèce index sont de nouveau identifiés au niveau des bancs repères 90 et 99 à la faveur d'un retour vers des environnements plus oxygénés. Puis, *H. helvetica* est déterminé par tous les auteurs dans le banc carbonaté 102 à la suite d'une phase de ré-oxygénation.

D'une manière générale, les horizons correspondants à des retours vers des milieux plus oxygénés présentent une microfaune plus spécialisée et diversifiée (Fig.III.18).

III.III. 2.1.1 - Relations des microfaciès avec les occurrences de *Rotalipora s.l.* (zone d'ammonites à *M. mosbyense* de la coupe de Pueblo, Colorado) :

Sous le banc 63, de nombreux spécimens d'anaticinelles ont été observés en association avec leurs ancêtres *Rotalipora*. Pour expliquer l'origine de *Anaticinella*, morphotype globuleux, l'hypothèse, Leckie (1985) propose que ces organismes perdent leur carène afin de rester dans des eaux plus superficielles et moins touchées par l'anoxie. Par suite, si l'on s'attache aux relations qui lient la distribution des anaticinelles (et leur abondance) aux microfaciès (Fig.III.19), on constate que l'événement à *A. multiloculata* est contemporain de passées plus hypoxiques. De plus, il est intéressant de noter que l'abondance de *A. multiloculata* évolue exactement à l'inverse de celle de *R. greenhornensis*. Les mêmes constations ont été faites à Las Animas, à cent cinquante kilomètres de Pueblo (Fig.II.13, II.14). Ces observations s'accordent avec l'hypothèse émise par Leckie (1985). Ainsi, quand des environnements moins oxygénés (traduisant une stratification de la tranche d'eau) se mettent en place, les anaticinelles prennent le pas sur les rotalipores. Cet événement pourrait traduire une sélection de type r (cf. Annexe 2) avec l'élimination des formes complexes au profit des formes globuleuses et moins exigeantes.

Toutefois, il est possible de se demander pour quelle raison les anaticinelles abondent à ce niveau. En effet, des passées hypoxiques à anoxiques sont également distingués dans les niveaux sous-jacents ; la proportion d'anaticinelles y reste modérée avec de très rares spécimens observés. Si les microfaciès rendent compte des fluctuations des conditions d'oxygénation des eaux de fond, ils ne permettent pas de remonter aux processus qui ont conduit à ces modifications ni d'attester de leur caractère local ou global.

Une autre question pouvant être abordée concerne les abondances des deux espèces d'anaticinelles présentes à Pueblo. En effet, si *A. multiloculata* connaît un essor spectaculaire sous le banc 63, en revanche, *A. planoconvexa* demeure minoritaire. Les deux espèces de rotalipores ne répondent donc pas de la même façon aux modifications environnementales. Ainsi, *R. cushmani* reste bien représentée au cours de l'intervalle hypoxique où prolifère *A. multiloculata*. *R. cushmani* pourrait être, par suite, plus tolérante aux modifications environnementales. Cette résistance pourrait également expliquer sa persistance ainsi que celle de *A. planoconvexa* qu'au Cénomanien sommital.

Les travaux en laboratoire de Bijma *et al.* (1990) montrent que des espèces présentant des morphotypes proches n'ont pas forcément les mêmes seuils de tolérance aux variations de certains paramètres physico-chimiques (comme la température, la salinité ou encore le taux d'oxygène dissous).

PUEBLO (Colorado)

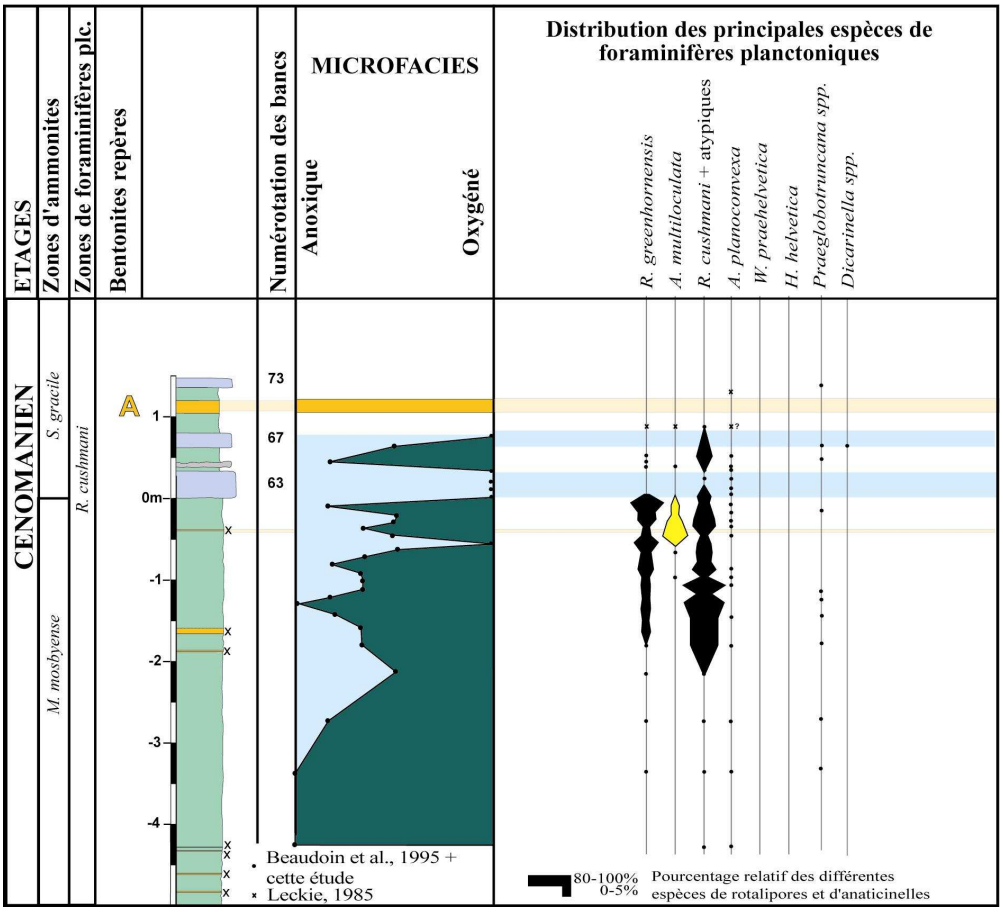


Figure III.19 : Evolution temporelle des microfaciès en regard de la distribution des foraminifères planctoniques ; agrandissement sur la partie supérieure de la zone d'ammonites à <u>M. mosbyense</u> (Pueblo, Colorado).

III.III. 2.1.2 - <u>Relations des microfaciès avec la distribution des formes de transition entre *W. praehelvetica* et *H. helvetica* (Coupe de Hot Springs, Dakota du Sud) :</u>

Un autre exemple de la relation liant l'évolution des microfaciès à la distribution des foraminifères planctoniques peut être pris à Hot Springs entre les bentonites B et D. Cet intervalle de temps encadre la limite Cénomanien-Turonien et correspond à l'acmé de l'événement anoxique océanique. Cette période a été finement échantillonnée à Hot Springs et permet une étude à haute résolution de la réponse de la microfaune et des microfaciès aux perturbations environnementales (Fig.III.20). De plus, aucune lacune dans l'enregistrement sédimentaire ne serait enregistrée à ce niveau.

A Hot Springs, les formes de transition entre *W. praehelvetica* et *H. helvetica* ont été observées très précocement avec, une première occurrence, déterminée en forme dégagée, juste au-dessus de la bentonite B (Fig.III.20). La distribution de ces morphotypes intermédiaires rend compte d'une étroite association avec les microfaciès. En effet, ces formes sont systématiquement relevées dans des niveaux plus oxygénés. Même s'il demeure hypoxique, un milieu légèrement plus favorable semble propice au développement de ces morphotypes qui tendent à acquérir une carène. Ainsi, il semble *a priori* paradoxal que de telles formes (tendant à devenir plus spécialisées) émergent au plein cœur de l'OAE2 (grande échelle). Pourtant, de brefs retours (à petite échelle) vers des environnements plus oxygénés pourraient être suffisants à leur apparition.

Ces exemples montrent que la distribution des foraminifères planctoniques est fondamentalement tributaire des conditions environnementales (dont rend compte, en partie, l'évolution des microfaciès).

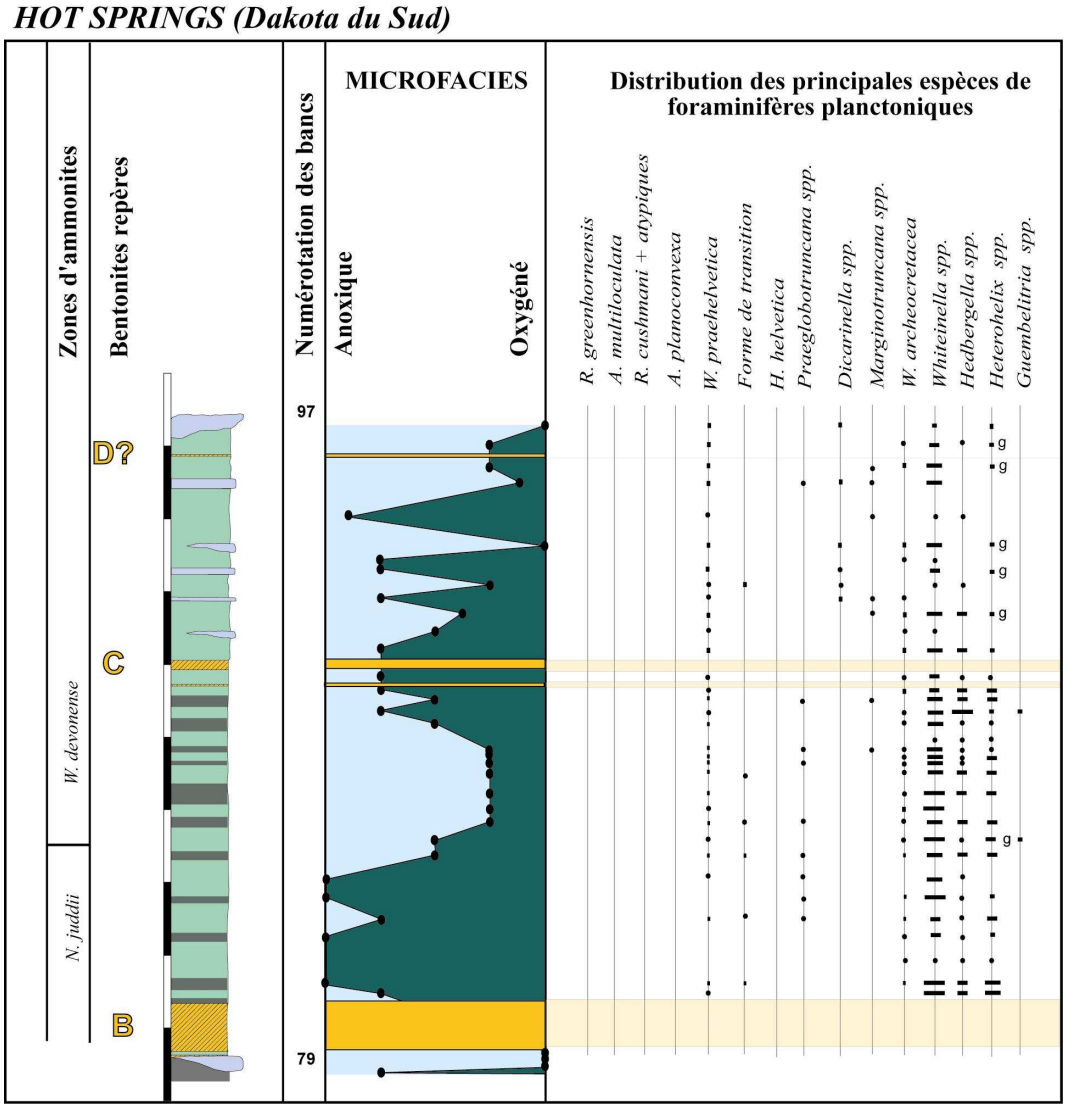


Figure III.20 : Evolution temporelle des microfaciès en regard de la distribution des foraminifères planctoniques ; agrandissement les niveaux compris entre les bentonites B et D (Hot Springs, Dakota du Sud).

III.III. 2.2 - Relations des microfaciès avec la distribution des foraminifères planctoniques et les rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone.

Au cours du chapitre précédant, la relation liant l'évolution des microfaciès à celle du rapport isotopique du carbone a été souligné. Ainsi les événements positifs du $\delta^{13}C$ sont invariablement contemporains, à Pueblo, de passées hypoxiques à anoxiques (Fig.III.21). Aucune corrélation systématique ne semble pouvoir être faite entre les microfaciès et le rapport isotopique de l'oxygène. Ainsi, si l'événement positif o8 est contemporain d'intervalles oxygénés, en revanche l'événement o6, de même ampleur, coïncide avec des microfaciès anoxiques.

Les mêmes exemples développés précédemment (coupe de Pueblo et de Hot Springs) vont être repris ici avec l'intégration des signaux isotopiques du carbone et de l'oxygène afin de voir quelles informations supplémentaires apportent ces signaux (Fig.III.22).

PUEBLO (Colorado)

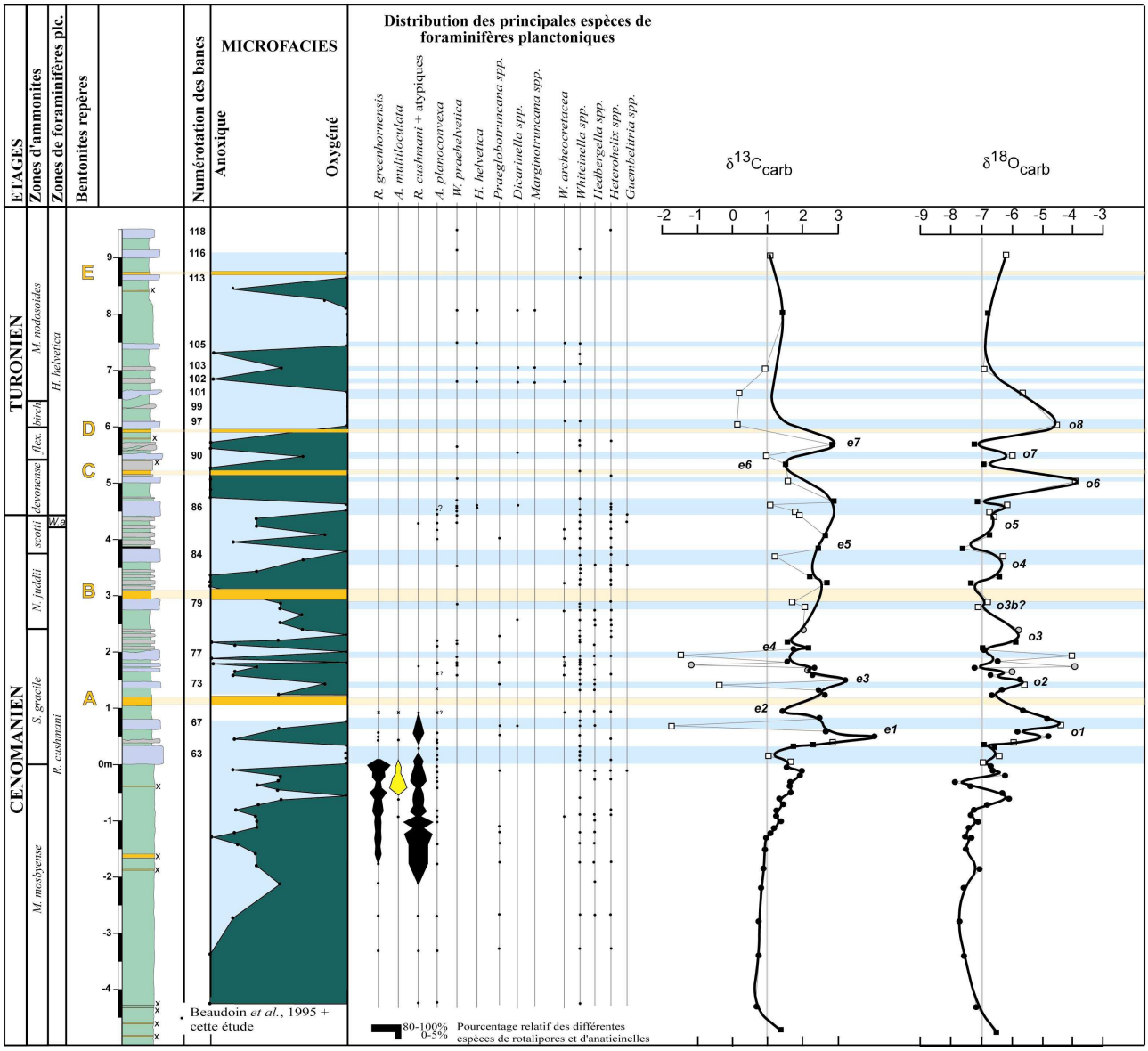


Figure III.21 : Evolution temporelle des microfaciès en regard de la distribution des foraminifères planctoniques et des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène (Pueblo, Colorado).

III.III. 2.2.1 - Relation des microfaciès et des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène avec les occurrences de *Rotalipora s.l.* de la zone à *M. mosbyense* pour la coupe de Pueblo (Colorado) :

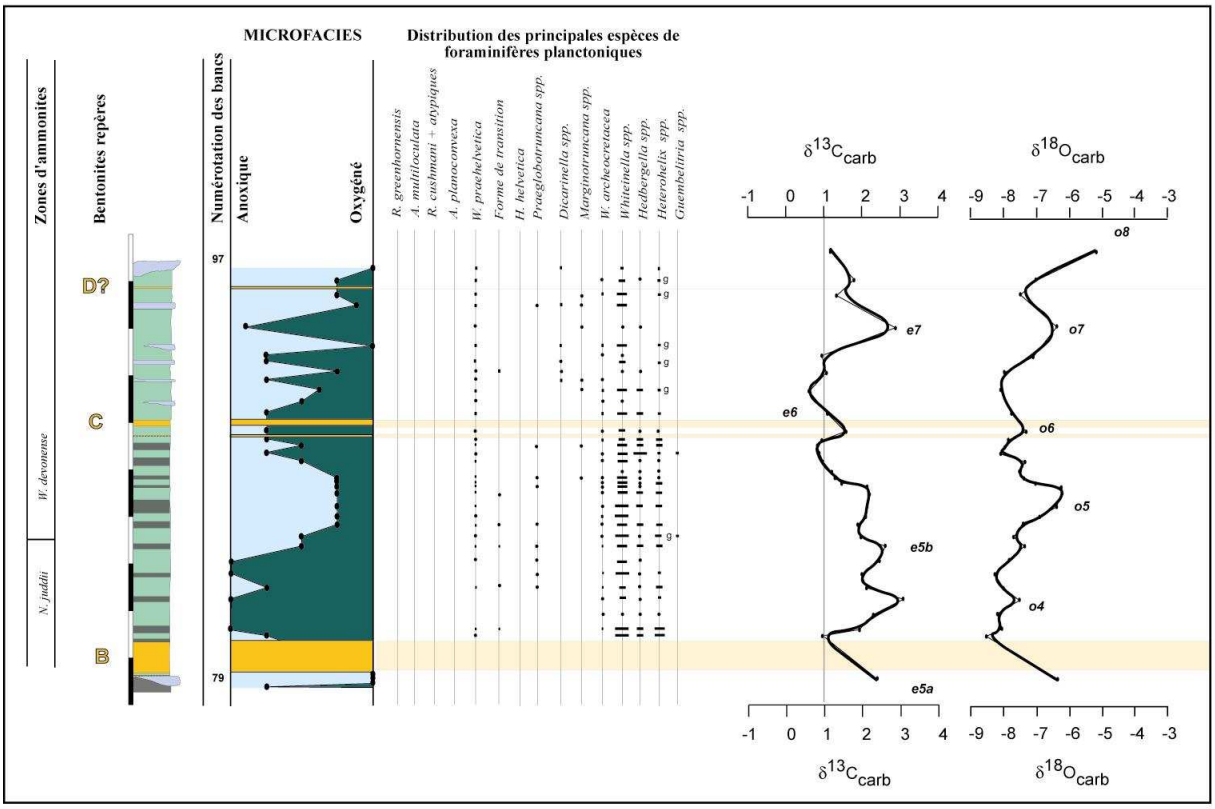
La figure III.22, pour la coupe de Pueblo, intègre les microfaciès, la distribution des foraminifères planctoniques et l'évolution des rapports isotopiques de l'oxygène. Ainsi, l'événement à *A. multiloculata* coïncide avec une hausse légère mais significative du $\delta^{13}C$. Ces mesures s'accordent avec la présence de microfaciès hypoxiques pour cet intervalle. Le $\delta^{18}O$ marque en revanche une diminution (Fig.III.22). Celle-ci pourrait être interprétée comme le résultat d'apports d'eau douce dans le bassin (précipitations accrues) entraînant une stratification de la tranche et, par suite, des conditions anoxiques sur le fond.

III.III. 2.2.2 - Relation des microfaciès et des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène avec la distribution des formes de transition entre *W. praehelvetica* et *H. helvetica* (Coupe de Hot Springs, Dakota du Sud) :

Comme pour la coupe de Pueblo, l'évolution des microfaciès à Hot Springs et celle du rapport isotopique du carbone présentent des tendances identiques (Fig.III.22). Ainsi, les deux premiers tiers de l'événement e5b concordent bien avec des microfaciès anoxiques. Un bref retour à un milieu plus oxygéné est même enregistré à la base de cet événement par les deux signatures. De même, les événements e6 et e7 sont contemporains des passées hypoxiques à anoxiques (Fig.III.22).

La seule différence observée concerne la partie supérieure de l'événement e5b que ne signent pas les microfaciès. Cette réponse différente pourrait être expliquée par la hausse progressive du $\delta^{18}O$ (*i.e.* o5) dont les valeurs atteignent leur maximum à la fin de l'événement e5. Un retour vers des conditions plus marines avec, une diminution de la stratification de la tranche d'eau, pourrait avoir un effet tampon par rapport à l'événement anoxique océanique.

HOT SPRINGS (Dakota du Sud)



PUEBLO (Colorado)

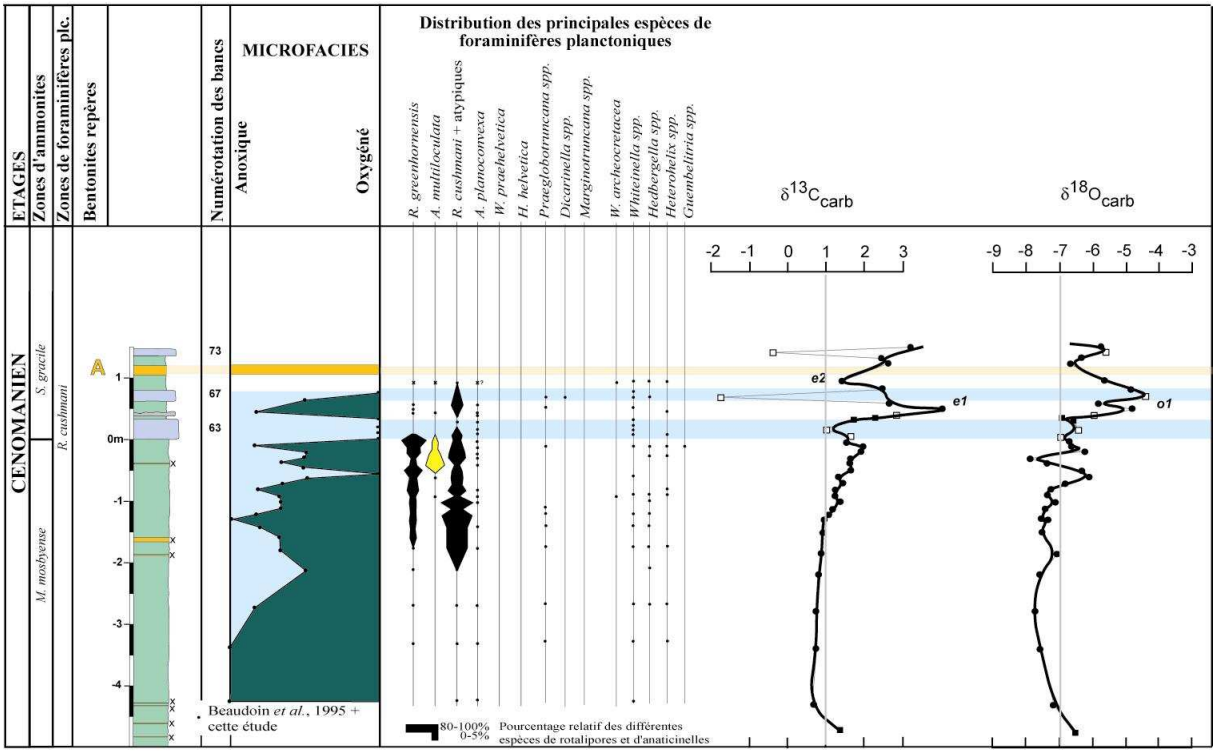


Figure III.22. Agrandissements des coupes de Hot Springs (en haut) et de Pueblo (en bas) permettant de mettre en relation l'évolution des microfaciès, la distribution des foraminifères planctoniques et les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène.

III.III. 3 - Evénements biologiques

D'autres événements biologiques peuvent être soulignés et attestent de bouleversements paléocéanographiques locaux et/ou globaux. La position stratigraphique de chacun d'entre eux va pouvoir désormais être intégrée dans le schéma de corrélation à haute résolution afin de tester dans un premier temps leur caractère synchrone, ou non, à l'échelle du bassin et d'accéder dans un second temps aux modifications environnementales qui les ont déclenchés.

III.III. 3.1 - La « zone à benthiques »

La base de la zone d'ammonites à *S. gracile*, avec la mise en place d'une communauté de foraminifères benthiques abondants et diversifiés, correspond à un événement majeur pour le bassin du Western Interior et est désigné par Eicher & Worstell (1970) comme la « zone à benthiques ». Au cours des deux parties précédentes, selon les données bibliographiques et cette étude, nous avons vu que son extension semblait être quasi synchrone à l'échelle du bassin.

III.III. 3.1.1 - Extension spatiale et temporelle :

Pour la transversale ouest est, l'ensemble des données (Fig.III.23) montre que la « zone à benthiques » s'étend des niveaux sous-jacents au banc 63 jusqu'à l'horizon marneux situé au-dessus du banc 77 pour les coupes de Pueblo, de Graneros et de Elm. Cet événement couvre donc une grande partie de la zone d'ammonites à *S. gracile*.

Toutefois, il faut noter, d'après les données de Eicher & Worstell (1970) que la « zone à benthiques » pourrait débuter plus précocement sur la bordure orientale stable (Fig.I.37 ; III.25) et traduirait un léger diachronisme.

Les comptages réalisés par Leckie *et al.* (1998) à Pueblo révèlent que la proportion de foraminifères benthiques à affinité téthysienne varie au cours de cet intervalle. Ainsi, ce type de benthique est le plus représenté entre l'interbanc marneux situé sous le banc 67 et le toit du banc 73 (Fig.III.23). Juste au-dessus de ce banc repère, leur abondance chute brusquement. Ils vont de nouveau s'accroître (sans pour autant atteindre l'essor qu'ils avaient connu autour de la bentonite A) jusqu'au banc 77 puis décliner progressivement au-dessus de celui-ci.

Pour la transversale nord-sud, les foraminifères benthiques sont également plus abondants et diversifiés au niveau de l'intervalle de temps compris entre le banc 63 et les niveaux situés autour du banc 77 (Fig.III.23). A Hot Springs, la « zone à benthiques » se termine sous la bentonite A (Fig.III.23). Ceci s'accorde avec la lacune de la partie supérieure de la zone d'ammonites à *S. gracile* qui a été mise en évidence précédemment. Toutefois, la « zone à benthiques » ne s'arrête pas juste sous la bentonite A, mais, quelques dizaines de centimètres au-dessous. Cette différence pourrait rendre compte d'un léger diachronisme.

Il est aussi à noter que l'association de la « zone à benthiques » contient de nombreux spécimens agglutinés d'affinité boréale (Fig.II.32, III.23). De part sa position latitudinale, plus haute, la coupe d'Hot Springs pourrait être également soumise à des influences boréales.

La « zone à benthiques » apparaît donc être un événement synchrone à l'échelle régionale en dépit de légers diachronismes (au nord et sur la plate-forme orientale stable) qui n'excéderaient pas 20 000 ans (selon le taux de sédimentation de 2 cm /1000 ans proposé par Sageman *et al.*, 1998 pour le sommet de la formation de « Hartland Shale »).

Pour les coupes les plus méridionales (Rio Grande, Texas), sous influence téthysienne, cet événement serait masqué par une population de benthiques plus commune (Frush & Eicher, 1975).

Dans l'état actuel de cette étude, nous ne savons pas jusqu'à quelle latitude la « zone à benthique » peut être enregistrée dans le nord du bassin du Western Interior. D'autres coupes levées et échantillonnées au cours des missions de terrain passées, au Montana et au Canada, permettront de poursuivre cette investigation.

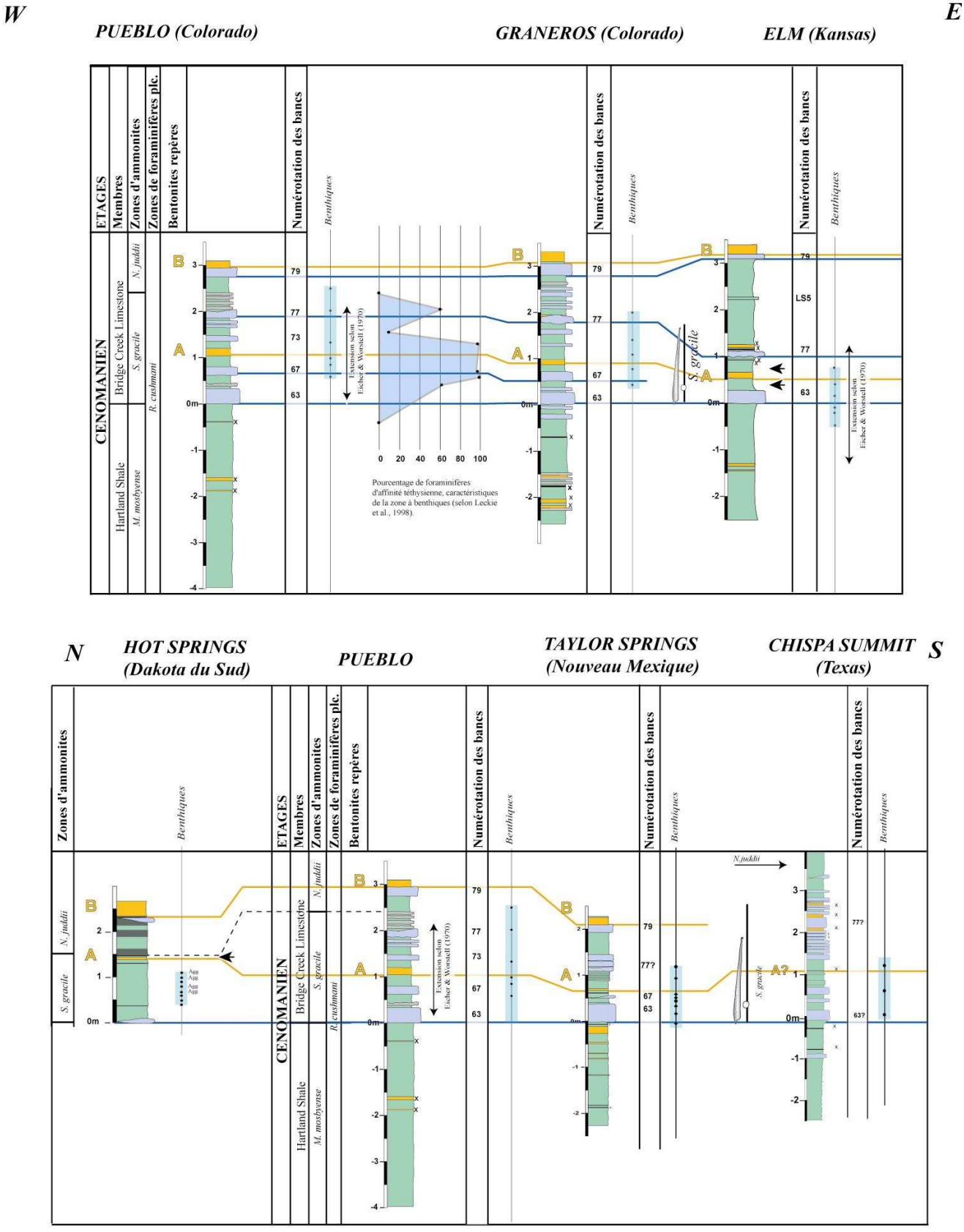


Figure III.23 : Evolution spatiale et temporelle de la zone à benthiques inscrite dans le cadre téphrochronologique. La position des hiatus est indiquée par des flèches.
Biozonation des ammonites d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000) à Pueblo, selon Elder (1987a) à Hot Springs et selon Kennedy et al. (1989) à Chispa Summit.

III.III. 3.1.2 - Relation avec les autres signaux :

Le déclenchement et l'extension de cette « zone » doivent témoigner d'un événement paléogéographique majeur dans le bassin. Il pourrait s'agir d'une incursion de masses d'eau téthysiennes dans le bassin, contribuant à la migration d'espèces benthiques (Eicher & Worstell, 1970 ; Leckie *et al.*, 1998). La persistance de ces organismes nécessite des eaux de fond bien oxygénées. En conséquence, l'évolution des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène doit également rendre compte de cet événement.

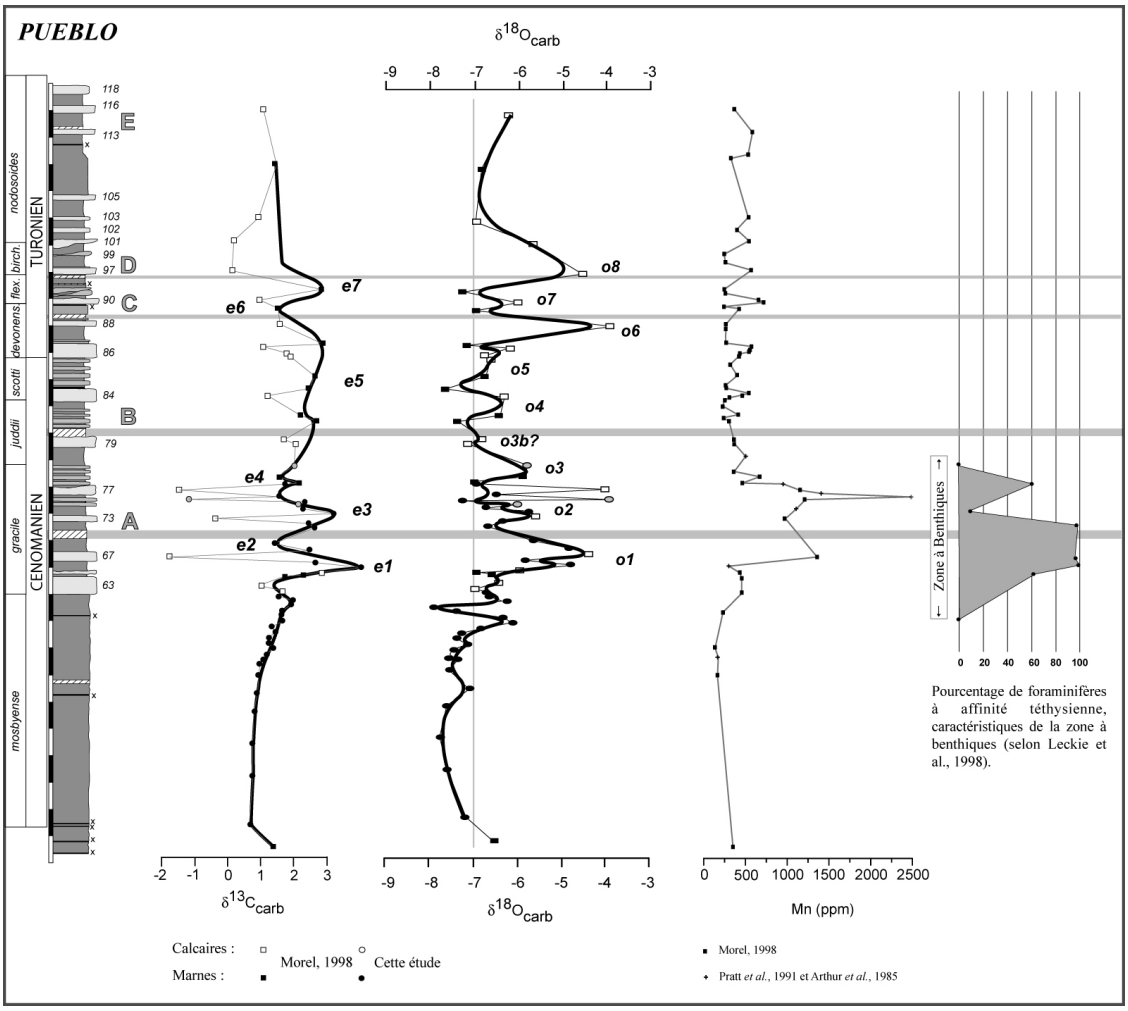


Figure III.24 : Courbes isotopiques du carbone et de l'oxygène mises en relation avec l'évolution des teneurs en manganèse (selon Arthur et al., 1985 ; Pratt et al., 1991 ; Morel, 1998) et de l'évolution de la population de foraminifères benthiques à affinité téthysienne (selon Leckie et al., 1998).

La comparaison de l'évolution du $\delta^{13}C_{carb}$ et de la distribution et de l'abondance des foraminifères benthiques à Pueblo atteste d'un lien étroit entre les deux signaux (Fig.III.24). Ainsi, les espèces benthiques sont clairement plus abondantes au cours des événements négatifs e2 et e4. Ceux-ci pourraient, par suite, correspondre à deux phases de réoxygénation des eaux de fond. Les microfaciès oxygénés identifiés dans les mêmes niveaux témoignent également de milieux plus oxygénés (Fig.II.35, III.18). L'augmentation des teneurs en manganèse (sensible aux conditions d'oxygénation) s'accorde avec cette hypothèse. En effet, les événements e2 et e4 sont contemporains d'un fort enrichissement en cet élément (Arthur *et al.*, 1985 ; Pratt *et al.*, 1991 ; Morel, 1998). Il est intéressant de noter qu'une parfaite corrélation peut être établie entre les fluctuations du manganèse et l'évolution de l'abondance des foraminifères benthiques (Fig.III.24). Ainsi, la chute de celle-ci

coïncide non seulement avec une rapide augmentation des valeurs du $\delta^{13}C_{carb}$ (événement e3) mais également avec la diminution du Mn.

Ce double épisode de réoxygénation peut être interprété comme une recrudescence des circulations océaniques permettant aux eaux bien oxygénées issues du golfe du Mexique de gagner le nord. L'incursion de cette masse d'eau téthysienne, avec un taux de salinité plus élevé est également clairement enregistrée par l'excursion positive du $\delta^{18}O_{carb}$ (événement o1) à la base de la zone d'ammonites à *S. gracile* (Fig.III.24).

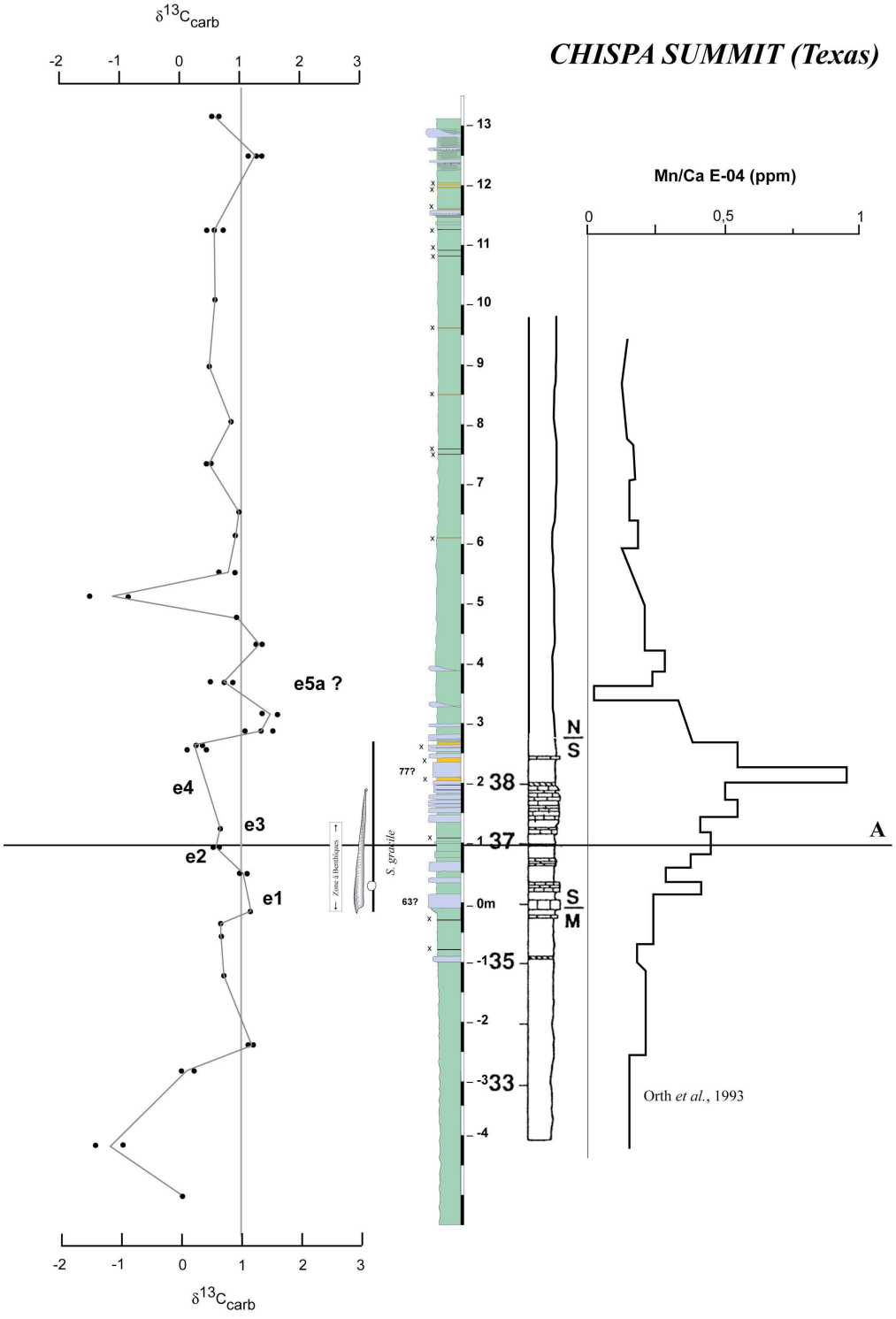


Figure III.25 : Courbe isotopique du carbone mise en relation avec l'évolution des teneurs en manganèse.

De la même manière, l'augmentation des teneurs en manganèse est également relevée à Chispa Summit, dans la zone d'ammonites à *S. gracile* (Orth *et al.*, 1993). Cet accroissement semble être, comme à Pueblo, le témoin d'une phase de réoxygénation. Ainsi, l'évolution des valeurs du $\delta^{13}C$ présente (Fig.III.25) les mêmes tendances (moins marquées à Chispa Summit). Une baisse du rapport isotopique du carbone (e4) coïncide avec les plus fortes teneurs en manganèse. Toutefois la distinction de deux phases d'oxygénation, bien définies à Pueblo, reste pour l'instant plus ténue à Chispa Summit (*i.e.* l'événement corrélé comme e2 est bien contemporain d'une petite augmentation du Mn mais sans commune mesure avec les valeurs acquises à Pueblo).

III.III. 3.2 - L'événement à Heterohelix

L'événement à *Heterohelix* semble synchrone à l'échelle régionale. En effet, l'augmentation de ces formes opportunistes a été relevée par Leckie *et al.* (1998) sous la bentonite B, à la fois à Lohali Point et à Pueblo. Quant à cette étude, elle rend compte de la présence de cet événement également sous la bentonite B pour la coupe plus septentrionale de Hot Springs (Dakota du Sud) mais aussi sur la bordure orientale stable à Elm (Kansas). Au sud, cet événement a été identifié jusqu'à Taylor Springs (Nouveau Mexique). L'essor de ce morphotype bisérié, peu exigeant, au détriment des autres morphotypes plus spécialisés, rend compte d'un important stress écologique. Celui-ci pourrait être en relation avec la progression de l'anoxie océanique.

La comparaison de l'augmentation de ces espèces, développant une stratégie r (Annexe 2), et des microfaciès montre que leur accroissement est contemporain d'une asphyxie progressive des eaux de fond (Fig.III.26). Cette observation s'accorde avec l'enregistrement, dans les mêmes niveaux, de l'événement positif e5 du $\delta^{13}C_{carb}$ à la fois pour les coupes de Lohali Point et de Pueblo. L'évolution du $\delta^{18}O_{carb}$ traduit une baisse de la salinité des eaux de surface (événement o3, Fig.III.27). Celle-ci est sans doute engendrée par une augmentation des précipitations conduisant à un accroissement des apports dans le bassin. Par suite, la tranche d'eau se stratifie, favorisant des conditions anoxiques.

Les mêmes relations ont été observées pour les coupes de Elm (Kansas), de Hot Springs (Dakota du Sud) et Taylor Springs (Nouveau Mexique).

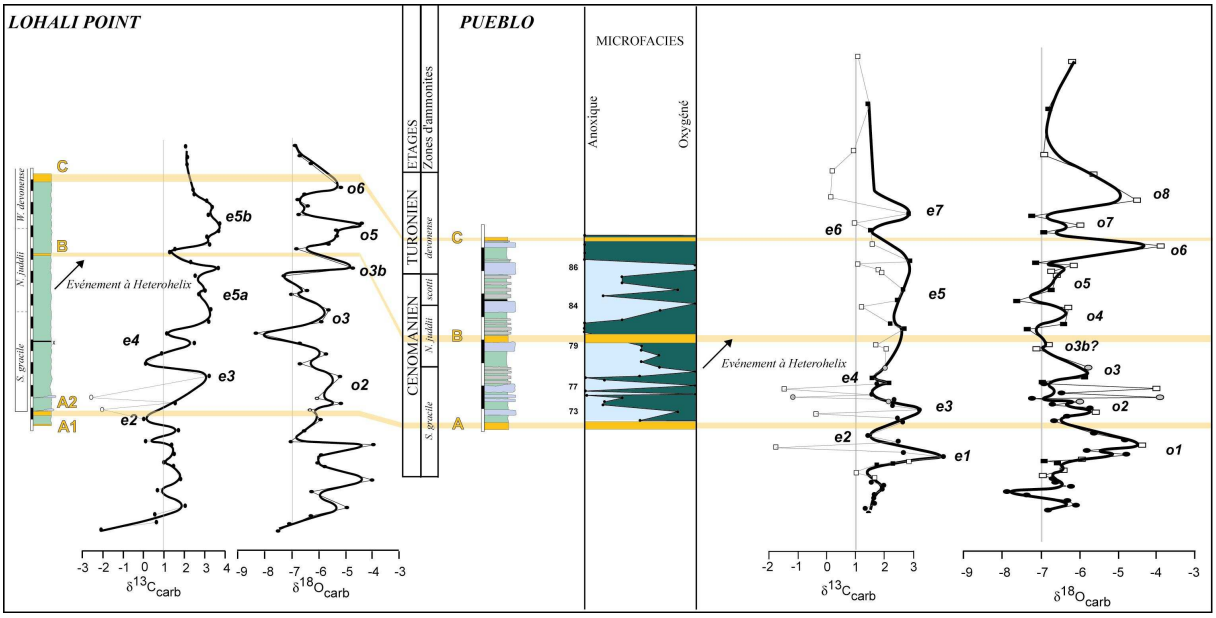


Figure III.26 : Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène par rapport à l'événement à <u>Heterohelix</u> (celui-ci est placé selon Leckie et al., 1998 à Lohali Point) ; agrandissement des niveaux compris entre les bentonites A et C à Lohali Point (Arizona) et à Pueblo (Colorado).

III.III. 3.3 - L'événement à filaments

L'événement à filaments est un événement synchrone à l'échelle régionale pour des coupes situées à la même paléolatitude. En effet, ces juvéniles de bivalves, présents en masse dans certains niveaux, ont systématiquement été retrouvés sous la bentonite C pour les coupes de Elm, de Graneros, de Las Animas, de Pueblo et de Taylor Springs (Fig.III.27). Un léger diachronisme est cependant noté à Elm où cet événement, un peu plus précoce, débute sous le banc 86 (Fig.II.13). Le schéma de corrélation à haute résolution indique que cet événement est contemporain des motifs isotopiques e6 ($\delta^{13}C_{carb}$) et o6 ($\delta^{18}O_{carb}$) pour les coupes du centre du Colorado, du centre et de l'ouest du Kansas, et, du nord du Nouveau Mexique (Fig.III.27). Par contre, cet événement est nettement diachrone du centre du Colorado au Sud du Texas. Ainsi, à Chispa Summit, il est enregistré plus précocement (Fig.II.37), de manière contemporaine avec les événements isotopiques e5a ($\delta^{13}C_{carb}$) et o3 ($\delta^{18}O_{carb}$). A Rio Grande, ces juvéniles de bivalves sont associés aux dernières rotalipores.

La mort prématurée de ces organismes doit être la conséquence de modifications océaniques drastiques comme la variation du taux d'oxygène dissous, de la salinité, ou encore de la température. Pour les coupes de Elm, de Graneros, de Las Animas, de Pueblo et de Taylor Springs (Fig.II.13, II.14, II.35, III.28), l'événement à filaments coïncide avec des dépôts hypoxiques. Toutefois, à Las Animas, il est contemporain de la première occurrence de *H. helvetica*. La coexistence de ce morphotype complexe, qui ne peut apparaître que dans un milieu oxygéné plus favorable, suggère que la disparition en masse des filaments n'est pas forcément une conséquence d'une anoxie trop prononcée. En effet, cet événement débute au sein de l'événement isotopique plus négatif e6 (Fig.III.27). La cause serait à rechercher dans des variations de températures et/ou de salinité. Que ce soit pour les coupes du Colorado et de sa région ou celle de Chispa Summit, cet événement s'amorce à la faveur d'une forte augmentation du $\delta^{18}O_{carb}$ (o3 ou o6, Fig.III.14, III.27)

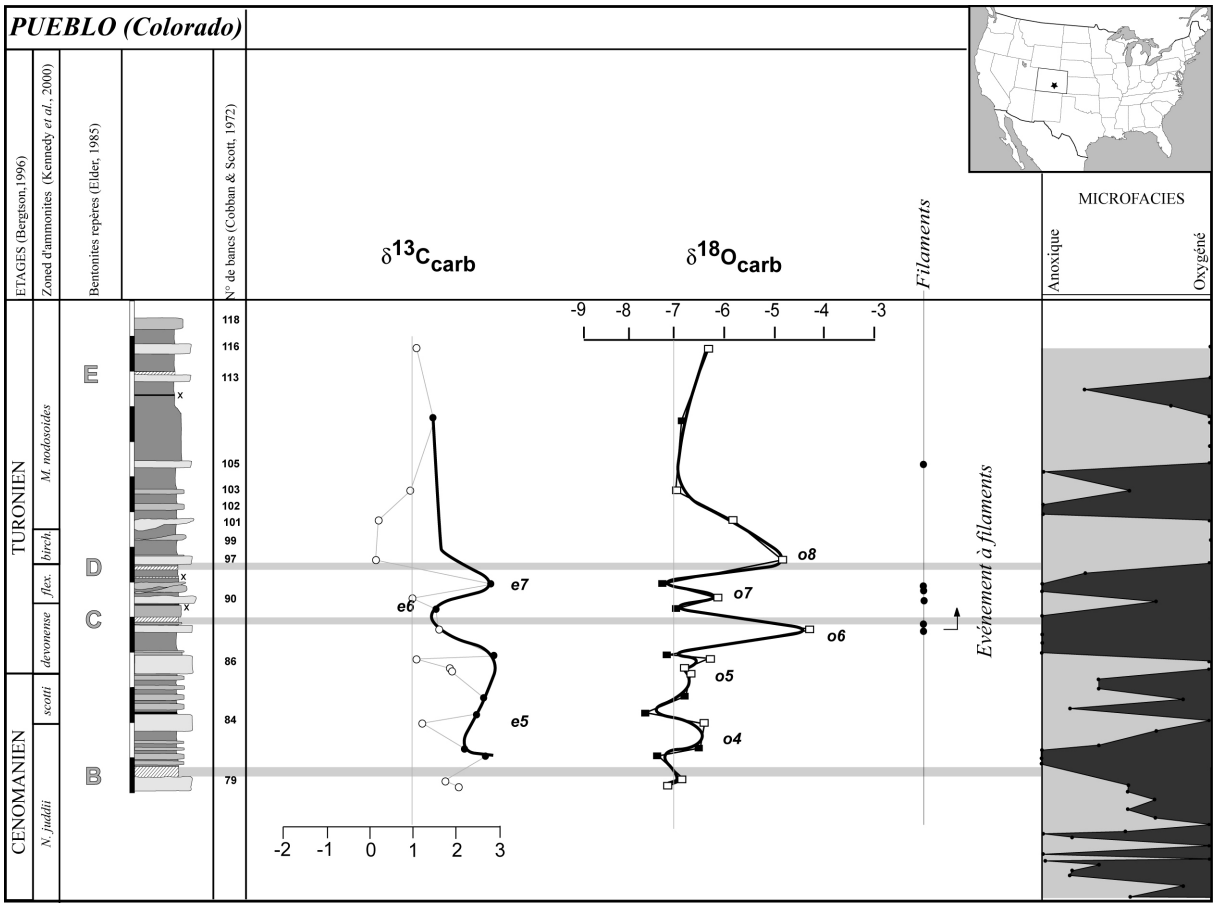


Figure III.27 : Evolution temporelle des microfaciès et des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène en regard de l'événement à filaments (Coupe de Pueblo).

III.III. 3.4 - L'événement à *Eprolithus floralis*

E. floralis, commun aux assemblages des hautes latitudes et/ou des masses d'eaux plus froides (Gorostidi & Lamolda, 1994 ; Thurow *et al.*, 2001), représente à Lohali Point 0 à 10% des espèces. Néanmoins, un mètre environ sous la bentonite B, une augmentation significative ce taxon, déjà signalée par Bralower (1988), est observée. Quelques centimètres seulement sous la bentonite B, *E. floralis* atteint près de 70% des taxa (Fig.III.28). Cet événement se termine entre les bentonites B et C.

Même si ce taxon s'avère une espèce résistante aux phénomènes de dissolution, l'excellente préservation et la diversité de la nannoflore à Lohali Point semblent indiquer que les variations observées au sein des assemblages sont représentatives du signal primaire et résultent bien de modifications environnementales. *E. floralis* est commun aux coupes les plus septentrionales du bassin comme au Canada à Riding Mountain (Bralower, 1988). La prolifération de *E. floralis* est synchrone d'une chute de *W. barnesae*, espèce généralement associée à une faible productivité et/ou à des eaux plus chaudes (Roth, 1989).

Cet événement « plus froid » pourrait s'accorder avec l'augmentation du $\delta^{18}O_{carb}$ (événement o3b et o5). Ainsi, dans la zone d'ammonites à *N. juddii*, il est intéressant de relever la relation qui lie l'évolution des *E. floralis* avec cette signature isotopique ; les valeurs les plus élevées du $\delta^{18}O_{carb}$ coïncident avec l'augmentation de *E. floralis*. De même, la brève diminution du $\delta^{18}O_{carb}$, juste au-dessus de la bentonite montre également une diminution des individus de ce taxon (Fig.III.28).

Par ailleurs, Watkins (1986) met en évidence pour les nannofossiles calcaires un maximum de renouvellement au sommet, ou, juste au-dessus de la zone d'ammonites à *N. juddii*. Il suggère que les arrivées successives de masses d'eaux boréales et téthysiennes expliquent ces bio-événements.

Des événements à *E. floralis*, également signalés au passage Cénomanien-Turonien dans d'autres domaines paléogéographiques et notamment dans le bassin de Tarfaya (Maroc) sont interprétés comme un renforcement des upwelling (Thurow *et al.*, 2001). L'événement à *E. floralis* pourrait donc indiquer des influences boréales accrues, sans doute favorisées par le bombement qui va limiter l'action des courants téthysiens dans le secteur de Lohali Point. L'absence de comptages bien contraints en d'autres points du bassin et une préservation médiocre de la nannoflore (notamment à Pueblo) ne permettent pas encore de suivre spatialement l'extension de cet événement.

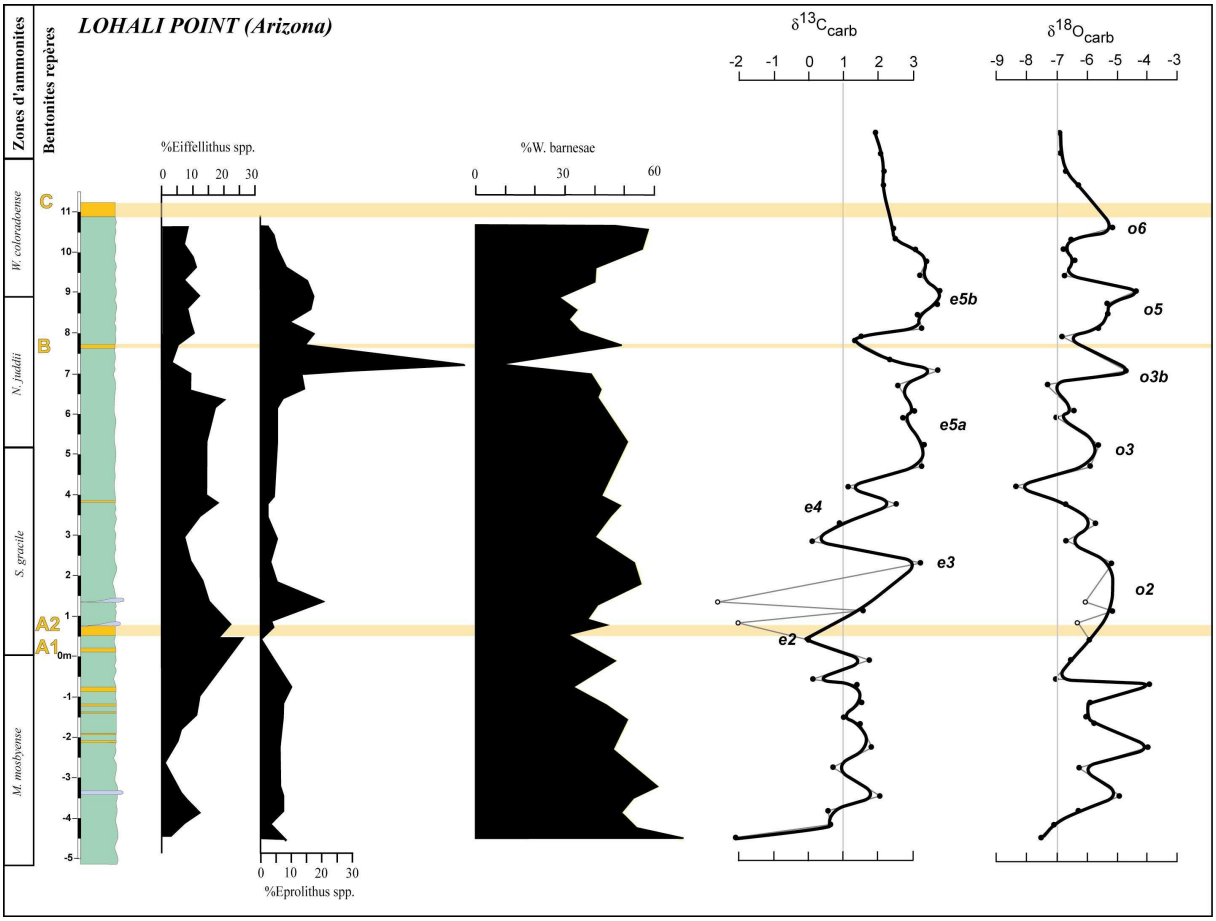


Figure III.28 : Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène à Lohali Point (Arizona) par rapport aux abondances relatives des principales espèces de nannofossiles calcaires.

III.III. 3.5 - Réponse de la macrofaune au développement de l'anoxie

Si le découpage en biozone d'ammonites est apparu, au cours de cette étude, homogène à l'échelle du bassin nord américain avec des limites de zone synchrone, ces céphalopodes doivent forcement avoir été perturbés par la montée de l'anoxie océanique. Pour le passage Cénomanien-Turonien, aucune extinction brusque et en masse n'est réellement observée, les auteurs (Elder, 1989 Harries & Kauffman, 1990 ; Hart & Leary, 1991 ; Gale *et al.*, 2000) préfèrent utiliser l'expression d'« extinctions en paliers ». Celles-ci pourraient correspondre aux différents événements paléocéanographiques mis en évidence au cours de cette partie.

Pour tester cette hypothèse, les données concernant la macrofaune de Elder (1989) et de Batt (1993), acquises à Pueblo, ont été intégrées dans le cadre téphrochronologique à haute résolution (Fig.III.29).

Les travaux de Batt (1993) soulignent une distribution faunistique tributaire des conditions d'oxygénation (Fig.III.29). Ainsi, cet auteur propose d'utiliser la distribution des ammonites dans la tranche d'eau comme indicateur de l'état d'oxygénation des masses d'eaux. L'abondance relative des morphotypes nectobenthiques (*Calycoceras*, *Metoicoceras*) indique une oxygénation des eaux de fond. Ces formes sont effectivement observées à la base de la zone d'ammonites à *S. gracile* et disparaissent lorsque la première incursion de l'anoxie (événement e1 ; Fig.III.29). Des spécimens de *Metoicoceras* seront de nouveau relevés entre les bentonites D et E quand les conditions du milieu redeviennent plus favorables. En revanche, la présence des morphotypes pélagiques (*Sciponoceras*, *Watinoceras*, *Collignoniceras*) laisse pressentir une anoxie prononcée dans la tranche d'eau (Fig.III.29). Ainsi, ces genres survivent aux événements e1, e3 et e5a (Fig.III.29).

Si l'on compare les différents paliers d'extinction proposés par Elder (1989), on constate que ceux-ci coïncident avec des pics d'anoxie dont témoignent les événements e3, e4 (*i.e.* l'augmentation des valeurs comprise dans l'événement négatif e4), e5 et e7 du $\delta^{13}C_{carb}$ (Fig.III.29).

Les principaux paliers d'apparition de la macrofaune concordent clairement avec les événements o1, o2, o3, o5, o6 et o8 du $\delta^{18}O_{carb}$ caractérisant le retour à des conditions plus marines dans le bassin (baisse de la stratification dans la tranche d'eau) et à une recrudescence des circulations océaniques, avec, l'incursion de masses d'eau téthysiennes (événement o1).

L'évolution de la macrofaune est par suite nettement contrôlée par les fluctuations environnementales.

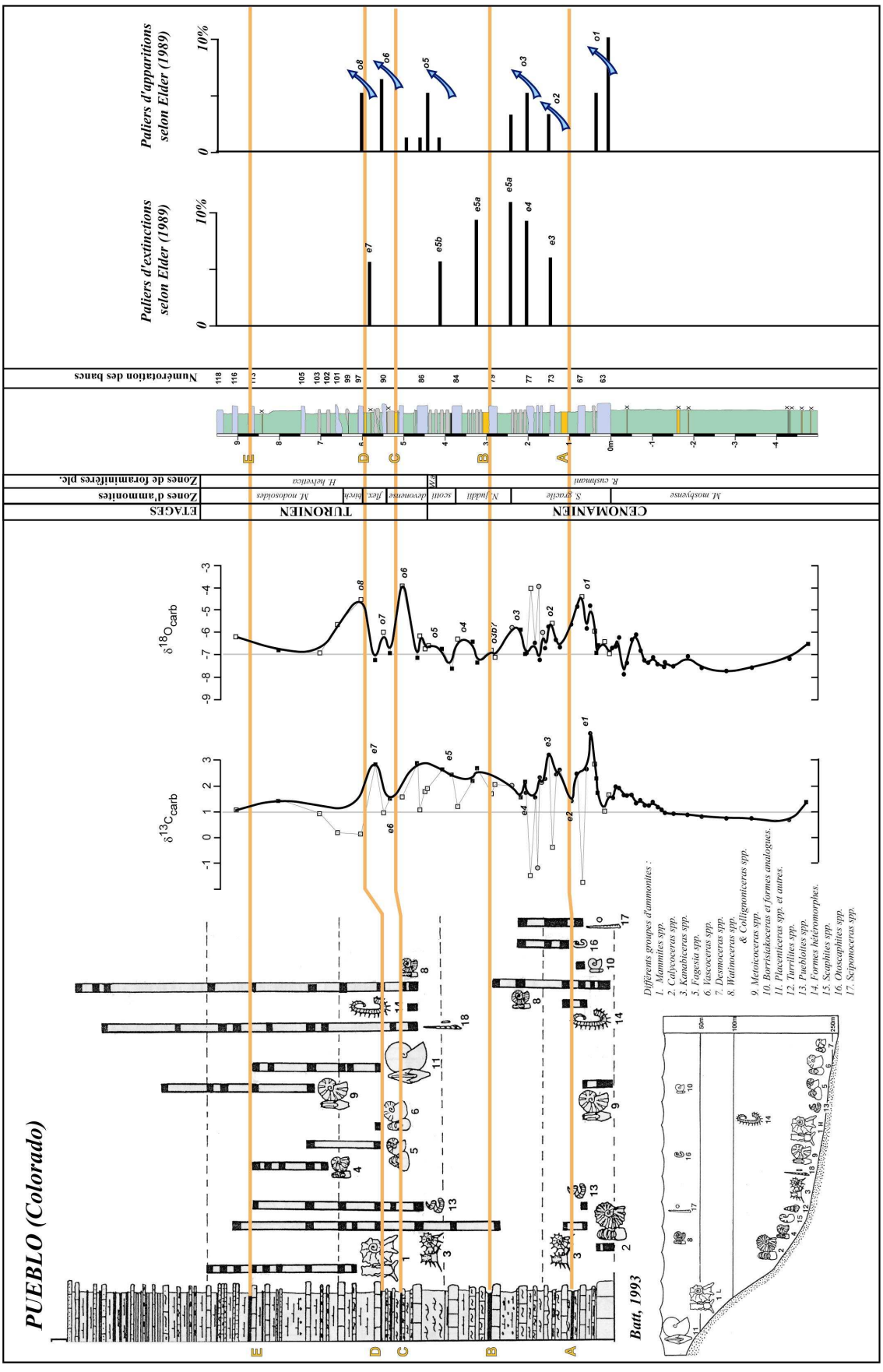


Figure III.29 : Intégration des données macrofauniques de Elder (1989) et de Batt (1993) dans le cadre téphrochronologique. Ces données sont mises en regard de l'évolution des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène.

III.III. 4 - Conclusions

Intégrés au cadre téphrochronologique à haute résolution, les signaux biologiques sont sans surprise fondamentalement tributaires des fluctuations environnementales. Par exemple les différents paliers d'extinction et d'apparition pour la macrofaune sont indiscutablement en relation avec les différents événements isotopiques.

L'extension temporelle et spatiale de ces différents bio-événements a été discutée au cours de ce chapitre. Certains semblent synchrones, d'autres diachrones.

L'extension de la « zone à foraminifères benthiques », au cœur de la zone d'ammonites à *S. gracile*, rend compte d'une phase de réoxygénation faisant suite à la première montée de l'anoxie. Cet événement d'environ 100 000 ans (d'après les taux de sédimentation proposés par Sageman *et al.*, 1998 de 1,1 cm/1000 ans dans la zone d'ammonites à *S. gracile*) pourraient être divisés en deux phases de réoxygénation des eaux de fond comme en témoignent les microfaciès mais également l'évolution de l'assemblage des foraminifères benthiques et celle des teneurs en manganèse. Cet événement majeur a sans doute été amorcé par une recrudescence des circulations océaniques permettant aux masses d'eaux téthysiennes bien oxygénées d'envahir le bassin, entraînant ainsi sa colonisation par une faune benthique diversifiée jusqu'aux provinces du Dakota du Sud (au moins).

Cette phase d'oxygénation des eaux de fond pourrait correspondre à un phénomène global comme le suggèrent les travaux de Morel (1998) qui reconnaît l'anomalie positive du manganèse dans deux autres bassins (vocontien et anglo-parisien).

Deux autres événements biologiques (*i.e.* l'événement à *Heterohelix* et l'événement à filaments) commencent à être utilisés pour des corrélations entre plusieurs bassins (Caron *et al.*, *sous presse*). Si leur synchronisme apparaissait confirmé entre la mer du Western Interior et la marge sud de la Téthys (Caron *et al.*, *sous presse*), nous recommandons toutefois de ne pas utiliser la présence en masse de formes juvéniles de bivalves comme marqueur stratigraphique ou pour appuyer des corrélations. En effet, si cet événement est synchrone pour des coupes situées à la même paléolatitude, en revanche, il est clairement diachrone entre les provinces septentrionales et méridionales du bassin.

L'événement à *Heterohelix* apparaît synchrone entre divers secteurs du bassin nord américain, distants de plusieurs milliers de kilomètres, de l'Arizona au Kansas et du Dakota du Sud au Nouveau Mexique. Il est contemporain de la seconde augmentation de l'anoxie dans le bassin dont témoignent des microfaciès de plus en plus hypoxiques et l'augmentation du $\delta^{13}C_{carb}$. Le développement de ce morphotype globuleux est une réponse à l'expansion de la zone à oxygène minimum. Par suite, il pourrait être contemporain de cette même montée de l'anoxie en d'autres points du globe.

Enfin, la distribution des espèces index et par suite, l'expression ou non d'une carène apparaît à l'issue de ce chapitre extrêmement dépendante des conditions environnementales. La distribution des occurrences de *R. cushmani* et de *H. helvetica* n'est ni continue dans le temps, ni dans l'espace. Face aux modifications de plus en plus drastiques de l'environnement, ces formes se raréfient et un diachronisme des occurrences est enregistré comme nous l'avons largement documenté dans la partie sur les données acquises. De plus, des variations à plus petite échelle semblent contrôler la distribution des formes plus spécialisées. Par exemple, à la faveur de brefs retours vers des environnements plus oxygénés *W. praehelvetica* tend à acquérir une carène, dès le Cénomanien supérieur, à Hot Springs. Cependant, pour cette coupe septentrionale, aucun spécimen totalement caréné n'a encore été identifié, suggérant un contrôle latitudinal.

Le chapitre suivant va, par suite, conduire à s'interroger sur la signification temporelle de la zone d'extension partielle à *W. archaeocretacea* à travers le bassin nord américain.

CHAPITRE IV

SIGNIFICATION DE LA ZONE A *W. ARCHAEOCRETACEA*

III.IV. 1 - Introduction

Les signaux biologiques, et notamment la distribution des foraminifères planctoniques, sont couramment utilisés, pour caractériser les évolutions biologiques et environnementales dans le temps. Or les occurrences des foraminifères planctoniques, index de zones, ne sont pas, justement, toujours synchrones (cf. Partie II. Les données acquises). Il est légitime de s'interroger sur la validité temporelle et, par suite, de la signification de certaines biozones.

III.IV. 2 - Diachronisme des occurrences

Avec la dernière occurrence de *R. cushmani* sous le banc 86 et la première occurrence de *H. helvetica* reconnue en lame mince au sein de ce dernier, la distribution des foraminifères planctoniques à Pueblo souligne une réduction drastique de la zone d'extension partielle à *W. archaeocretacea* (Fig.II.6). Selon les taux de sédimentation proposés par Sageman *et al.* (1998), la durée de cette zone serait inférieure à 50 000 ans à Pueblo.

De même, au sud du bassin nord américain, à Rio Grande, cette zone est extrêmement réduite (Fig.II.40).

L'extension de cette écozone est extrêmement variable à l'échelle régionale, entre les diverses coupes levées au Colorado (fig.3). Si cette zone est quasi inexistante à Pueblo, elle s'étend en revanche sur un peu plus d'un million d'années à seulement soixante kilomètres plus au sud, à Graneros (fig.II.13). De même, à Elm, son extension est supérieure à six cents mille ans, et se termine avec la première occurrence de *H. helvetica* juste au-dessus du banc 86 (Fig.II.26). A Chispa Summit, la zone à *W. archaeocretacea* est également (Fig.II.45) largement exprimée.

Ainsi, la distribution de *R. cushmani* et de *H. helvetica* rend compte du diachronisme des occurrences de ces taxons à l'échelle d'un même bassin. Celui-ci doit être dicté par des modifications paléocéanographiques à l'échelle régionale (taux d'oxygène dissous, température, salinité, quantité de nutriments disponibles) et/ou par un biais d'enregistrement lié à la raréfaction des espèces index dans la tranche d'eau.

Pour les coupes du Western Interior, il faut noter que *H. helvetica* n'aurait pas été relevé de façon si précoce à Las Animas et à Pueblo si les foraminifères planctoniques n'avaient pas été déterminés en section dans les calcaires, caractéristiques d'environnements oxygénés (Fig. III.18) et présentant une microfaune diversifiée aux morphotypes spécialisés. Ainsi, des méthodes d'échantillonnage différentes et donc d'observation (lames minces/lavages) peuvent aussi introduire des résultats différents chez les auteurs.

III.IV. 3 - Signification de la zone à *W. archaeocretacea* - Conclusion

A l'échelle mondiale, c'est dans le bassin du Western Interior que la zone à *W. archaeocretacea* a la plus faible extension bien qu'elle ait également été réduite dans d'autres bassins depuis quelques années (Morel, 1998 ; Grosheny, 2002).

Le passage Cénomanien-Turonien est marqué par la disparition de *R. cushmani* et l'apparition de *H. helvetica* qui sont classiquement deux espèces index de zones d'extension totale, la limite Cénomanien-Turonien se situant entre ces deux événements au sein de la zone à *W. archaeocretacea*.

Toutefois, ces trois espèces index de zones, n'ont pas la même écologie. En effet, *R. cushmani* et *H. helvetica* correspondent à des formes carénées évoluant jusque dans des tranches d'eaux profondes (pour accomplir leur cycle de reproduction qui est long) alors que *W. archaeocretacea* est un morphotype globuleux de surface à cycle de reproduction plus court (cf. Annexe 2). Le passage Cénomanien-Turonien, contemporain de l'OAE2, perturbe inévitablement le développement des formes carénées spécialisées. Lorsque les conditions deviennent trop drastiques, elles ne peuvent que se raréfier voire disparaître et laisser la place aux formes opportunistes peu exigeantes comme les morphotypes globuleux. La zone d'extension partielle à *W. archaeocretacea*, dépendante des conditions environnementales, ne peut correspondre qu'à une durée variable à l'intérieur de chaque bassin et de surcroît entre les différents domaines paléogéographiques. Il s'agit, comme l'avaient déjà souligné Caron *et al*, (1993) et Beaudoin *et al.* (1995), d'une écozone dont la valeur temporelle est faible, les travaux menés en parallèle par Caron *et al. (sous presse*) et par Grosheny *et al.* (s*ous presse*) tendent également à le montrer

Le cas de la variabilité de l'écozone à *W. archaeocretacea* n'est pas une exception. Les occurrences des foraminifères planctoniques sont fréquemment diachrones à l'échelle d'un même bassin sédimentaire. Ce fait a également été démontré pour l'Aptien et pour le passage Cénomanien-Turonien dans le bassin vocontien (Morel, 1998 ; Dauphin, 2002 ; Grosheny, 2002).

Dans chaque bassin, les foraminifères planctoniques répondent à des fluctuations locales de l'environnement. Par suite, leur distribution n'est pas forcement continue ni dans le temps, ni dans l'espace, d'où la nécessité d'avoir un pas d'échantillonnage très fin (dans tous les types de sédiments, l'étude de la microfaune doit être accomplie à la fois en section et en formes dégagées). Il évidemment nécessaire de réaliser aussi une étude fine sur plusieurs coupes d'un même bassin.

Par suite, les occurrences des foraminifères peuvent être également diachrones à l'échelle globale entre différents bassins sédimentaires, comme cela semble être le cas pour le Turonien-Coniacien entre les marges sud et nord de la Téthys et dans le domaine boréal (Grosheny, 2002).

Ainsi, il apparaît délicat d'utiliser les biozones de foraminifères planctoniques en l'absence de tout autre signal stratigraphique indépendant (comme les horizons de bentonite) pour établir des corrélations qui se veulent à haute résolution. A défaut d'horizons tels que les niveaux de cendres volcaniques altérées, une étude intégrant plusieurs signaux stratigraphiques se révèle essentielle.

Notons, enfin, que la succession des biozones est toujours (pour le moment) respectée quel que soit le bassin considéré. Ainsi durant le Crétacé, la succession des trente zones (Annexe 2) reste utilisable. Grâce à la notion d'évolution, il reste évidemment possible de retrouver la position relative des échantillons. Cependant, ces biozones ont une faible valeur temporelle et ne doivent pas être utilisées comme seul outil de corrélations à haute résolution.

CHAPITRE V

EVOLUTION DE LA MORPHOLOGIE DES TESTS EN REPONSE AUX MODIFICATIONS ENVIRONNEMENTALES

III.V. 1 - Introduction

Au cours du troisième chapitre de cette partie (III.III. – Signaux biologiques), l'expression de la carène est apparue comme une réponse aux modifications environnementales. Ainsi, les anaticinelles sont des morphotypes globuleux présentant des caractères morphologiques communs avec leur ancêtre *Rotalipora*. L'atrophie (et la perte) de la carène serait une réponse à l'expansion de la zone à oxygène minimum. De même, *W. praehelvetica* va acquérir une carène à la faveur du retour vers des conditions plus favorables.

Ce chapitre va présenter le continuum (*i.e.* les formes intermédiaires) qui existe entre d'une part *Rotalipora* et *Anaticinella* et, d'autre part *W. praehelvetica* et *H. helvetica*. L'existence de ces formes intermédiaires va introduire une détermination spécifique obligatoirement subjective et qui par suite va être une source d'ambiguïtés biostratigraphiques à la fois par l'expression ou non d'un caractère (en réponse directe aux modifications environnementales) mais également par l'incertitude de classification des formes de transition dans telle ou telle espèce. Un exemple analogue sera traité pour les nannofossiles calcaires.

Dans un second temps, nous tenterons d'appliquer au passage Cénomanien-Turonien des observations couramment faites dans l'actuel sur la morphologie des tests de foraminifères (*i.e.* le sens d'enroulement et la porosité) pour rendre compte de modifications environnementales.

III.V. 2 - Formes intermédiaires

III.V. 2.1 - De *Rotalipora* à *Anaticinella*

La prolifération de *A. multiloculata* observée à Pueblo et à Las Animas semble être un événement synchrone à l'échelle régionale. A 150 km de distance, cette prolifération se situe sous un niveau de bentonite millimétrique localisé sous le banc 63 (Fig.II.13). Sur quelques dizaines de milliers d'années ces morphotypes vont prendre le pas sur les rotalipores. Il est légitime de se demander par quels mécanismes les anaticinelles acquièrent cette morphologie particulière (atrophie à perte de la carène), tout en préservant des caractères propres aux rotalipores (ouvertures secondaires).

Les occurrences d'anaticinelles et de rotalipores ont été mises en relation avec l'évolution des microfaciès, témoins de l'environnement de dépôt (Fig.III.19) Pour les rotalipores, aucune relation systématique évidente ne semble rattacher l'évolution quantitative des deux espèces *cushmani* et *greenhornensis* à celle des microfaciès. Les anaticinelles sont préférentiellement observées lors des intervalles hypoxiques à anoxiques et l'explosion de *A. multiloculata*, sous le banc 63, est contemporaine de passées plus hypoxiques (Fig.III.19). Ainsi, en réponse à la diminution du taux d'oxygène dissous, les anaticinelles, par l'atrophie de la carène que possèdent leurs ancêtres les rotalipores, pourraient acquérir la possibilité de rester dans les eaux de surface moins touchées par l'anoxie. L'absence de carène présenterait par suite un avantage sélectif qui pourrait être issu d'une hétérochronie du développement.

III.V. 2.1.1 - Hétérochronies du développement, définitions :

Gould (1977) démontre que les réponses écologiques et, par suite, adaptatives sont clairement à rechercher dans les transformations ontogéniques. Il propose alors pour joindre les relations entre l'ontogenèse et la phylogenèse, l'intervention de processus de décalages dans le développement de l'individu ; c'est-à-dire les hétérochronies du développement.

Les hétérochronies du développement sont des modifications de l'ontogenèse, sans innovation apparente, mais, avec une altération des différentes phases du développement de l'individu. Elles consistent en des décalages chronologiques pouvant intervenir soit par retardement du développement somatique ou germinal, soit au contraire par leur accélération. Des modifications, mêmes minimes, peuvent entraîner des transformations brutales et très importantes chez l'adulte sans grandes perturbations du patrimoine génétique. Par suite, l'impact des hétérochronies est limité sur la phylogenèse, mais va cependant jouer un rôle dans les modifications des cycles biologiques. Selon Gould (1977), elles peuvent donc avoir un impact majeur sur les stratégies de type r ou K (Annexe 2) et en particulier chez les foraminifères planctoniques avec l'expression de caractères évolués (*i.e.* l'apparition d'une carène) ou leur non expression (*i.e.* la non apparition de la carène).

Les hétérochronies du développement sont classées grâce à la comparaison de l'ontogénie du développement d'un individu par rapport à celle de son ancêtre (*e.g.* la comparaison entre *Anaticinella* et *Rotalipora*).
Gould (1977) propose trois possibilités :

- soit le taux de développement est accéléré ou ralenti.
- soit le début du développement est précoce ou retardé.
- soit la fin du développement est précoce ou retardé.

Il en résulte six hétérochronies du développement classées en deux groupes :

- la paedomorphose qui traduit des morphologies sous-développées (*i.e.* la maturité survient à un stade morphologique plus précoce du développement somatique).
- la péramorphose qui traduit des morphologies hyper-développées (*i.e.* l'arrêt de la croissance survient à un stade plus tardif du développement somatique).

Ainsi, les processus de paedomorphose assurent la persistance de caractères juvéniles chez l'adulte. Ils peuvent intervenir par progenèse (ou hypomorphose selon Reilly *et al.*, 1997), néoténie (ou décélération *sensu* Reilly *et al.*, 1997) ou encore par post-déplacement.

- la progenèse (ou hypomorphose) est caractérisée par une fin de développement prématurée. Ainsi, une maturité sexuelle plus précoce entraîne une troncature du développement. L'individu adulte a une taille et une forme juvénile.
- la néoténie (ou décélération) se caractérise par un développement ralenti. Elle provoque un long développement de l'organisme. L'apparition de la maturité sexuelle n'est pas avancée. Les adultes ont une taille normale mais conservent des caractères juvéniles.
- le post-déplacement aboutit aux mêmes résultats que la néoténie, seuls les processus biologiques diffèrent. L'identification de cette hétérochronie est délicate en paléontologique.

Les processus de péramorphose conduisent à l'apparition de caractères nouveaux qui n'avaient pas encore eu le temps de s'exprimer ou qui l'étaient incomplètement. Ils peuvent être réalisés par hypermorphose, accélération ou encore par pré-déplacement.

- l'hypermorphose se caractérise par une maturité sexuelle retardée. Ce fait provoque un allongement du développement. L'adulte est plus grand et présente de nouveaux caractères.
- l'accélération se traduit par une croissance accélérée. Les spécimens adultes sont de taille normale mais présente une morphologie hyper-adulte avec de nouveaux caractères.
- le pré-déplacement aboutit aux mêmes résultats que l'accélération, seuls les processus biologiques diffèrent. L'identification de cette hétérochronie est délicate en paléontologique.

Gould (1977) a démontré l'intérêt stratégique utilisé par certaines espèces à développer certaines hétérochronies, leur permettant d'accéder à des avantages à court terme comme c'est vraisemblablement le cas pour *Anaticinella*.

III.V. 2.1.2 - Hétérochronies du développement *sensu* Gould chez les foraminifères planctoniques cénomaniens :

R. cushmani et *R. greenhornensis* ont une grande taille (400 à 150 µm), un test bien calcifié avec des bourrelets calcitiques sur les sutures de loges, une carène périphérique et des ouvertures suturales secondaires (observation de 300 individus pour les fractions de 63 µm à 1 mm). Les premières loges du premier tour (loges juvéniles) sont globuleuses et dépourvues de carène. Il s'agit de morphotypes complexes nécessitant une importante tranche d'eau pour accomplir leur long cycle de reproduction (Hart & Bailey, 1979), et se développant en période de sélection K (Caron, 1983).

A. multiloculata et *A. planoconvexa* sont des formes de taille équivalente (400 à 150 µm), sans épaississement calcitique sur les sutures de loges (au contraire, elles sont déprimées), sans carène périphérique mais ayant toujours des ouvertures suturales secondaires (Fig.II.7). Ces morphotypes, globuleux, plus primitifs, auraient un cycle de reproduction plus court qui s'effectuerait dans les eaux plus superficielles (Hart & Bailey, 1979).

Chez les anaticinelles qui présentent comme les rotalipores des loges juvéniles globuleuses, on assiste à la disparition progressive des stades tardifs de l'ornementation. Parmi les formes atypiques de rotalipores, on observe des individus sans carène sur les premières loges du dernier tour de spire alors que sur les dernières loges persistent une bande imperforée ou un alignement de pustules. Les anaticinelles ne possèdent, quant à elles, plus de carène, les loges étant bien globuleuses sur l'ensemble du dernier tour. Un bandeau périphérique imperforé peut cependant persister chez certains spécimens. La morphologie en fin de croissance entre les deux taxa diffère par simple perte de la carène périphérique qui s'effectue de façon précoce, le développement de la carène ayant été tronqué. Toutefois, les anaticinelles ont une taille normale, c'est à dire équivalente à celle des rotalipores, mais elles conservent des caractères juvéniles. De telles transformations au cours de l'ontogenèse, caractérisées par un taux de croissance ralenti, s'accordent avec une hétérochronie de type néoténie

sensu Gould (1977). Ainsi, *Anaticinella multiloculata* dériverait de *R. greenhornensis* et *Anaticinella planoconvexa* de *R.* cushmani par perte de la carène. D'après des travaux plus récents réalisés par Reilly *et al*. (1997), l'altération du développement que présentent les anaticinelles concerne la vitesse du développement qui est ralentie et correspond à une décélération du développement (*i.e.* néoténie).

III.V. 2.1.3 - Extension spatiale et temporelle des anaticinelles :

L'événement à *A. multiloculata* n'a pour l'instant été reconnu que dans le centre et l'est du Colorado, à Pueblo et à Las Animas. Au nord, à Hot Springs, la coupe n'a pas pu être levée sous le banc 63. Par suite, cet événement n'a pu y être identifié. Toutefois, cet événement pourrait sans doute y être également enregistré puisque Eicher (1972) a compté plus de huit cents spécimens de cette espèce dans une coupe de ce secteur.

Au sud, malgré un échantillonnage serré sous le banc 63 (notamment à Taylor Springs et à Chispa Summit), aucun « bloom » à *A. multiloculata* n'a été observé. Il faut cependant souligner que *A. planoconvexa*, extrêmement rare au niveau des coupes de Pueblo et de sa région, semble devenir plus commune dans les secteurs plus méridionaux du bassin nord américain.

Temporellement, même si cette évolution (néoténie) a permis un retour aux eaux de surface, cet avantage n'aurait pas suffi aux anaticinelles pour survivre aux modifications de plus en plus drastiques du milieu océanique puisque *Anaticinella* va disparaître de manière synchrone à son ancêtre *Rotalipora* (*e.g.* Fig.II.5, II.6). Ainsi, à Pueblo, les dernières occurrences de *A. multiloculata* et de *R. greenhornensis* sont notées dans le même niveau (Fig.II.5). *A. planoconvexa* quant à elle, disparaît peu après la dernière forme de *R. cushmani* (Fig.II.5).

Il faut noter que le bassin du Western Interior est le seul domaine paléogéographique (pour le moment tout au moins) où les anaticinelles connaissent un développement si spectaculaire (jusqu'à 80% des formes >250 µm) et où elles sont classiquement décrites (Eicher & Worstell, 1970 ; Eicher, 1972 ; Longoria, 1973 ; Leckie, 1985 ; Scott *et al.*, 1998). Si leur abondance semble une spécificité du bassin Nord Américain, des occurrences d'anaticinelles sont également signalées en Tunisie à Wadi Bahloul (Caron *et al., sous presse*), dans le bassin vocontien (Grosheny *et al., sous presse*) et à Eastbourne en Angleterre (Keller *et al.*, 2001). Pour cette dernière coupe, il faut souligner que comme à Pueblo, les anaticinelles survivent jusqu'au Cénomanien sommital (*i.e.* sommet de la zone d'ammonites à *N. juddii*, vingt centimètres sous la première occurrence de l'espèce index *H. helvetica* selon Keller *et al.*, 2001).

III.V. 2.1.4 - Ambiguïté biostratigraphique :

Si l'espèce biologique désigne un ensemble d'individus interféconds avec descendants féconds, en micropaléontologie l'espèce est nécessairement définie sur des critères morphologiques, créant ainsi des ensembles d'individus dont l'interfécondité est difficilement appréciable.

Le micropaléontologiste travaille donc avec des espèces morphologiques, ou morphotypes, dont le grand nombre oblige à une classification qui les regroupe en différents ensembles. Un des principaux « tiroirs » de cette classification à plusieurs étages est le genre, qui rassemble des morpho-espèces sur des critères morphologiques forts comme l'emplacement de l'ouverture principale, la présence d'ouvertures secondaires ou encore l'expression d'une carène... Cependant, les règles ne sont pas toujours les mêmes pour toutes les ères géologiques. Ainsi, si pour le Crétacé les formes globuleuses et carénées sont systématiquement classées dans des genres différents ; ces morphotypes différents peuvent être regroupés dans un même genre par les micropaléontologues travaillant sur le Paléogène ou le Néogène (*e.g.* les espèces carénées et globuleuses *G. crassaformis* et *G. ronda* sont regroupées dans les *Globorotalia*).

Suivant les règles de nomenclature utilisée pour le Crétacé, les anaticinelles et les rotalipores appartiennent à deux genres distincts. Pourtant, il existe un continuum de morphotypes entre l'individu comportant une carène sur l'ensemble des loges du dernier tour et celui complètement globuleux. Ainsi, toutes les formes possibles de transition ont été observées entre *R. cushmani* et *A. planoconvexa* d'une part et entre *R. greenhornensis* et *A. multiloculata* d'autre part. L'identification de formes

intermédiaires a également été faite par d'autres auteurs (Eicher, 1972 ; Keller & Pardo, 2004 ; Veret, 2004).

Par suite, quelles justifications existe-il à placer ces morphotypes dans deux genres distincts si un ensemble de formes de transition les reliant est reconnu ? Au-delà de cette question se pose une ambiguïté biostratigraphique. Dans quel genre et espèce faut-il placer une forme qui n'est pas complètement carénée (*e.g.* les trois dernières loges carénées) ? Pour le nomment nous avons choisi de classer (par cohérence avec les autres travaux) dans le genre *Rotalipora* les formes présentant de façon sticte une carène sur toutes les loges du dernier tour. Tout autre morphotype, entièrement globuleux ou intermédiaire, est attribué à *Anaticinella*. Ainsi, les dernières occurrences de *R. cushmani* atypiques notées quelques dizaines de centimètres sous le banc 86, malgré une carène moins marquée et une taille plus petite, sont déterminées comme *Rotalipora* puisque la carène est bien présente sur l'ensemble des loges du dernier tour. Les formes atypiques de *R. cushmani* sont d'ailleurs fréquemment citées dans d'autres domaines paléogéographiques comme le bassin vocontien (Morel, 1998), les bassins marocains de Tarfaya et d'Agadir (Luderer & Kuhnt, 1997 ; Jati *et al.*, 2003) ou encore le bassin de Basse Saxe (Grosheny, 2002). Cette distribution plus commune du morphotype atypique de *R. cushmani* peut s'expliquer par une dégradation de l'espèce à l'échelle mondiale liée au développement de l'OAE2. Néanmoins, ces formes atypiques n'atteignent jamais l'étape ultime de la perte de la carène.

Si l'atrophie et la perte de la carène correspondent bien à une réponse des rotalipores au stress environnemental il n'y aurait alors, *a priori*, aucune raison de placer les anaticinelles et les rotalipores dans des genres différents. Il est à noter que ces *Rotalipora s.l.* sont présentes jusqu'au Cénomanien sommital non seulement à Pueblo mais également à Eastbourne (Keller *et al.*, 2001). L'écozone à *W. archaeocretacea* s'étendant de la dernière occurrence du genre *Rotalipora* à la première occurrence de *H. helvetica* (Caron, 1985), la prise en compte de la totalité des *Rotalipora s.l.* pourrait conduire à une réduction nette de cette zone d'extension partielle dans différents domaines paléogéographiques comme à Eastbourne. Cette zone pourrait même avoir une extension « négative » puisque Keller & Pardo (2004) ont identifié des anaticinelles au sein du banc 86 en association avec les premières *H. helvetica* déterminées par Morel (1998).

Enfin, il est à noter que d'autres « anaticinelles » pourraient être répertoriées comme telles au cours du Cénomanien. Ainsi, si *R. montsalvensis* est une forme carénée, il existe en association avec ces morphotypes, des formes globuleuses *R. praemonsalvensis*. Cet exemple fait exception à la règle de classification utilisée au Crétacé - qui place les formes globuleuses et carénées dans deux genres différents - puisque ces formes sont rangées dans le genre *Rotalipora*. De plus cette espèce à laquelle le préfixe « prae » a été attribué apparaît, pourtant, bien après les premières *R. montsalvensis* dont elle serait une descendante (Ando & Huber, 2005). On a ici un cas de figure analogue aux relations qui lient *R. cushmani*/*A. planoconvexa* et *R. greenhornensis*/*A. multiloculata*. Des informations sur les contraintes environnementales qui ont conduit *R. montsalvensis* à perdre sa carène au Cénomanien moyen permettraient une meilleure compréhension des mêmes mécanismes au Cénomanien supérieur. Il semblerait que l'apparition de *R. praemontsalvensis* soit également contemporaine d'un événement anoxique, de moindre ampleur, identifié au sommet de la zone à *Rotalipora reicheli* (MORNOD, 1949) et à la base de la zone à *R. cushmani* (Keller *et al.*, 2004 ; Ando & Huber, 2005).

III.V. 2.2 - De *W. praehelvetica* à *H. helvetica*

III.V. 2.2.1 - Taxonomie:

Au Cénomanien supérieur émerge l'espèce *W. praehelvetica* dont l'évolution avec notamment l'acquisition d'une carène périphérique conduira à l'espèce index de zone *H. helvetica*.

Plusieurs définitions de ces deux formes existent selon les auteurs :

- pour Robaszynski *et al.* (1979), *W. praehelvetica* ne possède pas de véritable carène. Toutefois, une ligne de cassure ou de pustules est visible sur les loges du dernier tour. Pour ces auteurs, *H. helvetica* présente une carène périphérique.
- pour Caron (1985), *W. praehelvetica* est caractérisée par l'absence d'une véritable carène. Cependant cet auteur présente cette espèce comme un lien évolutif entre *Whiteinella* et *H.*

helvetica. Cette dernière espèce doit, pour cet auteur, présenter une carène sur l'ensemble des loges du dernier tour.

- Gonzalez-Donoso (dans Robaszynski *et al.*, 1990) est plus « pragmatique ». Il considère la séparation entre *W. praehelvetica* et *H. helvetica* arbitraire. D'après ses observations, toutes les formes intermédiaires sont possibles entre ces deux espèces.

III.V. 2.2.2 - Différents morphotypes :

Au cours de cette étude des formes de transitions entre *W. praehelvetica* et *H. helvetica* ont été observées, notamment à Hot Springs. Celles-ci présentent une carène bien marquée sur les deux ou trois dernières loges du dernier tour (Annexe 4, Planche n°A4.4). Nous avons choisi d'indiquer ces formes comme « formes de transitions » sur l'ensemble des figures présentant la distribution des foraminifères planctoniques. Cependant, nous n'avons attribué à l'espèce *H. helvetica* que les formes présentant une carène sur l'ensemble des loges du dernier tour. Tout autre morphotype, entièrement globuleux ou intermédiaire, est rattaché, pour l'instant, à l'espèce *W. praehelvetica.*

III.V. 2.2.3 - Extension spatiale et temporelle de *W. praehelvetica*, *H. helvetica* et des formes de transition :

H. helvetica est une espèce rare dans le bassin du Western Interior, à l'exception des secteurs les plus méridionaux (Rio Grande) où elle a été trouvée en abondance. Les formes intermédiaires sont plus communes. A Hot Springs où aucun spécimen de *H. helvetica* n'a encore été déterminé, de nombreux spécimens de transition ont été relevés dès le Cénomanien supérieur (*i.e.* au-dessus de la bentonite B, Fig.II.32), à l'acmé de l'événement anoxique océanique.

La répartition de *H. helvetica* dans le bassin nord américain suggère un contrôle environnemental fort puisque celle-ci est très abondante dans le domaine le plus téthysien de la mer intérieure et qu'elle se raréfie vers le nord. L'expression ou non de la carène, et son apparition plus ou moins tardive pourraient être encore une fois contrôlées par des facteurs environnementaux. En effet, il a été montré précédemment la forte corrélation qu'il existe entre les occurrences de ce marqueur et les conditions du milieu (*i.e.* cette espèce est principalement observée dans des faciès oxygénés, cf. Partie III – Chapitre III).

III.V. 2.2.4 - Ambiguïté biostratigraphique :

Cet exemple de spéciation sympatrique illustre de nouveau le continuum qui existe entre les formes carénées et globuleuses. Une forme pour laquelle un caractère (absence ou présence de carène) est complètement exprimé sera attribuée sans ambiguïté à telle ou telle espèce. En revanche, les formes de transition seront sans doute classées selon des critères propres à chaque micropaléontologue. *R. cushmani* et *H. helvetica* étant des espèces index de zone, la classification des formes intermédiaires peut conduire à des interprétations biostratigraphiques différentes entres les auteurs.

Au-delà de ces considérations biostratigraphiques, l'expression, ou non de la carène, pourrait être un outil de choix pour contraindre finement les modifications environnementales dans le temps et dans l'espace.

III.V. 2.3 - De *E. turriseiffellii* à *E. eximius*

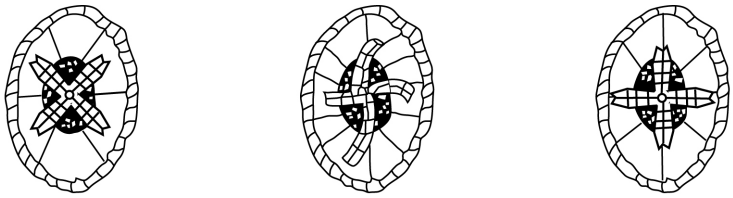
III.V. 2.3.1 - Les différents morphotypes et leurs extensions temporelles :

Le genre *Eiffellithus* présente, au vu de cette étude et des données bibliographiques, trois morphotypes (Fig.III.30) pour le passage Cénomanien-Turonien du bassin nord américain :

- une espèce attribuée sans incertitude à *E. turriseiffellii* avec une croix centrale dont les bras forment un angle de 45° avec les axes de l'ellipse du coccolite.
- une espèce *E. eximius* caractérisée par une croix centrale dont les bras sont parfaitement confondus avec les axes de l'ellipse du coccolite.

- Une forme intermédiaire entre les deux premières, *E.* cf. *eximius*, présentant une croix centrale proche des axes de l'ellipse mais dont l'extrémité des bras est légèrement déviée.

Temporellement, *E. turriseiffellii* perdure de l'Albien supérieur au Coniacien supérieur. *E. eximius* émergerait au Turonien et s'étendrait jusqu'au Maastrichtien (Perch-Nielsen, 1985 ; Burnett *et al.*, 1999 ; Fig.I.6). Cependant, il a été vu précédemment que certains auteurs avaient relevé *E. eximius* plus précocement dès le Cénomanien supérieur. Par exemple, Bralower (1988) a identifié cette espèce sous la bentonite A à Lohali Point et Bralower & Bergen (1998) entre les bentonites A et B pour le forage de Portland (Fig.I.51). En revanche, Watkins *et al.* (1993) notent la première occurrence de *E. eximius* plus tardivement à Pueblo, dans la zone d'ammonites à *N. juddii* (Fig.I.22). Ces différences ont jusqu'alors été interprétées comme reflétant un diachronisme des occurrences à l'échelle du bassin (Bralower & Bergen, 1998).



Eiffellithus turriseiffellii *Eiffellithus cf. eximius* *Eiffellithus eximius*

Figure III.30 : Différents morphotypes de <u>Eiffellithus</u> spp. . Les deux espèces <u>E. turriseiffellii</u> et <u>E. eximius</u> sont représentées. La forme de transition entre ces deux espèces est déterminée comme étant <u>Eiffellithus cf. eximius</u>.

III.V. 2.3.2 - <u>Ambiguïté biostratigraphique :</u>

Les données bibliographiques concernant la nannoflore dans le bassin nord américain ne documentent pas la présence des formes intermédiaires *E.* cf. *eximius*. Celles-ci n'avaient, à ce jour, été observées que dans le bassin Anglo-Parisien, à Eastbourne (Jarvis *et al.*, 1988) ainsi que dans le sillon Sud-Provençal, à Cassis (Gardin, *com. pers.*). Toutefois, nos travaux à Lohali Point, attestent de la présence de ces formes dès le Cénomanien supérieur, entre les bentonites A et B (Fig.II.18). Aucun spécimen de *E. eximius* n'y a, par contre, été identifié.

Une forme pour laquelle un caractère (croix centrale à 45° ou confondue avec les axes de l'ellipse du coccolite) est complètement exprimé, sera clairement attribuée à *E. turriseiffellii* ou à *E. eximius*. En revanche, les formes de transition seront sans doute classées de manière subjective selon les spécialistes. Ainsi Bralower (1988) et Bralower & Bergen (1998) déterminent peut-être *E.* cf. *eximius* comme *E. eximius*. Le diachronisme supposé de la première occurrence de cette espèce pourrait avant tout rendre compte de déterminations incohérentes entre les différents auteurs.

Au-delà de ce premier constat, les différentes méthodes de préparation et d'observation sont des facteurs souvent négligés bien qu'elles aient la plupart du temps un impact significatif sur la reproductibilité des déterminations entre les différents auteurs (Gardin, 2005).

III.V. 3 - Evolution du sens d'enroulement

III.V. 3.1 - Définitions et observations dans l'actuel

Une grande proportion de foraminifères benthiques et planctoniques, fossiles et actuels, élabore leur test selon un mode d'enroulement trochospiralé. Par suite, ces espèces présentent une face spirale et une face ombilicale (Fig.III.31). En regardant la face spirale, un spécimen peut s'enrouler dans le sens des aiguilles d'une montre (il sera dit dextre) ou bien dans le sens inverse (il sera dit senestre).

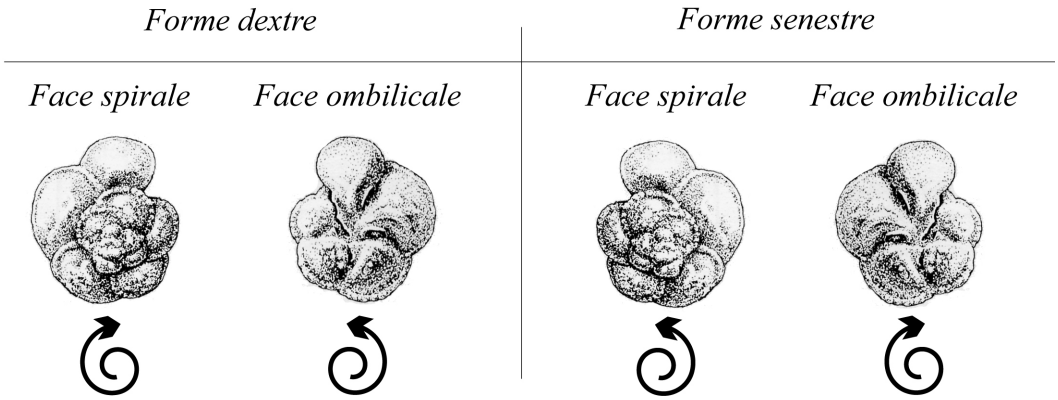


Figure III.31 : Spécimens dextre et senestre présentés sur les faces spirales et ombilicales. Représentation de R. cushmani d'après Caron (1985).

Les individus d'une même espèce peuvent présenter un sens d'enroulement *biaisé* (très forte majorité dextre ou senestre) ou bien *équilibré* (autant de dextres que de senestres). La moitié des espèces des foraminifères planctoniques actuelles présentent un sens d'enroulement équilibré. Les autres privilégient un sens, dextre ou senestre. Ainsi, certaines espèces sont exclusivement senestres (*e.g. G. tumida*) alors que d'autres montrent un sens d'enroulement dextre (*e.g. P. obliquiloculata*). Enfin, certaines comme *Neogloboquadrina pachyderma* (EHRENBERG, 1861) paraissent présenter un sens d'enroulement variable au cours du temps ou en fonction de la température et/ou de leur localisation géographique (Hemleben *et al.*, 1989).

III.V. 3.2 - Applications au récent

Bandy (1959, 1960) et Ericson (1960) ont démontré que le sens d'enroulement privilégié de certaines espèces était corrélé avec la température des eaux de surface des océans. Ainsi, dans l'actuel, les morphotypes senestres de *N. pachyderma* dominent dans les eaux froides des hautes latitudes (Fig.III.32). Les formes dextres peuplent les eaux de surface plus tempérées (Fig.III.32). Il est à noter qu'un faible pourcentage d'individus dextres persiste dans les eaux polaires (Fig.III.32).

Par suite, le pourcentage d'individus dextres ou senestres dans les sédiments est utilisé pour définir les périodes glaciaires et interglaciaires des climats passés de l'Holocène, du Pléistocène et du Pliocène (*e.g.* Bandy, 1960). Récemment, la signature isotopique du $\delta^{18}O$ des tests fossiles de *N. pachyderma* a été proposée comme un bon indicateur de la température des eaux de surface et, de leur variations (*e.g.* Oppo *et al.*, 1998).

Toutefois les analyses récentes de Darling *et al.* (2000) et de Bauch *et al.* (2003) sur des petites sous unités ribosomales d'ARN de *N. pachyderma* actuels ont démontré que les morphotypes dextres et senestres ont deux génotypes bien distincts. Les variations du sens d'enroulement observées dans les mers actuelles ne seraient donc pas une réponse phénotypique aux changements de températures mais refléteraient une divergence génétique. Par suite, il existerait deux espèces (au sens biologique du terme, à savoir des individus interféconds avec une descendance féconde) de *N. pachyderma*. La première espèce, plus adaptée aux eaux froides, compte des individus majoritairement

senestres. L'autre présente des taxons dextres préférant les eaux plus chaudes. C'est le mélange de ces populations en proportions variables selon la latitude qui fait diminuer progressivement le taux d'individus dextres de la population de *N. pachyderma* lorsque l'on remonte vers le nord.

Ces deux espèces présentent exactement les mêmes caractères morphologiques ; seul le sens d'enroulement les distingue. Il s'agit d'espèces cryptiques ou jumelles.

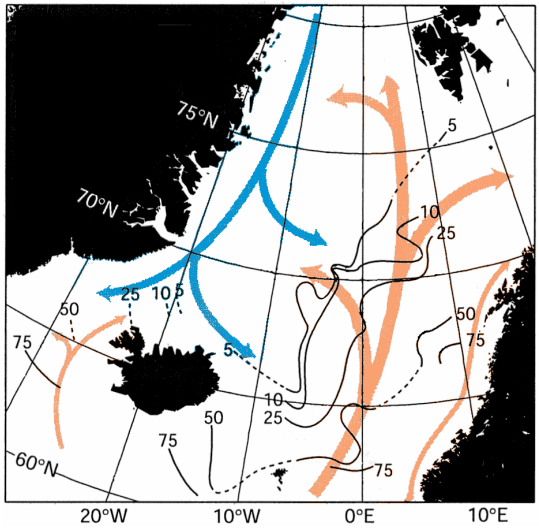


Figure III.32 : Pourcentage d'individus dextres (sur la population totale de N. pachyderma) récoltés en mer du Nord, dans les sédiments de surface. Les flèches grisées correspondent aux principaux courants de surface : un courant froid descendant vers le sud et longeant la côte est du Groenland, un autre chaud remontant vers le nord et longeant les côtes norvégiennes (selon Bauch et al., 2003).

Cette notion d'espèces jumelles est relativement récente chez les foraminifères planctoniques. Elle pourrait apporter une lecture nouvelle pour l'ancien. Tout reste de matériel génétique ayant a priori disparu, il est toutefois impossible de procéder à des analyses du génotype permettant la distinction de plusieurs espèces au sein du même morphotype fossile. D'autres pistes restent cependant à explorer puisque d'autres types d'études ont permis de conforter l'idée d'espèces jumelles pour des morphotypes actuels. Il s'agit d'analyses fines par micrométrie de la structure interne des tests (Huber, 1997) ou encore de mesures isotopiques (Bauch *et al.*, 2003). En effet, pour le $\delta^{18}O$, un décalage de 0,5‰ est observé entre les formes dextres et senestres (Fig.III.33). Cette différence pourrait être expliquée par l'effet vital propre à chacune des deux espèces.

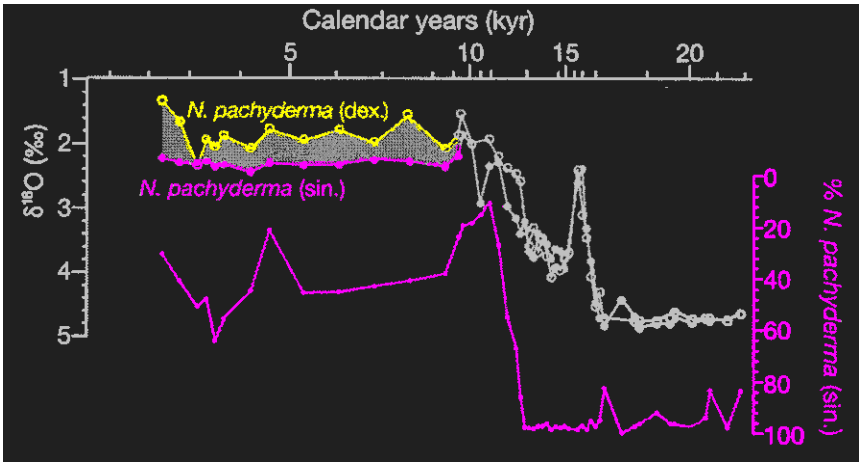


Figure III.33: mesures isotopiques du $\delta^{18}O$ sur des tests de N. pachyderma à enroulement dextre (en jaune) et senestre (en rose). Le pourcentage de spécimens senestres est également donné (selon Bauch et al., 2003).

III.V. 3.3 - Applications au Crétacé

Cette démarche, simple et probante, consistant à identifier et à compter le nombre d'individus dextres et senestres d'une même espèce, reste très marginale dans les séries anciennes.

Nous avons, dans un premier temps, tenté d'appliquer au Crétacé supérieur les réflexions sur le sens d'enroulement menées pour l'actuel et le récent. De possibles variations du taux d'individus dextres ou senestres ne pourraient-elles pas rendre contre, à l'image de l'évolution latitudinale des populations de *N. pachyderma*, de variations environnementales dans le bassin du Western Interior où il est admis que des masses d'eau plus chaudes (téthysiennes) se confrontaient aux masses d'eau boréales ?

III.V. 3.3.1 - Sens d'enroulement des différents taxons au passage Cénomanien-Turonien dans le bassin du Western Interior :

Pour la coupe de référence de Pueblo (Colorado), une attention particulière a été portée quant à la détermination du sens d'enroulement chez les espèces de foraminifères planctoniques présentes. Il s'est avéré que la plupart de celles-ci présentaient un sens d'enroulement biaisé (dextre), à l'exception de *Hedbergella delrioensis* (CARSEY, 1926), *Hedbergella simplex* (MORROW, 1934) et de *R. cushmani*.

Des comptages réalisés sur l'espèce carénée *R. cushmani* ont montré qu'il n'y avait aucune évolution temporelle du taux d'individus dextre et senestre, qui reste strictement équilibré tout au cours du Cénomanien supérieur. Les formes globuleuses, *A. planoconvexa*, dérivant de ce morphotype spécialisé, présentent également une population équilibrée. Aucune variation temporelle n'est identifiée.

A Pueblo, pour le genre *Rotalipora*, il existe donc une différence fondamentale entre les deux espèces avec d'une part les populations biaisées (dextres) de *R. greenhornensis* et celles équilibrées (50% dextres-50% senestres) de *R. cushmani*. Il est important de souligner que les morphotypes de *A. multiloculata* ainsi que les formes intermédiaires entre ces dernières et *R. greenhornensis* montrent tous un sens d'enroulement biaisé (dextre). Cette observation simple était d'ailleurs utilisée par Eicher (1972) comme un argument fort pour prouver le lien existant entre *R. greenhornensis* et *A. multiloculata*.

III.V. 3.3.2 - Existe-t-il une variabilité spatiale ?

Nous avons dans un deuxième temps essayé de déterminer s'il existait une variabilité spatiale du sens d'enroulement des populations, notamment chez les rotalipores. Les comptages réalisés sur les coupes de Hot Springs (au nord), Chispa Summit (au sud), Las Animas et Elm (vers la bordure orientale stable) ont montré qu'il n'existait aucune évolution spatiale à l'échelle du bassin nord américain. Pour l'ensemble de ces coupes, les populations de *R. greenhornensis*/*A. multiloculata* ont un sens d'enroulement biaisé (dextre) et celles de *R. cushmani*/*A. planoconvexa* sont équilibrées.

A l'échelle mondiale, les populations de *R. cushmani* et de *R. greenhornensis* conservent les mêmes caractéristiques. Ainsi, les spécimens de *R. greenhornensis* observés par Michèle Caron (*com. pers.*) dans le bassin vocontien ou la marge sud de la Téthys (Tunisie) sont tous dextres. Quant aux populations de *R. cushmani*, elles sont également équilibrées dans le bassin vocontien (Kientz, 2005) et sur la marge sud de la Téthys (Caron, *com. pers.*).

III.V. 3.3.3 - Phylogénie :

Suite à leurs observations menées au Paléogène, Norris & Nishi (2001) concluent que le sens d'enroulement est un caractère héritable. Une espèce issue d'une lignée équilibrée peut l'être également ou tendre vers un sens d'enroulement privilégié. Ainsi, pour chaque radiation, si les espèces développent un sens d'enroulement biaisé, leurs descendants conservent ce caractère jusqu'à l'extinction de ce clade. Le sens d'enroulement serait donc contrôlé génétiquement ; cette

interprétation contraste avec la plupart des précédentes, pour lesquelles le sens d'enroulement était essentiellement contraint par l'environnement.

Par suite, ce caractère morphologique constituerait un outil élémentaire de reconstruction phylogénique. Néanmoins, cette approche reste inhabituelle dans l'ancien.

L'histoire des foraminifères planctoniques cénomaniens correspond à celle d'un petit nombre de lignées dont la plupart se sont individualisées à l'Albien supérieur (Annexe 2). Parmi ces lignées, les rotalipores *s.l.* sont, des morphotypes carénés complexes, pourvus d'ouvertures secondaires, qui vont se développer dans les eaux océaniques profondes avant de disparaître au passage Cénomanien-Turonien lors de l'OAE2.

En partant du postulat que le sens d'enroulement est un caractère héritable, nos observations menées dans les bassins vocontien (Caron, *com. pers.*, Grosheny, *com. pers.*) et du Western Interior (cette étude) démontrent que *Rotalipora s.l.* est bien, un groupe polyphylétique composé de deux lignées : les *Thalmanninella* et les *Rotalipora s.s.* (Fig.III.34). En effet, le sens d'enroulement des populations de *R. cushmani* (*Rotalipora s.s.*) est équilibré alors qu'il est biaisé (dextre) pour *R. greenhornensis*. Ces deux espèces appartiennent donc à deux genres différents ; la lignée anagénétique des *Thalmanninella* ne compte plus que des individus biaisés (dextres, il s'agit de *R. globotruncanoides*, *R. gandolfi*, *R. reicheli*) depuis que *Rotalipora appenninica* (RENZ, 1936) est devenue dextre au Cénomanien inférieur (Bolli, 1971 ; Fig. 5).

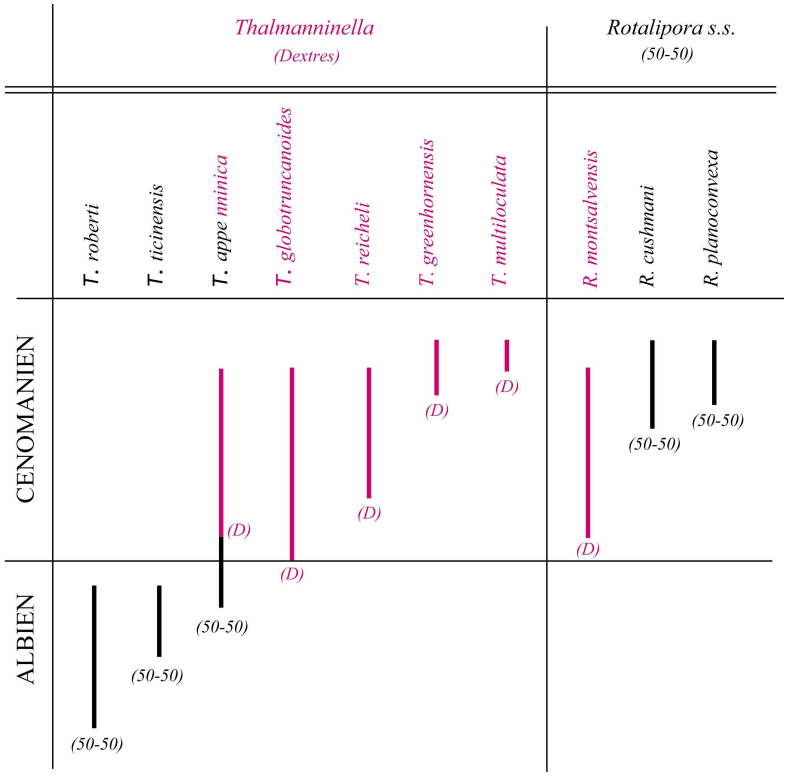


Figure III.34: Sens d'enroulement chez <u>Rotalipora</u> s.l. de l'Albien au Cénomanien.

Robaszynski *et al.* (1993) avaient déjà proposé ce découpage et décrit les rotalipores comme un genre polyphylétique comportant trois lignées : *Rotalipora*, *Thalmanninella* et *Pseudothalmanninella* (cette dernière disparaît à l'Albien). Les *Rotalipora s.s.* sont donc *R. montsalvensis*, *R. praemontsalvensis*, *R. cushmani* et *A. (R.) planoconvexa*. Les thalmanninelles comprennent : *R. (Th.) appenninica*, *Rotalipora (Th.) gandolfi* (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962), *R. (Th.) reicheli*, *R. (Th.) deeckei*, *R. (Th) greenhornensis* et *A. (Th.) multiloculata*. Il est à noter qu'il existerait deux phylums chez les *Rotalipora s.s.* ; le premier correspondant aux espèces *R. montsalvensis* et *R. praemontsalvensis* (sens d'enroulement dextre), le second aux espèces *R.*

cushmani et *A. planoconvexa* (sens d'enroulement équilibré). Ainsi, en désaccord avec Ando & Huber (2005) – qui proposent une filiation entre *R. montsalvensis* et *R. cushmani* - et selon l'irréversibilité du biais proposée par Norris & Nishi (2001), *R. cushmani* ne peut pas être un descendant de *R. montsalvensis*.

Si l'ancêtre des *Thalmanninella* a été identifié chez le genre albien *Ticinella*, l'origine des *Rotalipora s.s.* ne peut y être recherchée, ce genre ayant disparu avant leur émergence (Fig.III.35). Le sens d'enroulement pourrait permettre d'identifier l'ancêtre des *Rotalipora s.s* qui devra être, tout comme *R. cushmani*, équilibré. Les espèces répondant à ce critère, lors de l'apparition des *Rotalipora s.s.*, sont à rechercher chez les genres *Hedbergella* ou *Praeglobotruncana.*

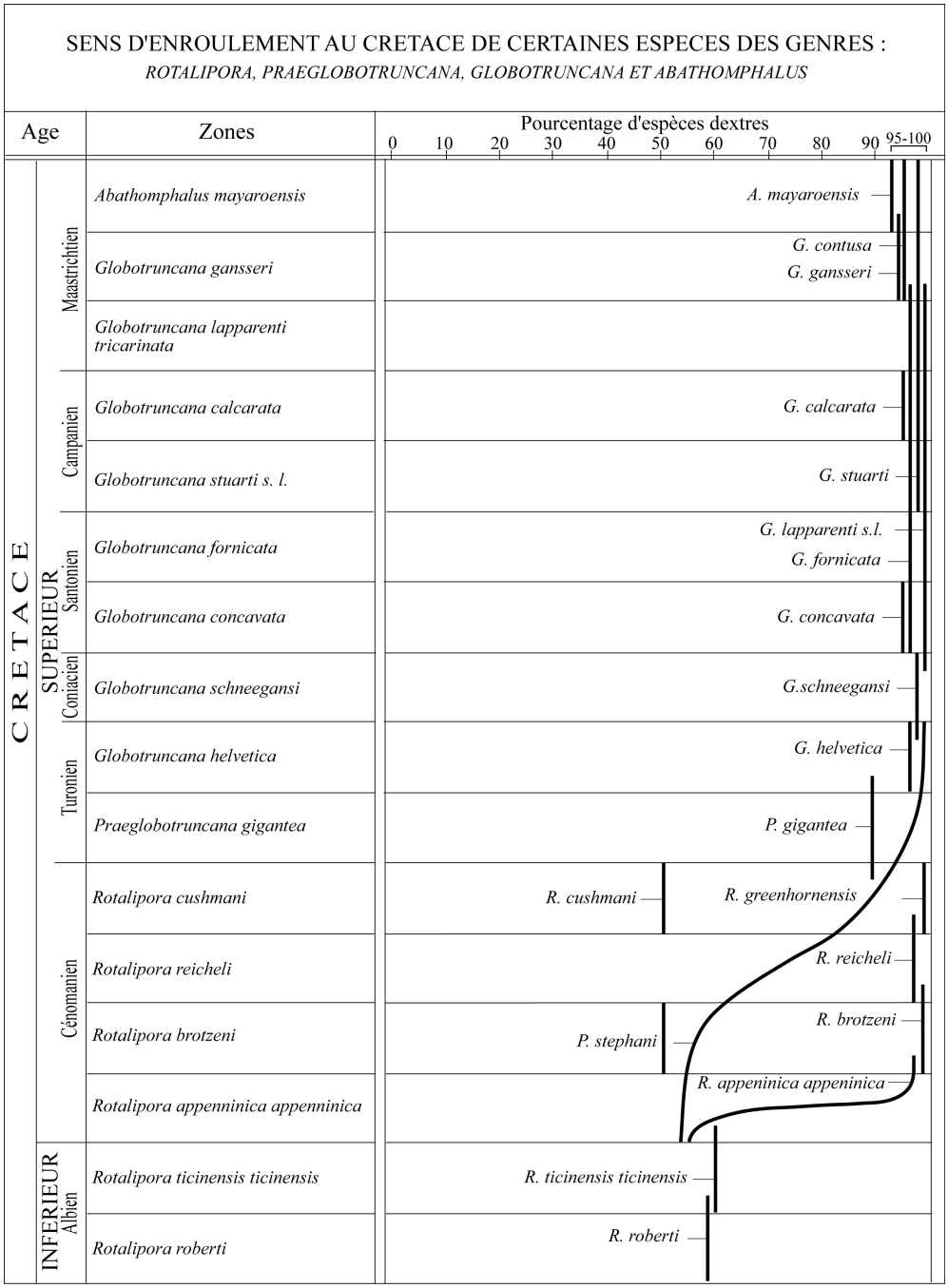


Figure III.35: Sens d'enroulement au Crétacé (de l'Albien au Maastrichtien) de quelques espèces des genres <u>Rotalipora</u>, <u>Praeglobotruncana</u>, <u>Globotruncana</u> et <u>Abathomphalus</u> (selon Bolli, 1971).

III.V. 4 - Evolution de la porosité des tests de foraminifères planctoniques sur une même ligne temps en différents points du bassin

III.V. 4.1 - Définitions et observations dans l'actuel

Plusieurs travaux ont permis de mesurer la porosité des tests de foraminifères planctoniques, à la fois pour des spécimens actuels (*e.g.* Bé, 1968 ; Bijma *et al.*, 1990 ; Frerichs *et al.*, 1972) et, fossiles (*e.g.* Frerichs & Ely, 1978 ; Fisher, 2003 ; Fisher *et al.*, 2003).

Trois paramètres sont couramment utilisés pour contraindre la porosité, il s'agit :

- de la densité de pores (nombre de pores par unité de surface, *e.g.* 25µm par 25µm pour Bé, 1968).
- et du diamètre des pores.
- de la porosité *s.s.* (rapport de la surface des pores à la surface totale), cette mesure est dépendante des deux premières.

La porosité serait contrôlée par la température et par la salinité (Bijma *et al.*, 1990). Ces auteurs ont mené des études en laboratoire sur des espèces actuelles afin de tester le rôle de la température et de la salinité à la fois sur le diamètre des pores et sur leur concentration par unité de surface. Ils ont ainsi démontré que des températures élevées ou des taux de salinité plus faibles s'exprimaient par une porosité plus forte, et inversement. Ceci est en accord avec les travaux de Bé (1968) qui le conduisent à corréler la porosité des tests avec la latitude (Fig.III.36).

Pour expliquer ces variations de porosité, Bijma *et al.* (1990) suggèrent que celle-ci varie en fonction de l'activité métabolique ou encore du taux de croissance. Ils concluent ainsi que de fortes températures conduisent à une augmentation du taux de croissance et de la respiration, entraînant, par suite, une consommation accrue d'oxygène. Pour combler ce besoin, une adaptation physiologique ou morphologique, comme une augmentation de la porosité, est nécessaire.

Les relations qui lient les variations de salinité à la porosité sont moins compréhensibles. En effet, la solubilité de l'oxygène est plus forte dans les eaux moins salées. Bijma *et al.*, 1990 proposent qu'une plus forte activité métabolique est nécessaire pour maintenir la pression osmotique dans un milieu appauvri en oxygène dissous.

D'autres auteurs postulent que les relations qui lient la température, la salinité et la porosité reflètent un contrôle de la flottabilité de l'organisme (*e.g.* Frerichs *et al.*, 1972).

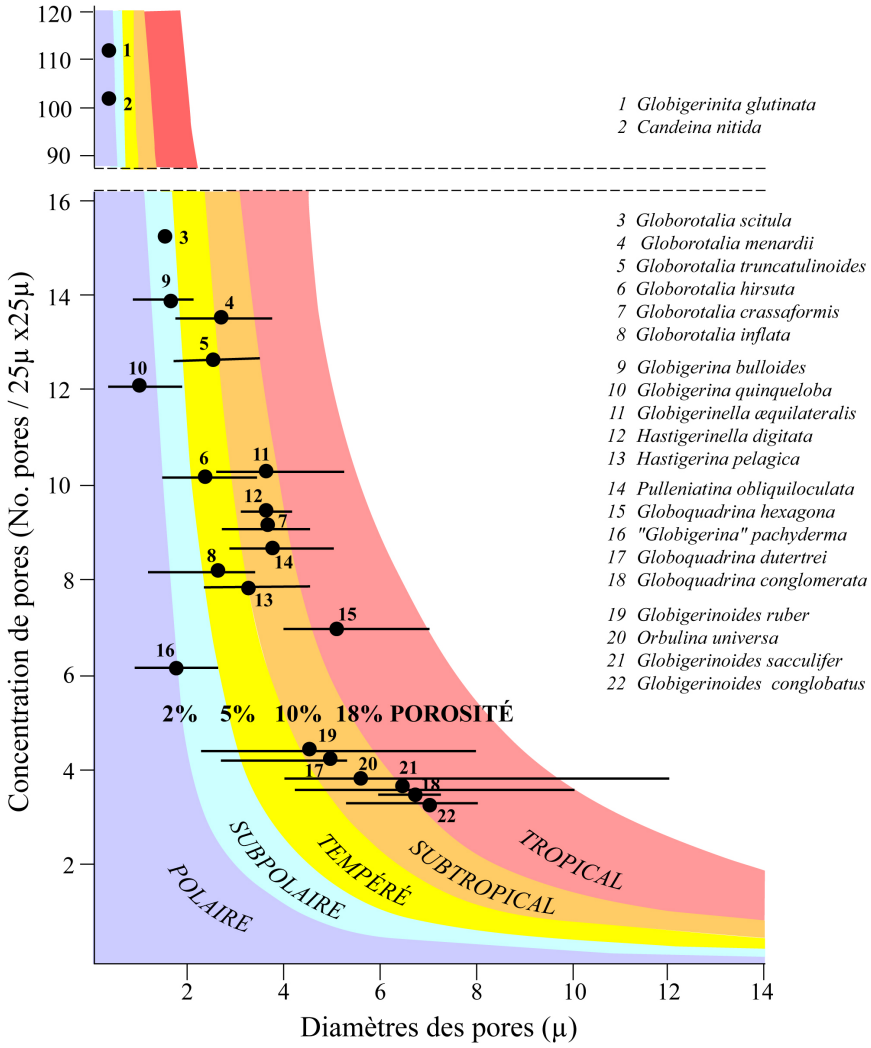


Figure III.36: Porosités des tests de 22 espèces de foraminifères actuelles comparées aux courbes d'isoporosité 2%, 5%, 10% et 18% et aux indices climatiques (selon Bé, 1968).

III.V. 4.2 - Applications au Crétacé

III.V. 4.2.1 - Travaux antérieurs :

Les mesures de porosité restent extrêmement rares dans l'ancien. On citera dans cette partie les travaux de Frereichs & Ely (1978), de Fisher (2003) et de Fisher *et al.* (2003) qui ont effectué ce type d'analyses à des fins de reconstruction paléocéanographiques dans le bassin du Western Interior au Crétacé supérieur.

Frereich & Ely (1978) ont effectué des mesures de porosité sur la dernière loges de spécimens de *R. cushmani* et de *Hedbergella amabilis* (forme intermédiaire entre *H. delrioensis* et *H. simplex*, en synonymie avec cette dernière forme, mais, cependant plus digitée). Ils ont ainsi démontré que la porosité était un excellent indicateur de la paléolatitude. Pour une même ligne temps, ils ont observé, pour les deux espèces, une variation progressive de celle-ci du Texas au Dakota du Sud ; les plus fortes porosités étant enregistrées dans les régions les plus méridionales. Néanmoins, il faut noter que ces auteurs ont utilisé comme ligne temps les niveaux contenant les dernières occurrences de rotalipores, or il a été vu dans cette étude que ces dernières étaient diachrones à l'échelle du bassin.

Fisher (2003) et Fisher *et al.* (2003) ont également réalisé leurs mesures sur les dernières loges du taxon *H. delrioensis*. Toutefois, ces auteurs ont effectué leurs analyses sur cinq individus par échantillon, ce qui, au vu de la dispersion des valeurs, paraît un nombre insuffisant pour avoir une image statistique et donc valide de la population.

III.V. 4.2.2 - Réflexions méthodologiques :

Frereich & Ely (1978), Fisher (2003) et Fisher *et al.* (2003) ont tous réalisé leurs mesures de porosité sur la dernière loge des tests de foraminifères planctoniques. Cependant, les travaux de Veret (2004) ont montré que les dernières loges présentaient souvent une porosité nettement plus faible que les avant-dernières. Par exemple, les dernières loges de certains spécimens de *R. greenhornensis* et de *A. multiloculata* ayant une porosité de 5% ont cependant une avant dernière loge autour de 15% de porosité (Fig.III.37).

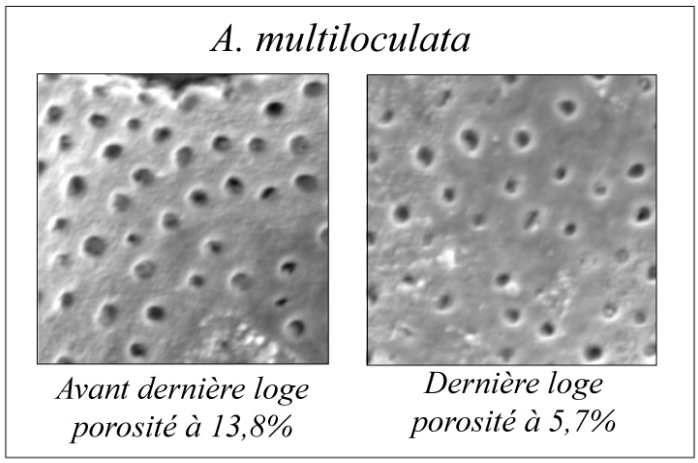


Figure III.37: Exemple de différence de porosité pour la dernière loge et l'avant dernière loge chez le même spécimen de A. multiloculata à Pueblo (cliché G. Veret).

Plusieurs hypothèses pourraient expliquer cette forte différence :

- la dernière loge correspond à la dernière loge formée avant la gamétogenèse. Celle-ci est souvent anormalement calcifiée avec une densité de pores plus faible (voir Annexe 2).
- un ralentissement de l'activité métabolique de l'organisme en fin de vie (Bijma *et al.*, 1990).

Le choix de mesurer la porosité de la dernière loge avait justement été, pour Frereich & Ely (1978), Fisher (2003) et Fisher *et al.* (2003), motivé par le fait que la porosité du test varie au cours des phases de croissance de l'individu. Ainsi le nombre de pores, par unité de surface, augmente nettement au cours de la croissance du spécimen, alors qu'en contrepartie la taille des pores décroît (Bijma *et al.*, 1990). Il en résulte une décroissance de la porosité au cours de l'ontogenèse, pour l'ensemble des espèces actuelles. La dernière loge, en fin de vie, aurait une porosité (*i.e.* un métabolisme) stabilisée.

Le choix de l'avant dernière loge pourrait d'une part éviter une mesure sur une dernière loge anormalement calcifiée tout en correspondant à une porosité stabilisée en fin de vie.

III.V. 4.2.3 - Evolution de la porosité au Cénomanien supérieur dans le bassin du Western Interior :

Les mesures de porosité réalisées par Veret (2004) sur trois espèces différences : *H. delrioensis*, *R. greenhornensis* et *A. multiloculata*. Les mesures ont été dans un premier temps acquises

sur la paroi interne de la dernière loge de ces différentes espèces afin d'obtenir des résultats comparables aux travaux de Frereich & Ely (1978), Fisher (2003) et Fisher *et al.* (2003).

Les mesures de porosité de *H. delrioensis* donnent des valeurs comprises entre 3 et 5% pour des échantillons récoltés à Pueblo, de part et d'autre du banc 63. Si les données obtenues sont en accord avec celles de Frereich & Ely (1978), avec des porosités pour *H. amabilis* de l'ordre de 2,5 à 3,5% ; en revanche les données de Veret (2004) sont beaucoup plus faibles que celles de Fischer *et al.* (2003). En effet, ces derniers auteurs trouvent, pour le même niveau, situé au-dessus du banc 63 à Pueblo, des porosités de l'ordre de 11%. Cette différence obtenue par l'utilisation de deux protocoles d'analyse proches est difficilement explicable.

Les rotalipores et les anaticinelles recueillies pour les analyses ont toutes été prises à des périodes bien particulières, sous le banc 63, à la fois à Pueblo et à Las Animas, à savoir au niveau de l'événement à *A. multiloculata* et au-dessus.

Sur l'ensemble des échantillons, *A. multiloculata* a une porosité comprise entre 6 et 20%, centrée sur 8%, alors que les spécimens de *R. greenhornensis* ont des porosités qui s'étendent de 8 à 30%, centrées autour de 11% (Veret, 2004). Les porosités acquises par cet auteur sont beaucoup plus élevées que celles obtenues sur *R. cushmani* par Frereich & Ely (1978), de l'ordre de 3,5% au Kansas à 8% au Texas. Ce constat pourrait refléter soit d'une différence dans le protocole d'analyse soit de changements environnementaux entre nos échantillons et ceux de Frereich & Ely (1978). Il reste impossible de trancher puisque que nous ne savons pas précisément dans quel intervalle de temps leurs échantillons ont été prélevés.

Pour les deux coupes, les échantillons ont été collectés au maximum de l'événement à *A. multiloculata* et dans un niveau situé au-dessus. Il s'avère que dans le niveau où prolifère *A. multiloculata*, la majorité de ces formes globuleuses a une porosité comprise entre 6 et 10%. Le morphotype caréné *R. greenhornensis* présente quant à lui des porosités comprises entre 8 et 12% (Veret, 2004, Fig.III.38). Les données obtenues à Las Animas sont du même ordre de grandeur.

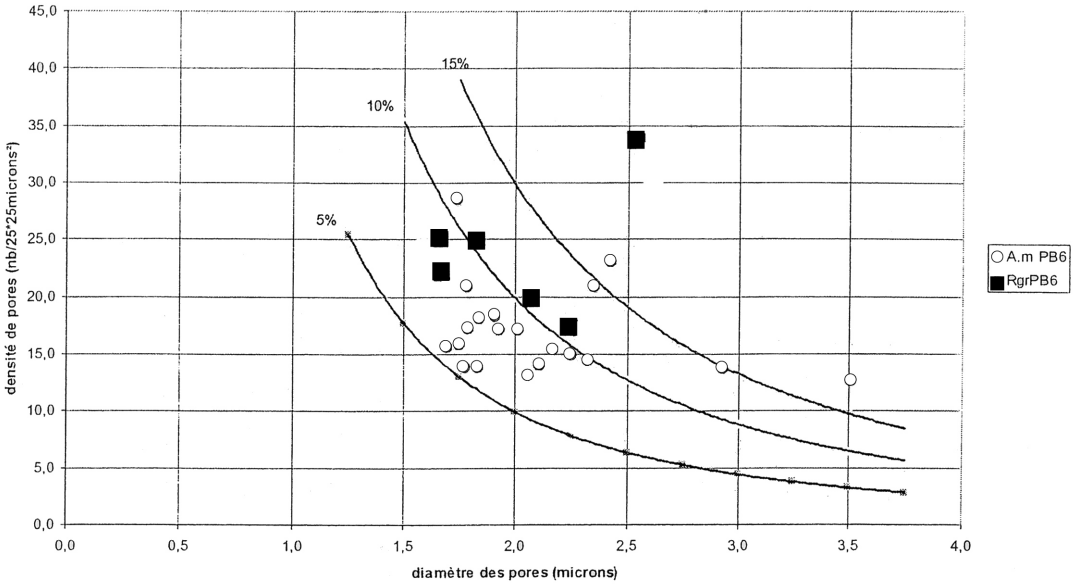


Figure III.38 : Comparaison de la porosité de <u>A. multiloculata</u> et de <u>R. greenhornensis</u> au sein de l'événement à <u>A. multiloculata</u> (Veret, 2004).

Au-dessus de l'événement à *A. multiloculata* les mesures réalisées indiquent des porosités de l'ordre de 15% pour les anaticinelles et les rotalipores.

L'ensemble des mesures de porosité acquises par Veret (2004) indique qu'il existe une variation environnementale entre l'événement à *A. multiloculata* (PB6) et les niveaux situés au-dessus (PB2) puisque que la porosité des anaticinelles et des rotalipores augmente significativement. Il pourrait s'agir d'une hausse de la température (ou d'une baisse de la salinité). Les valeurs du $\delta^{18}O$ un peu plus fortes dans PB2 que dans PB6 tendent également vers cette hypothèse.

En revanche, il reste délicat, d'établir une relation entre l'évolution de la porosité entre *A. multiloculata* et *R. greenhornensis* par rapport aux contraintes environnementales.

Enfin, si nous essayons de replacer les mesures de porosité dans le diagramme de Bé, 1968 (Fig.III.36), quelques difficultés apparaissent puisqu'au vu de nos mesures, *H. delrioensis* se situerait en domaine subpolaire et les rotalipores et anaticinelles en domaine tempéré à subtropical. Cette forte différence entre les deux morphotypes pourrait traduire soit une différence de porosité propre à l'espèce (traduisant son origine phylogénétique, Bé, 1968), soit témoigner de leurs cycles de vie différents. En effet, *H. delrioensis* serait une forme globuleuse de surface alors que *R. greenhornensis* plongerait dans la tranche d'eau. Il faut aussi noter que les rotalipores et les anaticinelles sont des espèces présentant des ouvertures secondaires.

III.V. 5 - Conclusions

Au cours de ce chapitre, différents cas de spéciations sympatriques ont été documentés, à la fois pour les foraminifères planctoniques, mais également pour les nannofossiles calcaires.

Ces exemples ont permis d'illustrer, chez les deux espèces index de zone *R. cushmani* et *H. helvetica*, le continuum existant entre des morphotypes présentant une carène (*R. cushmani* et *H. helvetica*) sur l'ensemble des loges du dernier tour et des formes globuleuses (*A. planoconvexa* et *W. praehelvetica*). Ainsi, tous les spécimens intermédiaires sont observés. La distribution des foraminifères planctoniques mise en regard avec l'évolution temporelle des microfaciès démontre que l'expression ou l'atrophie de la carène sont contrôlées par les modifications environnementales. Ainsi, la reconnaissance des différents morphotypes (carénés, globuleux et intermédiaires) apparaît être un bon outil, témoin des conditions du milieu. L'existence de formes intermédiaires conduit également à s'interroger sur la légitimité de classer en deux genres distincts les formes globuleuses d'une part et, carénées d'autre part. De surcroît à quel genre et à quelle espèce les formes transitionnelles doivent-elle être attribuées ? Cette incertitude engendre clairement une ambiguïté biostratigraphique, ces dernières formes étant déterminées selon des critères propres à chaque micropaléontologue. Les mêmes constatations peuvent être faites sur les nannofossiles calcaires où l'indentification par les différents auteurs de formes intermédiaires pourraient conduire à des résultats incohérents. Au-delà, de ce premier constat, les méthodes d'analyses peuvent également rendre compte de résultats différents parmi les auteurs. Ainsi, *H. helvetica* n'aurait pas été retrouvé si précocement si cette espèce n'avait pas été identifiée en lame mince, dans des calcaires, témoins d'environnements plus oxygénés.

Nous avons essayé dans un second temps de voir si d'autres caractères morphologiques (comme le sens d'enroulement ou la porosité) rendaient compte de variations environnementales. Concernant le sens d'enroulement, il est apparu que la plupart des espèces présentent pour le passage Cénomanien-Turonien un sens d'enroulement dextre. Seuls, un genre et deux espèces font exception : les hedbergelles ainsi que *R. cushmani* et *A. planoconvexa*. Si aucune variation environnementale n'a encore été mise en évidence, en revanche, l'étude du sens d'enroulement permet d'identifier deux lignées bien distinctes chez les rotalipores avec d'une part *Th. (R.) greenhornensis* et d'autre part *R. cushmani*. Il est intéressant de noter à ce niveau, que l'étude systématique du sens d'enroulement faite par Norris & Nishi (2001) atteste que les espèces les plus spécialisées ont développé un sens d'enroulement biaisé. Par suite, les seules espèces survivant aux extinctions en masse sont très majoritairement des espèces à sens d'enroulement équilibré. Ainsi, il n'est peut être pas surprenant que *R. cushmani* et *A. planoconvexa*, espèces à sens d'enroulement équilibré, survivent plusieurs dizaines de milliers d'années (dans le bassin du Western Interior) aux *Th.* (*R.) greenhornensis* et *Th* (*A.*) *multiloculata*, espèces au sens d'enroulement biaisé. Ainsi *Rotalipora s.s.* pourrait être moins sensible aux modifications drastiques de l'environnement qui marquent le passage Cénomanien-Turonien.

PARTIE IV
PERSPECTIVES

Les ateliers à venir vont être brièvement traités dans cette dernière partie. Il s'agira dans un premier temps de compléter et finaliser de cette étude par l'intégration des coupes les plus méridionales et septentrionales.

Cette étude nous a conduit à tester des approches méthodologiques (*i.e.* porosité, sens d'enroulement), couramment utilisées dans l'actuel et le récent, mais très marginales dans l'ancien. Pourtant ces concepts et techniques peuvent être appliqués à l'analyse des populations de foraminifères, pour avoir accès à une meilleure connaissance des paléoenvironnements mais également à la compréhension des processus ontogénétiques et phylogénétiques qui ont rythmé l'évolution des foraminifères planctoniques au Crétacé.

IV.I - Le bassin du Western Interior

IV.I. 1 - Intégration des coupes les plus méridionales et septentrionales dans notre schéma de corrélation à haute résolution

Pour le passage Cénomanien-Turonien, plusieurs coupes ont été levées et échantillonnées au cours des dernières missions de terrain dans les provinces les plus septentrionales et les plus méridionales du bassin (Fig.IV.1). Il s'agit des coupes de :

- Bull Creek (Wyoming).
- Cone Hill et de Marias Pass (Montana).
- Burnt Timber Creek (Alberta, Canada).
- Lozier Canyon et d'autres coupes alentours (Osman Canyon, Andy White Ranch…) au Texas.

Figure IV.1. : Localisation des coupes qui seront traitées ultérieurement.

Pour la plupart de ces affleurements, de nombreux horizons de bentonites ont été identifiés. Certains d'entre eux correspondent aux principaux niveaux reconnus dans le centre du bassin (A, B, C, D et E). Dans la continuité de cette étude, ces différentes coupes seront traitées en couplant des outils litho-, bio- et chimiostratigraphiques.

IV.I. 2 - Application des nouvelles approches méthodologiques sur une même ligne temps, sur différents taxons et à différentes latitudes

Nous proposons de caractériser l'extension latitudinale des masses d'eau sur un même intervalle de temps en couplant des analyses isotopiques à des mesures de la porosité sur des tests de foraminifères planctoniques dextres et senestres. Les spécimens analysés seront les dernières *R. cushmani* de trois coupes (Hot Springs, Pueblo et Chispa Summit) localisées à des latitudes différentes (Fig.IV.2).

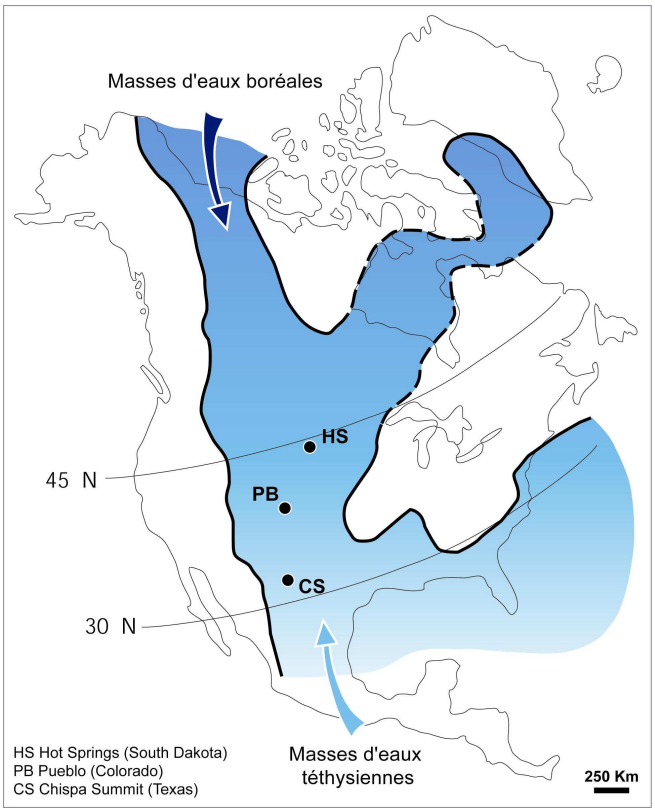


Figure IV.2 : Localisation des coupes de Hot Springs, de Pueblo et de Chispa Summit.

L'intervalle de temps sera restreint entre le banc 63 et la bentonite A (zone 1 de la figure IV.3, Fig.IV.4). Celui-ci coïncide avec la mise en place de la « zone à benthiques » (mise en place d'une communauté benthique à affinité téthysienne, abondante et diversifiée) reflétant un changement majeur des circulations océaniques dans le bassin.

Afin d'écarter tout biais analytique lié à l'effet vital, les spécimens de *R. cushmani* qui seront analysés devront être au même stade de développement (même taille, même nombre de loges sur le dernier tour) mais également présenter des critères morphologiques identiques (profil des loges, expression de la carène et sens d'enroulement identiques…). Le problème majeur de ce projet est le remplissage du test par du sédiment. Pour ne pas mesurer le signal de la roche totale, il sera sans doute indispensable de dissocier le test et le remplissage afin d'effectuer l'analyse isotopique uniquement sur le test.

En complément des analyses isotopiques, nous nous proposons de réaliser des mesures de porosité sur les tests des *R. cushmani* des mêmes niveaux. Dictée par la température et en second lieu par la salinité, la porosité des tests (rapport de la surface des pores à la surface totale) semble

dépendante de la latitude au sein d'une même espèce (Bé, 1968 ; Fisher *et al.*, 2003) et assure ainsi un contrôle des données isotopiques.

L'ensemble de ces mesures qui seront réalisées sur des formes de profondeur sera comparé aux données préexistantes sur des morphotypes de surface (*Hedbergella*) à la fois pour les analyses isotopiques (Keller *et al.*, 2004) et pour les mesures de porosité (Fisher *et al.*, 2003) afin de caractériser au mieux la tranche d'eau.

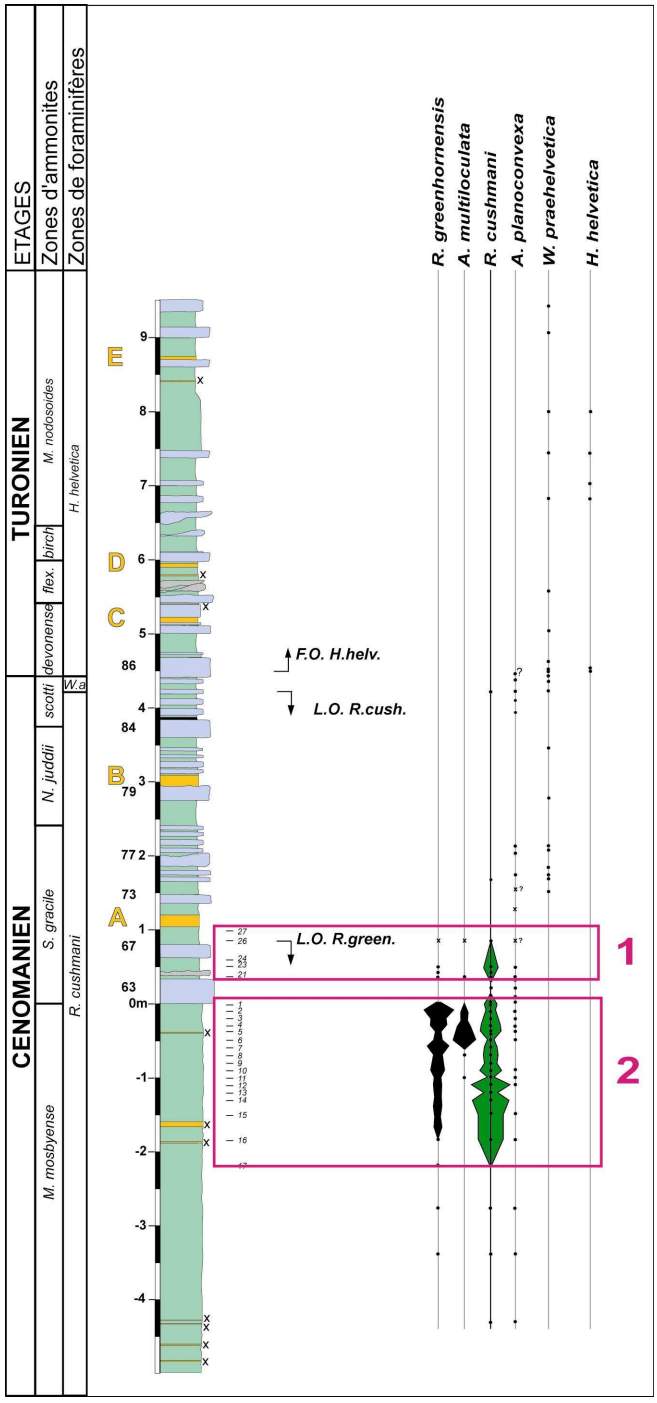


Figure IV.3 : Intervalles de temps choisis pour la réalisation des analyses isotopiques et des mesures de porosité sur des tests de <u>R. cushmani</u> dextres et senestres.

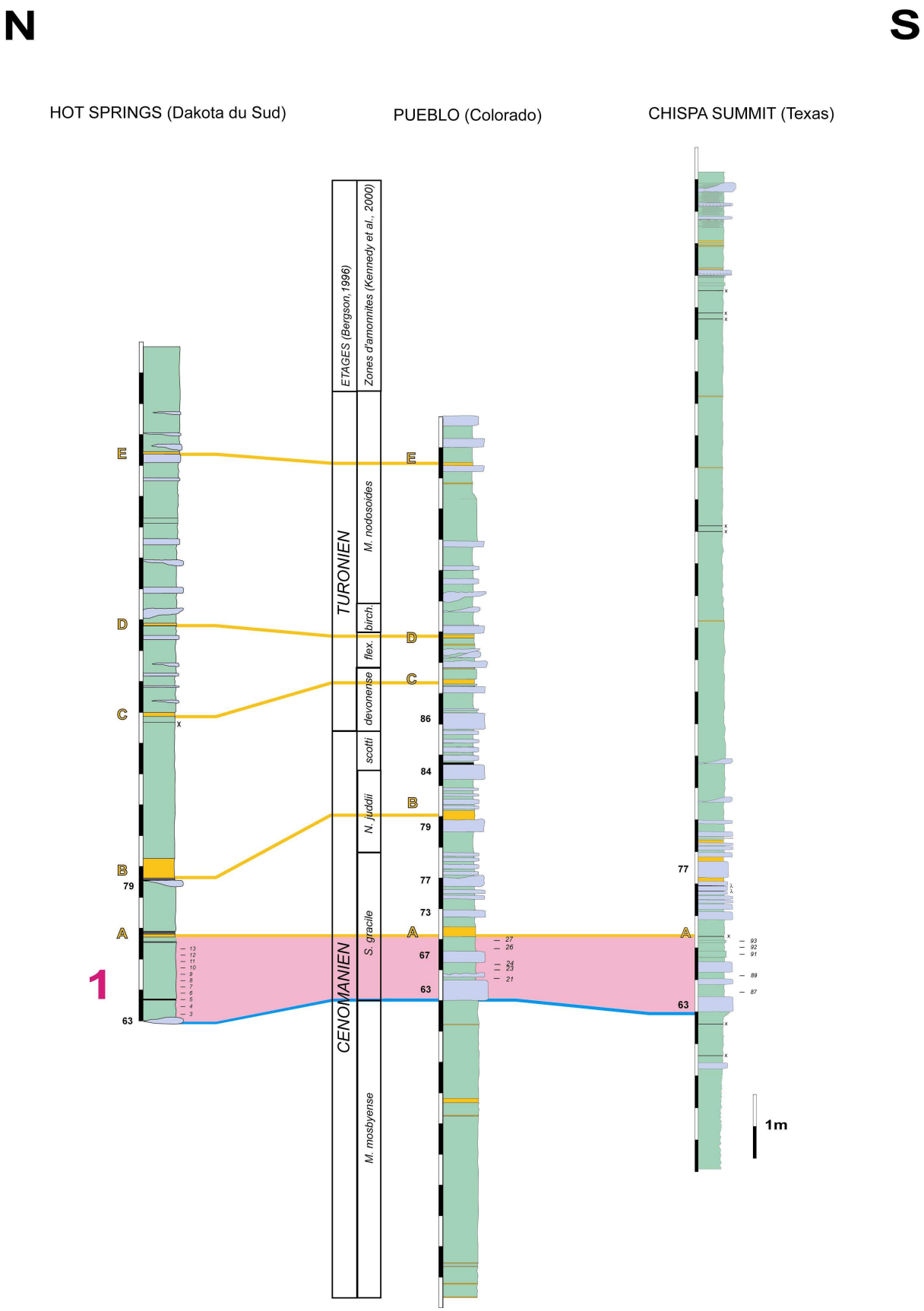


Figure IV.4 : Intervalle de temps choisi pour les analyses isotopiques et les mesures de porosité à venir sur des tests de <u>R. cushmani</u> dextres et senestres de trois coupes situées à des latitudes différentes.

IV.II - Ontogénie et phylogénie des foraminifères planctoniques au Crétacé

IV.II. 1 - Développement d'une carène au cours de l'ontogenèse.

La mise en évidence des hétérochronies chez les foraminifères planctoniques nécessite d'avoir accès aux variations morphologiques qui surviennent au cours de l'ontogenèse. Les foraminifères présentent l'avantage de conserver les premiers stades de leur développement (préservation des loges initiales). Ainsi, pour détecter d'éventuels décalages (*i.e.* des hétérochronies) dans les différents stades du développement de l'individu, il est indispensable d'observer l'ensemble des loges, y compris celles des premiers tours de spires chez les espèces trochospiralées. Il nous faut, par conséquence, disposer de sections coupant précisément les loges embryonnaires. Les sections observables en lames minces restent trop aléatoires et ne permette pas une vision en trois dimensions du même individu. L'emploi d'un microscanner pourrait permettre d'obtenir ces données. De plus, ce type d'analyses est non destructif et ne nécessite pas de préparations particulières.

IV.II. 2 - Retour à la phylogénie des rotalipores grâce aux nouvelles approches méthodologiques

Si les morphotypes senestres et dextres de *N. pachyderma* ont longtemps été considérés comme appartenant à une seule et même espèce, des travaux récents (Bauch *et al.*, 2003) ont montré que leur génotype étaient différents (cf. III.V.3. Evolution du sens d'enroulement**)**. Il s'agit donc de deux espèces bien distinctes. Cette distinction est également enregistrée par les mesures du $\delta^{18}O$ réalisées sur des formes dextres et senestres où l'effet vital entraîne une différence systématique de 0,5‰ entre les deux morphotypes (Fig.III.33).

Des analyses isotopiques menées sur des formes dextres et senestres de *R. cushmani*, dont le matériel génétique a disparu, pourraient donc permettre de définir s'il s'agit d'une seule ou de deux espèce(s) et ainsi obtenir des informations inédites sur la spéciation des rotalipores. Le sens d'enroulement pourrait ainsi devenir un nouveau critère simple pour les reconstitutions phylogénétiques.

La porosité des tests est un autre caractère qui sera parallèlement étudié sur les morphotypes dextres et senestres. En effet, si la porosité est dépendante de la latitude au sein d'une même espèce, reste-t-elle propre à chaque espèce ? Il pourrait en effet s'agir d'un autre critère phylogénétique pouvant accréditer les résultats isotopiques recueillis.

CONCLUSION GENERALE

Cette étude a permis de mener une réflexion sur la continuité de l'enregistrement sédimentaire et sur la robustesse des outils stratigraphiques classiquement utilisés à des fins de corrélation.

De nombreuses lacunes ont été identifiées (notamment à Pueblo), et ce à différentes échelles de temps.

L'agencement des niveaux de bentonites par rapport au découpage en biozones d'ammonites a permis de mettre en évidence des hiatus de grande extension temporelle (de 100 Ka à près de 800 Ka) pour les coupes de Lohali Point (Arizona), d'El Vado (Nouveau Mexique) et de Hot Springs (Dakota du Sud), réputées jusqu'alors continues (Fig.C.1.). Ceux-ci ont été confirmés par l'absence de certains éléments du motif-type des signaux isotopiques du $\delta^{13}C$ et du $\delta^{18}O$.

Les coupes levées au Colorado et au Kansas attestent de la variabilité du signal lithologique. Celle-ci, au-delà des variations latérales de faciès, laisse présumer de l'existence d'un certain nombre de lacunes de plus faible durée dans l'enregistrement sédimentaire, y compris à Pueblo, coupe de référence.

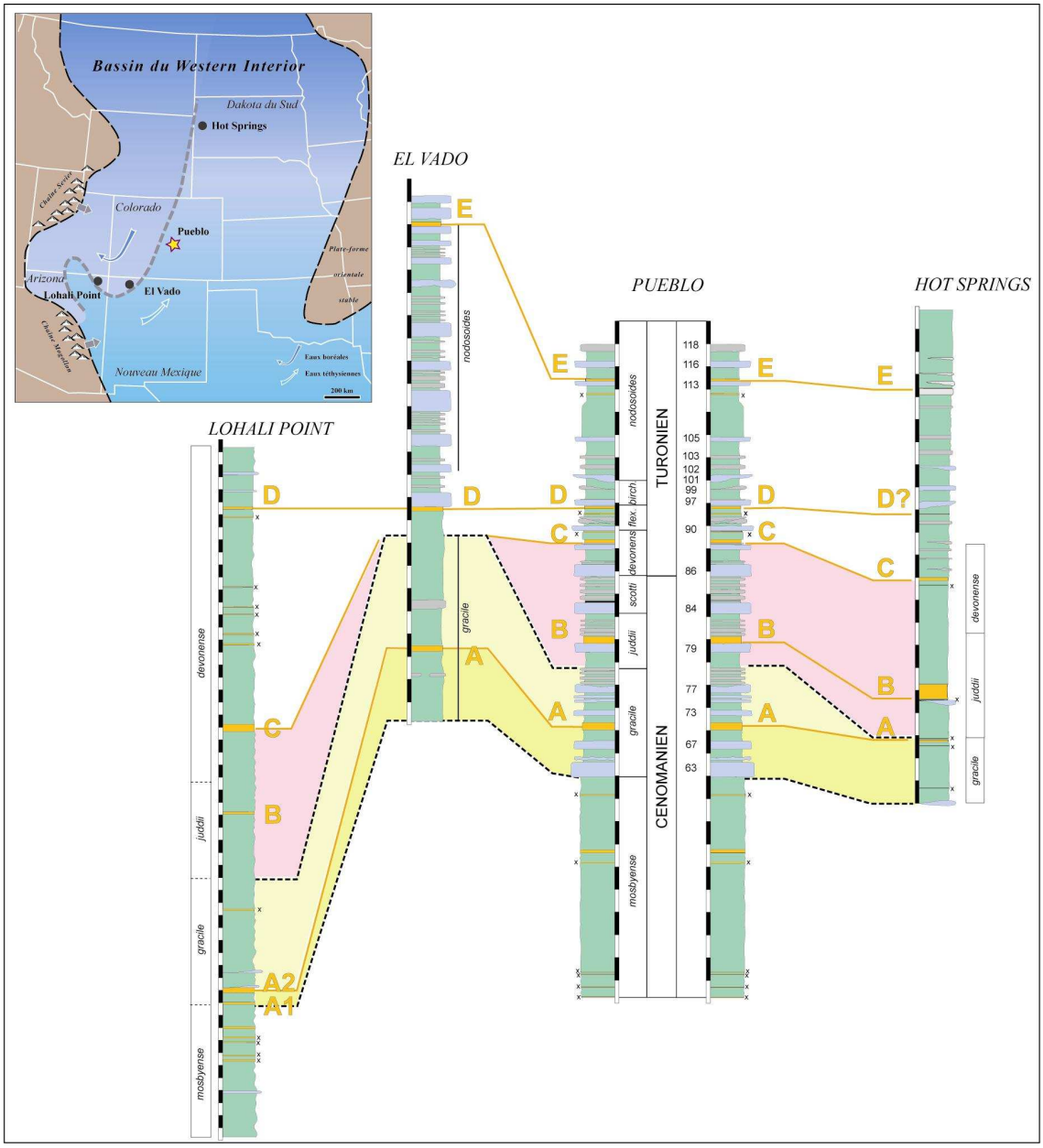


Figure C.1 : Mise en évidence de hiatus de grande extension temporelle pour des coupes réputées continues.

Contrôlé par le cadre téphrochronologique, le signal isotopique du carbone apparaît extrêmement robuste. Celui-ci est sans doute plus riche en informations que l'on pouvait le présumer avec la mise en évidence d'autres événements, de plus courte durée, parfaitement corrélés à travers le bassin nord-américain.

L'intégration des données isotopiques du carbone et de l'oxygène dans le schéma de corrélation à haute résolution permet de distinguer plusieurs événements isotopiques (Fig.C.2) parfaitement synchrones et corrélés de l'Arizona au Kansas et du Dakota du Sud au Texas. Les seules variations relevées dans le motif isotopique rendent compte de la présence de hiatus.

Un composite-type du signal est proposé, notamment pour le $\delta^{13}C_{carb}$ (Fig.C.2). Les événements e1, e5a et e5b définis dans cette étude correspondent aux trois événements couramment enregistrés dans d'autres bassins. Plus finement, sept événements sont reconnus. Leur validité et leur reproductibilité en différents points du bassin sont confirmées par leur intégration dans le cadre téphrochronologique à haute résolution. L'ensemble de ces événements pourrait donc être potentiellement identifié à l'échelle globale ; leur reconnaissance permettrait d'établir des corrélations à plus haute résolution entre différents domaines paléogéographiques. Pour le passage Cénomanien-Turonien, les coupes du bassin nord américain, avec la présence des bentonites, seraient par suite des références permettant un calage temporel plus fin des divers événements isotopiques.

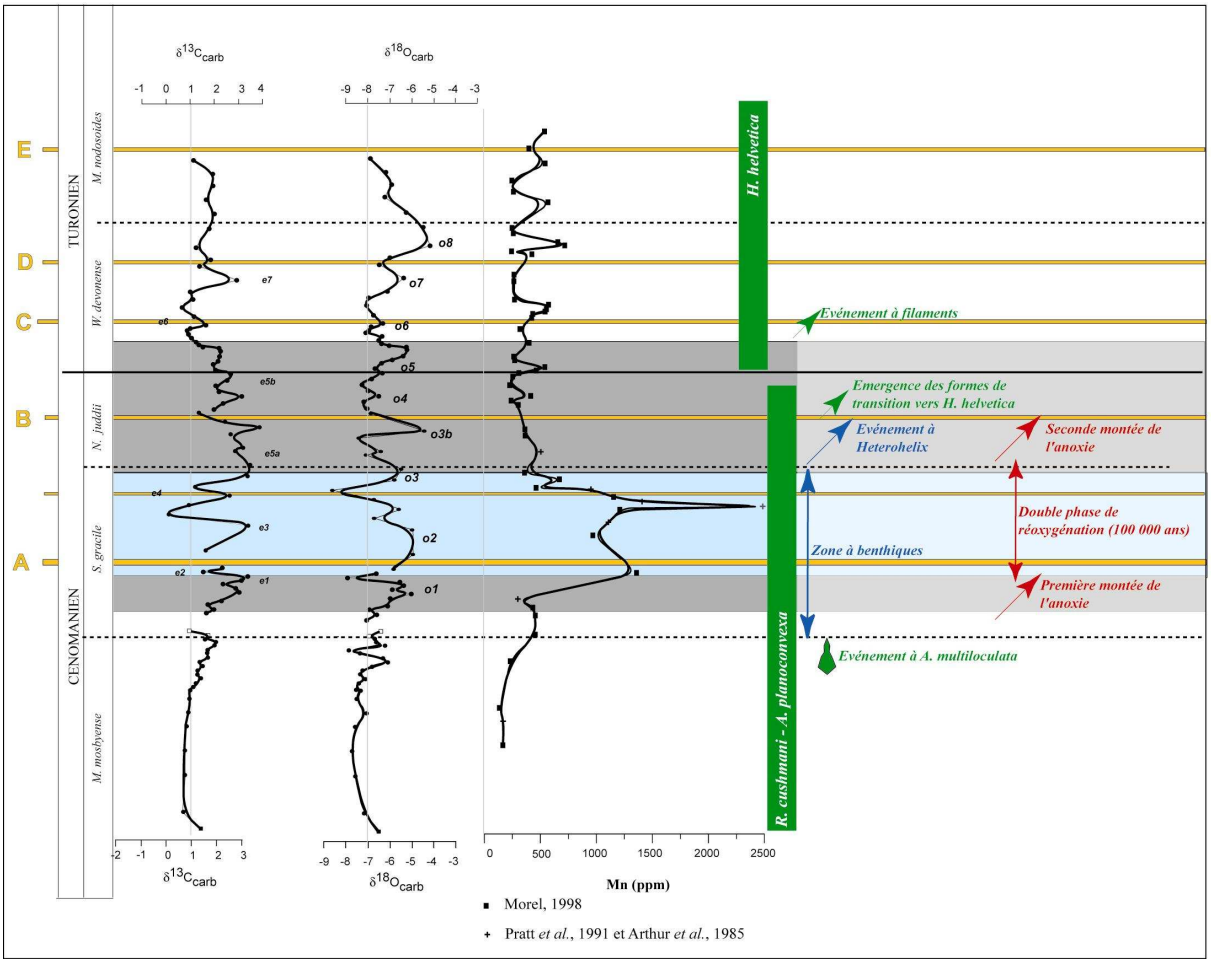


Figure C.2 : Proposition d'un signal-type composite des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène inscrit dans le cadre téphrochronologique à haute résolution. L'évolution des teneurs en manganèse est également indiquée. Les principaux événements biologiques et chimiostratigraphiques sont présentés (en vert : les événements identifiés localement, en bleu à l'échelle du bassin et en rouge ceux qui pourraient avoir une valeur globale).

Enfin, l'effet de la diagenèse entre les différents types de lithologie à Pueblo pourrait être surestimé. La proche concordance à haute fréquence entre les microfaciès et l'évolution du manganèse laisse penser que la diagenèse n'a pas complètement oblitéré la signature isotopique du carbone et de l'oxygène dans les bancs calcaires.

A la première incursion de l'anoxie (événement e1, d'une durée d'environ 100 000 ans) succède une période de réoxygénation, en deux étapes, attestée par la chute des valeurs du $\delta^{13}C$ et la brusque augmentation des teneurs en manganèse. Cette hypothèse est en accord avec la mise en place d'une communauté de foraminifères benthiques abondants et diversifiés pour ce même intervalle. Il faut noter que c'est au sein de cet événement que la population de *Rotalipora s.l.* décroît brutalement. Toutefois, de très rares occurrences de *R. cushmani* sont relevées jusqu'au Cénomanien sommital (Fig.C.2). Cet enregistrement d'ordre global est modulé par des fluctuations à plus petite échelle (20 000 à 40 000 ans) dont témoignent les microfaciès. Celles-ci vont influencer les distributions faunistique (ammonites, foraminifères…) et floristique (nannofossiles calcaires). Les occurrences des formes carénées sont fondamentalement tributaires des conditions environnementales. Les espèces carénées sont préférentiellement identifiées à la faveur d'environnements plus favorables (*i.e.* microfaciès de type oxygéné). C'est au cours de l'un d'eux (coïncidant avec une brusque chute du $\delta^{13}C_{carb}$ qui entaille le plateau de valeurs e5) qu'émergent des formes intermédiaires entre *W. praehelvetica* et *H. helvetica* (Fig.C.2) dès le Cénomanien terminal.

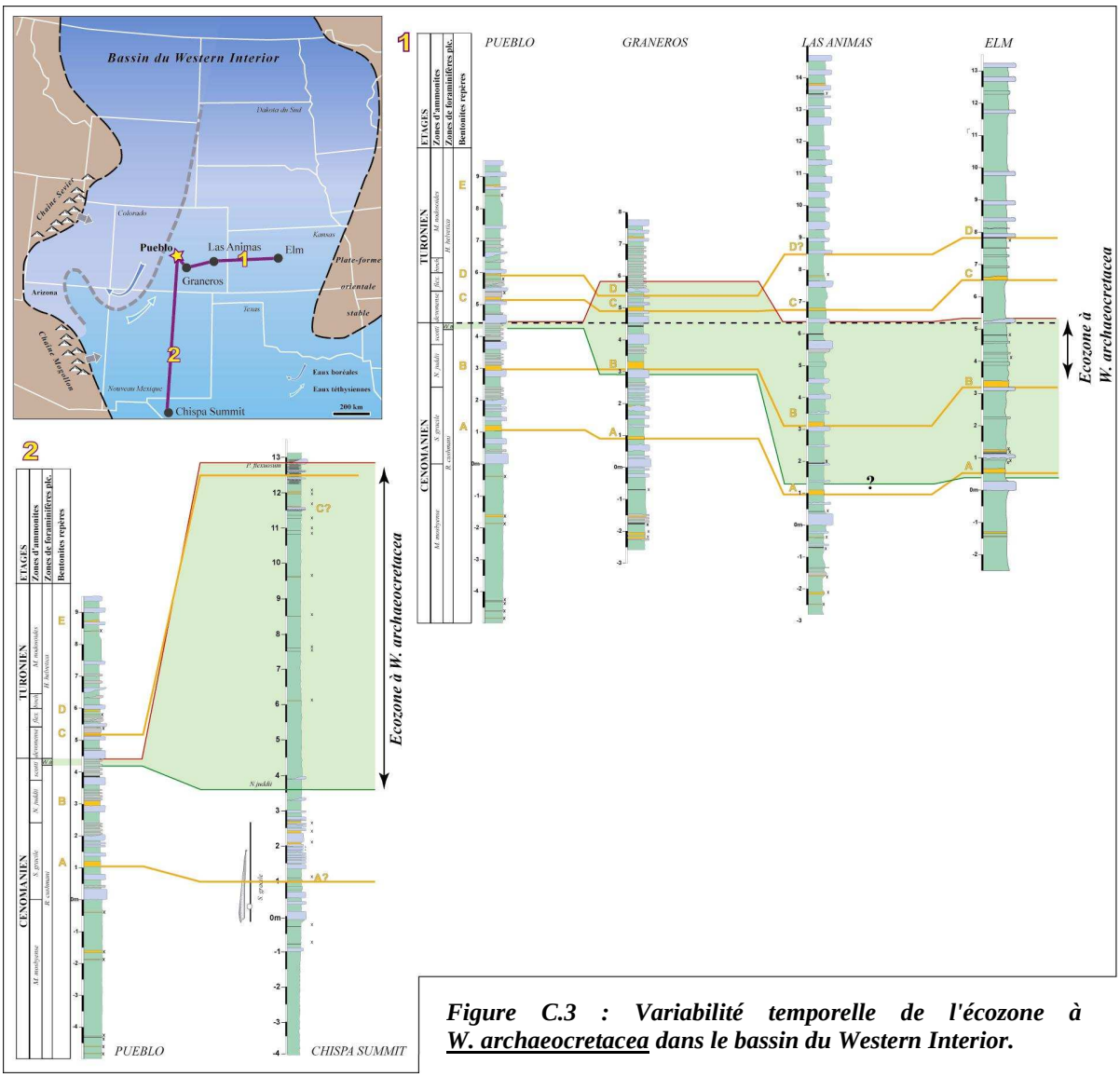


Figure C.3 : Variabilité temporelle de l'écozone à <u>W. archaeocretacea</u> dans le bassin du Western Interior.

Les données biostratigraphiques acquises à haute résolution sur l'ensemble des niveaux (interbancs marneux et bancs calcaires), en formes dégagées et en lames minces, couplées au suivi latéral des bentonites, pour l'ensemble des coupes levées au Colorado et au Kansas, démontrent la variabilité, à l'échelle régionale, de la zone d'extension partielle à *W. archaeocretacea*, extrêmement réduite à Pueblo avec une durée inférieure à 50 000 ans (Fig.C.3). En revanche, à Elm, sur la bordure orientale stable, celle-ci atteint plus de 350 000 ans (Fig.C.3). De même, sa durée varie extrêmement suivant la transversale nord-sud (Fig.C.3). Comme pour la coupe de référence de Pueblo, celle-ci est drastiquement restreinte à Rio Grande au sud du Texas.

La variabilité de son extension doit être commandée par des fluctuations paléocéanographiques plus ou moins régionales et/ou dû à un biais d'enregistrement lié à la raréfaction des espèces-index spécialisées dans la tranche d'eau, suite au renforcement de l'anoxie. En effet, les occurrences des espèces carénées qui bornent son extension sont diachrones à l'échelle du bassin. Par suite son extension ne peut avoir qu'une durée variable. Les limites d'extension de cette écozone ne peuvent pas être utilisées à des fins de corrélations à haute résolution.

D'autres événements biologiques, plus brefs, ont été identifiés au cours de cette étude. L'événement à filaments qui était proposé comme bon outil de corrélation se révèle diachrone entre les provinces septentrionales et méridionales du bassin nord américain. En revanche, l'événement à *Heterohelix* contemporain de la seconde montée de l'anoxie pourrait avoir un caractère global.

Enfin, cette étude nous a conduit vers de nouvelles approches méthodologiques. Le sens d'enroulement permet notamment de distinguer deux lignées chez les rotalipores. *R. greenhornensis* et *R. cushmani* appartiennent à deux phylums différents. *R. cushmani* et *A. planoconvexa*, avec des populations présentant un sens d'enroulement équilibré, pourraient être moins spécialisées et, par suite, plus résistantes. Ceci pourrait expliquer leur persistance jusqu'au Cénomanien sommital alors que *R. greenhornensis*, plus spécialisée avec un sens d'enroulement biaisé, disparaît au cours de la phase de réoxygénation dans la zone d'ammonites à *S. gracile*. Il faut d'ailleurs noter que ces formes spécialisées ont survécu à un premier événement anoxique (e1), pour se raréfier lors de la mise en place de l'événement e2, plus oxygéné. En effet, les brusques déstabilisations dans la tranche d'eau et/ou une trop forte stratification au sein de celle-ci lors des l'événements e2 à e4 ont pu contribuer à la raréfaction des rotalipores. L'effet de l'anoxie est ainsi peut-être surestimé.

Méthodologiquement, cette étude a abouti à contraindre finement, temporellement et spatialement, les différents événements biostratigraphiques et chimiostratigraphiques qui ont ponctué le passage Cénomanien-Turonien dans le bassin du Western Interior. Le suivi de certains de ces événements entre différents domaines paléogéographiques pourrait permettre d'améliorer la résolution temporelle des corrélations à l'échelle globale.

Finalement, cette étude n'a pu aboutir aux résultats présentés que parce que nous avons réalisé ces travaux sans *a priori*, en intégrant successivement les divers signaux stratigraphiques dans le cadre téphrochronologique. La comparaison de ces différents outils permet de calibrer les événements les uns par rapport aux autres avec une résolution temporelle très fine. Elle rend également compte de lacunes dans l'enregistrement sédimentaire.

Cette méthode de travail souligne l'importance de coupler un grand nombre de signaux stratigraphiques (ammonites, foraminifères planctoniques, benthiques, nannofossiles calcaires, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, Mn…). Elle est applicable à n'importe quelle série de n'importe quel bassin. Enfin, il apparaît sans surprise indispensable de réaliser plusieurs coupes au sein d'un même bassin avant de prétendre à des conclusions définitives de portée globale.

ANNEXES

ANNEXE 1

NOMENCLATURES DES DIFFERENTES FORMATIONS ET MEMBRES DU LE BASSIN DU WESTER INTERIOR

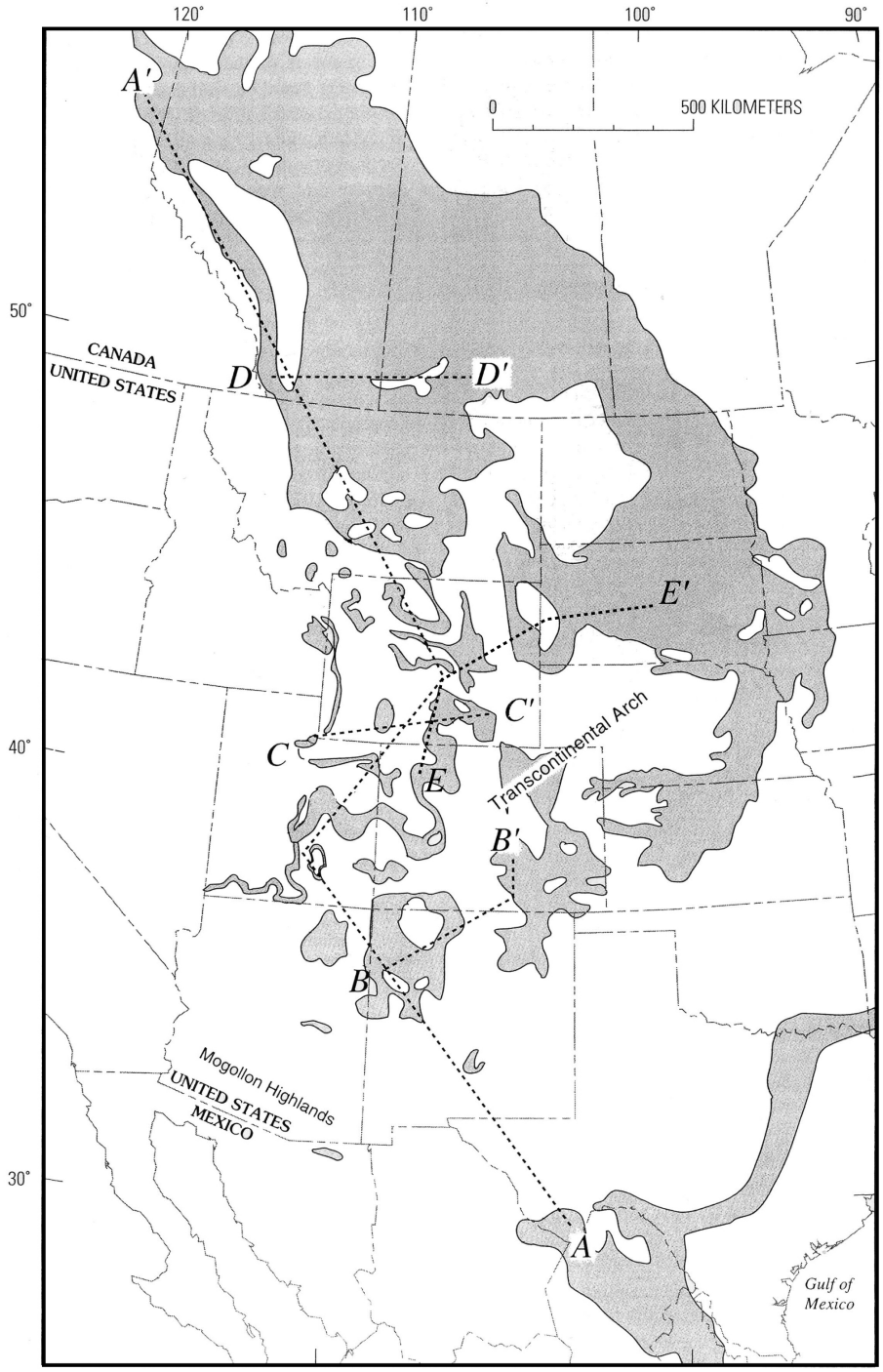


Figure A1.1 : Carte de la distribution des affleurements d'âge crétacé supérieur du bassin du Western Interior (selon Roberts & Kirchbaum, 1995). Les transversales A-A', B-B', C-C', D-D' et E-E' correspondent aux récapitulatifs des formations et des membres utilisés dans les différents secteurs, présentés dans les figures suivantes (Fig.A1.2 , A1.3 et A1.4).

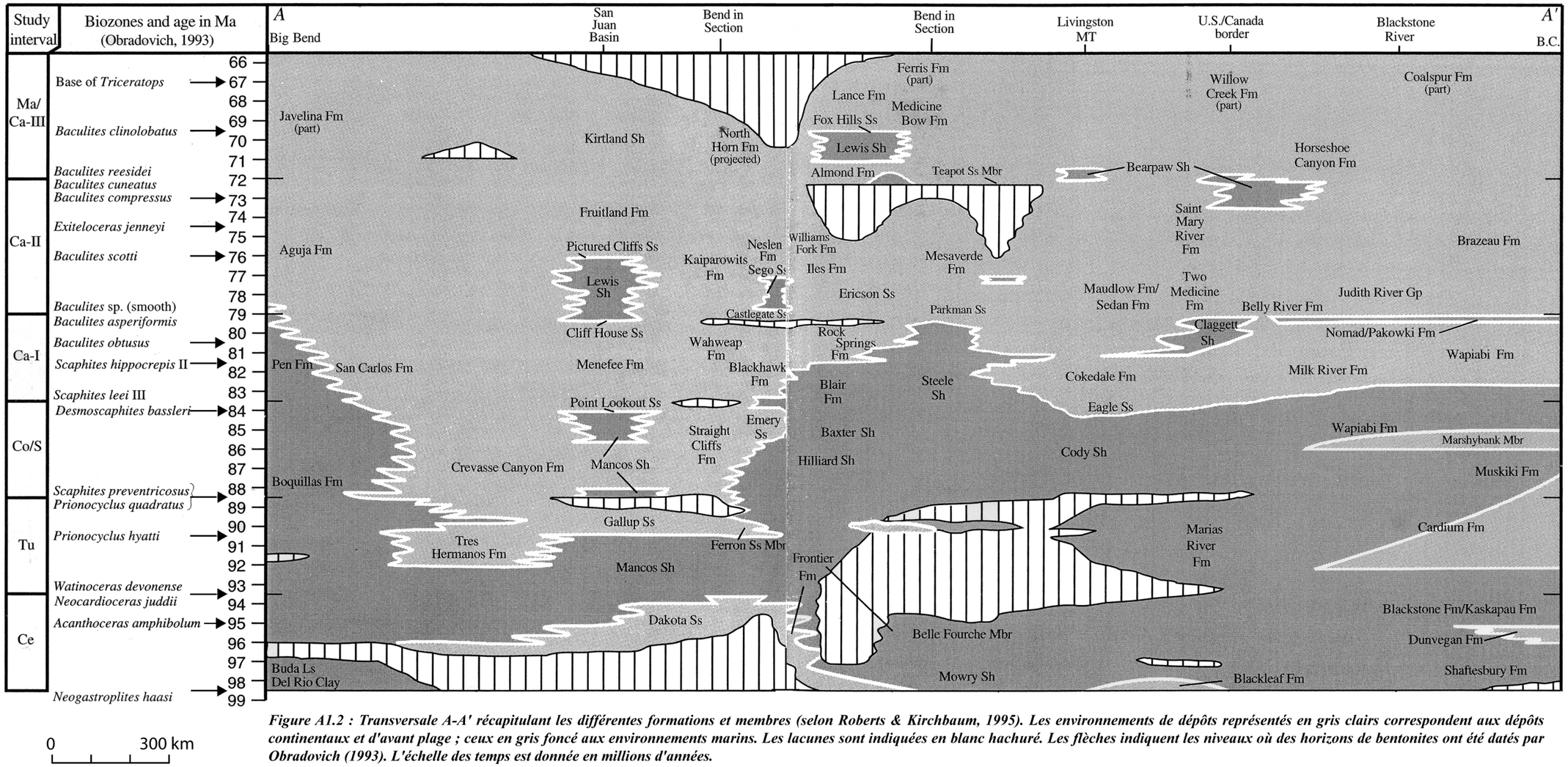


Figure A1.2 : Transversale A-A' récapitulant les différentes formations et membres (selon Roberts & Kirchbaum, 1995). Les environnements de dépôts représentés en gris clairs correspondent aux dépôts continentaux et d'avant plage ; ceux en gris foncé aux environnements marins. Les lacunes sont indiquées en blanc hachuré. Les flèches indiquent les niveaux où des horizons de bentonites ont été datés par Obradovich (1993). L'échelle des temps est donnée en millions d'années.

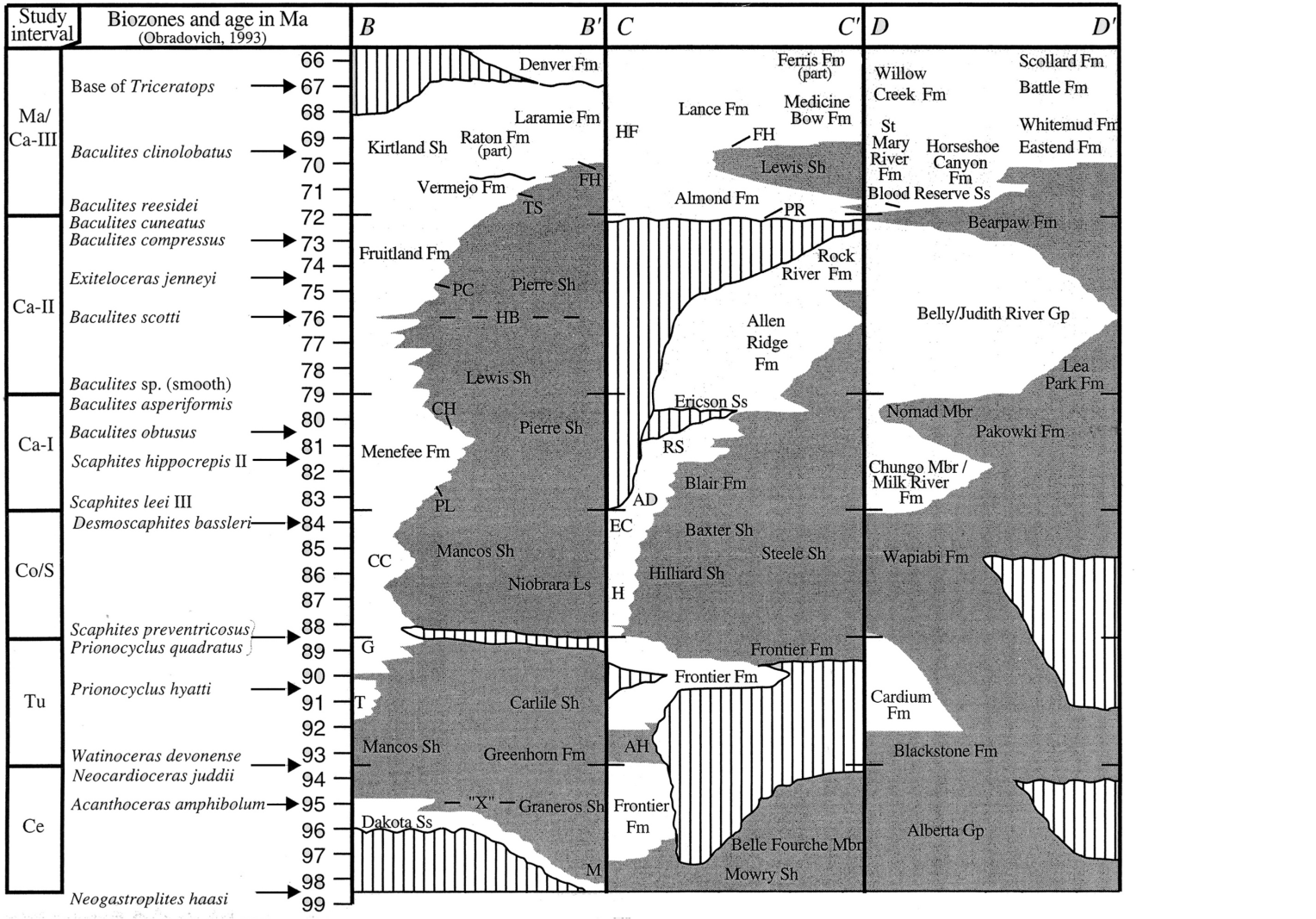


Figure A1.3 : Transversales B-B', C-C' et D-D' récapitulant les différentes formations et membres (selon Roberts & Kirchbaum, 1995). Les environnements de dépôts représentés en gris clairs correspondent aux dépôts continentaux et d'avant plage ; ceux en gris foncé aux environnements marins. Les lacunes sont indiquées en blanc hachuré. Les flèches indiquent les niveaux où des horizons de bentonites ont été datés par Obradovich (1993). L'échelle des temps est donnée en millions d'années.

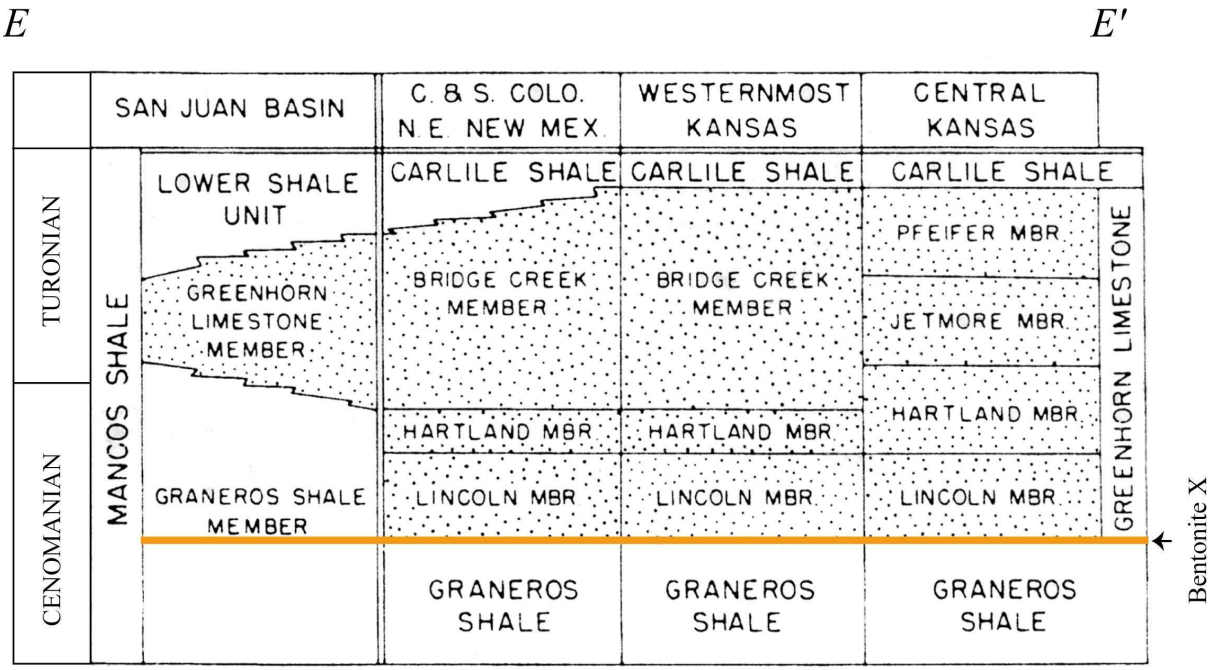


Figure A1.4 : Transversale E-E' récapitulant les différentes formations et membres (selon Hattin, 1987). La formation de "Greenhorn Limestone" s.l. est figurée en pointillés. La bentonite X est également indiquée.

ANNEXE 2

LES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES OUTILS BIOSTRATIGRAPHQUES ET PALEOECOLOGIQUES

Les foraminifères, en tant qu'outils biostratigraphiques ou paléoécologiques prennent une place toute particulière dans cette étude. Cette annexe reprend quelques généralités sur ces organismes, et permet au lecteur de mieux comprendre leur utilisation (et leur limite d'utilisation) comme bio marqueur d'une part ou comme témoin des conditions environnementales d'autre part.

I. GENERALITES

Les foraminifères sont des microorganismes marins, unicellulaires, fabriquant un test calcaire. Parmi leurs caractéristiques, il faut noter leur petite taille et leur grande abondance. Ainsi, ils sont largement employés comme outil biostratigraphique et pour les interprétations paléoenvironnementales. En effet, leur test minéralisé est généralement très bien conservé et de petites quantités de sédiments suffisent à en extraire un grand nombre. Au-delà des déterminations des genres et des espèces, et des comptages permettant une analyse fine des assemblages (abondance, diversité…), ces microfossiles peuvent également être utilisés pour des analyses géochimiques (isotopes stables du carbone et de l'oxygène ; Emiliani, 1954). Ils deviennent dès lors des indicateurs pour les paléotempératures et sont, par exemple, utilisés pour distinguer les périodes glaciaires et interglaciaires dans les sédiments quaternaires (*e.g.* Oppo *et al.*, 1998).

Les foraminifères vivants comprennent plus de dix milles espèces (Vikerman, 1992). La majorité de ces formes sont benthiques. Les travaux dans l'actuel, ne recensent que quarante-quatre espèces de foraminifères planctoniques dont trente-deux communes à l'ensemble des océans (Hemleben *et al.*, 1989).

Plus de cinquante milles espèces fossiles ont été répertoriées (Vikerman, 1992). Les récents travaux de Pawlowski *et al.* (1999), soulèvent une contradiction entre les données micropaléontologiques datant l'apparition des foraminifères benthiques du Cambrien (Culver, 1991) et l'apport de la biologie moléculaire qui suggère l'existence de formes (benthiques) plus précoces mais sans test (Pawlowski *et al*, 1999). Fuchs (1967) affirme que les plus vieux spécimens de foraminifères planctoniques auraient été retrouvés au Rhétien et, Wernli (1988) au Toarcien. Cependant, les premières formes planctoniques incontestables sont datées du Bajocien, Jurassique moyen (Caron & Homewood, 1983).

Au cours de leur évolution les foraminifères ont su exploiter une grande variété de modes de vie et par suite de niches écologiques. Ainsi, ils sont abondants depuis la zone côtière jusqu'en milieu océanique profond (Fig.A2.1, 2).

Les foraminifères planctoniques vivent pour la plupart d'entre eux dans la zone euphotique (entre dix et cinquante mètres). Certaines espèces sont, en revanche, capables de descendre dans la tranche d'eau lors de leur cycle de vie (permettant l'accès à la paléoprofondeur dans l'ancien) et d'atteindre plusieurs centaines de mètres de profondeur (Hemleben *et al.*, 1989). Toutefois, l'abondance des formes planctoniques décroît de façon exponentielle avec la profondeur (Bé, 1977). Cette distribution est en relation avec les paramètres physico-chimiques déterminant leurs besoins (*i.e.*

la quantité de nourriture disponible, la pénétration de la lumière, le taux d'oxygène dissous, la salinité et la température ; Bijma & Hemleben, 1994).

Ainsi, Bé (1977) définit les foraminifères planctoniques épineux ou non épineux ; ce caractère traduit leur répartition en fonction de la profondeur. En effet, en descendant dans la tranche d'eau, les formes épineuses deviennent de moins en moins abondantes. Seules les formes non épineuses colonisent la tranche d'eau la plus profonde, *i.e.* au delà de cent mètres de profondeur et jusqu'à plus de mille mètres de profondeur.

La température est un facteur primordial contrôlant la distribution des foraminifères. Différentes provinces paléogéographiques sont reconnues en domaine de plate-forme et sur le talus. Celles-ci sont fonction de la latitude (Fig.A2.1).

Les foraminifères planctoniques sont, quant à eux, identifiés en fonction des régimes océaniques, des masses d'eaux tropicales et sub-tropicales ou polaires (Fig.A2.2). Leur distribution la plus frappante est clairement en relation avec la latitude (Fig.A2.2). Le même type de répartition latitudinale a été mis en évidence pour le Crétacé (Albien et Santonien) par Hart (2000).

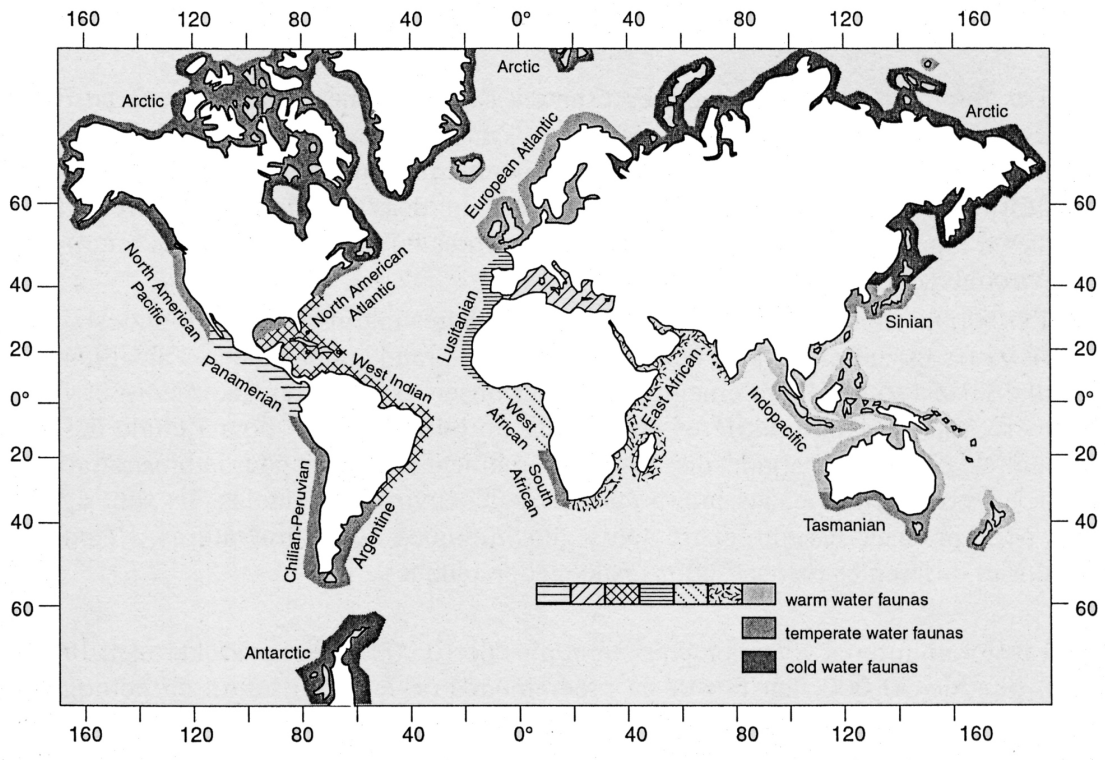


Figure A2.1 : Provinces biogéographiques des foraminifères benthiques actuels (Boltovskoy & Wright, 1976).

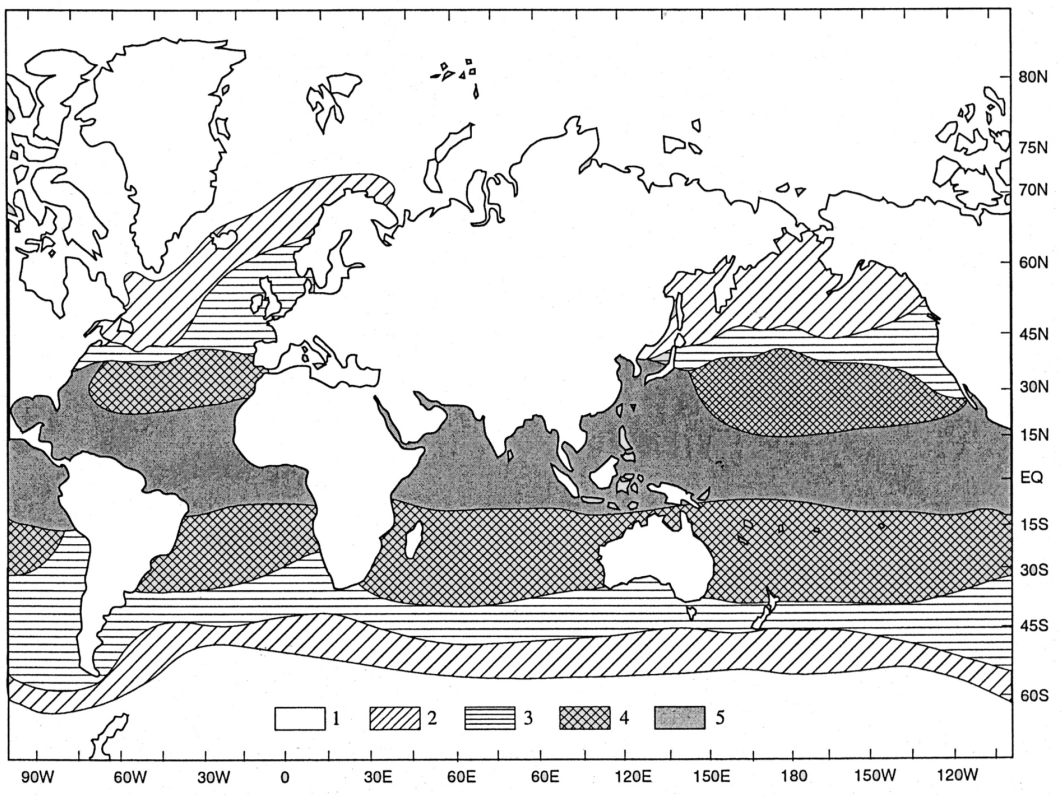


Figure A2.2 : Provinces biogéographiques des foraminifères planctoniques actuels (Bé, 1977).
Provinces : 1 : Polaires ; 2 : Sub-polaires ; 3 : Intermédiaires ; 4 : Sub-tropicales ; 5 : Tropicales.

I.1. Nutrition

Un des facteurs permettant la survie et la reproduction des espèces est bien évidemment la quantité de nourriture disponible. Les espèces capables de subsister grâce à une large gamme de proies ont indéniablement plus de chance de résister aux changements environnementaux, et sont par suite, plus aptes à envahir et à s'adapter à de nouvelles niches écologiques (Hemleben *et al.*, 1989).

Les foraminifères exploitent différentes sources de nourriture, ils peuvent être herbivores, suspensivores, dépositivores, détritivores, carnivores ; ils utilisent également le parasitisme et peuvent vivre en symbiose. Ces différents mécanismes nutritionnels vont dépendre du type de nourriture disponible et donc des conditions du milieu.

Ainsi, certains herbivores broutent des cellules algaires de façon active, d'autres (état permanent ou temporaire) de façon passive. Ce type d'organismes peuple les eaux peu profondes. Les herbivores sont le plus souvent des formes non épineuses (Hemleben *et al.*, 1989).

Les suspensivores collectent les détritus de microorganismes en suspension dans la colonne d'eau. Ils occupent la zone épibenthique supérieure sur des sédiments meubles.

Les dépositivores vivent dans des sédiments boueux au niveau de la zone photique ou au-dessous ; les bactéries constituent leur principale source de nourriture (Goldstein & Corliss, 1994).

Les détritivores consomment de la matière organique plus ou moins dégradée par les bactéries. Ces formes se développent sur les grands fonds océaniques où une pluie abondante de phytodétritus se dépose.

Les carnivores ingèrent aussi bien des formes planctoniques que benthiques (Anderson & Bé, 1976). Ils s'alimentent de copépodes, de crustacés, de larves d'échinodermes, de polychètes et pratiquent même le cannibalisme. Les espèces carnivores existent à la fois chez les benthiques et chez les planctoniques. Leurs pseudopodes, en sécrétant une matrice extracellulaire adhésive, piègent leurs proies (Boltovskoy & Wright, 1976). Les foraminifères planctoniques ne sont pas exclusivement carnivores même si les formes épineuses ont une nette préférence pour les proies animales (Hemleben *et al.*, 1989).

Les foraminifères qui exploitent le parasitisme infestent d'autres foraminifères mais aussi des bivalves, des spongiaires ou encore des coraux. Lors de la symbiose (Fig.A2.4), ils incluent les algues par endosymbiose (Lee & Anderson, 1991). Ce type d'association est particulièrement bien développé dans les milieux pauvres en oxygène dissous, hypoxique à anoxique. L'endosymbiose existe chez quelques formes benthiques (*e.g. Miliolida* et *Rotaliida*) mais est plus couramment développée chez les planctoniques (pour le genre *Globigerinida*). Les symbiontes de ces derniers sont des dinoflagellés et des chrysophytes. Les planctoniques peuvent même élever des chloroplastes isolés qu'ils maintiennent en activité et digèrent en l'absence d'autres sources nutritives (Lopez, 1979).

I.2. Reproduction

Chez les foraminifères benthiques, le cycle de reproduction se caractérise par l'alternance de générations sexuées et asexuées.

Les espèces planctoniques ne se reproduisent que par voie sexuée.

En dépit des connaissances précises sur le rythme et la durée des étapes cytoplasmiques du cycle de reproduction des foraminifères planctoniques, leur cycle de vie n'est pas complètement connu puisque à ce jour, l'élevage en aquarium reste impossible. Des changements morphologiques (Fig.A2.3), incluant la chute des épines et une calcification facultative au cours de la gamétogenèse, caractérisent les spécimens ayant subi cette dernière (Hemleben *et al.*, 1989).

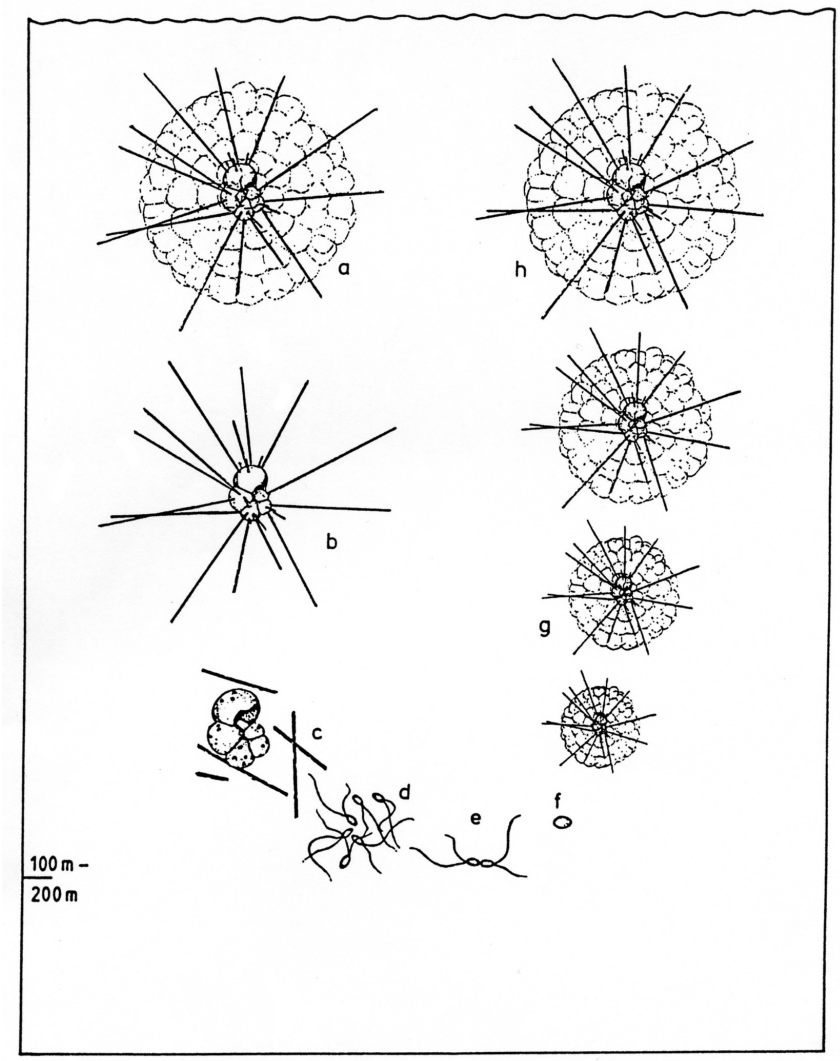


Figure A2.3 : Cycle reproductif de H. pelagica d'après Hemleben & Spindler (1983). La gamétogenèse est en relation avec le cycle lunaire, les gamètes sont émis trois à cinq jours après la pleine lune.

a : spécimen proche de la gamétogenèse avec longues épines et une capsule de gaz.
b : environ douze heures avant l'émission des gamètes, la poche de gaz se résorbe et l'animal coule vers les eaux profondes.
c : peu de temps après, les épines se cassent également. Une couche supplémentaire de calcite couvre le test environ seize heures après l'émission des gamètes.
d : trois cents milles à quatre cents milles gamètes biflagellés sont émis.
e : fusion des gamètes.
f : formation du zygote.
g : croissance de la forme juvénile qui remonte vers les eaux de surface.
h : spécimen adulte.

Les phases e) et f) sont hypothétiques (pas encore observées).

La (ou les) dernière(s) loges formées avant la gamétogenèse peuvent être différentes des autres loges, d'après les observations faites sur des formes épineuses de *Hastigerina pelagica* (D'ORBIGNY, 1839) :

- soit la dernière loge est plus grande,
- soit la dernière loge (voire les quatre dernières) sont plus petites (loges dites « kummerform », de l'allemand : soucis, chagrin, Berger, 1970). Chez les formes épineuses, cette ou ces loge(s) sont souvent dépourvues d'épines et parfois

incomplètement calcifiées voire anormalement hyper-calcifiées avec une densité de pores plus faible.

Il est important de souligner que les loges dites « kummerform » ne sont que rarement préservées chez les spécimens fossiles.

Dans l'état actuel des connaissances, chez les foraminifères planctoniques, il n'est pas exclu que des alternances de morphologie existent entre les différentes générations comme cela se produit chez certaines espèces benthiques (Hemleben *et al.*, 1989).

De plus, les espèces épineuses, vivant dans la zone photique, ont un cycle de reproduction lié au cycle lunaire ou semi-lunaire (Spindler *et al.*, 1979). Il s'agit, par exemple, des espèces *H. pelagica*, *Globigerinoides sacculifer* (BRADY, 1897) et *Globigerinella siphonifera* (D'ORBIGNY, 1839). En revanche, les espèces d'eaux profondes, *e.g. Globorotalia truncatulinoides* (D'ORBIGNY, 1839) et *Globorotalia hirsuta* (D'ORBIGNY, 1839), semblent avoir un cycle annuel ou semi-annuel (Hemleben *et al.*, 1989).

I.3. Structure du test

La formation des loges, résultant du dépôt de calcite sur une couche organique initiale, prend place à l'intérieur d'une membrane cytoplasmique produite par des rhizopodes. Ceux-ci secrètent également la membrane organique initiale ou primaire (ou POM : « Primary Organic Membrane », Fig.A2.4, 5). La POM est le lieu de dépôt de la calcite, créant un test bilamellaire. Les phases de calcification forment progressivement un test en plusieurs couches. Le nombre de couches correspond environ au nombre de loges ajoutées (voir Synthèse dans Hemleben *et al.*, 1989).

Des pustules peuvent se développer et former une empreinte dans la couche de calcite suivante. Elles seront par suite successivement calcifiées et présenteront également une structure en couches (Hemleben, 1975 ; Benjamini & Reiss, 1979).

En revanche, les épines n'acquièrent pas ce type de structure et sont insérées dans la couche de calcite initiale en association avec la POM ou bien, au niveau d'une autre couche de calcite présentant une doublure organique externe (OL sur la figure A2.4). Elles ne contiennent pas de matrice organique interne. Différents types de morphologies sont distinguées selon les genres (Hemleben, 1975 ; Saito *et al.*, 1976 ; Hemleben *et al.*, 1989).

Un épaississement du test, formant une croûte calcitique, peut également avoir lieu lors d'une chute de la température (Hemleben *et al.*, 1989).

Les processus de précipitation de dépôt de la calcite apparaissent être contrôlés par la quantité de Ca^{2+} stockée dans le cytoplasme.

La chimie des constituants organiques du test des foraminifères planctoniques permet de distinguer les différents genres. L'analyse des acides aminés de cette phase organique (King & Hare, 1972) valide en général les divisions taxonomiques actuelles (basées sur des critères morphologiques). Il existe néanmoins des exceptions. Par exemple, l'espèce *Neogloboquadrina pachyderma* (EHRENBERG, 1861), espèce non épineuse, est placée parmi les espèces épineuses.

La résorption de la calcite et de la matière organique associée (au cours de la gamétogenèse ou bien lors des conditions environnementales défavorables) fait partie intégrante du cycle métabolique des foraminifères planctoniques. De plus, les zones endommagées du test et/ou des épines peuvent être restaurés grâce à l'activité cytoplasmique (Bé & Spero, 1981).

Ainsi, toutes ces particularités font des foraminifères un outil indispensable pour la stratigraphie, la paléoécologie ainsi que les reconstitutions paléoenvironnementales.

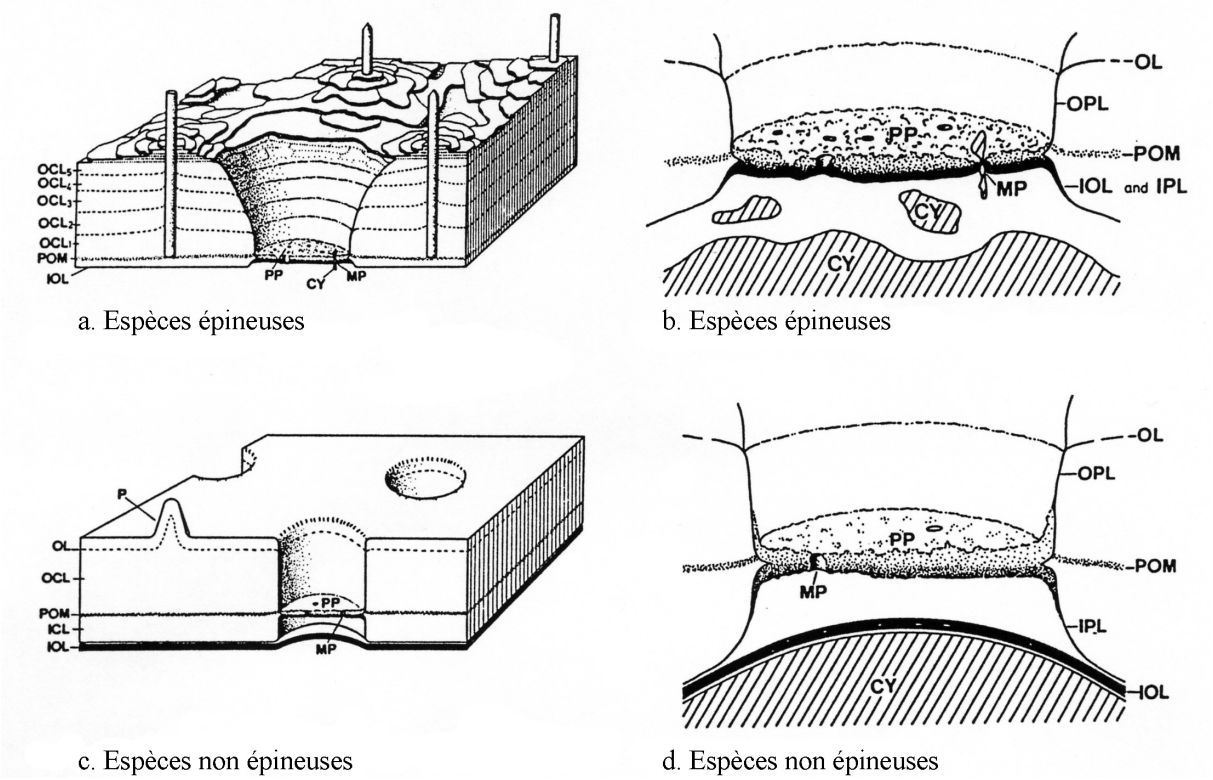


Figure A2.4 : Blocs diagrammes et coupes des tests de foraminifère planctoniques. Le diamètre des pores chez les espèces épineuses ou non épineuses est respectivement de 4 à 7 µm et de 2 à 4 µm (d'après Bé et al., 1980).

Figure A2.5 : Points communs et différences dans la structure des pores observés sur les foraminifères planctoniques épineux et non épineux (d'après Bé et al., 1980) :

	Foraminifère planctonique épineux (Fig.A2.5a, 5b)	***Foraminifère planctonique non épineux (Fig.A2.5c, 5d)***
	Globigerinoides, Globigerinella	*Globorotalia, Globloquadrina, Pulleniata*
POM (Primary organic Membrane ou membrane organique primaire)	*La POM se situe au niveau des protections des pores, situées dans la partie la plus resserrée.*	*Identique.*
OL (Organic Layer ou couche organique)	*Ces films organiques constituent des limites entre les couches de calcite.*	*Identique.*
OCL (Outer Calcite Layer ou couche de calcite externe)	*Nombreuses au niveau des dernières loges formées*	*Identique.*
ICL (Inner Calcite Layer ou couche de calcite interne)	*Jusqu'à quatre couches au niveau des loges les plus vieilles*	*Jusqu'à deux couches au niveau des loges les plus vieilles.*
PP (Pore plate ou protection des pores)	*Cette pièce est perforée par de nombreux micropores, à travers lesquels les pseudopodes peuvent sortir.*	*Les micropores sont moins nombreux.*
IOL (Inner Organic Layer ou couche organique interne)	*Peu marquée, sauf pour les premières loges. La zone en contact avec la protection du pore est également perforée. L'IOL est plus épaisse à ce niveau.*	*Bien marquée, devenant très épaisse dans les premières loges. L'IOL est séparée de la protection des pores et n'est pas perforée.*

Découverts au début du XIX^{ème} siècle, les foraminifères planctoniques ont, depuis, été largement utilisés pour des analyses biostratigraphiques. D'Orbigny (1826, 1839a,b) fut le premier à décrire ces organismes sur une plage de sable. D'autres auteurs, comme Ehrenberg (1861, 1873), Carpenter *et al.* (1862), Wallich (1862), Parker & Jones (1865), ont ensuite documenté la présence de ces protistes dans les sédiments. Murray & Renard (1891) ont révélé qu'une grande quantité des tests de ces organismes recouvrait le fond des mers et des océans. Murray (1897) a mis en évidence que leur distribution était fonction du climat. Depuis, de très nombreuses études ont démontré l'intérêt de l'utilisation de ces microorganismes pour dater les sédiments et déchiffrer les climats du passé.

II. LES FORAMINIFERES, OUTILS BIOSTRATIGRAPHIQUES

La biostratigraphie est une discipline qui utilise les fossiles et leurs traces dans les sédiments afin de constituer des échelles dont la biozone est l'unité élémentaire. Les biozones servent à établir des repères de chronologie relative et effectuer des corrélations (*i.e.* tracer des lignes temps). Celles-ci présentent bien évidemment des limites dans leur application. Dans la perspective d'une utilisation globale, comme l'établissement de corrélations à longues distances entre des domaines paléogéographiques différents, il est essentiel que les biomarqueurs utilisés dans l'élaboration des biozones aient une répartition mondiale et une extension parfaitement synchrone.

Les foraminifères planctoniques sont des fossiles réputés pour bien répondre à ces conditions et ils peuvent, de ce fait, prétendre au statut de « bons marqueurs stratigraphiques ». Par ailleurs, depuis le symposium de Bruxelles en 1995 sur les limites d'étages du Crétacé, il a été souligné l'intérêt de l'utilisation de ce groupe fossile, tout particulièrement dans les bassins où les ammonites font défaut.

Les espèces planctoniques avec leur large répartition géographique, un développement prolifique, leur évolution rapide sont couramment utilisés. Les formes benthiques, le sont également mais dans une moindre proportion ; le développement de ces formes généralement abondantes est toutefois influencé par les conditions environnementales.

Les biozonations basées sur les foraminifères planctoniques du Crétacé existent depuis plus d'une cinquantaine d'années. Certaines d'entre elles servent de référence, notamment celles établies, il a une vingtaine d'années grâce à la synthèse de nombreuses données. Ces travaux ont abouti à l'élaboration d'atlas d'espèces pour les Globotruncanidae (Robaszynski & Caron et le groupe de travail européen des foraminifères planctoniques, 1979 ; Robaszynski *et al.*, 1984 ; Caron, 1985). Pour les Heterohelicidae, la référence correspond aux travaux de Nederbragt (1991). En, 1995, Robaszynski & Caron réactualisent les zonations des foraminifères planctoniques du Crétacé pour les Globotruncanidae et les Heterohelicidae (Fig.A2.6). La plupart du temps, les zones employées sont des zones d'intervalle (entre des premières apparitions ou dernières occurrences de taxa). Ainsi, sur les trente zones découpant le Crétacé, seules huit d'entre elles sont d'extension totale (Robaszynski & Caron, 1995). Toutefois, comme nous en avons discuté dans la troisième partie de ce manuscrit, l'utilisation de ces biozones a des limites, notamment lors de l'établissement des corrélations à haute résolution.

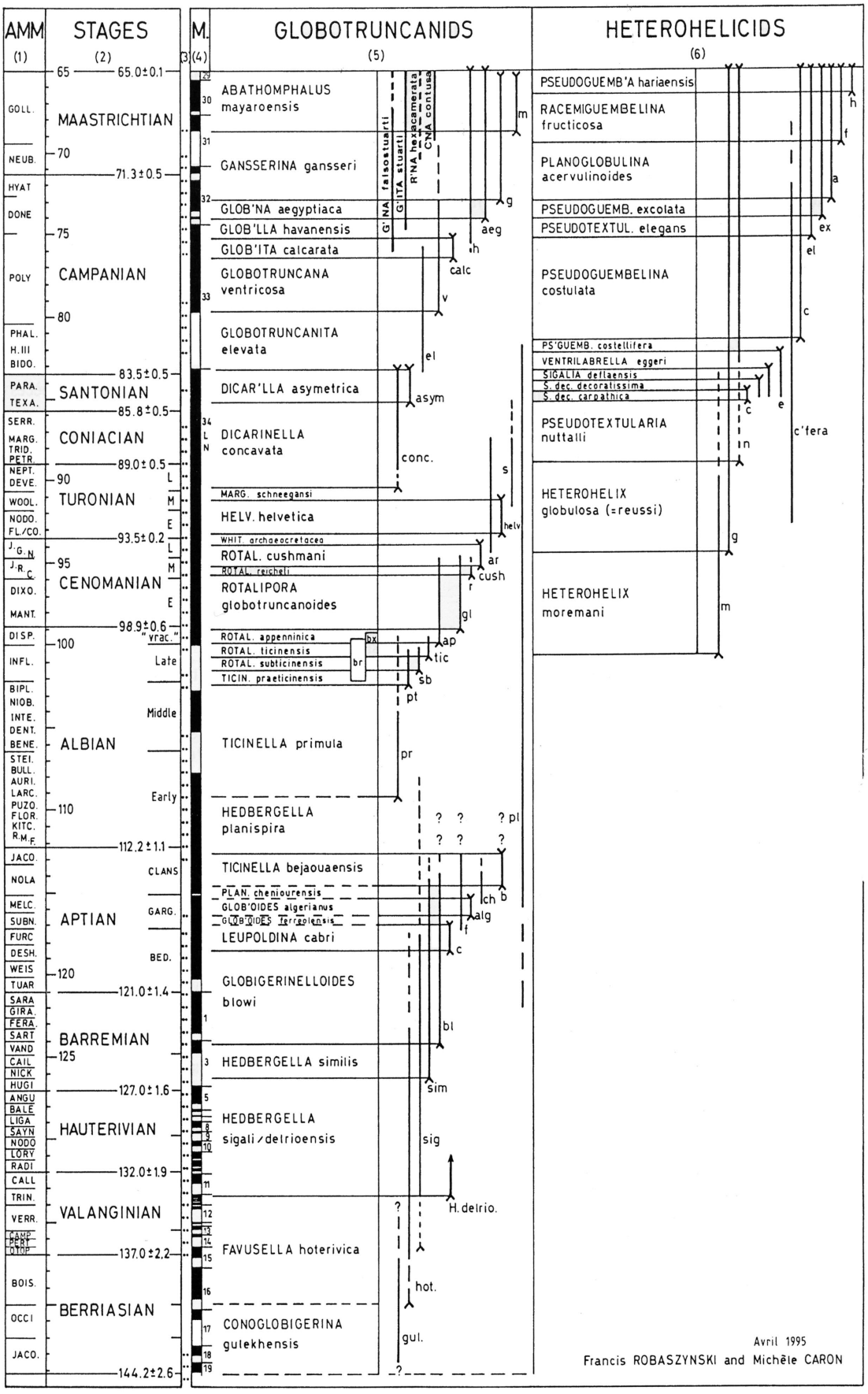


Figure A2.6 : Les zones de foraminifères planctoniques au Crétacé (d'après Robaszynski & Caron, 1995).

III. LES FORAMINIFERES, OUTILS PALEOECOLOGIQUES

Les principaux facteurs qui contrôlent la distribution des foraminifères sont, comme nous l'avons déjà évoqué, la température, la luminosité, la quantité de nourriture disponible, la profondeur, la salinité et les taux d'oxygène dissous. Par ailleurs, les foraminifères se sont adaptés à deux modes de vie : benthiques et planctoniques. Par suite, les études des formes planctoniques et benthiques apportent des informations complémentaires sur les conditions environnementales.

III.1. Apport de l'étude des foraminifères benthiques :

Depuis les premiers travaux de Wright & Murray (1972) et de Murray (1973) qui proposaient que les pourcentages relatifs de certains genres de foraminifères benthiques permettent d'accéder à la reconnaissance de différents types d'environnements, de nombreux modèles rendent compte du mode de vie de ces organismes en fonction de la nature et de la morphologie de leurs tests (Jones & Charnok, 1985 ; Koutsoukos & Hart, 1990). D'autres auteurs comme Sliter & Baker (1972) envisagent une distribution bathymétrique des faunes benthiques de la plate-forme externe à la base du talus.

Après la bathymétrie, la température contrôle également la température comme le montre la carte des provinces biogéographique des foraminifères benthiques actuels (Fig.A2.1).

Des travaux récents (Culver & Buzas, 1999) montrent que le substrat joue également un rôle majeur dans la distribution de foraminifères benthiques.

Même si les foraminifères benthiques sont plus tolérants que les planctoniques quant aux conditions d'oxygénation, le taux d'oxygène dissous est un facteur important. Ainsi, la réponse des benthiques, strictement aérobies, à l'anoxie devrait fournir des indications précieuses pour les reconstitutions paléoécologiques.

Dans les associations, les espèces à test calcaire perforé deviennent dominantes ; certains agglutinés (sans pore) peuvent également survivre et rester abondants et les formes porcelanées disparaissent en grande partie.

Plusieurs adaptations sont réalisées en réponse aux conditions hypoxiques à anoxiques, notamment pour favoriser les échanges gazeux, à savoir :

- Une diminution de la taille du test (Phleger & Soutar, 1973).
- Un allongement des tests chez les formes bisériées ou trisériées (Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993).
- Une augmentation des morphologies de type « aplati » (Bernhard, 1986).
- L'augmentation de la taille des pores et la diminution des ornementations (Bernhard, 1986).
- Un amincissement des tests qui peut aussi être interprété comme une calcification moins efficace (Bernhard, 1986 ; Bernhard, 1992).

Au Crétacé, les assemblages des milieux anoxiques à hypoxiques sont peu diversifiés et se composent surtout de dépositivores tels que les *Gavelinella*, *Lingulogavelinella*, *Astacolus*, *Lenticulina*, *Spirillina*, *Lagena*, *Praebulimina*, *Bolivina* (Koutsoukos & Hart, 1990).

III.2. Apport de l'étude des foraminifères planctoniques :

Les foraminifères planctoniques flottent non seulement à la surface des océans mais peuvent aussi coloniser des eaux plus profondes à la faveur de leur cycle de vie. Ainsi, les paramètres physico-chimiques (nutriments, température, salinité, profondeur, luminosité, taux d'oxygène dissous) de la tranche d'eau vont influer sur leurs distributions.

- <u>Nutriments :</u>

L'abondance des foraminifères planctoniques est un témoin de la productivité primaire (Bé & Tolderlund, 1971). Cette dernière est dictée non seulement par l'éclairement mais également par la quantité de nutriments disponibles (Berger, 1969 ; Bijma *et al.*, 1992).

- Température :

Les foraminifères planctoniques sont sensibles aux variations de température comme le traduit la répartition latitudinale des différents assemblages de foraminifères dans l'actuel (Fig.A2.2).

Les eaux chaudes permettraient aux foraminifères planctoniques de développer des tests de grande taille, aux parois épaisses et complexes. La diversité spécifique serait plus forte dans ce type d'environnement que dans les eaux froides, dominées par les assemblages globuleux (Bé, 1977).

Une chute de la température peut également entraîner une diminution de la taille du test. Ainsi, Caron *et al.* (1987) ont prouvé que pour l'espèce *G. sacculifer*, une baisse de quelques degrés, de 25°C à 19,5°C, diminuerait de 13% la taille finale du test.

Les expérimentations de Bijma *et al.* (1990) sur des espèces actuelles montrent qu'elles commencent à disparaître dès 16°C. En-dessous de 11°C, aucune des espèces étudiées ne survit. Les seuils de tolérance supérieurs sont compris entre 30 et 33°C.

Au Crétacé, les provinces les plus « froides », australes et boréales, présentent des assemblages caractérisés par des formes globuleuses à tests fins. Les genres suivants, dans l'ordre stratigraphique, composent les populations de ces régions : *Hedbergella, Whiteinella, Archaeoglobigerina, Rugoglobigerina* (Caron, 1985). Dans les provinces les plus chaudes, les assemblages se composent de morphotypes diversifiés, aux tests épais et ornementés avec une ou deux carènes. Les genres *Rotalipora, Planomalina, Marginotruncana, Globotruncana* et *Globotruncanita* peuplent les provinces téthysiennes *s.l.* (Caron, 1985). Enfin, les zones intermédiaires, présentent une microfaune mixte.

Des relations, encore mal comprises, sont également observées entre le sens d'enroulement et la température (Bandy, 1960 ; Bé, 1977). Ce dernier point a été développé dans la troisième partie de ce manuscrit.

La taille des pores pourrait également être en partie contrôlée par la température comme le montrent les travaux de Bé (1968) ; en effet, la taille des pores est plus grande pour les spécimens vivant en domaine tropical et/ou dans les eaux proches de la surface.

- Salinité :

Les foraminifères planctoniques sont sténohalins ; ils sont particulièrement intolérants aux eaux saumâtres.

Des études expérimentales ont montré que la salinité avait un effet moins marqué que la température sur la taille des individus (Hemleben *et al.*, 1989).

Cependant les résultats des travaux de Bijma *et al.* (1990) sur plusieurs espèces actuelles prouvent que la plupart des espèces déclinent avec une salinité inférieure à 27‰. En dessous de 22‰ l'ensemble des taxons étudiés meurent. Pour les taux de salinité les plus forts, les espèces disparaissent peu à peu au-delà de 45‰. Toutefois, *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY, 1939) peut survivre jusqu'à une salinité de 49‰. Cette espèce épineuse est d'ailleurs parmi les espèces les moins strictes puisqu'elle supporte également des taux très faibles, jusqu'à 22‰.

- Profondeur :

La morphologie des tests varie en fonction du cycle de reproduction, et par suite avec la profondeur (Fig.A2.7). Les formes les plus simples, épineuses, ont des cycles semi-lunaires dans les eaux de surface. Les espèces qui descendent jusqu'à deux cents mètres de profondeur ont des cycles lunaires. Enfin, les formes les plus complexes ont des cycles semi-annuels à annuels et peuvent descendre jusqu'à plus de deux milles mètres de profondeur.

Suite à leurs nombreuses observations des assemblages fossiles, Hart & Bailey (1979) proposent une équivalence (Fig.A2.8) entre les morphotypes actuels et crétacés en relation avec leur distribution dans la colonne d'eau. Ces propositions, ont été notamment faites, sur des comparaisons morphologiques entre les espèces actuelles et fossiles. Les formes globuleuses du Crétacé seraient équivalentes aux formes épineuses actuelles ; les formes carénées aux formes sans épine (Fig.A2.8). Par suite, Hart & Bailey (1979) ont donc suggéré que les formes carénées auraient une préférence pour les eaux profondes alors que les morphotypes globuleux domineraient la tranche d'eau superficielle.

Ainsi, pour le Crétacé, deux types d'association sont proposés (Hart & Bailey, 1979 ; Hart, 1980 ; Caron, 1983 ; Hart, 1999) :

- Une association caractérisant les eaux les moins profondes avec des morphotypes à tests simples et globuleux de types trochospiralés (*Hedbergella, Whiteinella, Globotruncanella*), planispiralés (*Globigerinelloides*) ou encore bi- ou trisériés (*Heterohelix, Guembelitria*).
- Une association d'eaux profondes dominée par des formes carénées aux tests évolués de type trochospiralé. Il s'agit des genres *Rotalipora*, *Dicarinella*, *Helvetoglobotruncana*, *Marginotruncana*, *Globotruncana* et *Globotruncanita*.

- Luminosité :

De nombreuses études (Bijma *et al.*, 1992) ont prouvé l'effet de la luminosité sur la morphologie de certaines espèces de foraminifères planctoniques. Par exemple, les espèces épineuses *G. siphonifera* et *Orbulina universa* (D'ORBIGNY, 1839) présentent des tests de plus petite taille dans les régions très fertiles soumises à une luminosité caractéristique (jaune à verte). En revanche, les mêmes espèces sont de plus grande taille en domaine océanique ouvert avec des conditions normales de luminosité (bleue). Cependant, cette relation n'est pas applicable à l'ensemble de foraminifères planctoniques. En effet, d'autres espèces comme *G. sacculifer* développent des tests plus grands sous une lumière verte et plus petits en domaine océanique.

- Conditions d'oxygénation :

Les foraminifères planctoniques sont des microorganismes sensibles au taux d'oxygène dissout disponible. Des études réalisées par Bijma *et al.* (1992) illustrent les effets des fluctuations des conditions d'oxygénation sur la morphologie des tests. Ainsi, certains foraminifères planctoniques épineux (*O. universa*) exploitant l'endosymbiose ont des tailles plus petites dans les zones d'upwelling.

Paradoxalement, les conséquences des fluctuations du taux d'oxygène dissout dans les océans sont bien plus documentées dans l'ancien que dans l'actuel (Bernhard & Sen Gupta, 1999). Au Crétacé, de nombreuses études sur les assemblages de foraminifères planctoniques soumis à des conditions hypoxiques à anoxiques ont été réalisées (*e.g.* Hart & Bigg, 1981 ; Leckie, 1985 ; Magniez-Jannin, 1998 ; Premoli Silva *et al.*, 1999 ; Grosheny, 2002 ; Caron *et al.*, *sous presse*). Sous des conditions hypoxiques à anoxiques, il est généralement admis que les foraminifères planctoniques deviennent peu diversifiés, que les morphotypes les plus profonds (et spécialisés) disparaissent. En revanche, les formes de surface sont moins touchées par l'expansion de la zone à oxygène minimum.

Lorsqu'ils évoluent dans des eaux sous-oxygénées, les foraminifères planctoniques montrent des adaptations morphofonctionelles. Ainsi, l'élongation des loges chez certaines espèces du Crétacé inférieur (*Hedbergella similis*, *Leupoldina cabri*) constitue une adaptation (Magniez-Jannin, 1998). En effet, en s'allongeant, une oxygénation plus efficace se met en place (l'augmentation de la surface du test assure de meilleurs échanges gazeux avec l'eau de mer).

Bréhéret *et al.* (1986) et Magniez-Jannin (1998) suggèrent que la baisse de l'oxygène dissout pourrait altérer les processus de calcification du test qui serait amincit et déformé.

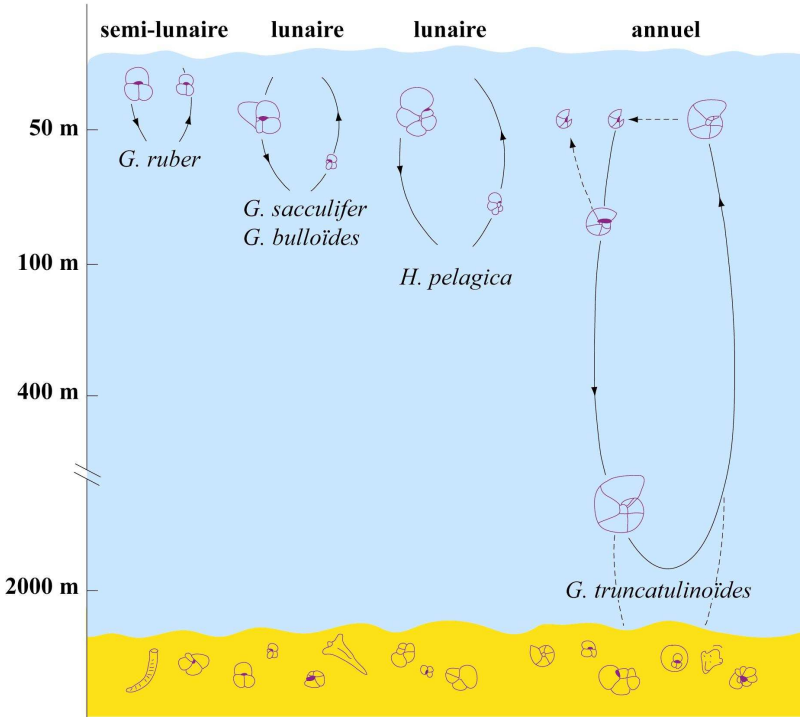


Figure A2.7 : Distribution des foraminifères planctoniques actuels en fonction de leur cycle de reproduction (d'après Hemleben et al., 1989).

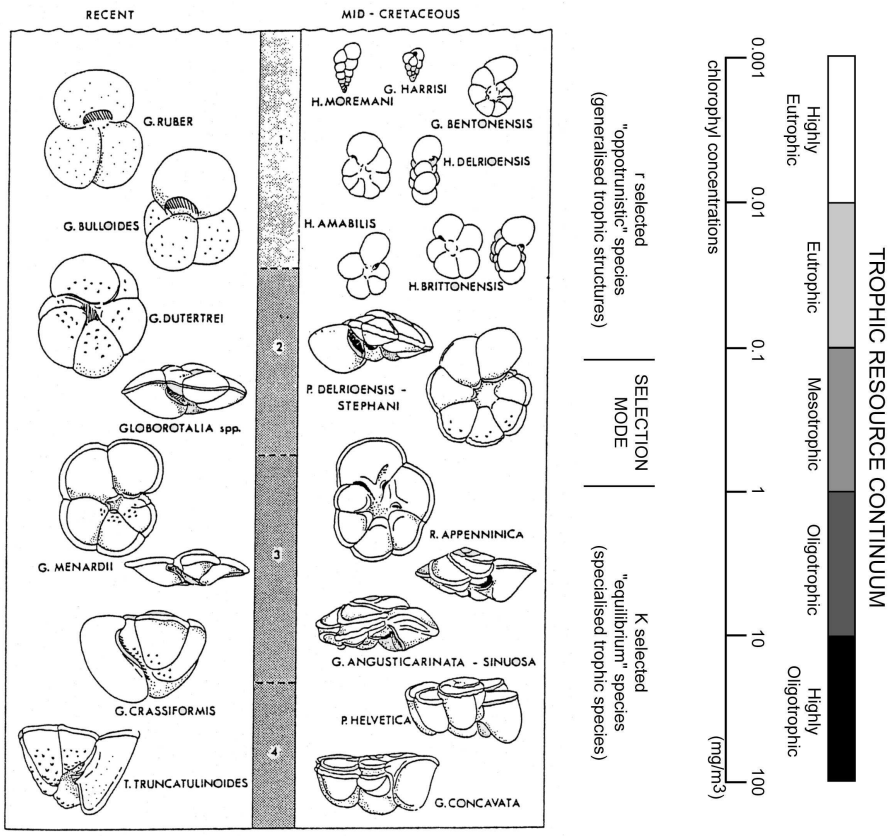


Figure A2.8 : Distribution des taxons planctoniques du Crétacé (colonne de droite) comparée à la distribution dans l'océan actuel (Hart & Bailey, 1979). En regard, une structure trophique du type proposé par Koutsoukos (1996) est suggérée par Hart (1999).

III.3. Les stratégies adaptatives :

L'ensemble des caractères qui permettent aux organismes d'effectuer leur cycle de vie (*i.e.* non seulement en assurant leur survie mais surtout leur reproduction) ont une valeur sélective. Les combinaisons complexes de ces caractères ont été appelées « stratégie adaptatives » ; elles traduisent ainsi l'adaptation des populations à un milieu. Plusieurs auteurs, dont McArthur (1972), ont essayé de les définir. Cet écologiste américain a défini deux types de sélection sur la base d'un modèle entre génotypes. Ce modèle rend compte de la croissance numérique des populations naturelles. McArthur & Wilson (1967) et McArthur (1972) distinguent (Fig.A2.9) :

- Une sélection r qui s'exerce dans des populations à basse densité et assure un taux de multiplication aussi élevé que possible.
- Une sélection K, réalisée en conditions de densités élevées, qui favorise une meilleure conversion des ressources trophiques en descendant dans la tranche d'eau. Elle provoque un accroissement de la taille des populations d'équilibre (Boyce, 1984).

Le modèle de McArthur & Wilson (1967) pour l'actuel, peut-être appliqué à l'ancien et notamment aux populations de foraminifères planctoniques crétacés. Les données biostratigraphiques acquises rendent compte d'alternances successives entre des formes simples (globuleuses) et des complexes, carénées (Caron, 1983 ; Caron & Homewood, 1983 ; Grosheny & Malartre, 1997 ; Grosheny, 2002).

Divers auteurs (Hart, 1980 ; Caron, 1983 ; Hart & Ball, 1986) mettent en évidence l'alternance des morphotypes dans leur ordre chronologique d'émergence des différentes espèces (Fig.A2.10, 11).

Dès le Dogger, puis à l'Oxfordien, apparaissent les Protoglobigérines qui tentent d'atteindre la zone photique. Ce n'est qu'au cours du Jurassique terminal et au début du Crétacé que les premières *Globuligerina* sont identifiées dans des dépôts de plate-formes externes. Puis, jusqu'au Barrémien, les premières formes véritablement planctoniques (*i.e. Hedbergella* et *Globigerinelloides*) deviennent communes aux assemblages du domaine pélagique océanique. A partir, de ces formes primitives, peu évoluées, débute une radiation adaptative à l'Aptien. Successivement apparaissent les *Ticinella* puis les *Rotalipora*. Certaines sont des morphotypes carénés qui vont se diversifier jusqu'à la fin du Cénomanien. Les rotalipores sont des formes reconnues dans de nombreuses séries pélagiques et hémi-pélagiques des mers chaudes et profondes de cette période. Dans le même temps, les *Hedbergella* et *Praeglobotruncana* se développent dans les eaux de surface à la fois en domaine océanique et de plate-formes. Ces espèces moins évoluées, sont également trouvées en association avec les *Rotalipora*.

Le passage Cénomanien-Turonien, au cœur de nos préoccupations, voit la disparition des rotalipores alors que les formes peu évoluées persistent et prolifèrent (notamment les whiteinelles). Cette période correspond à la « zone à grosses globigérines » de Sigal (1977). Les morphotypes carénés vont ensuite reprendre le pas sur les formes globuleuses avec les *Dicarinella*, *Helvetoglobotruncana* et les *Marginotruncana*. A l'exception de *Helvetoglobotruncana*, ces genres spécialisés vont persister jusqu'au Santonien. Cet étage va voir l'apparition d'autres morphotypes complexes (*Globotruncana* et *Globotruncanita*).

Le passage Santonien-Campanien est souligné par la disparition des formes complexes héritées du Turonien. Par une nouvelle radiation adaptative, de nouveaux genres très spécialisés émergent et se développent jusqu'au Maastrichtien terminal où toutes les formes complexes vont brutalement s'éteindre.

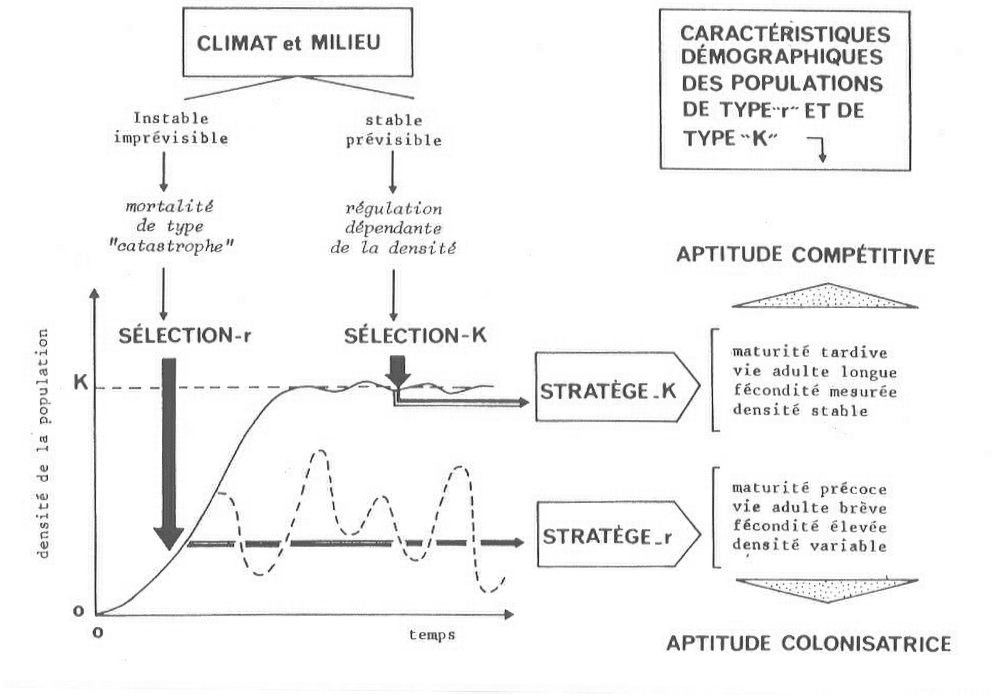


Figure A2.9 : Les stratégies adaptatives : représentation schématique des conditions d'intervention, des modes d'action et des effets de la sélection r et de la sélection K sur les caractères démographiques des populations naturelles d'après la théorie de Mac Arthur & Wilson (1967).

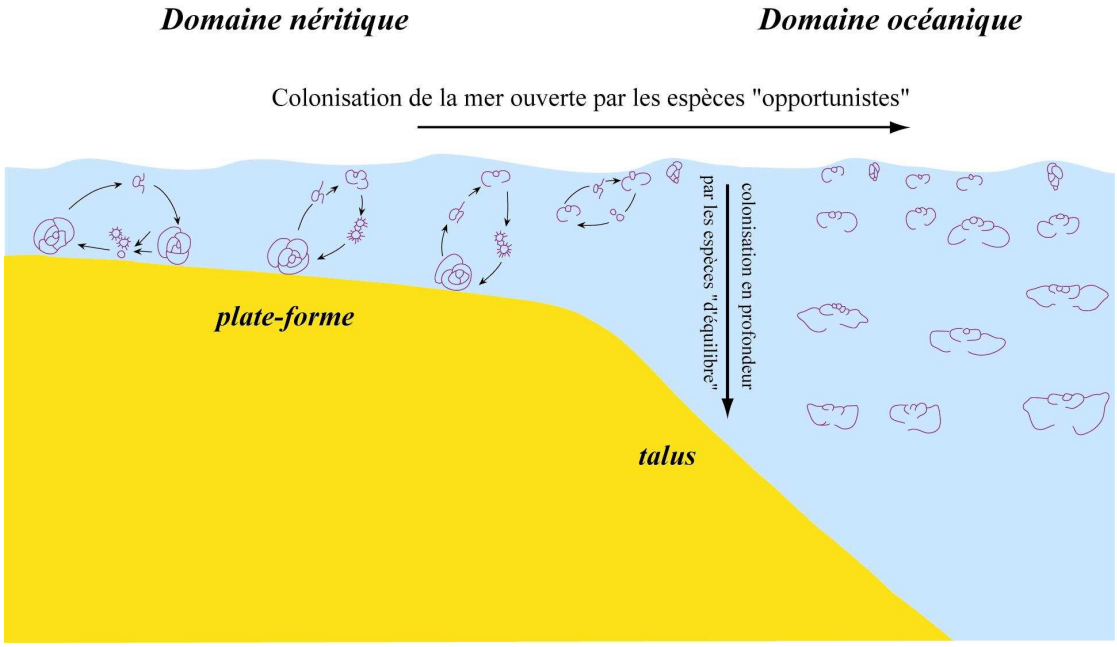


Figure A2.10 : Succession des différents morphotypes de foraminifères planctoniques au cours du Mésozoïque montrant d'une part la colonisation des eaux superficielles par les espèces primitives et d'autre part la radiation vers les eaux profondes des espèces de plus en plus spécialisées (d'après Caron, 1983).

Par suite, la succession, au Crétacé, des morphotypes peu évolués et évolués correspond à une stratégie de colonisation du domaine océanique qui peut-être rapproché du modèle de McArthur & Wilson (1967) et de McArthur (1972). Ainsi, Caron (1983) propose :

- Une sélection r, caractérisée par une faible diversité spécifique, un grand nombre d'individus et l'élimination des formes complexes au profit des formes simples globuleuses et peu exigeantes. Leur cycle de reproduction court (semi-lunaire à lunaire) permet une colonisation rapide du milieu.
- Une sélection K, caractérisée par une grande diversification des espèces aux morphotypes de plus en plus évolués et au cycle de reproduction long (semi-annuel à annuel). Ces espèces associées à ce type de sélection seront trochospiralées et carénées.

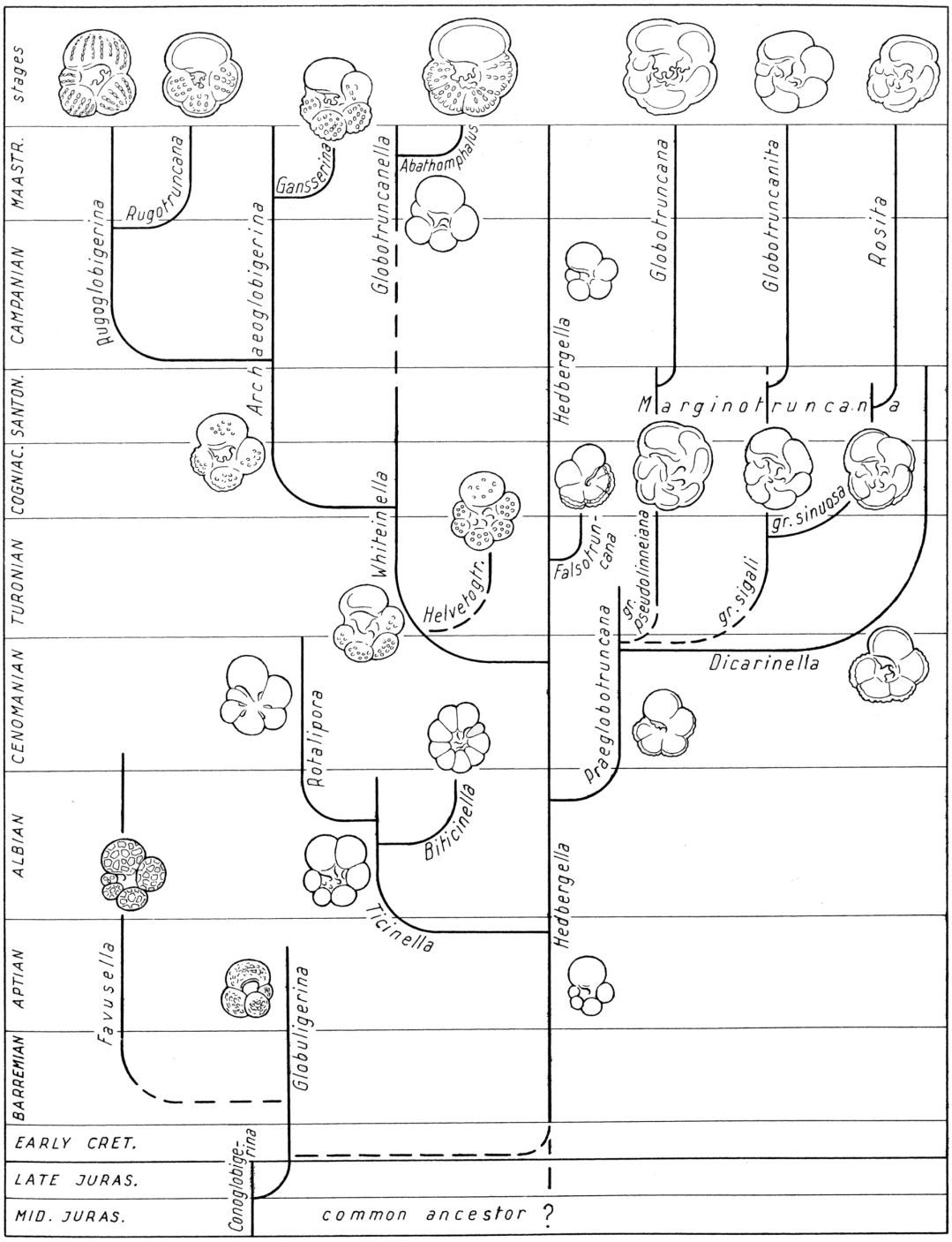


Figure A2.11 : Phylogénie et échelle stratigraphique des genres <u>Globotruncanidae</u> et <u>Favusellidae</u> au Jurassique et au Crétacé (d'après Caron, 1983).

ANNEXE 3

LOCALISATIONS, LEVES DES COUPES ET DONNEES ISOTOPIQUES

Cette annexe présente les levés de l'ensemble des coupes étudiées dans le bassin du Western Interior. Une première partie décrit, pour chaque affleurement, sa localisation précise. Puis une seconde partie reprend nos levés de détails. Ceux-ci sont organisés en tableaux (ci-dessous), présentant de gauche à droite :

N°	C	CM	MC	M	Bento	Σ	✱ (LP)	$\delta^{13}C_{carb}$	$\delta^{18}O_{carb}$

- l'attribution des bancs selon la numérotation de Cobban & Scott (1972) et de Elder (1985).
- les cinq colonnes suivantes reprennent les différentes lithologies observées (calcaires, calcaires marneux, marnes calcaires, marnes et bentonites). Nos mesures (en centimètres) sont indiquées dans la colonne correspondante au faciès observé.
- la colonne Σ, additionne nos mesures (en centimètres).
- Puis, la colonne * indique le numéro d'échantillon. La lettre b et t indique si l'échantillon a été pris à la base au toit du niveau.

- Enfin, les deux dernières colonnes précisent les données isotopiques sur roche totale (si celles-ci ont été réalisées).

Les tableaux débutent toujours par la base des coupes.

COUPE DE CARTHAGE

I. Localisation :

Alt 1489 m / N33°53.240' W106°45.222'

Etat : Nouveau-Mexique.
Comté : Socorro.
Ville la plus proche : San Antonio.
Domaine : Public.
Itinéraire : Prendre la Highway 380 vers l'est. A 6,5 miles de San Antonio, prendre un chemin de terre carrossable vers le sud-est. Prendre cette voie un demi mile jusqu'à un chemin partant vers l'est. La coupe se trouve au sud d'une petite étendue d'eau, en remontant un talweg.

II. Levé de détails :

N°	C	CM	MC	M	Bento	∑	✱ (CG)	$\delta^{13}C_{carb}$	$\delta^{18}O_{carb}$
				-		-638	146		
					20	-618	145		
				50		-598			
					5	-548			
				50		-543	144		
					5	-493			
				50		-488	143		
					10	-438	142		
				80		-428	141		
			3			-348			
				200		-345	140 à 136		
					1 ?				
				100		-145	135	1,32 ; 1,20	-9,32 ; -9,28
			5			-45			
				40		-40	134	1,08 ; 0,74	-8,58 ; -8,10
63			10-12			10	111		
				-			112		
				-		50	113	2,36 ; 2,19	-7,87 ; -8,82
							114	3,18 ; 2,89	-7,23 ; -7,86
							115	3,47 ; 3,28	-8,34 ; -7,98
				200		250			
				-			116 à 133 dont		
							119	2,96 ; 2,85	-8,65 ; -8,96
							122	2,70 ; 2,74	-9,50 ; -9,39
							124	2,83 ; 2,88	-9,47 ; -9,60
							129	2,50 ; 2,81	-8,84 ; -8,66
						300	131	2,66 ; 2,81	-9,06 ; -8,38
A					20	320	4		
				-			5	2,39 ; 2,26	-9,04 ; -8,85
				-			6		
				45		365	7	3,22 ; 3,11	-8,64 ; -8,94
					4	369	8		
							9		
				20		389	10	2,35 ; 2,36	-8,70 ; -8,30
73	10					399	11		
				115		514	12 à 17 dont		
							12		
							15	1,92 ; 1,87	-8,89 ; 8,13
							17	2,43 ; 2,45	-7,68 ; -8,19
								2,60 ; 2,58	-8,98 ; -8,93
77	10-15					526	18		
				20		546	19t	2,78 ; 2, 73	-8,25 ; -8,01
				-		566	20		
				-		586	21	2,65 ; 2,54	-8,36 ; -8,25
				-		616	22		
				-		646	23	2,27 ; 2,04	-8,29 ; -8,69
				-		666	24		
				-		686	25	2,88 ; 2,80	-8,93 ; -8,70
		4				690	26		
			6			696	27		
B					4	700	28		

			-		720	29		
					740	30		
					760	31	2,65 ; 2,53	-8,06 ; -7,95
					780	32		
	20				800	33		
					810	34		
					840	35	2,13 ; 2,26	-8,10 ; -7,56
					860	36		
					880	37	1,70 ; 1,72	-8,15 ; -8,03
				1	881			
			30		911	39		
			-			40	1,43 ; 1,57	-7,84 ; -7,51
	16				957	41		
			10		967	42		
C				3	970			
			-		990	43	2,20 ; 2,17	-8,56 ; -8,72
			-		1010	44		
			-		1030	45	1,66 ; 1,70	-8,36 ; -8,22
			-		1050	46		
			-		1070	47	2,16 ; 2,24	-9,15 ; -8,45
			-		1090	48		
			-		1120	49		
			-		1140	50	1,67 ; 1,68	-9,79 ; -9,70
			-		1160	51		
D				3	1163	52		
			10		1173	53		
				1	1174			
			45		1219	54		
						55	1,01 ; 1,13	-8,94 ; -8,91
		8			1227	56		
			40		1267	57, 58		
			25		1292	59		
			-		1302	60		
			-		1312	61		
			-		1322	62		
			-		1332	63	1,29 ; 1,38	-8,81 ; -8,43
			-		1342	64		
			-					
			15		1367	65		
			35		1402	66,67		
		5			1407	68		
			55		1462	69, 70, 71		
				3	1465			
			110		1575	72 à 77		
		3			1578	78		
			120		1698	79 à 84		
				3	1707			
			-			85		
			120		1827	86 à 91		
				4	1831			
			75		1906	92 à 95		
	9-12				1916	96		
			60		1976	97, 98, 99		
	4,5				1980	100		
	8				1988	101		
			60		2048	102 à 104		
		3-5			2051	105		
			60		2111	106 à 108		
				6	2117	109		
	10				2127	110		

COUPE DE CHISPA SUMMIT

I. Localisation :

Etat : Texas.
Comté : Jeff Davis
Ville la plus proche : Valentine.
Domaine : Privé (terrain de l'école du district de Valentine, s'adresser au directeur : Glen Nix)
Itinéraire : Prendre la Highway 90 de Van Horn vers Marfa. Trois à quatre miles après le village fantôme de Lobo, prendre la route 2017 de vers le sud-ouest. Au niveau du croisement avec un route (qui remonte vers le nord), continuer vers le sud (en direction du neck : « Needle Peak ») sur un chemin de terre carrossable (dit « Chispa road »). La coupe se situe dans la colline à l'est de la route, avant la descente vers le « Needle Peak ». Elle est bien visible après que la route ait traversée la formation de calcaires massifs de « Buda Limestone ».

II. Levé de détails :

N°	C	CM	MC	M	Bento	∑	✱ (CS)	$\delta^{13}C_{carb}$	$\delta^{18}O_{carb}$
	6					6	1		
	2-4					10	2		
			40			50	3,4		
					mm				
				20		70	5		
	5					75	6		
				18		93			
					5	98	7		
			7			105	8		
				12		117			
					mm				
				60		177	9		
							10		
			3						
			3			183			
				40		223	11		
			5			228			
				32		260	12		
		1				261			
				7		268			
					4	272	13		
				33		305	14		
	6					311	15		
					5	316	16		
				60		376	17		
		3				379	18		
				40		419	19		
	8					427	20		
					5	432			
							21b		
				75		507	23		
					9	516	24		
				90		606	25,26,27		
					3	609	28		
				80		689	29,30		
					4	693			
				78		771	31		
					6	777	32,33		
				10		787	34		
	13					800	35		
			2			802			
	8					810			
			1			811			
	16					827			
			6			833			
	6					839			
			4			843			
	8					851			
				30		881			
		2				883			

		10		893	
			1	894	
		20		914	36
15				929	
		20		949	
			1	950	
		5		955	
			1	956	
		3		959	
			10	969	37
		60		1029	38
			12	1041	39
		50		1091	40
	3			1094	
		30		1124	
			2	1126	
		15		1141	
			1	1142	
		-		1177	41
		-		1227	42
			1	1228	
		12		1240	
	10			1250	
		11		1261	43
			3	1264	
		6		1270	
	15			1285	
		45		1330	44
			5	1335	45
		55		1390	46,47
			1	1391	
		1		1392	
		14		1406	
			1	1407	
	6			1413	
		4		1417	
	8			1425	
		4		1429	
	6			1435	
		1		1436	
	14			1450	
		30		1480	
15				1495	48
		3		1498	
	4			1502	
			5	1507	
	20			1527	
		4		1531	
	4			1535	
		30		1565	49
16				1581	
		14		1595	
			1	1596	
		3		1599	
	9			1608	
		3		1611	
	8			1619	50
			4	1623	
		5		1628	51
			2	1630	
		30		1660	
			2	1662	
		80		1742	52b
					53t
			4	1746	
		60		1806	54t
			1	1807	
		50		1857	55t
18				1875	
		30		1905	
			0,5		
		60		1965	56
			3	1968	
		30		1998	
			5	2003	
		20		2023	57
	1			2024	

				120		2144	58		
					0,5	2145			
				120		2265	59t		
					14	2279	60		
				30		2309			
			1			2310			
				40		2350	61		
			15			2365			
					3-4	2368			
				90		2458	62		
					4	2462			
				50		2512	63		
			1			2513			
				20		2533			
			10			2543			
				20		2563			
					1	2564			
				110		2674	64b		
							65t		
					2	2676			
				4		2680			
					2	2682			
				110		2792	66		
		7				2799	67		
				60		2859	68t		
					8	2867			
				110		2977	69		
					9	2986	70		
				55		3041	71b		
			1			3042			
				25		3067			
		2-7				3074	72		
				80		3154	73	-0,34 ; -0,33	-8,14 ; -7,77
				90		3244	74	-1,45 ; -1,00	-8,41 ; -7,95
				95		3339	75		
							76	0,27 ; -0,03	-7,76 ; -8,24
				100		3439	77	1,07 ; 1,17	-6,94 ; -6,71
							78		
				70		3509	79		
							80	0,77 ; 0,72	-7,52 ; -7,79
			10			3519	81		
				20		3539			
					0,5				
				-		3559	82		
				-		3579	83	0,40 ; 0,64 ; 0,60	-8,76 ; -8,73 ; -8,59
				-		3599	84	0,64 ; 0,67	-8,71 ; -8,91
				-			85	1,10 ; 1,11	-6,43 ; -6,71
			18			3609			
63?		22				3631	86		
				20		3651	87		
		9				3660	88		
				12		3672	89	1,06 ; 0,78 ; 0,99	-7,09 ; -7,88 ; -7,62
		16				3688	90		
				6		3694			
			10			3704	91		
				14		3718	92	0,60 ; 0,53	-7,84 ; -8,27
			4			3722	93		
				7		3729			
A ?					0,5				
				25		3754	94	0,66 ; 0,67	-8,44 ; -8,71
		13				3767	95		
				4		3771			
		7				3778	96		
				2		3780			
		4				3784			
				2		3786	97		
		4				3790	98		
				1		3791			
		5				3796	99		
				2		3798			
			5			3803	100		
					mm				
			8			3811	101		
					mm				
			6			3817	102		

				5	3822	103			
77 ?		25			3847	104			
				7	3854	105			
	6				3860	106			
			4		3864	107	0,38 ; 0,09 ; 0,41	-8,58 ; -9,44 ; -8,67	
	5				3869	108			
			2		3871	109	0,23 ; -0,07 ; 0,35	-9,20 ; -10,14 ; -9,46	
	4				3875	110			
				4	3879				
			3		3882	111			
	1				3883	112			
			2,5		3885	113			
	8				3893	114			
			14		3907	115a	1,52 ; 1,00 ; 1,32	-9,44 ; -11,53 ; -10,88	
						115b			
	5				3912	116			
			30		3942	117	1,55 ; 1,27	-8,86 ; -8,66	
	0-9				3951	118			
			60		4011	119	0,89 ; 0,73 ; 0,47	-6,75 ; -7,42 ; -7,32	
	0-10				4021	120			
			-		4061	121	1,30 ; 1,26	-7,07 ; -7,15	
			-		4101	122	0,99 ; 0,95	-7,74 ;	
			-		4141	123	-0,93 ; -1,54 ; -0,90	-6,70 ; -8,58 ; -6,84	
			-		4181	124	0,61 ; 0,89 ; 0,71	-7,36 ; -7,58 ; -7,48	
			-		4221	125			
			-		4251	126	0,90 ; 0,94	-7,69 ; -7,68	
				2	4253				
			-		4293	127	0,96 ; 0,94	-7,73 ; -7,88	
			-		4333	128			
			-		4373	129	0,37 ; 0,45	-7,32 ; -7,98	
			20		4393				
				1	4394				
			9		4403	130			
				1	4404				
			-		4444	131	0,81 ; 0,83	-7,68 ; -8,35	
			-		4484	132			
			10		4494				
				2	4496				
			-		4536	133	0,45 ; 0,45	-7,28 ; -7,61	
			-		4576	134			
			30		4606				
				2	4608				
					4648	135	0,51 ; 0,58	-7,25 ; -7,43	
					4688	136			
			-		4728	137			
				1	4729				
			10		4739	138			
				1	4740				
			35		4775	139	0,73 ; 0,40 ; 0,53	-7,06 ; -7,83 ; -7,33	
				1	4776				
			7		4783				
			4		4787				
			9		4796				
		2			4798				
			2		4800	140			
		2			4802	141			
	8				4810	142			
			2		4812				
				3	4815				
			35		4850	143			
				3	4853				
			4		4857				
				4	4861				
			20		4881	144t	1,08 ; 1,24 ; 1,32	-7,36 ; -7,97 ; -7,25	
			14		4895				
	4,5				4900	145			
			16		4916	146			
	6				4922	147			
			18		4940	148			
	5-15				4955	149			
			10		4965				
			-			150	0,51 ; 0,62	-6,79 ; -7,18	

COUPE D'ELM

I. Localisation :

Etat : Kansas.
Comté : Russell.
Ville la plus proche : Wilson et Bunker Hill.
Domaine : Public – talus nord d'une petite route.
Itinéraire : En partant de Wilson, prendre la route 232 sur environ six miles, puis prendre la partie route qui part vers l'ouest (en rive sud du Lac Wilson). La coupe se situe après un virage majeur à droite, sur le talus nord (route goudronnée).

II. Levé de détails :

N°	C	CM	MC	M	Bento	∑	✱(E)	$\delta^{13}C_{carb}$	$\delta^{18}O_{carb}$
					7	-608			
				65		-601			
					10	-536			
				22		-526			
					10	-504			
				160		-494			
					1	-334			
				65		-333			
					3-5	-268			
						-264			
				30		-204	72	1,23	-6,79
					1	-174			
				13		-173			
					10	-160			
				130		-150	71	3,08	-5,74
							70	1,95	-6,81
				-		-20	69	1,64	-6,32
				-		-10	1	1,58	-6,63
63	27					27	2		
				25		52	3	2,65	-5,86
A					13	65	4		
				33			5	2,14	-5,71
					mm				
				-					
					mm				
				2		100	6	2,25	-6,24
77 ?	12-15					114	7		
				2		116			
					2	118	8		
				3		121			
					8	129	9		
				20		149	10	3,64	-6,02
				30		179	11	2,87	-6,89
				40		219	12	1,51	-6,54
				10		229	13		
				5		234	14	2,68	-5,94
				40		274	15	3,22	-7,00
				30		304	16	2,64	-5,78
				25		329			
79	10					339	17		
B					20	359	18		
				50		409	19	3,43	-6,75
							20	2,67	-6,51
			10			419	21	2,31	-5,71
				25		444	22	3,21	-6,45
			5			449	23		
				28		472	24	2,99	-6,13
			8			480	25		
				20		500	26	2,59	-6,42
					1	501	27		
				40		541	28	2,48	-6,34
							29	2,42	-6,44
		8-15				552	30		

				10		562	31	2,11	-6,48
				40		602	32	2,43	-6,94
				40		642	33	1,71	-7,36
				40		682	34	2,06	-6,79
C					**10-15**	694	35, 42		
			10			704	43		
				80		734	36	2,21	-6,93
						741	37	1,66	-6,55
						771	38	1,77	-6,71
						780	40	1,98	-7,20
						784			
D					**1**	785			
97	11					796	46		
				43		840	47	1,48	-6,08
	10					850	48		
				40		890	49	1,66	-7,06
	13					903	50		
				80		983	52	1,56	-7,10
							53	1,56	-6,37
	8					991	54		
				180		1171	55	1,48	-6,51
							56		
							57	2,02	-6,73
	10					1181	58		
				50		1231	59	2,09	-6,42
		10				1241	60	2,19	-6,68
				30		1271	61	2,38	-6,28
	15					1286	62		
				30		1316	63	1,92	-6,56
	13					1329	64		
				32		1361	65	2,49	-6,78
	8					1369	66		
				100		1469	67	1,65	-6,53
	13								
		9					68		
	13					1504			

COUPE D'EL VADO

I. Localisation :

Alt. 2114 m / N36°35.711' W106°44.016'

Etat : Nouveau-Mexique.
Comté : Rio Arriba.
Ville la plus proche : Tierra Amarilla.
Domaine : Public – talus de la « Highway 112 ».
Itinéraire : L'affleurement se situe au niveau du barrage d'El Vado sur le talus sud de la Highway 112 en rive sud-ouest du lac d'El Vado.

II. Levé de détails :

N°	C	CM	MC	M	Bento	∑	✱ (EV)
				-			**1**
				-		50	2
				-		100	3
	0-10						7
				-		150	4
A					10	160	5
				-		170	6
				-		210	8
				-		240	
			20			260	9
				50		310	10
				-		360	11
				-		410	12
				-		448	13
D					12	460	14
97	28					488	15b, 16, 17t
				12		500	18
			4				19
				17		512	20
			4				
				8		533	21
	15					548	22
				7		555	23
			6			561	24
				30		591	25
	25					616	26a-c
				4			
			6				27
				10		636	
			4				28
				4			
			8			652	29
				7			
			5				30
				3		667	
	45					712	31a-c
				4			
			9				32
				6		731	
			9				33
				5			
			4			749	34
				3		752	
	20					772	35a,b
				9			
			3				36
				8		792	
			3				37
				14			
			2				
				12		823	
	33					856	38a-c

		6			
	2			864	
		12			
	2				39
		2			
	2			882	
		15			
	6				40
		7		910	
	3				41
		15-20		930	
10-15				943	42
		35		978	
15					43
		5			
	3				44
		6			
	2				
		7			
	2				
		4		1022	
10					45
		12		1044	
113	13			1057	46
E			7		47
		7		1071	48
25					49
		10		1106	
15					50
		15		1136	
	10				
		10			
	20				
		10		1186	
	30				51
		30		1246	
	35				52
		30		1311	
	10				
		10			
	10				53
		15		1356	
	30				54
		30		1416	
	25				55
		70		1511	
	10			1521	56

COUPE DE ERNST TINAJA

I. Localisation :

Etat : Texas.
Comté : Brewster.
Ville la plus proche : Study Butte.
Domaine : Parc national de Big Bend, Permis de recherche n°BIBE-2004-SCI-0037.
Itinéraire : Sud du Parc national. Prendre la route 118 vers Rio Grande Village. Prendre le chemin de terre carrossable (Old Ore trail), avant le tunnel, qui remonte vers le nord. La coupe se situe à 4,2 miles de l'entrée du chemin, dans le canyon de Ernst Tinaja.

II. Levé de détails :

N°	C	CM	MC	M	Bento	Σ	Σ*	∗(ET)
Buda								
			600			600		
	30					630		
			300			930		
					5	935		
				45		980		
	20					1000		
				10		1010		
	20					1030		
				100		1130		
	10					1140		
				90		1230		
		10				1240		
				100		1340		
		10				1350		
			10			1360		
	10					1370		
				170		1540		
			10			1550		
				10		1600		
		10				1610		
				150		1760		
			10			1770		
				140		1910		
		20				1930		
				170		2100		
		10				2110		
				150		2250		
					25	2275		
			250			2525		210
					3			
			20					
					3			
	15							280
			179					400
	0-25					2745		
			75					480
	15				?	2820		530
			-					
					2			
				3		2915		
					3			
			-					700
	0-25					3050		750
			-					780
					40	3095		
				10				
	15					3120		830
				40				
	10-15							
				20				
	10							
				20				
	10							
				5				
					5			

		25			
15				3260	970
		10			
	15				
		10			
15					
		10			
20					
		15			
20					1100
		10			
	10				
5				3480	1200
		25			
			15		
8-12					
		25			
		5			
5					
		30			
15-20					
		30			
30					1270
			5		
		30		3605	1300
	1				
		20			
	1				
		50			
		50			1470
10					
	40				
		50			
20					1580
5					
		-			1730
		50			
5					
		50			
20					
	10				1930
		-			
30-40					2000
20					2020
		120	bb mm		
20-30					2150
		-			
10-20					2270
		-			
10					2370
		50			
15-20					
		20			
			5		
20					2470
		400			
	200				
			20		
	100				
			20		

COUPE DE GRANEROS

I. Localisation :

Etat : Colorado.
Comté : Pueblo.
Ville la plus proche : Walsenburg.
Domaine : Public – talus de l'Interstate 25sud.
Itinéraire : talus est de l'Interstate 25sud à un mile au nord de la limite entre les comtés de Huerfano et de Pueblo.

II. Levé de détails :

N°	C	CM	MC	M	Bento	∑	✱ (GR)
				30			
	3						1
				2		35	
					4		
				3			
					8		2
				30		80	
					2		
				4			
	4					90	
				3			
	6					99	3
					4		
	2						
				80		185	
					2		
				40			
	8						4
				8		243	
	3						5
				5		251	
63	25					276	6b, 7t
				4		280	
	5						
				15		300	54
67	20					320	8
				20		340	52
A					10		
				30		380	51
	5						9
				20		405	50
	10						10
				10		425	48
77	10-20					440	11
					2		
				18		460	49
	5						
				4		469	
	6						12
				10		485	53
	10						13
				4		499	
	6						
				3		508	
		8					
				15		531	47b, 46t
79	25					556	14b, 15t
				2		558	
B					21	579	39
				25			40b, 41t
		3					42
				5		612	45
	8						16, 43
		12				632	44
84	30						17b, 18t

		40		702	33b, 32t
86	20				19b, 20t
		12		734	31
	5				21
C			**10**		
		7			
	4				
	5				22
		7		772	34
	5				
		3		780	
D			**3**		
		3		786	
97	8-10				23
		10		805	
	5				35
		4			
	9				36
		6		829	38
	8				37
		4		841	
105	10				24
		10		861	
	3 à 7				
		10		876	
	2 à 8				25
		10		891	
	12				
		10		913	
	5				
		4			
	6				26
		17		945	
	10				27
E			**6**		
		12		973	
116	12				28
		9		994	
118	20			1014	29b, 30t

COUPE DE HOT SPRINGS

I. Localisation :

Etat : Dakota du Sud.
Comté : Fall River.
Ville la plus proche : Hot Springs.
Domaine : Privé.
Itinéraire : Aller jusqu'au croisement entre la Highway 79 avec les U.S. Highways 18 et 385 au niveau de la station de Maverick. Derrière celle-ci, prendre un chemin de terre carrossable mais privé. La coupe se trouve avant le château d'eau. La partie turonienne de la coupe peut-être également levée un demi mile au sud-est de ce premier arrêt. Des affleurements sont également visibles sur les rives de la rivière Cheyenne.

II. Levé de détails :

N°	C	CM	MC	M	Bento	∑	✱(HS)	$\delta^{13}C_{carb}$	$\delta^{18}O_{carb}$
63 ?	0-12						2		
				40B		46	3	1,72	-7,07
							4	2,01	-6,65
				100G		56	5	1,79	-6,94
						66	6	2,39	-6,11
						76	7		
						86	8	3,10	-6,00
						96	9	2,97	-5,00
						106	10	2,42	-5,80
						116	11	3,16	-5,34
						126	12	3,46	-5,48
						136	13	1,56	-7,93
						146	14	2,44	-6,60
A					**10**	156	15		
				3					
					0,5	160			
				13N			16	-9,28	-12,68
				27B		200	17	2,93	-7,11
							18	2,29	-7,85
				13N			19	3,15	-6,76
				10B			20	1,79	-7,66
				13N		236	21	2,05	-7,59
79 ?		0-15					22	1,97	-6,36
					1				
				3N			23		
B					**40**	287	24		
				4N			25		
				5B			26		
				8N			27	0,94	-8,61
				25B			28	2,27	-8,24
				6N			29	3,09	-7,56
				20B			30	2,10	-8,13
				5N			31	2,00	-8,34
				25B			32	2,44	-7,87
				6N		391	33	2,55	-7,41
				17B			34	1,97	-7,71
				7N			35	1,84	-7,59
				8B			36	2,06	-6,93
				14N			37	2,11	-6,44
				13B			38	2,12	-6,25
				3N		453	39	2,10	-6,26
				11B			40	1,49	-7,07
				4N			41	1,30	-7,46
				10B			42	1,21	-7,57
				9N			43	0,98	-7,39
				8B			44	0,93	-8,20
				8N			45	0,90	-8,03
				6			46	0,98	-7,94
					2	511			
				10			47	1,52	-7,38
C					**7**	528	48		

			18		49	1,08	-7,79
		0-5			50		
			23		51	0,64	-8,14
		2					
			15B		53	1,06	-8,01
		5			54		
			12		55	0,99	-7,19
	0-8				56		
			35	644	57	2,88	-6,44
	7				58		
			16		59	1,34	-7,56
D ?				**1**			
			10	678	60	1,79	-7,08
97 ?	10-18				61		
			27		62	1,18	-5,17
	10				63		
			40		64	1,76	-5,44
	2-10			775	65		
			24		66	1,98	-6,31
		10			67		
			25		68	1,61	-7,32
			8	842	69		
			60		70	1,85	-6,87
					71	1,86	-7,22
		5					
			25		72	1,06	-7,94
113		14			73		
E				**2**	948		
			5				
		0-10					
			17				
		2-5			74		
			29	1007	75	1,76	-7,49
		0-4					
			110		76	2,05	-6,65
					77	2,18	-6,96
					78	1,85	-7,03
					79		
		2		1121	80		

COUPE DE LAS ANIMAS

I. Localisation :

Etat : Colorado.
Comté : Bent.
Ville la plus proche : Las Animas.
Domaine : Privé (Mr et Mme Guy et Reina Wagner) et Public.
Itinéraire :
La partie inférieure (privée) est accessible directement depuis la Highway 50 par la route 7.5.
La partie supérieure (public) a été levée et échantillonnée sur le talus sud de « Highway 50 » à environ un mile de Las Animas.

II. Levé de détails :

Le banc 63 et les niveaux sous jacents :

N°	C	CM	MC	M	Bento	∑	✱ (LA)	
			20			-528	1	
				50		-508		
			5			-458	2	
				50		-453	3	
						-403		
			15		1	-353	4	
				40		-352	5	
					2	-312	6	
			5			-310	7	
				25		-305	8	
					8	-279	9	
				17		-271		
					2	-254		
				25		-252	10	
				100		-227	11b, 12, 13	
					7	-127	14	
				50		-120	15b, 16t	
					3	-70	17	Correspond au niveau de bentonite situé à – 70 sous le banc 63

N°	C	CM	MC	M	Bento	∑	✱ (LA)
		10				-155	17bis
				12		-145	18
		3				-133	
				60		-130	19b, 20t
					2	-70	
				5		-68	
		6				-63	21
				19		-57	21
					1	-38	
				12		-37	23
		7				-25	24
			18			-18	25b, 26t
63	35						27b, 28, 29t

Au-dessus de la bentonite B

N°	C	CM	MC	M	Bento	∑	✱ (LA)
				>30		30	40
		15				45	41
				35		80	42
			15			95	
				30		125	43
		10				135	
84	25					160	44b, 45, 46t
				25		185	47

			1		186	48	Black-shale
			30		216	49b, 50t	
86	12				228	51	
		25			253	52	
C				7	260	53	
			30		290	54	
			15		305	55	
			18		323	56	
	20				343	57b, 58t	
			12		355	59	
				0,5			
			70		425	60b, 61, 62t	
97	15				440	63	
			25		465	64	
		12			477	65	
			25		502	66	
		25			527	67b, 68t	
			30		557	69	
		12			569	70	
			30		599	71	
		20			619	72b, 73t	
			25		644	74	
105?	20				664	75	
			60		724	76b, 77t	
	15				739	78	
			30		769	79	
		15			784	80	

COUPE DE LOHALI POINT (FISH POINT)

I. Localisation :

Etat : Arizona.
Comté : Navajo.
Ville la plus proche : Cottonwood.
Domaine : Public – Réserve indienne Navajo.
Itinéraire :

II. Levé de détails :

N°	C	CM	MC	M	Bento	∑	✱ (LP)	$\delta^{13}C_{carb}$	$\delta^{18}O_{carb}$
				-		0	**1**		
				-		20	2		
				-		70	3	-2,09	-7,59
				-		110	4	0,66	-7,10
				-		145	5	0,52	-6,28
				-		175			
		10				185	6	-6,58	-10,17
				-		210	7		
				15			8	2,07	-4,93
=* 6		2				185	9		
				20		205	10		
				35		240	11		
				30			12	0,64	-6,30
				40			13	1,79	-3,99
				15					
					5 limo.				
				15		345			
					3				
				2			14	1,52	-5,75
				35		385	15	0,96	-6,06
				13					
					2				
				15					
					5				
				5			16	1,50	-5,91
				25		450			
BM3					12	462	17		
				13			18	1,43	-5,48
				17			19	0,11	-7,12
				3					
				50		545	20	1,70	-6,59
A1					10	555			
				30			21	0,01	-5,91
A2					25	610	22b, 23t		
	0-10					615	47		
				5			48	-2,01	-6,42
				35		650	49	1,56	-5,15
				20		670			
	0-10					675	50	-2,59	-6,05
				30		705	51		
				50		755	52	3,22	-5,16
				50		805	53	0,16	-6,70
				50		855	54	0,86	-5,66
				50		905	55	2,55	-6,68
				20		925			
					5	930			
				10		940	56		
				20		960	57	1,19	-8,48
				30		990	58		
				50		1040	59	3,22	-5,95
				45		1085	60	3,28	-5,91
				45		1130	61		
				40		1170	24	2,66	-7,00
				20			25	2,99	-6,44
				5			26	3,01	-6,47
				10			27	3,58	-5,67
				35		1240	28	2,56	-7,35

	30			29	3,66	-4,68
	40		1310	30	2,29	-7,79
B		**10**	1320	31		
	5			32	1,33	-9,40
	15			33	1,49	-6,80
	35			34	3,27	-4,91
	20		1395	35	3,16	-5,36
	35			36	3,68	-5,39
	35		1465	37	3,72	-4,40
	35			38	3,18	-6,72
	45		1545	39	3,36	-6,43
	30			40	3,12	-6,79
	30			41	2,46	-6,49
	30			42	2,40	-5,19
	5		1640	43		
C		**35**	1675	44b, 45t		
	10		1685	46	1,29	-8,90
	40		1725	62	2,12	-6,44
	50			63	2,18	-6,73
	40		1815	64	2,07	-6,88
	50			65	1,82	-6,95
	50		1915	66	2,00	-6,66
	50			67	2,03	-6,52
	20		1985			
		5				
	20			68	1,83	-7,09
	20		2030			
		5				
	30			69	2,42	-6,32
	42		2107			
		3				
	15			70	2,50	-6,13
	12		2137			
		3				
	40			71	2,09	-6,67
	38		2218			
		2				
	40			72	1,54	-7,22
	50		2310	73	1,93	-6,80
	50			74	1,94	-6,89
	35					
		5	2400			
	15			75	1,85	-6,10
	15		2430			
D		**10**	2440			
	30			76	1,81	-6,56
	30		2500			
5				77	1,43	-7,44
	15			78		
	15		2535			
10				79	1,65	-8,07
	50			80		
	50		2645	81		

COUPE DE PUEBLO

I. Localisation :

Etat : Colorado.
Comté : Pueblo.
Ville la plus proche : Pueblo.
Domaine : Public – Parc d'état du Lac de Pueblo.
Itinéraire :

II. Levé de détails :

Membre de « Lincoln Limestone » et de « Hartland Shale » :

N°	C	CM	MC	M	Bento	Σ	✱ (PB)
X					40	-2788	64b, 65t
			20			-2748	66
			20			-2728	67
			20			-2708	68
			20			-2688	69
			20			-2668	70
			20			-2648	71
			200			-2628	90t
					20	-2428	
			200			-2408	91t
		10				-2208	
			200			-2198	92t
					2	-1998	
		15				-1996	93
			150			-1981	94, 95t
					3	-1831	
		7				-1828	
			50			-1821	
					4-6	-1771	72
	30					-1766	73
					0,5		
				10		-1736	74
					2	-1726	
			16			-1724	75
				20		-1708	
			13			-1688	
				15		-1675	
					2	-1660	
				15		-1658	76
					3	-1643	
				20		-1640	
		2				-1620	
				60		-1618	77
				25		-1558	
					1	-1533	
				20		-1532	78
					8	-1512	79
				90		-1504	
					2	-1414	
			10			-1412	
					1	-1402	
				50		-1401	81
				25		-1351	
					1	-1326	
				80		-1325	82
					2	-1245	
				100		-1243	83
					1	-1143	
				25		-1142	
		10				-1140	
				35		-1130	84
					5	-1095	85
				55		-1090	86
					8	-1035	87
				14		-1027	

		1	-1013		
	8		-1012		
		1	-1004		
	28		-1003	88	
		1	-975		
	53		-974	89	
		8	-921	96	
	25		-913		
		16	-888	97	
	20		-872		
1			-852		
	80		-851	98	
		1	-771		
	15		-770		
		4	-755	99	
	10		-751		
		1	-741		
	5		-740		
2			-735		
	22		-733	100	
		6	-711	101	
	35		-705		
		2	-670		
	8		-668		
		2	-660		
	4		-658		
		1	-654		
	45		-653		
	80		-608	102	
		3	-528		
	7				
		3	-518		
	30		-515	103	
	40		-485		
		3	-445		
	15		-442	104	
		3	-427		
	30		-424		
		1	-394		
	5		-393		
		1	-388		
	45		-387	105b, 106t	
		1	-343		
	42		-342	107	
		2	-297		
	115		-295		
		2	-180		Correspond à la bentonite localisée à -180 cm sous la banc 63 dans le levé suivant

Sommet du membre de « Hartland Shale » et membre de « Bridge Creek Limestone » :

N°	C	CM	MC	M	Bento	∑	✱(PB)	$\delta^{13}C_{carb}$	$\delta^{18}O_{carb}$
					2	-450			
				12		-448			
				-		-440	20	0,64	-7,17
					2				
				28		-434			
					1				
				4					
					1				
				-		-400			
				-		-330	19	0,86	-7,60
				-		-270	18	0,86	-7,73
				-		-210	17	0,85	-7,63
					2	-180			
				-		-178	16	0,93	-7,14
					6	-160			
				-		-150	15	0,98	-7,58
				-		-130	14	1,01	-7,44
				-		-120	13	1,12	-7,57
				-		-110	12	1,19	-7,47
				-		-100	11	1,36	-7,15
				-		-90	10	1,34	-7,28
				-		-80	9	1,31	-7,21
				-		-70	8	1,42	-7,21
				-		-60	7	1,33	-6,34
				-		-50	6	1,69	-6,41
					1				
				-		-40	5	1,66	-7,34
				-		-30	4	1,64	-7,94
				-		-20	3	1,87	-6,42
				-		-10	2	1,99	-6,71
				-		-1	1	1,54	-6,75
63	42					42			
				5			21		
	6-8						22		
				20			23b	4,01	-4,76
							24t	2,54	-5,80
67	18					92	25		
				24		116	26b	2,49	-4,86
							27t	1,28	-5,66
A					15		28		
				16			29b	2,69	-6,73
							30t	2,48	-6,31
73	11					158	31	-1,05	-5,19
				18			32b	3,24	-5,82
							33t	2,29	-6,87
	5						34	2,20	-6,12
				3			35	2,34	-7,27
	5						36	-1,21	-3,81
				6		210	37	1,57	-6,50
77	12-19						38		
				4			39	1,77	-6,94
		7					40	2,48	-7,38
				3			41		
		8					42	2,48	-6,12
				4			43	2,76	-6,64
		6					44	1,92	-5,77
				2			45		
		6					46	2,02	-5,86
				33		283	47b	2,79	-6,84
							48t	2,87	-6,78
79	18-21					303	49b, 50t		
B					15	318	51		
				2			51A		
		6					51A		
				2			51B		
		9					51B		
				4			51C		
		4					51C		
				7			51D		
		4					51E		
				13		369	51F		
84	24					393			
				6					

			5					
		9				53	2,38	-5,98
			6					
		7				54	2,44	-6,79
			8					
		7				55	2,17	-6,38
			2		453			
86	27				484	56b, 57t		
	35					113b, 114, 115t		
			4					
		2,5				116		
			27			117		
88		10			528	118		
				1				
		2,5				118B		
C				**8**	539			
		17				118T		
				1				
			1					
90		10-12			564	119		
			3-6			120		
		0-9				121		
			0-10			122		
		0-11				123		
			5			124		
				2				
			10					
D				**6**	604	125		
		2			606			
97	12				618	126		
		1						
			22		641	127		
99		0-8			645	128		
			12-20		653	129		
101	5-17				659	130		
			13		672	131		
102		10			682	132		
			14		696	133		
103		8			704	134		
			31		735	135		
105	10				745	136		
		70			815	137b, 138, 139t		
			23		838	140		
				2	840			
			19		859	141		
113	10				869	142		
E				**5**	874	143		
			25		899	144		
116	15				914	145		
			21			146		
118		18			953	147		

COUPE DE RIO GRANDE

I. Localisation :

Etat : Texas.
Comté : Brewster.
Ville la plus proche : Study Butte.
Domaine : Parc national de Big Bend, Permis de recherche n°BIBE-2004-SCI-0037.
Itinéraire : Sud du Parc national, après les ruines de Hot Springs, prendre, vers l'ouest, le chemin qui longe le fleuve du Rio Grande vers et qui recoupe les formations du Crétacé.

II. Levé de détails :

N°	C	CM	MC	M	Bento	Σ	✱ (RG)
Buda							
					mm		
			10			10	150
	7-10					19	151
			3-4			22	
	4,5					27	
			1-2			28	
	7					35	
			2-3			37	
	5-13					45	152
			5			50	
	10					60	
			1			61	
	4-6					66	
			3			69	
	1-2					70	
			4			74	
	6-7					80	153
			4-5			85	
	4					89	
			1			90	
	4					94	
			0,5				
	7-15						154
			0,5			106	
	3					109	155
		20				129	
	6					135	156
			30			165	
	12					177	157
			30			207	
	7						
	3					217	
	6					223	158
	22					245	159
	4					249	
			8			257	
	5-10					264	160
			40			304	
	20					324	161
			15			339	162
	15					354	163
	13					367	
			11			378	
	0-10					383	164
			40			423	
	10					433	165
		15				448	
	10					458	
	5-20					470	166
			75			545	167
	25					570	168
0-2							168bis
			160			730	169, 170, 171
	15					745	172
				50		795	173
					1	796	
				8		804	

				1	805	
			15		820	174
		15			835	175
	10				845	176
			80		925	177, 178, 179
22					947	180
			40		987	181
10					997	182
			40		1037	183
0-17					1045	184
			5-20		1052	185
5-20					1059	186
			20	***6 mm**	1079	187
			20		1099	188
0-6					1102	189
				mm		
			22		1124	190
				mm		
			14		1138	191
				mm		
			30		1168	192
2-9					1171	193
			25		1196	194
15					1211	195
			5		1216	196
				0,5		
			1			
				0,5	1218	
			25		1243	197
10					1253	198
				2	1255	
18					1273	199
				mm		
			35		1308	200
16					1324	201
			15		1339	202
	0-8				1351	
			12		1355	
				1	1356	
			20		1376	204
				1	1377	
			20		1397	205
		10			1407	206
			20		1427	207
				1	1428	
0-21					1438	208
			36		1474	209, 210
				mm		
			35		1509	211, 212, 213
				mm		
0-18					1518	
			1-9		1522	
				mm		
0-15					1529	214
			20		1549	215
				1	1550	
			35		1585	216,217
				5	1590	
			7		1597	218
		15			1612	219
			15		1627	220
0-15					1634	221
			75		1709	222, 223, 224
				1-2	1710	
			5		1715	
0-14					1722	225
			90		1812	226,227
			8	**1**	1820	
			100		1920	228, 229,230
				13	1933	231
			60		1993	232,233
				1	1994	
			15		2009	234
				1	2010	
			110		2110	235, 236,237
0-20				**?**	2120	238

			30		2150	239,240
			-		2180	241
			-		2200	242
			30		2230	
0-20					2240	243
			20		2260	244
				1	2261	
			20		2281	245
				mm		
0-12					2287	246
			50		2337	
0-15					2344	247
			38		2382	248, 249
				2	2384	
			25		2409	250
			22	mm	2431	251
10-18					2445	252
			15	*mm	2460	253
		15			2475	254
			17		2492	255
		8			2500	256
				170	2670	257D à 257Q
			10		2680	257C
				50	2730	257A, 257B
20					2750	258
2					2752	
				8	2760	
	90				2850	259 à 262
				1	2851	
10					2861	263
5					2866	263B
				mm		
5					2871	264
			100		2971	265 à 274
		25			3000	1
22					3147	2
9					3156	
			50		3206	3
2					3208	
			15		3223	
	16				3239	
1-7					3246	4
				1	3247	
			5		3252	
	15				3267	
10					3277	5
2-8					3285	
			92		3377	6,7
18					3395	
			2		3397	
8					3405	8
				2	3407	
			12		3419	
	8				3427	9
	10				3437	10
20					3457	
		20			3477	
			48		3525	11,12
				2	3527	
			18		3545	
	7				3552	
			30		3582	13
9					3591	14
	8				3599	
				1	3600	
	16				3616	15
			1		3617	
	10				3627	
				1	3628	
	8				3636	
				1-3	3639	16
		14			3653	
	6				3659	
				1	3660	

	12			3672	17	
			1	3673		
11				3684	18	
			1	3685		
	10			3695		
		6		3701	19	
			2	3703	20	
	10			3713		
			0-2	3715		
	20			3735	21	
12				3747	22	
	8			3755		
		15		3770	23	
			0,5			
		25		3795	24	
			2	3797		
2				3799		
2				3801	25	
2				3803	26	
13				3816	27	
	4			3820		
0-3				3823		
			2	3825		
14				3839	28	
	10			3849	29	
			2	3851		
13				3864	29b	
	14			3878		
		8		3886		
			6	3892	30	
			2-4	3896	31	
	36			3932	32	
			15	3947		
	43			3990	33,34	
			6	3996		
		7		4003	35	
			5	4008		
18				4026	36	
	12			4038		
			1	4039		
	15			4054	37	
		8		4062		
			10	4072	38	
	7			4079		
			7	4086		
2				4088		
120				4208		SLUMP direction NE-SW vers le NE ?
	18			4226		
		16		4242	39	
30				4272		
	40			4312	40	
			5	4317	41	
			6	4323		
		12		4335		
			7	4342	42	
		13		4355		
	18			4373	43	
		9		4382		
			10	4392	44	
		10		4402		
			10	4412		
10-20				4432	45	
			50	4482	46,47	
			10	4492	48	
			20	4512		
23				4535	49	
			8	4543		
		10		4553	50	
			2	4555		
			1-8	4563	51	
			80	4643	52,53	
		35		4678	54	

40					4718	55
			80		4798	56
			60		4858	
		15			4873	57
			70		4943	
		15			4958	58
			40		4998	59
25					5023	60
15					5038	
			15		5053	
				1	5054	
			10		5064	
5					5069	61
7					5076	
5					5081	
				6	5087	
12					5099	
		10			5109	
60					5169	62,63
				43	5212	64
18					5230	
50					5280	65,66
				1	5281	
9					5290	
18					5308	67
				13	5321	68a,b
6					5327	
6					5333	69
			0,5			
12					5345	
		11			5356	70
				2	5358	
		11			5369	
				4-6	5375	71a,b
			40		5415	72
	35				5450	
		15			5465	73
			80		5545	74,75
7					5552	76
			45		5597	77
35					5632	78,79
			13		5645	
				2	5647	
			7		5654	
0-12					5666	80
		20			5686	
		15			5701	
			60		5761	81
30					5791	82
			15		5806	
0-10					5816	
			20		5836	83
		10			5846	
20					5866	84
			2		5868	
15					5883	
		24			5907	85
25					5932	86
			15		5947	
	13				5960	87
			5		5965	
				4	5969	
			8		5977	
			20		5997	
		30			6027	88
				5	6032	
		35			6067	
	20				6087	89
		60			6147	90
				2	6149	
	55				6204	91
			10		6214	

		15		6229		
			10	6239	92	
		20		6259		
			5	6264		
		7		6271		
	20			6291	93	
	40			6331	94	
			10	6341	95	
		15		6356	96	
	20			6376	97	
			40	6416		
				2 6418		
			90	6508	98,99	
			50	6558		
		15		6573	100	
			60	6633	101	
		20		6653	102	
			30	6683	103	
20				6703	104	
			60	6763	105	
30				6793	106	
		70		6863	107,108	
			70	6933		
		30		6963	109	
			20	6983		
50				7033	110	
	30			7063	111	
	100			7163	112	
0-12				7175	113	
	70			7245	114	
12-15				7260		
		200		7460	115,116	
	10			7470	117	
		100		7570		
	20			7590	118	
			50	7640		
5				7645		
			40	7685		
12				7697		
			40	7737	119	
		55		7792		
			200	7992		
		120		8112	120	
40-45				8157	121	
			200	8228		
10				8238		
			100	8338		
			200	8538		
30				8568	300	
			80	8648		
25				8673		
			50	8723		
20				8743	301	
			200	8943	302	
60				9003	303	Banc à Allocrioceras
			150	9153		
30				9183		

COUPE DE TAYLOR SPRINGS

I. Localisation :

Alt. 1734 m / N36°20.093' W104°29.823'

Etat : Nouveau Mexique.
Comté : Colfax.
Ville la plus proche : Springer.
Domaine : Privé – Ranch de Taylor Springs.
Itinéraire : Prendre la Highway 56 à Springer, vers l'est jusqu'à la rivière Canadian. La coupe est localisée en rive d'ouest d'un cours d'eau intermittent de la rivière Canadian à environ 0,2 mile au nord de la localité de Taylor Springs.

II. Levé de détails :

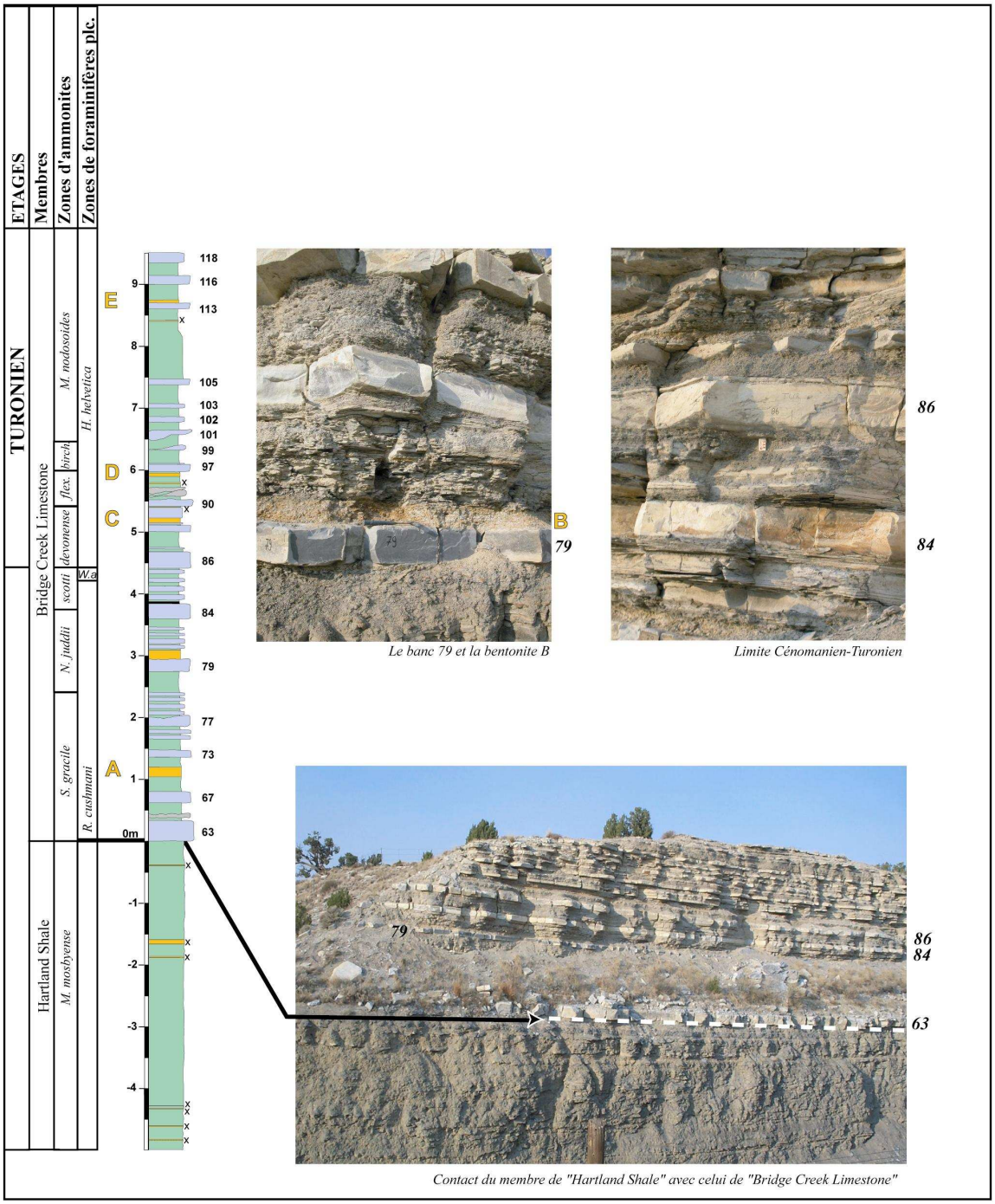
N°	C	CM	MC	M	Bento		Σ	✱ (TS)
				-				76
				-			10	75
						15	25	74
					<1	10	35	
				6			41	73
					1		42	
				20			62	72
				45			107	1,2,3
			2				109	4
				35			144	5 à 8
					3,5		147,5	
				9			156,5	9
					2,5		159	
				20			179	10,11
					4		183	
				20			203	12,13
BM3 ?					17		220	14
				5			225	15
					0,5			
				5			230	16
63	39						269	17,18,19
			4				273	
				11			284	20
	0-6						290	20B
				10			300	21
					1		301	
				7			308	
A					4		312	21B
				40			352	21C
	6-13						365	22
				2			367	23
	12						379	24
				2			381	25
	15						396	26
				48			444	27,28,29
79	15						559	30
B					16		575	31
				3			578	32
	14						592	33
				20			612	34,35
	12						624	36
			3				627	37
		2					629	
			3				632	
	11						643	38
			3				646	
		7					653	
			4				657	39
		6					663	
	19						682	40,41
				25			707	42,43,44
		18					725	45,46,47

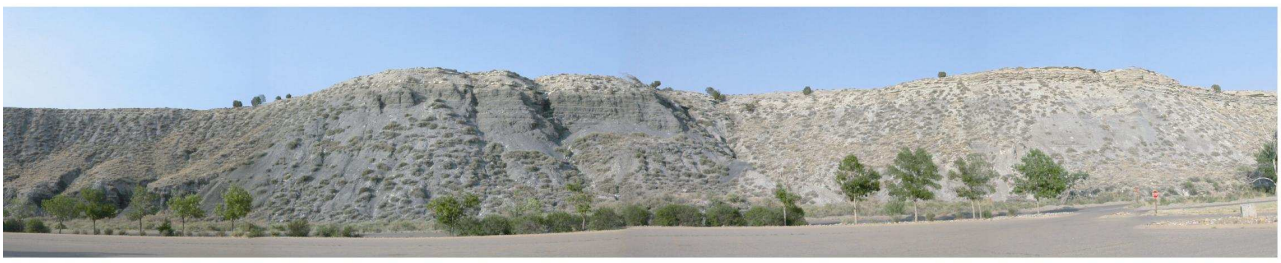
C					**20**	745	48
	19					764	49
				2		766	
	18					784	50
D ?				1	**mm**	785	
	17					802	51
			8			810	52
	13					823	53
			6			829	54
	8					837	55
			7			844	56
	17					858	57
			9			867	58
	13					880	59
			8			888	60
	10					898	61
			8			906	62
	16					922	63
			15			937	64
	15					952	65
			14			966	66
	9					975	67
			6			981	68
		4				985	
			12			997	69
113	12					1009	70
E					**7**	1016	71
			12			1028	
	20					1048	
			7			1055	
	20					1075	
			2			1077	
	17					1094	
				12		1106	
	17					1123	
				17		1140	
		7				1147	
				80		1227	
	15					1242	
				50		1292	
	20					1312	

ANNEXE 4

LES PLANCHES

PLANCHE A4.1 - Coupe de référence de Pueblo





Membre des Hartland Shale coiffé par le membre de "Bridge Creek Limestone"

PLANCHE A4.2 - Rotalipora s.l.

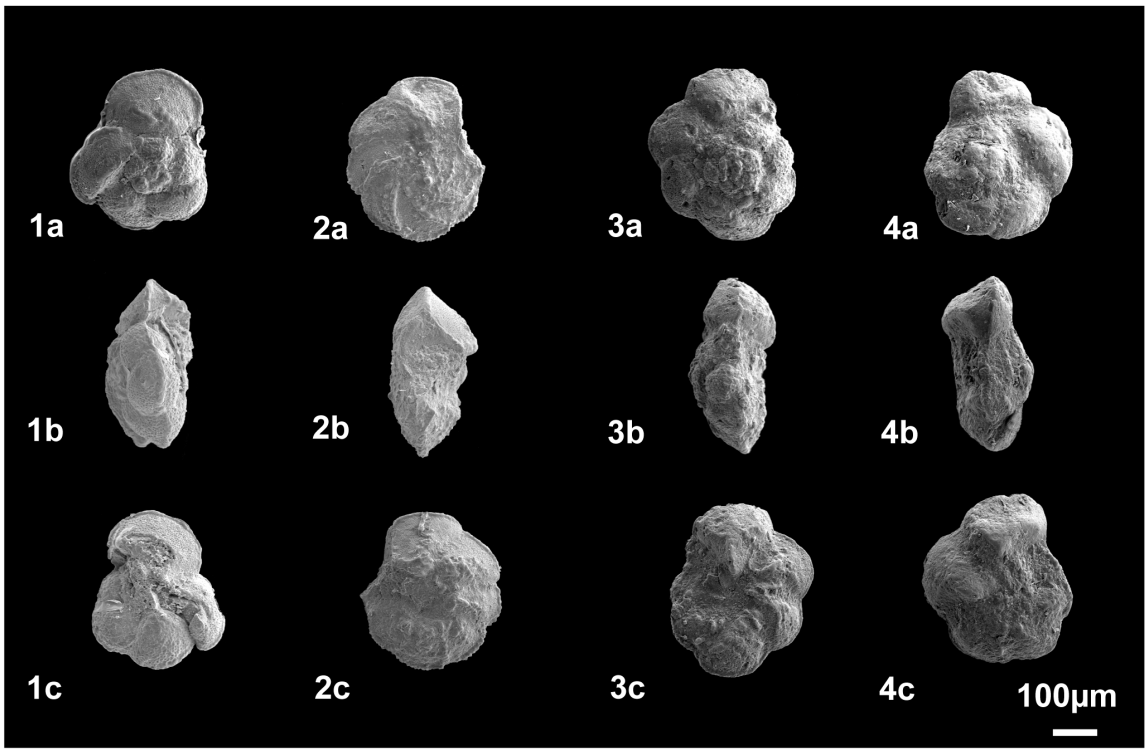


Planche A4.2 :Illustrations de <u>Rotalipora</u> s.l. acquises au microscope électronique à balayage. La cote entre parenthèse correspond à la distance en mètres depuis la base du banc 63 ou de la base de la zone d'ammonites à <u>S. gracile</u> si celui-ci n'est pas exprimé.

1- 2: Spécimens de la coupe de Lohali Point (LP).

1 (LP -1.60 m): Forme atypique de <u>Rotalipora cushmani</u> (MORROW, 1934)*; 1a: face spirale. 1b: profil. 1c: face ombilicale.*

2 (LP -1.60 m): <u>Rotalipora greenhornensis</u> (MORROW, 1934)*; 2a: face spirale. 2b: profil. 2c: face ombilicale.*

3: <u>Rotalipora cushmani</u> de la coupe de Hot Springs (HS +2.36 m); 3a: face spirale. 3b: profil. 3c: face ombilicale.

4 (PB +4.36 m): Forme atypique de <u>Rotalipora cushmani</u>; 4a: face spirale. 4b: profil. 4c: face ombilicale.

PLANCHE A4.3 - Foraminifères planctoniques

Planche A4.3 :Illustrations de foraminifères planctoniques acquises au microscope électronique à balayage. La cote entre parenthèse correspond à la distance en mètres depuis la base du banc 63 ou de la base de la zone d'ammonites à S. gracile si celui-ci n'est pas exprimé.

1 (HS +5.05 m): Whiteinella brittonensis (LOEBLICH & TAPPAN, 1961) *; 1a: face spirale. 1b: profil. 1c: face ombilicale.*

2 (HS +3.29 m): Whiteinella archaeocretacea (PESSAGNO, 1967) *; 2a: face spirale. 2b: profil. 2c: face ombilicale.*

3 (HS +3.55 m): Whiteinella praehelvetica (TRUJILLO, 1960) *; 3a: face spirale. 3b: profil. 3c: face ombilicale.*

4 (HS +6.01 m): Whiteinella praehelvetica cf. Helvetoglobotruncana helvetica ; 4a: face spirale. 4b: profil. 4c: face ombilicale.

5 (LA +9.80 m): Helvetoglobotruncana helvetica (BOLLI, 1945) *; 5a: face spirale. 5b: profil. 5c: face ombilicale.*

6 (PB -1 m): Praeglobotruncana gibba (KLAUSS, 1940) *; 6a: face spirale. 6b: profil. 6c: face ombilicale.*

7 (HS +6.01 m): Dicarinella hagni (SCHEIBNEVORA, 1962) *; 7a: face spirale. 7b: profil. 7c: face ombilicale.*

8 (HS +3.91 m): Praeglobotruncana oraviensis (SCHEIBNEVORA, 1962) *; 8a: face spirale. 8b: profil.*

9 (HS +3.29 m): Hedbergella delrioensis (CARSEY, 1926) *; 9a: face spirale. 9b: profil. 9c: face ombilicale.*

10 (PB -0.20 m): Hedbergella simplex (MORROW, 1934) *; 10a: face spirale. 10b: profil. 10c: face ombilicale.*

11 (HS +3.28 m): Whiteinella baltica (DOUGLAS& RANKIN, 1969) *; 11a: face spirale. 11b: profil. 11c: face ombilicale.*

12 (HS +3.28 m): Heterohelix moremani (CUSHMAN, 1938).

13 (LP +10.20 m): Heterohelix globulosa (EHRENBERG, 1840).

14 (LP +2 m): Guembelitria cretacea (CUSHMAN, 1933).

PLANCHE A4.3 - Foraminifères planctoniques

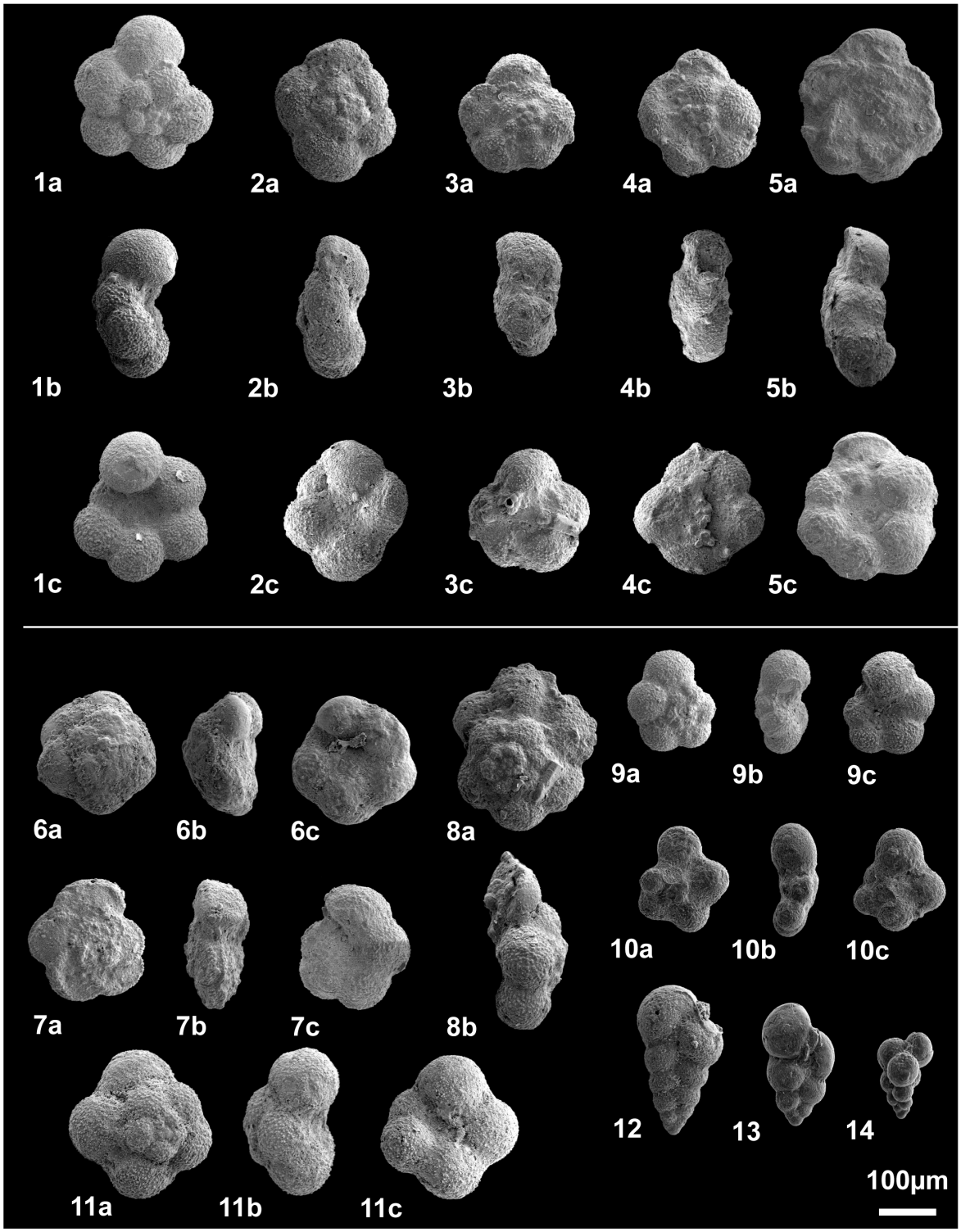


PLANCHE A4.4 - Foraminifères planctoniques

Planche A4.4 :Illustrations en lames minces de foraminifères planctoniques. La cote entre parenthèse correspond à la distance en mètres depuis la base du banc 63 ou de la base de la zone d'ammonites à S. gracile si celui-ci n'est pas exprimé.

1 (LA -0.20 m): Rotalipora greenhornensis (MORROW, 1934).

2 (E -0.20 m): Rotalipora cushmani (MORROW, 1934).

3 (LA -1.10 m): Anaticinella multiloculata (MORROW, 1934).

4 (PB -0.30 m): Anaticinella planoconvexa (LONGORIA, 1973).

5 (HS + 3.10 m): Whiteinella brittonensis (LOEBLICH & TAPPAN, 1961).

6 (HS +3.10 m): Whiteinella praehelvetica cf. Helvetoglobotruncana helvetica.

7 (LA +9.60 m): Whiteinella praehelvetica (TRUJILLO, 1960).

8 (LA +6.22 m): Helvetoglobotruncana helvetica (BOLLI, 1945).

9 (E +11.25 m): Dicarinella algeriana (CARON, 1966).

10 (LA +7 m): Dicarinella hagni (SCHEIBNEVORA, 1962).

11-12 (HS +6.25 m; +6.40 m): Marginotruncana schneegansi (SIGAL, 1952).

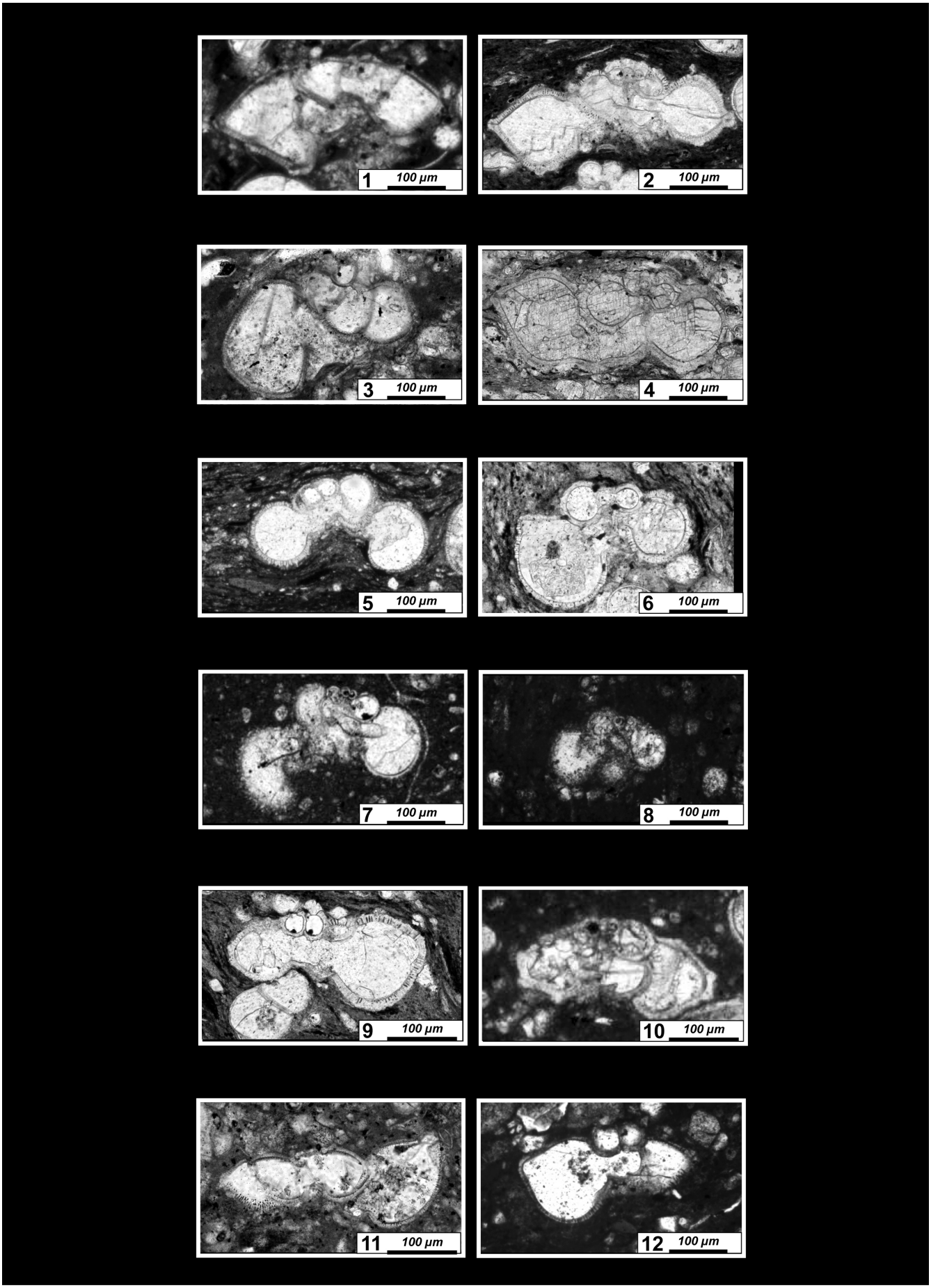

1 100 µm
2 100 µm
3 100 µm
4 100 µm
5 100 µm
6 100 µm
7 100 µm
8 100 µm
9 100 µm
10 100 µm
11 100 µm
12 100 µm

PLANCHE A4.5 - Nannofossiles calcaires

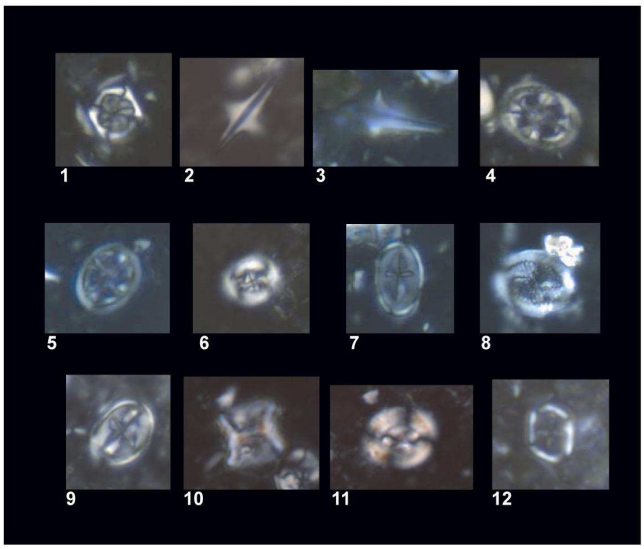


Planche A4.5 :Illustrations de différentes espèces de nannofossiles calcaires (2500×)

1. Corollithion kennedyi (CRUX, 1981) - *LP3*
2. Lithraphidites acutum MANIVIT ET AL., 1977 - *LP2*
3. Lithraphidites acutum MANIVIT ET AL., 1977 - *EV10*
4. Axopodorhabdus albianus (BLACK, 1967) - *LP13*
5. Axopodorhabdus albianus (BLACK, 1967) - *EV10*
6. Microstaurus chiatius (WORSLET, 1971) - *LP3*
7. Gartnerago nanum THIERSTEIN, 1974 - *EV9*
8. Gartnerago segmentatum THIERSTEIN, 1973 - *LP48*
9. Cretarhabdus striatus (STRADNER, 1963) - *EV10*
10. Eprolithus floralis (STRADNER, 1963) - *LP48*
11. Watznaueria barnesae (BLACK, 1954) - *LP48*
12. Corollithion signum STRADNER, 1963 - *LP48*

ANNEXE 5

LES PUBLICATIONS

ANNEXE 5.1

Hétérochronies du développement sensu Gould chez les foraminifères planctoniques cénomanien : exemple de néoténie dans le bassin du Western Interior américain. – *Comptes Rendus Palévol*, 2, 587-595.

Available online at www.sciencedirect.com
SCIENCE DIRECT®
C. R. Palevol 2 (2003) 587–595
COMPTES RENDUS PALEVOL

Evolution

Hétérochronies du développement *sensu* Gould chez les foraminifères planctoniques cénomaniens : exemple de néoténie dans le bassin du Western Interior américain

Delphine Desmares [a,b,*], Danièle Grosheny [a], Bernard Beaudoin [b]

[a] *EOST, UMR 7517, université Louis-Pasteur, Strasbourg-1, 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg cedex, France*
[b] *École des mines de Paris, CGES–Sédimentologie, 35, rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau cedex, France*

Reçu le 13 juin 2003 ; révisé et accepté le 1er septembre 2003

Rédigé à l'invitation du Comité éditorial

Résumé

Au passage Cénomanien–Turonien, l'événement anoxique OAE2 a entraîné la disparition des rotalipores, organismes planctoniques carénés complexes qui avaient conquis les eaux océaniques profondes. Dans le bassin du Western Interior, les dernières rotalipores sont associées à des anaticinelles, morphotypes sans carène. Le lien, en terme d'hétérochronie du développement, entre ces morphotypes est recherché. L'absence de carène serait un avantage sélectif qui leur aurait permis de rester dans des eaux plus superficielles, moins touchées par l'anoxie océanique. Deux espèces endémiques au bassin nord-américain sont observées : *A. multiloculata* (Morrow) et *A. planoconvexa* (Longoria). Ces espèces dériveraient par néoténie respectivement de *R. greenhornensis* et de *R. cushmani*. ***Pour citer cet article : D. Desmares et al., C.R. Palevol 2 (2003).***

© 2003 Académie des sciences. Publié par Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Development heterochronies *sensu* Gould in the Cenomanian planktonic foraminifera: case of neotony in the American Western Interior Basin. During the Cenomanian–Turonian boundary, the anoxic event OAE2 has involved the disappearance of *Rotalipora*, complex keeled planktonic foraminifera which had conquered deep oceanic water. In the Western Interior basin, the last rotalipores are associated with *Anaticinella*, morphotypes without keel. The heterochronical relationship between these morphotypes is investigated. The loss of the keel would be a selective advantage enabling them to remain in the surface water, less reached by oceanic anoxia. Thus, two endemic species, only known in the American seaway, are observed: *A. multiloculata* (Morrow) and *A. planoconvexa* (Longoria). These species would respectively result by neoteny from *R. greenhornensis* and *R. cushmani*. ***To cite this article: D. Desmares et al., C.R. Palevol 2 (2003).***

© 2003 Académie des sciences. Publié par Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés.

* Auteur correspondant.
Adresse e-mail : desmares@illite.u-strasbg.fr (D. Desmares).

© 2003 Académie des sciences. Publié par Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés.
doi:10.1016/j.crpv.2003.09.012

Mots clés : foraminifères planctoniques ; passage Cénomanien–Turonien ; bassin du Western Interior (États-Unis) ; hétérochronies du développement ; événements anoxiques océaniques

Keywords: planktic foraminifera; Cenomanian–Turonian; Western Interior Basin (USA); ontogenetic heterochronies; Oceanic Anoxic Event

Abridged English version

Thanks to their mode of growth, planktonic foraminifera can notably record development heterochronies [11]. Such heterochronies may have an impact on evolutionary strategies during periods of ecological stress [11]. In this way, we are looking for the possible relationships between ontogenic changes of the planktonic foraminifera and their environmental significances. The Cenomanian-Turonian boundary has seen over 2 My, the expansion of the widespread oxygen-minimum layer. Thus, the anoxic event OAE2 [15] has eradicated step by step specialized species from their deep water habitat. The present document focuses on the evolutionary history of Cenomanian–Turonian planktonic foraminifera and their relationships with oceanic anoxic event. For this purpose, we propose to review the Pueblo type section (Colorado) of the Western Interior seaway. This reference section has already been studied by many geologists for sedimentology [8, 14,14], geochemistry [20,21] and paleontology [6,9,17,18]. The present high resolution stratigraphic framework is the base for the reconstitution of paleoceanographic events by using bentonite marker beds [1,10,13].

The stratigraphic range of key planktonic foraminifera (Fig. 1) confirms the highest occurrence of *Rotalipora cushmani* (Morrow) directly under the carbonate marker bed 86 [2,18,20] where the boundary level is taken after ammonite macrofauna [17]. The first occurrence of *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) is described in bed 86. This implies the drastic reduction of *Whiteinella archaeocretacea* partial range zone at Pueblo as already argued by Morel [20].

A fine study has also been carried out on biofacies. They have been classified (Fig. 1) between two extreme biofacies: oxygenated and anoxic [1,2,20]. Oxic biofacies is burrowed and presents a high diversification of planktonic specialized morphotypes and benthic species. Anoxic biofacies are characterized by rich organic carbon laminations; foraminifera are not diversified very much and often present an abundance of large *Whiteinella*. At Pueblo, for the Cenomanian-Turonian boundary interval, the detailed analysis of biofacies shows rhythmical sequences of anoxic/oxygenated facies. They are superimposed to a rhythmical limestone/marlstone bedding. Foraminiferal occurrences are strongly dependent on this composite pattern [2, 20]. Thus, subjacent levels with bed 86 correspond to a succession of thin limestone/marlstone bedding couplets (oxygenated to anoxic) with the reappearance of atypical forms of *R. cushmani* [18]. However, between beds 79 and 86, we note a period of 100000 years, strongly anoxic, where *Rotalipora s.l.* has not yet been recorded. The complex morphotype *H. helvetica*, whose first occurrence is inside limestone bed 86, highly oxygenated, is not observed in the superincumbent anoxic levels. This species reappears in bed 102 after a high oxygenation period.

Two keeled species of *Rotalipora* are recorded at Pueblo in the Upper Cenomanian planktonic assemblages: *R. cushmani* (Morrow) and *R. greenhornensis* (Morrow). Associated with these deepest-dwelling morphotypes and with atypical forms of *R. cushmani*, two forms of the genus *Anaticinella* occur. Atypical forms of *R. cushmani* are also found with a considerable variability in dorsal convexity and degree of chamber inflation. Nevertheless, they are generally smallest with less chambers in the final whorl and keel-less than *R. cushmani*. The inflated form *Anaticinella* is characterized by umbilical supplementary apertures and by the loss of the peripheral keel (Fig. 2). The first species, *Anaticinella multiloculata* (Morrow) presents a great number of chambers in its final whorl : 6,5 to 9 (Table 1). These morphocharacters are shared with its direct ancestor *R. greenhornensis* [7]. The second species, *Anaticinella planoconvexa* (Longoria), was described in Texas by Longoria [19]. This form has less chambers than *A. multiloculata* (Tab.I). *Anaticinella* preserves youthful characteristics (the development of the keel was truncated) but they keep the same size as *Rotalipora*. Such transformations during the ontogeny development agree with a heterochrony like neoteny *sensu* Gould [11]. Thus, *Anaticinella multiloculata*

would derive from *R. greenhornensis* and *Anaticinella planoconvexa* from *R. cushmani* by simply losing their keel. According to the recent works of Reilly [22], this deterioration of the development corresponds to a modification of the growth speed. In the case of *Anaticinella*, this is slowed down.

Even if *A. planoconvexa* remains a minority in planktonic assemblages, *A. multiloculata* proliferates a few tens of centimetres under bed 63 to reach nearly 80% of the planktonic forms of large size (more than 250 μm) before a progressive decline. Nevertheless, *Anaticinella* spp. is preferentially observed during the hypoxic to anoxic intervals like the *A. multiloculata* event under bed 63 (Fig. 1).

Thus, by losing their keel, *Anaticinella* spp. may stay in shallower habitats and thus avoid the expanding of the oxygen minimum zone. However, even if the neoteny would allow a return to the surface water, this selective advantage would not be enough for *Anaticinella* to survive the ecologically drastic modifications. In this way, *Anaticinella* disappears in a contemporary time to its ancestor *Rotalipora*. Lastly, in spite of the globality and extent of the anoxic event OAE2, *Anaticinella* was (for the moment) only observed in the American Northern Seaway. Thus, these forms may be endemic to here. On the other hand, the atypical forms of *R. cushmani* are often observed in other paleogeographic areas such as the Vocontian Basin, Agadir Basin or Germany Basin without reaching the last step of losing their keel.

1. Introduction

Les mécanismes évolutifs chez les foraminifères planctoniques du Crétacé sont peu étudiés. Par conséquent, les modifications ontogéniques sont rarement invoquées pour comprendre et expliquer l'évolution de ces microorganismes. Pourtant les foraminifères planctoniques offrent, de par leur type de croissance qui préserve les premiers stades du développement, avec la conservation des loges initiales, la possibilité d'analyser les modifications de l'ontogenèse en observant l'ensemble des loges. Il est alors possible de déceler d'éventuels décalages chronologiques dans les différents stades du développement, c'est-à-dire des hétérochronies du développement [11]. Or, les hétérochronies peuvent, notamment, influencer les stratégies démographiques d'un groupe et offrent ainsi un avantage sélectif lors de périodes de stress écologique [11]. Aussi, nous avons recherché s'il existait un lien entre les modifications de l'ontogenèse chez les foraminifères planctoniques, et leurs significations adaptatives en réponse à des perturbations de l'environnement.

Au passage Cénomanien–Turonien, l'événement anoxique océanique OAE 2 [15] a entraîné, chez les foraminifères planctoniques, la disparition des premiers morphotypes complexes, les rotalipores qui, avec l'acquisition d'une carène, avaient conquis les eaux plus profondes de l'océan. Dans la mer du Western Interior (USA), associées aux dernières rotalipores (morphotypes carénés), apparaissent d'autres formes, endémiques, les anaticinelles (morphotypes globuleux). L'objet de cette étude consiste en la mise en évidence du rapport existant entre ces deux morphotypes, en terme d'hétérochronie du développement.

2. Distribution des foraminifères planctoniques et des microfaciès de la coupe de Pueblo (Colorado) : implications biostratigraphiques

La coupe de Pueblo au Colorado (Fig.1), largement étudiée depuis de nombreuses années sur le plan sédimentologique [8,14,16], géochimique [20,21] et paléontologique [6,9,17,18] est à nouveau reprise dans un cadre chronostratigraphique rigoureux grâce à l'existence de bentonites parfaitement corrélées [10,13]. Ainsi, les variations environnementales au passage Cénomanien–Turonien à l'échelle du bassin intérieur nord-américain seront retracées avec une très haute résolution temporelle [1].

La distribution des principales espèces de foraminifères planctoniques (Fig.1) confirme, d'après nos observations, la présence de *Rotalipora cushmani* (Morrow) jusqu'au sommet du Cénomanien, un peu en dessous de la bentonite C comme l'avaient déjà noté Leckie [18], Beaudoin et al. [2] et Morel [20]. La première occurrence de *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) se situe quelques centimètres au-dessus, au sein du banc 86, à la base duquel la limite Cénomanien-Turonien est précisément positionnée d'après les ammonites [17]. D'après l'échelle de référence établie par Robazynski et Caron [23], la zone à *Rotalipora cushmani* est ici immédiatement suivie par la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*, toutes deux zones d'extension totale ; ainsi, la zone d'intervalle

(écozone) à *Whiteinella archaeocretacea* est extrêmement réduite, comme le soulignait déjà Morel [20].

À la suite d' une analyse fine des microfaciès de la coupe de Pueblo, deux types de microfaciès ont été définis [1,2201]. Le premier caractérise un environnement à oxygénation normale, le second, un milieu anoxique (Fig. 1). Le microfaciès oxique est fortement bioturbé et riche d'une microfaune diversifiée (calcisphères, foraminifères benthiques, foraminifères planctoniques). Les foraminifères planctoniques présentent des morphotypes complexes (*Rotalipora* ou *Helvetoglobotruncana*). Le microfaciès anoxique, noirâtre et finement laminé, présente une microfaune essentiellement planctonique, peu diversifiée avec des morphotypes globuleux (*Whiteinella* et Heterohelicidae) ; les foraminifères sont disposés en fines lamines, parfois sans matrice. Des faciès intermédiaires sont distingués entre ces deux extrêmes. Les microfaciès anoxiques ont un taux de carbone organique élevé (4 à 5 %), par opposition à ceux de type oxique qui ont une faible teneur en carbone organique (inférieur à 1%) [20]. Pour l'intervalle Cénomanien supérieur-Turonien inférieur (Fig. 1), la distribution des microfaciès de la coupe de Pueblo présente donc une alternance cyclique entre des environnements oxygénés et hypoxiques, voire anoxiques, qui se surimpose à une cyclicité lithologique (marnes/calcaires). La distribution des foraminifères semble fortement dépendante de cette organisation séquentielle [2, 20]. Ainsi, les niveaux sous-jacents au banc 86 correspondent à une alternance de petits bancs marno-calcaires hypoxiques à oxiques, avec la réapparition de *R. cushmani* atypique [18]. En revanche, entre les bancs 79 et 84, s'étend une période de 100 000 ans, fortement anoxique et pendant laquelle aucune *Rotalipora s.l.* n'a été reconnue. Quant au morphotype complexe *H. helvetica*, dont la première occurrence se situe dès le banc carbonaté 86 fortement oxygéné, il ne s'observe plus dans les niveaux directement au-dessus du banc 86, de nouveau anoxiques, pour réapparaître dans le banc carbonaté 102, par suite d'une phase de ré-oxygénation.

3. Modifications morphologiques au sein des assemblages de rotalipores *s.l.*

Dans les assemblages du Cénomanien terminal, *R. cushmani* (Morrow), avec 4 à 7 loges sur le dernier tour de spire, et *R. greenhornensis* (Morrow), avec 6 à 9 loges, représentent à Pueblo les deux espèces de rotalipores observées (Fig. 2). Les rotalipores sont des morphotypes trochospiralés spécialisés de grande taille. Elles montrent des ouvertures suturales secondaires, des lignes de sutures en relief ainsi qu'une carène périphérique (Tableau 1).

Aux côtés de *R. greenhornensis* et des formes classiques de *R. cushmani,* existent des formes atypiques de *R. cushmani* et des formes à ouvertures suturales secondaires mais dépourvues de carènes (morphotype globuleux), appartenant au genre *Anaticinella* défini par Eicher en 1972 [7]. Les formes atypiques de *R. cushmani* montrent une grande variabilité morphologique : elles sont parfois plus petites que *R. cushmani,* peuvent posséder moins de loges ou encore une carène moins nette et souvent une convexité dorsale moins marquée. Le genre *Anaticinella* comprend deux espèces (Fig. 2). La première, *Anaticinella multiloculata* (Morrow), observée dans le bassin du Western Interior par Eicher [7], présente un grand nombre de loges sur le dernier tour de spire (6,5 à 9), des ouvertures secondaires suturales, et elle est dépourvue de carène (Tableau 1). Elle dériverait de *R. greenhornensis* par simple perte de la carène. La deuxième espèce, *Anaticinella planoconvexa* (Longoria) est décrite pour la première fois par Longoria en 1973 au Texas, elle possède moins de loges que la précédente : 6 loges au maximum (Tableau 1). Longoria attribue *multiloculata* et *planoconvexa* au nouveau genre *Pseudoticinella* caractérisé par des loges globuleuses portant un bandeau périphérique imperforé et des ouvertures secondaires suturales. Les deux espèces sont également décrites à Pueblo par Leckie [18], mais attribuées au genre *Anaticinella*. Il distingue *A. multiloculata* s.s. à loges nombreuses et *A. multiloculata* s.l. avec moins de loges. Il suggère que *A. multiloculata* s.l. provient de *R. cushmani,* selon le même mécanisme qui a conduit *R. greenhornensis* vers *A. multiloculata* s.s. Caron [5] place les genres *Anaticinella* et *Pseudoticinella* en synonymie avec le genre *Rotalipora.* En accord avec Caron, nous ne retenons pas le genre *Pseudoticinella* ; en revanche, nous pensons qu'il y a lieu de maintenir le genre *Anaticinella,* les deux espèces observées à Pueblo ne possédant pas de carène, caractéristique du genre *Rotalipora.* Ainsi, nous reconnaissons les deux espèces *multiloculata* au sens de Eicher [7] et *planoconvexa* au sens de Longoria [19] et nous les attribuons au genre *Anaticinella* créé par Eicher en 1972. Quant

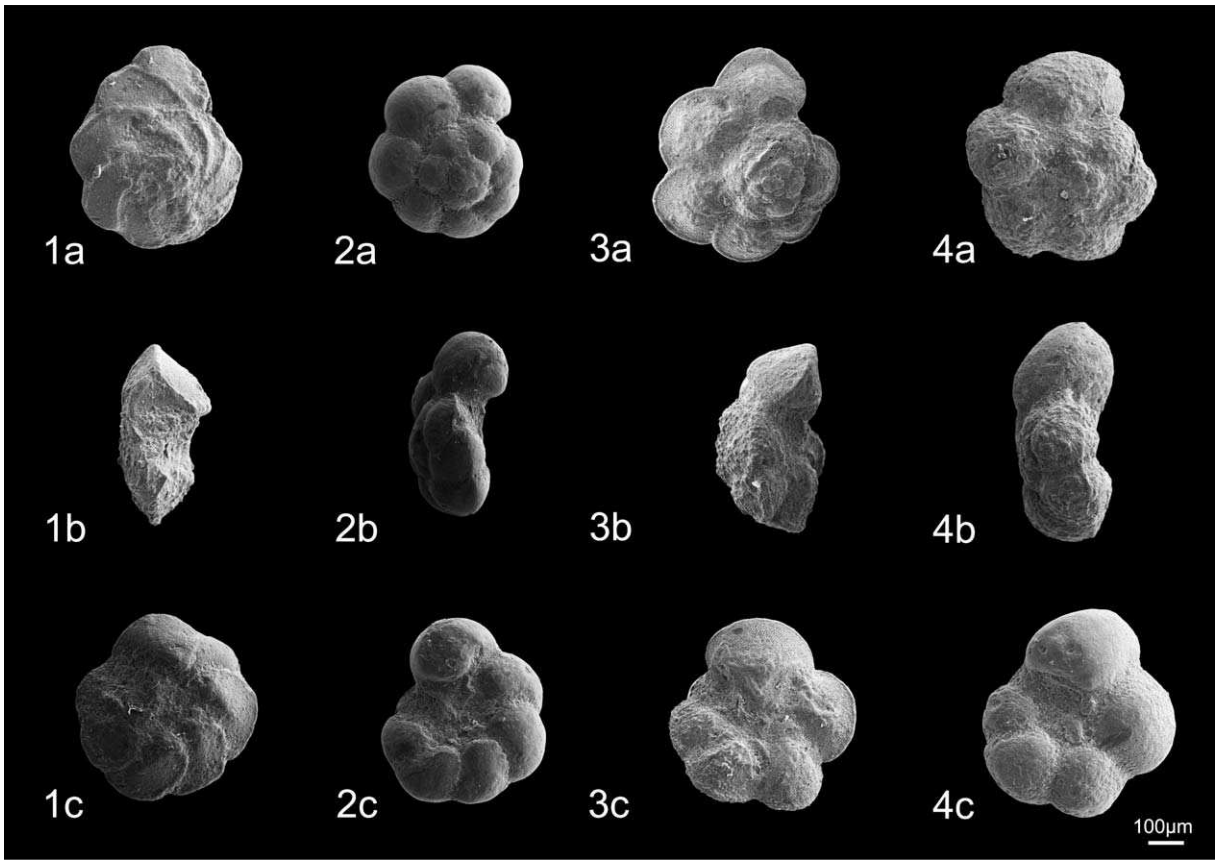


Fig. 2. *Rotalipora* et *Anaticinella* de la coupe de Pueblo au Cénomanien supérieur (Colorado, USA). **1** : *Rotalipora greenhornensis* (Morrow, 1934). **1a** : Face spirale. **1b** : Profil. **1c** : Face ombilicale. **2** : *Anaticinella multiloculata* (Morrow, 1934). **2a** : Face spirale. **2b** : Profil. **2c** : Face ombilicale. **3** : *Rotalipora cushmani* (Morrow, 1934). **3a** : Face spirale. **3b** : Profil. **3c** : Face ombilicale. **4** : *Anaticinella planoconvexa* (Longoria, 1973). **4a** : Face spirale. **4b** : Profil. **4c** : Face ombilicale.

Fig. 2. *Rotalipora et Anaticinella* from the Pueblo type section (Colorado, USA). **1**: *Rotalipora greenhornensis* (Morrow, 1934). **1a**: Spiral side. **1b**: Lateral view. **1c**: Umbilical side. **2**: *Anaticinella multiloculata* (Morrow, 1934). **2a**: Spiral side. **2b**: Lateral view. **2c**: Umbilical side. **3**: *Rotalipora cushmani* (Morrow, 1934); **3a**: Spiral side. **3b**: Lateral view. **3c**: Umbilical side. **4**: *Anaticinella planoconvexa* (Longoria, 1973). **4a**: Spiral side. **4b**: Lateral view. **4c**: Umbilical side.

Tableau 1
Tableau comparatif des principaux caractères morphologiques entre *Rotalipora* et *Anaticinella*
Comparative table of the main morphological characters between *Rotalipora* and *Anaticinella*

	R. greenhornensis	*A. multiloculata*	*R. cushmani*	*A. planoconvexa*
Nombre de loges	6–9	6,5–9	4–7	5–6
Ouvertures secondaires	suturales	suturales	suturales	suturales
Sutures	en relief	déprimées	en relief	déprimées
Forme	carénée	globuleuse	carénée	globuleuse

aux formes atypiques intermédiaires entre *R. cushmani* et *A. planoconvexa*, nous les rattachons au genre *Rotalipora*.

R. cushmani et *R. greenhornensis* ont une grande taille (400 à 150 µm), un test bien calcifié avec des bourrelets calcitiques sur les sutures de loges, une carène périphérique et des ouvertures suturales secondaires (observation de 300 individus pour les fractions de 63 µm à 1 mm). Les premières loges du premier tour (loges juvéniles) sont globuleuses et dépourvues de

carène. Il s'agit de morphotypes complexes nécessitant une importante tranche d'eau pour accomplir leur long cycle de reproduction [12], et se développant en période de sélection K [4]. *A. multiloculata* et *A. planoconvexa* sont des formes de taille équivalente (400 à 150 µm), sans épaississement calcitique sur les sutures de loges (au contraire, elles sont déprimées), sans carène périphérique, mais ayant toujours des ouvertures suturales secondaires (Tableau 1). Ces morphotypes, globuleux, plus primitifs, auraient un cycle de reproduction plus court qui s'effectuerait dans les eaux de surface [12].

Chez les anaticinelles qui présentent, comme les rotalipores, des loges juvéniles globuleuses, on assiste à la disparition progressive des stades tardifs de l'ornementation. En effet, parmi les formes atypiques de rotalipores, on observe des individus sans carène sur les premières loges du dernier tour de spire, alors que sur les dernières loges persiste une bande imperforée ou un alignement de pustules. Les anaticinelles ne possèdent, quant à elles, plus de carène, les loges étant bien globuleuses sur l'ensemble du dernier tour. Un bandeau périphérique imperforé peut cependant persister chez certains spécimens. La morphologie en fin de croissance entre les deux taxa diffère par simple perte de la carène périphérique, qui s'effectue de façon précoce, le développement de la carène ayant été tronqué. Toutefois, les anaticinelles ont une taille normale, c'est-à-dire équivalente à celle des rotalipores, mais elles conservent des caractères juvéniles. De telles transformations au cours de l'ontogenèse, caractérisées par un taux de croissance ralenti, s'accordent avec une hétérochronie de type néoténie *sensu* Gould [11]. Ainsi, *Anaticinella multiloculata* dériverait de *R. greenhornensis* et *Anaticinella planoconvexa* de *R. cushmani* par perte de la carène. D'après des travaux plus récents réalisés par Reilly et al. [22], l'altération du développement que présentent les anaticinelles concerne la vitesse du développement qui est ralentie et correspond à une paedogenèse.

4. Relations temporelles entre les occurrences de rotalipores et d'anaticinelles : implications paléoécologiques

A. planoconvexa demeure minoritaire au sein des assemblages planctoniques (1 à 5%), elle est chronologiquement la première espèce d'anaticinelles observée à Pueblo (Fig.1). *A. multiloculata*, d'extension stratigraphique plus réduite, prolifère quelques dizaines de centimètres sous le banc 63 pour atteindre près de 80% des formes planctoniques de grande taille (plus de 250 µm), avant un déclin progressif (Fig.1). Sur une durée de quelques dizaines de milliers d'années, ces morphotypes vont dominer les rotalipores. Cependant, ces formes vont s'éteindre rapidement et de manière synchrone avec *R. greenhornensis*. *A. planoconvexa* perdure quant à elle jusqu'au Cénomanien sommital [20] ; sa dernière occurrence pourrait être synchrone de la disparition de *R. cushmani* atypique, observée par Leckie [18], juste sous le banc 86. L'ordre biostratigraphique s'avère ainsi respecté, ancêtres et formes rétro-évoluées disparaissant de manière contemporaine.

Il est légitime de se demander par quels mécanismes les anaticinelles acquièrent ce type de morphologie plus juvénile. Nous avons donc mis en relation les occurrences d'anaticinelles et de rotalipores avec l'évolution des microfaciès, témoins de l'environnement de dépôt. En ce qui concerne les rotalipores, aucune relation systématique évidente ne semble rattacher l'évolution quantitative des deux espèces *cushmani* et *greenhornensis* à celle des microfaciès. Néanmoins, les anaticinelles sont préférentiellement observées lors des intervalles hypoxiques à anoxiques et l'explosion des *A. multiloculata*, sous le banc 63, est contemporaine de passées plus hypoxiques (Fig.1). Ainsi, en réponse à la diminution du taux d'oxygène dissous, les anaticinelles, en perdant la carène que possèdent leurs ancêtres les rotalipores et les formes intermédiaires atypiques, pourraient acquérir la possibilité de rester dans les eaux de surface moins touchées par l'anoxie. L'absence de carène présenterait par suite un avantage sélectif.

5. Conclusion

Jusqu'à la fin du Cénomanien se sont succédé des environnements favorables, normalement oxygénés, dans lesquels des morphotypes de plus en plus complexes (*Rotalipora*) ont pu se développer. Au passage Cénomanien-Turonien, l'événement anoxique océanique (OAE2) a fortement perturbé ces formes spécialisées et bien adaptées au milieu. La réponse écologique de la microfaune est enregistrée par les modifications

des assemblages planctoniques dans de nombreux domaines paléogéographiques. Ainsi, les espèces carénées du Cénomanien supérieur, qui prolifèrent dans des eaux normalement oxygénées, disparaissent lors des dépôts de *black shales*. L'anoxie ayant atteint la profondeur à laquelle s'opérait la reproduction sexuée de ces grands morphotypes carénés, leur gamétogenèse et donc leur cycle vital ont été modifiés. Les espèces globuleuses (*Whiteinella* et *Hedbergella*) persistent en revanche dans ces niveaux sous-oxygénés. En fonction des fluctuations de l'amplitude de la zone à oxygène minimum, les formes vivant dans les eaux de plus en plus superficielles disparaissent, y compris à certaines périodes les formes de surface.

Les hétérochronies peuvent avoir un impact majeur sur les cycles biologiques et sur les stratégies adaptatives de type r ou K [11], notamment chez les foraminifères planctoniques, avec l'expression de caractères spécialisés ou pas. *Rotalipora*, avec l'acquisition d'une carène grâce à une accélération du développement, peut coloniser des tranches d'eaux plus profondes. En revanche, la persistance de caractères juvéniles chez *Anaticinella* lui permettrait d'occuper des eaux superficielles, susceptibles de rester plus stables face aux perturbations anoxiques.

Toutefois, même si cette évolution de type néoténique eut permis un retour aux eaux de surface, cet avantage n'aurait pas suffi aux anaticinelles pour survivre aux modifications de plus en plus drastiques du milieu océanique, puisque *Anaticinella* va disparaître de manière synchrone à son ancêtre *Rotalipora*.

Enfin, en dépit de la globalité et de l'ampleur de l'événement anoxique OAE2, les anaticinelles n'ont été observées (pour le moment) que dans le bassin intérieur nord-américain, et semblent endémiques à celui-ci. En revanche, les formes atypiques de *R. cushmani* sont classiquement observées dans d'autres domaines paléogéographiques, comme le bassin vocontien, le bassin d'Agadir ou encore le bassin de Basse Saxe, sans toutefois atteindre l'étape ultime de la perte de la carène.

Remerciements

Les auteurs remercient vivement E. Goubert et F. Magniez-Jannin pour leurs remarques constructives et les corrections apportées au manuscrit.

Références

[1] B. Beaudoin, D. Grosheny, D. Desmares, Enregistrement à haute résolution des modifications environnementales au passage Cénomanien–Turonien du bassin du Western Interior (USA et Canada), Bull. Soc. Étude Sci. Nat. Elbeuf (2001) 16–18.

[2] B. Beaudoin, L. Morel, M. Caron, M. Renard, Periodicity of sedimentary signals on the Cenomanian-Turonian boundary in the Pueblo section (Co), 5° Congrès Français de Sédimentologie, 22, Publ. ASF, 1995, p. 170.

[3] P. Bengtson, The Turonian stage and substage boundaries, Bull. Inst. R. Sci. Nat. Belg. 66 (1996) 69–79.

[4] M. Caron, La spéciation chez les foraminifères planctiques : une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement, Zitteliana 10 (1983) 671–676.

[5] M. Caron, Cretaceous planktic foraminifera, in: H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen (Eds.), Plankton stratigraphy, Cambridge University Press, UK, 1985, pp. 17–86.

[6] W.A. Cobban, G.R. Scott, Stratigraphy and Ammonite Fauna of the Graneros Shale and Greenhorn Limestone Near Pueblo, Colorado, Geol. Surv. Prof. Pap. 645 (1972) 1–108.

[7] D.L. Eicher, Phylogeny of the Late Cenomanian planktonic foraminifer *Anaticinella multiloculata* (Morrow), J. Foram. Res. 2 (4) (1972) 184–190.

[8] D.L. Eicher, R. Diner, Foraminifera as indications of water masses in the Cretacous Greenhorn Sea, Western Interior, in: L.M. Pratt, E.G. Kauffman, F. Zelt (Eds.), Fine-grained deposits and biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway – Evidence of Cyclic Sedimentary Processes, Soc. Econ. Paleontol. Miner. Field trip Guidebook 4 (1985) 60–71.

[9] D.L. Eicher, P. Worstell, Cenomanian and Turonian foraminifera from the Great Plains, United States, Micropaleontology 16 (1970) 269–324.

[10] W.P. Elder, Biotic patterns across the Cenomanian–Turonian extinction boundary near Pueblo, Colorado, in: L. Pratt, E.G. Kauffman, F. Zelt (Eds.), Fine-grained deposits and biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway – Evidence of Cyclic Sedimentary Processes, Soc. Econ. Paleontol. Miner. Field trip Guidebook 4 (1985) 157–169.

[11] S.J. Gould, Ontogeny and phylogeny, The Belknap press of Harvard University Press, Cambridge, MA, USA, 1977.

[12] M.B. Hart, H.W. Bailey, The distribution of planktonic Foraminiferida in the Mid-Cretaceous of NW Europe, in: J. Wiedmann (Ed.), Aspekte der Kreide Europas, Int. Union Geol. Sci. Ser. A 6 (1979) 527–542.

[13] D.E. Hattin, Widespread, synchronously deposited, burrow-mottled limestone beds in Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of Kansas and Southeastern Colorado, AAPG Bull. 55 (1971) 412–431.

[14] W.W. Hay, D.L. Eicher, R. Diner, Physical oceanography and water masses in the Cretaceous Western Interior Seaway, in: W.G.E. Cadwell, E.G. Kauffman (Eds.), Evolution of the Western Interior Basin, Geol. Assoc. Canada Spec. Pap. 39 (1993) 297–318.

[15] H.C. Jenkyns, Cretaceous anoxic events: from continents to oceans, J. Geol. Soc. Lond. 137 (1980) 171–188.

[16] E.G. Kauffman, Geological and biological overview: Western Interior Cretaceous Basin, Montain Geologist, Rocky Moutain Ass. Geol. 14 (3–4) (1977) 75–99.

[17] W.J. Kennedy, I. Walaszczyk, W.A. Cobban, Pueblo, Colorado, USA, candidate Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous, and for the base of the Middle Turonian Substage, with a revision of the Inoceramidae (Bivalvia), Acta Geol. Pol. 50 (3) (2000) 295–334.

[18] R.M. Leckie, Foraminifera of the Cenomanian–Turonian boundary interval, Greenhorn formation, Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, in: L.M. Pratt, E.G. Kauffamn, F.B. Zelt (Eds.), Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes, Soc. Econ. Paleontol. Miner. Field Trip Guidebook 9 (1985) 139–149.

[19] J.F. Longoria, Pseudoticinella, a new genus of planktonic foraminifera from the Early Turonian of Texas, Rev. Esp. Micropaleontol. V 3 (1973) 417–423.

[20] L. Morel, Stratigraphie à haute résolution du passage Cénomanien–Turonien, thèse univ. Pierre-et-Marie-Curie, Paris-6, France, 1998, 224 p. (inédite).

[21] L.M. Pratt, C.N. Threlbeld, Stratigraphic significance of $^{13}C/^{12}C$ ratios in mid-Cretaceous rocks of the Western Interior, USA, in: D.F. Stott, D.J. Glass (Eds.), The Mesozoic of Middle North America, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 9 (1984) 305–312.

[22] S.M. Reilly, E.O. Wiley, D.J. Meinhardt, An integrative approach to heterochrony: the distinction between interspecific and intraspecific phenomena, Biol. J. Linn. Soc. 60 (1997) 119–143.

[23] F. Robaszynski, M. Caron, Foraminifères planctoniques du Crétacé : commentaire de la zonation Europe–Méditerranée, Bull. Soc. géol. France 166 (1995) 681–692.

ANNEXE 5.2

Enregistrement à haute résolution des modifications environnementales inscrites dans un cadre téphrochronologique : le bassin du Western Interior au passage Cénomanien-Turonien. - ***Bulletin de la Société Géologique de France*****, 175, 561-573.**

Bull. Soc. géol. Fr., 2004, t. 175, n° 6, pp. 561-572

Séance spécialisée :
Paléocéanographie du Mésozoïque en réponse au forçage paléogéographique et paléoclimatique
Paris, 10-11 juin 2003

Enregistrement à haute résolution des modifications environnementales inscrites dans un cadre téphrochronologique : le bassin du Western Interior au passage Cénomanien-Turonien (USA)

DELPHINE DESMARES[1,2], DANIÈLE GROSHENY[1], BERNARD BEAUDOIN[2], SILVIA GARDIN[3] et FRANÇOIS GAUTHIER-LAFAYE[1]

Mots clés. – Passage Cénomanien-Turonien, Bassin du Western Interior, Bentonites, Foraminifères, Nannofossiles calcaires, Isotopes stables, Paléoenvironnements.

Résumé. – Au passage Cénomanien-Turonien cinq horizons de cendres volcaniques, formant des lignes isochrones indépendantes, sont corrélés à travers la majeure partie du bassin du Western Interior sur plusieurs millions de km^2. Cette particularité permet de définir un cadre chronostratigraphique à haute résolution, parfaitement contraint, dans lequel les signaux stratigraphiques classiquement utilisés à des fins de corrélation, sont intégrés afin de tester leur synchronisme. Le passage Cénomanien-Turonien se révèle une période idéale pour ce type d'étude car la mise en place de l'événement anoxique OAE2 engendre de profonds bouleversements environnementaux avec notamment l'extinction des rotalipores qui se développaient dans les eaux océaniques profondes.

Les données biostratigraphiques couplées au suivi latéral des bentonites démontrent le diachronisme des occurrences des espèces-index *R. cushmani* et *H. helvetica* et, par suite, la variabilité à l'échelle régionale de la zone d'extension partielle à *W. archaeocretacea* qui a une faible valeur temporelle. L'analyse de la microfaune planctonique témoigne par ailleurs d'un événement durant lequel apparaît et se développe *A. multiloculata*. Ce morphotype, très abondant dans le bassin nord américain, dériverait de *R. greenhornensis* par atrophie de la carène.

Les résultats des isotopes du carbone témoignent à Pueblo de trois événements paléocéanographiques majeurs. Leur distribution temporelle vis-à-vis des bentonites et de la biozonation à ammonites atteste du synchronisme de deux d'entre eux entre les coupes de Pueblo et de Lohali Point, distantes de plus de 600 km. En revanche, l'absence du premier événement à Lohali Point suggère l'existence d'un hiatus à la base de la zone à *S. gracile*.

Ainsi, les corrélations des bentonites permettent non seulement de confirmer les corrélations régionales banc à banc mais encore de révéler des lacunes dans l'enregistrement sédimentaire, à différentes échelles de temps et d'espace. Dans la zone Sud-Ouest du bassin, un hiatus d'au moins 850 000 ans est mis en évidence. En réponse à l'orogenèse de la chaîne Sevier sur la marge occidentale du bassin, cette lacune serait liée à l'activation d'une zone de bombement qui va modifier la circulation des courants océaniques au sein de cette grande mer intérieure où se confrontaient les masses d'eaux téthysienne et boréale.

High resolution record of environmental changes constrained by volcanic ashes : Western Interior Basin, Cenomanian-Turonian stage boundary (USA)

Key words. – Cenomanian-Turonian stage boundary, Western Interior Basin, Bentonites, Foraminifera, Calcareous nannofossils, Stable isotopes, Paleoenvironments.

Abstract. – Five altered volcanic-ash beds have been correlated near the Cenomanian-Turonian stage boundary through much of the Western Interior Basin. These instantaneous events constitute independent chronostratigraphic marker-beds enabling the synchroneity of lithological, biological or geochemical records to be tested. In this way, the Greenhorn Sea is a unique place where the potentiality of this high-resolution stratigraphic tool is illustrated. The Cenomanian-Turonian interval is the ideal period for this sort of study because major oceanic changes, including the global expansion of the oxygen minimum zone, are recognised across OAE2 event, involving the disappearance of *Rotalipora*, complex keeled foraminifera which previously occupied deep oceanic waters.

Biostratigraphic data coupled with bentonite correlation, in several sections of Colorado, show the diachronism of the occurrences of *R. cushmani* and *H. helvetica*. Consequently, the extension of the *W. archaeocretacea* partial range zone is extremely variable at the regional scale. Thus, this association has a low temporal value. Planktonic foraminiferal analyses also reveal an *A. multiloculata* event in the *M. mosbyense* zone. During tens of thousands of years, this species, plentiful in the Western Interior Basin, multiplies and prevails on *Rotalipora* before a gradual decline. *Rotalipora* gave rise to *Anaticinella* by the atrophy of its keel. Thus, *Anaticinella* may stay in shallower habitats and avoid the expansion of the oxygen minimum zone. However, even if this adaptation allowed a return to the surface water, this selective advantage would not be enough for *Anaticinella* to survive the ecologically drastic modifications. Extinction of *Anaticinella* and its ancestor *Rotalipora* occurred contemporaneously.

[1] Université Louis Pasteur, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, UMR 7517, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg cedex.
[2] Ecole des Mines de Paris, CGES-Sédimentologie, 35 rue St Honoré, 77305 Fontainebleau cedex.
[3] CNRS, UMR 5143, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05.
Manuscrit déposé le 18 novembre 2003 ; accepté après révision le 27 mai 2004.

Carbon stable isotope analyses show that main paleoceanographic events have occurred at Pueblo during the Cenomanian-Turonian stage boundary. The initial rapid increase and first peak of $\delta^{13}C$ indicate the first anoxic event (event 1) before a decrease in values and a main manganese enrichment which are the evidence for a well-oxygenated environment (event 2). This assumption is supported by the occurrence of an abundant and diversified benthic community at the same interval. The second increase in $\delta^{13}C$ proxies signs the rise of anoxia (event 3). The temporal distribution of these events with the bentonite marker beds and the ammonite biostratigraphy attest to the synchroneity of events 2 and 3 over 600 km between the Pueblo and Lohali Point sections. The absence of event 1 at Lohali Point in the *S. gracile* zone implies the existence of a hiatus.

Thus, thanks to the five bentonite marker beds, extending from the *S. gracile* to the *M. nodosoides* ammonite zone over 2 Ma, we have not only achieved precise regional correlation but, dealing with facies variations, our observations also indicate gaps in the sedimentary record. Thus, in detail, some thin levels expressed in Pueblo (reference section) cannot be correlated in any other eastern sections. Furthermore, supposed continuous sections may contain important hiatuses. An example is given at El Vado (New Mexico) where two bentonite marker beds are missing. In spite of the lack of significant planktonic foraminifera, the indications provided by bentonite geometries and by nannofossils reveal the existence of a hiatus of at least 850 kyr. It could be explained by the location of the area along the trend of a tectonic forebulge linked to the Sevier orogeny. This bathymetric high had great consequences on the currents flows in this large interior sea where tethysian and boreal water masses competed.

INTRODUCTION

L'augmentation globale du niveau marin ainsi que la flexure de la partie occidentale du craton américain en réponse à la surrection de la cordillère nord américaine a abouti à la mise en place du bassin du Western Interior [Kauffman, 1977a ; Hay *et al.*, 1993]. Au maximum de transgression, durant le Turonien inférieur, la grande mer épicontinentale de la Greenhorn s'étend sur près de 2 000 km de large et 6 000 km de long, de l'Alaska au golfe du Mexique [Hay *et al.*, 1993], assurant ainsi la connexion entre les masses d'eaux boréales et téthysiennes. L'incursion rapide, au Cénomanien terminal, de masses d'eaux subtropicales, permet l'expansion d'une faune et d'une flore téthysiennes dans le bassin vers les hautes latitudes jusqu'aux régions méridionales du Canada [Eicher et Worstell, 1970 ; Eicher et Diner, 1985 ; Leckie, 1985].

Le passage Cénomanien-Turonien coïncide avec une accumulation et une préservation accrue de la matière organique dans les sédiments qui s'enregistrent, à l'échelle globale, par un accident positif du $\delta^{13}C$ minéral et organique [Pratt et Threlkeld, 1984 ; Pratt *et al.*, 1993 ; Morel, 1998]. Cet événement anoxique océanique (OAE2) aurait engendré de profonds bouleversements biologiques avec notamment l'extinction des rotalipores.

Toutefois, si les changements affectant la mer du Western Interior répondent à des modifications globales, ils doivent aussi être fonction de phénomènes locaux en liaison avec la tectonique, la circulation et l'extension des différentes masses d'eau. Pour contraindre finement ces événements paléocéanographiques dans le temps et dans l'espace, des repères temporels indépendants sont indispensables. Les formations crétacées déposées dans le bassin nord américain, peu déformées par la tectonique, ont la particularité de renfermer de nombreux horizons de cendres volcaniques altérées. Evénements instantanés à l'échelle des temps géologiques, les bentonites constituent de véritables lignes isochrones. Au passage Cénomanien-Turonien, cinq de ces niveaux de cendres, notés de A à E, sont corrélés de la marge active à l'ouest à la bordure orientale stable [Elder, 1985 ; Elder, 1987 ; Desmares *et al.*, 2002]. Sur une transversale ouest-est, de plus de 1 500 km, six coupes, dont la coupe de référence de Pueblo [Cobban et Scott, 1972 ; Kauffman, 1977b ; Cobban, 1985 ; Leckie, 1985 ; Kennedy *et al.*, 2000], sont reprises ici dans ce cadre chronostratigraphique contraint, à haute résolution, dans lequel d'autres signaux stratigraphiques (lithologique, biologique, géochimique) sont intégrés.

MATERIELS ET MÉTHODES

Au passage Cénomanien-Turonien (fig. 1), sur une période de près de 2 millions d'années, cinq niveaux majeurs de bentonites (centimétriques à décimétriques), notés de A à E, sont corrélés sur plusieurs millions de km^2. La validité de cet outil de corrélation entre ces diverses régions du bassin nord américain est confortée par de nombreuses données biostratigraphiques basées sur les ammonites [Cobban et Scott, 1972 ; Elder, 1987 ; Batt, 1993 ; Kennedy *et al.*, 2000], mais aussi par l'agencement géométrique des bentonites par rapport aux niveaux carbonatés prépondérants, eux-mêmes corrélés sur de très grandes distances [Hattin, 1971 ; Hattin, 1985 ; Hattin, 1986]. Ainsi, le niveau A, formé d'une à deux bentonites, appartenant à la zone d'ammonites à *Sciponoceras gracile*, est localisé, pour les faciès les plus carbonatés du centre du bassin jusqu'à la marge orientale, dans un interbanc marneux entre les bancs carbonatés 67 et 73 (numérotation de Cobban [1985] établie à Pueblo). De même, la bentonite B (zone à *Neocardioceras juddii*) repose directement sur le banc 79. Au niveau de la zone à *Watinoceras devonense*, la bentonite C est située dans des passées plus marneuses entre les bancs 88 et 90. Quant aux horizons D et E, ils se positionnent respectivement à la base et au sommet d'une succession de dix bancs carbonatés majeurs numérotés de 97 à 113 (zones d'ammonites à *Vascoceras birchbyi* et à *Mammites nodosoides*). Cet arrangement géométrique-type entre bentonites et niveaux carbonatés est à suivre très finement afin de révéler d'éventuelles lacunes dans l'enregistrement sédimentaire ou encore des variations latérales de faciès.

Les différents affleurements présentent des faciès variés, de carbonatés au centre du bassin à détritiques sur la marge occidentale [Elder, 1985]. Ce constat reflète l'activité liée à l'orogenèse de la chaîne Sevier en bordure ouest. De ce fait, à Lohali Point (Arizona), le passage Cénomanien-Turonien (formation des « Mancos Shales ») est dominé par une lithologie argileuse. Des apports continentaux impor-

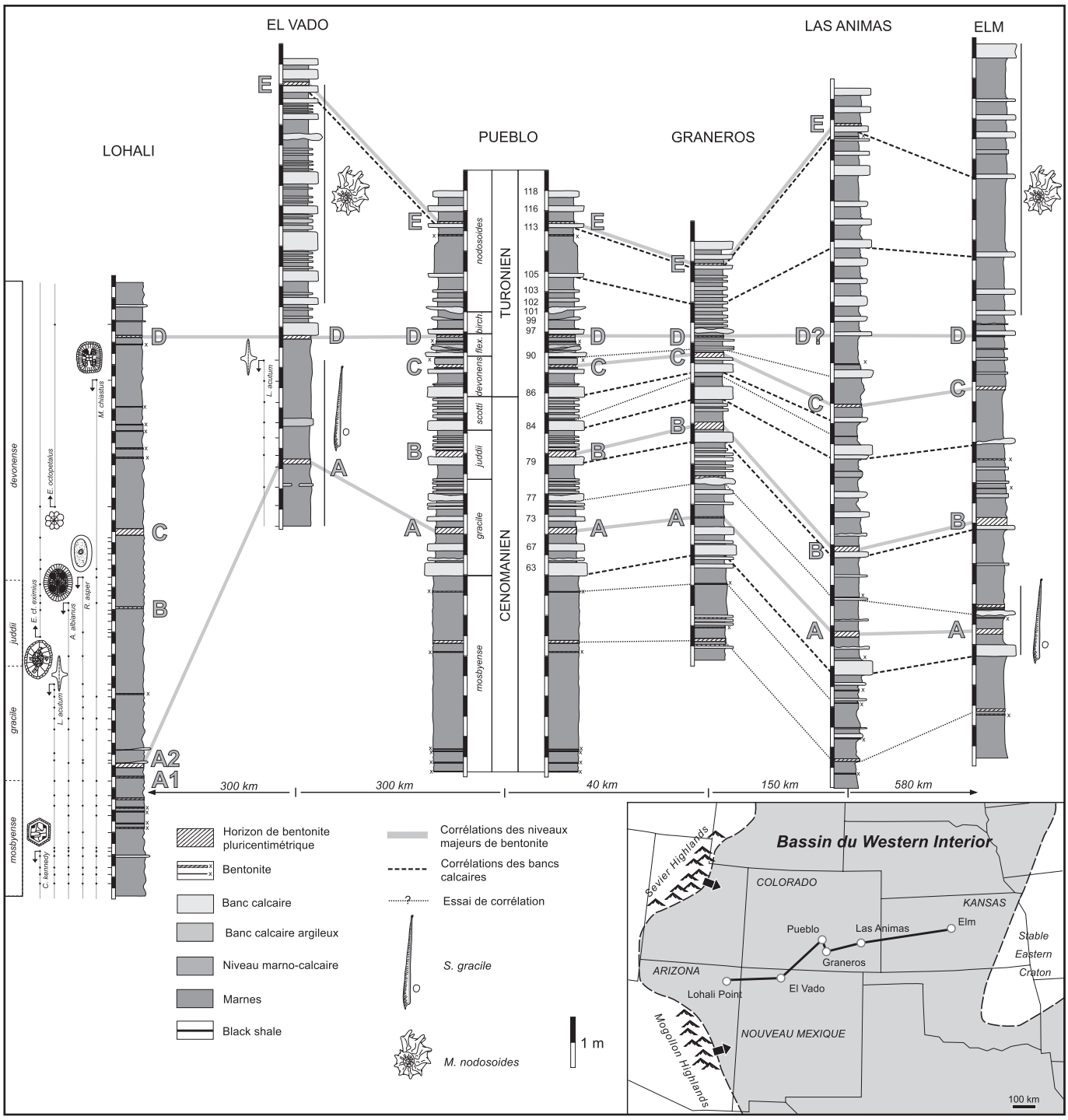


FIG. 1. – Corrélations à haute résolution à travers le bassin du Western Interior. La localisation des coupes est présentée sur la carte paléogéographique [Hattin, 1971 ; Kauffman, 1984 ; Eaton et Nation, 1991]. Pour la coupe de référence de Pueblo, la biozonation à ammonites [Kennedy *et al.*, 2000] ainsi que les numéros de bancs [Cobban, 1985] sont indiqués. Pour la coupe de Las Animas, les données lithologiques manquantes ont été complétées grâce aux levées de Hattin [1987]. A Lohali Point et à El Vado les différents événements biostratigraphiques de la nannoflore sont représentés. La biozonation à ammonites est établie d'après Elder [1987] à Lohali Point. Les occurrences de *S. gracile* et *M. nodosoide*s sont placées d'après Batt [1993] à El Vado et d'après Hattin [1975] à Elm.

FIG. 1. – *High resolution correlations across the Western Interior basin. Location of sections is drawn on the paleoceanographic map [Hattin, 1971; Kauffman, 1984; Eaton et Nation, 1991]. Ammonite biozonation [Kennedy et al., 2000] and marker bed numbers [Cobban, 1985] are indicated for the Pueblo reference section. At Las Animas section, lithologic data have been completed with the works of Hattin [1987]. At Lohali Point and at El Vado, major nannofossil biohorizons are represented. Ammonite biozonation is from Elder [1987] at Lohali Point. The occurrences of S. gracile and M. nodosoides are placed after Batt [1993] at El Vado and after Hattin [1975] at Elm.*

tants associés à une forte subsidence entraînent des épaisseurs de sédiments deux à quatre fois plus importantes qu'au centre du bassin dans lequel les dépôts de la « Greenhorn Formation », se caractérisent par une alternance de calcaires clairs et de marnes sombres. Un échantillonnage à très haute résolution, avec un pas maximum de 5 cm pour le

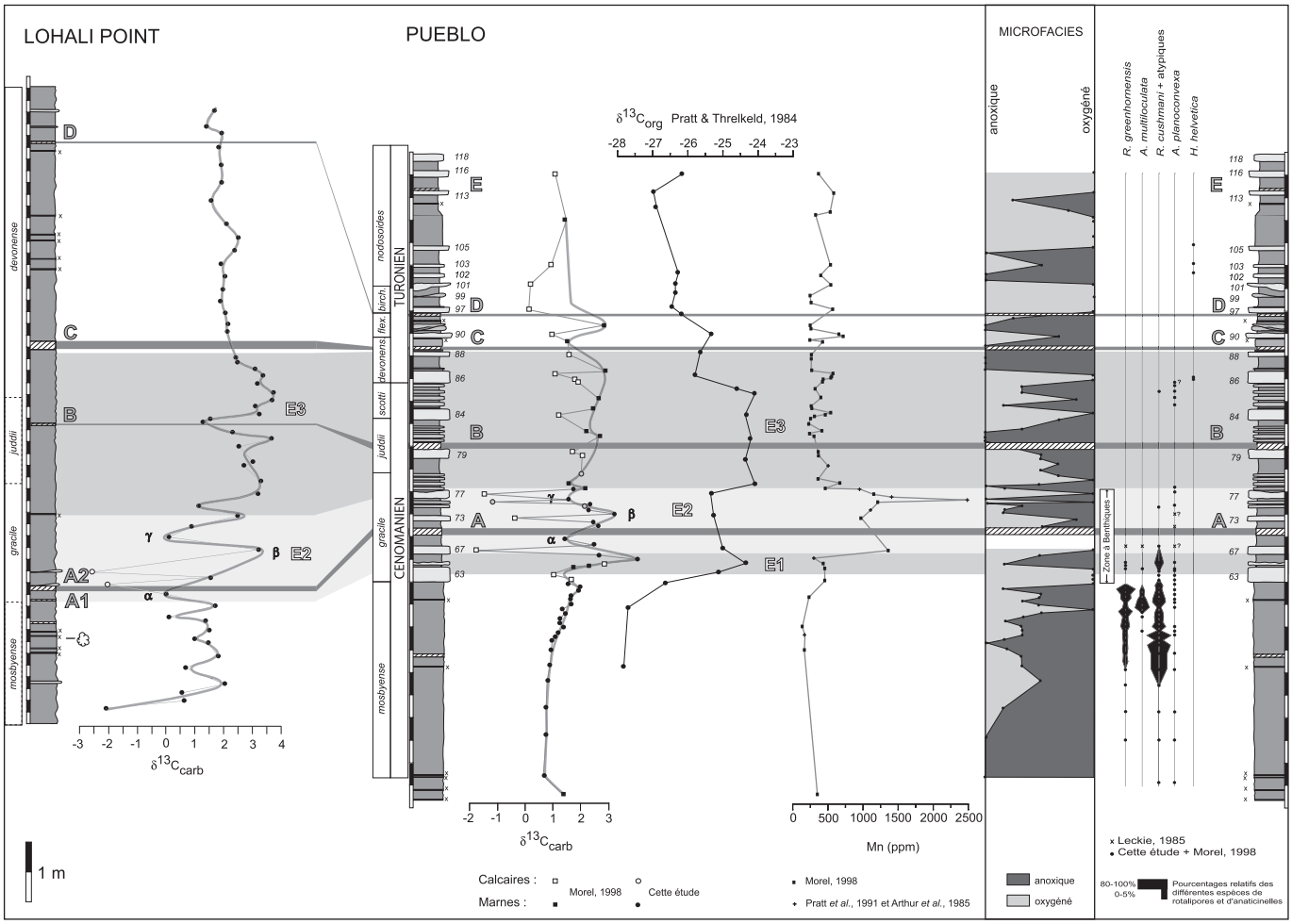


FIG. 2. – Courbes isotopiques du $\delta^{13}C_{carb}$, distribution des principales espèces de foraminifères planctoniques et des microfaciès à Pueblo et à Lohali Point. Les événements notés aux côtés des courbes du $\delta^{13}C_{carb}$ indiquent des détails dans l'excursion positive du passage Cénomanien-Turonien. D'après Pratt [1985], ils correspondent à : E1 : brusque accroissement des valeurs et premier pic ; E2 : diminution des valeurs ; E3 : seconde augmentation et palier.
FIG. 2. – *$\delta^{13}C_{carb}$ isotopic curves, stratigraphic distribution of key planktonic foraminifera and biofacies at Pueblo and Lohali Point. Events adjacent to the $\delta^{13}C_{carb}$ curves indicate detailed features of the positive excursion spanning the Cenomanian-Turonian boundary. After Pratt [1985], they represent:* E1: *initial rapid increase in values and first peak;* E2: *decrease in values;* E3: *second increase and plateau of values. The Cenomanian-Turonian boundary interval is also indicated.*

passage Cénomanien-Turonien, est effectué sur l'ensemble des coupes à la fois dans les marnes et les niveaux carbonatés afin de rendre compte des cyclicités lithologiques à petites et grandes échelles, de procéder à l'observation de la microfaune, de la nannoflore mais aussi de réaliser des analyses sur les isotopes stables du carbone et de l'oxygène.

Pour écarter tout biais dû à l'échantillonnage, l'étude de la microfaune est menée, pour l'ensemble des coupes, à la fois sur les formes dégagées pour les niveaux les moins indurés et en section (lames minces) pour les horizons plus carbonatés. L'identification des foraminifères se réfère à la taxonomie et à la biozonation définie par Robaszynski et Caron [1979], Caron [1985] et Robaszynski et Caron [1995].

Les nannofossiles calcaires sont observés au microscope optique à l'aide de frottis préparés suivant des méthodes standard. Leur analyse a été menée en détail sur la partie cénomanienne des coupes de Lohali Point et d'El Vado, suivant la taxonomie de Perch-Nielsen [1985] et de Burnett *et al.* [1999]. Trois traverses (environ 300 champs visuels) sont réalisées pour chaque échantillon afin de s'assurer de la présence ou non des principaux marqueurs. Les analyses isotopiques sur la roche totale sont réalisées à Lohali Point pour l'ensemble de la coupe et à Pueblo en complément de celles acquises par Morel [1998]. La matière organique présente est éliminée en laissant réagir les échantillons 12 heures dans une solution de NaClO à 5 %. Le rapport $^{13}C/^{12}C$ est déterminé à l'aide d'un spectromètre de masse FISON VG OPTIMA par l'analyse du CO_2 extrait à l'acide phosphorique pur suivant la méthode de McCrea [1950]. La reproductibilité des mesures est inférieure à 0,06 ‰.

RÉSULTATS

Coupe de Lohali Point (Arizona)

La coupe de Lohali Point, déjà étudiée sur le plan sédimentologique et paléontologique [Hazenbush, 1973 ; Elder, 1987 ; Bralower, 1988 ; Kirkland, 1991 ; Leckie *et al.*, 1998] est levée sur vingt-sept mètres d'épaisseur au sein d'une série marneuse qui présente dix-sept horizons de cendres volcaniques altérées d'épaisseurs centimétriques à pluridécimétriques.

Quatre bentonites ou doublets de bentonite correspondent aux niveaux A (doublet de bentonites de 10 et de 20 cm), B (10 cm), C (35 cm) et D (10 cm), déjà identifiés par les travaux de Elder [1987] et Kirkland [1991] (fig. 1).

Dans son ensemble, la coupe est dominée, comme le soulignent Leckie *et al.* [1998], par des foraminifères planctoniques trisériés (*Guembelitria*) et bisériés (*Heterohelix*), et par différentes espèces de whiteinelles et hedbergelles, morphotypes trochospiralés globuleux. De rares occurrences de *Rotalipora cushmani* (MORROW) et de *Rotalipora greenhornensis* (MORROW), déjà notées par Hazenbush [1973], sont observées deux mètres environ sous la bentonite A1 (fig. 2). Ces morphotypes carénés sont ici de petite taille (250 µm) et présentent un nombre de loges réduit (en moyenne 5 loges pour *R. cushmani* et 6 loges pour *R. greenhornensis*).

L'analyse des nannofossiles calcaires, bien préservés à Lohali Point, a permis de déterminer précisément plusieurs événements biostratigraphiques de la base de la coupe jusqu'à la bentonite C (fig. 2). Par un échantillonnage à haute résolution (40 échantillons), les données acquises par Bralower [1988] sont complétées. Les dernières occurrences de *Corollithion kennedyi*, *Lithraphidites acutum*, *Axopodorhabdus albianus* et *Rhagodiscus asper* sont respectivement observées 4 m sous la bentonite A2, entre les bentonites A et B, quelques centimètres au-dessus de la bentonite B et entre les bentonites B et C (fig. 2). La dernière occurrence de *Microstaurus chiastius* est notée deux mètres sous la bentonite D. Néanmoins ce taxon, assez fréquent dans les zones d'ammonites à *Metoicoceras mosbyense* et *S. gracile*, n'est retrouvé que très sporadiquement dans les zones à *N. juddii* et *M. nodosoides* (fig. 1). La première occurrence de *Eiffellithus* cf. *eximius*, forme intermédiaire entre *Eiffellithus turriseiffellii* et *E. eximius s.s.*, est située sous la bentonite B (fig. 2). Les spécimens observés ont, comme *E. eximius*, une croix centrale proche des axes de l'ellipse du coccolite mais dont les extrémités présentent cependant une légère déviation [Jarvis *et al.*, 1988]. *Eprolithus octopetalus* apparaît quelques centimètres au-dessus de la bentonite C (fig. 2).

Les mesures isotopiques du $\delta^{13}C_{carb,}$ réalisées sur la roche totale, fluctuent entre – 2,6 ‰ et 3,7 ‰.

Coupe d'El Vado (Nouveau-Mexique)

La coupe de El Vado, déjà étudiée par Batt [1993] sur le plan sédimentologique et paléontologique, se caractérise par deux ensembles lithologiques distincts. Les cinq premiers mètres échantillonnés se composent d'une série marneuse comptant de rares horizons carbonatés (fig. 1). La partie supérieure de la coupe est marquée par la présence de bancs carbonatés pluridécimétriques (fig. 1). A ce premier motif lithologique se superposent, à plus petite échelle, de fines alternances de marnes et de calcaires marneux. Trois niveaux de bentonites sont identifiés : le premier (5 cm), dans la partie inférieure de la coupe au sein de passées marneuses ; le deuxième (14 cm), à la base du premier banc calcaire de l'affleurement ; le dernier (7 cm), une dizaine de mètres au-dessus, au sommet d'un banc carbonaté. De par leur agencement géométrique par rapport aux bancs carbonatés, les deux derniers horizons sont attribués aux bentonites D et E. En effet, ces deux bentonites encadrent une succession de dix bancs calcaires pluridécimétriques équivalents aux bancs repères numérotés de 97 à 113. L'occurrence de *M. nodosoides* [Batt, 1993] dans les niveaux au-dessus de la deuxième bentonite confirme cette attribution.

L'absence de bancs carbonatés-repères dans le premier ensemble lithologique ainsi que l'absence de foraminifères planctoniques discriminants rend difficile la détermination formelle de la première bentonite. Selon Batt [1993], elle serait localisée dans la zone d'ammonites à *S. gracile* et correspondrait donc, pour lui, au niveau A. L'étude de la nannoflore, inédite à El Vado, a conduit à la détermination du nannofossile calcaire *L. acutum*, trois mètres au-dessus de cette première bentonite et confirme son attribution au niveau A (fig. 1). Ce taxon, en association avec *R. asper et M. chiastius* pour ce même niveau, n'a jamais été découvert au-dessus de la bentonite B. En effet, la dernière occurrence de *L. acutum* à Lohali Point se situe entre les bentonites A et B (fig. 2). De plus, les déterminations réalisées par Bralower et Bergen [1998], dans ce même bassin, sur les forages de Bound (Kansas) et de Escalante (Utah) situent respectivement cet événement biostratigraphique entre les niveaux de bentonites A et B et sous la bentonite A.

Les foraminifères trisériés (*Guembelitria*), bisériés (*Heterohelix*) et trochospiralés globuleux (*Whiteinella*) dominent l'assemblage des formes planctoniques. Seuls quelques morphotypes bicarénés sont relevés dans les niveaux carbonatés au-dessus de la bentonite E.

Coupe de Pueblo (Colorado)

La coupe de Pueblo, étudiée depuis de nombreuses années sur les plans sédimentologique, géochimique et paléontologique [Eicher et Worstell, 1970 ; Cobban et Scott, 1972 ; Kauffman, 1977b ; Pratt et Threlkeld, 1984 ; Cobban, 1985 ; Leckie, 1985 ; Morel, 1998 ; Bralower, 1988 ; Kennedy *et al.*, 2000] est de nouveau reprise. La distribution des foraminifères planctoniques (fig. 3) confirme la présence de *R. cushmani* en dessous du banc 86, c'est-à-dire jusqu'au sommet du Cénomanien, comme l'avaient déjà noté Leckie [1985], Beaudoin *et al.* [1995] et Morel [1998] : les morphotypes observés sont de taille plus petite, possèdent moins de loges et présentent une carène moins marquée. La première occurrence de *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), identifiée en lame mince, se situe quelques centimètres au-dessus, au sein du banc 86 [Morel, 1998], à la base duquel la limite Cénomanien-Turonien est placée précisément grâce aux ammonites [Kennedy *et al.*, 2000].

Aux côtés des formes classiques de *R. cushmani* et de *R. greenhornensis,* existent des formes à ouvertures suturales secondaires sur la face ombilicale mais chez lesquelles la carène est atrophiée ou absente (morphotypes globuleux) appartenant au genre *Anaticinella* défini par Eicher en 1972. La première, *Anaticinella multiloculata* (Morrow) présente un grand nombre de loges sur le dernier tour de spire (6,5 à 9). La seconde espèce, *Anaticinella planoconvexa* (LONGORIA) possède moins de loges que la précédente (6 loges au maximum). Ces formes dériveraient des rotalipores par atrophie de la carène. Cette particularité traduirait la persistance de caractères juvéniles chez *Anaticinella* qui lui permettrait d'occuper des eaux superficielles, susceptibles de rester plus stables face aux perturbations anoxiques. *A. multiloculata* prolifère quelques dizaines de centimètres sous le banc 63 pour atteindre près de 80 % des formes planctoniques de grande taille (plus de 250 µm) avant un déclin progressif [Desmares *et al.*, 2003]. Cependant, ces

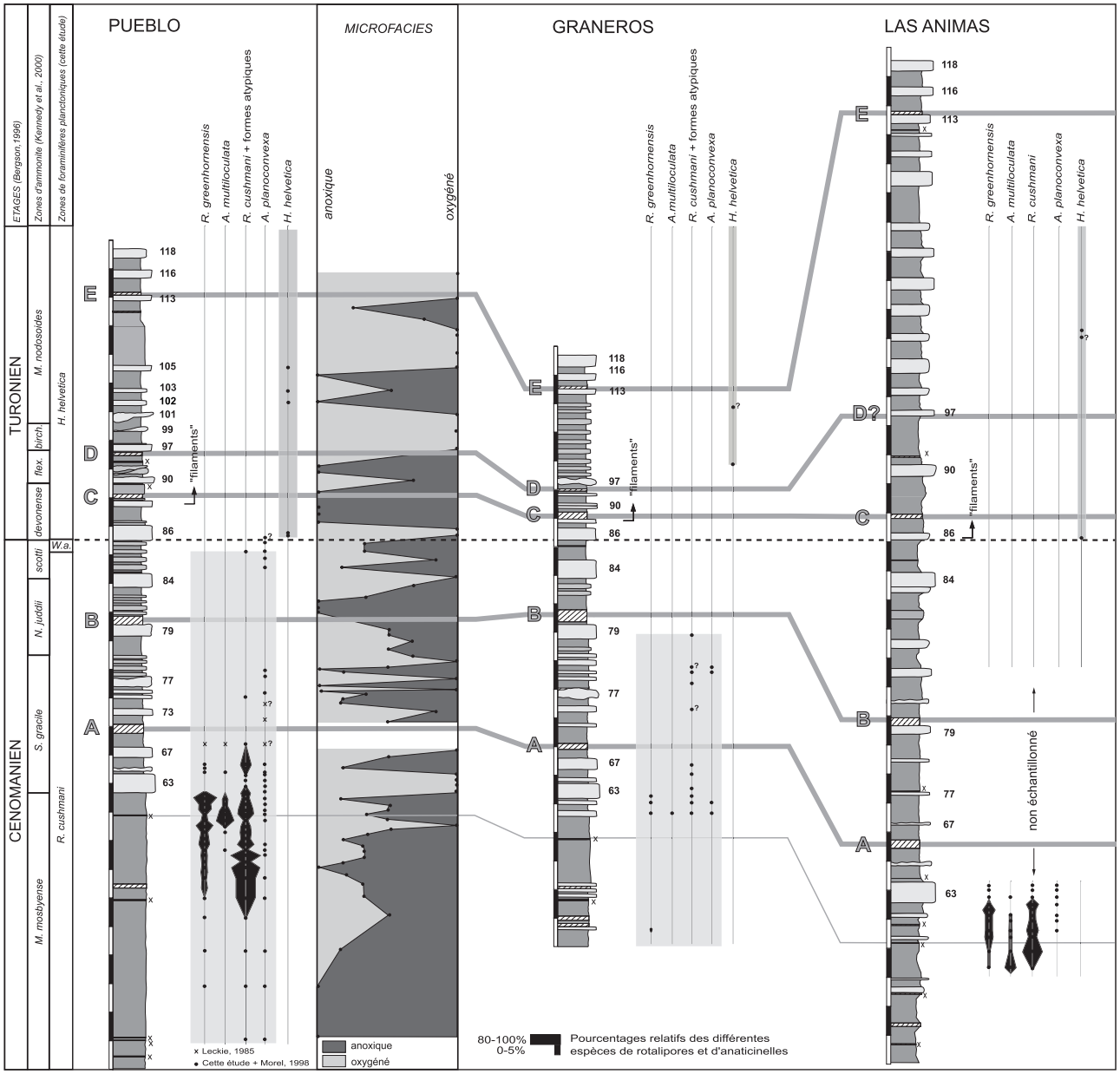


FIG. 3. – Distribution des principales espèces de foraminifères planctoniques et des microfaciès des coupes de Pueblo, Graneros et Las Animas (Colorado).
FIG. 3. – *Distribution of key planktonic foraminifera and biofacies of Pueblo, Graneros and Las Animas sections (Colorado).*

formes vont s'éteindre rapidement et de manière synchrone avec *R. greenhornensis* sous la bentonite A. *A. planoconvexa* qui demeure minoritaire au sein des assemblages planctoniques (1 à 5 %), perdure jusqu'au Cénomanien sommital. Sa dernière occurrence est relevée peu après la disparition des formes atypiques de *R. cushmani* juste sous le banc 86.

Des lames minces réalisées sur les niveaux carbonatés et sur les horizons marneux indurés permettent une analyse fine des microfaciès, témoins de l'oxygénation des eaux de fond. Deux principaux types de microfaciès (fig. 2) ont ainsi été définis [Beaudoin *et al.*, 1995 ; Morel, 1998]. Le premier, fortement bioturbé, est riche d'une microfaune diversifiée (calcisphères, foraminifères benthiques, foraminifères planctoniques). Les foraminifères planctoniques y présentent des morphotypes complexes (*Rotalipora* ou *Helvetoglobotruncana*). Le second, finement laminé et noirâtre, est caractérisé par une microfaune essentiellement planctonique, peu diversifiée avec des morphotypes globuleux (*Whiteinella* et *Heterohelicidae*) ; les foraminifères sont disposés en fines lamines, parfois sans matrice. Le premier type de microfaciès caractérise un environnement à oxygénation normale, le second, un milieu anoxique. Ce dernier présente un taux de carbone organique élevé (4 à 5 %) par opposition au microfaciès de type oxygéné qui a une faible teneur en carbone organique, inférieure à 1 % [Morel, 1998]. Des faciès intermédiaires sont également distingués entre ces deux extrêmes (fig. 2).

La distribution des microfaciès à Pueblo (fig. 2) présente une alternance cyclique entre des environnements oxygénés et hypoxiques voire anoxiques qui se surimpose à une cyclicité lithologique (marnes/calcaires). La distribu-

tion des foraminifères semble fortement dépendante de cette organisation cyclique [Beaudoin *et al.*, 1995]. Ainsi, les niveaux sous-jacents au banc 86 correspondent à une alternance de petits bancs marno-calcaires hypoxiques à oxygénés avec la réapparition de *R. cushmani* atypique. En revanche, au dessus du banc 77 jusqu'au banc 84, s'étend, d'après les vitesses de sédimentation proposées par Sageman *et al.* [1998], une période d'environ 230 000 ans, fortement anoxique pendant laquelle aucune *Rotalipora s.l.* n'a été reconnue. De même *H. helvetica*, dont la première occurrence se situe dès le banc carbonaté 86 fortement oxygéné, ne s'observe plus dans les niveaux anoxiques localisés directement au-dessus du banc 86 et réapparaît dans le banc carbonaté 102 à la suite d'une phase de ré-oxygénation.

Au Turonien basal, sous la bentonite C (fig. 3), débute fréquemment un événement paléocéanographique caractérisé par une accumulation en lamines de filaments (formes juvéniles de bivalves à test très fins).

La courbe du $\delta^{13}C_{carb}$ permet de distinguer à Pueblo trois événements isotopiques principaux, déjà observés par Pratt et Threlkeld [1984] sur $\delta^{13}C_{org,}$ et notés E1, E2 et E3 (fig. 2). Le premier (E1), avec un brusque accroissement du $\delta^{13}C_{carb}$ passant de 0,5 ‰ à 4 ‰, se positionne sous la bentonite A à la base de la zone d'ammonites à *S. gracile*. Le deuxième (E2), entre les bancs 67 et 77, montre un retour vers des valeurs plus basses et même négatives (– 1,5 ‰) dans les niveaux les plus carbonatés. Enfin, le troisième (E3) débute au-dessus du banc 77 au sommet de la zone à *S. gracile*. Il est marqué par un retour à des valeurs élevées (1 ‰ à 2,5 ‰). Selon les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ [Pratt et Threlkeld, 1984], il se terminerait à la base du banc 86. Néanmoins, le $\delta^{13}C_{carb}$ se maintient à des valeurs élevées jusqu'à la bentonite D.

Concernant les teneurs en manganèse, les données d'Arthur [1985] et de Pratt *et al.* [1991] soulignent l'existence de fortes valeurs dans la zone à *S. gracile* que les travaux de Morel [1998] ont permis précisément de contraindre entre les bancs 67 et 77 (fig. 2).

Coupe de Graneros (Colorado)

Les cinq bentonites repères et les bancs carbonatés majeurs déterminés à Pueblo sont reconnus à Graneros (fig. 1), une quarantaine de kilomètres plus au sud [Hattin, 1987]. Dans le détail, de fines variations lithologiques sont relevées comme l'apparition ou la disparition de niveaux carbonatés dans le motif lithologique secondaire. Certains horizons centimétriques de calcaires marneux ne sont pas enregistrés à Graneros entre les bentonites A et D, et d'autres s'ajoutent à la base de la coupe sous la bentonite A. Des niveaux marneux supplémentaires viennent s'intercaler entre l'équivalent du banc 79 et la bentonite B, puis entre la bentonite D et le banc 97. Comme à Pueblo, un niveau centimétrique de black-shales est noté entre les bancs 84 et 86, mais, à Graneros, il ne repose pas directement sur le banc 84.

La distribution des foraminifères planctoniques (fig. 3) témoigne de la présence de *R. cushmani* jusqu'au banc 79 et de *R. greenhornensis* jusqu'au banc 63. La première occurrence de *H. helvetica* est relevée dans le niveau marneux au-dessus du banc 101. L'événement à « filaments » commence au sein du banc carbonaté situé sous la bentonite C (fig. 3).

Coupe de Las Animas (Colorado)

Les bentonites repères et certains bancs marqueurs carbonatés sont identifiés et corrélés (fig. 1) en accord avec les travaux de Hattin [1987]. Toutefois, des variations dans le motif lithologique sont notées entre les bentonites B et C. Ainsi, des modifications dans la succession des bancs sont remarquées entre la bentonite B et le banc 84 et entre les bentonites C et D. La disparition du banc sous-jacent à la bentonite C est également constatée.

La coupe de Las Animas n'a pas été levée entre le banc 63 et la bentonite B. Les données lithologiques manquantes sont complétées grâce aux observations de Hattin [1987]. L'échantillonnage de la coupe de Las Animas, ne permet pas de localiser les dernières occurrences de rotalipores et d'anaticinelles. Aucun de ces taxa n'a encore été observé au-dessus de la bentonite B. En revanche, nous notons, un mètre sous le banc 63, une prolifération de *A. multiloculata* qui va atteindre jusqu'à 60 % des espèces planctoniques de grande taille (fig. 3).

La distribution des foraminifères planctoniques pour la partie supérieure de la coupe (fig. 3), rend compte de la présence de *H. helvetica*, identifiée en lame mince, dans le niveau carbonaté équivalent au banc 86, en dessous de la bentonite C (fig. 1). L'événement à « filaments » débute au sein de ce même banc, caractérisé par un microfaciès de type intermédiaire à anoxique.

INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSION

Biostratigraphie

Avec la dernière occurrence de *R. cushmani* sous le banc 86 et la première occurrence de *H. helvetica* reconnue en lame mince au sein de ce dernier, la distribution des foraminifères planctoniques à Pueblo souligne une réduction drastique de la zone d'extension partielle à *W. archaeocretacea* (fig. 3). L'extension de cette écozone est d'ailleurs extrêmement variable à l'échelle régionale, entre les diverses coupes levées au Colorado (fig. 3). Si cette zone est quasi inexistante à Pueblo, elle s'étend en revanche sur près de trois mètres, à seulement 40 km au sud, à Graneros, entre les bancs 79 et 101 (fig. 3). De même à Las Animas, malgré un échantillonnage incomplet, son extension est supérieure à deux mètres et se termine avec la première occurrence de *H. helvetica* au sein du banc 86 (fig. 3). Ainsi, la distribution de *R. cushmani* et de *H. helvetica* rend compte du diachronisme des occurrences de ces taxons à l'échelle d'un même bassin. Celui-ci doit être dicté par des modifications paléocéanographiques à l'échelle régionale (taux d'oxygène dissous, température, salinité, quantité de nutriments disponibles) et/ou par un biais d'enregistrement lié à la raréfaction des espèces-index dans la tranche d'eau. Pour les coupes du Western Interior, *H. helvetica* n'aurait pas été relevée de façon si précoce à Las Animas et à Pueblo si les foraminifères planctoniques n'avaient pas été déterminés en section dans les calcaires, caractéristiques d'environnements oxygénés (fig. 3) et présentant une microfaune diversifiée aux morphotypes spécialisés. Ainsi, les différentes méthodes d'échantillonnage et donc d'observation (lames minces/lavages) peuvent aussi rendre compte des résultats différents parmi les auteurs.

A l'échelle mondiale, c'est dans le bassin du Western Interior que la zone à *W. archaeocretacea* a la plus faible extension bien qu'elle ait également été réduite dans d'autres bassins depuis quelques années [Morel, 1998 ; Grosheny, 2002]. Le passage Cénomanien-Turonien est marqué par la disparition de *R. cushmani* et l'apparition de *H. helvetica* qui sont deux espèces-index de zones d'extension totale, la limite Cénomanien-Turonien se situant entre ces deux événements au sein de la zone à *W. archaeocretacea*. Il est également important de souligner que les trois espèces-index de zones, n'ont pas la même écologie. En effet, *R. cushmani* et *H. helvetica* correspondent à des formes carénées évoluant jusque dans des tranches d'eaux profondes alors que *W. archaeocretacea* est un morphotype globuleux de surface. Le passage Cénomanien-Turonien, contemporain de l'OAE2, perturbe inévitablement le développement des formes carénées spécialisées. Lorsque les conditions deviennent trop drastiques, elles ne peuvent que se raréfier voire disparaître et laisser la place aux formes opportunistes peu exigeantes comme les morphotypes globuleux. La zone d'extension partielle à *W. archaeocretacea*, dépendante des conditions environnementales, ne peut avoir qu'une durée variable à l'intérieur de chaque bassin et de surcroît entre les différents domaines paléogéographiques. Cette écozone a donc une faible valeur temporelle [Caron *et al.,* 1993 ; Grosheny, 2002].

Les résultats acquis sur les nannofossiles calcaires à Lohali Point (fig. 2) comparés à ceux de Bralower et Bergen [1998] sur d'autres secteurs du Western Interior (Colorado, Kansas, Utah) relèvent que la distribution des bio-événements vis-à-vis des niveaux repères de bentonites serait diachrone à l'échelle du bassin. Ce diachronisme peut être expliqué en partie par un biais lié à la préservation, à la maille d'échantillonnage et à différentes méthodes d'observation mais aussi dicté par des facteurs environnementaux locaux. L'utilisation des biozonations à nannofossiles calcaires existantes reste donc délicate pour le passage Cénomanien-Turonien.

Événements paléocéanographiques

Signal isotopique primaire ou diagenèse, relation avec les microfaciès

L'interprétation des résultats nécessite de distinguer le signal isotopique primaire d'une empreinte diagénétique. D'après Pratt [1985, 1993], celle-ci conduirait à un appauvrissement préférentiel du $\delta^{13}C_{carb}$ dans les bancs calcaires par rapport aux niveaux marneux. Ce phénomène pourrait expliquer en partie les valeurs négatives obtenues dans les bancs 67, 73, 75 et 77 (fig. 2). Toutefois, en dépit de ces fluctuations, la forme globale entre les profils du $\delta^{13}C_{carb}$ et du $\delta^{13}C_{org}$ est à Pueblo remarquablement similaire. Les valeurs négatives de l'événement E2 observées sur la roche totale sont également enregistrées par le $\delta^{13}C_{org}$. De plus, l'évolution des microfaciès et des teneurs en manganèse présente les mêmes tendances que la courbe isotopique du $\delta^{13}C_{carb}$ (fig. 2). Ainsi, durant l'événement E2, les valeurs les plus négatives coïncident avec les microfaciès les plus oxygénés (à savoir les niveaux les plus carbonatés) mais également avec les plus fortes valeurs en manganèse, élément dépendant des conditions d'oxygénation. A l'inverse, les valeurs les plus élevées sont contemporaines des passées les plus anoxiques (c'est-à-dire les interbancs marneux).

Cependant, l'événement E2, caractérisé par une décroissance de la courbe isotopique du carbone, reste ponctué par de brefs accidents positifs. Les microfaciès et le $\delta^{13}C_{carb}$ seraient donc les témoins de fluctuations environnementales à très haute fréquence. Le comportement analogue entre les microfaciès, l'évolution des teneurs en manganèse et les valeurs du $\delta^{13}C_{carb}$ ainsi que la proche correspondance entre $\delta^{13}C_{carb}$ et $\delta^{13}C_{org}$, semble indiquer que les phénomènes diagénétiques n'ont pu complètement effacer le signal isotopique primaire (fig. 2). Néanmoins, durant l'événement E3, le signal isotopique est moins sensible aux modifications des conditions d'oxygénation des eaux de fond. Les retours à des environnements plus oxygénés correspondent certes à des chutes des valeurs du $\delta^{13}C_{carb}$, mais elles restent moins marquées que celles observées durant l'événement E2. Il reste donc délicat d'apprécier l'effet et l'ampleur de la diagenèse sur ces niveaux calcaires. Une courbe du $\delta^{13}C_{carb}$ des données acquises dans les niveaux marneux (fig. 2), superposée à la courbe brute, permet ainsi d'établir des corrélations cohérentes avec la série marneuse de Lohali Point (fig. 2).

Corrélations spatio-temporelles des événements isotopiques

Les données isotopiques du $\delta^{13}C_{carb,}$ acquises à Pueblo, témoignent de trois événements paléocéanographiques (fig. 2) ayant ponctué le passage Cénomanien-Turonien et déjà décrits par Pratt et Threlkeld [1984]. Temporellement, ces événements sont parfaitement contraints à Pueblo par leurs dispositions vis-à-vis des niveaux repères de bentonites et de la biozonation à ammonites [Elder, 1987 ; Kennedy *et al.*, 2000]. Cet agencement montre que l'événement E2 et ses trois sous-accidents isotopiques α, β et γ (fig. 2) sont très vraisemblablement synchrones entre les coupes de Pueblo et de Lohali Point. L'accident β correspond à une brève augmentation du $\delta^{13}C_{carb}$, contemporaine de passées anoxiques comme en témoigne l'évolution des microfaciès à Pueblo. Cet accident β pourrait correspondre à Blue Point à l'épisode précédemment attribué à l'événement E1 par Pratt et Threlkeld [1984].

De même, l'événement E3 est synchrone entre les deux sections. Toutefois, des différences sont à noter dans le motif secondaire de cet accident, notamment autour de la bentonite B.

L'événement E1, observé à Pueblo, paraît absent à Lohali Point. Il devrait, en effet, se positionner à la base de la zone à *S. gracile*, sous la bentonite A et sous l'accident α de l'événement E2. Ce constat suggère l'existence d'un hiatus à Lohali Point à la base de la zone à *S. gracile*.

A l'échelle mondiale, trois événements isotopiques sont classiquement enregistrés dans d'autres domaines paléogéographiques que ce soit à Wünstorf dans le bassin de Basse-Saxe [Ferry *et al.*, 1995], à Eastbourne dans le bassin anglo-parisien [Paul *et al.*, 1999] ou encore à Pont d'Issole dans le bassin vocontien [Morel, 1998]. Cependant, s'il est tentant de vouloir les corréler aux trois événements enregistrés dans le bassin du Western Interior, à Pueblo, l'absence de lignes isochrones indépendantes des fluctuations environnementales, telles que les niveaux de bentonites, entre ces différents domaines paléogéographiques rend cet exercice difficile. En effet, les corréler suppose que ces modifi-

cations géochimiques sont synchrones. Le fait que les signaux isotopiques et biologiques coïncident est souvent considéré comme preuve de ce synchronisme. Néanmoins, les mêmes modifications environnementales, décalées dans le temps, pourraient être la cause d'enregistrements semblables comme le montrent les corrélations établies par Pratt et Threlkeld [1984] qui positionnaient, dans la région de Lohali Point, l'événement E1 au-dessus de la bentonite A en désaccord avec sa disposition temporelle établie à Pueblo (fig. 2).

Réponse de la microfaune aux modifications environnementales

Dans la zone d'ammonites à *S. gracile*, l'intervalle à foraminifères benthiques (fig. 2) observé à Pueblo [Eicher et Worstell, 1970] est le témoin d'un événement paléocéanographique majeur. Cet épisode, caractérisé par la présence d'une endofaune et épifaune benthique diversifiée à forte affinité téthysienne [Eicher et Worstell, 1970 ; Leckie, 1985 ; Leckie *et al.*, 1998], peut être interprétée, dans la région de Pueblo, comme une recrudescence des circulations océaniques permettant aux eaux bien oxygénées issues du golfe du Mexique de gagner le nord [Eicher et Worstell, 1970 ; Leckie *et al.*, 1998]. Ce même événement est marqué par un fort enrichissement en manganèse [Arthur *et al.*, 1985 ; Pratt *et al.*, 1991 ; Morel, 1998] qui confirme une réoxygénation des eaux de fond. Toutefois, à la tendance générale de l'événement E2 se surimposent des fluctuations océanographiques à plus haute fréquence, entre des environnements anoxiques et oxygénés, dont témoignent, à Pueblo, les brusques oscillations des microfaciès et les variations du $\delta^{13}C_{carb}$ (fig. 2). Ces déstabilisations rapides de la tranche d'eau, ponctuées par de brefs retours à des environnements anoxiques, ne semblent pas affecter la microfaune benthique qui demeure florissante jusqu'à la mise en place d'une anoxie prononcée (événement E3) au sommet de la zone d'ammonites à *S. gracile* (fig. 2). En revanche, l'abondance de *R. cushmani* chute dans l'interbanc marneux situé au dessus du banc 67 (fig. 2). Ainsi, ces formes spécialisées ont survécu à un premier événement anoxique (E1), pour se raréfier lors de la mise en place de l'événement E2, plus oxygéné. L'effet de l'anoxie est ainsi peut-être surestimé. En effet, ce pourrait être les brusques déstabilisation de la tranche d'eau et/ou une trop forte stratification au sein de celle-ci lors de l'événement E2 qui auraient pu contribuer à la raréfaction des rotalipores (fig. 2). Huber *et al.* [1999] ont ainsi démontré, à partir de données isotopiques réalisées sur les tests des foraminifères, que la température dans le domaine bathyal était passée de 15°C à 19°C dans l'Atlantique Nord au moment de l'extinction des rotalipores. Cette forte variation de température, au passage Cénomanien-Turonien, est interprétée par ces auteurs comme la cause majeure de la disparition de ces morphotypes spécialisés.

Synchronisme et diachronisme des événements biologiques

Deux autres événements peuvent être soulignés et révèlent des bouleversements paléocéanographiques locaux et/ou globaux.

La prolifération de *A. multiloculata* observée à Pueblo et à Las Animas semble être un événement synchrone à l'échelle régionale. A 150 km de distance, cette prolifération se situe sous un niveau de bentonite millimétrique localisé sous le banc 63 (fig. 3). Sur quelques dizaines de milliers d'années ces morphotypes vont prendre le pas sur les rotalipores [Desmares *et al.*, 2003]. Il est légitime de se demander par quels mécanismes les anaticinelles acquièrent cette morphologie particulière (atrophie à perte de la carène), tout en préservant des caractères propres aux rotalipores (ouvertures secondaires). Les occurrences d'anaticinelles et de rotalipores sont mises en relation avec l'évolution des microfaciès, témoins de l'environnement de dépôt (fig. 3). Pour les rotalipores, aucune relation systématique évidente ne semble rattacher l'évolution quantitative des deux espèces *cushmani* et *greenhornensis* à celle des microfaciès. Les anaticinelles sont préférentiellement observées lors des intervalles hypoxiques à anoxiques et l'explosion de *A. multiloculata*, sous le banc 63, est contemporaine de passées plus hypoxiques (fig. 1). Ainsi, en réponse à la diminution du taux d'oxygène dissous, les anaticinelles, par l'atrophie de la carène que possèdent leurs ancêtres les rotalipores, pourraient acquérir la possibilité de rester dans les eaux de surface moins touchées par l'anoxie. L'absence de carène présenterait par suite un avantage sélectif.

De telles hétérochronies du développement peuvent avoir un impact majeur sur les cycles biologiques et sur les stratégies adaptatives notamment chez les foraminifères planctoniques avec l'expression, ou non, de caractères spécialisés. *Rotalipora*, avec l'acquisition d'une carène grâce à une accélération du développement, peut coloniser des tranches d'eaux plus profondes. En revanche, la persistance de caractères juvéniles comme chez *Anaticinella* permettrait d'occuper des eaux superficielles, susceptibles de rester plus stables face aux perturbations anoxiques. Toutefois, même si cette évolution a permis un retour aux eaux de surface, cet avantage n'aurait pas suffi aux anaticinelles pour survivre aux modifications de plus en plus drastiques du milieu océanique puisque *Anaticinella* va disparaître de manière synchrone à son ancêtre *Rotalipora* [Desmares *et al.*, 2003]. Il est à noter que le bassin du Western Interior est le seul domaine paléogéographique (pour le moment tout au moins) où les anaticinelles connaissent un développement si spectaculaire (jusqu'à 80 % des formes 250 µm) et où elles sont classiquement décrites [Eicher et Worstell, 1970 ; Eicher, 1972 ; Longoria, 1973 ; Leckie, 1985 ; Scott *et al.*, 1998 ; Desmares *et al.*, 2003]. Si leur abondance semble une spécificité du Bassin nord américain, elles sont également signalées en Tunisie à Wadi Bahloul [Caron *et al.*, 2005] et à Eastbourne en Angleterre [Keller *et al.*, 2001].

Les formes atypiques de *R. cushmani* sont fréquemment citées dans d'autres domaines paléogéographiques comme le bassin vocontien [Morel, 1998], les bassins marocains de Tarfaya et d'Agadir [Luderer et Kuhnt, 1997 ; Jati *et al.*, 2003] ou encore le bassin de Basse Saxe [Grosheny, 2002]. Cette distribution plus commune du morphotype atypique de *R. cushmani* peut s'expliquer par une dégradation de l'espèce à l'échelle mondiale liée au développement de l'OAE2. Néanmoins, ces formes atypiques n'atteignent jamais l'étape ultime de la perte de la carène.

L'événement à « filaments » se caractérise par l'accumulation dans les sédiments de formes juvéniles de bivalves à test très fins [Robaszynski *et al.,* 1993]. La mort prématurée de ces organismes doit être la conséquence de modifications océaniques drastiques comme la variation du taux d'oxygène dissous, de la salinité, ou encore de la tempéra-

ture. Cet épisode catastrophique est synchrone entre les coupes de Pueblo et de Graneros, et se produit dans les niveaux anoxiques sous-jacents à la bentonite C, au sein du banc 88 (fig. 3). A Las Animas, cet événement a lieu quelques dizaines de milliers d'années plus tôt au niveau du banc 86 et il y est contemporain de la première occurrence de *H. helvetica* (fig. 3). La coexistence de ce morphotype complexe, qui ne peut apparaître que dans un milieu oxygéné plus favorable, suggère que la disparition en masse des filaments n'est pas forcément une conséquence d'une anoxie trop prononcée. La cause serait à rechercher dans des variations de température ou de salinité.

Hiatus et implications paléocéanographiques

Au passage Cénomanien-Turonien, sur une période de près de 2 millions d'années, comprise entre les zones d'ammonites à *S. gracile* et à *M. nodosoides*, les corrélations des cinq niveaux repères de bentonites ont non seulement permis de confirmer les corrélations régionales banc à banc, mais aussi de révéler des lacunes dans l'enregistrement sédimentaire, et ce, à différentes échelles de temps et d'espace.

Les corrélations entre les différentes coupes levées dans le Sud-Est du Colorado (Pueblo, Graneros et Las Animas) soulignent une variabilité à haute fréquence du signal lithologique laissant présumer d'un certain nombre de petits hiatus, notamment à Pueblo. Ceux-ci pourraient par ailleurs expliquer les différences observées dans l'évolution du $\delta^{13}C_{carb}$ lors de l'événement E3 entre les coupes de Lohali Point et de Pueblo (fig. 2).

Plus à l'ouest, à El Vado (fig. 1), l'absence des deux niveaux de bentonite B et C ainsi que la présence, cinquante centimètres sous la bentonites D, de *L. acutum* en association avec *M. chiastius* et *P. asper* dans la zone à ammonites *S. gracile*, soulignent l'existence d'un hiatus entre cette dernière occurrence et la bentonite D (fig. 1). D'après les vitesses de sédimentation proposées par Sageman *et al.* [1998], cette lacune représenterait au moins 850 000 ans, laps de temps enregistré entre la bentonite B, absente à El Vado, et la bentonite D. Ce hiatus pourrait être lié à une zone surélevée, conséquence de l'orogenèse de la chaîne Sevier en marge ouest du bassin [Leckie *et al.*, 1998]. La recrudescence de l'activité de ce bombement, après le dépôt de la bentonite A, a dû avoir un impact majeur sur la courantologie au sein de ce bassin dans lequel les masses d'eaux téthysiennes et boréales s'affrontaient.

CONCLUSION

Au passage Cénomanien-Turonien, cinq horizons de cendres volcaniques altérées sont identifiés et corrélés sur une transversale Ouest-Est d'environ 1 500 km. Ces lignes isochrones se révèlent un outil de corrélation parfaitement indépendant des changements environnementaux. L'intégration des autres signaux (litho-, bio- et chimiostratigraphie) dans ce cadre chronostratigraphique bien contraint et à haute résolution, permet de retracer l'extension temporelle et spatiale des événements paléocéanographiques qui se sont produits dans le bassin du Western Interior lors de l'OAE2.

Les données biostratigraphiques acquises à haute résolution sur l'ensemble des niveaux (interbancs marneux et bancs calcaires), en formes dégagées et en lames minces, couplées au suivi latéral des bentonites, pour l'ensemble des coupes levées au Colorado, démontrent la variabilité, à l'échelle régionale, de la zone d'extension partielle à *W. archaeocretacea*, écozone extrêmement réduite à Pueblo. La variabilité de son extension doit être dictée par des fluctuations paléocéanographiques plus ou moins régionales et/ou par un biais d'enregistrement lié à la raréfaction des espèces-index spécialisées, dans la tranche d'eau, suite au renforcement de l'anoxie. La zone à *W. archaeocretacea* a une faible valeur temporelle.

Les résultats des isotopes du carbone sont les témoins à Pueblo de trois événements paléocéanographiques majeurs. Un brusque accroissement du $\delta^{13}C$ marque un premier événement anoxique (E1) auquel succède une diminution du $\delta^{13}C_{org}$ et du $\delta^{13}C_{carb}$ ainsi qu'un enrichissement en manganèse des sédiments suggérant une phase de réoxygénation (E2). Cette hypothèse est en accord avec la mise en place d'une communauté benthique abondante et diversifiée pour ce même intervalle. Enfin, la seconde augmentation du $\delta^{13}C_{org}$ et du $\delta^{13}C_{carb}$ signe la montée de l'anoxie (E3). La distribution temporelle de ces événements vis-à-vis des niveaux de bentonites et de la biozonation à ammonites attestent du synchronisme des événements E2 et E3 entre les coupes de Pueblo et de Lohali Point, distantes de plus de 600 km. Mais l'événement 1 est absent à Lohali Point, suggérant l'existence d'un hiatus.

D'autres événements océanographiques sont soulignés dans cette étude comme la prolifération de *A. multiloculata* dans la zone d'ammonites à *M. mosbyense* qui paraît être un événement synchrone à l'échelle régionale. De par sa morphologie particulière, cette espèce pourrait occuper des eaux superficielles, susceptibles de rester plus stables face aux perturbations anoxiques. Toutefois, cette adaptation est insuffisante puisque *Anaticinella* va disparaître de manière synchrone avec son ancêtre *Rotalipora.*

Enfin, les bentonites ont permis de confirmer les corrélations régionales banc à banc et de révéler des lacunes dans l'enregistrement sédimentaire, et ce, à différentes échelles de temps et d'espace. Les coupes levées au Colorado, attestent de la variabilité du signal lithologique laissant présumer d'un certain nombre de petits hiatus, notamment à Pueblo, coupe de référence. Plus à l'ouest, à El Vado, l'absence de plusieurs niveaux repères carbonatés et de bentonites est constatée. Les indications fournies par l'agencement géométrique des horizons de bentonites, les ammonites et la nannoflore y révèlent l'existence un hiatus d'environ 850 000 ans. Celui-ci pourrait être lié à la position de la coupe sur une zone surélevée résultant de l'orogenèse de la chaîne Sevier en marge ouest du bassin.

Remerciements. – Les auteurs tiennent à remercier I. Itakehito, P. Stille ainsi que R. Zakrzew pour leur aide précieuse sur le terrain. Nous remercions vivement les rapporteurs M. Caron, T. Adatte et F. Robaszynski pour leurs remarques constructives et les corrections apportées au manuscrit. Cette note est une contribution de l'EOST : nº 2004.501 – UMR7517.

Références

ARTHUR M.A., DEAN W.E., POLLASTRO R.M., CLAYPOOL G.E. & SCHOLLE P.A. (1985). – Comparative geochemical and mineralogical studies of two cyclic transgressive pelagic limestone units, Cretaceous Western Interior Basin, U.S. *In* : L.M. PRATT, E.G. KAUFFMAN & F.B. ZELT, Eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. – *SEPM Field Trip Guidebook*, **4**, 16-27.

BATT R.J. (1993). – Ammonite morphotypes as indicators of oxygenation in a Cretaceous epicontinental sea. – *Lethaia*, **26**, 49-63.

BEAUDOIN B., MOREL L., CARON M. & RENARD M. (1995). – Periodicity of sedimentary signals on the Cenomanian-Turonian boundary in the Pueblo section (Co). – *5ème Congrès Français de Sédimentologie*, **22**, p. 170.

BURNETT J.A., GALLAGER L.T. & HAMPTON M.J. (1999). – Upper Cretaceous. *In* : P.R. BOWN, Ed., Calcareous nannofossil biostratigraphy. – Kluwer Academic Publishers, 132-199.

BRALOWER T.J. (1988). – Calcareous nannofossil biostratigraphy and assemblages of the Cenomanian-Turonian boundary interval : implications for the origin and timing of oceanic anoxia. – *Paleoceanography*, **3**, 275-316.

BRALOWER T.J. & BERGEN J.A. (1998). – Cenomanian-Santonian calcareous nannofossil biostratigraphy of a transect of cores drilled across the Western Interior Seaway. *In* : M.A. ARTHUR, & W.E. DEAN, Eds., Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior seaway. – *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **6**, 59-77.

CARON M. (1985). – Cretaceous planktic foraminifera. *In* : H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS, & K. PERCH-NIELSEN, Eds, Plankton stratigraphy. – Cambridge University Press, 17-86.

CARON M., BEAUDOIN B., TERRAB S. & M'BAN E. (1993). – Biozones may be diachronous : example of the Cenomanian anoxic event and its impact on planktonic foraminifera evolution. – *European Paleontological Congress*, Organism-paleoenvironment interactions, p. 27.

CARON M., DALL'AGNOLO S., ACCARIE H., BARRERA E., KAUFFMAN E.G., AMEDRO F. & ROSBASZYNSKI F. (2005). – Stratigraphie à haute résolution de la limite Cénomanien/Turonien sur les coupes de Pueblo (USA) et de l'oued Bahloul (Tunisie) : isotopes stables et corrélation des événements biologiques. – *Geobios* (sous presse).

COBBAN W.A. (1985). – Ammonite record from Bridge Creek member of Greenhorn Limestone at Pueblo Reservoir State Recreation Area, Colorado. *In* : L.M. PRATT, E.G. KAUFFMAN & F.B. ZELT, Eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. – *SEPM Field Trip Guidebook*, **4**, 135-137.

COBBAN W.A. & SCOTT G.R. (1972). – Stratigraphy and ammonite fauna of the Graneros Shale and Greenhorn Limestone near Pueblo, Colorado. – *Geol. Surv. Prof. Pap.*, **645**, 108 p.

DESMARES D., BEAUDOIN B., GROSHENY D., GAUTHIER-LAFAYE F. & STILLE P. (2002). – High resolution variability of stratigraphic records constrained by volcanic ashes : the Cenomanian-Turonian stage boundary in the Western Interior Basin. – *Abstr. Programs Geol. Soc. Amer.*, Denver, p. 135.

DESMARES D., GROSHENY D. & BEAUDOIN B. (2003). – Hétérochronies du développement *sensu* Gould chez les foraminifères planctoniques cénomaniens : exemple de néoténie dans le bassin du Western Interior américain. – *C.R. Palevol*, **2**, 587-595.

EATON J.G. & NATIONS J.D. (1991). – Introduction. Tectonic setting along the margin of the Cretaceous Western Interior Seaway, southwestern Utah and northern Arizona. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **260**, 1-8.

ELDER W.P (1985). – Biotic patterns across the Cenomanian-Turonian extinction boundary near Pueblo, Colorado. *In* : L.M. PRATT, E.G. KAUFFMAN & F.B. ZELT, Eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. – *SEPM Field Trip Guidebook*, **4**, 157-169.

ELDER W.P. (1987). – The Paleoecology of the Cenomanian-Turonian (Cretaceous) stage boundary extinctions at Black Mesa, Arizona. – *Palaios*, **2**, 24-40.

EICHER D.L. (1972). – Phylogeny of the late Cenomanian planktonic foraminifer *Anaticinella multiloculata* (MORROW). – *J. Foramin. Res.*, **2**, 184-190.

EICHER D.L. & DINER R. (1985). – Foraminifera as indicators of water mass in the Cretaceous Greenhorn Sea, Western Interior. *In* : L.M. PRATT, E.G. KAUFFMAN & F.B. ZELT, Eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. – *SEPM Field Trip Guidebook*, **4**, 60-71.

EICHER D.L & WORSTELL P. (1970). – Cenomanian and Turonian foraminifera from the Great Plains, United States. – *Micropaleontology*, **16**, 269-324.

FERRY S., AUCOUR A.M. & GROSHENY D. (1995). – ^{13}C changes in organic carbon at the Cenomanian-Turonian boundary : stratigraphic and paleoenvironmental implications. – *EUG*, Strasbourg, Avril 1995. – *Terra Nova,* **7**, p. 225.

GROSHENY D. (2002). – Les foraminifères au Crétacé : indicateurs biostratigraphiques et témoins des modifications environnementales. – Habilitation à Diriger des Recherches, Université Louis Pasteur, Strasbourg 1, 550 p.

HATTIN D.E. (1971). – Widespread, synchronously deposited, burrow-mottled limestone beds in Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of Kansas and southeastern Colorado. – *AAPG Bull.*, **55**, 412-431.

HATTIN D.E. (1975). – Stratigraphy and depositional environment of the Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of Kansas. – *Kansas Geol. Surv.*, **209**, 128p.

HATTIN D.E. (1985). – Distribution and significance of widespread, time-parallel pelagic limestone beds in Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of the central Great Plains and southern Rocky Mountains. *In* : L.M. PRATT, E.G. KAUFFMAN & F.B. ZELT, Eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. – *SEPM Field Trip Guidebook*, **4**, 28-37.

HATTIN D.E. (1986). – Interregional model for deposition of Upper Cretaceous pelagic rhythmites, U.S. Western Interior. – *Paleoceanography*, **1**, 483-494.

HATTIN D.E. (1987). – Pelagic/hemipelagic rhythmites of the Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of northeastern New Mexico and southeastern Colorado. – *New Mexico Geol. Soc. Guidebook*, Field Conference, **38**, 237-247.

HAY W.W., EICHER D.L. & DINER R. (1993). – Physical oceanography and water masses in the Cretaceous Western Interior Seaway. *In* : W.G.E. CALDWELL & E.G. KAUFFMAN, Eds., Evolution of the Western Interior Basin. – *Geol. Ass. Canada, Sp. Pap*, **39**, 297-318.

HAZENBUSH G.C. (1973). – Stratigraphy and depositional environments of the Mancos Shale (Cretaceous), Black Mesa, Arizona. *In* : J.E. FASSETT, Ed, Cretaceous and Tertiary rocks of the southern Colorado Plateau. – *Four Corners Geol. Soc. Mem.*, 57-71.

HUBER B.T., LECKIE R.M., NORRIS R.D., BRALOWER T.J. & COBABE E. (1999). – Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic. – *J. Foramin. Res.*, **29**, 392-417.

JATI M., GROSHENY D., FERRY S., GAUTHIER-LAFAYE F. & EL KAMALI N. (2003). – Enregistrement biologique, géochimique et séquentiel de la crise cénomano-turonienne sur la marge atlantique (Agadir, Maroc). – *9ème Congrès Français de Sédimentologie*, **38**, 269-270.

JARVIS I., CARSON G.A., COOPER M.K.E., HART M.B., LEARY P.N., TOCHER B.A., HORNE D. & ROSENFELD A. (1988). – Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) oceanic anoxic event. – *Cret. Res.*, **9**, 3-103.

KAUFFMAN E.G. (1977a). – Geological and biological overview : Western Interior Cretaceous Basin. – *The Mountain Geologist*, **14**, 75-99.

KAUFFMAN E.G. (1977b). – Second day : Upper Cretaceous cyclothems, biotas, and environments, Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado. – *The Mountain Geologist*, **14**, 129-152.

KAUFFMAN E.G. (1984). – Paleobiogeography and evolutionary response dynamic in the Cretaceous Western Interior seaway of North America. *In* : G.E.G. WESTERMANN, Ed., Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America. – *Geol. Ass. Canada, Sp. Pap.*, **27**, 273-306.

KELLER G., HAN Q., ADATTE T. & BURNS S.J. (2001). – Palaeoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England. – *Cret. Res.*, **22**, 391-422.

KENNEDY W.J., WALASZCZYK I. & COBBAN W.P. (2000). – Pueblo, Colorado, USA, candidate Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous, and for the base of the Middle Turonian Substage, with a revision of the Inoceramidae (Bivalvia). – *Acta Geol. Pol.*, **50**, 295-334.

KIRKLAND J.I. (1991). – Lithostratigraphic and biostratigraphic framework for the Mancos Shale (late Cenomanian to middle Turonian) at Black Mesa, northeastern Arizona. – *Geol. Soc. Amer., Sp. Pap.*, **260**, 85-111.

LECKIE R.M. (1985). – Foraminifera of the Cenomanian-Turonian boundary interval, Greenhorn Formation, Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado. *In* : L.M. PRATT, E.G. KAUFFMAN & F.B. ZELT, Eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. – *SEPM Field Trip Guidebook*, **4**, 139-149.

LECKIE R.M., URETICH R.F., WEST O.L.O., FINKELSTEIN D. & SCHMIDT M.G. (1998). – Paleoceanography of the southwestern Western Interior Sea during the time of the Cenomanian-Turonian boundary (late Cretaceous). *In* : M.A. ARTHUR, & W.E. DEAN, Eds., Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior seaway. – *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **6**, 101-126.

LONGORIA J.F. (1973). - Pseudoticinella, a new genus of planktonic foraminifera from the early Turonian of Texas. - Rev. Esp. Micropaleontol., **5**, 417-423.

LUDERER F. & KUHNT W. (1997). – A high resolution record of the *Rotalipora* extinction in laminated organic carbon rich limestones of the Tarfaya Atlantic coastal basin (Morocco). – *Ann. Soc. Géol. Nord*, **5**, 2 199-205.

MC CREA J.M. (1950). – On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. – *J. Chem. Phys.*, **18**, 849-857.

MOREL L. (1998). – Stratigraphie à haute résolution du passage Cénomanien-Turonien. – Thèse Sci., Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 224 p.

PAUL C.R.C., LAMOLDA M.A., MITCHELL S.F., VAZIRI M.R. & MARSHALL J.D. (1999). – The Cenomanian-Turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK) : a proposed European reference section. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **150**, 83-121.

PERCH-NIELSEN K. (1985). – Mesozoic calcareous nannofossils. *In* : H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS and K. PERCH-NIELSEN, Eds., Plankton stratigraphy. – Cambridge University Press, 329-426.

PRATT L.M. (1985). – Isotopic studies of organic matter and carbonates in rocks of the Greenhorn Marine cycle. *In* : L.M. PRATT, E.G. KAUFFMAN & F.B. ZELT, Eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. – *SEPM Field Trip Guidebook*, **4**, 38-48.

PRATT L.M., ARTHUR M.A., DEAN W.E. & SCHOLLE P.A. (1993). – Paleooceanographic cycles and events during the late Cretaceous in the Western Interior Seaway of North America. *In* : W.G.E. CALDWELL & E.G. KAUFFMAN, Eds., Evolution of the Western Interior Basin. – *Geol. Ass. Canada, Sp. Pap.*, **39**, 333-353.

PRATT L.M., FORCE E.R. & POMEROL B. (1991). – Coupled manganese and carbon-isotopic events in marine carbonates at the Cenomanian-Turonian boundary. – *J. Sediment. Petrol.*, **61**, 370-383.

PRATT L.M. & THRELKELD C.N. (1984). – Influence of paleoenvironmental factors on preservation of organic matter in middle Cretaceous Greenhorn Formation, Pueblo, Colorado. – *AAPG Bull.*, **68**, 1146-1159.

ROBASZYNSKI F. & CARON M. (1979). – Atlas des foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et Téthys). – *Cah. Micropaléontol.*, **1**, 185 p., 2, 181 p.

ROBASZYNSKI F. & CARON M. (1995). – Foraminifères planctoniques du Crétacé : commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **166**, 681-692.

ROBASZYNSKI F., CARON M., AMEDRO F., DUPUIS C., HARDENBOL J., GONZALEZ DONOSO J.M., LINARES D. & GARTNER S. (1993). – Le Cénomanien de la région de Kalaat Senan (Tunisie centrale) : litho-biostratigraphie et interprétation séquentielle. – *Rev. Micropaléontol.*, **12**, 351-505.

SAGEMAN B.B., RICH J., ARTHUR M.A., DEAN W.E., SAVRDA C.E. & BRALOWER T.J. (1998). - Multiple Milankovitch cycles in the Bridge Creek Limestone (Cenomanian-Turonian), western Interior Basin. In : M.A. ARTHUR & W.E. DEAN, Eds., Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior seaway. – *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **6**, 153-171.

SCOTT R.W., FRANKS P.C., EVETTS M.J., BERGEN J.A. & STEIN J.A. (1998). – Timing of mid-Cretaceous relative sea level changes in the Western Interior : Amoco no.1 bounds core. *In* : M.A. ARTHUR & W.E. DEAN, Eds., Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior seaway. – *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **6**, 11-34.

ANNEXE 5.3

High resolution stratigraphic record constrained by volcanic ashes layers at the Cenomanian-Turonian boundary in the Western Interior Basin, USA (*Sous presse, Cretaceous Research*).

Delphine Desmares[a,b], Danièle Grosheny[a], Bernard Beaudoin[b], Silvia Gardin[c], François Gauthier-Lafaye[a]

[a]Université Louis Pasteur, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, UMR 7517, 1 rue Blessig, F67084 Strasbourg Cedex.
[b]Ecole des Mines de Paris, CGES-Sédimentologie, 35 rue St Honoré F77305 Fontainebleau Cedex.
[c]CNRS, UMR 5143, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, F75252 Paris cedex 05.

E-mail address: desmares@illite.u-strasbg.fr

Abstract

Five altered volcanic-ash beds have been correlated at the Cenomanian-Turonian boundary interval through the US Western Interior Basin over tens of thousands of square kilometres. Using these independent chronostratigraphic marker-beds to constrain the other classical stratigraphic records as limestone bed by bed correlations, peaks within the $\delta^{13}C$ isotope excursion and a few other biological key events, a regional correlation scheme has been obtained between seven sections from Arizona to Kansas and northwards to South Dakota. On the basis of this high resolution scheme, we show that the last occurrences of *R. cushmani* as well as the first occurrence of *H. helvetica* are strongly diachronous, the *W. archaeocretacea* Partial Range Zone, in which is the Cenomanian-Turonian boundary, being reduced to almost nothing in particular at Pueblo (Colorado). For this type section, the $\delta^{13}C$ isotope excursion presents strongly negative values in limestone beds suggesting that they are of diagenetic origin. In spite of this, the onset and most of the fine-scale features of carbon-isotope excursion identified at Pueblo are recognised over long distances even in the more coastal sections where bed by bed correlations become more difficult. As suggested by our scheme, differences observed between supposed continuous sections could be related, with some hiatuses in the sedimentary record. Such gaps could explain the disappearance of some fine-scales features of the $\delta^{13}C$ isotope excursion. If correct, one hiatus may have been as long as 850 Kyrs.

Keywords: Cenomanian-Turonian; US Western Interior Basin; Bentonites; Foraminifera; Calcareous nannofossil; Stable Isotopes; Palaeoenvironments.

1. Introduction

During Cretaceous period, the Western Interior foreland basin was partially to wholly invaded by sea (Caldwell and Kauffman, 1993). The combination of subsidence and tectono-eustatic highstand lead to the establishment of an elongated marine basin (Kauffman, 1977a; Hay et al., 1993) which, at the time of maximum transgression, was about 2000 km wide and extended 6000 km meridionally through the middle of North America, linking the boreal realm to the Gulf of Mexico (Hay et al., 1993). During the late Cenomanian, the rapid incursion of subtropical water into this basin brought with it an invasion of warm water fauna and flora (foraminifera and calcareous nannofossils) toward high latitudes as far as the southern provinces of Canada (Cobban and Reeside, 1952; Eicher and Diner, 1985; Bralower, 1988; Lang and MacGugan, 1988; Eicher and Diner, 1989).

The Cenomanian-Turonian boundary coincided worldwide with an increase in marine productivity and with the burial of organic carbon (Schlanger and Jenkyns 1976; Jenkyns, 1980; Arthur et al., 1987; Arthur et al., 1988). This event, characterised by ^{13}C depletion in carbonates and abundant organic matter, is referred to as an Oceanic Anoxic Event (OAE2). This global asphyxiation of oceans gave rise to profound environmental modifications, including the disappearance of the genus *Rotalipora*, a complex keeled foraminiferid which had previously occupied deep oceanic waters (Hart and Bailey, 1979).

If the environmental changes experienced in the Western Interior seaway are responses to global modifications however, they also would be intimately linked with regional features such as tectonics, oceanic circulations and competition between the boreal and tethyan water masses (both in the water column and in their latitudinal extension). The purpose of this paper is to constrain in space and at a very high temporal resolution, the palaeoceanographic events which have taken place in the North American Basin. In this way, independent temporal markers are essential. Cretaceous strata of the Western Interior basin have the distinctive characteristic of containing numerous levels of altered volcanic ashes. Bentonites are relative instantaneous events within the geological timescale which constitute ideal isochrones. At the Cenomanian-Turonian boundary interval, five major levels of bentonite (noted as A, B, C, D and E) can be correlated from the active margin to the east stable craton (Elder, 1985; Elder, 1987a; Desmares et al., 2002). Over several hundreds of kilometres, following an east to west transect from Arizona to Kansas, passing through the reference section of Pueblo (Fig.1), six sections (Fig.2) are investigated in this high resolution chronostratigraphic framework into which other stratigraphic traditional tools are integrated. The five bentonite markers beds are also recognised to the north (Fig.2), near Hot Springs (South Dakota). These regionally correlatable bentonites enable the synchronicity of lithological, biological and geochemical records to be tested throughout the Western Interior Basin.

2. Geological setting

Close to the Cenomanian-Turonian boundary, five major, centimetres thick, bentonite marker beds, noted as A, B, C, D and E (Fig.3), have been correlated over tens of thousands of square kilometres. These easily recognisable layers are used to determine the timing of biological and geochemical events at the basin scale. The accuracy of this correlation tool between the different studied localities of the Great Plains is supported abundant many macrofaunal data (Cobban and Scott, 1972; Elder, 1987a; Batt, 1993; Kennedy et al., 2000) from the ammonites (Fig.3). It is also validated by the interbedded arrangement of the ash layers with prominent continuous limestone marker beds (Fig.3) which can also be followed for very long distances (Hattin, 1971; Hattin, 1985; Hattin, 1986). Thus layer A, formed by one or two bentonites, is included in the *Sciponoceras gracile* ammonite Zone. In the carbonate dominated central axis of the Western Interior Basin, this bed is always contained in a marlstone interval between limestone marker beds 67 and 73 (Fig.3). This nomenclature and numbering system refers to the work of Cobban and Scott (1972) at Pueblo. In the same way, the bentonite layer B (*Neocardioceras juddii* Zone) directly overlies the bed 79 (Fig.3). Layer C is found in marly layers above the bed 87 in the *Watinoceras devonense* Zone (Fig.3). The D and E layers encompass ten widespread Turonian limestone beds (Fig.3) numbered 97 to 113 (within the range of the *Vascoceras birchbyi* and *Mammites nodosoides* ammonite Zones).

3. Material and methods

Seven sections were examined following a transect from Arizona to Kansas (Lohali Point, El Vado, Pueblo, Graneros, Las Animas and Elm) and further northward in South Dakota (Hot Springs) through varied lithofacies regions. The Lohali Point area is located in a clay dominated western region whereas Pueblo and the other more easternly outcrops are dominated by carbonates. This continuous change from siliciclastic to increased carbonate content (Fig.3) from the western margin to the basin center (Kauffman, 1977a; Hattin, 1986; Elder, 1987a) reflects the proximity of the tectonically active Sevier orogenic belt to the west. In this western area, subsidence and input from adjacent highlands lead to the thickest accumulation of sediments, two to four

times greater than those in the transitional El Vado area and in the carbonate dominate central axis of the basin. In this deepest part of the seaway, the lithologies are characterised by rhythmically bedded prominent limestones alternating with dark grey calcareous shales.

At the type locality of Pueblo in southeastern Colorado, the Upper Cretaceous Hartland shales and Greenhorn limestones are well exposed, especially along the Rock Canyon Anticline to the north and northeast of the Lake Pueblo recreation area. This well documented section, discussed first in the present work to serve as a basis for comparison, has already been studied by many geologists for palaeontology, sedimentology and geochemistry (Gilbert, 1897; Eicher and Worstell, 1970; Cobban and Scott, 1972; Kauffman, 1977b; Pratt and Threlkelt, 1984; Cobban, 1985; Elder, 1985; Elder and Kirkland, 1985; Leckie, 1985; Bralower, 1988; Morel, 1998; Kennedy et al., 2000; Keller et al., 2004; Keller and Pardo, 2004; Caron et al., in press). Other sections have also been well documented such as Lohali Point (Hazenbush, 1973; Elder, 1987a; Bralower, 1988; Kirkland, 1991; Leckie et al., 1998) or the new section of Elm which is very close to the Bunker Hill, type section for Kansas (Eicher and Worstell, 1970; Hattin, 1971, 1975; Hattin and Twiss, 1988; Elder, 1991). The other sections are less known ; these are as El Vado (Batt, 1993), Graneros (Hattin, 1987), Las Animas (Hattin, 1987), and Hot Springs (Elder, 1987b; Fisher et al., 2003).

Closely-spaced samples were collected in all sections with the intention of studying foraminiferids, calcareous nannofossils and carbon isotopes. For the Pueblo reference section, 147 samples were analysed spanning the 15 metres of the Cenomanian-Turonian interval in changing lithologies both in limestones and in calcareous shales in order to identify the smallest variations. For the other sections: 81 samples from Lohali Point (27 metres), 56 from El Vado (12 metres), 30 from Graneros (11 metres), 64 from Las Animas (for the 10 sampled metres), 72 from Elm (18 metres) and 80 from Hot Springs (11 metres) have been examined.

In order to avoid sampling bias, the foraminiferal study was carried out both from washed samples (calcareous shales) and thin sections for the carbonate rich samples. Determinations were made using the systematics of Loeblich and Tappan (1988). The planktic zonal schemes follow those of Robaszynski and Caron (1979), Caron (1985) and of Robaszynski and Caron (1995). The species found are listed in Appendix A. For the sections of Pueblo and Las Animas, large planktic foraminiferids (up to 250 µm) were identified and counted until a total of 150 specimens was reached in an attempt to determine the relative percentage of the different species of *Rotalipora* s.l. below bentonite A.

Calcareous nannofossils were observed with a transmitted light microscope on smear slides which were prepared using standard methods. Their analysis has been carried out in detail for the Cenomanian sediments of the Lohali Point and El Vado sections by means of the taxonomy of Perch-Nielsen (1985) and Burnett et al. (1999). Three traverses (around 300 fields of view) were carried out to increase the probability of detecting rare species.

Bulk rock carbonates were analysed for carbon isotope composition with a mass spectrometer FISON VG OPTIMA. Carbonate carbon is converted to carbon dioxide by using conventional method of MacCrea (1950) with phosphoric acid. Organic matter is removed from the carbonates by soaking the sample overnight in 5% sodium hypochlorite solution. Reproducibility is better than 0.06‰ for $\delta^{13}C$. Result interpretations require discerning the primary isotopic signal from any diagenetic overprint. $\delta^{13}C_{carb}$ analyses have been carried out both in limestones and calcareous shales for the Pueblo type section, as also done by the previous works of Pratt (1985). This author has described $\delta^{13}C_{carb}$ fluctuations that correlate with lithology (Pratt, 1985; Pratt et al., 1993). Thus, the isotopic signal in limestone beds is systematically shifted to lighter values than in the adjacent shale or marlstones beds, especially during the *S. gracile* ammonite Zone where this phenomenon is exacerbated. According to Pratt (1985) and Pratt et al. (1993), the close relationship between $\delta^{13}C_{carb}$ and lithology reflects pervasive cementation during early diagenesis. In consequence, shales seem to be less overprinted and may reflect the primary isotopic signal. In this way, all the data acquired from limestones and which could represent diagenetic overprinting have been plotted separately at Pueblo. The following presentation and interpretation of results at Pueblo is only based on $\delta^{13}C_{carb}$ data obtained from marlstone beds. In the same way, all isotopic analyses have been preferentially carried out in calcareous shales for the other sections.

4. Results

3.1 The Pueblo (Colorado) type section and environs

The distribution of key planktic foraminiferids (Fig.4) confirms that the last occurrence of *Rotalipora cushmani* (Morrow) is twenty five centimetres below bed 86 as previously recognised (Leckie, 1985; Beaudoin et al., 1995; Morel 1998). However, the specimens identified in the upper part of Cenomanian are atypical (Fig.5), with a smaller size, less chambers in the last whorl (generally 4 to 5, sometimes up to 6) and the peripheral keel less prominent. The first occurrence of *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), determined in thin section, is placed within the bed 86 (Morel, 1998). The base of this bed coincides with the Cenomanian-Turonian boundary placed at the first occurrence of *W. devonense* (Bengston, 1996; Kennedy et al., 2000).

Only two keeled species of *Rotalipora* are recorded in the *R. cushmani* Zone at Pueblo: *R. cushmani* and *Rotalipora greenhornensis* (Morrow). Two forms of the genus *Anaticinella* occur (Figs. 3, 5, 6) are associated with these deepest-dwelling morphotypes (Hart and Bailey, 1979) and with atypical forms of *R. cushmani*. These inflated morphotypes are characterised by a discrete peripheral keel which is sometimes not expressed on each chamber or is even totally absent. However, they always show secondary sutural apertures as for *Rotalipora*. According to Eicher (1972) and Leckie (1985), the rotaliporids gave rise to anaticinellids by losing their keel in response to the OAE2. The earliest species *Anaticinella multiloculata* (Morrow) has a greater number of chambers in the last whorl (6.5 to 9). The second species *Anaticinella planoconvexa* (Longoria) was described in Texas by Longoria (1973) and has fewer chambers than *A. multiloculata* (5 to 6). *Anaticinella* preserves youthful (early ontogenetic) characters (the development of the keel was truncated) but they remain the same size as *Rotalipora*. Such transformations during the ontogenetic development agree with a heterochrony like neoteny sensu Gould (1977). Thus, *Anaticinella multiloculata* would derive from *R. greenhornensis* and *Anaticinella planoconvexa* from *R. cushmani* by the simple loss of the keel. According to the recent works of Reilly (1997), this deterioration of the development corresponds to a modification of the developmental rate. In the case of *Anaticinella*, this is a decrease (deceleration). *A. planoconvexa* remains a minority in the planktic assemblages, however, *A. multiloculata* proliferates a few tens of centimetres below bed 63 to reach nearly 80% of the large size (more than 250 µm) planktic assemblage. Thus, over tens of thousands of years, this species, plentiful in the Western Interior Basin, multiplies and predominates over *Rotalipora* (Fig.4), before a progressive decline (Desmares et al., 2003) and it becomes extinct as the same time as *R. greenhornensis*. Even through *A. planoconvexa* constitutes a minor fraction of the total planktic foraminiferal assemblage, they nevertheless survive up to the bed 86, as does *R. cushmani*.

A detailed study of thin sections leads to the definition of two main types of microfacies (Figs. 3, 6) which are evidence for the reconstitution of the degree of oxygenation on the seafloor (Beaudoin et al., 1995; Morel, 1998). Oxic microfacies are burrowed, also having a high diversification of specialized planktic foraminiferids such as *H. helvetica*, *Dicarinella* spp. or *Marginotruncana* spp. Benthic foraminiferids and calcisphaera are often present. In the opposing, anoxic microfacies, characterised by rich organic carbon laminations, foraminiferids are not so diversified, with a predominance of inflated forms such as large *Whiteinella*. Following Morel (1998), oxygenated microfacies have a low organic carbon content (less than 1%) whereas anoxic ones present a high level of organic carbon (4 to 5%). Intermediate microfacies are also recognised.

At Pueblo, microfacies (Fig.4) show rapid alternations between oxic and anoxic events which are superimposed onto rhythmically bedded (bioturbated limestones alternating with dark shales). The distribution of planktic foraminiferids seems to be closely related to this composite cyclic succession (Beaudoin et al., 1995). Thus, anoxic conditions are recorded between marker beds 77 and 84 (Fig.4), over a period of 230,000 years according the sedimentation rates of Sageman et al. (1998). During this episode, no rotaliporids s.l. have been identified. Conversely, very rare occurrences of atypical forms of *R. cushmani* and *A. planoconvexa* are found under the bed 86 in more oxygenated microfacies (Fig.4). Likewise, *H. helvetica*, which first occurs in the bioturbated oxic bed 86, appears to be absent in the anoxic facies above this marker bed. This species is again observed in bed 102 in association with *Dicarinella* spp. and *Marginotruncana* spp. deposited during more oxygenated conditions.

During Early Turonian times, under the bentonite C, a “filament event” occurs (Figs. 3, 6). This term originates from the appearance, in thin section, of very thin juvenile bivalve tests (Robaszynski et al., 1993; Caron et al., in press).

The $\delta^{13}C_{carb}$ curve (Fig.7, lower case "e" numbers) presents characteristic features described previously for $\delta^{13}C_{org}$ by Pratt and Threlkeld (1984) at Pueblo such as: an initial rapid increase in values and first peak (E1); a decrease in values (E2); a second increase and plateau of values (E3). The first event (e1) begins under the bentonite A in the lower part of the *S. gracile* ammonite Zone, it is characterised by a strong rise in $\delta^{13}C_{carb}$ values from 1‰ to 4‰ (Fig.7). For this event the evolution of values for both $\delta^{13}C_{carb}$ and $\delta^{13}C_{org}$ is parallel and synchronous (i.e. E1 is a time equivalent of e1, Fig.7). The decrease in values observed in the $\delta^{13}C_{org}$ curve (E2) is also distinguishable in the $\delta^{13}C_{carb}$ curve. However, closely-spaced sampling for $\delta^{13}C_{carb}$ analysis reveals a more complex pattern with two minima close to 1.5‰ noted (e2 and e4) encompassing a peak of values, e3, up to 3‰. This pattern, located in the *S. gracile* ammonite Zone begins with the decrease in value from event e2 just below bentonite A and finishes with the minima of event e4, at the level of marker bed 77 (Fig.7). The second increase and plateau of values (greater than 2‰) for the $\delta^{13}C_{carb}$ which characterises event e5, starts in the upper part of the *S. gracile* ammonite Zone and ends just under bentonite C. However, as already argued by Caron et al. (2005), there are some problems in the placement and the duration of event E3. The original $\delta^{13}C_{org}$ data (Pratt and Threlkeld, 1984) were reported (Fig.7) with the plateau E3 extending from bed 77 to bed 85. Subsequent publications, citing these authors, show event E3 extending above the Cenomanian-Turonian boundary as for the $\delta^{13}C_{carb}$ curve. Between bentonites C and D, $\delta^{13}C_{carb}$ data show a brief decrease in values (event e6) followed up by a short increase up to 3‰ (event e7) before dropping.

The manganese content data of Arthur (1985) and Pratt et al. (1991) underlines the high values in the *S. gracile* ammonite Zone. The works of Morel (1998) constrain this manganese event precisely between beds 67 and 77 (Fig.7).

Graneros (Colorado)

Forty kilometres to the south of Pueblo, at Graneros (Hattin, 1987), the five bentonites and all the limestone marker bed observed at the Pueblo type section are recognised (Fig.3). In detail, some fine lithological variations are discernible such as the appearance or disappearance of some centimetre scale marly limestone beds in the secondary lithological patterns. Thus, between bentonites A and D, some marly limestone levels are not expressed whereas additional levels are distinguished just under the limestone marker bed 63. Supplementary calcareous shale levels are inserted between the bed 79 and the Bentonite B and between the bentonite D and the bed 97. As in the Pueblo section, a thin centimetre scale black-shale layer is observed between the limestone marker beds 84 and 86 (Fig.3). However, this thin level does not immediately overlie bed 84 as seen at Pueblo.

With regards to the distribution of planktic foraminiferids (Fig.8), the last occurrence of *R. greenhornensis* is observed at the base of limestone marker bed 63, whereas *R. cushmani* survives until bed 79. The first occurrence of *H. helvetica* is observed in the calcareous shales above bed 101.

The "filament event" begins within the limestone bed located under bentonite C (Fig.8).

The proliferation of *A. multiloculata* seen at Pueblo is not detected at Graneros because samples are not collected closely enough below bed 63.

3.2 West to East transect across Western Interior Basin

Lohali Point (Arizona)

At the Lohali Point section, located on the eastern side of the Black Mesa basin in northeastern Arizona, more than seventeen bentonites have been recognised from the twenty-seven metres of clay dominated section (Fig.3). They range in thickness from more than thirty-five centimetres (bentonite C) to less than one centimetre. Of these, four have been assigned to bentonite marker beds A, B, C and D (Fig.3), as previously discussed by Elder (1987a) and Kirkland (1991).

As already illustrated by Leckie et al. (1998), the section is dominated by biserial (*Heterohelix*) and triserial (*Guembelitria*) morphotypes and by globular trochospiral taxa such as *Whiteinella* and *Hedbergella*. Some very rare occurrences of *R. cushmani* and *R. greenhornensis* (Fig.5), previously noted by Hazenbush (1973), have been found two metres below bentonite marker bed A1. These keeled forms are small, with fewer chambers in the last whorl (five for *R. cushmani* and six for *R. greenhornensis*) than seen elsewhere.

Analysis of the calcareous nannofossils, which are better preserved at Lohali Point than at Pueblo, allow us to place biostratigraphic events (Fig.3) precisely from the base of the section up to bentonite C. As the result of a more closely spaced sampling (forty samples for the studied interval), the data of Bralower (1988) are improved. The last occurrences of *Corollithion kennedyi*, *Lithraphidites acutum*, *Axopodorhabdus albianus* and *Rhagodiscus asper* are observed four meters below bentonite A2, between the bentonite A and B, some centimetres above the bentonite B and between the bentonite B and C, respectively. The last occurrence of *Microstaurus chiastius* is located two metres under bentonite D (Fig.3). However, this species, very abundant in the *Metoicoceras mosbyense* and *S. gracile* ammonite Zones, is very sporadic in the *N. juddii* and *M. nodosoides* Zones. *Eiffellithus* cf. *eximius*, an intermediate form between *Eiffellithus turriseiffellii* and *E. eximius*, appears under bentonite B (Fig.3). In the specimens found at Lohali Point, there is a slight twist of the cross arms away from the ellipse axes, where they enter the rim. Such transitional forms are also described at Dover (England) by Jarvis et al. (1988). *Eprolithus octopetalus* is first seen some centimetres above bentonite C (Fig.3).

$\delta^{13}C_{carb}$ data range from -2.6‰ to 3.7‰ (Fig.9). After some fluctuation around 1‰ in the *G. mosbyense* Zone, a strong rise in values is observed above bentonite A in the *S. gracile* Zone. Following this event, a double notch is observed in the upper part of the *S. gracile* zone before a second increase and plateau of $\delta^{13}C_{carb}$ encompassing the Cenomanian-Turonian boundary (2.5‰ to 3.5‰) is recognised. However, a strong decrease of values (1‰) cuts this plateau close to bentonite B. Following the plateau and after the return to lighter values, a brief increase is observed between bentonites C and D.

El Vado (New Mexico)

The outcrop is characterised by two distinctive lithological units (Fig.3). The first five metres sampled comprise calcareous shales with scarce carbonate beds. However, the upper part of the section is presented by rhythmically bedded bioturbated limestones alternating with shales. Three layers of bentonite have been recognised (Fig.3). The first one (five centimetres) is situated within the lower lithological unit. The second

(fifteen centimetres) is located just below the first major limestone bed of the second lithological unit. The last layer (seven centimetres) is positioned approximately ten metres above. In accordance to their distribution within the limestone beds, the two upper bentonites seem to be the D and E layers. Thus, these two ash layers encompass ten centimetre thick limestone beds which are equivalent to the Turonian marker beds numbered 97 to 113 (Fig.3). The occurrence of *M. nodosoides* (Batt, 1993) a few tens of centimetres above the second bentonite, proposed as layer D, supports this attribution.

The identification of the first bentonite layer is difficult because of the absence of limestone marker beds and key planktic foraminiferids in the lower lithological unit (globular trochospiral, biserial and triserial forms dominate the foraminiferal assemblage). According to Batt (1993), it would be located with in the *S. gracile* ammonite Zone and consequently it would be layer A. A calcareous nannofossil study has lead to the determination of *L. acutum*, three metres above this ash layer (Fig.3). This occurrence confirms the assumption that the first bentonite is layer A. This taxon, in association with *R. asper* and *M. chiastius*, has never been documented above bentonite B. Thus, the last occurrence of *L. acutum* at Lohali Point is positioned between bentonites A and B (Fig.3). The determinations carried out by Bralower and Bergen (1998), on the boreholes of Bound (Kansas) and of Escalante (Utah) in the same basin, locate this biostratigraphic event between bentonites A and B and under bentonite A respectively.

Las Animas (Colorado)

Bentonite and limestone marker beds are identified and correlated (Fig.3) in accordance with the previous works of Hattin (1987). However, some lithological variations are observed between bentonites B and C. For example, the limestone bed classically described just under bentonite C at Pueblo and at Graneros is not expressed at Las Animas. As for the Pueblo and Graneros sections, a thin level of black-shales is noted within calcareous shales between beds 84 and 86.

The Las Animas section hasn't been measured and sampled between bed 63 and bentonite B. Missing lithological data are completed using the work of Hattin (1987). Thus, our sampling does not allow the placing of the last occurrence of rotaliporids and anaticinellids because no specimens of these taxa have been observed above bentonite B. The first occurrence of *H. helvetica* is identified in thin section in the correlated marker bed 86, below bentonite C (Fig.8). The "filament event" begins in this same level.

One metre below bed 63, a large number of *A. multiloculata* (up to 60% of the large planktic forms i.e. count on the larger size fraction, >250 µm) is noted just under a millimetre' thick bentonite (Fig.8).

Elm (Kansas)

As for the western sections, limestone marker beds expressed at the Pueblo type section are recognised at Elm as beds 63, 77, 79, 86, 97 (Fig.3) in accordance to their geometric arrangement with bentonites A, B, C and D and with previous works of Elder (1991). Other beds seem to be absent (e.g. bed 67, 73).

Preliminary microfaunal results indicate that the "filament event" starts just a few centimetres below bentonite C.

The $\delta^{13}C_{carb}$ data range from -1.2‰ to 3.6‰ (Fig.9). After an increase up to 3‰, carbon isotopic values show a brief decrease below bed 63. Over this bed, within the *S. gracile* Zone, $\delta^{13}C_{carb}$ exhibits an increase up to 3.5‰ in spite of a minor decrease just above bentonite A. Close to the last occurrence of *S. gracile*, a brief notch is observed before a characteristic rise and plateau of values. The values remain quite high encompassing bentonite C and up to bentonite D. At bentonite D they fall (close to 1‰). The upper part of the section sees a gradual increase of $\delta^{13}C_{carb}$ (from 1‰ to 2.5‰).

3.3 To the North

Hot Springs (South Dakota)

Some six hundred kilometres further to the north in the southern Black Hills, the five bentonite marker beds are recognised (Fig.10) in the stratigraphic equivalent of the more southerly Bridge Creek Member. These attributions have been already discussed by Elder (1987b), who has previously determined the A, B and C bentonites in accordance with his ammonite zonation (Fig.10). However, following his biozonation, the top of the bentonite A also indicates the end of *S. gracile* ammonite Zone.

The distribution of planktic foraminiferids reveals that the last occurrence of *R. cushmani* is located less than ten centimetres under bentonite B. No specimens of *H. helvetica* have yet been determined, however, our high resolution correlations indicate that transitional forms between *W. praehelvetica* and *H. helvetica* are present in the terminal Cenomanian in the calcareous shales above bentonite B. Whereas the first chambers of these morphotypes are globular, the two or three last chambers of the final whorl show a peripheral keel (Figs. 9,

10). The first marginotruncanids appear more earlier than at Pueblo. Indeed the earliest specimens of *Marginotruncana* are observed between bentonites B and C, in the *W. devonens*e Zone (Fig.10).

As in the other sections of Pueblo and Elm, a thin zone containing numerous species of benthic foraminiferids, many of which have southern affinities, occur in the *S. gracile* Zone. At Hot Springs, this "benthic zone" is less extend than at Pueblo and is restrained between two millimetre-length levels of altered ash below bentonite A (Fig.10).

No "filament event" has been identified in thin section at this location.

The $\delta^{13}C_{carb}$ data range from 0.6‰ to 3.5‰ (Fig.10). The Cenomanian-Turonian isotope excursion is typified by, in ascending order, a strong rise of $\delta^{13}C_{carb}$ values from 1.5‰ up to 3.5‰ (under bentonite A in the *S. gracile* Zone), followed by lighter values of 1.5‰ to 2‰ (just below bentonite A in the *S. gracile* Zone), before another increase and plateau (2‰-3‰) up to fifty centimetres under bentonite C. However, this plateau is separated by a notch around bentonite B. A return to lighter values is then observed in spite of a short increase. Encompassing bentonite C, below bentonite D, the values display another increase up to 3‰ before dropping.

5. Discussion

4.1 Biostratigraphy

With the last occurrence extinction of *R. cushmani* a few tens of centimetres under marker bed 86 and the first occurrence of *H. helvetica* (determined in thin section) within bed 86, the distribution of key planktic foraminiferids at the Pueblo type section displays a drastic reduction of the *W. archaeocretacea* Partial Range Zone (Fig.4). Moreover, this ecozone has variable duration at a regional scale, between the different sections studied in Colorado and Kansas (Fig.8). Thus, if this zone is extremely reduced at Pueblo, it extends between marker beds 79 and 101, over several tens of thousand of years at Graneros, only forty kilometres to the south. In the same way, at Las Animas, in spite of incomplete sampling, its extension must be greater than two metres and it finishes with the appearance of *H. helvetica* in limestone bed 86 (Fig.8). Thus, the distribution of *R. cushmani* and *H. helvetica* gives evidence of the diachroneity of the occurrences of these taxa within the same basin. This diachroneity must be controlled by palaeoceanographic changes (oxygenation conditions, nutriment supply, temperature and salinity fluctuations) and/or by a bias due to the rarity of index species.

Furthermore, for the Western Interior sections, *H. helvetica* would not have been found so early at Pueblo and Las Animas if planktic foraminiferids had not been determined in thin section from limestones. Indeed, these beds are characteristic of well oxygenated environments and they yield high diversity microfaunas with specialised morphotypes. Thus, various methods of sampling and consequently of observation, may also lead to different results between authors. At the global scale, it is in the Western Interior Basin that the *W. archaeocretacea* Partial Range Zone has its lowest extension, even if it was reduced in other basins since few years (Morel, 1998; Grosheny, 2002; Grosheny et al., in press). The Cenomanian-Turonian boundary is included within the *W. archaeocretacea* Partial Range Zone previously referred as the "*Zone à grosses globigérines*" of Sigal (1977). It extends from the last occurrence of *R. cushmani* to the inception of *H. helvetica* which are two index species defining Total Range Zones. It is important to note that these three index species do not have the same ecology. Indeed, *R. cushmani* and *H. helvetica* are keeled morphotypes which have evolved in deep waters whereas *W. archaeocretacea* are inflated morphotypes which have occupied surface waters (Hart and Bailey, 1979). The Cenomanian-Turonian boundary interval encompassing the oceanic anoxic event 2 corresponds to a period of a major microfaunal turnover which has eliminated complex species and furthered the proliferation of primitive morphotypes (Caron and Homewood, 1982; Grosheny and Malartre, 1997). Thus, the *W. archaeocretacea* Partial Range Zone, depending on environmental conditions, may have a variable duration (Caron et al., in press; Grosheny et al., in press). This ecozone has a low temporal value and cannot be used as tool for correlations within a basin and certainly not between different palaeogeographic areas.

In the same way, the appearance of *Marginotruncana* spp. is clearly diachronous between Hot Springs and the Pueblo type sections (Fig.10). Paradoxically, the emergence of this keeled genus is occurs earlier in the northern section of Hot Springs (basal Turonian, just under bentonite C) than at Pueblo (between bentonites D and E).

Calcareous nannofossil data of Lohali Point (Fig.3) compared with those of Bralower and Bergen (1998) in other Western Interior regions (Colorado, Kansas, Utah), reveal that the distribution of bioevents, when compared with bentonite marker beds, would be diachronous at the basinwide scale. This diachroneity is mainly explained by a bias due to preservation and by the different methods of determination rather than by environmental changes. Thus, the nannofossil biozonation of the Cenomanian-Turonian interval must be used with caution.

4.2 Sympatric speciation of planktic foraminiferids in response to environmental changes

The proliferation of *A. multiloculata*, noted at Pueblo and at Las Animas, over a distance of one hundred and fifty kilometres, could be a synchronous event at the regional scale. For the two sections, this *A. multiloculata* event is located just under a small millimetre layer of bentonite below marker bed 63 (Fig.8). Over a few tens of thousands of years, this inflated species predominates over *Rotalipora* (Figs.3, 7). It is legitimate to question what mechanisms led *Rotalipora* to acquire their particular anaticinellid morphology (atrophy to the loss of the keel), while preserving specific rotaliporid characters (secondary apertures). Following the microfacies succession with the occurrences of *R. cushmani* and *R. greenhornensis*, no obvious systematic relationship is apparent (Fig.4). Nevertheless, *Anaticinella* spp. is preferentially observed during the hypoxic to anoxic intervals like the *A. multiloculata* event below bed 63 (Fig.4). Thus, by losing their keel, *Anaticinella* spp. may be staying in shallower habitats and thereby avoiding the expansion of the oxygen minimum zone. Thus, the atrophy of the keel would be a selective advantage.

Such heterochrony could have a major impact on biological cycle and on adaptative strategies, in particular for the planktic foraminiferids with the development or not of specialised characters. *Rotalipora*, with the acquisition of the keel, has colonised deep oceanic waters. On the other hand, for *Anaticinella*, the persistence of juvenile traits would allow them to stay in shallower oceanic waters, which would remain more stable during the onset of palaeoenvironmental perturbations at depth. However, even if the neoteny would allow a return to the surface water, this selective advantage would not be enough for *Anaticinella* to survive ecologically drastic changes. In this way, *Anaticinella* disappears at a contemporary time as its ancestor *Rotalipora* (Fig.4). The Western Interior seems to be the only basin where anaticinellids showed such spectacular expansion (up to 80% of the large size planktic forms) and where they are classically described (Eicher, 1969; Eicher and Worstell, 1970; Eicher, 1972; Longoria, 1973; Leckie, 1985; Scott et al., 1998; Desmares et al., 2003). If their abundance is restricted to the North American Basin, they are sporadically cited in Tunisia at Wadi Bahloul (Caron et al., in press), in southern England at Eastbourne (Keller et al., 2001) and in the french Vocontian basin (Grosheny et al., in press).

Atypical forms of *R. cushmani* have been commonly observed in other basins: the Vocontian basin (Morel, 1998), the Lower Saxony basin in Germany (Grosheny, 2002), in the Moroccan basins of Agadir (Luderer and Kuhnt, 1997; Jati et al., 2003) and Tarfaya (Kuhnt et al., 1997). This widespread distribution can be explained by the degradation of the species at global scale in response to the expansion of the oxygen minimum zone. However, atypical forms do not reach the evolutionary step of the loss of the keel.

Following the taxonomy of Caron (1985), *H. helvetica* differs from *W. praehelvetica* by having a true keel throughout all the chambers of the last whorl and it is characterised by a staircase-like imbricate chamber arrangement in lateral view, whereas *W. praehelvetica* has no true keel and has a flat surface at least for the last three chambers. Taxonomically, transitional forms are difficult to attribute a particular species because there is a continuum between *W. praehelvetica* (Fig.11.3), *W. praehelvetica* cf. *H. helvetica* (Fig.11.4) and *H. helvetica* (Fig.11.5). This may introduce a bias in the specific determinations between authors and would therefore the expansion of the biozonations. If transitional forms occur within anoxic microfacies, and *H. helvetica* appears in highly oxygenated limestones (as in bed 86 at Pueblo), is morphological evolution to be systematically associated with oceanic changes? Indeed, at Hot Springs (Fig.10), transitional forms from *W. praehelvetica* toward *H. helvetica* paradoxically increase in abundance during the acme of the oceanic anoxic event whereas the appearance of a keel seems usually related to more favorable environments. This paradox can be explained by the superimposition of events on various scales (both in space and in time), the emergence of *W. praehelvetica* up to *H. helvetica* taking advantage of a brief return to more oxygenated conditions within the Cenomanian-Turonian anoxic event.

4.3 Correlations of isotopic events through the Western Interior Basin

The $\delta^{13}C_{carb}$ data, acquired at the Pueblo type section, display the establishment and the temporal expansion of OAE2. The pattern of this excursion can be divided into several fine-scale events as we have already described for the section of Pueblo (Fig.7). In accordance with the bentonite marker beds and with the ammonite zonation, the variations of the $\delta^{13}C$ profiles from Lohali Point, Elm and Hot Springs (Figs.8, 9) have been assigned to the different events distinguished at the Pueblo type section.

At Lohali Point, the events e3, e4 and e5 (Fig.9) must equate with events E1, E2 and E3 respectively as initially positioned by Pratt and Threlkeld (1984) at Blue Point in the Black Mesa Basin (Fig.2, 12). In accordance with the bentonite marker beds, if events E2 and E3 are correlated with the same detailed features at Pueblo, event E1 at Black Mesa (above bentonite A, Fig.12) cannot be the same isotopic event as event E1 at the Pueblo reference section (below bentonite A, Fig.12), as suggested by Pratt and Threlkeld (1984). Event E1 of Pratt and Threlkeld (op. cit.) at Black Mesa corresponds to event e3 of the present study (Fig.9). Temporally,

fine-scale features are perfectly constrained at Pueblo by their disposition between bentonite marker beds and validated by the ammonite zonation (Cobban and Scott, 1972; Kennedy and Cobban, 1991; Elder, 1987b; Kennedy et al, 2000). This arrangement must be necessarily taken into account. It reveals that events e2, e3, e4, e5, e6 and e7 are synchronous between Lohali Point and Pueblo (Fig.9). However, a strong decrease of values, not detected at Pueblo, is observed and encompasses bentonite B. This pattern enables us to distinguish two events e5a and e5b (Fig.9). Furthermore, according to Elder (1987a), bentonite A1 coincides with the top of *G. mosbyense*, suggesting the existence of a hiatus at the base of the *S. gracile* ammonite Zone (Fig.9). This gap explains why event e1 is not expressed at Lohali Point.

Further to the east, at Elm, characteristic fine-scale features of the carbon-isotope profile observed in the western sections are recognised in accordance with the major bentonite layers and with ammonites. Indeed, plateau event e5 seems to be synchronous with that defined at the Lohali Point and Pueblo sections (Fig.9). However, between the base of *S. gracile* and bentonite A, the onset feature of the $\delta^{13}C$ excursion (i.e. event e1), appears to be truncated and the notch of event e2 is also absent. This fact agrees with the disappearance of the widespread limestone bed 67 and suggests the presence of a hiatus under bentonite A.

Less than two meters, if our correlations are correct (i.e. if the position of the bed 77 is accurate), another hiatus may exist under bed 77. Thus, the event e3 is consequently missing. However, the pattern of event e4 which seems to be exacerbate at Elm. Indeed, it presents a more pronounced positive shift include into a minima of values. This pattern of event e4 is also observed at Pueblo and Lohali Point but in these sections positive shift is less expressed.

If the end of event e5 is synchronous with the other sections, the depressed pattern of event e6 observed at Pueblo and at Lohali Point is not obvious at Elm (Fig.9). Perhaps, this event is more complex with more positive values encompassing bentonite C as for the Hot Springs section (Fig.10). As for Elm, event e6 presents a more complex pattern than that of the sections of Lohali Point and Pueblo.

At Hot Springs, bentonite marker beds and ammonite zonation (Elder, 1987b), allow us to recognise characteristic isotopic features identified in the other southern sections (Fig.10). Events e1,e2, e5, e6 and e7 are synchronous with the features identified to the south. However, as for the Lohali Point section, a brief negative shift of about 1‰ is observed close to bentonite B and subdivides event e5 into two fine-scale features e5a and e5b. Events e3 and e4 are missing. The coincidence of bentonite A with the top of *S. gracile* confirming the existence of a hiatus at this level (Fig.10).

Integrated and calibrated with the high resolution chronostratigraphic framework formed by the bentonite marker beds, the consistency of the isotope profiles from Pueblo, Lohali Point, Elm and Hot Springs demonstrates that the Cenomanian-Turonian excursion has a distinctive fingerprint in the Western Interior Basin. Moreover, the onset and fine-scale features of the carbon-isotope excursions are synchronous at a basinwide scale; differences observed between the different sections being related with minor hiatuses in the sedimentary record.

At a global scale, three carbon isotope events (as initially defined by Pratt and Threlkeld, 1984, Fig.7), are described in other palaeoceanographic domains such as in the Vocontian Basin (Morel, 1998; Grosheny et al., in press), in the Anglo-Paris Basin (Gale et al., 1993) and in the Lower Saxony Basin (Schlanger et al., 1987; Hilbrecht et al., 1992, Schönfeld et al., 1991; Ferry et al., 1995, Voigt and Hilbrecht, 1997). It is tempting to correlate them to those of the North American Basin, however the absence of isochrones such as bentonites, independent of environmental fluctuations, makes this exercise difficult. Indeed, to correlate them, would be to suppose that carbon-isotope variations are synchronous. The coincidence of this record with the biological change is often considered as evidence of this synchroneity. However, the same environmental variations, shifted in the time, would induce the same record. Moreover, hiatus and/or rarity of key index species would lead to the correlation of non-contemporaneous events (Fig.12).

4.4 Hiatus in sedimentary record

For the Cenomanian-Turonian boundary interval, extending from the *S. gracile* to *M. nodosoides* Zones, our correlations of the five bentonites marker beds A, B, C, D and E have not only lead to the confirmation of regional bed to bed correlations but, from facies variations recorded, our observations also indicate gaps in the sedimentary record at different scales.

Correlations between the different sections in south-east Colorado (Pueblo, Graneros and Las Animas) reveal a high frequency variability of the lithological record (e.g. the position of the black-shale layer) which could be interpreted as being due to a minor hiatus (Fig.3), particularly at the Pueblo type section.

Bentonite bed correlations associated with the ammonite biozonation have lead to the recognition of a hiatus which explains the variations in the carbon isotope characteristic profiles for the studied sections of Lohali

Point, Elm and Hot Springs (Figs. 8, 9). The last of these may show a hiatus just above bentonite A where the upper part of the *S. gracile* Zone is missing. According the age model of Sageman et al. (1998), around 150 Kyr are unrepresented. In addition, some fine-scale variations are observed on the carbon isotope profiles between the different sections such as the brief negative notch of about 1.5‰ around bentonite B (in event e5) at Lohali Point and Hot Springs or the small shift in negative event e6 at Elm and Hot Springs. In the same way, an additional minor positive shift is noted at Hot Springs at the end of event e7 just above bentonite D. These fine-scale supplementary isotopic variations could perhaps indicate some minor hiatuses in the sections where they are not otherwise detected. However, these shifts are more certainly explained by a too large sampling interval in the more condensed sections or by diagenetic artefacts linked to changing lithologies in the more carbonate rich sections. Thus changes of the isotopic pattern can also be generated by the irregularities of the sedimentation rates from place to place.

At El Vado (Fig.3), the absence of bentonites B and C, combined with the occurrence of the nannofossil *L. acutum* (in association with *M. chiastius* and *R. asper*) fifty centimetres under bentonite D in the *S. gracile* ammonite Zone indicate the existence of a major hiatus. According to the age model proposed by Sageman et al. (1998), this gap would extend over 850 Kyr, the interval of time recorded between bentonites B (missing at El Vado) and D. This hiatus could be due to the presence of a probable bathymetric high at this location. This one may also have significantly influenced the circulation and mixing of water masses in the seaway (Leckie et al., 1998).

4.5 Timing of palaeoceanographic events

Numerous short and lengthy palaeoceanographic events are recorded in the Cenomanian-Turonian strata of the Western Interior Basin.

During the *M. mosbyense* ammonite Zone, the brief proliferation of *A. multiloculata* seems to be a synchronous event at the regional scale (Figs. 6, 7).

The interval corresponding to the *S. gracile* Zone is a period of major changes, with the onset of carbon isotope excursion (e1) followed by a complex isotopic pattern between lighter values (events e2 and e4) which encompass the more positive isotopic event e3 (Figs. 6, 7, 9). At Pueblo, the sediments deposited during the period of the events e2, e3 and e4 show a high manganese content (Fig.7). The more elevated concentrations of this element are observed when the carbon isotope values are lighter. These results seem to be evidence of a return to well-oxygenated conditions on the seafloor during events e2 to e4. This hypothesis is also supported by rich benthic microbiota in the same interval. Some high-frequency oceanographic fluctuations characterised by microfacies changes, are superimposed to this general return to well-oxygenated environments. However, they don't seem to perturb the benthic foraminifera which remain abundant. On the other hand, during the period of the transition between event e1 and e2, the last occurrences of *R. greenhornensis* and *A. multiloculata* are observed and the percentage of *R. cushmani* in the planktic foraminiferal assemblage decreases dramatically. Thus, if these specialised keeled morphotypes have survived to the first anoxic event (e1), they become rare during the onset of event e2. The effect of the anoxia may be overvalued. Indeed, it could be the high-frequency perturbations of environment and/or an increase in water mass stratification which could have contributed to the reduction of *R. cushmani* and the extinction of *R. greenhornensis*. In the same way, Huber et al. (1999) have demonstrated that rotaliporid extinction occurs at the same at that at which middle bathyal temperatures C in North Atlantic are estimated to have increased from 15° to 19°.

The *Neocardioceras. juddii* Zone begins with the second $\delta^{13}C$ increase (event e5) which is coeval with the *Heterohelix* shift. These chemo- and bio- events always take place few centimetres under the bentonite B in the Western Interior Basin. According to Leckie et al. (1998), the *Heterohelix* shift was related to the expansion of the oxygen minimum zone. It is characterised by the proliferation of *H. globulosa* and it has been recognised in the same interval at Pueblo, Elm and Hot Springs and by others at Lohali Point (Leckie et al., 1998). It is reputed to be synchronous on a basinwide scale and may be recognised on a more global scale in the low and mid-latitudes regions (Caron et al., in press). Indeed, it is also observed in Tunisia by many (Robaszynski et al., 1990; Nederbragt and Fiorentino, 1999; Caron et al., in press). However, heterohelicids are opportunistic forms living in surface water which are well adapted to the rapid changes of temperature, salinity and/or nutriment level. The *Heterohelix* dominated assemblage occurs to the detriment of the more specialised forms. With the expansion of the oxygen minimum zone, they can alone proliferate. Thus, the *Heterohelix* shift, proposed as a useful event in stratigraphy is clearly dependant on the environmental fluctuations.

The end of the highest plateau values that characterise event e5 is recorded in the *W. devonense* ammonite Zone. Just under bentonite C, during the transition between event e5 and e6, the filament rich event is expressed at the same level in all the sections of Colorado (Pueblo, Graneros), in Kansas (Elm) and is it also recognised in a new section in New Mexico (Taylor Springs). At Las Animas, the event occurs a little earlier in bed 86. However, rare filaments have been observed by Caron et al. (in press) in the upper portion of bed 85 at

Pueblo. The untimely death of these organisms must be the consequence of drastic (oceanic) modifications in oxygenation conditions, nutriment input, temperature and salinity fluctuations. The paradoxical occurrence of filaments with the restoration of keeled planktics (i.e. the emergence of *H. helvetica*), suggests that the "filament event" is not necessarily dependant on an oxygen depletion in the water column. Furthermore, an equivalent more prominent "filament event" is recognised in Tethyian domain in Tunisia by Robaszynski et al. (1990), Nederbragt and Fiorentino (1999) and Caron et al. (in press). These last authors propose to use it as a tool for trans-oceanic correlation. This implies that this event is synchronous at the global scale in different palaeogeographic domains. However, in spite of this apparent synchroneity, the "filament event" hasn't been determined to the north at Hot Springs, whereas this section seems to be complete over this interval.

6. Conclusions

During the Cenomanian-Turonian boundary interval, five levels of volcanic ash (A, B, C, D and E) are recognised and correlated through the Western Interior Basin. These isochrons are useful correlation tools which are independent of environmental changes. The integration of the other classic stratigraphic records (litho-, bio-, chemo-) in this high resolution chronostratigraphic framework, controlled by the ammonite zonation, allow: 1. recognition of hiatuses in the sedimentary record. 2. a test of the synchronic of the other stratigraphic events 3. the recognition of spatial and temporal expansion of palaeoceanographic events.

Several variable or length gaps in the sedimentary record have been identified. Some fine-scale levels, expressed in the Pueblo reference section (Colorado), cannot be correlated in any other eastern sections. Furthermore, supposed continuous sections may contain important hiatuses such as those recorded at Lohali Point (Arizona), at Hot Springs (South Dakota) or at El Vado (New Mexico) where at least 850 kyr are unrepresented.

High resolution biostratigraphic data acquired both in calcareous shales and in limestones, coupled with bentonite correlations, demonstrate the variability at the regional scale of the *W. archaeocretacea* Partial Range zone, which is particularly reduced at Pueblo. The variable duration of this ecozone, must be related to palaeoceanographic fluctuations and/or by a bias due to the rarity of index species. The *W. archaeocretacea* has a low temporal value and cannot be use as tool for correlations with in the same basin or between different palaeogeographic domains.

The $\delta^{13}C_{carb}$ data, acquired at the Pueblo and other North American sections, show the onset and the development of OAE2. The pattern of this excursion can be divided into several fine-scale events. Integrated in the high resolution chronostratigraphic framework formed by the bentonites, the uniformity of the isotopic profiles from Pueblo, Lohali Point, Elm and Hot Springs demonstrates that carbon isotopic excursions have a distinctive fingerprint. Moreover, the onset fine-scale features of the carbon isotope excursion are synchronous at a basinwide scale; differences observed between the sections are essentially caused by hiatuses in the sedimentary record and also by the irregularities of the sedimentation rates.

Other palaeoceanographic events are recorded in the strata of the Western Interior Basin such as the proliferation of *A. multiloculata*, the benthic rich zone, the heterohelicid shift and the "filament event". These events appear to be synchronous in the studied sections (except at Hot Springs where the filaments are not present), however they are clearly dependant on environmental changes and are thus potentially diachronous. Further investigations in other areas of the basin are necessary to constrain the palaeogeographic extent of theses events. Thus, our recent investigations in the north and south provinces of the Western Interior Basin (from Canada to the Rio Grande) reveal that the heterohelicid shift is clearly synchronous (i.e. always beneath the bentonite B) at the basinwide scale. On the other hand, the "filament event" appears to be diachronous. It is recorded in the upper Cenomanian in the more southern sections (Texas). Thus, if heterohelicids shift represents a global event it could be used as a tool for correlations; we recommend no to use the "filament event" as a stratigraphic marker".

Acknowledgments

Thank to Cécile Parisseaux, Ike Itakehito, Peter Still (UMR7517), Gildas Veret (ENSMP) and Richard Zakrzew (Fort Hays State University, Kansas) for their precious help on the field. We also want to thank the farmers Guy and Reina Wagner (Las Animas) who have convivially received us on their land. We gratefully acknowledge the reviews comments and suggestions of Haydon W. Bailey and Silke Voigt. This paper is a contribution of EOST (n° 2005.505 – UMR7517).

Appendix

Taxonomic list

List of species and genera of planktic foraminifera with author's attribution and date.

Anaticinella multiloculata (Morrow, 1934)

Anaticinella planoconvexa (Longoria, 1973)

Dicarinella algeriana (Caron, 1966)

Dicarinella hagni (Scheibnerova, 1962)

Hedbergella delrioensis (Carsey, 1926)

Hedbergella simplex (Morrow, 1934)

Helvetoglobotruncana helvetica (Bolli, 1945)

Heterohelix globulosa (Ehrenberg, 1840)

Heterohelix moremani (Cushman, 1938)

Marginotruncana schneegansi (Sigal, 1952)

Praeglobotruncana oraviensis (Scheibnerova, 1962)

Praeglobotruncana gibba (Klauss, 1940)

Praeglobotruncana stephani (Gandolfi, 1942)

Rotalipora cushmani (Morrow, 1934)

Rotalipora greenhornensis (Morrow, 1934)

Whiteinella aprica (Loeblich and Tappan, 1961)

Whiteinella archaeocretacea (Pessagno, 1967)

Whiteinella baltica (Douglas and Rankin, 1969)

Whiteinella brittonensis (Loeblich and Tappan, 1961)

Whiteinella paradubia (Sigal, 1952)

Whiteinella praehelvetica (Trujillo, 1960)

References

Arthur, M.A., Dean, W.E., Pollastro, R.M., Claypool, G.E., Scholle, P.A, 1985. Comparative geochemical and mineralogical studies of two cyclic transgressive pelagic limestone units, Cretaceous Western Interior Basin, U.S. In: Pratt, L.M., Kauffman, E.G., Zelt, F.B. (Eds.). Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Guidebook 4, 16-27.

Arthur, M.A., Dean, W.E., Pratt, L.M., 1988. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. Nature 335, 714-717.

Arthur, M.A., Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C., 1987. The Cenomanian-Turonian anoxic event, II. Paleoceanographic controls on organic matter production and preservation. In: Brooks, J., Fleet, A.J. (Eds.). Marine petroleum source rocks. Geological Society of London, Special Publication 26, 401-420.

Batt, R.J., 1993. Ammonite morphotypes as indicators of oxygenation in a Cretaceous epicontinental sea. Lethaia 26, 49-63.

Beaudoin, B., Morel, L., Caron, M., Renard, M., 1995. Periodicity of sedimentary signals on the Cenomanian-Turonian boundary in the Pueblo section (Co). 5ème Congrès Français de Sédimentologie, Publications de l'ASF 22, pp. 170.

Bengtson, P., 1996. The Turonian stage and substage boundaries. Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique 66, 69-79.

Bralower, T.J., 1988. Calcareous nannofossil biostratigraphy and assemblages of the Cenomanian-Turonian boundary interval: implications for the origin and timing of oceanic anoxia. Paleoceanography 3, 275-316.

Bralower, T.J., Bergen, J.A., 1998. Cenomanian-Santonian calcareous nannofossil biostratigraphy of a transect of cores drilled across the Western Interior Seaway. In: Arthur, M.A., Dean, W.E. (Eds.). Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior seaway. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Concepts in Sedimentology and Paleontology 6, 59-77.

Burnett, J.A., Gallagher, L.T., and Hampton, M.J., 1999. Upper Cretaceous. In: Bown, P.R. (Ed.). Calcareous nannofossil biostratigraphy. Kluwer Academic Publishers. 132-199.

Caron, M., 1985. Cretaceous planktic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen K. (Eds). Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, 17-86.

Caron, M., Dall'agnolo, S., Accarie, H., Barrera, E., Kauffman, E.G., Amedro, F., Rosbaszynski, F., 2005. Stratigraphie à haute résolution de la limite Cénomanien-Turonien sur les coupes de Pueblo (USA) et de l'Oued Bahloul (Tunisie) : isotopes stables et corrélation des événements biologiques. Geobios (in press).

Caron, M., Homewood, P., 1983. Evolution of Early Planktic Foraminifers: Marine Micropaleontology 7, 453-462.

Caldwell, W.G.E, Kauffman, E.G., 1993. Evolution of the Western Interior Basin. Geological Association of Canada Special Paper 39, 680 pp.

Cobban, W.A., 1985. Ammonite record from Bridge Creek member of Greenhorn Limestone at Pueblo reservoir state recreation area, Colorado. In: Pratt, L.M., Kauffman, E.G., Zelt, F.B. (Eds.). Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Guidebook 4, 135-137.

Cobban, W.A., Reeside, J.B., 1952. Correlation of the Cretaceous formations of the Western Interior of the United States. Geological Society of America Bulletin 63, 1011-1044.

Cobban, W.A., Scott, G.R., 1972. Stratigraphy and ammonite fauna of the Graneros Shale and Greenhorn Limestone near Pueblo, Colorado. U.S. Geological Survey Professional Paper 645, 108 pp.

Desmares, D., Beaudoin, B., Grosheny, D., Gauthier-Lafaye, F., Stille, P., 2002. High resolution variability of stratigraphic records constrained by volcanic ashes: the Cenomanian-Turonian stage boundary in the Western Interior Basin. Abstr. Programs Geological Society of America, Denver, pp. 135.

Desmares, D., Grosheny, D., Beaudoin, B., 2003. – Hétérochronies du développement sensu Gould chez les foraminifères planctoniques cénomaniens : exemple de neoteny dans le bassin du Western Interior américain. Comptes Rendus Palevol 2, 587-595.

Desmares, D., Grosheny, D., Beaudoin, B., Gardin, S., Gauthier-Lafaye, F., 2004. Enregistrement à haute résolution des modifications environnementales inscrites dans un cadre téphrochronologique : le bassin du Western Interior au passage Cénomanien-Turonien. Bulletin de la Société Géologique de France 175, 561-573.

Eaton, J.G., Nations, J.D., 1991. Introduction; tectonic setting along the margin of the Cretaceous Western Interior Seaway, southwestern Utah and northern Arizona. Geological Society of America Special Paper 260, 1-8.

Eicher, D.L., 1969. Cenomanian and Turonian planktonic foraminifera from the Westren Interior of the United States. In: Fisher, D.L. (ed). Ist International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, Switzerland, 163-174.

Eicher, D.L., 1972. Phylogeny of the late Cenomanian planktonic foraminifer *Anaticinella multiloculata* (Morrow). Journal of Foraminiferal Research 2, 184-190.

Eicher, D.L., Diner, R., 1985. Foraminifera as indicators of water mass in the Cretaceous Greenhorn Sea, Western Interior. In: Pratt, L.M., Kauffman, E.G., Zelt, F.B. (Eds.). Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Guidebook 4, 60-71.

Eicher, D.L., Diner, R., 1989. Origin of the Cretaceous Bridge Creek Cycles in the Western Interior, United States: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 74, 127-146.

Eicher, D.L., Worstell, P., 1970. Cenomanian and Turonian foraminifera from the Great Plains, United States. Micropaleontology 16, 269-324.

Elder, W.P, 1985. Biotic patterns across the Cenomanian-Turonian extinction boundary near Pueblo, Colorado. In: Pratt, L.M., Kauffman, E.G., Zelt, F.B. (Eds). Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Guidebook 4, 157-169.

Elder, W.P., 1987a. The Paleoecology of the Cenomanian-Turonian (Cretaceous) stage boundary extinctions at Black Mesa, Arizona. Palaios 2, 24-40.

Elder, W.P., 1987b. Cenomanian-Turonian (Cretaceous) stage boundary extinctions in the Western Interior of the United States. Unpublished PhD thesis, University of Colorado, Boulder, 660 pp. [Unpublished]

Elder, W.P., 1989. Molluscan extinction patterns across the Cenomanian-Turonian Stage boundary in the Western Interior of the United States. Paleobiology 15, 299-320.

Elder, W. P., 1991. Molluscan paleoecology and sedimentation patterns of the Cenomanian-Turonian extinction interval in the southern Colorado Plateau region. Geological Society of America Special Paper 260**,** 113-137.

Elder, W.P., Kirkland, J.I., 1985. Stratigraphy and depositional environments of the Bridge Creek limestone member of the Greenhorn limestone at Rock Canyon anticline, near Pueblo, Colorado. In: Pratt, L.M., Kauffman, E.G., Zelt, F.B. (Eds.). Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Guidebook 4, 122-133.

Ferry, S., Aucour, A.M., Grosheny, D.,1995. - ^{13}C changes in organic carbon at the Cenomanian-Turonian boundary: stratigraphic and paleoenvironmental implications. EUG, Strasbourg. Terra Nova 7, pp. 225.

Fisher, C.G., Sageman, B.B., Asure, S.E., Acker, B., and Mahar, Z., 2003. Planktic Foraminiferal Porosity Analysis as a tool for Paleoceanographic Reconstruction, Mid-Cretaceous Western Interior Sea. Palaios 18, 34-46.

Gale, A.S., Jenkyns, H.C., Kennedy, W.J., Corfield, R.M., 1993. Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian-Turonian boundary. Journal of the Geological Society of London 150, 29-32.

Gould, S.J., 1977. Ontogeny and phylogeny. The Belknap press of Harvard University Press, Cambridge, USA. 501 pp.

Gilbert, G.K., 1897. Description of the Pueblo quadrangle (Colorado). U.S. Geological Survey, Geological Atlas 36, 9 pp.

Grosheny, D.,2002. Les foraminifères au Crétacé : indicateurs biostratigraphiques et témoins des modifications environnementales. Habilitation à Diriger des Recherches, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 550 pp. [Unpublished]

Grosheny, D., Beaudoin, B., Morel, L. and Desmares, D. in press. High-Resolution biostratigraphy and chemostratigraphy of the Cenomanian-Turonian Boundary Event in the Vocontian Basin, S-E France. Cretaceous Research (in press).

Grosheny, D., Malartre, F., 1997. Stratégies adaptatives des foraminifères planctoniques et cortèges sédimentaires. Application au Cénomanien-Turonien du bassin du Sud-Est de la France. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 324, 491-497.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M., Jacquin, T., De Graciansky, P.C., Vail, P.R., 1998. Chart 5 of Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins Cretaceous Sequence chronostratigraphic. In : De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds). Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special publication 60.

Hart, M. B., Bailey, H. W., 1979. -The distribution of planktonic Foraminiferida in the Mid-Cretaceous of NW Europe. In: Wiedmann, J. (Ed). Aspekte der Kreide Europas. International Union of Geological Sciences Series A., 6, 527-542.

Hattin, D.E., 1971. Widespread, Synchronously Deposited, Burrow-Mottled Limestone Beds in Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of Kansas and southeastern Colorado. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin 55, 412-431.

Hattin, D.E., 1975. Stratigraphy and depositional environment of the Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of Kansas. Kansas Geological Survey 209, 128 pp.

Hattin, D.E., 1985. Distribution and significance of widespread, time-parallel pelagic limestone beds in Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of the central great plains and southern Rocky Mountains. In: Pratt, L.M., Kauffman, E.G., Zelt, F.B. (Eds.). Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Guidebook 4, 28-37.

Hattin, D.E., 1986. Interregional model for deposition of Upper Cretaceous pelagic rhythmites, U.S. Western Interior. Paleoceanography 1, 483-494.

Hattin, D.E., 1987. Pelagic/hemipelagic rhythmites of the Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of northeastern New Mexico and southeastern Colorado. New Mexico Geological Society Guidebook, 38th Field Conference, northeastern New Mexico, 237-247.

Hattin, D.E., Twiss, P.C., 1988. Bunker Hill section of Upper Cretaceous rocks in Kansas. Geological Society of America Centennial Field Guide, 57-60.

Hay, W.W., Eicher, D.L., Diner, R., 1993. Physical oceanography and water masses in the Cretaceous Western Interior seaway. In: Caldwell, W.G.E., Kauffman, E.G. (Eds.). Evolution of the Western Interior Basin. Geological Association of Canada Special Paper 39, 297-318.

Hazenbush, G.C.,1973. Stratigraphy and depositional environments of the Mancos Shale (Cretaceous), Black Mesa, Arizona. In: Fassett, J.E. (Ed). Cretaceous and Tertiary Rocks of the Southern Colorado Plateau. Four Corners Geological Society Memoir, 57-71.

Hilbrecht, H.; Hubberten, H.W.; Oberhaensli, H., 1992. Biogeography of planktonic foraminifera and regional carbon isotope variations; productivity and water masses in Late Cretaceous Europe. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 92; 407-421.

Huber, B.T., Leckie, R.M., Norris, R.D., Bralower, T.J., Cobabe, E., 1999. Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic. Journal of Foraminiferal Research 29, 392-417.

Jarvis, I., Carson, G.A., Cooper, M.K.E., Hart, M.B., Leary, P.N., Tocher, B.A., Horne, D., Rosenfeld, A., 1988. Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) oceanic anoxic event. Cretaceous Research 9, 3-103.

Jati, M., Grosheny, D., Ferry, S., Gauthier-Lafaye, F., El Kamali, N., 2003. Enregistrement biologique, géochimique et séquentiel de la crise cénomano-turonienne sur la marge atlantique (Agadir, Maroc). 9ème congrès français de sédimentologie, Bordeaux, Publications de l'ASF 38, 269-270.

Jenkyns, H.C., 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. Journal of the Geological Society, London 137, 171-188.

Kauffman, E.G., 1977. Geological and biological overview: Western Interior Cretaceous Basin. The Mountain Geologist 14, 75-99.

Kauffman, E.G., 1977. Second day: Upper Cretaceous cyclothems, biotas, and environments, Rock Canyon anticline, Pueblo, Colorado. The Mountain Geologist 14, 129-152.

Kauffman, E.G., 1984, Paleobiogeography and evolutionary response dynamic in the Cretaceous Western Interior Seaway of North America. In: Westermann, G.E.G. (Ed.). Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America. Geological Association of Canada Special Paper 27, 273-306.

Keller, G., Berner, Z., Adatte, T., Stueben, D., 2004. Cenomanian-Turonian and $\delta^{13}C$, and $\delta^{18}O$, sea level and salinity variations at Pueblo, Colorado. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 211, 19-43.

Keller, G., Han, Q., Adatte, T., Burns, S.J., 2001. Palaeoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England. Cretaceous Research 22, 391-422.

Keller, G., Pardo, A., 2004. Age and paleoenvironment of the Cenomanian-Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado. Marine Micropaleontology 51, 95-128.

Kennedy, W.J., Cobban, W.A., 1991. Stratigraphy and interregional correlation of the Cenomanian-Turonian transition in the Western Interior of the United States near Pueblo, Colorado, a potential boundary stratotype for the base of the Turonian Stage. Newsletters on Stratigraphy 24, 1-33.

Kennedy, W.J., Walaszczyk, I., Cobban, W.A., 2000. Pueblo, Colorado, USA, candidate global boundary stratotype section and point for the base of the Turonian stage of the Cretaceous, and for the base of the Middle Turonian substage, with a revision of the Inoceramidae (Bivalvia). Acta Geologica Polonica 50, 295-334.

Kirkland, J.I., 1991. Lithostratigraphic and biostratigraphic framework for the Mancos Shale (Late Cenomanian to Middle Turonian) at Black Mesa, northeastern Arizona: Geological Society of America Special Paper 260, 85-111.

Kowallis, B. J., Christiansen, E. H., Deino, A. L., Kunk, M. J., Heaman, L. M., 1995. - Age of the Cenomanian-Turonian boundary in the Western Interior of the United States. Cretaceous Research, 16**,** 109-129.

Kuhnt W., Nederbragt, N., Leine, L., 1997. Cyclicity of Cenomanian-Turonian Organic-Carbon-Rich Sediments In The Tarfaya Atlantic Coastal Basin (Morocco). Cretaceous Research 18, 587-601.

Lang, H.R., MacGugan, A., 1988. Cretaceous (Albian-Turonian) foraminiferal biostratigraphy and paleogeography of northern Montana and southern Alberta. Canadian Journal of Earth Sciences 25, 316-342.

Leckie, R.M., 1985. Foraminifera of the Cenomanian-Turonian boundary interval, Greenhorn Formation, Rock Canyon anticline, Pueblo, Colorado. In: Pratt, L.M., Kauffman, E.G., Zelt, F.B. (Eds.). Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Guidebook 4, 139-149.

Leckie, R.M., Yuretich, R.F., West, O.L.O., Finkelstein, D., Schmidt, M.G., 1998. Paleoceanography of the southwestern Western Interior Sea during the time of the Cenomanian-Turonian boundary (Late Cretaceous). In: Arthur, M.A., Dean, W.E. (Eds.). Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior seaway. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Concepts in Sedimentology and Paleontology 6, 101-126.

Loeblich, A.R., Tappan, H., 1988. Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, New-York, 970 pp., 847 pl.

Longoria, J.F., 1973. *Pseudoticinella*, a new genus of planktonic foraminifera from the early Turonian of Texas. Revista Espanola de Micropaleontologia 5, 417-423.

Luderer, F., Kuhnt, W., 1997. A high resolution record of the *Rotalipora* extinction in laminated organic-carbon rich limestones of the Tarfaya atlantic coastal basin (Morocco). Annales de la Société Géologique du Nord 5, 199-205.

MacCrea, J.M., 1950. On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. Journal of Chemical Physics 18, 849-857.

Morel, L., 1998. Stratigraphie à Haute Résolution du passage Cénomanien-Turonien. Unpublished PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 224 pp. [Unpublished]

Nederbragt, A., Fiorentino, A., 1999. Stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian-Turonian Boundary Event in Oued Mellegue, north-western Tunisia. Cretaceous Research 20, 47-62.

Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., and Perch-Nielsen, K. (Eds.). Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press 1, 329-426.

Pratt, L.M., 1985. Isotopic studies of organic matter and carbonates in rocks of the greenhorn marine cycle.In: Pratt, L.M., Kauffman, E.G., Zelt, F.B. (Eds.). Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Guidebook 4, 38-48.

Pratt, L.M., Arthur, M.A., Dean, W.E., Scholle, P.A., 1993. Paleo-oceanographic Cycles and Events during the Late Cretaceous in the Western Interior Seaway of North America. In: Caldwell, W.G.E, Kauffman, E.G., 1993 (Eds). Evolution of the Western Interior Basin. Geological Association of Canada Special Paper 39, 333-353.

Pratt, L.M., Force, E.R., Pomerol, B., 1991. Coupled manganese and carbon-isotopic events in marine carbonates at the Cenomanian-Turonian boundary. Journal of Sedimentary Petrology 61, 370-383.

Pratt, L.M., Threlkeld, C.N., 1984. Stratigraphhic significance of $^{13}C/^{12}C$ ratios in mid-Cretaceous rocks of the Western Interior, U.S.A. In: Stott, D.F., Glass, D.J. (Eds.). The Mesozoic of Middle North America. Canadian Society of Petroleum Geologists 9, 305-312.

Reilly, S.M., Wiley, E.O., Meinhardt, 1997. An integrative approach to heterochrony : the distinction between interspecific and intraspecific phenomena. Biological Journal of Linnean Society 60, 119-143.

Robaszynski, F., Caron, M. et le groupe de travail européen des foraminifères planctoniques, 1979. Atlas des foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et Téthys). Cahiers de Micropaléontologie. T.1, 185 pp., T 2, 181 pp.

Robaszynski, F., Caron, M., Amedro, F., Dupuis, C., Hardenbol, J., Gonzalez Donoso, J.M., Linares, D., Gartner, S., 1993. Le Cénomanien de la région de Kalaat Senan (Tunisie centrale): litho-biostratigraphie et interprétation séquentielle. Revue de Micropaléontologie 12, 351-505

Robaszynski, F., Caron, M., 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé : commentaire de la zonation europe-méditerranée. Bulletin de la Société Géologique de France 166, 681-692.

Sageman, B.B., Rich, J., Arthur, M.A., Dean, W.E., Savrda, C.E., Bralower, T.J., 1998. Multiple Milankovitch cycles in the Bridge Creek Limestone (Cenomanian-Turonian), western Interior Basin. In: Arthur, M.A., Dean, W.E. (Eds.). Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior seaway. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Concepts in Sedimentology and Paleontology 6, 153-171.

Scott, R.W., Franks, P.C., Evetts, M.J., Bergen, J.A., Stein, J.A., 1998. Timing of mid-cretaceous relative sea level changes in the Western Interior : Amoco no.1 bounds core. In: Arthur, M.A., Dean, W.E. (Eds.). Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous

Western Interior seaway. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Concepts in Sedimentology and Paleontology 6, 11-34.
Schlanger, S.O., Arthur, M.A; Jenkyns, H.C.; Scholle, P.A. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event; I, Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine delta ($\delta^{13}C$ excursion). In : Brooks, J., Fleet, A.J. (Eds.). Marine petroleum source rocks. Geological Society of London Special Publications 26; 371-399
Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. Geologie en Mijnbouw 55, 179-184.
Schonfeld, J., Sirocko, F., Jorgensen, N.O., 1991. Oxygen isotope composition of Upper Cretaceous chalk at Laegerdorf (NW Germany); its original environmental signal and palaeotemperature interpretation. Cretaceous Research 12, 27-46.
Sigal, J. (1977). - Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques. Géologie Méditerranéenne, 2, 99-108.
Voigt, S., Hilbrecht, H., 1997. Late Cretaceous carbon isotope stratigraphy in Europe; correlation and relations with sea level and sediment stability. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 134; 39-59.

Explanations of figures

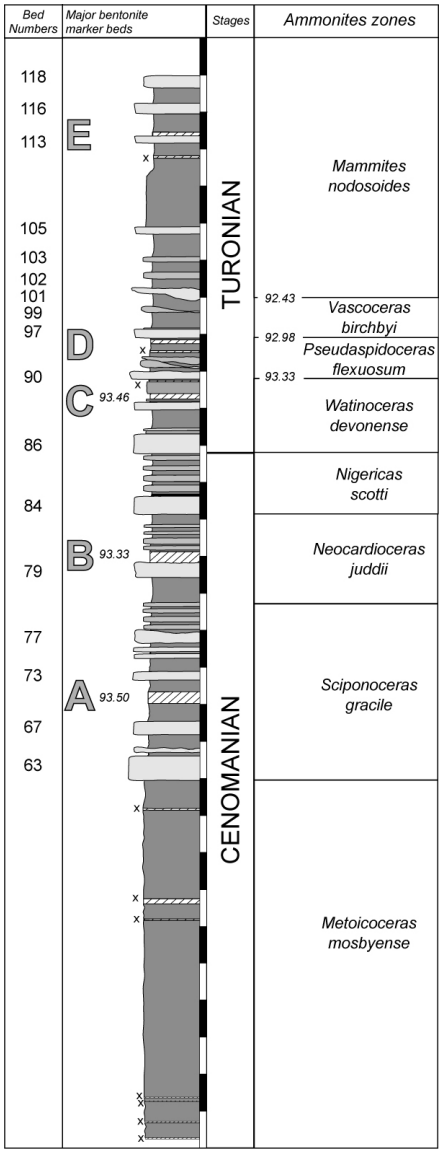


Figure 1 – Litho-, bio- and chronostratigraphy of the Cenomanian-Turonian boundary interval at showing the section located west of Pueblo (Colorado), proposed as the Global Boundary Stratotype Section (Kennedy et al., 2000). The figure is reproduced from Desmares et al. (2003). The marker bed numbers are indicated from Cobban and Scott (1972). Ammonite zones are from Kennedy and Cobban (1991). Radiometric data located on the right side of major bentonite marker beds are from Kowallis et al. (1995). The other ones are from Hardenbol et al. (1998).

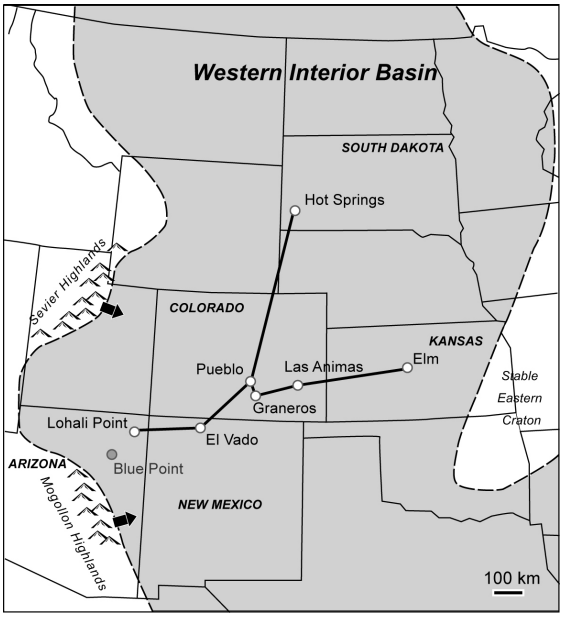


Figure 2 – Situation of the studied sections drawn on the palaeoceanographic map (Hattin, 1971; Kauffman, 1984; Eaton and Nation; 1991).

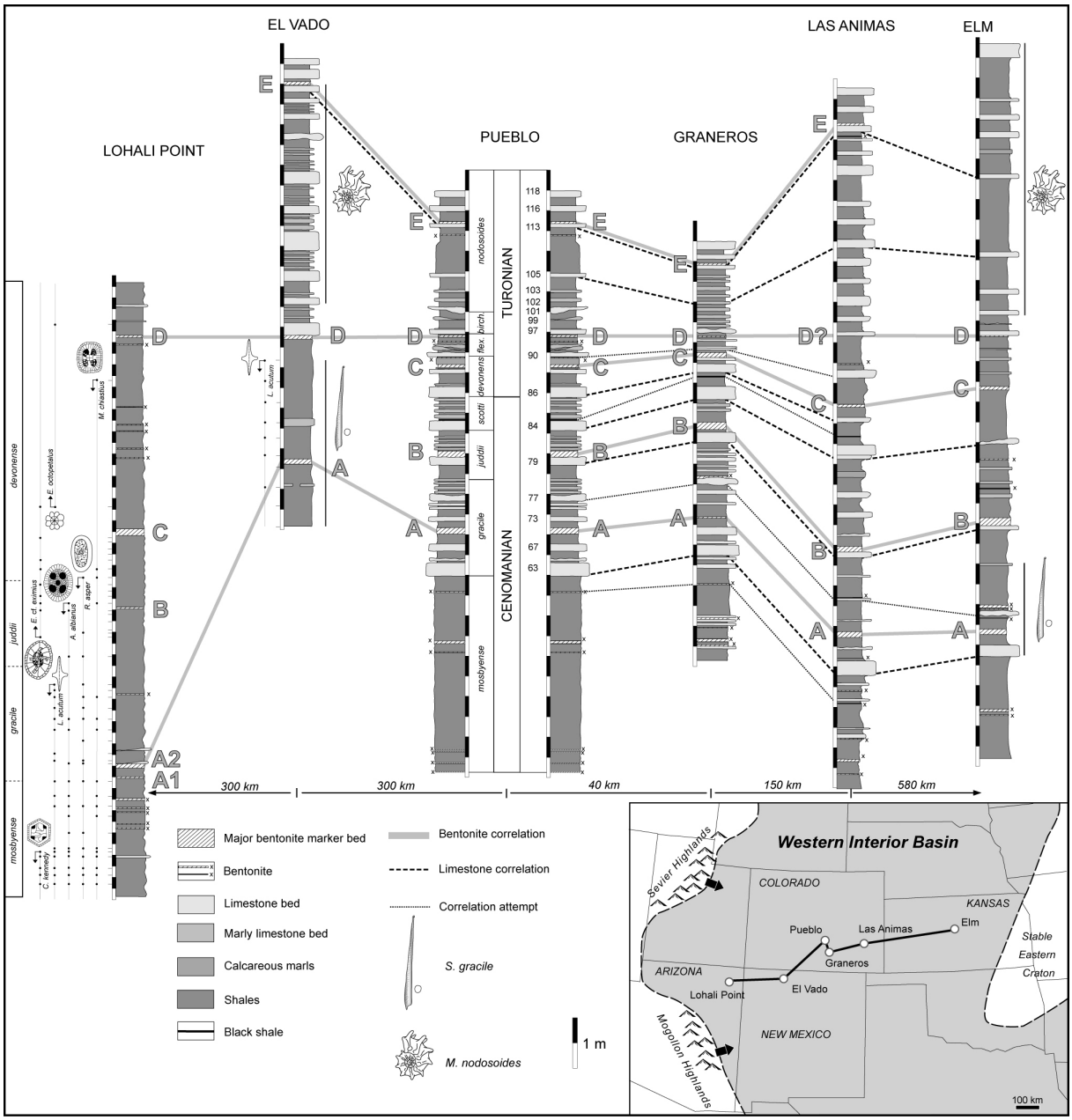


Figure 3 – High resolution correlations across the Western Interior basin (from Desmares et al., 2004). Location of sections is drawn on the palaeoceanographic map (Hattin, 1971; Kauffman, 1984; Eaton and Nation; 1991). Ammonite biozonation (Kennedy et al., 2000) and marker bed numbers (Cobban and Scott, 1972) are indicated for the Pueblo reference section. At Las Animas section, lithologic data have been completed with the works of Hattin (1987). At Lohali Point and at El Vado, major nannofossil biohorizons are represented. Ammonite biozonation is from Elder (1987a) at Lohali Point. The occurrences of *S. gracile* and *M. nodosoides* are placed after Batt (1993) at El Vado and after Hattin (1975) and Elder (1989) at Elm.

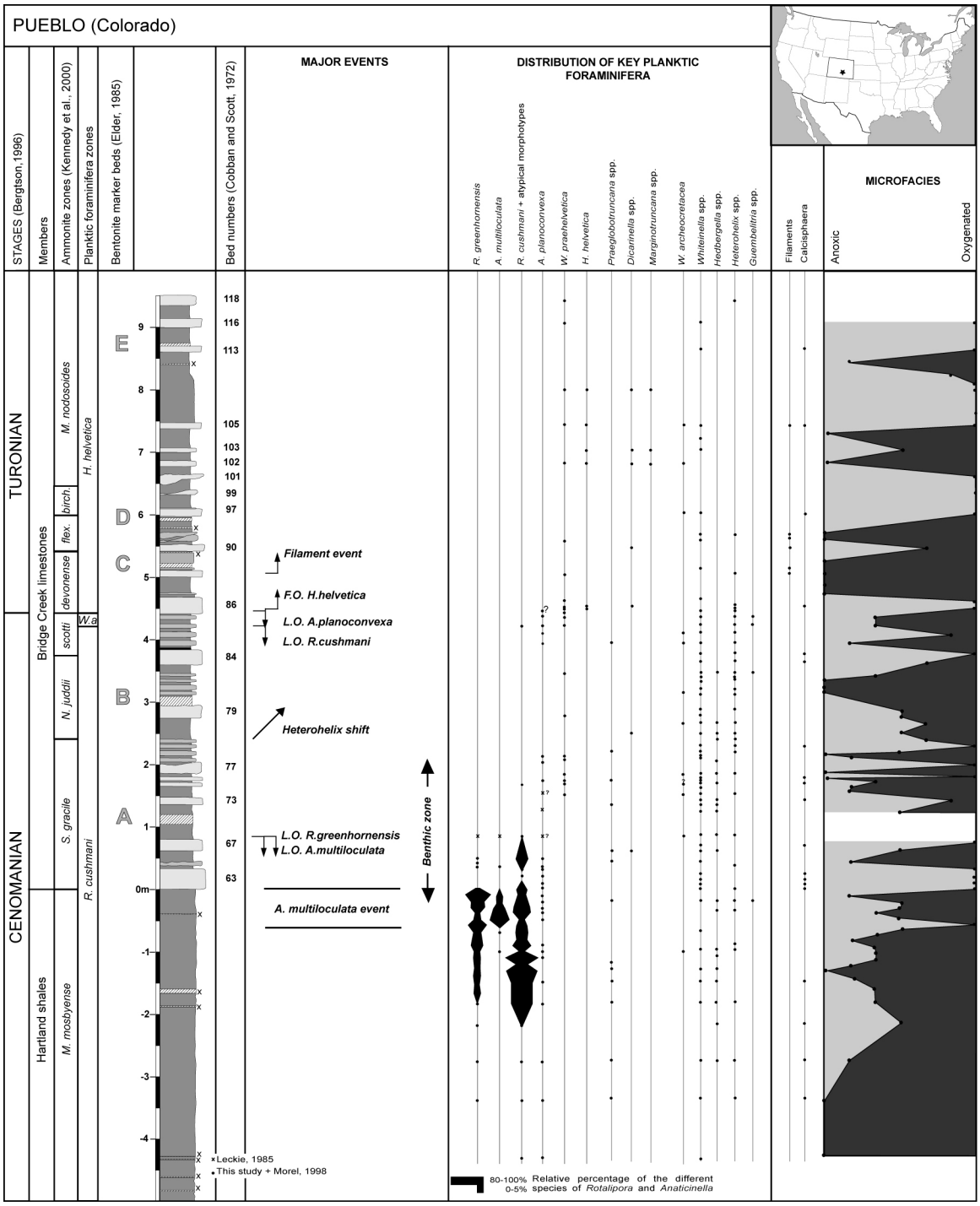


Figure 4 – Stratigraphic distribution of planktic foraminifera and microfacies at the Cenomanian-Turonian interval of Pueblo (Colorado). This type section is located on the present-day map of United States (from Desmares et al., 2003).

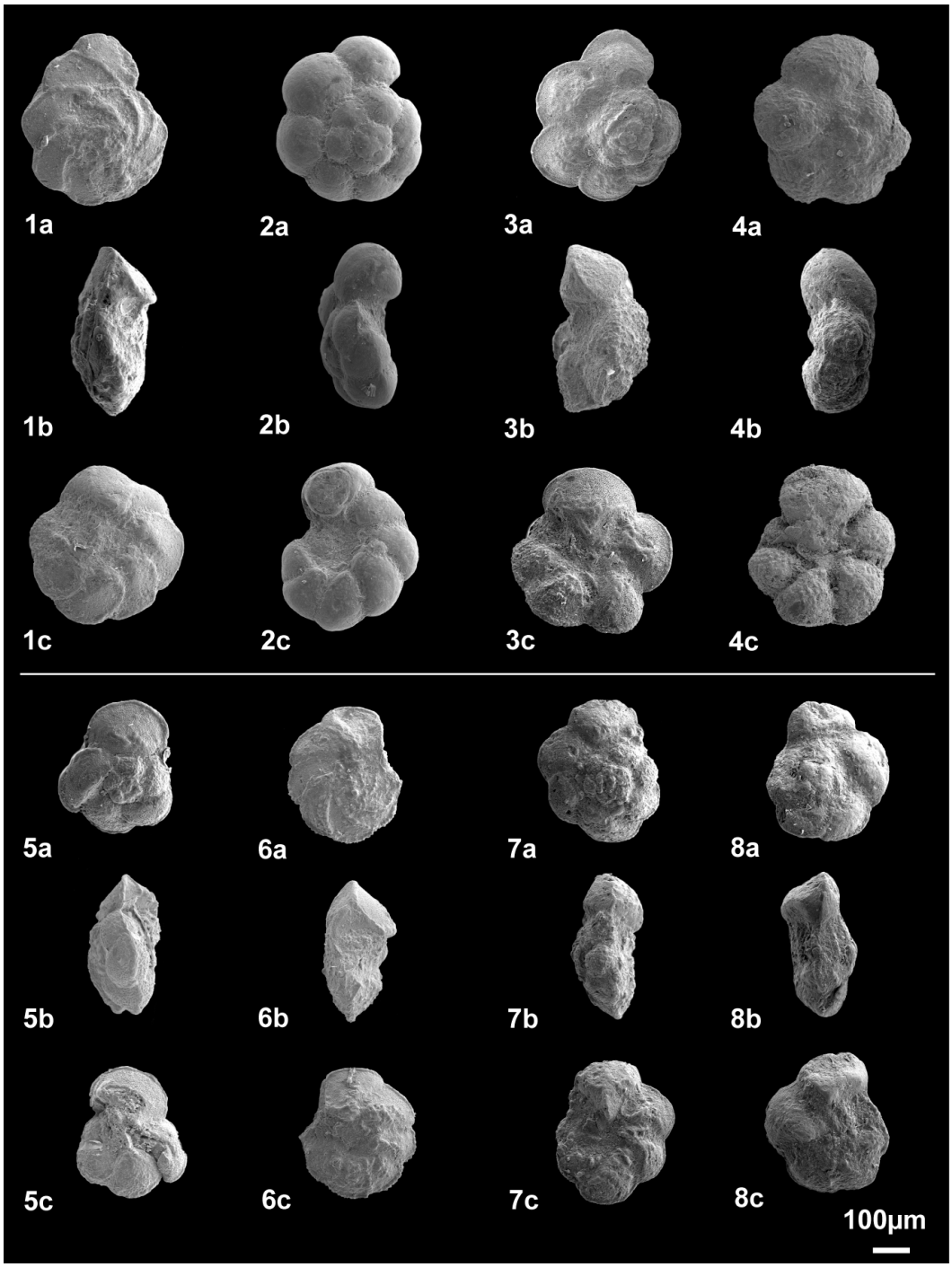


Figure 5 – Scanning electron micrographs illustrations of rotaliporids s.l. The height in bracket corresponds to the distance from the base of the bed 63 or of *S. gracile* ammonite Zone if it is not expressed. 1- 4: *Rotalipora* and *Anaticinella* specimens from the Pueblo type section (PB) in the *R. cushmani* Zone. 1 (PB -0.20 m): *Rotalipora greenhornensis* (Morrow, 1934); 1a: spiral side. 1b: lateral view. 1c: umbilical side. 2 (PB -0.50 m): *Anaticinella multiloculata* (Morrow, 1934); 2a: spiral side. 2b: lateral view. 2c: umbilical side. 3 (PB -0.20m): *Rotalipora cushmani* (Morrow, 1934); 3a: spiral side. 3b: lateral view. 3c: umbilical side. 4 (PB –0.40 m): *Anaticinella planoconvexa* (Longoria, 1973); 4a: spiral side. 4b: lateral view. 4c: umbilical side. 5- 6: Specimens from Lohali Point (LP). 5 (LP -1.60 m): Atypical form of *Rotalipora cushmani*; 5a: spiral side. 5b: lateral view. 5c: umbilical side. 6 (LP -1.60 m): *Rotalipora greenhornensis*. 6a: spiral side. 6b: lateral view. 6c: umbilical side. 7: *Rotalipora cushmani* from Hot Springs (HS +2.36 m); 7a: spiral side. 7b: lateral view. 7c: umbilical side. 8 (PB +4.36 m): Atypical form of *Rotalipora cushmani*; 8a: spiral side. 8b: lateral view. 8c: umbilical side.

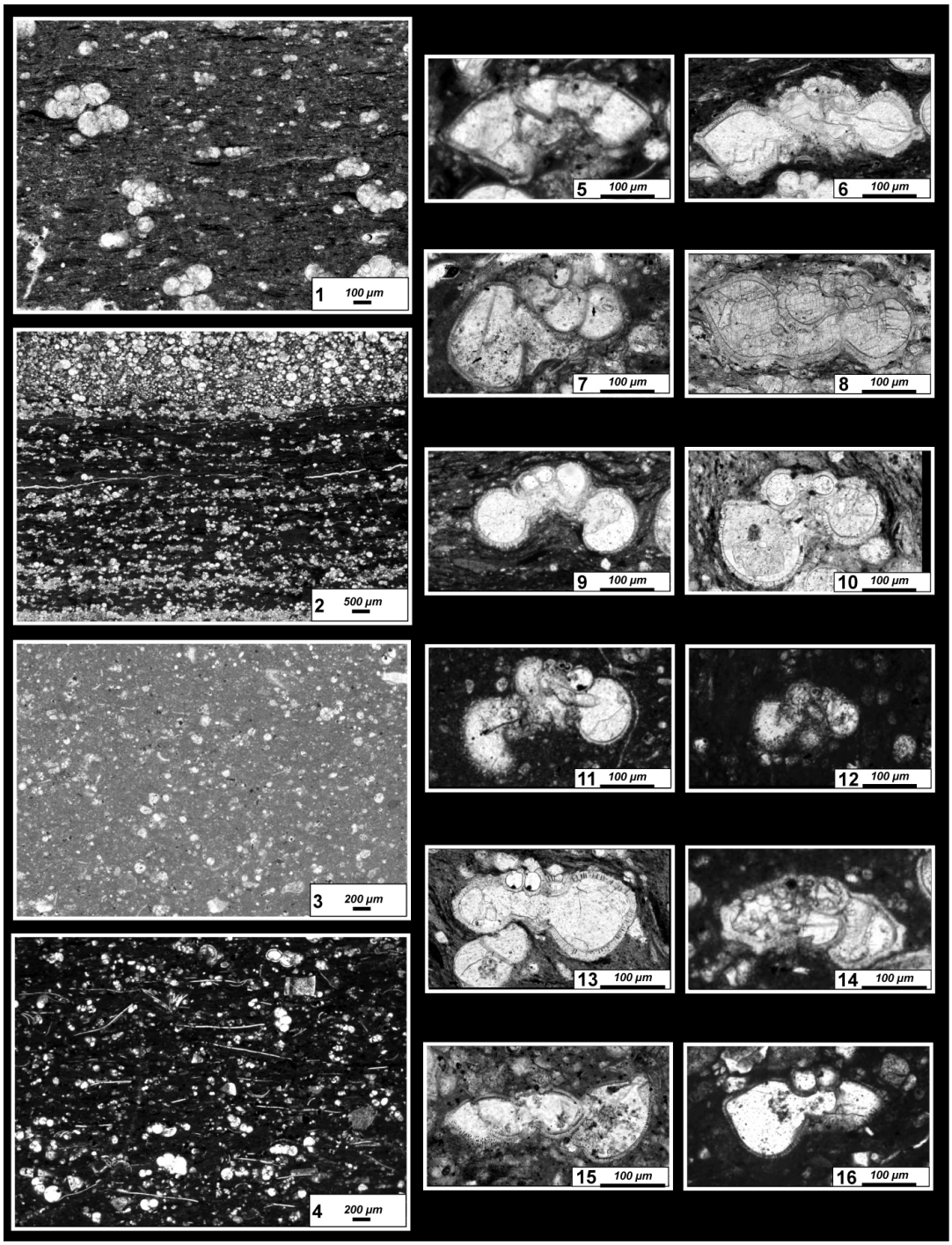


Figure 6 – Detailed microfacies and characteristic thin sections of planktic foraminifera.
1 (PB -3.40 m): Anoxic microfacies showing organic matter-rich laminations. 2 (PB -4.30 m): Anoxic microfacies with abundant planktic foraminifera distributed in laminae. 3 (PB +0.10m): Oxic bioturbated microfacies. 4 (PB +5.10 m): Filaments-rich interval.
5 (LA -0.20 m): *Rotalipora greenhornensis* (Morrow, 1934). 6 (E -0.20 m): *Rotalipora cushmani* (Morrow, 1934). 7 (LA -1.10 m): *Anaticinella multiloculata* (Morrow, 1934). 8 (PB -0.30 m): *Anaticinella planoconvexa* (Longaria, 1973). 9 (HS + 3.10 m): *Whiteinella brittonensis* (Loeblich and Tappan, 1961). 10 (HS +3.10 m): *Whiteinella praehelvetica* cf. *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli, 1945). 11 (LA +9.60 m): *Whiteinella praehelvetica* (Trujillo, 1960). 12 (LA +6.22 m): *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli, 1945). 13 (E +11.25 m): *Dicarinella algeriana* (Caron, 1966). 14 (LA +7 m): *Dicarinella hagni* (Scheibnevora, 1962). 15-16 (HS +6.25 m; +6.40 m): *Marginotruncana schneegansi* (Sigal, 1952).

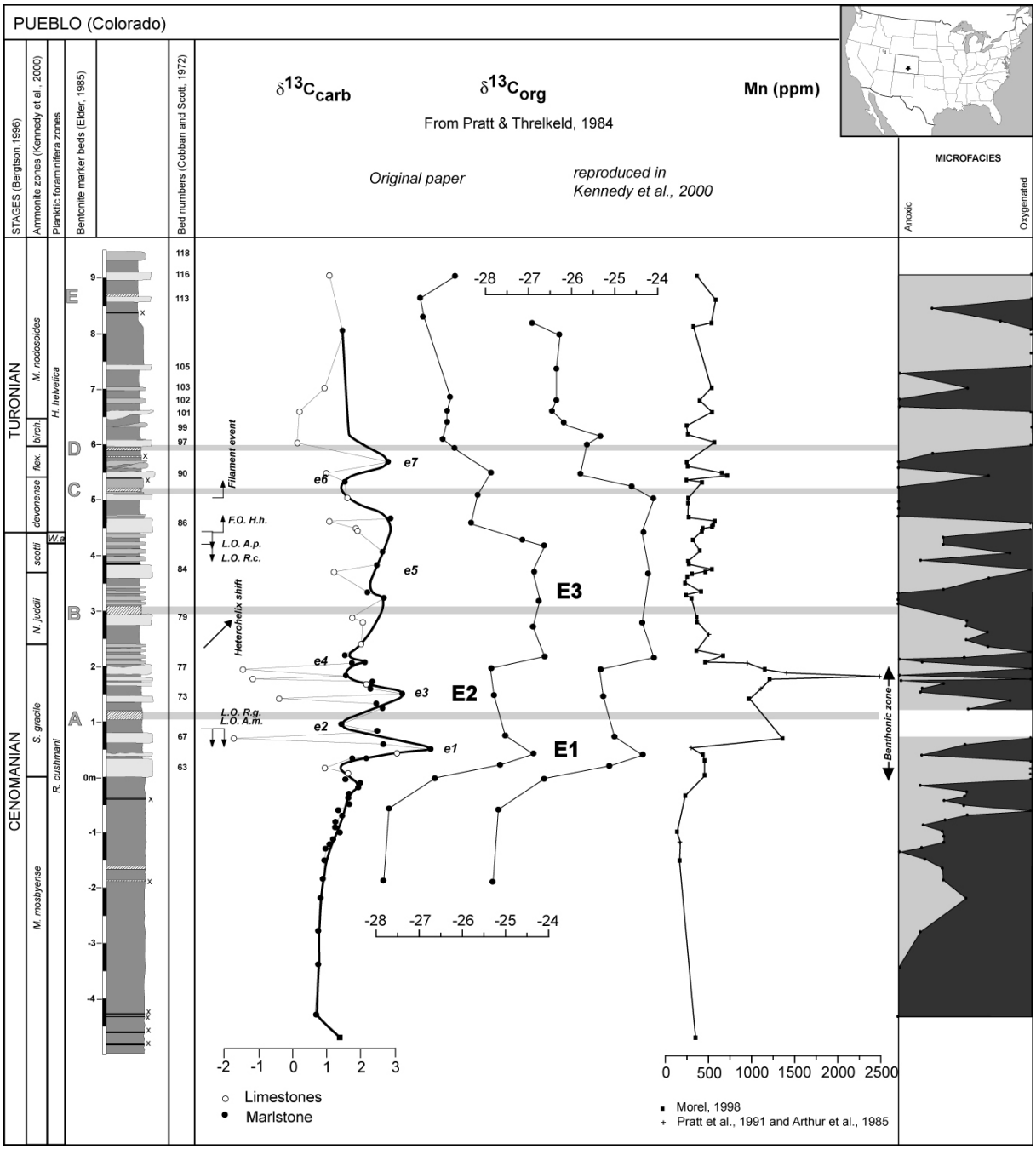


Figure 7 - $\delta^{13}C$ isotopic curves both for bulk (Morel, 1998 and Desmares et al., 2003) and organic matter (Pratt and Threlkeld, 1984; Kennedy et al., 2000). Events adjacent to the $\delta^{13}C$ curves indicate detailed features of the positive excursion spanning the Cenomanian-Turonian boundary. Following Pratt and Threlkeld (1984), they represent: E1: initial rapid increase in values and first peak; E2: decrease in values; E3: second increase and plateau of values.

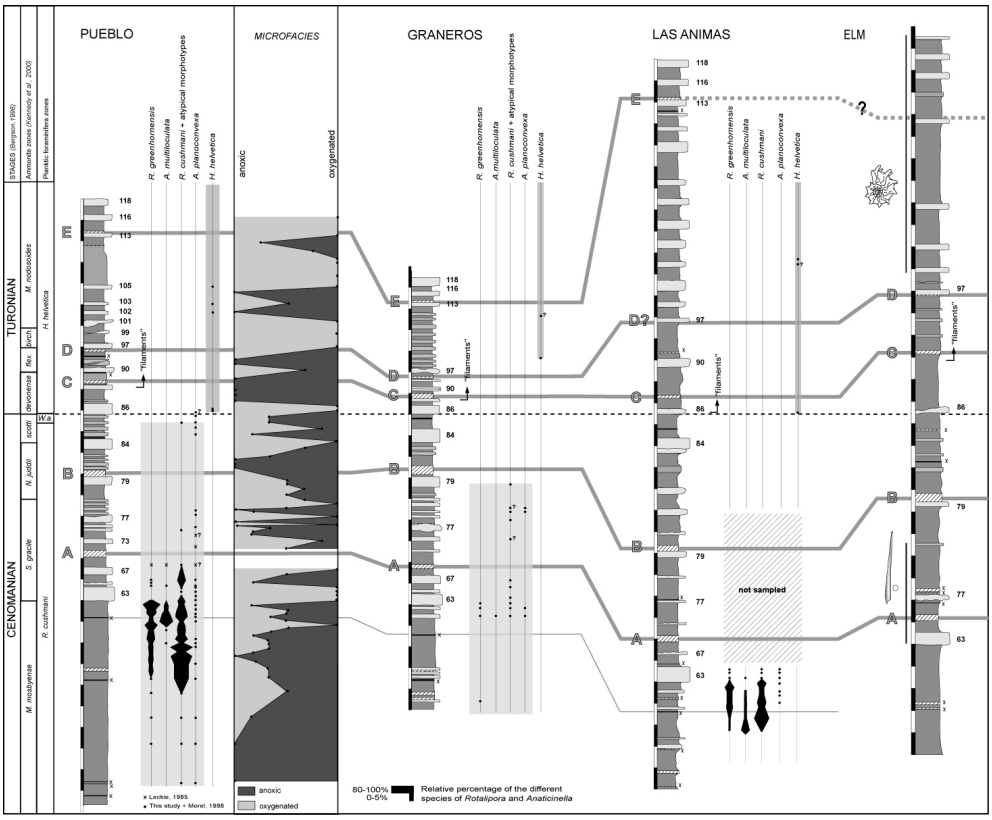


Figure 8 – Distribution of key planktic foraminifera of the Pueblo, Graneros and Las Animas sections. See Fig.2 for explanations.

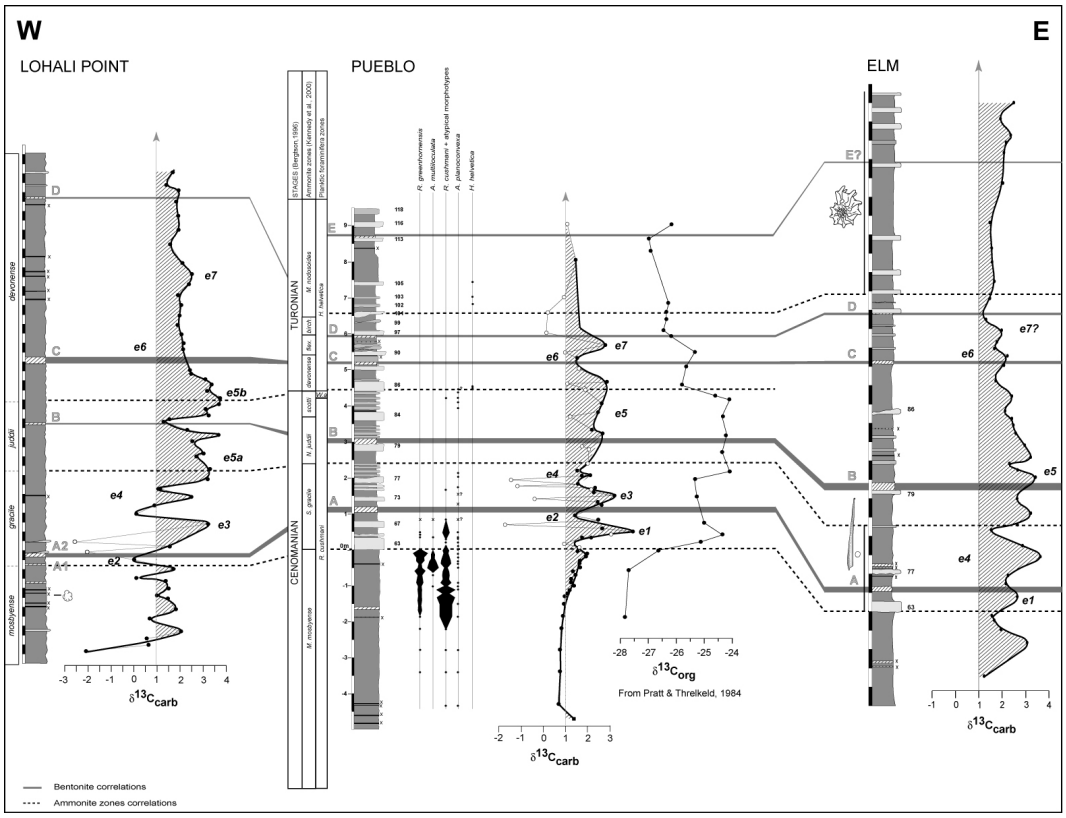


Figure 9 - West to East transect across Western Interior Basin showing $\delta^{13}C$ isotopic data for bulk rock analysis. The main events adjacent to the $\delta^{13}C$ curves indicate detailed features of the positive excursion spanning the Cenomanian-Turonian boundary.

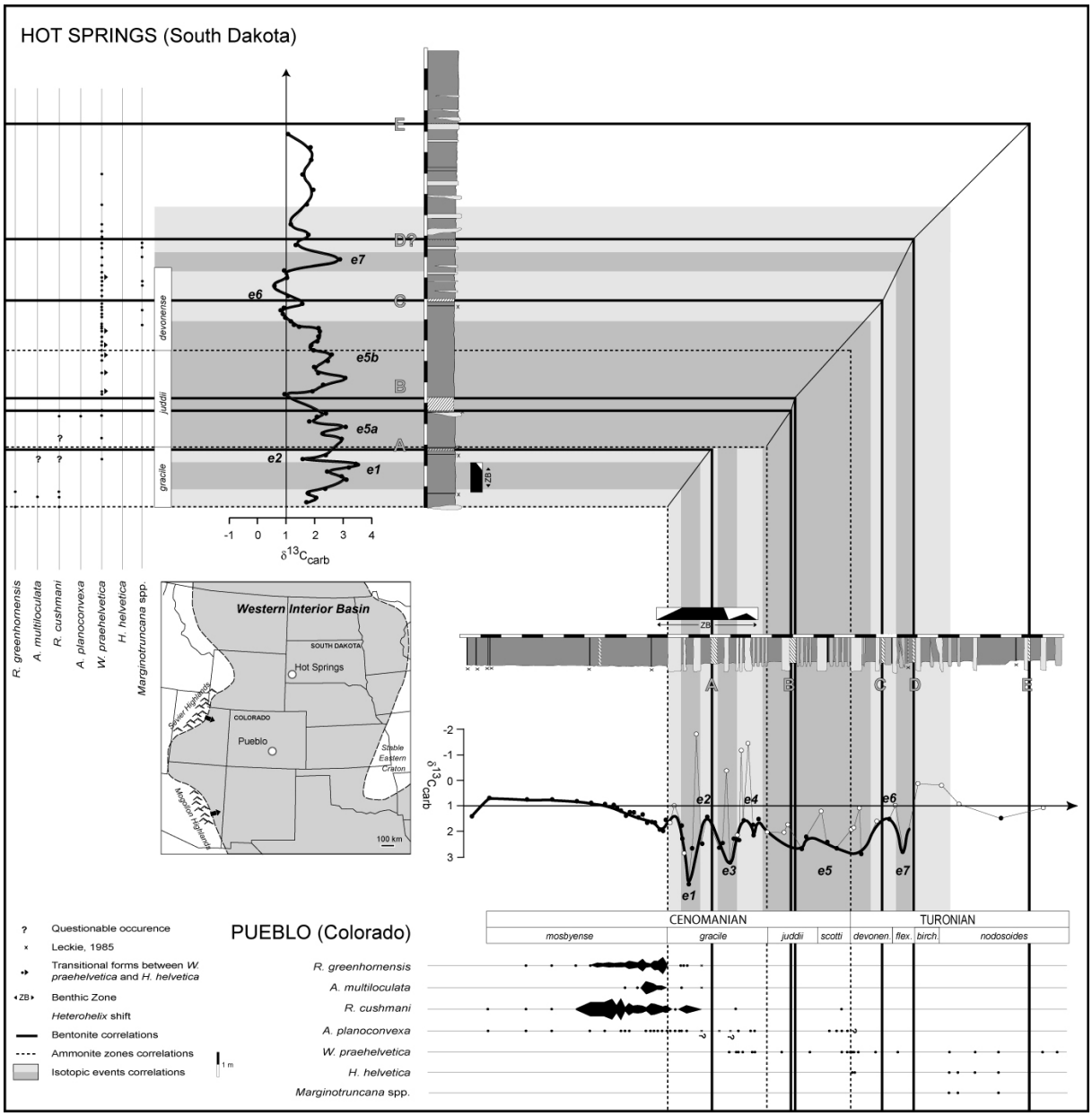


Figure 10 – Graphic plot of the successions at Hot Springs (South Dakota) and at Pueblo, showing line of isochron correlation drawn through intersection points of the same bentonite (black bold lines) in the two sections. Correlations of ammonite zones (dotted lines) and isotopic events (shaded areas) are also drawn. Ammonite zones at Hot Springs are from Elder (1987b) reproduced and modified by Fisher et al. (2003). Distribution of key planktic foraminiferids is reported. See Fig.2 for lithological explanations.

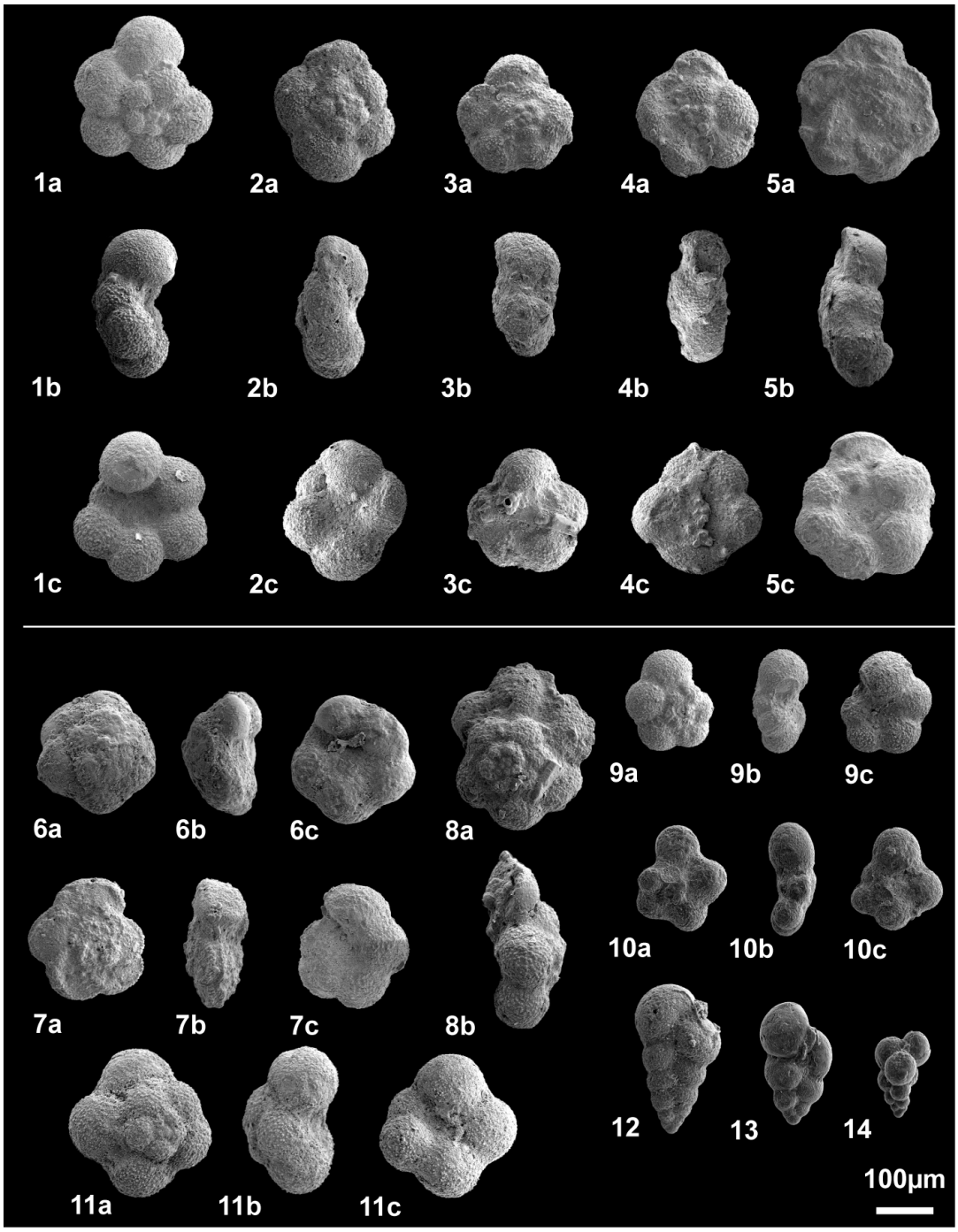


Figure 11 – SEM illustrations of planktic foraminiferids.
1 (HS +5.05 m): *Whiteinella brittonensis* (Loeblich and Tappan, 1961); 1a: spiral side. 1b: lateral view. 1c: umbilical side. 2 (HS +3.29 m): *Whiteinella archaeocretacea* (Pessagno, 1967); 2a: spiral side. 2b: lateral view. 2c: umbilical side. 3 (HS +3.55 m): *Whiteinella praehelvetica* (Trujillo, 1960); 3a: spiral side. 3b: lateral view. 3c: umbilical side. 4 (HS +6.01 m): *Whiteinella praehelvetica* cf. *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli, 1945); 4a: spiral side. 4b: lateral view. 4c: umbilical side. 5 (LA +9.80 m): *Helvetoglobotruncana helvetica*; 5a: spiral side. 5b: lateral view. 5c: umbilical side. 6 (PB -1 m): *Praeglobotruncana gibba* (Klauss, 1940); 6a: spiral side. 6b: lateral view. 6c: umbilical side. 7 (HS +6.01 m): *Dicarinella hagni* (Scheibnerova, 1962); 7a: spiral side. 7b: lateral view. 7c: umbilical side. 8 (HS +3.91 m): *Praeglobotruncana oraviensis* (Scheibnerova, 1962); 8a: spiral side. 8b: lateral view. 9 (HS +3.29 m): *Hedbergella delrioensis* (Carsey, 1926); 9a: spiral side. 9b: lateral view. 9c: umbilical side. 10 (PB -0.20 m): *Hedbergella simplex* (Morrow, 1934); 10a: spiral side. 10b: lateral view. 10c: umbilical side. 11 (HS +3.28 m): *Whiteinella baltica* (Douglas and Rankin, 1969); 11a: spiral side. 11b: lateral view. 11c: umbilical side. 12 (HS +3.28 m): *Heterohelix moremani* (Cushman, 1938). 13 (LP +10.20 m): *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg, 1840). 14 (LP +2 m): *Guembelitria cretacea* (Cushman, 1933).

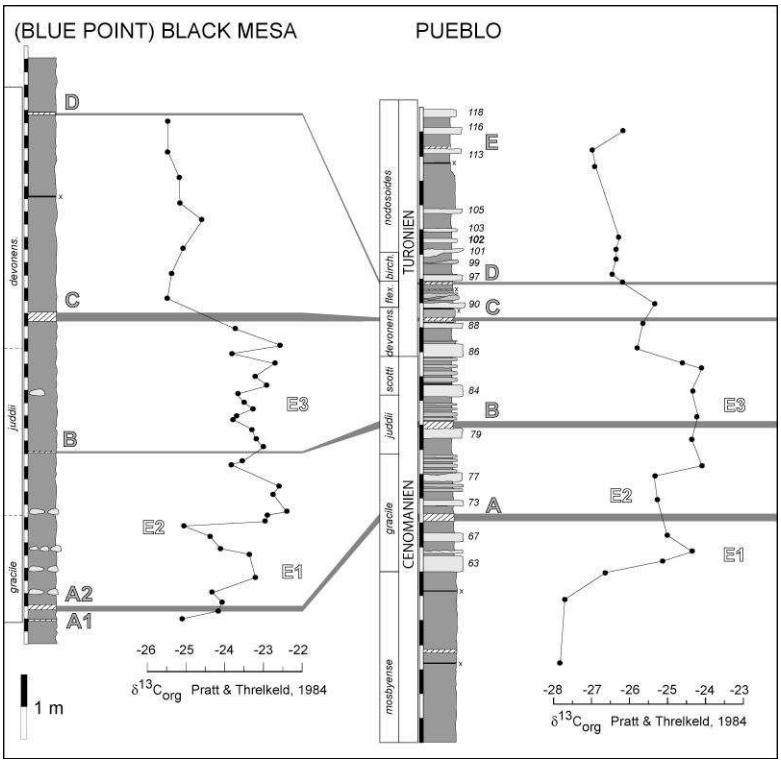


Figure 12 – Comparison of carbon-isotope profiles for organic matter between Blue Point at Black Mesa (Arizona) and Pueblo (reproduced from Pratt and Threlkeld, 1984). Events adjacent to the carbon isotope curve indicate details of the excursion (see Fig.7) as initially positioned by Pratt and Threlkeld (1984). Ammonite zones at Black Mesa are from Elder (1987a).

BIBLIOGRAPHIE

A

ADKINS W.S. (1931). - Some Upper cretaceous ammonites in western Texas. - *University of Texas Bulletin,* **3101,** 35-72.

ADKINS W.S. (1933). - The Mesozoic Systems in Texas. - *University of Texas Bulletin,* **3232,** 239-518.

ANDERSON O.R. & BE A.W.H. (1976). - A cytochemical fine structure study of phagotrophy in a planktonic foraminifera, *Hasterigina pelagica* d'Orbigny. - *Biological bulletin of the Marine biological laboratory,* **151,** 437-449.

ANDERSON T.F. & ARTHUR M.A. (1983). - Stable Isotopes of oxygen and carbon and their applications to sedimentologic and paleoenvironmental problems. *In*: ARTHUR M.A., KAPLAN I.R., VEIZER J. & LAND L.S., eds, Stable Isotopes in Sedimentary Geology. - *SEPM,* **Short course 10,** 1-151.

ANDO A. & HUBER, B.T. (2005). – Origin of the *Rotalipora montsalvensis- cushmani* lineage and its implication for generic classification of the keeled Rotaliporinae. – *Second Meeting of the Mesozoic Planktonic Foraminifera Working Group*, Fribourg, Suisse, 25-27.

ARTHUR M.A. & DEAN W.E. (1991). - An holistic geochimical approach to cyclomania. *In*: EINSELE G., RICKEN W. & SEILACHER A., eds, Cycles and Events in Stratigraphy. - *Springer-Verlag*, Berlin, 126-166.

ARTHUR M.A., DEAN W.E. & POLLASTRO R.M. (1985). - Comparative geochimical and mineralogical studies of two cyclic transgressive pelagic limestone units, Cretaceous Western Interior Basin, U.S. *In*: PRATT L. M., KAUFFMAN E.G. & ZELT F.B., eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. - *SEPM Field Trip Guidebook*, **4,** 16-27.

ARTHUR M.A., DEAN W.E. & PRATT L.M. (1988). - Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. - *Nature,* **335,** 714-717.

ARTHUR M.A., JENKYNS H.C., BRUMSACK H.J. & SCHLANGER S.O. (1987). - Stratigraphy, geochemistry and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous Sequences. *In*: GINSBURG R.N. & BEAUDOIN B., eds, Cretaceous Resources, Events and Rythms. - *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, 75-119.

ARTHUR M.A. & PREMOLI SILVA I. (1982). – Development of widespread organic carbon rich strata in the Mediterranean Tethys, *In*: SCHLANGER S.O. & CITA M.B., eds, Nature and origin of Cretaceous Carbon-rich facies, *Academic Press*, New York, 7-54.

ARTHUR M.A. & SCHLANGER S.O. (1979). - Cretaceous oceanic events as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin,* **63,** 870-885.

ASQUITH D.O. (1970). - Depositional topography and major marine environments. - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin,* **54,** 1184-1224.

B

BANDY O.L. (1959). - Geologic significance of coiling ratios in the foraminifer *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg). - *Geological Society of America Bulletin,* **70,** 1780.

BANDY O.L. (1960). - The geologic significance of coiling ratios in the foraminifer *Globigerina pachyderma*. - *Journal of Paleontology,* **34,** 671-681.

BARDINTZEFF J. M. (1992). - Volcanologie. - Masson, 235pp.

BARRON E.J., ARTHUR M.A. & KAUFFMAN E.G. (1985). - Cretaceous rhythmic bedding sequences: a pausible link between orbital variations and climate. - *Earth and Planetary Science Letters,* **72,** 327-340.

BARRON E.J., HARRISON C.G.A., SLOAN J.L. & HAY W.W. (1981). - Paleogeography, 180 million years ago to the present. - *Ecologae Geologicae Helveticae,* **74,** 443-470.

BARRON E.J. & WASHINGTON W.M. (1982). - The atmospheric circulation during warm, geologic periods: Is the equator to pole surface temperature gradient the controlling factor? – *Geology,* **10**, 633–636.

BASS N.W. (1926). - Geologic Investigations in Western Kansas. - *Kansas Geological Survey Bulletin,* **11,** 96pp.

BATT R. (1987). - Pelagic biofacies of the Western Interior Greenhorn Sea (Cretaceous): evidence from ammonites and planktonic foraminifera. Unpublished PhD Dissertation, University of Colorado, 417pp.

BATT R.J. (1993). - Ammonite morphotypes as indicators of oxygenation in a cretaceous epicontinental sea. - *Lethaia,* **26,** 49-63.

BAUCH D., DARLING K.F., SIMSTICH J., BAUCH H.A., ERLENKEUSER H. & KROON D. (2003). - Palaeoceanographic implications of genetic variation in living North Atlantic *Neogloboquadrina pachyderma*. - *Nature,* **424,** 299-302.

BE A.W.H. (1968). - Shell Porosity of Recent Planktonic Foraminifera as a Climatic Index. - *Science,* **161,** 881-161.
BE A.W.H. (1977). - An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. *In*: RAMSEY A. T. S., ed. Oceanic Micropalaeontology. - *Academic Press*, New York, **1,** 1-100.
BE A.W.H., HEMLEBEN C., ANDERSON O. R. & SPINDLER M. (1980). - Pore structures in planktonic foraminifera. - *Journal of Foraminiferal Research,* **10,** 117-128.
BE A.W.H. & SPERO H.J. (1981). - Shell regeneration and biological recovery of planktonic foraminifera after physical injury induced in laboratory culture. - *Micropaleontology*, **27,** 305-316.
BE A.W.H. & TOLDERLUND D.S. (1971). - Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans. *In*: FUNNELL B.M. & RIEDEL W.R., eds, The micropalaeontology of oceans. - *Cambridge University Press*, London, 105-149.
BEAUDOIN B., MOREL L., CARON M. & RENARD M. (1995). – Periodicity of sedimentary signals on the Cenomanian-Turonian boundary in the Pueblo section (Co). – *5ème Congrès Français de Sédimentologie, Publication ASF*, **22**, p.170.
BELL G.L. (1995). - Middle Turonian (Cretaceous) mosasauroids from Big Bend National Park, Texas. *In*: SANTUCCI V. L. & McCLELLAND L., eds, Park Service Paleontological Research. - *U.S. Department of the Interior Technical Report,* **NPS/NRPO/NRTR-95/16**, 34-39.
BENGTSON P. (1996). - The Turonian stage and substage boundaries. - *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, **66,** 69-79.
BENJAMINI C. & REISS Z. (1979). - Wall-hispidity and -perforation in Eocene planktonic foraminifera. - *Micropaleontology,* **25,** 141-150.
BERGER W.H. (1969). - Ecologic patterns of living planktonic foraminifera. - *Deep-sea Research,* **16,** 1-24.
BERGER W.H. (1970). - Planktonic foraminifera: differential production and expatriation off Baja California. - *Limnology and Oceanography,* **15,** 183-204.
BERNER R.A., LASAGA A.C. & GARRELS R.M. (1983). - The carbonate–silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. - *American Journal of. Science*, **283**, 641–683.
BERNHARD J.M. (1986). - Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits: Jurassic through Holocene. - *Journal of Foraminiferal Research,* **16,** 207-215.
BERNHARD J.M. (1992). - Benthic foraminiferal distribution and biomass related to pore-water oxygen content: central california continental slope and rise. - *Deep-sea Research,* **39,** 585-605.
BERNHARD J.M. & SEN GUPTA.B.K. (1999). - Foraminifera of oxygen-depleted environments. *In*: GUPTA S., ed., Modern foraminifera. - *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, 201-216.
BEST M. G., CHRISTIANSEN E. H. & BLANK R. H. (1989). - Oligocene caldera complex and calc-alkaline tuffs and lavas of the Indian Peak volcanic field, Nevada and Utah. - *Geological Society of America Bulletin,* **101,** 1076-1090.
BIJIMA J., FABER W.W. & HEMLEBEM C. (1990). - Temperature and salinity limits for growth and survival of some planktonic foraminifers in laboratory cultures. - *Journal of Foraminiferal Research,* **20,** 95-116.
BIJMA J. & HEMLEBEN C. (1994). - Population dynamics of the planktonic foraminifer *Globigerinoides sacculifer* (Brady) from the central Red Sea. - *Deep-sea Research,* **41,** 485-510.
BIJMA J., HEMLEBEN C., OBERHANSLI H. & SPINDLER M. (1992). - The effet of increased water fertility on tropical spinose planktonic foraminifers in laboratory cultures. - *Journal of Foraminiferal Research,* **22,** 242-256.
BIRKELUND T., HANCOCK J. M., HART M. B., RAWSON P. F., REMANE F. & ROBASZYNSKI F. (1984). - Cretaceous stage boundaries - Proposals. - *Bulletin of the Geological Society of Denmark,* **33,** 3-20.
BOLLE, V. (2000). – La limite Cénomanien-Turonien en domaine boréal (Allemagne du Nord) : apport de la micropaléontologie des foraminifères et de la géochimie isotopique. Comparaison avec le domaine téthysien (S.E. France). –Mémoire DEA non publié, Université Louis Pasteur, Strasbourg I, 50pp.
BOLLI H.M. (1971). - The direction of coiling in planktonic foraminifera. *In*: FUNNELL B.M. & RIEDEL W.R., eds, The micropalaeontology of oceans. - *Cambridge University Press*, London, 639-647.
BOLTOVSKOY E. & WRIGHT R. (1976). - Recent foraminifera. - *Dr. W. Junk publisher*, La Hague, 515pp.
BOURDIER J.L. (1994). - Le volcanisme. *In*: - *Manuel et Méthodes, éditions BRGM,* **25,** 420pp.
BOUTTON T.W. (1991). - Stable Carbon Isotope Ratios of Natural Materials: I. Sample Preparation and Mass Spectrometric Analysis. *In*: Carbon Isotope Techniques. - *Academic Press*, 155-171.
BOYCE M.S. (1984). - Restitution of r- and K-selection as a model of density descendant natural selection. - *Ann. Rev. Ecol. Syst.,* **15,** 427-447.

BRALOWER T. J. (1988). - Calcareous nannofossil biostratigraphy and assemblages of the Cenomanian-Turonian boundary interval: implications for the origin and timing of oceanic anoxia. - *Paleoceanography*, **3,** 275-316.

BRALOWER T.J. & BERGEN J.A. (1998). - Cenomanian-Santonian calcareous nannofossil biostratigraphy of a transect of cores drilled across the Western Interior Seaway. *In*: DEAN W. E. & ARTHUR M. A., eds, Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior Seaway, USA. - *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **6,** 59-77.

BREHERET J.G., CARON M. & DELAMETTE M. (1986). - Niveaux riches en matière organique dans l'Albien vocontien ; quelques caractères du paléoenvironnement ; essai d'interprétation génétique. – *Documents du BRGM*, **110,** 141-191.

BURNETT J.A., GALLAGER L.T. & HAMPTON M.J. (1999). - Upper Cretaceous. *In*: BOWN P.R., ed., Calcareous nannofossil biostratigraphy. - *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, 132-199.

BUROLLET P.F. & ROBASZYNSKI F. (1991). - Les événements de la limite Cénomanien-Turonien en Tunisie Centrale : la formation Bahloul. - *Géologie Alpine*, **67,** 3-42.

C

CALDEIRA K. & RAMPINO M.R. (1991). - Carbon dioxide, global warming, and the mid-Cretaceous super plume. - *Eos Transactions, American Geophysical Union*, **72**, p.301.

CALDWELL W.G.E., DINER R., EICHER D.L., FOWLER S.P., NORTH B.R., STELCK C.R. & VON HOLDT WILHELM L. (1993). - Foraminiferal Biostratigraphy of Cretaceous Marine Cyclothems. *In*: CALDWELL W.G.E. & KAUFFMAN E.G., eds, Evolution of the Western Interior Basin. - *Geological Association of Canada, Special Paper*, **39,** 477-520.

CARON M. (1983). - La spéciation chez les foraminifères planctiques : une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. - *Zitteliana*, **10,** 671-676.

CARON M. (1985). - Cretaceous planktic foraminifera. *In*: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K., eds, Plankton stratigraphy. - *Cambridge University Press*, **1,** 17-86.

CARON M., BEAUDOIN B., TERRAB S., & M'BAN E. (1993). – Biozones may be diachronous: example of the Cenomanian anoxic event and its impact on planktonic foraminifera evolution. – *European Paleontological Congress*, Organism-paleoenvironment interactions, p.27.

CARON M., DALL'AGNOLO S., ACCARIE H., BARRERA E., KAUFFMAN E.G., AMEDRO F. & ROBASZYNSKI F. (*sous presse*). - High-resolution stratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and Wadi Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio-events correlation. - *Geobios, sous presse.*

CARON M., FABER W.W. & BE A. W.H. (1987). - Effects of temperature and salinity on the growth and survival of planktonic foraminifer *Globigerinoides sacculifer*. - *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, **87,** 223-241.

CARON M. & HOMEWOOD P. (1983). - Evolution of Early Planktic Foraminifers. - *Marine Micropaleontology*, **7,** 453-462.

CARON M., ROBASZYNSKI F., AMEDRO F., BAUDIN F., DECONINCK J. F., HOCHULI P., SALIS-PERCH NIELSEN K. & TRIBOVILLARD N. (1999). - Estimation de la durée de l'événement anoxique global au passage Cénomanien/Turonien. Approche cyclostratigraphique dans la formation Bahloul en Tunisie centrale. - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **170,** 145-160.

CAREY S. & SIGURDSSON H. (1989). - The intensity of plinian eruptions. – *Bulletin of Volcanology*, **51**, 28-40.

CARPENTER W.B., PARKER W.K. & JONES T.R. (1862). - Introduction to the study of foraminifera. - *Ray Society Publications*, 1-319.

CELIK M., KARAKAYA N. & TEMEL A. (1999). - Clay minerals in hydrothermally altered volcanic rocks, Eastern Pontides, Turkey. - *Clays and Clays minerals*, **47,** 708-717.

CEPEK P. & HAY W.W. (1969). - Calcareous nannoplankon and biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous. - *Transaction Gulf Coast Association of Geological Societies*, **XIX,** 323-336.

CHRISTIANSEN E.H., KOWALLIS B.J. & BARTON M.D. (1994). - Temporal and spatial distribution of volcanic ash in Mesozoic sedimentary rocks of the Western Interior: an alternative record of Mesozoic magmatism. *In*: CAPUTO M. V., PETERSON, J.A. & FRANCZYK, K.J. eds, Mesozoic systems of the Rocky Mountains region, USA. - *SEPM, Special paper*, 73-94.

CLAEYS P., KIESSLING W. & ALVAREZ W. (2002). - Distribution of Chicxulub ejecta at the Cretaceous-Tertiary boundary. - *Geological Society of America, Special Paper*, **356,** 55-68.

COBBAN W.A. (1951). - Colorado Shale of central and northwestern Montana and equivalent rocks of Black Hills. - *Bulletin of the American Association of petroleum geologists*, **35,** 2170-2198.

COBBAN W.A. (1977). - Characteristic marine molluscan fossils from the Dakota Sandstone and intertongued Mancos Shale, west-central New-Mexico. - *United States Geological Survey, Professional Paper,* **1009,** 30pp.
COBBAN W.A. (1984). - Mid-Cretaceous Ammonite zones, Western Interior, United States. - *Geological Society of Denmark Bulletin,* **33,** 71-89.
COBBAN W.A. (1988). - The Upper Cretaceous ammonite *Watinoceras* Warren in the Western Interior of the United States. - *United States Geological Survey Bulletin,* **1788,** 15pp.
COBBAN W.A., HOOK S.C. & KENNEDY W.J. (1989). - Upper Cretaceous rock and ammonite faunas of southwestern New Mexico. - *New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources,* **Mem. 45,** 137pp.
COBBAN W.A. & REESIDE J.B. (1952). - Correlation of the Cretaceous formations of the Western Interior of the United States. - *Bulletin of the Geological Society of America,* **63,** 1011-1044.
COBBAN W.A. & SCOTT G.R. (1972). - Stratigraphy and Ammonite Fauna of the Graneros Shale and Greenhorn Limestone Near Pueblo, Colorado. - *Geological Survey Professional Paper,* **645,** 108pp.
COCCIONI R. & LUCIANI V. (2005). - Planktonic foraminifers across the Bonarelli Event (OAE2, latest Cenomanian): The Italian record. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **224,** 167-185.
CRUMIERE J.P. (1991). - Les potentialités pétroligènes des dépôts du Bassin vocontien oriental (sud-est France) au Cénomanien-Turonien inférieur. Unpublished PhD Dissertation, Université de Provence, Marseille, 78pp.
CULVER S.J. (1991). - Early Cambrian foraminifera from West Africa. - *Science,* **254,** 689-691.
CULVER S.J. & BUZAS M.A. (1999). - Biogeography of neritic benthic foraminifera. *In*: SEN GUPTA B.K., ed., Modern foraminifera. - *Kluwer Academic Publishers,* 93-102.

D

DARLING K.F., WADE C.M., STEWART I.A., KROON D., DINGLE R. & LEIGH BROWN A.J. (2000). - Molecular evidence for genetic mixing of Artic and Antartic subpolar populations of planktonic foraminifers. - *Nature,* **405,** 43-47.
DAUGHERTY F.W. & POWELL J.D. (1963). - Late Cretaceous stratigraphy in northern Coahuila, Mexico. - *Bulletin of the American Association of petroleum geologists,* **47,** 2059-2064.
DAUPHIN L. (2002). - Litho-, bio- et chronostratigraphie comparées dans le bassin Vocontien à l'Aptien. Unpublished PhD Dissertation, Université des Sciences et Techniques de Lille, 515p.
DEGENS E.T. & ROSS D.A. (1974). - The Black-sea. Geology, chemistry and biology. - *American Association of Petroleum Geologists Memoir,* **20,** 633pp.
DEMAISON G.W. & MOORE G.T. (1980). - Anoxic environments and soil source bed genesis. - *Organic Geochemistry,* **2,** 9-31.
DESMARES D., GROSHENY D. & BEAUDOIN B. (2003). – Hétérochronies du développement sensu Gould chez les foraminifères planctoniques cénomanien : exemple de néoténie dans le bassin du Western Interior américain. – *Comptes Rendus Palévol*, **2**, 587-595.
DESMARES D., GROSHENY D., BEAUDOIN B., GARDIN S. & GAUTHIER-LAFAYE F. (2004). - Enregistrement à haute résolution des modifications environnementales inscrites dans un cadre téphrochronologique : le bassin du Western Interior au passage Cénomanien-Turonien. - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **175**, 561-573.
DESMARES D., GROSHENY D., BEAUDOIN B., GARDIN S. & GAUTHIER-LAFAYE F. (*sous presse*) - High resolution stratigraphic record constrained by volcanic ashes layers at the Cenomanian-Turonian boundary in the Western Interior Basin, USA. – *Cretaceous Research, sous presse*.
D'ORBIGNY A.D. (1826). - Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. – *Annales des Sciences. Naturelles,* **7,** 245-314.
D'ORBIGNY A.D. (1839a). - Foraminifères. *In*: DE LA SAGRA R., ed., Histoire physique, politique et naturelle de l'île de Cuba. - 1-224.
D'ORBIGNY A.D. (1839b). - Foraminifères des Iles Canaries. *In*: BARKER-WEBB P. & BERTHELOT S., eds, Histoire naturelle des Iles Canaries 2. - 119-146.

E

EATON J.G., KIRKLAND J.I. & KAUFFMAN E.G. (1990). - Evidence and dating of mid-Cretaceous tectonic activity in the San Rafael Swell, Emery County, Utah. - *The Mountain Geologist,* **27,** 39-45.
EHRENBERG C.G. (1861). - Über die Tiefgrund-Verhältnisse des Ozeans am Eingange der Davisstrasse und bei Island. - *K. Preuss. Akad. Wiss.,* Berlin, 275-315.

EHRENBERG C.G. (1873). - Mikrogeologische Studien über das kleinste Leben der Meeres-Tiefgründe aller Zonen und dessen geologischen Einfluss. - *K. Preuss. Akad. Wiss.*, Berlin, 131-139.
EICHER D.L. (1965). - Foraminifera and biostratigraphy of the Graneros Shale. - *Journal of Paleontology*, **39,** 875-909.
EICHER D.L. (1967). - Foraminifera from Belle Fourche Shale and equivalents, Wyoming and Montana. - *Journal of Paleontology*, **41,** 167-188.
EICHER D.L. (1969a). - Cenomanian and Turonian planktonic foraminifera from the Western Interior of the United States. - International Conference on Planktonic Microfossils, 1st, Geneva, **2**, 163-174.
EICHER D.L. (1969b). - Paleobathymetry of Cretaceous Greenhorn sea in Eastern Colorado. - *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **53,** 1075-1090.
EICHER D.L. (1972). - Phylogeny of the late Cenomanian planktonic foraminifer *Anaticinella multiloculata* (Morrow). - *Journal of Foraminiferal Research*, **2,** 184-190.
EICHER D.L. & DINER R. (1985). - Foraminifera as indicators of water mass in the Cretaceous Greenhorn Sea, Western Interior. *In*: PRATT L.M., KAUFFMAN E.G. & ZELT F.B., eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. - *SEPM Field Trip Guidebook*, **4,** 60-71.
EICHER D.L. & DINER R. (1989). - Origin of the Cretaceous Bridge Creek Cycles in the Western Interior, United States. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **74,** 127-146.
EICHER D.L. & DINER R. (1991). - Origin of the Cretaceous Bridge Creek cycles in the Western Interior. *In*: EINSELE G., RICKEN W. & SEILACHER A., eds, Cycles and Events in Stratigraphy. - *Springer-Verlag*, Berlin, 79-93.
EICHER D.L. & WORSTELL P. (1970). - Cenomanian and Turonian foraminifera from the Great Plains, United States. - *Micropaleontology*, **16,** 269-324.
ELDER W.P. (1985). - Biotic patterns across the Cenomanian-Turonian extinction boundary near Pueblo, Colorado. *In*: PRATT L. M., KAUFFMAN E.G. & ZELT F.B., eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. - *SEPM Field Trip Guidebook*, **4,** 157-169.
ELDER W.P. (1987a). - Cenomanian-Turonian (Cretaceous) stage boundary extinctions in the Western Interior of the United States. Unpublished PhD Dissertation, University of Colorado, 621pp.
ELDER W.P. (1987b). - The Paleoecology of the Cenomanian-Turonian (Cretaceous) Stage Boundary Extinctions at Black Mesa, Arizona. - *Palaios*, **2,** 24-40.
ELDER W.P. (1988). - Geometry of Upper Cretaceous bentonite beds : Implications about volcanic source areas and paleowind patterns, Western Interior, United States. - *Geology*, **16,** 835-838.
ELDER W.P. (1989). - Molluscan extinction patterns across the Cenomanian-Turonian Stage boundary in the Western Interior of the United States. - *Paleobiology*, **15,** 299-320.
ELDER W.P. (1991). - Molluscan paleoecology and sedimentation patterns of the Cenomanian-Turonian extinction interval in the southern Colorado Plateau region. - *Geological Society of America, Special Paper*, **260,** 113-137.
ELDER W.P. (1998). - High-resolution correlation of the Cenomanian-Turonian boundary interval from the central Western Interior Basin to west Texas, U.S.A. - Geological Society of America annual meeting, Anonymous, p.54.
ELDER W.P., GUSTASON E.R. & SAGEMAN B.B. (1994). - Correlation of basinal carbonate cycles to nearshore parasequences in the Late Cretaceous Greenhorn Seaway, Western Interior U.S.A. - *Geological Society of America Bulletin*, **106,** 892-902.
ELDER W.P. & KIRKLAND J.I. (1985). - Stratigraphy and depositional environments of the Bridge Creek limestone member of the Greenhorn limestone at Rock Canyon anticline, near Pueblo, Colorado. *In*: PRATT L.M., KAUFFMAN E.G. & ZELT F.B., eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. - *SEPM Field Trip Guidebook*, **4,** 122-133.
ELDER W.P. & KIRKLAND J.I. (1994). - Cretaceous paleogeography of the southern western interior region. *In*: CAPUTO M.V., PETERSON J.A. & FRANCZYK K.J., eds, Mesozoic Systems of the Rocky Mountain Region, USA. - *SEPM, Rocky Mountain Section*, 415-440.
ELZEA J.M. & MURRAY H.H. (1990). - Variation in the mineralogical, chemical and physical properties of the Cretaceous Clay Spur bentonite in Wyoming and Montana (USA). - *Applied Clay Science*, **5,** 229-248.
EMILIANI C. (1954). - Depth habitats of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen isotope ratios. - *American Journal of Science*, **252,** 149-158.
ERICSON D.B. (1959). - Coiling Direction of Globigerina pachyderma as a Climatic Index. - *Science*, **130,** 219-220.

F

FISCHER A.G. (1980). - Gilbert - Bedding rhythms and geochronology. *In*: YOCHELSON E. L., ed. The Scientific Ideas of G.K. Gilbert An assessment on the Occasion of the Centennial of the United States Geological Survey (1879-1979). - *Geological Society of America, Special Paper,* **183,** 93-104.

FISCHER A.G., HERBERT T. & PREMOLI SILVA I. (1985). - Carbonate bedding cycles in cretaceous pelagic and hemipelagic sequences. *In*: PRATT L. M., KAUFFMAN E.G. & ZELT F.B., eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. - *SEPM Field Trip Guidebook,* **4,** 1-10.

FISHER C.G. (1991). - Calcareous nannofossils and foraminifera definition of an oceanic front in the Greenhorn Sea (Late Middle through late Cenomanian), Northern Blacks Hills, Montana and Wyoming: paleoceanographic implications. Unpublished PhD Dissertation, University of Colorado, 325pp.

FISHER C.G. (2003). - Planktic foraminiferal porosity: a water mass proxy for latest Cenomanian paleoceanography, Greenhorn Sea, Western Interior USA and Canada. - *Cretaceous Research,* **24,** 633-651.

FISHER C.G., SAGEMAN B. B., ASURE S. E., ACKER B. & MAHAR Z. (2003). - Planktic Foraminiferal Porosity Analysis as a tool for Paleoceanographic Reconstruction, Mid-Cretaceous Western Interior Sea. - *Palaios,* **18,** 34-46.

FISHER R.V. & SCHMINCKE H.U. (1984). - Pyroclastic rocks. - Springer-Verlag, Berlin, 472pp.

FRANCZYK K.J., FOUCH T.D., JOHNSON R.C., MOLENAAR C. & COBBAN W.A. (1992). - Cretaceous and Tertiary paleogepgraphic reconstructions for the Uinta-Piceance basin study area, Colorado and Utah. - *United States Geological Survey Bulletin,* **1787Q,** 37pp.

FRERICHS W.E. & ELY R. (1978). - Test porosity as a paleonenvironmental tool in the late Cretaceous of the Western Interior. - *Contribution to Geology, University of Wyoming,* **16,** 89-93.

FRERICHS W.E., HEIMAN M.E., BORGMAN L.E. & BE A.W. (1972). - Latitudinal variations in planktonic foraminiferal test porosity: Part.1. Optical Studies. - *Journal of Foraminiferal Research,* **2,** 6-13.

FRUSH M.P. & EICHER D.L. (1975). - Cenomanian and Turonian foraminifera and paleoenvironments in the Big Bend region of Texas and Mexico. *In*: CALDWELL W.G.E., ed., The Cretaceous System in the Western Interior of North America. - *Geological Association of Canada, Special Paper,* **13,** 277-301.

FUSHS W. (1967). - Ueber Ursprung und Phylogenie der Trias-'Globigerinen' und die Bedeutung dieses Formenkreises fuer das echte Plankton. - *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt,* **1-2**, 135-161

G

GALE A.S., JENKYNS H.C., KENNEDY W.J. & CORFIELD R.M. (1993). - Chemostratigraphy versus biostratigraphy : data from around the Cenomanian-Turonian boundary. - *Journal of the Geological Society, London,* **150,** 29-32.

GALE A.S., KENNEDY W.J., BURNETT J.A., CARON M. & KIDD B.E. (1996). - The Late Albian to Early Cenomanian succession at Mont Risou near Rosans (Drôme, SE France): an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, nannofossils, oxygen and carbon isotopes). - *Cretaceous Research,* **17,** 515-606.

GALE A.S., KENNEDY W.J., VOIGT S. & WALASZCZYK I. (2005). - Stratigraphy of the Upper Cenomanian- Lower Turonian chalk succession at Eastbourne, Sussex, UK: ammonites, inoceramid bivalves and stable carbon isotopes. - *Cretaceous Research,* **26,** 1-28.

GALE A.S., SMITH A.B., MONKS N.E.A., YOUNG J.A., HOWARD A., WRAY D.S. & HUGGETT J.M. (2000). - Marine biodiversity through the Late Cenomanian-Early Turonian: paleoceanographic controls and sequence stratigraphic biases. - *Journal of the Geological Society, London,* **157,** 745-757.

GARDIN S. (2005). – Reliability and precision of calcareous nannofossil biostratigraphy and correlation in the Cretaceous. – *In:* GODET A., MORT H., LINDER P. & BODIN S., eds, *7th International Symposium on the Cretaceous*, Neuchâtel, 88-89.

GASPARD D. (1991). – Les faunes de brachiopodes au passage Cénomanien-Turonien. – *Géologie Alpine***, hors série 17**, 43-44.

GILBERT G.K. (1895). - Sedimentary measurement of geologic time. - *Journal of Geology,* **3,** 121-127.

GILBERT G.K. (1897). - Description of the Pueblo quadrangle (Colorado). - *United States Geological Survey, Geological Atlas,* **36**, 9pp.

GILL J. R. & COBBAN W.A. (1973). - Stratigraphy and geologic history of the Montana Group, and equivalents rocks, Montana, Wyoming, and North and South Dakota. - *United States Geological Survey, Professional Paper,* **776,** 37pp.

GILLULY J. (1965). - Volcanism, tectonism, and plutonism in the western United States. - *Geological Society of America, Special Paper,* **80,** 76pp.

GLANCY T.J., ARTHUR M.A., BARRON E.J. & KAUFFMAN E.G. (1993). - A paleoclimate Model for the Norh American Cretaceous (Cenomanian-Turonian) epicontinental Sea. *In*: CALDWELL W. G. E. &

KAUFFMAN E. G., eds, Evolution of the Western Interior Basin. - *Geological Association of Canada, Special Paper*, **49,** 219-240.
GOLDSTEIN S.T. & CORLISS B.H. (1994). - Deposit feeding in selcted deep-sea and shallow-water benthic foraminifera. - *Deep-sea Research*, **41,** 229-241.
GORDON W.A. (1973). - Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous. - *Journal of Geology*, **81,** 269-284.
GOROSTIDI A. & LAMOLDA M. (1994). – The increase of *Eprolithus floralis* (Stradner) in the C/T transition and its paleogeographic implications. - 5th International Nannoplankton Association conference. - *Journal of Nannoplankton Research*, **16**, 1, 15-16.
GOULD S.J. (1977). - Ontogeny and phylogeny. - Belknap Press, Cambridge, 501pp.
GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VEEN P.V., THIERRY J. & HUANG Z. (1995). - A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. - *SEPM Special publication*, **54,** 96-125.
GRADSTEIN F.M., HUANG Z., AGTERBERG F.P., OGG J.G. & HARDENBOL J. (1993). - A Mesozoic time scale. - American Association of Petroleum Geologists 1993 annual convention, *American Association of Petroleum Geologists and Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, p.65.
GROSHENY D. (2002). - Les foraminifères au Crétacé : indicateurs biostratigraphiques et témoins des modifications environnementales. Habilitation à diriger des recherches (Unpublished), Université Louis Pasteur, 840pp.
GROSHENY D., BEAUDOIN B., MOREL L. & DESMARES D. (*sous presse*). - High-Resolution biostratigraphy and chemostratigraphy of the Cenomanian-Turonian Boundary Event in the Vocontian Basin, S-E France. - Cretaceous Research, *sous presse*.
GROSHENY D. & MALARTRE F. (1997). - Stratégies adaptatives des foraminifères planctoniques et cortèges sédimentaires. Application au Cénomanien-Turonien du bassin du Sud-Est de la France. – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **324,** 491-497.
GROSHENY D. & TRONCHETTI G. (1993). - La crise Cénomanien-Turonien: réponse comparée des assemblages de foraminifères benthiques de plate-forme carbonatée et de bassin dans le Sud-Est de la France. - *Cretaceous Research*, **14,** 397-408.

H

HANCOCK J.M., KENNEDY W.J. & COBBAN W.A. (1993). - A correlation of the Upper Albian to Basal Coniacian Sequences of Northwest Europe, Texas and the United States Western Interior. *In*: CALDWELL W.G.E. & KAUFFMAN E.G., eds, Evolution of the Western Interior Basin. - *Geological Association of Canada, Special Paper*, **39,** 453-476.
HAQ B.V., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987). - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - *Science*, **235,** 1159-1167.
HARRIES P.J. & KAUFFMAN E.G. (1990). - Patterns of survival and recovery following the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) mass extinction in the Western Interior Basin, United States. *In*: KAUFFMAN E.G. & WALLISER O.H., eds, Extinction Events in Earth History - *Lecture Notes in Earth History*, **30,** 277-298.
HART M.B. (1980). - The recognition of Mid-Cretaceous sea-level changes by means of foraminifera. - *Cretaceous Research*, **1,** 289-297.
HART M.B. (1999). - The evolution and biodiversity of Cretaceous Planktonic Foraminiferida. - *Geobios*, **32,** 247-255.
HART M. B. (2000). - Climatic modelling in the Cretaceous using the distribution of planktonic Foraminiferida. *In*: HART M. B., ed., Climates: Past and Present. - *Geological Society, London, Special Publication*, **181,** 33-41.
HART M.B. & BAILEY H.W. (1979). - The distribution of planktonic Foraminiferida in the Mid-Cretaceous of NW Europe. *In*: WIEDMANN J., ed., Aspekte der Kreide Europas. - *International Union of Geological Sciences*, **Ser. A., 6,** 527-542.
HART M.B. & BALL K.C. (1986). - Late Cretaceous anoxic events, sea-level changes and the evolution of the planktonic foraminifera. *In*: SUMMERHAYES C.P. & SHACKLETON N.J., Eds., North Atlantic palaeoceanography. - *Geological Society of America, Special Publication*, **21**, 67–78.
HART M.B. & BIGG P.J. (1981). - Anoxic events in the late Cretaceous chalkseas of north-west Europe. *In*: NEALE J.W. & BRASIER M.D., eds, Microfossils from Recent and fossil shelf seas. - *Ellis Horwood, British Micropaleontogical Society series*, 177-185.
HART M.B. & LEARY P.N. (1991). - Stepwise mass extinction: the case for the Late Cenomanian event. - *Terra Nova*, **3,** 142-146.
HATTIN D.E. (1964). - Cyclic Sedimentation in the Colorado Group of West-Central Kansas. - *Kansas Geological Survey Bulletin*, **169,** 205-217.

HATTIN D.E. (1971). - Widespread, Synchronously Deposited, Burrow-Mottled Limestone Beds in Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of Kansas and Southeastern Colorado. - *The American Association of Petroleum Geologists.*, **55,** 412-431.

HATTIN D.E. (1975). - Stratigraphy and Depositional Environment of the Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of Kansas. - *Kansas Geological Survey*, **209,** 128pp.

HATTIN D.E. (1977). - Fourth and fifth days: Upper Cretaceous stratigraphy, paleontology and paleoecology of Western Kansas. - *The Mountain Geologist*, **14,** 175-217.

HATTIN D.E. (1985). - Distribution and significance of widespread, time-parallel pelagic limestone beds in Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of the central Great Plains and southern Rocky Mountains. *In*: PRATT L.M., KAUFFMAN E.G. & ZELT F.B., eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. - *SEPM Field Trip Guidebook*, **4,** 28-37.

HATTIN D.E. (1986). - Interregional model for deposition of Upper Cretaceous pelagic rhythmites,U.S. Western Interior. - *Paleoceanography*, **1,** 483-494.

HATTIN D.E. (1987). - Pelagic/Hemipelagic rhythmites of the Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of northeastern New Mexico and southeastern Colorado. - *New Mexico Geological Society Guidebook, Northeastern New Mexico*, **38th Field Conference,** 237-247.

HATTIN D.E. & TWISS P.C. (1988). - Bunker Hill section of Upper Cretaceous rocks in Kansas. - *Geological Society of America Centennial Field Guide, South Central Section*, 57-60.

HAY W.W., EICHER D.L. & DINER R. (1993). - Physical Oceanography and Water Masses in the Cretaceous Western Interior Seaway. *In*: CALDWELL W.G.E. & KAUFFMAN E.G., eds, Evolution of the Western Interior Basin. - *Geological Association of Canada, Special Paper*, **39,** 297-318.

HAZENBUSH G.C. (1973). – Stratigraphy and depositional environments of the Mancos Shale (Cretaceous), Black Mesa, Arizona. *In* : FASSETT J.E., ed, Cretaceous and Tertiary Rocks of the Southern Colorado Plateau. – *Four Corners Geological. Society Memoirs*, 57-71.

HEMLEBEN C. (1975). - Spine and pustule relationships in some Recent planktonic foraminifera. - *Micropaleontology*, **21,** 334-341.

HEMLEBEN C. & SPINDLER M. (1983). - Recent advances in research on living planktonic foraminifera. - *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, **30,** 141-170.

HEMLEBEN C., SPINDLER M. & ANDERSON O.R. (1989). - Modern Planktonic Foraminifera. - *Springer-Verlag*, Berlin, 363pp.

HEWETT D.F. (1917). - The origin of bentonite and the geologic range of related materials in Big Horn Basin, Wyoming. - *Journal of the Washington Academy of Sciences*, 196-198.

HILBRECHT H. & HOEFS J. (1986). - Geochimical and palaeontological studies of ^{13}C anomaly in boreal and north Tethyan Cenomanian-Turonian sediments in Germany and adjacent areas. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **53,** 169-189.

HUBER B.T., BIJIMA J. & DARLING K.F. (1997). - Cryptic speciation in the living planktonic foraminifer *Globigerinella siphonifera*. - *Paleobiology*, **23,** 33-62.

HUBER B.T., LECKIE R.M., NORRIS R.D., BRALOWER T.J. & COBABE E. (1999). - Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic. - *Journal of Foraminiferal Research*, **29,** 392-417.

HUFF W.D., BERGSTROM S. & KOLATA D.R. (1992). - Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance. - *Geology*, **20,** 875-878.

HUFF W.D., KOLATA D.R., BERGSTROM S.M. & ZHANG Y.S. (1996). - Large-magnitude Middle Ordovician volcanic ash falls in Nort America and Europe: dimensions, emplacement and post-emplacement characteristics. - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **73,** 285-301.

J

JARVIS I., CARSON G.A., COOPER M. K.E., HART M.B., LEARY P.N., TOCHER B.A., HORNE D. & ROSENFELD A. (1988). - Microfossil Assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. - *Cretaceous Research*, **9,** 3-103.

JATI M., GROSHENY D., FERRY S., GAUTHIER-LAFAYE F. & EL KAMALI N. (2003). - Enregistrement biologique, géochimique et séquentiel de la crise cénomano-turonienne sur la marge atlantique (Agadir, maroc). - *9ème Congrès Français de Sédimentologie*, **38**, 269-270.

JEFFERIES R.P.S. (1962). – The palaeoecology of the Actinocamax plenus subzone (Lowest Turonian in the Anglo-Paris basin). – *Palaeontology*, **4**, 609-647.

JEFFERIES R.P.S. (1963). – The stratigraphy of the Actinocamax plenus subzone (Lowest Turonian in the Anglo-Paris basin). – *Proceeding of the Geologists' Association*, **74**, 1-33.

JEFFERIES R. & MILTON P. (1965). - The mode of life of two Jurassic species of "Posidonia" (Bivalvia). - *Palaeontology*, **8,** 156-185.
JELETZKY J.A. (1970). - Cretaceous macrofaunas. *In*: DOUGLAS R. J. W., ed. Geology and Economic Minerals of Canada. - *Economic Geology*, **Report 1,** 649-662.
JENKYNS H.C. (1980). - Cretaceous anoxic events : from continents to oceans. - *Journal of the Geological Society, London*, **137,** 171-188.
JEWELL P.W. (1993). - Water-column stability, residence times, and anoxia in the Cretaceous North American seaway. - *Geology*, **21,** 579-582.
JONES R.W. & CHARNOCK M.A. (1985). - "Morphogroups" of agglutinating foraminifera; their life positions and feeding habits and potential applicability in (paleo)ecological studies. - *Revue de Paleobiologie*, **4,** 311-320.
JORDAN T.E. (1981). - Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **65,** 2506-2520.
JUIGNET P. (1980). – Transgressions-régressions, variations eustatiques et influences tectoniques de l'Aptien au Maastrichtien dans le bassin de Paris occidental et sur la bordure du massif armoricain. – *Cretaceous Research*, **1**, 341-357.

K

KAMYKOWSKI D. & ZENTARA S.J. (1990). - Hypoxia in the world ocean as recorded in the historical data set. - *Deep-sea Research*, **37,** 1861-1874.
KAUFFMAN E.G. (1967). - Coloradoan macroinvertebrate assemblages, central Western Interior. - *Colorado School of Mines Special Publication*, 67-143.
KAUFFMAN E.G. (1975). - Dispersal and biostratigraphic potential of Cretaceous benthonic Bivalvia in the Western Interior. *In*: CALDWELL W.G.E., ed., The Cretaceous System in the Western Interior of North America. - *Geological Association of Canada, Special Paper*, **13,** 163-194.
KAUFFMAN E.G. (1977a). - Geological and biological overview : Western Interior Cretaceous Basin. - *The Mountain Geologist*, **14,** 75-99.
KAUFFMAN E.G. (1977b). - Second day: Upper Cretaceous Cyclothems, biotas, and environments, Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado. - *The Mountain Geologist*, **14,** 129-152.
KAUFFMAN E.G. (1984). - Paleobiogeography and evolutionary response dynamic in the cretaceous Western Interior Seaway of North America. *In*: WESTERMANN G.E.G., ed. Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America. - *Geological Association of Canada, Special Paper*, **27,** 273-306.
KAUFFMAN E.G. (1988). - Concepts and Methods of High-Resolution Event Stratigraphy. - *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **16,** 605-654.
KAUFFMAN E.G. (1995). - Global change leading to biodiversity crisis in a greenhouse world: the Cenomanian-Turonian (Cretaceous) mass extinction. *In*: STANLEY S.M., ed. Effects of past global change on life. - *Studies in Geophysics, National Academy Press*, Washington, 47-71.
KAUFFMAN E.G. & CALDWELL W.G.E. (1993). - The Western Interior Basin in Space and Time. *In*: CALDWELL W.G.E. & KAUFFMAN E.G., eds, Evolution of the Western Interior Basin. - *Geological Association of Canada, Special Paper*, **39,** 1-30.
KAUFFMAN E.G., HATTIN D.E. & POWELL J.D. (1977). - Stratigraphic, paleontologic, and paleoenvironmental analysis of the Upper Cretaceous rocks of Cimarron County, north-western Oklahoma. - *Geological Society of America Memoir*, **149,** 150pp.
KELLER G., BERNER Z., ADATTE T. & STUEBEN D. (2004). - Cenomanian-turonian and 13C, and 18O, sea level and salinity variations at Pueblo, Colorado. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **211,** 19-43.
KELLER G., HAN Q., ADATTE T. & BURNS S.J. (2001). - Palaeoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England. - *Cretaceous Research*, **22,** 391-422.
KELLER G. & PARDO A. (2004). - Age and paleoenvironment of the Cenomanian-Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado. - *Marine Micropaleontology*, **51,** 95-128.
KENNEDY W.J. (1984). - Ammonite faunas and the "standard zones" of the Cenomanian to Maastrichtian Stages in their type areas, with some proposals for the definition of the stage boundaries by ammonites. - *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **33,** 147-161.
KENNEDY W.J. & COBBAN W.A. (1991). - Stratigraphy and interregional correlation of the Cenomanian-Turonian transition in the Western Interior of the United States near Pueblo, Colorado, a potential boundary stratotype for the base of the Turonian Stage. – *Newsletters on Stratigraphy.*, **24,** 1-33.

KENNEDY W.J., COBBAN W.A., ELDER W.P. & KIRKLAND J.I. (1999). - Lower Turonian (Upper Cretaceous) *Watinoceras devonense* Zone ammonite fauna in Colorado, USA. - *Cretaceous Research,* **20,** 629-639.

KENNEDY W.J., COBBAN W.A., HANCOCK J.M. & HOOK S.C. (1989). - Biostratigraphy of the Chispa Summit Formation at its type locality: a cenomanian through Turonian reference section for Trans-Pecos. - *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala,* **15,** 39-119.

KENNEDY W.J., WALASZCZYK I. & COBBAN W.A. (2000). - Pueblo, Colorado, USA, candidate Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous, and for the base of the Middle Turonian Substage, with a revision of the Inoceramidae (Bivalvia). - *Acta Geologica Polonica,* **50,** 295-334.

KENNEDY W. J., WRIGHT C. W. & HANCOCK J. M. (1987). - Basal Turonian ammonites from West Texas. - *Palaeontology,* **30,** 27-74.

KENT H. C. (1968). - Biostratigraphy of Niobrara-equivalent part of Mancos Shale (Cretaceous) in northwestern Colorado. - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin,* **52,** 2098-2115.

KERR C. (1998). - Oceanic plateau formation: a cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian-Turonian boundary? - *Journal of the Geological Society, London,* **155,** 619-626.

KIENTZ A. (2005). – Critères de filiation spécifique chez les foraminifères planctoniques : étude de la lignée des rotalipores au Cénomanien dans le bassin vocontien. *Mémoire de DEA non publié*, Université Louis Pasteur, 29pp.

KING K.J. & HARE P.E. (1972). - Amino acid composition of planktonic foraminifera: a paleobiochemical approach to evolution. - *Science,* **175,** 1461-1463.

KIRKLAND J.I. (1991). - Lithostratigraphic and biostratigraphic framework for the Mancos Shale (Late Cenomanian to Middle Turonian) at Black Mesa, northeastern Arizona. - *Geological Society of America, Special Paper***, 260,** 85-111

KIRKLAND J.I., LECKIE R.M. & ELDER W.P. (1995). - A New Principal Reference Section for the Mancos Shale (Late Cretaceous) at Mesa Verde National Park. - National Park Service Paleontological Research, http://www.aqd.nps.gov/grd/geology/strat/meve_mancos.htm.

KNIGHT W.C. (1898). - Bentonites. - *Engineering and Mining Journal,* **66,** 491pp.

KOBLENTZ-MISCHKE O.J., VOLKOVINSKY V.V. & KABANOVA J.G. (1970). - Plankton primary production of world ocean. *In*: WOOSTER W. S., ed. Scientific exploration of the South Pacific. - *National Academy,* Washington, 183-193.

KOLATA D.R., HUFF W.D. & BERGSTROM S. (1996). - Ordovician K-bentonites of Eastern North America. - *Geological Society of America, Special Paper,* **313,** 84pp.

KOMINZ M. (1984). - Oceanic ridge volumes and sea level change - An error Analysis. *In*: SCHLEE J.S., ed., Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation. - *American Association of Petroleum Geologists Memoir,* **36,** 109-127.

KONTA J. (1986). - Textural variation and composition of bentonite derived from basaltic ash. - *Clays and Clays minerals,* **34,** 257-265.

KOUTSOUKOS E.A.M. (1996). – Phenotypic experiments into new pelagic niches in early Danian planktonic foraminifera: aftermatch of the K/T boundary event. *In*: HART M.B., ed., Biotic Recovery from Mass Extinction Events. *Geological Society Publication,* **102**, 319-335.

KOUTSOUKOS E.A.M. & HART M.B. (1990). - Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, paleocommunities and trophic structures: a case study from Serpige basin, Brazil. - *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences,* **81,** 221-246.

KOWALLIS B.J., CHRISTIANSEN E.H., DEINO A.L., KUNK M.J. & HEAMAN L.M. (1995). - Age of the Cenomanian-Turonian boundary in the Western Interior of the United States. - *Cretaceous Research,* **16,** 109-129.

KUHNT W., HERBIN J.P., THUROW J. & WIEDMANN J. (1990). - Distribution of Cenomanian-Turonian Organic facies in the Western Mediterranean and along the Adjacent Atlantic Margin. *In*: HUC A. Y., ed. Deposition of organic facies. – *AAPG studies in Geology*, **30,** 133-160.

KUHNT W., THUROW J., WIEDMANN J., TUBINGEN & HERBIN J.P. (1986). - Oceanic anoxic aonditions around the Cenomanian/Turonian boundary and the response of the biota. - *Mitteilungen aus dem Geologisch,* **60,** 205-246.

KYSER T.K., CALDWELL W.G.E., WHITTAKER S.G. & CADRIN A.J. (1993). - Paleoenvironment and Geochemistry of the Northern Portion of the Western Interior Seaway during Late Cretaceous Time. *In*: CALDWELL W.G.E. & KAUFFMAN E.G., eds, Evolution of the Western Interior Basin. - *Geological Association of Canada, Special Paper*, **39,** 355-378.

L

LAMB G.M. (1968). - Stratigraphy of the Lower Mancos Shale in the San Juan Basin. - *Geological Society of America Bulletin,* **79,** 827-854.

LANG H.R. & McGUGAN A. (1988). - Cretaceous (Albian-Turonian) foraminiferal biostratigraphy and paleogeography of northern Montana and southern Alberta. – *Canadian Journal of Earth Sciences,* **25,** 316-342.

LECKIE R.M. (1985). - Foraminifera of the Cenomanian-Turonian boundary interval, Greenhorn Formation, Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado. *In*: PRATT L. M., KAUFFMAN E.G. & ZELT F.B., eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. - *SEPM Field Trip Guidebook*, **4,** 139-149.

LECKIE R.M., KIRKLAND J.I. & ELDER W.P. (1997). - Stratigraphic framework and correlation of a principal reference section of the Mancos Shale (Upper Cretaceous), Mesa Verde, Colorado. *In*: ANDERSON O.J., KUES B.S. & LUCAS S.G., eds, Mesozoic Geology and Paleontology of the Four Corners Region, Field Conference Guidebook. - *New Mexico Geological Society Guidebook,* **48,** 163-216.

LECKIE R.M., YURETICH R.F., WEST O.L.O., FINKELSTEIN D. & SCHMIDT M.G. (1998). - Paleoceanography of the southwestern Western Interior Sea during the time of the Cenomanian-Turonian boundary (Late Cretaceous). *In*: ARTHUR M.A. & DEAN W.E., eds, Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior seaway. - *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology,* **6,** 101-126.

LEE J.J. & ANDERSON O.R. (1991). - Symbiosis in foraminifera. *In*: LEE J.J. & ANDERSON O. R., eds, Biology of foraminifera. - *Academic Press*, 157-220.

LEITHOLD E.L. (1994). - Stratigraphical architecture at the muddy margin of the Cretaceous Western Interior Seaway, southern Utah. - *Sedimentology,* **41,** 521-542.

LEWY Z., KENNEDY W.J. & CHANCELLOR G. (1984). - Co-occurence of Metoicoceras geslinianum (D'ORBIGNY) and Vascoceras cauvini CHUDEAU (Cretaceous Ammonoidea) in the southern Negev (Israel) and its stratigraphic implications. – *Newsletters on Stratigraphy,* **13,** 67-76.

LONGORIA J.F. (1973). - Pseudoticinella, a new genus of planktonic foraminifera from the early Turonian of Texas. - *Revista espanola de micropaleontologia,* **5,** 417-423.

LOPEZ R. (1979). - Algal chloropasts in the protoplasm of three species of benthonic foraminifera: taxonimic affinity, viability and persistence. - *Marine Biology,* **53,** 201-211.

LORENZ J.C. (1982). - Lithospheric flexture and the history of the Sweetgrass arch, northwestern Montana. *In*: POWERS R.B., ed. Geologic studies of the Cordilleran thrust belt. - *Rocky Mountain Association of geologists*, 77-89.

LUDERER F. & KUHNT W. (1997). - A high resolution record of the *Rotalipora* extinction in laminated organic-carbon rich limestones of the Tarfaya atlantic coastal basin (Morocco). – *Annales de Société Géologique du Nord,* **5,** 199-205.

M

MAGNIEZ-JANIN F. (1998). - L'élongation des loges chez les foraminifères planctoniques du Crétacé inférieur : une adaptation à la sous-oxygénation des eaux ? – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris,* **326,** 207-213.

MAXWELL R.A., LONSDALE J.T., HAZZARD R.T. & WILSON J.A. (1967). - Geology of Big Bend National Park, Brewster County, Texas. - *The University of Texas publication,* **6711,** 320pp.

McARTHUR R.H. (1972). - Geographical ecology: patterns in the distribution of species. - *Princeton University Press,* Princeton, 269pp.

McARTHUR R.H. & WILSON E.O. (1967). - The theory of island biogeography. - *Princeton University Press,* Princeton, 203pp.

McCREA J.M. (1950). - On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. – *The Journal of Chemical Physics*, **18**, 849-857.

McDONOUGH K.J. & CROSS T. (1991). - Late Cretaceous sea level from a paleoshoreline. - *Journal of Geophysical Research,* **96,** 6591-6607.

McGOOKEY D.P., HAUN J.D., HALE L.A., GOODELL H.G., McCUBBIN D.G., WEIMER R.J. & WULF G.R. (1972). - Cretaceous System. *In*: Geologic atlas of the Rocky Mountain region. - *Rocky Mountain Association of Geologists*, 190-228.

McNEIL D.H. & CALDWELL W.G.E. (1981). - Cretaceous Rocks and their foraminifera in the Manitoba Escarpment. - *The Geological Association of Canada*, 439pp.

MEREWETHER E. A. & COBBAN W.A. (1986). - Biotratigraphic Units and Tectonism in the Mid-Cretaceous Foreland of Wyoming, Colorado, and adjoining areas. *In*: PETERSON J.A., ed., Paleotectonics and Sedimentation in the Rocky Mountain Region, United-States. - *American Association of Petroleum Geologist,* **41,** 443-468.

MEYERS S.R. & SAGEMAN B.B. (2004). - Detection, quantification, and significance of hiatuses in pelagic and hemipelagic strata. - *Earth and Planetary Science Letters,* **224,** 55-72.
MEYERS S.R., SAGEMAN B.B. & HINNOV L.A. (2001). - Integrated quantitative stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Bridge Creek Limestone Member using evolutive harmonic analysis and stratigraphic modeling. - *Journal of the Sedimentary Research,* **71,** 628-644.
MILLOT G. (1964). - Geologie des argiles. Altération, sédimentologie, géochimie. - Masson, Paris, 499pp.
MOLENAAR C. & COBBAN W.A. (1991). - Middle Cretaceous stratigraphy on the south and the east sides of the Uinta Basin, northeastern Utah and northwestern Colorado. - *United States Geological Survey Bulletin,* **1787P,** 37pp.
MOREL L. (1998). - Stratigraphie à Haute Résolution du passage Cénomanien-Turonien. Unpublished PhD Dissertation, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 224pp.
MORRIS R.W. (1971). - Upper Cretaceous foraminifera from the upper Mancos Formation, the Mesaverde Group, and the basal Lewis Formation, northwestern Colorado. - *Micropaleontology,* **17,** 257-296.
MURRAY J. (1897). - On the distribution of the pelagic foraminifera at the surface and on the floor of the ocean. - *Natural Science,* **11,** 17-27.
MURRAY J. & RENARD A.F. (1891). - Deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872-1876. - *Reports Voyage Challenger*, 525pp.
MURRAY J.W. (1973). - Distribution and ecology of living benthic foraminiferida. - *Heinemann Educational Books*, London, 288pp.

N

NEDERBRAGT A.J. (1991). - Late Cretaceous biostratigraphy and development of Heterohelicidae; planktic foraminiferas. - *Micropalaeontology,* **37,** 329-372.
NORRIS R.D., BICE K.L., MAGNO E.A. & WILSON P.A. (2002). - Jiggling the tropical thermostat in the Cretaceous hothouse. - *Geology*, **30**, 299–302.
NORRIS R.D. & NISHI H. (2001). - Evolutionary trends in coiling of tropical Paleogene planktic foraminifera. - *Paleobiology,* **27,** 327-347.
NORRIS R. D. & WILSON P. A. (1998). - Low latitude sea-surface temperatures for the mid-Cretaceous and the evolution of planktic foraminifera. - *Geology,* **26,** 823-826.

O

OBRADOVICH J.D. (1993). - A Cretaceous Time Scale. *In*: CALDWELL W.G.E. & KAUFFMAN E.G., eds, Evolution of the Western Interior Basin. - *Geological Association of Canada, Special Paper*, **39,** 379-396.
OBRADOVICH J.D. & COBBAN W.A. (1975). - A time-scale for the Late Cretaceous of the Western Interior of North America. - *Geological Association of Canada Special Paper*, **13,** 31-53.
ODIN S. & ODIN C. (1990). - Echelle numérique des temps géologiques. - *Géochronique,* **35,** 12-20.
OLESEN J. (1991). - Foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of the Mancos Shale (Upper Cretaceous), southwestern Black Mesa, Arizona. - *Geological Society of America Special Paper,* **260,** 153-166.
OPPO D.W., McMANUS J.F., CULLEN J.F. & CULLEN J.L. (1998). - Abrupt climate events 500,000 to 340,000 years ago: Evidence from subpolar North Atlantic sediments. - *Science,* **279,** 1335-1338.
ORTH C.J., ATTREP M. & MAO X.Y. (1988). - Iridium abundance maxima in the Upper Cenomanian extinction interval. - *Geophysical Research Letters,* **15,** 346-349.
ORTH C.J., ATTREP M. & QUINTANA L.R. (1990). - Irdium abundance patterns across bio-event horizons in the fossil record. - *Geological Society of America, Special Paper,* **247,** 45-59.
ORTH C.J., ATTREP M., QUINTANA L.R., ELDER W.P., KAUFFMAN E.G., DINER R. & VILLAMIL T. (1993). - Elemental abundance anomanlies in the late Cenomanian extinction interval: a search for the source(s). - *Earth and Planetary Science Letters,* **117,** 189-204.

P

PACEY N.R. (1984). - Bentonites in the chalk of central eastern England and their relation to the opening of northeast Atlantic. - *Earth and Planetary Science Letters,* **67,** 48-60.
PARKER W.K. & JONES T.R. (1865). - On some foraminifera from the North Atlantic and Arctic Oceans, including Davis Straits and Baffin's Bay. - *Philosophical Transactions of the Royal Society,* **155,** 325-441.

PAUL C.R.C., LAMOLDA M.A., MITCHELL S.F., VAZIRI M.R., GOROSTIDI A. & MARSHALL J.D. (1999). - The Cenomanian - Turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK): a proposed European reference section. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **150,** 83-121.

PERCH-NIELSEN K. (1985). - Mesozoic calcareous nannofossils. *In*: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K., eds, Plankton Stratigraphy. - *Cambridge University Press*, London, **1,** 329-426.

PESSAGNO E.A. (1969). - Cenomanian-Turonian (Eaglefordian) stratigraphy in the western gulf coastal plain area. - International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, **2**, 509-525.

PETERSON J.A. (1965). - Rocky Mountain sedimentary basins - Introduction. - *Bulletin of the American Association of petroleum geologists,* **49,** 1779-1780.

PHILIP J. (1978). – Stratigraphie et paléoécologie des formations à rudistes du Cénomanien : l'exemple de la Provence. – *Géologie de la Méditerranée*, **1**, 155-168.

PHILIP J. & AIRAUD-CRUMIERE C. (1991). – The demise of the rudist-bearing carbonate platforms at the Cenomanian-Turonian boundary: a global control. – *Coral Reefs*, **10**, 115-125.

PHLEGER F.B. & SOUTAR A. (1973). - Production of benthonic foraminifera in three East Pacific oxygen minima. - *Micropaleontology*, **19,** 110-115.

POWELL J.D. (1965). - Late Cretaceous plateform-basin facies, Northern Mexico and adjacent Texas. - *Bulletin of the American Association of petroleum geologists,* **49,** 511-525.

PRATT L.M. (1984). - Influence of paleoenvironmental factors on preservation of organic matter in middle Cretaceous Greenhorn Formation, Pueblo, Colorado. - *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin,* **68,** 1146-1159.

PRATT L.M. (1985). - Isotopic studies of organic matter and carbonates in rocks of the Greenhorn Marine cycle. *In*: PRATT L.M., KAUFFMAN E.G. & ZELT F.B., eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. - *SEPM Field Trip Guidebook,* **4,** 38-48.

PRATT L.M., ARTHUR M.A., DEAN W.E. & SCHOLLE P.A. (1993). - Paleo-oceanographic Cycles and Events during the Late Cretaceous in the Western Interior Seaway of North America. *In*: CALDWELL W.G.E. & KAUFFMAN E.G., eds, Evolution of the Western Interior Basin. - *Geological Association of Canada, Special Paper*, **39,** 333-353.

PRATT L.M., FORCE E.R. & POMEROL B. (1991). - Coupled manganese and carbon-isotopic events in marine carbonates at the Cenomanian-Turonian boundary. - *Journal of sedimentary petrology,* **61,** 370-383.

PRATT L.M. & THRELKELD C.N. (1984). - Stratigraphhic significance of 13C/12C ratios in mid-Cretaceous rocks of the Western Interior, U.S.A. *In*: STOTT D.F. & GLASS D.J., eds, The Mesozoic of Middle North America. - *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, **9,** 305-312.

PREMOLI SILVA I., ERBA E., SALVINI G., LOCATELLI C. & VERGA D. (1999). - Biotic changes in cretaceous oceanic anoxic events of the tethys. - *Journal of Foraminiferal Research,* **29,** 352-370.

R

RAUP D.M. & SEPKOSKI J.J. (1984). - Periodicity of extinctions in the geologic past. - *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America,* **81,** 801-805.

REESIDE J.B. (1957). - Paleoecology of the Cretaceous seas of the Western Interior of the United States. *In*: LADD H.S., ed., Treatise on Marine Ecology and Paleoecology. - *Geological Society of America memoir*, **67,** 505-541.

REILLY S.M., WILEY E.O. & MEINHARDT D.J. (1997). - An integrative approach to heterochrony: the disctinction between interspecific and intraspecific phenomena. - *Biological Journal of the Linnean Society,* **60,** 119-143.

RENARD M. (1986). - Pelagic carbonate chemostratigraphy (Sr, Mg, 18O, 13C). - *Marine Micropaleontology,* **10,** 117-164.

RICKEN W. (1991). - Variation of sedimentation rates in rhythmically bedded sediments - distinction betxeen depositional types. *In*: EINSELE G., RICKEN W. & SEILACHER A., eds, Cycles and Events in Stratigraphy. - *Springer-Verlag*, Berlin, 167-187.

ROBASZYNSKI F. & CARON M. (1979). – Atlas des foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et Téthys). – *Cahiers de Micropaléontologie*, **1**, 185pp., **2**, 181pp.

ROBASZYNSKI F. & CARON M. (1995). – Foraminifères planctoniques du Crétacé : commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **166**, 681-692.

ROBASZYNSKI F., CARON M., AMEDRO F., DUPUIS C., HARDENBOL J., GONZALEZ DONOSO J. M., LINARES D. & GARTNER S. (1993). - Le Cénomanien de la région de Kalaat Senan (Tunisie centrale) : litho-biostratigraphie et interprétation séquentielle. - *Revue de micropaléontologie,* **12,** 351-505.

ROBASZYNSKI F., CARON M., DUPUIS C., AMEDRO F., GONZALEZ DONOSO J.M., LINARES D., HARDENBOL J., GARTNER S., CALANDRA F. & DELOFFRE R. (1990). - A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of central Tunisia: formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. – *Bulletin Elf-Aquitaine,* **14,** 213-384.

ROBASZYNSKI F., CARON M., GONZALEZ-DONOSO J.M. & WONDERS A.A.H. (1984). - Atlas of late Cretaceous Globotruncanids. - *Revue de Micropaléontologie,* **20,** 145-305.

ROCC Group (1986). - Rhythmic bedding in Upper Cretaceous pelagic carbonate sequences: Varying sedimentary response to climatic forcing. - *Geology,* **14,** 153-156.

ROBERTS L.N. R. & KIRSCHBAUM M.A. (1995). - Paleogeography of the Late Cretaceous of the Western Interior of Middle North America - Coal Distribution and Sediment Accumulation. – *United States Geological Survey Professional Paper,* **1561,** 115pp.

ROMAN F. & MAZERAN P. (1913). - Monographie Paléontologique de la Faune du Turonien du Bassin d'Uchaux et de ses Dépendences. - *Archives du Museum d'Histoire Naturelle de Lyon*, **XII**, 131pp.

ROSE W.I. & CHESNER C.A. (1990). - Worldwide dispersal of ash and gases from earth's largest known eruption: Toba, Sumatra, 75 ka. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **89,** 269-275.

ROTH P.H. (1989). - Ocean circulation and calcareous nannoplankton evolution during the jurassic and cretaceous. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **74**, 111-126.

S

SAGEMAN B.B. (1985). - High-resolution stratigraphy and paleobiology of the Hartland Shale Member; Analysis of an oxygen-deficient epicontinental sea. *In*: PRATT L.M., KAUFFMAN E.G. & ZELT F.B., eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. - *SEPM Field Trip Guidebook*, **4,** 110-121.

SAGEMAN B.B. & ARTHUR M.A. (1994). - Early Turonian paleogeographic /paleobathymetric map, Western Interior, U.S. *In*: CAPUTO M.V., PETERSON J.A. & FRANCZYK K.J., eds, Mesozoic Systems of the Rocky Mountain Region, USA. - *SEPM, Rocky Mountain Section,* 457-470.

SAGEMAN B.B., RICH J., ARTHUR M.A., BIRCHFIELD G.E. & DEAN W.E. (1997). - Evidence for Milankovitch periodicites in Cenomanian-Turonian lithologic and geochimical cycles, Western Interior U.S.A. - *Journal of the Sedimentary Research,* **67,** 286-302.

SAGEMAN B.B., RICH J., ARTHUR M. A., DEAN W. E., SAVRDA C. E. & BRALOWER T. J. (1998). - Multiple Milankovitch cycles in the Bridge Creek Limestone (Cenomanian-Turonian), western Interior Basin. *In*: ARTHUR M. A. & DEAN W. E., eds, Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior seaway. - *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **6,** 153-171.

SAITO T., THOMPSON P.R. & BREGER D. (1976). - Skeletal ultra-structure of some elongate-chambered planktonic foraminifera an drelated species. *In*: TAKAYANAGI Y. & SAITO T., eds, Selected Papers in honor of Prof. Kiyoshi Asano. - *Progress in Micropaleontology, Special Publication*, 278-304.

SANDERS R.B. (1988). - Sedimentology and isotope geochemistry of the Upper Cretaceous Ernst Member of the Boquillas Formation, Big Bend National Park, Texas. – Unpublished Texas Tech. University Master of Sciences, 170pp.

SAVRDA C.E. (1998). - Ichnology of the Bridge Creek limestone: evidence for temporal and spatial cariations in paleo-oxygenation in the western interior seaway. *In*: ARTHUR M.A. & DEAN W.E., eds, Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior seaway. - *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **6,** 127-136.

SCHLANGER S.O. & JENKYNS H.C. (1976). - Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. - *Geologie en Mijnbouw*, **55**, 179-184.

SCHOLLE P.A. & ARTHUR M.A. (1980). - Carbon Isotope Fluctuations in Cretaceous Pelagic Limestones: Potential Stratigraphic and Petroleum Exploration Tool. - *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin,* **64,** 67-87.

SCOTESE C.R. (2002). - http://www.scotese.com, (PALEOMAP website).

SCOTESE C.R. (1997). - Paleogeographic Atlas, PALEOMAP Progress Report 90-0497, Department of Geology, University of Texas at Arlington, Arlington, Texas, 37pp.

SCOTT G.R. (1964). - Geology of the northwest and northeast Pueblo quadrangles, Colorado. - *U.S. Geological. Survey,Miscellaneous Geologic Investigations Map,* **I-408**.

SCOTT G.R. (1969a). - General and engineering geology of the northern part of Pueblo, Colorado. - *United States Geological Survey Bulletin,* **1262,** 131pp.

SCOTT G.R. (1969b). - Geologic map of the southwest and southeast Pueblo quadrangles. - *U.S. Geological. Survey,Miscellaneous Geologic Investigations Map,* **I-597**.

SCOTT R.W. (1977). - Early Cretaceous Environments and Paleocommunities in the Southern Western Interior. *In*: KAUFFMAN E.G., ed. Cretaceous Facies, Faunas, and Paleoenvironments across the Western Interior Basin. - *The Mountain Geologist,* **14,** 155-173.

SCOTT R.W., FRANKS P.C., EVETTS M.J., BERGEN J.A. & STEIN J.A. (1998). - Timing of mid-cretaceous relative sea level changes in the Western Interior: Amoco no.1 bounds core. *In*: ARTHUR M. A. & DEAN W. E., eds, Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior seaway. - *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **6,** 11-34.

SEN GUPTA B.K. & MACHAIN-CASTILLO M.L. (1993). - Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. - *Marine Micropaleontology*, **20,** 183-201.

SETHI P.S. & LEITHOLD E.L. (1994). - Climatic cyclicity and terrigenous sediment influx to Early Turonian Greenhorn sea, Southern Utah. - *Journal of Sedimentary Research*, **64,** 26-39.

SEPKOSKI J.J. (1986). – Phanerozoic overview of mass extinction. *In*: RAUP D. & JAPLONSKI D., eds, Pattern and processes in the history of life, Springer-Verlag, Berlin, 277-295.

SEPKOSKI J.J. (1990). - The taxonomic structure of mass extinction. *In*: SHARPTON V.L. & WARD P.D., eds, Global Catastrophes in Earth History. - *Geological Society of American, Special Paper*, **247,** 33-44.

SIGAL J. (1977). - Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques. - *Géologie Méditerranéenne*, **2,** 99-108.

SIMONS D.J.H. & KENIG F. (2001). - Molecular fossil constraints on the water column structure of the Cenomanian-Turonian Western Interior Seaway, USA. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **169,** 129-152.

SLAUGHTER M. & EARLEY J.W. (1965). - Mineralogy and geological significance of the Mowry bentonites, Wyoming. - *Geological Society of America, Special Paper*, **83,** 116pp.

SLITER W.V. & BAKER R.A. (1972). - Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers. - *Journal of Foraminiferal Research*, **4,** 167-183.

SNOW L., DUNCAN R.A. & BRALOWER T.J. (2005). - Trace element abundances in the Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, marine sedimentary section and their relationship to Caribean plateau construction and oxygen anoxic event 2. - *Paleoceanography*, **20,** 14p.

SOHL N.F. (1969). - North American biotic provinces delineated by gasteropods. - North American Paleontological Convention, **1**, 1610-1638.

SPINDLER M., HEMLEBEN C., BAYER C., BE A.W.H. & ANDERSON O.R. (1979). - Lunar periodicity of reproduction in the planktonic foraminifer *Hastigerina pelagica*. - *Marine Ecology Progress Series 1*, **1,** 61-64.

STANTON T.W. (1894). - The Colorado formation and its invertebrate fauna. - *United States Geological Survey Bulletin*, **106,** 288pp.

T

TAPPAN H. (1962). - Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska. - *United States Geological Survey, Professional Paper*, **236-C,** 209pp.

THUROW J., STREET C., NEDERBRAGT A., PEARCE R., RAVILIOUS K., TURGEON S., BRUMSACK H.J., KEMP A. & WAGNER T. (2001). - High Frequency Climate Cycles from an Extreme Climate Event Record (Mid-Cretaceous). - *Eos Transactions, American Geophysical Union*, Fall Meeting Supplement, **82**, 47, F786-F787.

TSIKOS H., JENKYNS H.C., WALSWORTH-BELL B., PETRIZZO M.R., FORSTER A., KOLONIC S., ERBA E., PREMOLI SILVA I., BAAS M., WAGNER T. & SINNINGHE DAMSTE J.S. (2004). - Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event: correlation and implications based on three key localities. - *Journal of Geological Society*, **161,** 711-719.

U

UDEN J.A. (1907). - A Sketch of the Geology of the Chisos Country, Brewster County, Texas. - *Bulletin of University of Texas*, **93,** 29-40.

V

VAIL P.R., MITCHUM R.M. & THOMPSON S. (1977). – Global cycles of relative changes of sea level. *In:* PAYTON C.E., ed, Seismic stratigraphy, applications to hydrocarbon exploration. – *American Association of Petroleum Geologists*, **3**, 418pp.

VERET G. (2004). – Etude des variations morphologiques d'une population de foraminifères planctoniques carénés du Cénomanien supérieur du Western Interior. – Unpublished *Mémoire ENSM*, Ecole des Mines de Paris, 47pp.

VICKERMAN K. (1992). - The diversity and ecological significance of Protozoan. - *Biodiversity and Conservation,* **1,** 334-341.
VON STACKELBERG U. (1972). - Faziesverteilung in sedimenten des indisch-pakistanischen kontinentalrandes (Arabisches meer). - *Meteor Forschungsergeb,* **C-9,** 1-73.

W

WALKER G.L.P. (1980). - The Taupo pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption. - *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* **8,** 69-94.
WALKER G.P.L. (1981a). - Generation and dispersal of fine ash and dust by volcanic eruptions. - *Journ. Volc. Geoth. Research,* **11,** 80-92.
WALKER G.P.L. (1981b). - Plinian eruption and their products. – *Bulletin of. volcanology,* **44,** 223-240.
WALLICH G.C. (1962). - The North-Atlantic sea-bed: comprising a diary for the voyage on board H.M.S Bulldog in 1860, and observations on the presence of animal life and the formation and nature of organic deposits at great depths in the ocean. - **v. Pt. 1,** 4-6.
WATKINS D.K. (1985). - Biostratigraphy and Paleoecology of Calcareous Nannofossils in the Greenhorn Marine Cycle. *In*: PRATT L.M., KAUFFMAN E.G. & ZELT F.B., eds, Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. - *SEPM Field Trip Guidebook,* **4,** 151-156.
WATKINS D.K. (1986). - Calcareous nannofossil paleoceanography of the Cretaceous Greenhorn Sea. - *Geological Society of America Bulletin,* **97,** 1239-1249.
WATKINS D.K. (1989). - Nannoplankton productivity fluctuations and rhythmically-bedded pelagic carbonates of the Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous). - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **74,** 75-86.
WATKINS D.K., BRALOWER T.J., COVINGTON J.M. & FISHER C.G. (1993). - Biostratigraphy and Paleoecology of the Upper Cretaceous Nannofossils in the Western Interior Basin, North America. *In*: CALDWELL W.G.E. & KAUFFMAN E.G., eds, Evolution of the Western Interior Basin. - *Geological Association of Canada, Special Paper,* **39,** 521-537.
WEIMER R.J. (1960). - Upper Cretaceous stratigraphy, Rocky Mountain area. - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin,* **44,** 1-20.
WEIMER R.J. (1984). - Relationship of Unconformities, Tectonics, and Sea Level Changes in the Cretaceous of the Western Interior, United States. *In*: SCHLEE J. S., ed. Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation. - *AAPG memoir,* **36,** 7-35.
WEISSERT H. (1989). - C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change; a case study from the Early Cretaceous. – *Surveys in Geophysics,* **10**, 1–61.
WERNLI R. (1988). - Les protoglobigérines (foraminifères) du Toarcien et de l'Aalénien du Domuz Dag (Taurus Occidental, Turquie). - *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **8**, 661-668.
WEST O.L.O., LECKIE R.M. & SCHMIDT M.G. (1998). - Foraminiferal paleoecology and paleoceanography of the greenhorn cycle along the southwestern margin of the Western Interior Sea. *In*: ARTHUR M.A. & DEAN W.E., eds, Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior seaway. - *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology,* **6,** 79-99.
WIERZBOWSKI A., JAWORSKA M. & KROBICKI M. (1999). - Jurassic (Upper Bajocien-lowest Oxfordian) ammonitico rosso facies in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland: its fauna, age, microfacies and sedimentary environment. - *Studia Geologica Polonica,* **115,** 7-74.
WILLIAMS G.D. & STELCK C.R. (1975). - Speculations on the cretaceous palaeogeography of North America. - *The Geological Association of Canada Special Paper,* **13,** 1-20.
WILSON P.A. & NORRIS R.D. (2001). - Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. - *Nature,* **412**, 425–428.
WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A. (1977). - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. - *Chemical Geology,* **20,** 325-343.
WOODS A.W. & WOHLETZ K. (1991). - Dimensions and dynamics of co-ignimbrite eruption columns. - *Nature,* **350,** 225-227.
WRIGHT C.A. & MURRAY J.W. (1972). - Comparisons of modern and Paleogene foraminiferid distributions and their environmental implications. - *Memoirs BRGM,* **79,** 87-96.
WRIGHT C.W. & KENNEDY W.J. (1981). - The Ammonoidea of the Plenus Marls and the Middle Chalk. - *Palaeontolographical Society Monograph, Publication 560,* **134,** 1-148.

Y

YOUNG K. (1963). - Upper Cretaceous Ammonites from the Gulf Coast of United States. - *Publication of the University of Texas,* **6304,** 373pp.

YOUNG K. (1979). - Lower Cenomanian and Late Albian (Cretaceous) ammonites, especially Lyelliceratidae of Texas and Mexico. - *Texas Memorial Museum Bulletin,* **26,** 99pp.

Z

ZIEGLER A.M., SCOTESE C.R. & BARRETT S.F. (1983). - Mesozoic and Cenozoic paleogeographic maps. *In*: BROSCHE P. & SUENDERMAN J., eds, Tidal Friction and the Earth's Rotation II. - *Springer-Verlag*, Berlin, 240-252.

LISTE DES FIGURES

PARTIE I – ETAT DES CONNAISSANCES

Figure I.1 : Extension temporelle des trois événements anoxiques océaniques en relation avec les variations du niveau marin relatif (d'après Jenkyns, 1980) 16
Figure I.2 : Différentes lithologies du passage Cénomanien-Turonien dans plusieurs domaines paléogéographiques 18
Figure I.3 : Comparaison des extinctions du passage Cénomanien-Turonien à celles de la limite Crétacé-Tertiaire pour différents groupes taxonomiques d'organismes marins (données de Sepkoski, 1986, 1990 dans Kerr, 1998) 19
Figure I.4 : Stratigraphie de la limite Cénomanien-Turonien, illustrée pour la coupe de Pueblo (Colorado), proposant six bio-événements pour définir la limite (d'après Robaszynski & Gale, 1993 dans Bengtson, 1996) 20
Figure I.5 : Comparaison entre les zones d'ammonites d'Europe et celles du bassin du Western Interior 21
Figure I.6 : Comparaison des biozonations à ammonites (Europe vs bassin du Western Interior) et des principaux événements biostratigraphiques de la nannoflore en Europe et pour l'Océan Indien (d'après Burnett *et al.*, 1999) 23
Figure I.7 : Anoxie actuelle 24
Figure I.7a : Carte des milieux anoxiques actuels, d'après Kamykowski & Zentara (1990).
Figure I.7b : Modèle de la zone à oxygène minimum dans l'Océan Indien actuel modifié par Arthur & Schlanger (1979) d'après Von Stackelberg (1972).
Figure I.7c : Anoxie océanique : Modèle de bassin restreint dans la Mer Noire actuelle d'après Degens & Ross (1974).
Figure I.8 : Signatures du rapport isotopique du carbone dans des domaines paléogéographiques différents au passage Cénomanien-Turonien 27
Figure I.9: Corrélation des coupes de Eastbourne (Angleterre) et de Pueblo (Colorado) pour le passage Cénomanien-Turonien, basée sur les courbes isotopiques du $\delta^{13}C$ (Pratt & Threlkeld, 1984 ; Gale *et al.*, 1993) 29
Figure I.10 : Paléogéographie globale au Crétacé supérieur (Scotese, 2002) 32
Figure I.11 : Carte paléogéographique montrant l'influence de la zone de bombement sur les circulations océaniques (d'après Leckie *et al.*, 1998) 33
Figure I.12 : Géométrie du Bassin du Western Interior dans le temps et dans l'espace 34
Figure I.13 : Cycles de transgression-régression et faciès associés 36
Figure I.14 : Carte des bassins du Western Interior (d'après Peterson, 1965) 37
Figure I.15: Extension de la micro- et de la macrofaune dans le bassin du Western Interior 39
Figure I.16 : Coupe de référence de Pueblo 41
Figure I.16A : Localisation de la coupe de référence de Pueblo (Colorado).
Figure I.16B : Coupe de référence de Pueblo (numérotation des bancs d'après Cobban & Scott, 1972) présentant les différentes zonations biostratigraphiques ainsi que les données isotopiques acquises par Pratt & Threlkeld (1984). Figure de synthèse faisant suite au second symposium international sur le Crétacé (d'après Bengtson, 1996).
Figure I.17 : Détails lihologiques de la formation de "Greenhorn" à Pueblo (d'après Cobban & Scott, 1972 et Kauffman, 1977b, modifié) 43
Figure I.18 : Distribution des ammonites à Pueblo (d'après Cobban & Scott, 1972; Kennedy & Cobban, 1991; Kennedy et *al.*, 2000) 46
Figure I.19 : Distribution des inocérames à Pueblo (Kennedy *et al.*, 2000) 48
Figure I.20 : Distribution des espèces index de foraminifères planctoniques à Pueblo 50
Figure I.21 : Evolution de l'assemblage de la microfaune planctonique et benthique à Pueblo (selon Leckie *et al.*, 1998) 51
Figure I.22 : Distribution des bio-événements à nannofossiles calcaires à Pueblo selon Watkins (1985), Bralower (1988) et Watkins *et al.* (1993) 52
Figure I.23 : Zones de nannofossiles calcaires établies selon Bralower (1988) à Pueblo 53
Figure I.24 : Isotopes stables du carbone (mesures sur carbone organique et sur roche totale) à Pueblo 55
Figure I.25: Isotopes stables de l'oxygène (mesures sur roche totale) et teneurs en manganèse 57
Figure I.26 : Abondance de quelques éléments pour la partie basale du Membre de « Bridge Creek Limestone) à Pueblo (Orth *et al.*, 1988, 1993) 58
Figure I.27 : Schéma illustrant la remobilisation du manganèse durant l'expansion de la zone d'oxygène minimum (selon Pratt *et al.*, 1991) 59

Figure I.28 : Synthèse de l'ensemble des signaux liho-, bio- et chimio- à Pueblo, avant cette étude, vis à vis des horizons de bentonite 60
Figure I.29 : Localisation des coupes de référence pour le bassin du Western Interior 62
Figure I.30 : Corrélation à haute résolution dans la formation de "Mancos Shale" entre différentes coupes du bassin de Black Mesa (d'après Kirkland, 1991) 63
Figure I.31 : Distribution des principales espèces de nannofossiles calcaires (Bralower, 1988) 66
Figure I.32 : Evolution de l'assemblage des foraminifères planctoniques et benthiques à Lohali Point (selon Leckie *et al.*, 1998) 67
Figure I.33 : Isotopes stables du $\delta^{13}C_{org}$ et taux du carbone organique total dans le bassin de Black Mesa (selon Pratt & Threlkeld, 1984) 68
Figure I.34 : Evolution des foraminifères planctoniques et benthiques à Mesa Verde (selon Leckie *et al.,* 1998) 69
Figure I.35 : Succession lithologique de la coupe de Bridge Creek (Kansas) selon Cobban & Scott (1972) 72
Figure I.36 : Colonne lithologique, données isotopiques et principaux événements concernant la nannoflore pour le forage de Bounds (selon Scott *et al.*, 1998, modifié) 73
Figure I.37 : Succession lithologique de la coupe de Bunker Hill (Kansas) selon Hattin (1988). La figure indique également la biozonation (Elder, 1989) et la distribution des ammonites (Elder, 1989) et des principales espèces de foraminifères planctoniques ainsi que l'extension de la "zone à benthiques"(selon Eicher & Worstell, 1970) 75
Figure I.38 : Isotopes stables du $\delta^{13}C_{org}$ et taux de COT à Bunker Hill (selon Pratt & Threlkeld, 1984) 77
Figure I.39 Succession lithologique, position stratigraphique des bentonites, biozonation des ammonites de la coupe de Hot Springs (d'après Elder, 1987a dans Fisher *et al.*, 2003) et distribution des foraminifères planctoniques et benthiques (d'après Eicher & Worstell, 1970) 78
Figure I.40 : Coupe de Chispa Summit (Texas) 80
Figure I.40A. : Succession lithologique et distribution des ammonites de la coupe de Chispa Summit (d'après Kennedy *et al.*, 1989).
Figure I.40B. : Distribution des foraminifères planctoniques de la coupe de Chispa Summit (d'après Frush & Eicher, 1975).
Figure I.41 : Coupe de Chispa Summit de la formation de « Buda Limestone » au passage Cénomanien-Turonien et rapport du Mn/Ca (selon Orth *et al.*, 1993, modifié) 82
Figure I.42 : Coupe de Big Bend (Parc National de Big Bend, Texas) 84
Figure I.42A : Détails lithologiques du membre de "Ernst" à Rio Grande (d'après Maxwell *et al.*, 1967).
Figure I.42B : Distribution des foraminifères planctoniques de la coupe de Rio Grande (d'après Frush & Eicher, 1975).
Figure I.42C : Coupes de Rio Grande et de Ernst Tinaja - découpage du membre de "Ernst" en quatre unités (Sanders, 1988).
Figure I.43 : Courbes isotopiques du $\delta^{13}C_{carb}$ et $\delta^{13}C_{org}$ pour le membre de « Ernst » (selon Sanders, 1988) 86
Figure I.44 90
Figure I.44A : Exemple de corrélation avec l'extension du niveau Millbrig-Kinnekulle (Ordovicien moyen) d'Amérique du Nord en Europe aidant aux reconstructions paléogéographiques (selon Huff *et al.*, 1996).
Figure I.44B : Relation entre la masse de cendres fines et de poussières, le type de volcanisme et la hauteur de la colonne éruptive (selon Walker, 1981).
Figure I.44C : Extension du panache et du nuage de cendres lors de l'éruption du mont Saint-Helens le 18 mai 1980 (selon Sarna-Wojcicki *et al.*, 1981 dans Bardintzeff, 1992).
Figure I.45 : Cartes isopaques présentant les épaisseurs (compactée) des bentonites repères (A, B, C et D) dans le bassin du Western Interior (selon Elder, 1988) 94
Figure I.46 : Données radiochronologiques acquises sur les principaux niveaux de bentonites au passage Cénomanien-Turonien 94
Figure I.47 : Coupes lithologiques de la formation de « Greenhorn Limestone » le long d'une transversale allant de la région centre-est du Colorado au centre du Kansas (selon Hattin, 1985) 96
Figure I.48 : Successions lithologiques des coupes de référence de la formation de "Greenhorn Limestone" suivant une transversale du bassin axial à la plate-forme orientale stable 98
Figure I.49 : Tableau de distribution des horizons de bentonites vis-à-vis de la biozonation à ammonites (d'après l'ensemble des données bibliographiques exposées au début du chapitre I) 99
Figure I.50 : Comparaison des bio-événements de la nannoflore classiquement utilisés à des fins de corrélations et des horizons majeurs de bentonites (d'après Bralower, 1988 ; Bralower & Bergen, 1998) 101
Figure I.51 : Les trois événements isotopiques (A, B et C) tels que positionnés par Pratt & Threlkeld (1984) le long d'une transversale ouest-est. Cette attribution est mise en regard avec les principaux horizons de bentonites (Hattin, 1971; Elder, 1985; Kirkland, 1991) 102

Figure I.52 : Corrélation de l'anomalie positive en manganèse entre les coupes de Pueblo et de Chispa Summit 105

PARTIE II – LES DONNEES ACQUISES

Figure II.1 : Tableau récapitulatif du nombre d'échantillons analysés pour les différents signaux bio- et chimiostratigraphiques 111
Figure II.2 :
Figure II.2A : La bentonite B à Elm (Kansas) 115
Figure II.2B : Concrétion calcaire au sein d'un horizon de bentonite (Lozier Canyon, Texas, cliché de B. Beaudoin) 115
Figure II.3 : Coupe type du centre du Colorado (Pueblo). Distribution des horizons de bentonites vis-à-vis des principaux bancs repères carbonatés et de la biozonation des ammonites (d'après Kennedy & Cobban, 1991 et Kennedy *et al.*, 2000) 117
Figure II.4 : Coupes lithologiques de Pueblo selon Kauffman (1977b) et selon cette étude 121
Figure II.5 : Distribution temporelle des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Pueblo au passage Cénomanien-Turonien 123
Figure II.6 : Distribution temporelle des espèces index de foraminifères planctoniques à Pueblo selon les différents auteurs 124
Figure II.7 :
Figure II.7A : Différentes espèces de rotalipores et d'anaticinelles de la coupe de référence de Pueblo 125
Figure II.7B : Tableau comparatif des principaux caractères morphologiques entre *Rotalipora* et *Anaticinella* 125
Figure II.8 : Différents types de microfaciès 128
Figure II.9 : Distribution temporelle des microfaciès à Pueblo (Beaudoin *et al.*, 1995 et cette étude) comparée à l'évolution du carbone organique total (d'après Arthur *et al.*, 1985 ; Pratt, 1985) et du CaCO3 (d'après Caron *et al., sous presse*). Biozonation des ammonites d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy *et al.* (2000) 129
Figure II.10 : Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène (Morel, 1998 et cette étude 132
Figure II.11 : Localisation des coupes de Pueblo, Graneros et Las Animas 133
Figure II.12 : Coupes lithologiques de Pueblo, Graneros et Las Animas 134
Figure II.13 : Distribution temporelle des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour les coupes de Pueblo, Graneros et Las Animas 136
Figure II.14 : Distribution temporelle des microfaciès pour les coupes de Pueblo, Graneros et de Las Animas 138
Figure II.15 : Localisation des coupes de la transversale de la marge occidentale (Lohali Point) à la marge orientale stable (Elm) 141
Figure II.16 : Coupes lithologiques de Lohali Point selon Kirkland (1991) et selon cette étude 143
Figure II.17 : Distribution temporelle des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Lohali Point au passage Cénomanien-Turonien 144
Figure II.18 : Distribution temporelle des principales espèces de nannofossiles calcaires à Lohali Point 145
Figure II.19 : Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène à Lohali 147
Figure II.20 : Coupes lithologiques d'El Vado selon Batt (1987, 1993) et selon cette étude 150
Figure II.21 : Distribution temporelle des microfaciès, des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe d'El Vado au passage Cénomanien-Turonien 151
Figure II.22 : Coupe lithologique de Bunker Hill selon Hattin (1988), en regard de celle de Elm (cette étude) 153
Figure II.23 : Distribution temporelle des microfaciès, des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Elm au passage Cénomanien-Turonien 154
Figure II.24 : Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène à Elm 156
Figure II.25 : Corrélations à haute résolution à travers le bassin du Western Interior 157
Figure II.26 : Distribution temporelle des principales espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour les coupes de la transversale ouest-est 159
Figure II.27 : Distribution temporelle des microfaciès de la transversale ouest-est 162
Figure II.28 : Evolution du rapport isotopique du carbone le long de la transversale ouest est 163

Figure II.29 : Evolution du rapport isotopique de l'oxygène le long de la transversale ouest est 164
Figure II.30 : Localisation des coupes de la transversale du nord (Hot Springs) au sud (Rio Grande, Texas).. 165
Figure II.31 : Coupes lithologiques de Hot Springs selon Elder (1987a) et selon cette étude 167
Figure II.32 : Distribution temporelle des microfaciès et des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Hot Springs (Dakota du Sud) au passage Cénomanien-Turonien 168
Figure II.33 : Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène à Hot Springs..... 170
Figure II.34 : Coupes lithologiques de Taylor Springs selon Hattin (1987) et selon cette étude..... 173
Figure II.35 : Distribution temporelle des microfaciès et des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Taylor Springs (Nouveau Mexique) au passage Cénomanien-Turonien 174
Figure II.36 : Coupes lithologiques de Chispa Summit selon Kennedy *et al.* (1989) et selon cette étude 176
Figure II.37 : Distribution temporelle des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Chispa Summit (Texas) au passage Cénomanien-Turonien..... 177
Figure II.38 : Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène à Chispa Summit 179
Figure II.39 : Coupe lithologique de Rio Grande (Texas**)** 182
Figure II.40 : Distribution temporelle des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Rio Grande (Texas) - partie inférieure 183
Figure II.41 : Distribution temporelle des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe de Rio Grande (Texas) - partie supérieure 184
Figure II.42 : Coupes lithologiques de Rio Grande et de Ernst Tinaja 185
Figure II.43 : Distribution temporelle des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour la coupe d'Ernst Tinaja (Texas) 186
Figure II.44 : Corrélation à haute résolution le long d'une transversale nord sud à travers le bassin du Western Interior..... 188
Figure II.45 : Distribution temporelle des principales espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes pour les coupes de la transversale nord sud..... 189
Figure II.46 : Evolution temporelle des microfaciès pour les coupes de la transversale nord sud 192
Figure II.47 : Evolution du rapport isotopique du carbone le long de la transversale nord sud..... 193
Figure II.48 : Evolution du rapport isotopique de l'oxygène le long de la transversale nord sud 196

PARTIE III – VALORISATION DES DONNEES ACQUISES

Figure III.1 : Diagramme de corrélation lithologique entre les coupes de Pueblo (Colorado) et d'El Vado (Nouveau Mexique) où sont projetés les horizons de bentonites et les limites de zones d'ammonites. La ligne de corrélation tracée représente le déroulement du temps 200
Figure III.2 : Diagramme de corrélation lithologique entre les coupes de Pueblo (Colorado) et de Hot Springs (Dakota du Sud) où sont projetés les horizons de bentonites et les limites de zones d'ammonites. La ligne de corrélation tracée représente le déroulement du temps 201
Figure III.3 : Modifications du motif lithologique à l'échelle régionale..... 203
Figure III.4 : Courbe isotopique du $\delta^{13}C_{carb}$ pour la coupe de référence de Pueblo (Morel, 1998 et cette étude) en regard des courbes isotopiques du $\delta^{13}C_{org}$ (Pratt & Threlkeld, 1984 selon le papier original et reproduit dans Kennedy *et al.*, 2000), des teneurs en manganèse (Arthur *et al.*, 1985 ; Pratt *et al.*, 1991 ; Morel, 1998) et des microfaciès..... 207
Figure III.5 : Courbe isotopique du $\delta^{13}C_{carb}$ pour la coupe de référence de Pueblo (Morel, 1998 et cette étude) en regard de la courbe isotopique du $\delta^{13}C$ acquise par Keller *et al.* (2004) sur des tests de *H. planispira* ... 209
Figure III.6 : Courbes isotopiques du $\delta^{13}C_{carb}$ et du $\delta^{18}O_{carb}$ pour la coupe de référence de Pueblo (Morel, 1998 et cette étude) en regard des teneurs en manganèse (Arthur *et al.*, 1985 ; Pratt *et al.*, 1991 Morel, 1998) et des microfaciès..... 210
Figure III.7 : Courbe isotopique du $\delta^{18}O_{carb}$ pour la coupe de référence de Pueblo (Morel, 1998 et cette étude) en regard de la courbe isotopique du $\delta^{18}O$ acquise par Keller *et al.* (2004) sur des tests de *H. planispira* ... 212
Figure III.8 : Corrélation des événements isotopiques du carbone (transversale d'ouest en est) inscrits dans un cadre téphrochronologique (diagramme temps où les bentonites et les limites de zones d'ammonites sont placées à l'horizontale)..... 214
Figure III.9 : Diagramme de corrélation lithologique entre les coupes de Pueblo (Colorado) et de Hot Springs (Dakota du Sud) où sont projetés les horizons de bentonites, les limites de zones d'ammonites ainsi que les événements isotopiques. La ligne de corrélation tracée représente le déroulement du temps..... 216

Figure III.10 : Diagramme de corrélation lithologique entre les coupes de Pueblo (Colorado) et de Carthage (Nouveau Mexique) où sont projetés les horizons de bentonites, les limites de zones d'ammonites ainsi que les événements isotopiques 218
Figure III.11 : Corrélation des événements isotopiques du carbone entre les coupes de la transversale nord-sud (diagramme temps où les bentonites et les limites de zones d'ammonites sont placées à l'horizontale) .. 219
Figure III.12 : Essai de corrélation des événements isotopiques de l'oxygène de la transversale d'ouest en est 220
Figure III.13 : Diagramme de corrélation lithologique entre les coupes de Pueblo (Colorado) et de Hot Springs (Dakota du Sud) où sont projetés les horizons de bentonites, les limites de zones d'ammonites ainsi que les événements isotopiques. La ligne de corrélation tracée représente le déroulement du temps..... 222
Figure III.14 : Essai de corrélation des événements isotopiques de l'oxygène entre les coupes de la transversale du nord au sud (diagramme temps où les bentonites et les limites de zones d'ammonites sont placées à l'horizontale)..... 223
Figure III.15 : Diagramme de corrélation lithologique entre les coupes de Pueblo (Colorado) et de Carthage (Nouveau Mexique) où sont projetés les horizons de bentonites, les limites de zones d'ammonites ainsi que les événements isotopiques..... 224
Figure III.16 : Proposition d'un signal composite type pour δ13Ccarb pour le passage Cénomanien-Turonien dans le bassin du Western Interior..... 226
Figure III.17 : Proposition d'un signal composite type pour δ18Ocarb pour le passage Cénomanien-Turonien dans le bassin du Western Interior..... 227
Figure III.18 : Evolution temporelle des microfaciès en regard de la distribution des foraminifères planctoniques (Pueblo, Colorado) 230
Figure III.19 : Evolution temporelle des microfaciès en regard de la distribution des foraminifères planctoniques ; agrandissement sur la partie supérieure de la zone d'ammonites à *M. mosbyense* (Pueblo, Colorado)..... 232
Figure III.20 : Evolution temporelle des microfaciès en regard de la distribution des foraminifères planctoniques ; agrandissement les niveaux compris entre les bentonites B et D (Hot Springs, Dakota du Sud) 233
Figure III.21 : Evolution temporelle des microfaciès en regard de la distribution des foraminifères planctoniques et des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène (Pueblo, Colorado)..... 234
Figure III.22 : Agrandissements des coupes de Hot Springs (en haut) et de Pueblo (en bas) permettant de mettre en relation l'évolution des microfaciès, la distribution des foraminifères planctoniques et les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène 236
Figure III.23 : Evolution spatiale et temporelle de la zone à benthiques inscrite dans le cadre téphrochronologique. La position des hiatus est indiquée par des flèches 238
Figure III.24 : Courbes isotopiques du carbone et de l'oxygène mises en relation avec l'évolution des teneurs en manganèse (selon Arthur *et al.*, 1985 ; Pratt *et al.*, 1991 ; Morel, 1998) et de l'évolution de la population de foraminifères benthiques à affinité téthysienne (selon Leckie *et al.*, 1998)..... 239
Figure III.25 : Courbe isotopique du carbone mise en relation avec l'évolution des teneurs en manganèse 240
Figure III.26 : Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène par rapport à l'événement à *Heterohelix* (celui-ci est placé selon Leckie *et al.*, 1998 à Lohali Point) ; agrandissement des niveaux compris entre les bentonites A et C à Lohali Point (Arizona) et à Pueblo (Colorado)..... 241
Figure III.27 : Evolution temporelle des microfaciès et des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène en regard de l'événement à filaments (Coupe de Pueblo)..... 242
Figure III.28 : Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène à Lohali Point (Arizona) par rapport aux abondances relatives des principales espèces de nannofossiles calcaires..... 244
Figure III.29 : Intégration des données macrofauniques de Elder (1989) et de Batt (1993) dans le cadre téphrochronologique. Ces données sont mises en regard de l'évolution des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène..... 246
Figure III.30 : Différents morphotypes de *Eiffellithus* spp. . Les deux espèces *E. turriseiffellii* et *E. eximius* sont représentées. La forme de transition entre ces deux espèces est déterminée comme *Eiffellithus* cf. *eximius* 259
Figure III.31 : Spécimens dextre et senestre présentés sur les faces spirales et ombilicales 260
Figure III.32 : Pourcentage d'individus dextres (sur la population totale de *N. pachyderma*) récoltés en mer du Nord, dans les sédiments de surface (selon Bauch *et al.*, 2003)..... 261
Figure III.33: mesures isotopiques du $\delta^{18}O$ sur des tests de *N. pachyderma* à enroulement dextre et senestre (selon Bauch *et al.*, 2003)..... 261
Figure III.34: Sens d'enroulement chez *Rotalipora s.l.* de l'Albien au Cénomanien..... 263
Figure III.35: Sens d'enroulement au Crétacé (de l'Albien au Maastrichtien) de quelques espèces des genres *Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, *Globotruncana* et *Abathomphalus* (selon Bolli, 1971)..... 264

Figure III.36: Porosités des tests de 22 espèces de foraminifères actuelles comparées aux courbes d'isoporosité 2%, 5%, 10% et 18% et aux indices climatiques (selon Bé, 1968) 266
Figure III.37: Exemple de différence de porosité pour la dernière loge et l'avant dernière loge chez le même spécimen de A. multiloculata à Pueblo (cliché G. Veret)..... 267
Figure III.38 : Comparaison de la porosité de *A. multiloculata* et de *R. greenhornensis* au sein de l'événement à *A. multiloculata* (Veret, 2004)..... 268

PERSPECTIVES

Figure IV.1. : Localisation des coupes qui seront traitées dans les années à venir 273
Figure IV.2 : Localisation des coupes de Hot Springs, de Pueblo et de Chispa Summit..... 274
Figure IV.3 : Intervalles de temps choisis pour les analyses isotopiques et les mesures de porosité à venir sur des tests de *R. cushmani* dextres et senestres..... 275
Figure IV.4 : Intervalle de temps choisi pour les analyses isotopiques et les mesures de porosité à venir sur des tests de *R. cushmani* dextres et senestres de trois coupes situées à des latitudes différentes..... 276

CONCLUSION GENERALE

Figure C.1 : Mise en évidence de hiatus de grande extension temporelle pour des coupes réputées continues 281
Figure C.2 : Proposition d'un signal-type composite des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène inscrit dans le cadre téphrochronologique à haute résolution. L'évolution des teneurs en manganèse est également indiquée. Les principaux événements biologiques et chimiostratigraphiques sont présentés (en vert : les événements identifiés localement, en bleu à l'échelle du bassin et en rouge ceux qui pourraient avoir une valeur globale 282
Figure C.3 : Variabilité temporelle de l'écozone à *W. archaeocretacea* 283

ANNEXES

Figure A1.1 : Carte de la distribution des affleurements d'âge crétacé supérieur du bassin du Western Interior (selon Roberts & Kirchbaum, 1995). Les transversales A-A', B-B', C-C', D-D' et E-E' correspondent aux récapitulatifs des formations et des membres utilisés dans les différents secteurs, présentés dans les figures suivantes..... 287
Figure A1.2 : Transversale A-A' récapitulant les différentes formations et membres (selon Roberts & Kirchbaum, 1995)..... 288
Figure A1.3 : Transversales B-B', C-C' et D-D' récapitulant les différentes formations et membres (selon Roberts & Kirchbaum, 1995) 289
Figure A1.4 : Transversale E-E' récapitulant les différentes formations et membres (selon Hattin, 1987) 290
Figure A2.1 : Provinces biogéographiques des foraminifères benthiques actuels (Boltovskoy & Wright, 1976) 293
Figure A2.2 : Provinces biogéographiques des foraminifères planctoniques actuels (Bé, 1977)..... 293
Figure A2.3 : Cycle reproductif de *H. pelagica* d'après Hemleben & Spindler (1983)..... 295
Figure A2.4 : Blocs diagrammes et coupes des tests de foraminifère planctoniques. Le diamètre des pores chez les espèces épineuses ou non épineuses est respectivement de 4 à 7 µm et de 2 à 4 µm (d'après Bé *et al.*, 1980) 297
Figure A2.5 : Points communs et différences dans la structure des pores observés sur les foraminifères planctoniques épineux et non épineux (d'après Bé *et al.*, 1980) 297
Figure A2.6 : Les zones de foraminifères planctoniques au Crétacé (d'après Robaszynski & Caron, 1995) 299
Figure A2.7 : Distribution des foraminifères planctoniques actuels en fonction de leur cycle de reproduction (d'après Hemleben *et al.*, 1989) 303
Figure A2.8 : Distribution des taxons planctoniques du Crétacé mparée à la distribution dans l'océan actuel (Hart & Bailey, 1979). En regard, une structure trophique du type proposé par Koutsoukos (1996) est suggérée par Hart (1999)..... 303

Figure A2.9 : Les stratégies adaptatives : représentation schématique des conditions d'intervention, des modes d'action et des effets de la sélection r et de la sélection K sur les caractères démographiques des populations naturelles d'après la théorie de Mac Arthur & Wilson (1967)..... 305
Figure A2.10 : Succession des différents morphotypes de foraminifères planctoniques au cours du Mésozoïque montrant d'une part la colonisation des eaux superficielles par les espèces primitives et d'autre part la radiation vers les eaux profondes des espèces de plus en plus spécialisées 305
Figure A2.11 : Phylogénie et échelle stratigraphique des genres *Globotruncanidae* et *Favusellidae* au Jurassique et au Crétacé (d'après Caron, 1983)..... 307
Planche A4.1 : Coupe de référence de Pueblo 345
Planche A4.2 : Illustrations de *Rotalipora s.l.* acquises au microscope électronique à balayage 347
Planche A4.3 : Illustrations de foraminifères planctoniques acquises au microscope électronique à balayage 349
Planche A4.4 : Illustrations en lames minces de foraminifères planctoniques..... 351
Planche A4.5 : Illustrations de différentes espèces de nannofossiles calcaires (2500*) 353

TABLE DES MATIERES

Remerciements **5**

Sommaire **7**

Introduction générale **9**

PARTIE I – ETATS DES CONNAISSANCES **13**

Chapitre I - Le passage Cénomanien-Turonien à l'échelle globale **15**
I.I. 1 - Introduction 15
I.I. 2 - Modifications environnementales à l'échelle globale au passage Cénomanien-Turonien 16
I.I. 2.1 - Signal lithologique 16
I.I. 2.2 - Signaux biologiques 19
I.I. 2.3 - Signaux chimiostratigraphiques 23
I.I. 2.4 - Ces signaux, dans l'état actuel des connaissances, forment-ils un schéma de corrélations à haute résolution ? 28

Chapitre II Le bassin du Western Interior **31**
I.II. 1 - Introduction 31
I.II. 2 - Contexte géodynamique et paléogéographique 32
I.II. 2.1 - Situation globale et paléolatitude 32
I.II. 2.2 - Géométrie spatiale et temporelle du bassin 32
I.II. 2.3 - Principaux faciès et environnements de dépôt 35
I.II. 2.4 - Faune marine, salinité et température 37
I.II. 2.5 - Circulations océaniques 38
I.II. 3 - Coupe de référence de Pueblo (Colorado) 40
I.II. 3.1 - Signal lithologique 40
I.II. 3.2 - Signaux biologiques 44
I.II. 3.3 - Signaux chimiostratigraphiques 54
I.II. 3.4 - Conclusions 61
I.II. 4 - Autres coupes de référence pour le bassin 62
I.II. 4.1 - Lohali Point (Arizona) 62
I.II. 4.2 - Mesa Verde (Colorado) 69
I.II. 4.3 - Bridge Creek (Kansas) 70
I.II. 4.4 - Bunker Hill (Kansas) 74
I.II. 4.5 - Hot Springs (Dakota du Sud) 77
I.II. 4.6 - . Chispa Summit (Texas) 79
I.II. 4.7 - Rio Grande (Texas) 82
I.II. 4.8 - Conclusions 86
I.II. 5 - Niveaux d'altération de cendres volcaniques 88
I.II. 5.1 - Intérêts et définitions 88
I.II. 5.2 - Processus de formation des niveaux de cendres volcaniques et des bentonites 89
I.II. 5.3 - Sources du volcanisme dans le bassin du Western Interior 92
I.II. 5.4 - Utilisation de ces niveaux dans le bassin du Western Interior 94
I.II. 6 - Les signaux litho-, bio-, chimio- des coupes de référence forment-ils un schéma de corrélation à haute résolution ? 97
I.II. 6.1 - Signaux lithologiques 97
I.II. 6.2 - Signaux biologiques 99
I.II. 6.3 - Signaux chimiostratigraphiques 101
I.II. 6.4 - Conclusions 104
I.II. 7 - Conclusions 106

PARTIE II – LES DONNEES ACQUISES **107**

Chapitre I - Concepts et méthodes **109**
II.I. 1 - Introduction 109
II.I. 2 - Signaux biologiques 110
II.I.2.1 - Foraminifères planctoniques 110

II.I.2.2 - Nannofossiles calcaires 110
II.I. 3 - Signaux isotopiques 110

Chapitre II - Corrélation des horizons de bentonites 113
II.II. 1 - Introduction 113
II.II. 2 - Reconnaissance des niveaux de bentonites sur le terrain 114
II.II. 3 – Validité des corrélations 116
II.II. 4 - Conclusion 118

Chapitre III – La coupe de référence de Pueblo 119
II.III. 1 - Introduction 119
II.III. 2 - Signal lithologique 120
II.III. 3 - Signaux biologiques 122
II.III.3.1 - Occurrences des foraminifères planctoniques, index de zone 122
II.III.3.2 - Les anaticinelles (description et extension temporelle) 122
II.III.3.3 - Distribution des autres espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes .. 126
II.III. 4 - Microfaciès 128
II.III.4.1 - Définitions 128
II.III.4.2 - Distribution temporelle des microfaciès 130
II.III. 5 - Signaux chimiostratigraphiques 131
II.III.5.1 - Isotopes stables du carbone 131
II.III.5.2 - Isotopes stables de l'oxygène 131
II.III. 6 - Signaux lithologiques et biologiques dans la région de Pueblo (Coupes de Graneros et de Las Animas) 133
II.III.6.1 - Signal lithologique 133
II.III.6.2 - Occurrences des foraminifères planctoniques et des autres organismes 135
II.III.6.3 - Evolution temporelle et spatiale des microfaciès 137
II.III. 7 - Conclusions 139

Chapitre IV – Autres coupes types : la transversale de la marge occidentale (Lohali Point, Arizona) à la bordure orientale stable (Elm, Kansas) 141
II.IV. 1 - Introduction 141
II.IV. 2 - Lohali Point (Arizona) 142
II.IV.2.1 - Signal lithologique 142
II.IV.2.2 - Signaux biologiques 142
II.IV.2.3 - Signaux chimiostratigraphiques 146
II.IV. 3 - El Vado (Nouveau Mexique) 148
II.IV.3.1 - Signal lithologique 148
II.IV.3.2 - Signaux biologiques 148
II.IV. 4 - Elm (Kansas) 152
II.IV.4.1 - Signal lithologique 152
II.IV.4.2 - Signaux biologiques 152
II.IV.4.3 - Signaux chimiostratigraphiques 155
II.IV. 5 - Conclusions - Synthèse ouest est 157
II.IV.5.1 - Signal lithologique 157
II.IV.5.2 - Signaux biologiques 158
II.IV.5.2 - Signaux chimiostratigraphiques 163

Chapitre V – Autres coupes types : la transversale nord-sud de Hot Springs (Dakota du Sud) à Rio Grande (Texas) 165
II.V. 1 - Introduction 165
II.V. 2 - Hot Springs (Dakota du Sud) 166
II.V. 2.1 - Signal lithologique 166
II.V. 2.2 - Signaux biologiques 166
II.V. 2.3 - Signaux chimiostratigraphiques 169
II.V. 3 - Taylor Springs (Nouveau Mexique) 171
II.V. 3.1 - Signal lithologique 171
II.V. 3.2 - Signaux biologiques 171
II.V. 4 - Chispa Summit (Texas) 175
II.V. 4.1 - Signal lithologique 175

II.V. 4.2 - Signaux biologiques 175
II.V. 4.3 - Signaux chimiostratigraphiques 178
II.V. 5 - Rio Grande (Texas) 180
II.V. 5.1 - Signal lithologique 180
II.V. 5.2 - Signaux biologiques 180
II.V. 5.3 - Coupe de Ernst Tinaja : signaux lithologiques et biostratigraphiques 181
II.V. 6 - Conclusions - Synthèse nord sud 187
II.V. 6.1 - Signal lithologique 187
II.V. 6.2 - Signaux biologiques 187
II.V. 6.3 - Signaux chimiostratigraphiques 191

PARTIE III – VALORISATION DES DONNEES ACQUISES 197

Chapitre I - Continuité de l'enregistrement sédimentaire 199
III.I. 1 - Introduction 199
III.I. 2 - Mise en évidence de hiatus à grande échelle 200
III.II. 2.1 - Coupe d'El Vado (Nouveau Mexique) 200
III.II. 2.2 - Coupe de Hot Springs (Dakota du Sud) 201
III.I. 3 - Mise en évidence de hiatus à petite échelle 202
III.I. 4 - Conclusions 204

Chapitre II - Signaux chimiostratigraphiques 205
III.II. 1 - Introduction 205
III.II. 2 - Signal primaire et diagenèse 206
III.II. 3 - Les différentes événements isotopiques 208
III.II. 3.1 - Isotopes stables du carbone 208
III.II. 3.2 - Isotopes stables de l'oxygène 210
III.II. 4 - Corrélation des événements isotopiques 214
III.II. 4.1 - Isotopes stables du carbone 214
III.II. 4.2 - Isotopes stables de l'oxygène 220
III.II. 5 - Conclusions – Fiabilité du signal isotopique et proposition d'un composite pour le passage Cénomanien-Turonien du bassin du Western Interior 225
III.II. 5.1 - Proposition d'un signal-type composite du $\delta^{13}C_{carb}$ 225
III.II. 5.2 - Proposition d'un signal-type composite du $\delta^{18}O_{carb}$ 226
III.II. 5.3 - Perspectives 227

Chapitre III – Signaux biologiques 229
III.III. 1 - Introduction 229
III.III. 2 - Microfaciès 232
III.III. 2.1 - Relations des microfaciès avec la distribution des foraminifères planctoniques 232
III.III. 2.2 - Relations des microfaciès avec la distribution des foraminifères planctoniques et les rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone. 235
III.III. 3 - Evénements biologiques 239
III.III. 3.1 - La « zone à benthiques » 239
III.III. 3.2 - L'événement à *Heterohelix* 243
III.III. 3.3 - L'événement à filaments 244
III.III. 3.4 - L'événement à *Eprolithus floralis* 245
III.III. 3.5 - Réponse de la macrofaune au développement de l'anoxie 246
III.III. 4 - Conclusions 247

Chapitre IV- Signification de la zone à *W. archaeocretacea* 249
III.IV. 1 - Introduction 249
III.IV. 2 - Diachronisme des occurrences 250
III.IV. 3 - Signification de la zone à *W. archaeocretacea* - Conclusion 251

Chapitre V- Evolution de la morphologie des tests en reponse aux modifications environnementales 253
III.V. 1 - Introduction 253
III.V. 2 - Formes intermédiaires 254
III.V. 2.1 - De *Rotalipora* à *Anaticinella* 254

III.V. 2.2 - De *W. praehelvetica* à *H. helvetica* ... 257
III.V. 2.3 - De *E. turriseiffellii* à *E. eximius* ... 258
III.V. 3 - Evolution du sens d'enroulement ... 260
III.V. 3.1 - Définitions et observations dans l'actuel ... 260
III.V. 3.2 - Applications au récent ... 260
III.V. 3.3 - Applications au Crétacé ... 262
III.V. 4 - Evolution de la porosité des tests de foraminifères planctoniques sur une même ligne temps en différents points du bassin ... 265
III.V. 4.1 - Définitions et observations dans l'actuel ... 265
III.V. 4.2 - Applications au Crétacé ... 266
III.V. 5 - Conclusions ... 270

PARTIE IV- PERSPECTIVES ... 271

IV.I - Le bassin du Western Interior ... 273
IV.I. 1 - Intégration des coupes les plus méridionales et septentrionales dans notre schéma de corrélation à haute résolution ... 273
IV.I. 2 - Application des nouvelles approches méthodologiques sur une même ligne temps, sur différents taxons et à différentes latitudes ... 274
IV.II - Ontogénie et phylogénie des foraminifères planctoniques au Crétacé ... 277
IV.II. 1 - Développement d'une carène au cours de l'ontogenèse. ... 277
IV.II. 2 - Retour à la phylogénie des rotalipores grâce aux nouvelles approches méthodologiques ... 277

Conclusion générale ... 279

Annexes ... 285
A1 - Synthèse des formations du Western Interior ... 287
A2 - Les foraminifères planctoniques, outils biostratigraphiques et paléoécologiques ... 291
A3 - Localisation, levés de l'ensemble des coupes et données isotopiques ... 309
A4 - Les planches ... 343
A5 - Les publications ... 355

Bibliographie ... 405

Liste des figures ... 425