

UNIVERSITE CHOUAÏB DOUKKALI
FACULTE DES SCIENCES, EL JADIDA



THESE

PRESENTEE POUR L'OBTENTION DU
DOCTORAT D'ETAT ES-SCIENCES

SPECIALITE : GEOLOGIE
OPTION : MICROPALÉONTOLOGIE - BIOSTRATIGRAPHIE

Par
El Mostafa ETTACHFINI
Professeur-Assistant

*LA TRANSGRESSION AU PASSAGE DU CÉNOMANIEN AU
TURONIEN SUR LE DOMAINE ATLASIQUE MAROCAIN.
STRATIGRAPHIE INTEGREE ET RELATIONS AVEC L'ÉVÉNEMENT
Océanique Global*

Soutenue publiquement le 22 Juillet 2006, devant la commission d'examen composée de :

MME.

Michèle CARON, Professeur émérite, Université de Fribourg, Suisse

Présidente

MM.

Bernard ANDREU, Maître de Conférences, Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, France

Directeur de Thèse

Joseph CANEROT, Professeur émérite, Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, France

Rapporteur

Abdellatif SOUHEL, Professeur, Univ. Chouaïb Doukkali, El Jadida, Maroc

Rapporteur

Kamal TAJ-EDDINE, Professeur, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc

Examineur

A la mémoire de mon père
A ma mère
A mon frère et mes sœurs

A ma chère épouse Soumia
A mes chers enfants :
Taha, Yassine & Rayane

A Tous les miens

... Je dédie ce mémoire

"...Sous-estimation par les scientifiques en charge de l'évaluation des chercheurs, des documents d'utilisation générale ou de longue durée, et fortement apparentés aux recherches stratigraphiques : cartes géologiques, mémoires analytiques, monographies régionales ... Ces travaux constituent souvent à la fois des références, des ferments, et font partie du devoir d'un chercheur rémunéré par l'Etat ..."

Conclusions extraites du Bilan de l'Audit CNR, écrit en Juillet 1988 par
H. Chamley, J. Dercourt et R. Meyer

REMERCIEMENTS

... De la longueur de la Thèse ...

Ma carrière scientifique débuta en septembre 1988, sur la proposition du Professeur Kamal Taj-Eddine, de l'Université Cadi Ayyad de Marrakech (UCAM), et en concertation avec les Professeurs Jacques Rey et Michel Bilotte de l'Université de Toulouse (UPS), France, avec un sujet de DEA portant sur le Crétacé moyen des Pyrénées. Par la suite, elle se poursuivit par l'étude du bassin atlantique d'Essaouira pour aboutir, en 1992, à la soutenance d'une thèse de l'Université Paul Sabatier de Toulouse, France. Depuis, j'enseigne à l'Université Chouaib Doukkali (UCD), El Jadida, Maroc, comme Maître-Assistant.

Dès 1993, Bernard Andreu, Maître de Conférences à l'UPS, et qui a travaillé sur les terrains crétacés du Maroc septentrional, me proposait d'élargir mon sujet de thèse à l'échelle de l'ensemble des bassins de cette même région dans le cadre d'une Thèse de Doctorat d'État. J'acceptais avec grand plaisir sans me douter des difficultés qui m'attendaient tant sur le plan scientifique que pratique. J'allais apprendre alors que le Maroc est un pays très diversifié d'un point de vue géologique, mais aussi très étendu et souvent difficile d'accès.

Arrivé au terme de ce travail, il m'est très agréable de remercier toutes celles et ceux qui ont contribué, de près ou de loin, à son élaboration. Leur aide désintéressée et leur concours spontané m'ont permis de le mener au bout.

Au fil des temps, cette thèse a duré plus de 10 ans et de nombreux dirigeants se sont succédés à la Faculté des Sciences d'El Jadida : Présidents, Doyens, Vices Doyens et Chefs du Département des Sciences de la Terre. Je tiens à les remercier vivement pour leur dévouement et la bienveillance qu'ils montrent pour que notre recherche puisse se dérouler dans les meilleures conditions possibles.

Je tiens à remercier aussi les Enseignants qui me font l'honneur de participer au jury de ma Thèse et qui ont guidé tout au long mon travail.

En premier lieu, Monsieur Bernard Andreu, qui a dirigé ce travail avec patience et efficacité. Sa compétence dans le domaine du Crétacé marocain m'a été très bénéfique. Il n'a pas cessé de ménager ses encouragements et de donner l'impulsion nécessaire pour que ce travail puisse voir le jour en contribuant activement à la lecture du manuscrit. Bien que m'ayant toujours laissé la plus grande liberté de démarche et malgré toutes les imperfections que contient cette thèse, je souhaite qu'il y trouve quelques mérites justifiant sa confiance.

J'adresse mes profonds et sincères remerciements au Professeur Michèle Caron, de l'Université de Fribourg (Suisse), qui a su faire preuve d'un grand soutien moral et scientifique aux moments les plus critiques de cette thèse. Je n'oublierai jamais les fructueuses discussions

relatives aux foraminifères planctoniques et à l'événement anoxique OAE 2, soit aux laboratoires de Fribourg ou d'El Jadida, soit sur le terrain au Maroc. Son expertise sur cette partie du Crétacé me fut d'une grande aide. Elle m'a constamment tenu au courant des dernières publications relatives au Cénomaniens-Turonien. Avec une grande générosité, elle a mis à ma disposition tous les moyens nécessaires à l'avancement de mes recherches, parmi lesquels des séances d'étude et de photographies au microscope électronique à balayage, et a pris sur son compte les analyses isotopiques. De plus, elle m'honore de son amitié ; je lui dis un "merci tout plein".

Monsieur le Professeur émérite Joseph Canérot, de l'Université Paul-Sabatier, Toulouse (France), a accepté d'être l'un des rapporteurs de ce travail. Sa présence me touche beaucoup. Sa grande rigueur scientifique et son esprit critique permettront d'améliorer la qualité de ce mémoire. Qu'il accepte mes remerciements les plus sincères.

Monsieur le Professeur Kamal Taj-Eddine, de l'Université Cadi Ayyad, Marrakech (Maroc), a bien voulu accepter de faire partie de mon jury. Je lui en suis très reconnaissant. J'espère que sa connaissance actuelle dans le domaine des Systèmes d'Informations Géographiques (SIG) suscitera une collaboration future.

Monsieur le Professeur Abdellatif Souhel, de l'Université Chouaïb Doukkali d'El Jadida (Maroc), a accepté d'être rapporteur de cette thèse malgré les lourdes charges scientifiques et administratives qui lui incombent. Il a toujours mis à ma disposition les moyens nécessaires à l'avancement de mes recherches. Les nombreuses discussions que nous avons eues et les conseils qu'il ne cesse de me prodiguer ont toujours été féconds. En lui, j'ai trouvé plus qu'un collègue géologue, un collaborateur fidèle et un ami.

Qu'il me soit permis d'exprimer aussi ma reconnaissance à Monsieur le Professeur Habil Karl Armin Troger, de l'Institut de Géologie de Freiberg (Allemagne), éminent spécialiste des inocérames et géologue de terrain, et à Madame le Professeur Annie Valérie Dhondt, du Muséum Royal des Sciences Naturelles de Bruxelles (Belgique), spécialiste des lamellibranches, qui m'ont accueilli chaleureusement dans leurs laboratoires et m'ont fait bénéficier de leurs connaissances et de leurs compétences. J'ai ainsi pu accéder, grâce en particulier au concours de A. V. Dondt, à de nombreuses séances au Microscope Electronique à Balayage.

Je remercie aussi les responsables du Projet CAMG "Développement d'un Centre d'Analyse Minéralogique et Géochimique), les Professeurs Dominique Laduron et Nasser Ennih, qui m'ont fait bénéficier de plusieurs stages de perfectionnement et d'analyse au Laboratoire de Géologie de l'Université Catholique de Louvain, Louvain-La-Neuve (Belgique). Au cours de ce séjour, j'ai grandement apprécié l'hospitalité du Professeur Jean Naud.

Je remercie mes co-locataires de bureau, Abdelkebir Toufiq et Mohammed Saïd Bouaouda, avec qui j'ai passé de très bons moments et qui m'ont beaucoup aidé dans mes recherches par de nombreuses discussions et conseils. C'est essentiellement avec A. Toufiq que s'est engagée une collaboration étroite en partie induite par des sujets de recherche communs sur les limites C/T et K/T.

Je remercie également tous mes collègues et amis, du Département de Géologie de la Faculté des Sciences d'El Jadida, pour leur soutien le long des années de préparation de la Thèse.

Je pense particulièrement à MM. A. El Achheb, hydrogéologue (je profite de ces quelques mots pour souhaiter un bon et rapide rétablissement à son épouse Rachida), M. Ouadia, spécialiste des sédiments actuels, B. Ouajhaïn, dont les discussions sur les problèmes de diagenèse m'ont guidé à maintes reprises dans mes interprétations paléoenvironnementales, M.S. Bouaouda, micropaléontologiste, K. Ibno Namr, qui m'a aidé dans la mise en forme du travail, et A.

El Arabi, spécialiste des résolutions de problèmes informatiques. Sans oublier mes camarades "du palier" A. Charif et A. El Archi.

Un grand merci à tous les membres du Groupe SaDIN, aux personnels techniques de la Faculté des sciences d'El Jadida, Marrakech, Toulouse, Louvain-La-Neuve, Bruxelles, Fribourg, Freiberg, aux techniciens, chauffeurs, secrétaires et bibliothécaires, qui n'ont cessé, chacun à sa façon, de me soutenir lors de moments difficiles.

Je voudrais adresser mes remerciements à plusieurs collègues et spécialistes, qui ont répondu à mes demandes de documentation. Je pense tout particulièrement à Madame M. Caron, MM F. Robaszynski, M. Campagny de l'Université de Granada (Espagne), G. Busson du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris (France), et H. Abdallah de l'Université de Tunis (Tunisie).

Les analyses isotopiques ont été réalisées par Monsieur S. Bruchez, de l'Université de Lausanne (Suisse), la diffractométrie aux Rayons X et la fluorescence X, par Monsieur J. NAUD, de l'Université Catholique de Louvain-La-neuve (Belgique). Je les remercie vivement.

Les photographies au Microscope Electronique à Balayage sont dues au talent de MM. J. Cilis, du Muséum d'Histoire Naturelle de Bruxelles, Belgique, Ch. Neururer, de l'Institut de Géologie de Fribourg (Suisse), et B. Andreu, de l'Université de Toulouse (France).

Les déterminations des organismes ont été assurées par de nombreux spécialistes qui n'ont pas ménagé leur temps et qui m'ont souvent accueilli chaleureusement dans leur laboratoire. Monsieur F. Robaszynski, de l'Institut Polytechnique de Mons (Belgique), et Madame M. Caron ont étudié la majorité des foraminifères planctoniques ; MM R. Martinez, de l'Université de Barcelone (Espagne), F. Amédéo (Pas de Calais, France), et W.J. Kennedy, de l'Université de Londres (Angleterre), les ammonites ; Monsieur B. Andreu, les ostracodes ; Madame A.V. Dhondt, les ostréidés ; Monsieur M. Bilotte, les rudistes et les foraminifères benthiques ; Monsieur K.A. Tröger et G. Lopez, de l'Université de Barcelone (Espagne), les inocérames ; Messieurs J. REY et J. Jagt, du Muséum d'Histoire Naturelle de Maastricht (Hollande), les échinodermes ; Monsieur G. Tronchetti, de l'Université de Marseille (France), les petits foraminifères benthiques ; Messieurs A. Noubhani, de l'Université d'El Jadida, et L. Cavin, du Musée des Dinosaures d'Espéraza (France), les poissons.

En outre, je souhaite remercier Monsieur le Professeur Jacques Rey qui permet la publication de mon travail dans un mémoire de Strata.

Je voudrais avoir une intention particulière pour les personnes qui ont toujours eu confiance en moi et qui m'ont fait l'honneur de me choisir dans leur groupe de travail ; je pense tout particulièrement à Madame S. Spezzaferri, de l'Université de Fribourg (Suisse), avec un projet sur les foraminifères et environnements, MM B. Andreu et Y. Godderis (CNRS, Toulouse), avec le Programme Éclipse, Monsieur A. Souhel, avec le Programme Pars SDU 53 et le Projet Life Sadin (Sahel Doukkala Information Network www.sadin.org), MM Slimani, de l'Institut Scientifique de Rabat (Maroc), et H. Abdallah, avec qui des collaborations sont en cours.

Je n'oublie pas les collègues et chercheurs géologues avec qui j'ai réalisé des missions de terrain à l'étranger : J. Hardenbol, B. Beaudoin, F. Robaszynski, M. Caron, K.A. Troger, P. Souquet, J. Rey, J. Delfaud, R. Deloffre, G. Duée, M. Bilotte, M. Floquet, G. Thomel, G. Busson, D. Peyrnt,et au Maroc : O. Witam, K. Taj-Eddine, M. Ettachfini, A. Souhel, A. Gharib, F. El Bchari, J. Rey, M. Bilotte, B. Andreu, C. Perrin, C. Lezin, M. Caron, R. Lowner, L. Cavin, A. Charrière, C. Noblet, I. Cojan, S. Spezzaferri ...

Lors de mon séjour en Suisse, l'accueil chaleureux des Professeurs Christian Caron, André Strasser et Michel Monbaron, et des collègues E. Samankassou et F. Dapples, a été inoubliables.

J'ai gardé aussi un très bon souvenir de mes camarades et amis de France, Aziz Bouchouata & Cathy, Aziz Quajoun & Milhène, les Roques : Régine et Corine (Coco), K. Tazi et sa bande. Je pense aussi particulièrement à Pierre (Papi) et Patricia, ainsi qu'à mon beau frère (l'ami) Anouar et à son épouse Sandrine, pour leur hospitalité.

A ma mère, à mon frère Mohssine, ammonitologue à l'Université Cadi Ayyad de Marrakech, et à mes sœurs, sans oublier mes beaux-parents, mes beaux-frères et belles-sœurs. Je leur rends un chaleureux hommage pour le soutien qu'ils m'ont sans cesse apporté.

Je ne saurais terminer ces remerciements sans une pensée affectueuse et pleine de reconnaissance pour mon épouse Soumia et mes enfants Taha, Yassine et Rayane.

Tous ont su m'apporter, chacun à sa manière, un soutien moral sans limites qui m'a permis de tenir bon et d'arriver à ce stade de mes études. Ils ont toujours eu confiance en moi et m'ont soutenu pendant les moments difficiles. Que ma petite famille veuille bien pardonner mon manque de disponibilité. Mille fois merci.

Que tous ceux que je n'ai pu citer ou que ma mémoire a trahis trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

Merci à tous
El Jadida le 30/05/2006

RÉSUMÉ

Le présent travail consigne l'ensemble des données analytiques et synthétiques obtenues lors de la révision stratigraphique, sédimentologique et paléontologique du "Crétacé moyen" du Maroc septentrional et de ses confins sahariens.

Le domaine d'étude couvre, sur un transect Ouest-Est de 600 km de longueur, les régions des synclinaux Haut Atlasiques et Moyen Atlasiques, de la Haute Moulouya et du Sillon Préafricain, complétées par une vue synthétique du bassin atlantique d'Essaouira.

Les dépôts du "Crétacé moyen" présentent généralement, à l'exception des bassins atlantiques marocains, une trilogie classique : grès rouges continentaux infracénomaniens, marnes à gypse cénomaniennes, dalle calcaire cénomano-turonienne. Dans un intérêt descriptif, ces dépôts cénomaniens et turoniens sont subdivisés en unités et sous-unités lithostratigraphiques limitées par des discontinuités. Ces dernières correspondent à un événement biologique ou physique considéré comme ayant une valeur régionale. La discontinuité D4, qui limite le Cénomaniens et le Turonien par exemple, correspond à un événement global ; elle est donc utilisée comme isochrone de base dans les corrélations régionales et interrégionales.

Les séries montrent une évolution dans le temps progressive et cyclique. Elles sont enregistrées aussi bien dans les processus sédimentaires que dans les contenus biologiques. Les dépôts témoignent dans leur ensemble en faveur d'environnements continentaux à lagunaires à l'Albien et pendant une grande partie du Cénomaniens, de plate-forme très peu profonde au Cénomaniens supérieur. Cette dernière, en liaison avec les premiers stades transgressifs, est marquée par l'installation d'une biophase abondante et diversifiée composée de peuplements benthiques (foraminifères, ostracodes, algues, lamellibranches ...) et des premières apparitions de foraminifères planctoniques ; le maximum de la transgression sera atteint à la base du Turonien avec des dépôts fins et carbonatés à abondante faune pélagique (foraminifères, ammonites et inocérames) qui se poursuivent jusqu'au Turonien moyen. L'élévation du niveau marin océanique s'est accompagnée de l'installation d'une zone à oxygène minimum inféodée à l'événement anoxique global OAE2. Une baisse des eaux océaniques semble être à l'origine des faciès de plate-forme confinée et de la quasi disparition des organismes au cours du Turonien moyen - Turonien supérieur.

Des schémas de corrélations régionales et interrégionales sont dressés. Ils permettent de mettre en évidence, à l'échelle régionale, les aires de sédimentation à subsidence élevée et le sens des influences des eaux marines ; à l'échelle interrégionale, de suivre l'évolution spatiale et temporelle des différents faciès, de préciser les modalités de la transgression cénomano-turonienne sur cette partie de la plate-forme Nord-Africaine, de déduire la part des influences téthysiennes et/ou atlantiques sur l'ensemble des régions afin d'affiner la paléogéographie du Cénomaniens-Turonien. Ainsi, le cadre paléogéographique crétacé du Maroc est reconsidéré : la plate-forme Nord-Africaine se rattache au domaine atlantique (à l'exception du Sillon Pré-africain) au cours des dépôts anté-Cénomaniens supérieur, au domaine téthysien (à l'exception des bassins atlantiques) au Cénomaniens supérieur. Pendant le Turonien, elle demeure sous dépendance téthysienne, malgré l'existence de communications marines avec l'Atlantique Central. L'aire comprise entre la partie septentrionale du Haut Atlas central et la partie occidentale du Moyen Atlas méridional constitue une zone de transition,

ouverte à la fois sur la Téthys et l'Atlantique Central au cours de l'intervalle de temps Cénomaniensupérieur-Turonien moyen.

La répartition verticale de l'ensemble de la biophase - ammonites, foraminifères planctoniques et benthiques, ostracodes, inocérames, rudistes, échinodermes, algues calcaires, poissons et reptiles marins - est fortement influencée par les variations eustatiques. L'utilisation d'organismes à valeur biostratigraphique fiable, permet de proposer une échelle secondaire intégrée de l'intervalle Cénomaniensupérieur-Turonien, originale pour cette partie Nord-Africaine et calée sur l'échelle biostratigraphique standard.

Sur le plan paléobiogéographique, la position du Maroc, à la pointe Nord-Ouest de l'Afrique, en fait un carrefour faunique important à l'articulation Atlantique-Téthys. Si les influences atlantiques sont plus ou moins nettes à l'Albien, le rôle joué par la Téthys devient prépondérant du Cénomaniensupérieur au Turonien moyen. Les faunes téthysiennes atteignent cependant, vers l'Ouest, les régions situées à quelques kilomètres de la côte atlantique actuelle.

Une étude géochimique, autour de la limite Cénomaniensupérieur-Turonien, débouche sur la mise en évidence d'une excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ comparable à celle relevée sur les profils isotopiques enregistrés pour la même période dans d'autres domaines paléogéographiques.

Enfin, des événements lithologiques, écologiques, paléontologiques ou géochimiques, observés dans les formations crétacées des Atlas marocains et de leurs confins sahariens sont interprétés à l'échelle régionale. Certains sont liés à la tectonique locale, dans la région des Synclinaux Moyen Atlasiques et de la Haute Moulouya par exemple, d'autres montrent des caractéristiques globales et sont la traduction des variations du niveau eustatique.

36 planches photographiques illustrent la quasi-totalité des taxons recueillis.

Mots clés : Biostratigraphie, Corrélations, Paléobiogéographie, Analyses Géochimiques, OAE 2, Cénomaniensupérieur - Turonien, Atlas marocains, Maroc.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	1
PARTIE I : STRATIGRAPHIE REGIONALE	13
1. INTRODUCTION	15
2. HAUT ATLAS CENTRAL	17
3. SYNCLINAUX MOYEN ATLASIQUES	35
4. HAUTE MOULOYA	59
5. SILLON PRE-AFRICAIN	81
6. CONCLUSION	105
PARTIE II : SYNTHESE ET INTERPRETATION	107
1. INTRODUCTION	109
2. DONNEES LITHOSTRATIGRAPHIQUES	111
3. DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES	119
4. DONNEES PALEOBIOGEOGRAPHIQUES	149
5. CONCLUSION	157
PARTIE III : EVENEMENT OCEANIQUE GLOBAL OAE 2	159
1. INTRODUCTION	161
2. OAE2 ET CRITERES DE RECONNAISSANCE	163
3. IMPACT DE L'OAE 2	167
4. COMPARAISON AVEC D'AUTRES DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES	189
5. CONCLUSION	193
CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	195
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	201
LISTE DES FIGURES	217
ATLAS	227

INTRODUCTION GENERALE

"Un jour viendra peut-être -qui sait si ce n'est pas aujourd'hui ?- où la science reprendra sa figure normale : source de sagesse et non de puissance, à l'égal de la musique et de la poésie : une interprétation de la nature, et non une exploitation éhontée ".

C. Morgan

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE

1. Prologue	3
2. Contexte géographique et géologique	3
3. Historique.....	4
4. Cadre lithostratigraphique	5
5. Cadre biochronostratigraphique	7
6. Objectifs	7
7. Méthodologie et terminologie adoptée.....	7
8. Sommaire	11

INTRODUCTION GENERALE

1. Prologue

La série type de la partie moyenne du Crétacé, désignée par le terme de "Trilogie Mésocrétacé" (Choubert 1948, Basse & Choubert 1959, Choubert & Faure-Muret 1960-1962), comporte classiquement, de la base au sommet, trois termes:

1/ des grès rouges continentaux azoïques attribués à l'Infracénomien ou à l'Albien;
 2/ des marnes versicolores à gypse rapportées à la partie inférieure du Cénomien; ce faciès lagunaire n'existe pas à l'Ouest du Maroc où il est remplacé par des marno-calcaires et par des marnes vertes à huîtres;

3/ des calcaires et marno-calcaires blancs à silex qui s'étendraient sur le Cénomien terminal et sur une partie, sinon sur la totalité, du Turonien. C'est une barre calcaire spectaculaire, appelée communément "barre céno-mano-turonienne", dont la constance, depuis l'Atlantique à l'Ouest jusqu'au golfe de Gabès, en Tunisie, à l'Est, en fait un repère lithologique et géographique qui a acquis une dimension chronostratigraphique à l'échelle de l'Afrique du Nord (Basse & Choubert 1959) et de la marge nord-ouest africaine.

Par décision de la Commission Internationale de Stratigraphie, la terminologie du Crétacé moyen a été éliminée. Ainsi, d'après la charte stratigraphique internationale de référence (ICS & Remane et al. [coord] 2004 et ICS 2006), le Crétacé est subdivisé en Crétacé inférieur, avec les étages Berriasien à Albien, et Crétacé supérieur, comprenant les étages Cénomien au Maastrichtien. Dans ce travail, l'usage du terme "Crétacé moyen" sera employé, par commodité, pour désigner l'extension stratigraphique, sur l'intervalle Cénomien-Turonien, des formations étudiées; ce terme sera orthographié "Crétacé moyen" de manière à préserver son caractère informel. Les anglo-saxons utilisent encore la terminologie "mid-Cretaceous" pour désigner le même intervalle de temps.

2. Contexte géographique et géologique

Le Crétacé affleure sur une grande partie du territoire marocain:

- dans l'Anti-Atlas: bassin côtier de Tarfaya en bordure de l'Océan Atlantique, bassin de Tindouf, séries de Kem Kem sur la bordure Nord-Est du bassin de Tindouf, bassin atlantique d'Agadir sur la bordure Nord de la plaine du Souss;
- dans la province atlasique: Méséta centrale (bassins d'Essaouira, de Safi et d'El Jadida sur la côte atlantique, plateau des phosphates), rebord Nord (synclinaux d'Aït Attab, Ouaouizaght, Tagleft et Naour) et Sud du Haut Atlas central (buttes témoins d'Imilchil), Sillon Préafricain, Moyen Atlas (synclinaux d'El Koubbat, Oudiksou, Tighboula ...);
- dans le domaine inter-atlasique (Haute Moulouya) et sur la couverture de la Méséta marocco-oranaise (secteurs des Hauts plateaux et Maroc oriental);
- enfin, dans les Rides Sud-Rifaines et le Rif (fig. 1).

Les coupes étudiées, au nombre de 15, s'étendent sur une distance approximative de 600 km de longueur et sont situées dans les régions des synclinaux Haut Atlasiques (3 coupes), et Moyen Atlasiques (4 coupes), dans la Haute Moulouya (3 coupes) et dans le Sillon Préafricain (5 coupes); ces coupes sont complétées par une coupe synthétique sur le bassin d'Essaouira.

La localisation précise des coupes est donnée dans le chapitre introduction de la partie I.

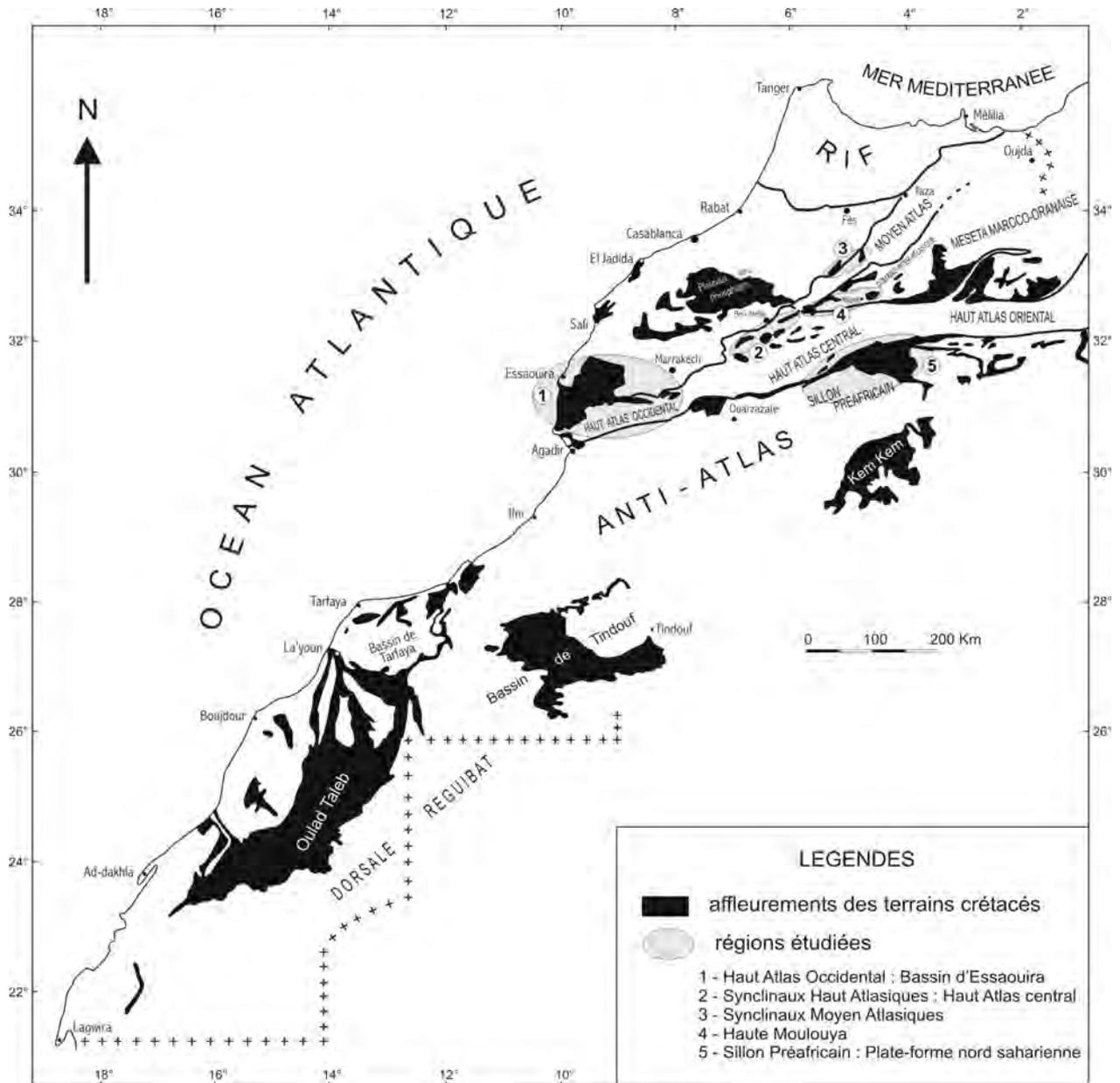


Fig. 1. Affleurements des terrains crétacés au Maroc et localisation des régions d'étude

3. Historique

Les travaux stratigraphiques et paléontologiques ont été engagés, sur le "Crétacé moyen", depuis le début du XX^{ème} siècle, mais les plus modernes n'ont commencé qu'au début des années 1980 et sont concentrés dans les années 90. Toutefois, nous exposerons, dans la première partie, pour chaque région analysée, un historique régional des travaux.

L'étude stratigraphique et géodynamique des séries mésozoïques incluant le Cénomano-Turonien est présentée dans les ouvrages de Brives 1905, Daguin 1931, Termier 1936, Dubar 1948, Choubert 1948, Basse & Choubert 1956, Duffaud 1960, Duffaud et al. 1966, Ambroggi 1963, Michard 1976, Mattauer et al. 1977, Rahhali 1979, et Monbaron 1985.

Les écrits de Roch 1950 et de Choubert & Faure Muret 1960-1962 sur la stratigraphie et la paléogéographie du Crétacé sont incontournables. La synthèse en est réalisée sur des cartes géologiques au 1/100000, 1/200000 et 1/500000, publiées dans les Notes et Mémoires du Service Géologique de Rabat, Maroc.

Sans pour autant fournir une liste exhaustive, les mémoires récents soutenus, à notre connaissance, sur le Cénomano-Turonien à l'échelle du Maroc, ou en relation avec cet intervalle de temps, sont ceux de Rolley 1973, Fadile 1987, Souhel 1987, 1996, Charrière 1990, Charroud 1990, El Kamali 1990, Andreu 1991, Daoudi 1991, 1996, Rhalmi 1992, 2000, Ettachfini 1992, Ensslin 1993, Içame 1994, El Albani 1995, Terrab 1996 et Cavin 1997.

Parmi ces auteurs, Andreu s'est attaché à préciser, sur une transversale Agadir-Nador, le cadre biostratigraphique en se fondant principalement sur les associations d'ostracodes; El Kamali et Ettachfini ont présenté un travail de même type, respectivement sur les bassins d'Agadir et d'Essaouira, en utilisant plusieurs groupes paléontologiques; Cavin s'est particulièrement focalisé sur les poissons de la région de Goulmima.

D'autres comme Charrière, Charroud et Ensslin ont ciblé plutôt les relations tectonique-sédimentation dans le Moyen Atlas et la Haute Moulouya, ou comme Içame, sur le bassin d'Essaouira; Daoudi, à l'échelle du Maroc septentrional, s'est intéressé à la diagenèse et à la minéralogie des argiles.

Souhel et Fadile se sont intéressés à la géodynamique des terrains mésozoïques.

Plusieurs articles d'ordre régional, souvent complémentaires, ont récemment fait avancer l'état des connaissances sur les séries de l'Albien-Turonien du Maroc septentrional et méridional. Sans vouloir rentrer dans les détails, ces travaux seront appelés au fur et à mesure du développement de notre travail.

4. Cadre lithostratigraphique

Avant d'exposer la lithostratigraphie du "Crétacé moyen", il convient de rappeler les formations qui composent les séries relevées et leurs limites, sans entrer dans le détail de leurs définitions et subdivisions (fig. 2).

Dans le Haut Atlas central, le "Crétacé moyen" est subdivisée en deux formations (Souhel et al. 1986): la Formation de Ouauizaght à tendance terrigène rapportée à l'Albo-Cénomaniens, sus-jacente à la Formation d'Aït Tafelt, marneuse et carbonatée, qui correspond à la barre aptienne de la littérature; et la Formation d'Aït Attab à dominance carbonatée. Le nom de cette dernière a été récemment modifié et remplacé par Formation Ben Cherrou (Ettachfini et al. 2005).

Dans le Moyen Atlas, Andreu & Charrière 1986 ont proposé, pour le "Crétacé moyen", une subdivision en deux formations dont la succession traduit des fluctuations marines régionales: la Formation de Sidi Larbi, terrigène à la base, marneuse et carbonatée au sommet, rapportée à l'Aptien-Cénomaniens; et la Formation d'Aït Ben Ali, épaisse corniche calcaire à intercalations marneuses, attribuée au Turonien inférieur à moyen. Latéralement dans le synclinal d'El Koubbat, la Formation des Calcaires blancs est l'équivalent latéral de cette dernière.

Dans la Haute Moulouya, le "Crétacé moyen" constitue une série continue comprenant, de bas en haut, la Formation de Midelt (Cizak et al. 1999), rapportée à l'Albo-Cénomaniens, et la Formation d'Amghourzif (Ensslin 1993), datée du Cénomaniens supérieur-Turonien.

Dans le Sillon Préafricain, Dubar 1948 a proposé une subdivision en trois formations: la Formation d'Ifezouane, gréseuse, attribuée à l'Albien sans preuve paléontologique, la Formation d'Aoufous, grès argileux et marnes vertes à intercalations de gypse, rapportée à l'Albo-Cénomaniens, et la Formation d'Akrabou qui forme la célèbre hamada calcaire, repère morphologique régional majeur, attribuée au Cénomano-Turonien.

Dans le bassin d'Essaouira, Haut Atlas occidental, Duffaud et al. 1966 ont découpé la série du "Crétacé moyen" en trois formations: la Formation des Calcaires dolomitiques du Kéchoula, rapportée au Vraconien, la Formation des Marnes d'Aït Lamine, attribuée au Cénomaniens, et la Formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir, datée du Turonien.

régions	étages	Haut Atlas occidental	Haut Atlas central	Moyen Atlas central	Haute Moulouya = domaine interatlantique	Sillon Préafricain	régions
étages	Formations	Formations	Formations	Formations	Formations	Formations	étages
SENONJEN	Anou N'Feg (Buffaud et al. 1966)		Ait Sba (Andreu & Charrière 1986)	Ait Sba (Andreu & Charrière 1986)	Ait Sba (Andreu & Charrière 1986)	Iflit (Dubar 1948)	SENONJEN
TURONIEN	Calcaires de la Casbah d'Agadir (Buffaud et al. 1966)	Ben Cherrou (Etrachfimi et al. 2005)	Calcaires blancs / Ait Ben Ali (Andreu & Charrière 1986)	Amghourzif (Ensslin 1993)	Akrabou (Dubar 1948)		TURONIEN
CENOMANIEN	Marnes d'Ait Lamine (Buffaud et al. 1966)		Sidi Larbi (Andreu & Charrière 1986)	Midelt (Ciszak et al. 1999)	Aoufous (Dubar 1948)		CENOMANIEN
ALBIEN	Calcaires dolomitiques de Kéchoula (Buffaud et al. 1966)	Ouaouzaght (Souhel et al. 1986)					ALBIEN
	Marnes de l'Oued Tidzi (Buffaud et al. 1966)						
APTIEN	Grès marneux de Lemgo (Buffaud et al. 1966)	Ait Tafelt (Souhel et al. 1986)	Conglomérats inférieurs de l'Oued El Atchane (Andreu & Charrière 1986)				APTIEN



Fig. 2. Cadre lithostratigraphique adopté pour chacune des 5 régions étudiées

5. Cadre biostratigraphique

Les données biostratigraphiques et chronostratigraphiques, de l'intervalle Cénomaniens-Turonien, sont référencées dans la charte des bassins européens (Hardenbol et al. 1998). Sur la figure 3, sont présentés les cadres biostratigraphiques fondés sur les ammonites, foraminifères planctoniques et inocérames, ainsi que les comparaisons entre Europe, Western Interior (USA) et Tunisie, cadres qui ont servi de référence pour notre travail.

Celui-ci a nécessité la reconnaissance des ammonites, inocérames et rudistes, foraminifères planctoniques et benthiques, et ostracodes, ainsi que leur étude plus approfondie en collaboration avec différents spécialistes, pour conduire à la mise en place d'un cadre chronostratigraphique cohérent fondé sur une zonation régionale montrant un taux de résolution relativement élevé. La limite Cénomaniens-Turonien reste cependant encore en discussion dans l'Atlas marocain; elle sera traitée en détail dans le chapitre 3 de la partie II et dans la partie III de ce mémoire.

6. Objectifs

Depuis le début du XX^{ème} siècle jusqu'à nos jours, les investigations biostratigraphiques furent nombreuses, au Maroc, mais elles restent souvent ponctuelles et locales. Les travaux relatifs au "Crétacé moyen" des Atlas marocains sont soit éparpillés dans nombre de revues scientifiques, soit rassemblés sous la forme de monographies régionales.

Il nous est donc apparu opportun de rassembler l'ensemble des données. Ainsi, nos efforts ont été orientés dans le but d'établir un cadre stratigraphique précis regroupant l'ensemble des données paléontologiques, lithologiques, sédimentologiques, biostratigraphiques, paléoenvironnementales et géochimiques. En outre, les parts respectives de l'eustatisme et de la tectonique régionale, qui ont régi l'ensemble des dépôts, ont été discutées.

Quatre sites d'investigations ont été choisis pour mettre en œuvre une telle approche: Le Haut Atlas central, le Moyen Atlas, la Haute Moulouya et le Sillon Préafricain.

Cette présente contribution fait suite au travail, de même nature, déjà réalisé dans le bassin d'Essaouira, Haut Atlas occidental (Ettachfini 1992), qui sera sommairement rappelé puis intégré.

Quatre objectifs principaux ont été poursuivis:

1/ l'établissement d'une analyse lithologique et biostratigraphique détaillée permettant de déboucher sur une meilleure compréhension des modalités de l'apparition et de l'évolution des plates-formes carbonatées marocaines au cours du Cénomaniens et du Turonien;

2/ la constitution d'un inventaire paléontologique exhaustif composé de marqueurs biostratigraphiques (ammonites, inocérames, foraminifères planctoniques et benthiques) et paléocéologiques (ostracodes, lamellibranches, rudistes, échinodermes, reptiles marins, poissons et algues calcaires); un atlas de l'ensemble de la biophase sera présenté;

3/ la mise en place des communications marines entre l'Atlantique et la Téthys afin de compléter la paléogéographie;

4/ la reconnaissance et l'explication de la présence de l'Événement Océanique Anoxique global OAE 2 à la limite Cénomaniens-Turonien.

7. Méthodologie et terminologie adoptée

Les méthodes d'investigations intègrent à la fois des données de prospection classique de terrain et des analyses de laboratoire.

Sur le terrain, le schéma de coupes détaillées banc par banc (épaisseurs, lithologie, couleur, surfaces, figures de sédimentation, discontinuités, macrofaune ...) ainsi que l'indexation précise des échantillons à des fins paléontologiques et sédimentologiques, sont les premiers travaux à réaliser dans toute recherche géologique.

Les échantillons prélevés sont étudiés en laboratoire par des moyens optiques (loupe binoculaire) soit après réalisation de lames minces et de sections polies, pour les roches indurées, soit après lavages, tamisages puis tris à des fins micropaléontologiques, pour les roches meubles ou peu indurées. En outre, plusieurs séances au Microscope Electronique à Balayage (MEB) ont pu être réalisées sur les organismes dégagés, grâce au concours du Muséum Royal d'Histoires Naturelles de Bruxelles (Belgique), de l'Institut de Géologie de Fribourg (Suisse) et du Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie de Toulouse (France), soit pour les reconnaître, soit pour les illustrer.

Les sédiments sont désignés suivant la méthode d'Elf-Aquitaine 1977, adaptée selon les besoins, et sur la base des classifications de Folk 1959, fig. 4a, Dunham 1962, fig. 4b, et Embry & Klovan 1972.

En termes d'environnements de dépôt, nous avons adopté les terminologies les plus généralement utilisées (Perès & Picard 1959; Perès 1961; Elf-Aquitaine 1975, 1977) (fig. 5). L'enchaînement vertical des associations de faciès à diverses échelles a permis de suivre l'évolution de l'enregistrement sédimentaire et de définir des séquences majeures selon la démarche classique de l'analyse séquentielle (Delfaud 1972, 1974, 1986). Les données obtenues permettent de proposer des corrélations régionales et interrégionales et d'identifier le rôle des variations eustatiques.

Faible ↑ ENERGIE ↓ Forte	M	MUDSTONE		< 10 % DE GRAINS	Grains flottants	MICRITE > 5 %
	W	WACKESTONE		> 10 % DE GRAINS	Mud-supported	
	P	PACKSTONE		AVEC matrice boueuse	Grains jointifs	MICRITE < 5 %
	G	GRAINSTONE		SANS matrice boueuse	Grain-supported	
	B	BOUNDSTONE construit		a) Calcaire recristallisé b) Dolomie		a

Principaux allochèmes	Matrice à grains > 4 µm		Matrice à grains < 4 µm	
	bioclastes (squelettes calcaires)	biosparite		biomicrite
oolithes, ooides (< 2 mm)	oosparite		oomicrite	
Pelotes fécales, péloïdes (< 2 mm)	pelsparite		pelmicrite	
intraclastes (clastes divers)	intrasparite		intramicrite	
calcaire formé in situ	biolithite (calcaire construit)		dismicrite (calcaire fenestré)	

Fig. 4. Classification des roches carbonatées

a - Classification de Dunham (1962) ; b - Classification de Folk (1959)

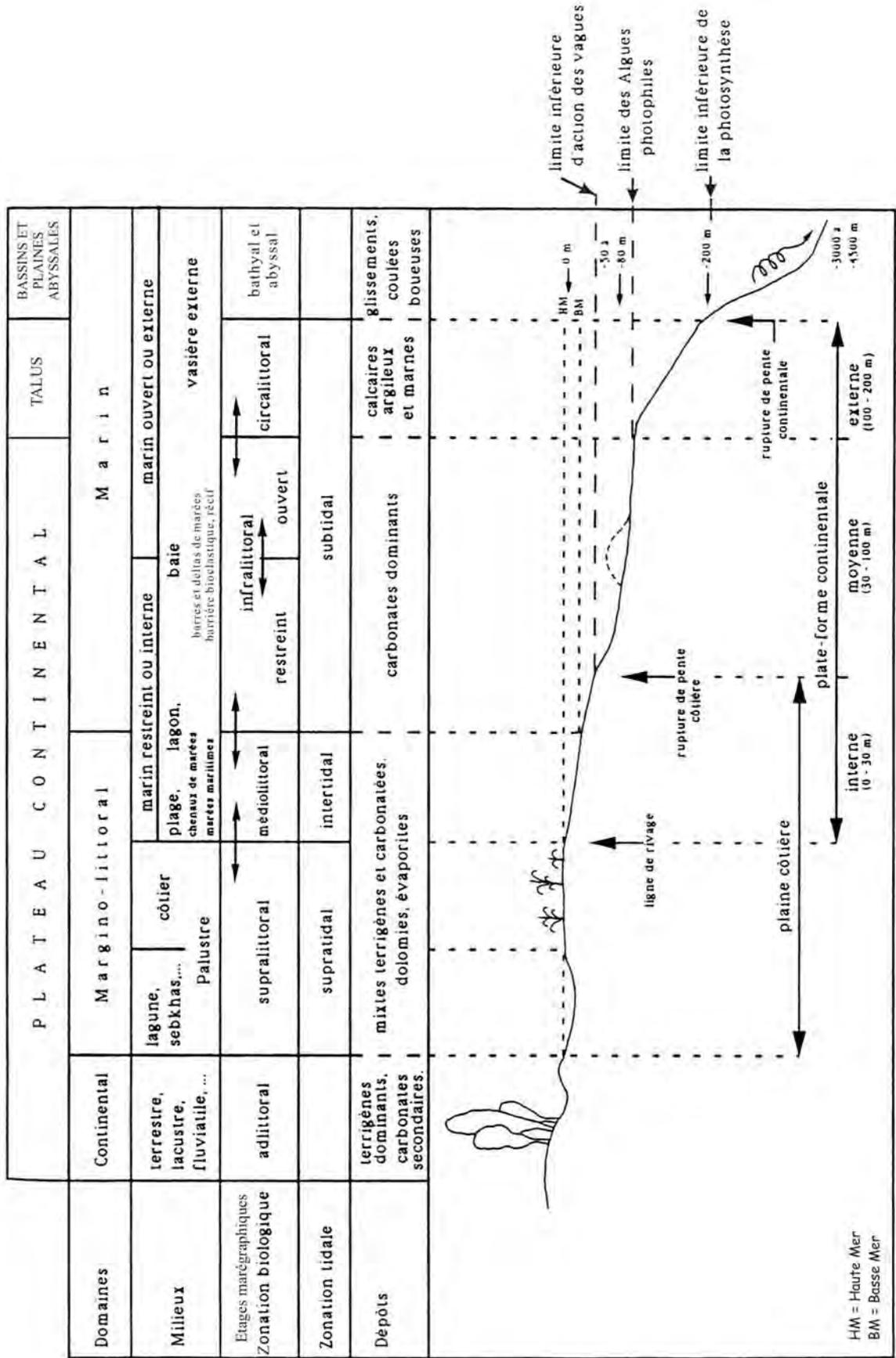


Fig. 5. Zonation des milieux de dépôts sur un profil théorique de plateau continental (divers auteurs) ↔ Tous les intermédiaires sont possibles

Des analyses complémentaires ont été réalisées à la limite Cénomanién-Turonien: géochimie isotopique appliquée à 50 échantillons répartis sur 2 coupes, diffractométrie aux rayons X sur 34 échantillons appartenant à 4 coupes, et fluorescence aux rayons X sur 14 analyses réparties sur 4 coupes. Le nombre d'échantillons analysés par ces deux dernières méthodes est trop peu important pour que les résultats soient significatifs et présentés dans ce mémoire.

En outre, l'analyse de la nanoflore n'a pas donné de résultats convaincants.

Les coupes lithologiques sont représentées suivant une conception classique en sédimentologie. La colonne de gauche indique la lithologie, celle de droite, les différentes structures et figures sédimentaires (fig. 6).

Les log-dessins présentés sont une compilation des données de terrain et des observations microscopiques.

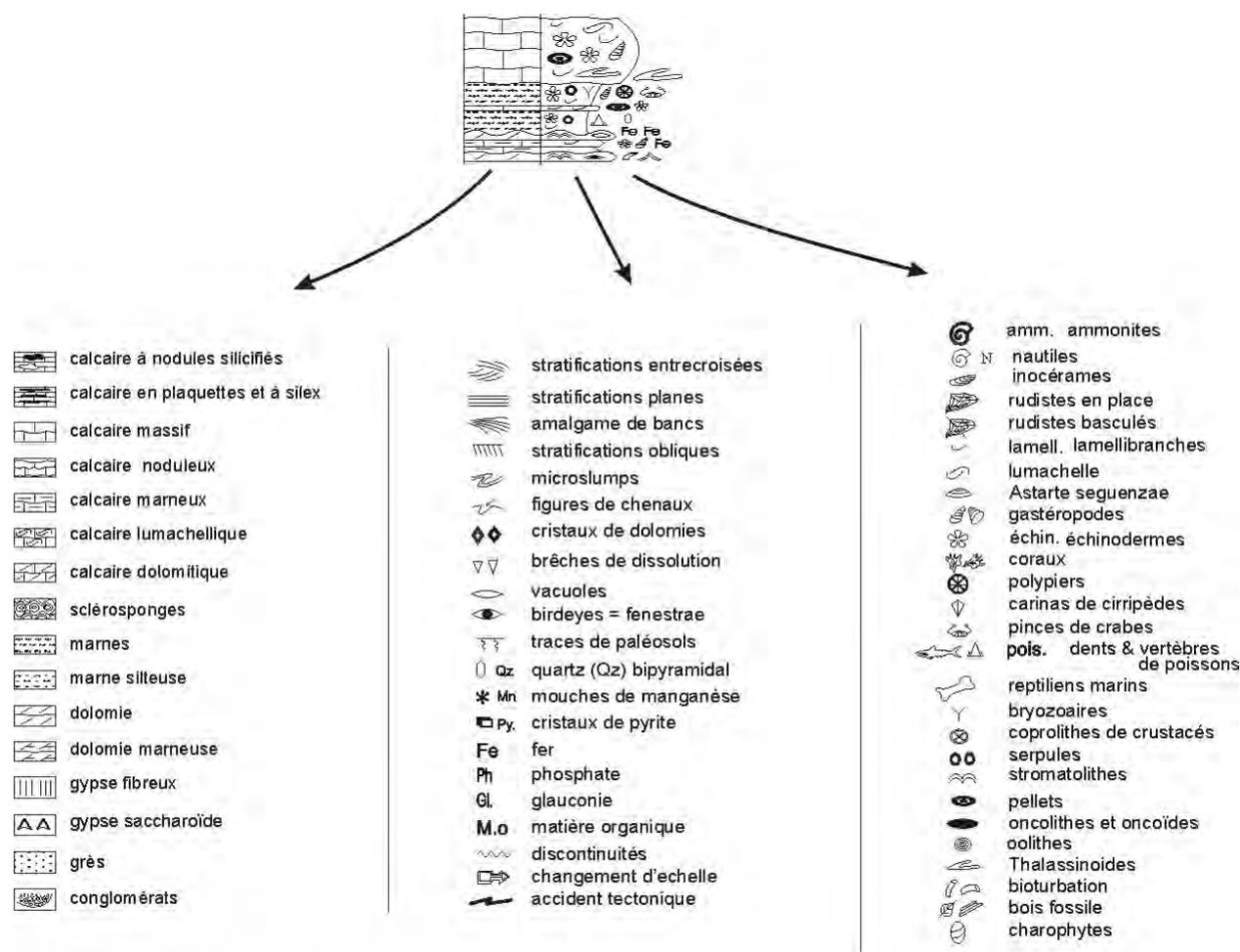


Fig. 6. Liste des figurées et légendes adoptées

8. Sommaire

Le travail que nous présentons est structuré en 5 parties: Introduction, Stratigraphie Régionale, Synthèse et Interprétation, Evènement Océanique Global OAE2, Conclusions Générales et Perspectives.

Dans l'**Introduction**, les séries étudiées du "Crétacé moyen" marocain sont présentées et replacées dans leur cadre régional, leurs subdivisions en formations définies, un historique des travaux proposé, les objectifs recherchés posés, le cadre biostratigraphique défini, les méthodes utilisées et les terminologies adoptées énumérées.

La 1^{ème} partie décrit la **Stratigraphie Régionale**. Elle est structurée en 6 chapitres et passe en revue les régions d'étude: Haut Atlas central, Moyen Atlas, Haute Moulouya, Sillon Préafricain. Pour chaque région, est proposée une introduction comprenant un historique détaillé et un rappel des cadres lithostratigraphique et biostratigraphique, une description des faciès formation par formation, une discussion stratigraphique, et une conclusion constituée d'une synthèse lithostratigraphique, biostratigraphique et paléogéographique à l'échelle régionale.

La 2^{ème} partie propose la **Synthèse et Interprétation** des données lithostratigraphiques, biostratigraphiques et paléobiogéographiques.

La 3^{ème} partie est consacrée à l'étude pluridisciplinaire des dépôts carbonatés du passage Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur en relation avec l'**Événement Océanique Anoxique Global OAE2**. Elle comprend 5 paragraphes: Introduction, OAE2 et Critères de reconnaissance, Impact de l'OAE2, Comparaison avec d'autres domaines paléogéographiques et Conclusion.

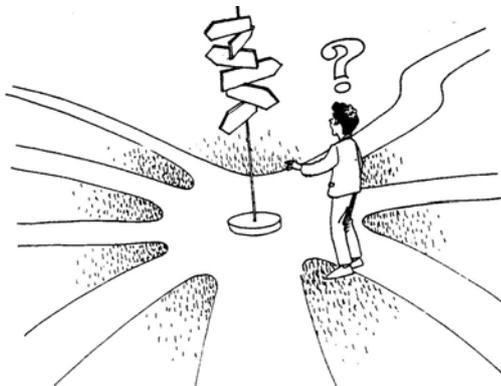
Les **Conclusions Générales et Perspectives** récapitulent les principaux résultats obtenus et replacent les dépôts du "Crétacé moyen" dans le cadre atlasique global.

L'ensemble des échantillons est répertorié et déposé au Laboratoire de Géosciences et Techniques de l'Environnement (LGTE) de l'Université Chouaïb Doukkali, Faculté des Sciences, El Jadida, Maroc, exception faite des ostracodes, déposés au Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG), Toulouse, France, et de la majorité des ammonites, à l'Université Autonome de Barcelone, Espagne.

PARTIE I

STRATIGRAPHIE REGIONALE

1 - INTRODUCTION	15
2 - HAUT ATLAS CENTRAL	17
3 - SYNCLINAUX MOYEN ATLASIQUES	35
4 - HAUTE MOULOYA	59
5 - SILLON PREAFRICAIN	81
6 - CONCLUSION	105



D'après le livre de Abderrahim Harouchi
Apprendre à Apprendre

*Si la science n'a pas de patrie,
l'homme doit en avoir une et
c'est à elle qu'il doit reporter
l'influence que ces travaux
peuvent avoir dans le monde.*

Louis Pasteur

SOMMAIRE

STRATIGRAPHIE REGIONALE

1 - INTRODUCTION	15
2 - HAUT ATLAS CENTRAL	17
2.1. Introduction	17
2.2. Faciès	18
2.2.1. Formation de Ouaouizaght	18
2.2.2. Formation de Ben Cherrou	24
2.3. Discussion stratigraphique	29
2.4. Conclusion	31
3 - SYNCLINAUX MOYEN ATLASIQUES	35
3.1. Introduction	35
3.2. Faciès	38
3.2.1. Formation de Sidi Larbi	38
3.2.2. Formation d'Aït Ben Ali / Formation des Calcaires blancs	47
3.3. Discussion stratigraphique	54
3.4. Conclusion	56
4 - HAUTE MOULOUYA	59
4.1. Introduction	59
4.2. Faciès	61
4.2.1. Formation de Midelt	61
4.2.2. Formation d'Amghourzif	68
4.3. Discussion stratigraphique	75
4.4. Conclusion	76
5 - SILLON PRAFRICAÏN	81
5.1. Introduction	81
5.2. Faciès	82
5.2.1. Formation d'Aoufous	83
5.2.2. Formation d'Akrabou	85
5.3. Discussion stratigraphique	99
5.4. Conclusion	102
6 - CONCLUSION	105

1 - INTRODUCTION

Pour faciliter la compréhension de l'analyse lithologique, nous avons gardé, dans la mesure du possible, les subdivisions établies régionalement par les auteurs. La subdivision des formations cénomaniennes en unités et sous-unités lithostratigraphiques a un intérêt descriptif à l'échelle régionale. Les unités turoniennes se prêtent davantage à une corrélation interrégionale. Les discontinuités sédimentaires qui limitent ces unités lithostratigraphiques sont reconnues à l'échelle régionale. Cependant, la discontinuité D4, qui limite le Cénomaniens et le Turonien, paraît correspondre à un événement plus général; elle est donc utilisée comme isochrone de base des corrélations régionales et interrégionales.

La figure 7 présente les subdivisions adoptées pour les formations reconnues régionalement.

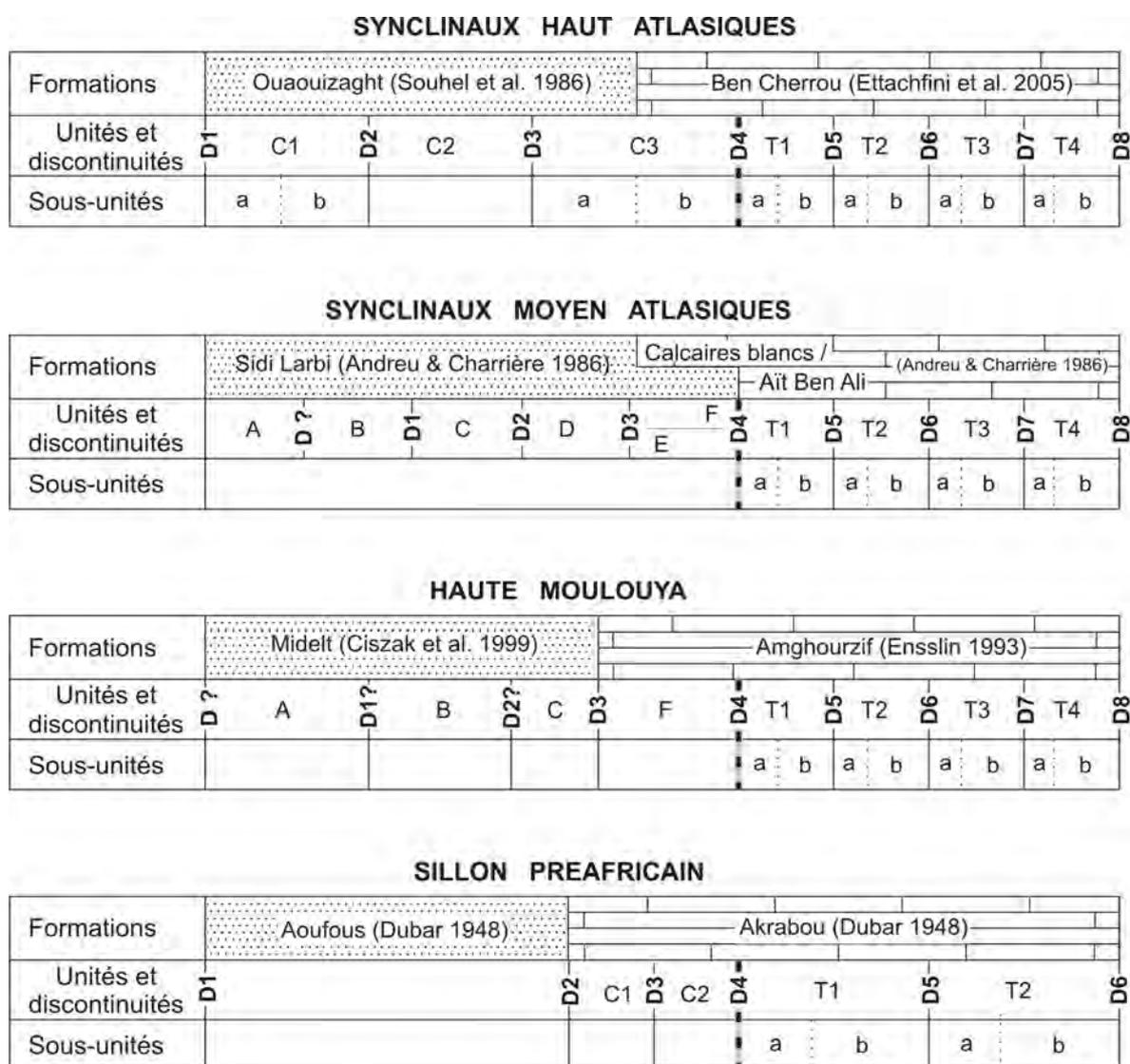


Fig. 7. Subdivisions adoptées pour les formations dans les régions d'étude.

Dans une première partie, nous allons faire le point des connaissances actuelles sur le Cénomanien-Turonien du Maroc. Pour cela, une étude lithostratigraphique précise a été réalisée sur une quinzaine de coupes localisées dans les régions suivantes:

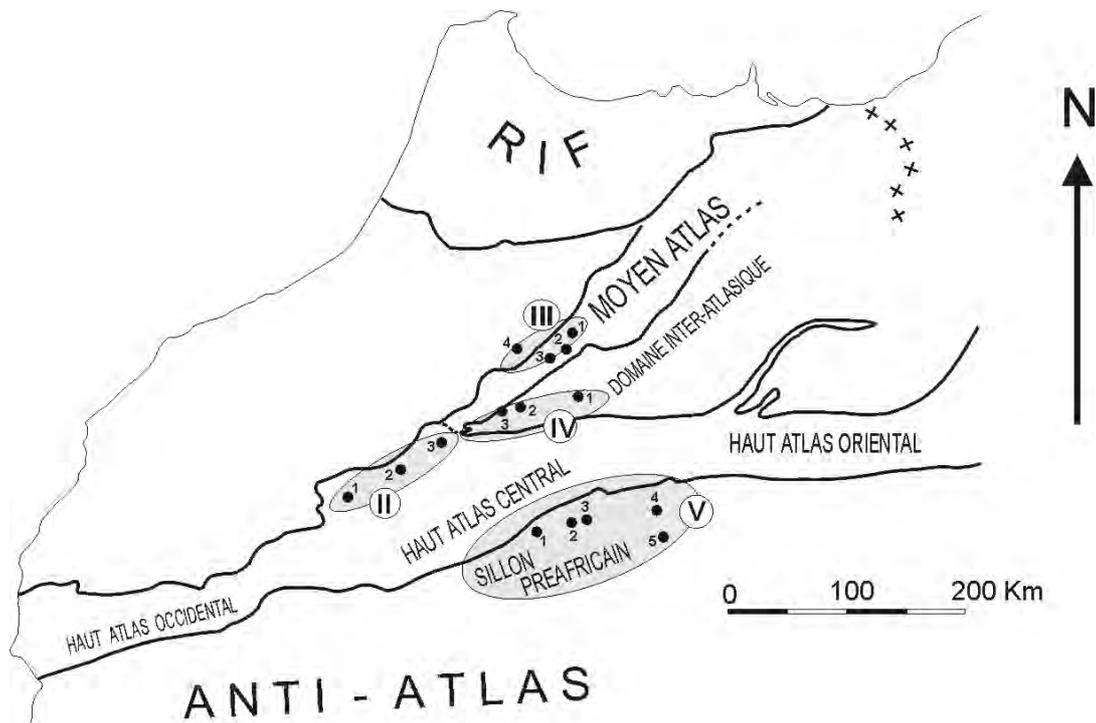
- Synclinaux Haut Atlasiques: coupes d'Ouaouizaght, Ben Cherrou et Aït Taraaft;
- Synclinaux Moyen Atlasiques: coupes de Boulmane, Sidi Boulahfa, Achlouj et Timahdit;
- Haute Moulouya: coupes de Mibladen, Tizi N'tanout ou Fillal et Moulay Yacoub;
- Sillon Préafricain: coupes de Tadighoust, Goulmima, Ziz, Douar Slilim et Tinghir.

La figure 8 retrace les coupes d'un point de vue géographique dans leur région respective.

La nomenclature adoptée pour les formations cénomaniennes et les grandes lignes de l'interprétation des phénomènes géologiques ont été inspirées par nos données de terrain associées à celles fournies, pour le Moyen Atlas et la Haute Moulouya, par Andreu 1991, Charrière 1992, Ensslin 1992 et 1993, Charrière et al. 1998, Ciszak et al. 1999.

Pour chaque région, nous présenterons:

1. - l'historique, la situation géographique et géologique, et les subdivisions retenues, dans une introduction;
2. - une analyse détaillée des faciès (lithologie, biophase, discontinuités) qui va permettre de caractériser l'environnement de dépôt, de suivre l'évolution temporelle et spatiale des faciès, de mettre en corrélation les unités et de dégager les grandes tendances de l'évolution sédimentaire et faunique;
3. - une discussion stratigraphique qui fait appel à tous les éléments de datation recueillis;
4. - une conclusion récapitulant l'ensemble des données nouvelles, complétée par un aperçu sur la géodynamique sédimentaire et la paléogéographie régionale.



LEGENDES

○ régions étudiées

- II - Synclinaux Haut Atlasiques : (1) Aït Taraaft ; (2) Ouaouizaght ; (3) Ben Cherrou
- III - Synclinaux Moyen Atlasiques : (1) Boulmane ; (2) Sidi Boulahfa ; (3) Achlouj ; (4) Timahdit
- IV - Haute Moulouya : (1) Mibladen ; (2) Tizi N'Tanout ou Fillal ; (3) Moulay Yacoub
- V - Sillon Préafricain : (1) Tinghir ; (2) Goulmima ; (3) Tadighoust ; (4) Ziz ; (5) Douar Slilim

Fig. 8. Localisation des coupes levées dans la région des synclinaux Haut Atlasiques (II), Moyen Atlasiques (III), de la Haute Moulouya (IV) et du Sillon Préafricain (V)

2 - HAUT ATLAS CENTRAL

2.1. Introduction

Le Crétacé des synclinaux d'Aït Attab, Ouaouizaght et Naour, dans le domaine Haut Atlasique central (fig. 9), se compose de deux formations cartographiées sur l'ensemble de la bordure Nord du Haut Atlas central (Rolley 1978; Monbaron 1985; Le Marrec 1985; Fadile 1987; Jenny 1988; Verset 1988). La première est à dominance terrigène, c'est la Formation de Ouaouizaght (Souhel et al. 1986), la deuxième est essentiellement carbonatée, c'est la Formation Ben Cherrou [nouvelle nomination] (Ettachfini et al. 2005).

Les premières études détaillées, essentiellement d'ordre stratigraphique, ont été entreprises par Roch (1939-1950), Bourcart (1936-1942), puis Dubar (1952). Ces auteurs reconnaissent, au dessus d'un Dogger rutilant et gréseux, la succession suivante:

- grès et marnes rouges jurassico-crétacées;
- 1ère barre de calcaires à huîtres relevant du Crétacé inférieur;
- argilites et grès rouges, marnes vertes à gypse, sans fossiles, qualifiés d'Infra-Cénomarien (Albien ou Cénomarien pour Bourcart 1936);

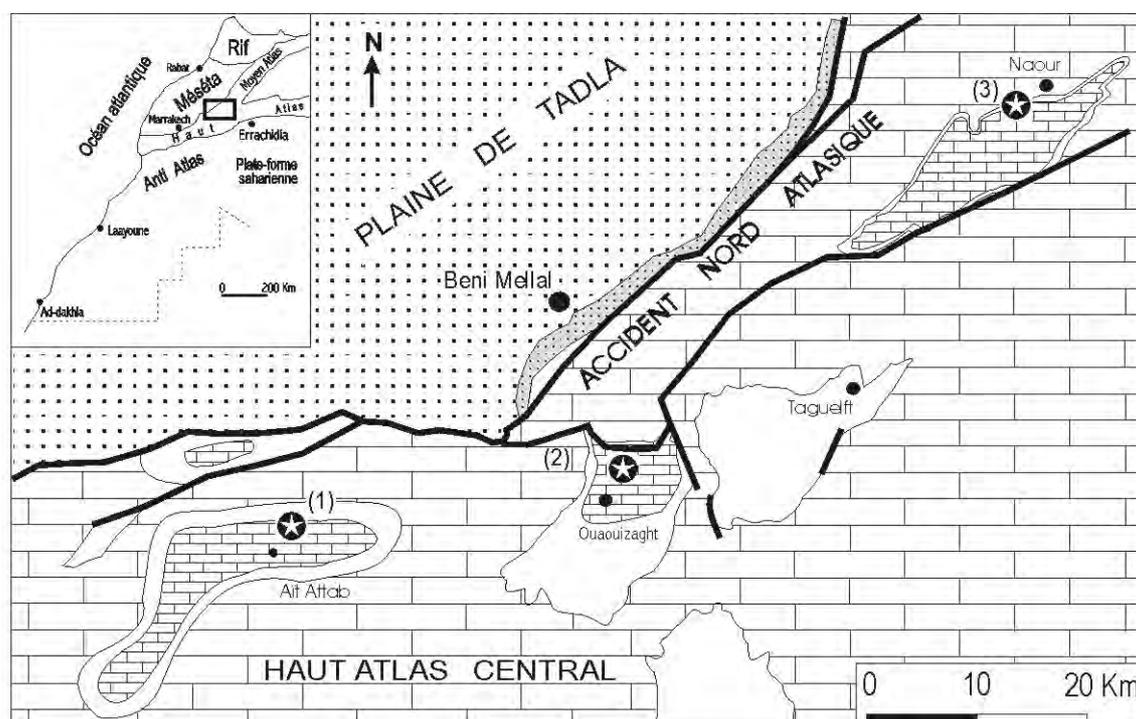
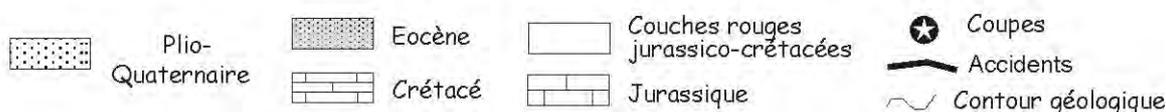


Fig. 9. Situation géographique et géologique de la région du Haut Atlas central. Localisation des coupes :
 (1) Aït Taraaft [synclinal d'Aït Attab] ; (2) Ouaouizaght [synclinal de Ouaouizaght] ;
 (3) Ben Cherrou [synclinal de Naour].



- 2ème barre de calcaires blancs à huîtres, astartes et plicatules, datée du Cénomano-Turonien.

Choubert et Faure-Muret (1962) reconnaissent, au-dessus d'une première impulsion marine atlantique d'âge aptien, une sédimentation détritique continentale, puis évaporitique, couvrant la majeure partie de l'intervalle Albien-Cénomaniens, sur laquelle s'individualise une série de calcaires infralittoraux d'âge cénomano-turonien.

Cette série a été par la suite représentée, sur les cartes géologiques au 1/100000 de la région, feuilles d'Afourer (Rolley 1978) et de Beni Mellal (Monbaron 1985), par trois ensembles:

- un ensemble basal, marno-calcaire, attribué à l'Aptien ou à l'Aptien-Albien,
- un ensemble médian, gréso-évaporitique, rapporté à l'intervalle Albien-Cénomaniens,
- un ensemble sommital, calcaire, daté de l'intervalle Cénomaniens-Turonien.

Souhel et al. (1986) ont proposé pour cette série une subdivision en trois formations.

- La Formation d'Aït Tafelt (comme elle est couramment citée, mais définie à l'origine sous le nom d'Aït Terfeld) se compose d'une succession de calcaires et de marnes jaunes, alternant avec des passées gypseuses associées à des marnes rouges. Cette formation correspond sensiblement à la "barre aptienne" citée par Rolley (1973, 1978) et commune dans la littérature marocaine.
- La Formation de Ouauizaght est constituée d'une série rouge, gréseuse à la base, argileuse et gypsifère avec intercalations dolomitiques au sommet. Y sont associés les premiers bancs calcaires du Cénomaniens supérieur qui la surmontent. Cette formation est rapportée à l'Albo-Cénomaniens.
- La Formation d'Aït Attab se compose de calcaires blancs, à faune (non citée) essentiellement turonienne; elle correspond sensiblement à la Formation Ben Cherrou nouvellement définie (Ettachfani et al. 2005).

Des précisions stratigraphiques relatives à cette série ont été données successivement par Rahhali 1979, Saint-Marc et Rahhali 1982 et Andreu 1991.

Souhel (1987, 1996) apporte une contribution fondamentale sur la lithostratigraphie et l'analyse séquentielle des sédiments détritiques des dépôts du Bathonien au Cénomaniens supérieur de l'Atlas de Beni Mellal et expose les principales étapes de l'évolution géodynamique.

Le secteur étudié se situe dans la partie nord occidentale du Haut Atlas central; il est bordé au Nord par l'accident nord-atlasique qui le sépare de la plaine de Tadla (fig. 9). Au Sud de cet accident, s'allonge, en direction ENE-WSW, une aire déprimée, le "sillon ou zone des synclinaux de l'oued El Abid" (Russo 1934; Basse & Choubert 1959; Rolley 1973). Cette dépression est jalonnée par les synclinaux d'Aït Attab, de Ouauizaght, de Tagleft et d'Aghzif Naour (fig. 9), qui sont les seuls témoins de la couverture crétacée de ce secteur.

2.2. Faciès

Notre étude est centrée sur les trois synclinaux d'Aït Attab, Ouauizaght et Naour. Les Formations de Ouauizaght et Ben Cherrou ont été analysées à partir d'une quarantaine de lavages et d'une centaine de lames minces réparties sur trois coupes, couvrant une distance de 75 km environ: coupes d'Aït Taraaft (synclinal d'Aït Attab), Ouauizaght (synclinal de Ouauizaght) et Ben Cherrou (synclinal de Naour).

La coupe de Ouauizaght est la coupe de référence de la Formation de Ouauizaght, en raison de la dilatation des bancs et des bonnes conditions d'affleurements. La Formation de Ben Cherrou est relevée sur la coupe de même nom, choisie comme référence en fonction des bonnes conditions d'affleurements et d'une abondante biophase.

2.2.1. Formation de Ouauizaght

La Formation de Ouauizaght se développe au-dessus de la discontinuité régionale D1, discontinuité d'ordre lithologique, qui limite le toit de la Formation d'Aït Tafelt. Elle montre la

succession de trois unités lithostratigraphiques, elles-mêmes subdivisées en sous-unités: à la base, l'unité C1, gréso-évaporitique; sur la partie médiane, l'unité C2, marno-gréseuse avec intercalations dolomitiques et gypsifères; au sommet, la sous-unité C3a, partie inférieure de l'unité C3, marnes jaunes fossilifères admettant quelques bancs carbonatés bioclastiques. Sa lithologie présente peu de variations à l'échelle des synclinaux Haut Atlasiques, mais ses épaisseurs sont variables d'Ouest en Est.

Notre analyse repose sur la description de la coupe de référence de Ouaouizaght et de ses variations latérales vers le SW, avec la coupe d'Aït Taraaft, et vers le NE, avec celle de Ben Cherrou.

La coupe de Ouaouizaght (fig. 10) débute à partir des premiers contreforts qui font face au lycée de Ouaouizaght, à la sortie sud du village du même nom. La Formation de Ouaouizaght y est bien développée et puissante d'environ 330 m. On y reconnaît les unités C1 et C2 et la sous-unité C3a.

C1 se développe au-dessus de la discontinuité D1 qui limite le toit des marnes rouges évaporitiques de la Formation d'Aït Tafelt; son sommet est coiffé par la discontinuité régionale D2 matérialisée par un banc de gypse. Le sommet de C2 est situé probablement dans la lacune d'observation qui la sépare de C3a.

C1 est constituée, sur 200 m environ, d'une succession de grès, marnes rouges et bancs de gypse. Elle peut-être subdivisée en deux sous-unités, C1a à dominance gréseuse et C1b à dominance gypsifère.

* C1a (56 m) montre une alternance de bancs gréseux, à stratifications planes parallèles ou obliques, et de niveaux d'argiles rouges azoïques, très riches en grains de quartz. L'ensemble est strato-décroissant.

* C1b (160 m) est constituée de marnes rouges terrigènes et de niveaux de gypse souvent saccharoïde, rarement fibreux, d'épaisseur variant entre 0.5 et 6 m. Quelques bancs dolomitiques de couleur jaune à grise s'intercalent; le microfaciès est celui d'une dolomicrosparite bioturbée à rares grains de quartz. Les marnes sont riches en quartz bipyramidaux et montrent des serpules et des restes de poissons.

C2 se développe au-dessus de la discontinuité D2 et montre, aux lacunes d'observation près, une série de marnes rouges alternant avec des bancs dolomitiques à la partie inférieure, avec des niveaux de gypse, à la partie supérieure. Le microfaciès des dolomies est celui d'une dolomicrosparite bioturbée à quelques grains de quartz; il montre parfois une alternance de laminations ondulées sombres et claires rappelant des stromatolithes.

La lacune d'observation, qui affecte le toit de l'unité C2, atteint vraisemblablement la base de C3a dont la mise en place s'accompagne d'un net changement de faciès se traduisant par le passage à des marnes jaunes (16 m). Au sein de ces dernières, un banc carbonaté, épais de 1 m, est le seul niveau induré. Il s'agit d'un calcaire micritique noduleux, à texture wackestone et biophase appauvrie, composée de microfilaments et de valves d'ostracodes.

Les variations latérales de faciès ont été recherchées au SW et au NE de la coupe de référence.

La coupe d'Aït Taraaft (fig. 11) est en effet relevée à une trentaine de km au SW, à mi-chemin sur l'ancienne piste (actuellement goudronnée) reliant Aït Attab à la route nationale Afourer-Bin El Ouidane.

La Formation de Ouaouizaght est épaisse de 170 m; on y reconnaît les unités et sous-unités suivantes.

C1 (116 m) montre la même organisation que celle de la coupe de référence avec toutefois un développement plus important de C1a (78 m), à dominance gréseuse, au profit de C1b (38 m), à dominance gypsifère.

C2 (55 m) présente de nombreuses lacunes d'observation qui ne permettent pas de voir la relation entre les différents faciès. La lithologie est apparemment dominée, sur les cinquante premiers mètres, par des marnes terrigènes azoïques; sur les 4 derniers, par 2 séquences métriques constituées

par deux alternances niveaux marneux-bancs dolomitiques au sein desquels apparaissent des structures en tepees et des laminations stromatolithiques.

Le microfaciès du premier banc dolomitique de la première séquence est celui d'une dolomicrosparte à laminations ondulées et ferrugineuses et à bird-eyes.

La deuxième séquence débute par un niveau marneux à ostracodes appartenant aux genres *Cytherella* et *Dolocytheridea*, se poursuit par une biomicrite à bioclastes remaniés (ostracodes, lamellibranches, gastéropodes, échinodermes) et s'achève par un banc de dolomies vacuolaires (50 cm) à stromatolithes dont la surface ferrugineuse sommitale correspond à la discontinuité régionale D3.

C3a (3m) est essentiellement marneux. Apparaît, en milieu de série, un banc carbonaté (20 cm) dont la texture correspond à une pelbiomicrite, calcaire wackestone à packstone, à *Pseudorhapidionina casertana*, Rotaliidae, Miliolidae, Textulariidae, Ammodiscidae, *Taumatoporella* sp., débris d'échinodermes et de lamellibranches.

La microfaune, en provenance de la partie inférieure des marnes, est abondante et diversifiée,

The figure is a detailed stratigraphic column for the Ait Taraaft section. It is oriented vertically with depth in meters on the left axis, ranging from 0 to 224 meters. The column is divided into several units: A1 (0-40m), C1 (40-100m), C2 (100-140m), C3 (140-180m), and T1 (180-224m). A vertical dashed line at approximately 140m depth is labeled 'Position probable de la limite C/T'. The lithology column shows various textures: mudstone, wackestone, and packstone. Discontinuities D1, D2, and D3 are marked. A detailed list of microfossils is provided on the right side, categorized into ostracods, foraminifera, benthic forams, and other groups. Lithological sketches are included for units A1, C1, and C2, showing features like stromatolites and bioclasts.

Fig. 11. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe d'Ait Taraaft, synclinal d'Ait Attab (Haut Atlas central)

composée de *Spirocyclina atlasica*, *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudorhapidionina laurinensis*, *Cueolina* gr. *pavonia*, Discorbidae, Miliolidae, ossicules d'ophiures, algues indéterminées, *Neomeris* sp.; celle de la partie supérieure montre, en plus des espèces citées, une riche association d'ostracodes: *Cytherella* sp. 11, *Cytherella* gr. *parallela*, *Xestoleberis* sp., *Kalyptovalva tifratinensis*, *Dolocytheridea* (*Parasternbergella*) sp. 6, *Cythereis algeriana*, *Metacytheropteron* gr. *parnesi*, *Limburgina* ? indéterminée, *Pterygocythere* ? sp. 2, *Pterygocythere neknaffiensis*, *Navarracythere* sp., *Bairdia* sp., *Bairdia* aff. *sbaensis*, *Peloriops* sp., *Neocyprideis* sp., *Dolocytheridea atlasica* et *Amphicytherura* sp.

La coupe de Ben Cherrou (fig. 12) est située à 50 km environ au NE de la coupe type; elle a été étudiée sur la route Ouauizaght - El Ksiba passant par Ben Cherrou, à 2 km au Nord de ce village.

Sur la surface tarudée et bioturbée D1, qui limite à sa base la Formation d'Aït Tafelt, se développe C1a, composée de 4 petits bancs métriques de calcaires dolomitiques et bioclastiques jaunes à ostracodes, échinodermes et lamellibranches, rapidement enfouis sous une masse épaisse (80 m environ) de silts gréseux rouges qui se chargent latéralement en bancs conglomératiques polygéniques et chenalisants (7 m d'épaisseur environ), dont le diamètre des éléments varie entre 2 mm et 3 cm. Ces conglomérats montrent un grano-classement positif (fig. 13) et des stratifications obliques devenant entrecroisées au sommet.

C1b (65 m environ) est constituée de marnes rouges terrigènes et de marnes versicolores, sur une épaisseur de 50 m, surmontées d'un niveau de marnes grises et vertes fossilifères, à grains de glauconie, coiffées d'un banc dolomitique métrique, riche en pellets et en mouches de manganèse, associé à la discontinuité régionale D2.

La microfaune en provenance du niveau marneux supérieur est rare en effectifs et composée de *Heterohelix moremani*, *Hedbergella* gr. *simplex*, *Witheinella baltica*, associées à des Lituolidae, *Lenticulina* sp., *Cytherella* indéterminée, *Dolocytheridea* (P.) sp. 6, *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, Roveacrinidae, ossicules d'ophiures, serpules, gastéropodes et lamellibranches.

C2 (60 m) est constituée par une épaisse série débutant par des silts gris, riches en quartz bipyramidaux et en quartz très fins (< à 160 µm; 1 m), se poursuivant par des marnes rouges ou versicolores (40 à 50 m) et s'achevant par des marnes jaunes à lamellibranches, gastéropodes et serpules (7 m). Ces marnes sont couronnées par un banc de 30 cm de dolomicrite à bird-eyes qui occupe la place de la discontinuité D3.

C3a (6 m) est matérialisée par un niveau marneux à Lituolidae pyritisés et à rares *Heterohelix moremani*. Des restes de poissons, échinodermes, gastéropodes et serpules sont aussi présents.

Dans les trois synclinaux Haut Atlasiques, C1a est représenté par une alternance de bancs gréseux chenalisés et des passées de silts rouges. Les faciès traduisent la transition depuis un milieu de plaine alluviale parcourue par des chenaux fluviaux jusqu'au domaine estuarien dans un environnement supralittoral (Souhel 1987, 1996). Au NE, dans le synclinal de Naour, les bancs carbonatés dolomitiques reconnues à la base de C1a sont les témoins de la persistance d'environnements médiolittoraux déjà présents dans les calcaires dolomitiques bioclastiques de la Formation d'Aït Tafelt sous-jacente (figs. 14 et 15).

C1b montre une nette variation latérale de puissance. Sous faciès évaporitique dominant dans un environnement supralittoral lagunaire, l'épaisseur maximale (160 m) est atteinte dans la coupe de Ouauizaght au centre du secteur étudié, alors qu'elle ne représente plus qu'une quarantaine de mètres à Aït Taraft au SW. Au NE, dans la coupe de Ben Cherrou, elle se présente sous des faciès siliciclastiques de milieu plus ouvert (figs. 14 et 15). C1 traduit une évolution générale d'ouverture.

C2, superposée à la discontinuité D2, montre, par la nature de ses faciès marneux, beaucoup de lacunes d'observations. Ces marnes sont surmontées, dans la coupe d'Aït Taraft, par des dolomies bioclastiques à stromatolithes; dans la coupe de Ouauizaght, elles sont associées à des dolomies à stromatolithes et à du gypse. Au NE, dans la coupe de Ben Cherrou, la partie supérieure de cette unité

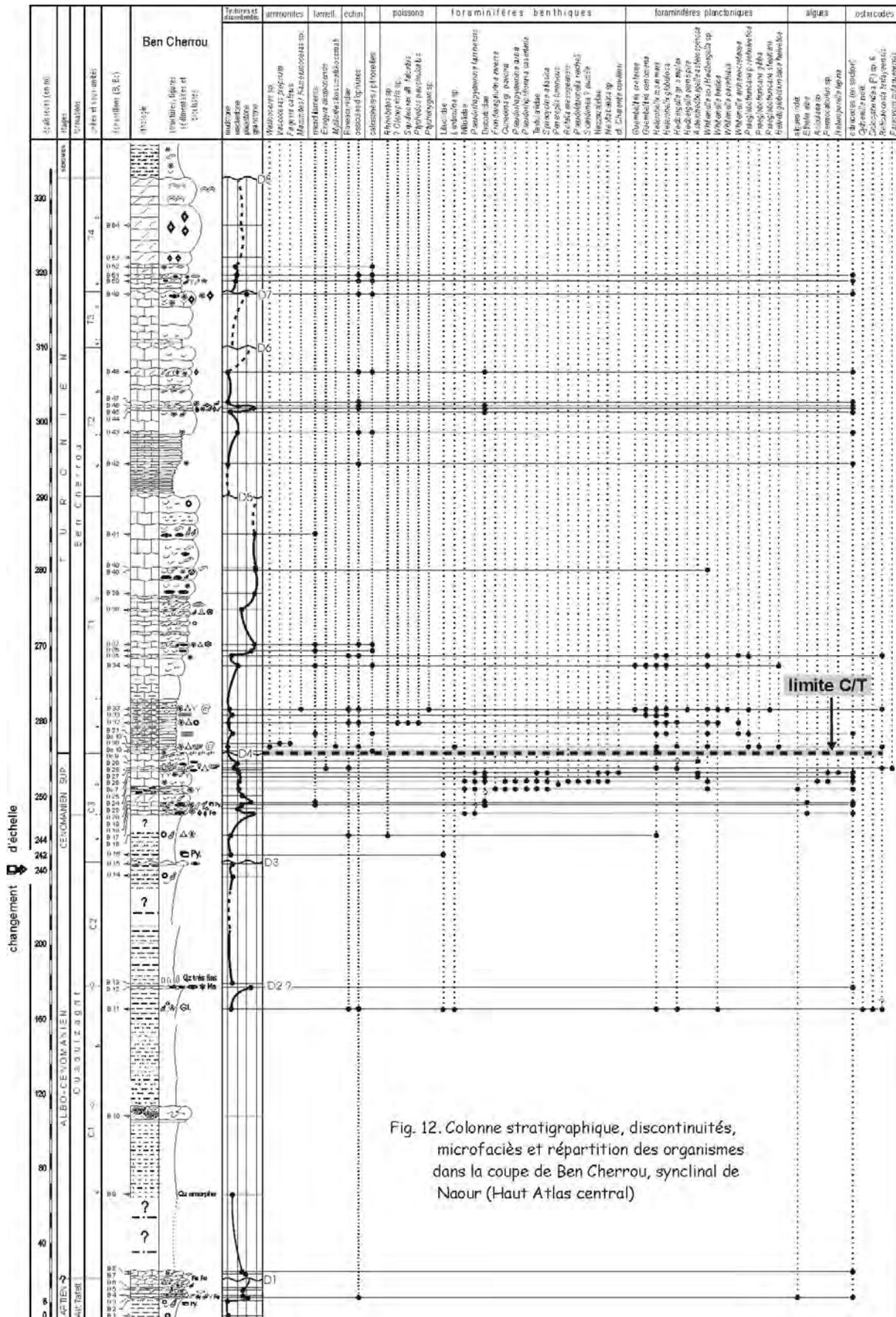


Fig. 12. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Ben Cherrou, synclinal de Naour (Haut Atlas central)

pourrait être repérée sous la forme de marnes jaunes bioclastiques coiffées d'un banc dolomitique à bird-eyes (figs. 14 et 15). Cette unité montre apparemment une organisation d'ouverture.

C3a est représentée sur l'ensemble du secteur par des marnes jaunes fossilifères, associées ou non à des calcaires bioclastiques, résultat d'une transgression rapide attestant, tant par les caractères lithologiques que biologiques, de l'installation d'environnements infralittoraux.



Fig. 13. Faciès conglomératique, dans la coupe de Ben Cherrou, montrant un granoclassement positif (échantillon B10)

L'évolution dans le sens d'un approfondissement ne sera atteinte que dans les faciès de la Formation Ben Cherrou sus-jacente.

La forte épaisseur de cette formation au niveau du synclinal de Ouaouizaght serait la conséquence d'une subsidence différentielle héritée d'événements géodynamiques antérieurs (Souhel 1996).

2.2.2. Formation Ben Cherrou

La barre cénomano-turonienne des auteurs est décrite comme un ensemble de calcaires crayeux blancs ou beiges, à silex, formant une corniche aisément repérable dans la topographie (Rolley 1978). C'est en 1986 que Souhel et al., sur la base d'observations réalisées dans la localité d'Aït Attab, donnent le nom de Formation d'Aït Attab à ces assises et leur attribuent un âge Turonien inférieur en se fondant sur les travaux de Rahhali 1979.

Notre étude, étendue à l'ensemble de la bordure nord du Haut Atlas central, a montré que cette formation est tronquée à son sommet dans sa localité type, où elle n'affleure que sur 10 m d'épaisseur, alors qu'elle est complète et bien développée dans le synclinal de Naour, au niveau de la coupe de Ben Cherrou, où elle atteint 85 m de puissance. Elle y est surmontée par une série marneuse à huîtres et oursins attribuée au Sénonien (Rolley 1978; Fadile 1987). L'âge exact de la limite entre les deux formations demande toutefois à être précisé.

En conséquence, et conformément aux règles de nomenclature stratigraphique internationale (Hedberg 1979), nous proposons le remplacement de Formation d'Aït Attab par la dénomination de Formation Ben Cherrou.

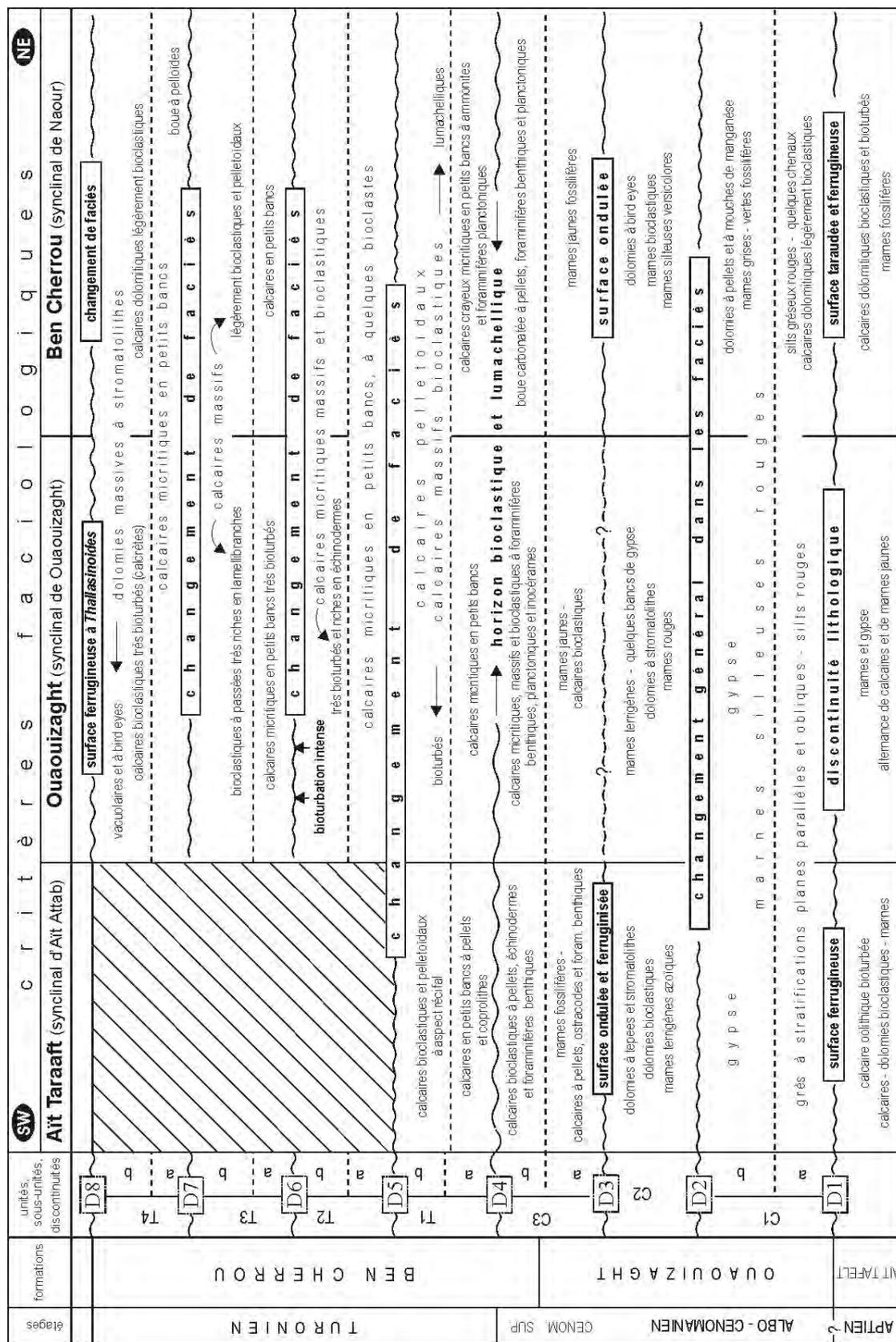
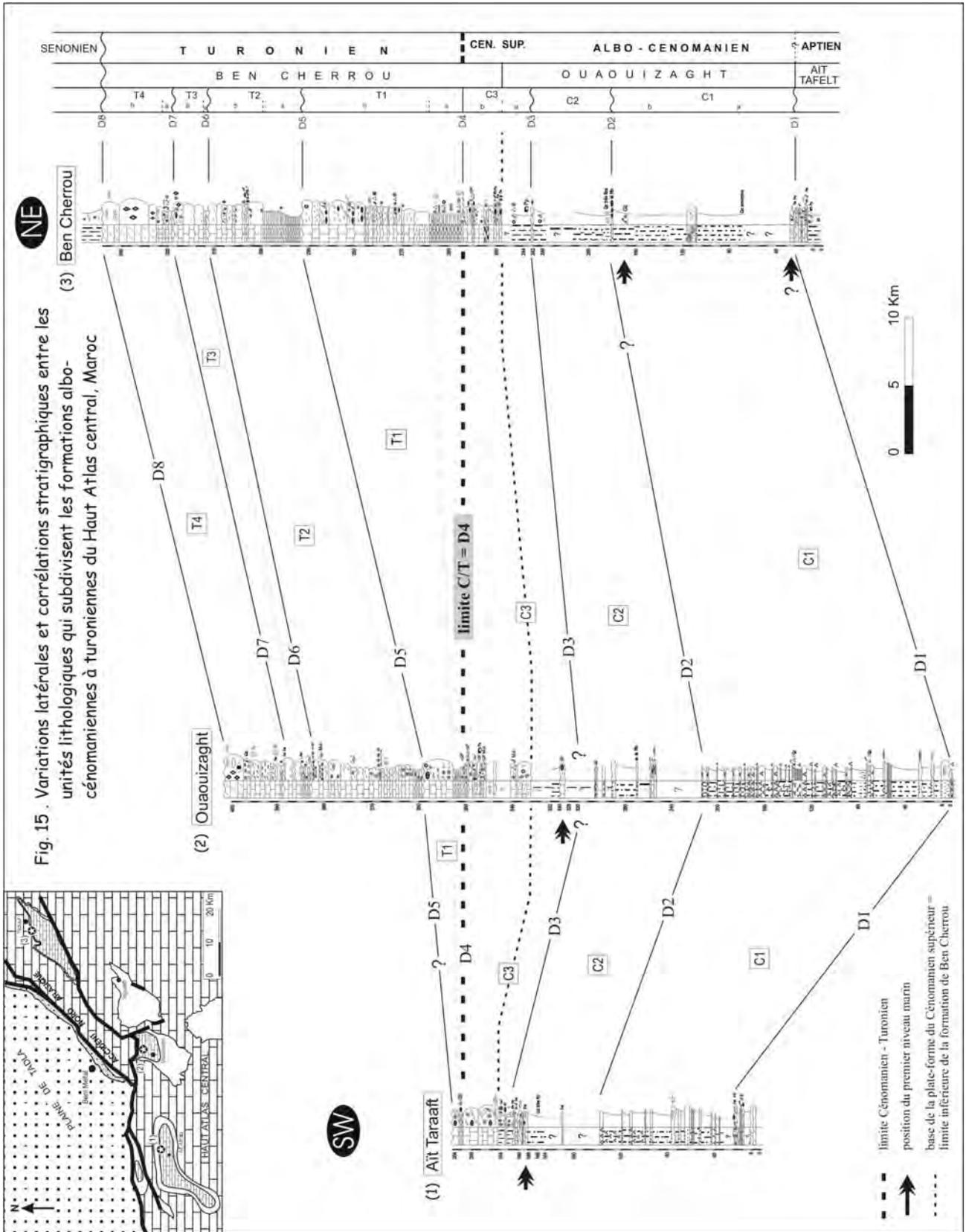


Fig. 14. Synthèse des différents critères faciologiques reconnus au sein des formations albiennes à turoniennes du Haut Atlas central, Maroc.
 Unités non reconnues. Les épaisseurs relatives des unités et des ensembles ne sont pas respectées.



Dans cette nouvelle acceptation, la Formation Ben Cherrou, exclusivement carbonatée, débute par les premiers dépôts carbonatés massifs, bioclastiques et/ou lumachelliques, correspondant à l'installation de la plate-forme proprement dite (fig. 15). Elle se poursuit par une organisation en 4 sous-unités lithologiques, séparées par des discontinuités d'ordre régional, chacune représentée par des calcaires crayeux blanchâtres, en petits bancs (a), localement riches en foraminifères planctoniques et en empreintes d'ammonites et qui alternent avec des calcaires beiges massifs et bioclastiques (b). Elle se termine par des bancs carbonatés dolomitiques à structures stromatolithiques. Son âge s'étend entre le Cénomaniens supérieur et le Turonien moyen-supérieur (?).

La description détaillée du contenu de la formation est donnée dans les paragraphes qui suivent.

La Formation Ben Cherrou se présente sous la forme d'une barre carbonatée massive, de 10 à 85 m d'épaisseur selon les localités, décomposable en 5 unités et sous-unités lithostratigraphiques (C3b = partie supérieure de C3, et unités T1, T2, T3 et T4) limitées par des discontinuités d'ampleur régionale (figs. 14 et 15).

Notre analyse repose sur la description de la coupe de Ben Cherrou choisie comme référence. Les variations latérales sont envisagées avec les autres coupes.

Sur la coupe de Ben Cherrou (figs. 12 et 16), C3b se compose de dépôts carbonatés étagés du médiolittoral à l'infra-littoral restreint. Ces carbonates, riches en macrorestes de lamellibranches et d'échinodermes, renferment aussi une abondante microfaune constituée de foraminifères benthiques: *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Pseudorhapydionina dubia*, *Pseudorhipidionina casertana*, *Spirocyclina atlasica*, *Pseudolituonella reicheli*, *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Scandonea* ? *pumila*, cf. *Charentia cuvillieri*, *Neoflabellina* sp., *Fronovaginulina inversa*, *Peneroplis turonicus*, *Rotalia mesogeensis*, Nezzatidae, Discorbidae, Miliolidae, Textulariidae; de foraminifères planctoniques: *Heterohelix moremani*, *Hedbergella* gr. *simplex*, *Asterohedbergella asterospinosa*, *Whiteinella* sp.; d'ostracodes: *Paracypris mdaouerensis*, *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, et d'algues calcaires: *Ethelia alba*, *Acicularia* sp., *Permocalculus* sp., *Heteroporella lepina*.

Rolley 1978 cite, dans des niveaux comparables, des ammonites du Cénomaniens supérieur appartenant aux sous-familles des Acanthoceratidae et Vascoceratidae; ces formes n'ont pu être retrouvées.

Dans l'unité T1, les faciès de T1a sont des calcaires crayeux en petits bancs qui traduisent la phase d'inondation maximale de la plate-forme en relation avec une montée relative du niveau marin;

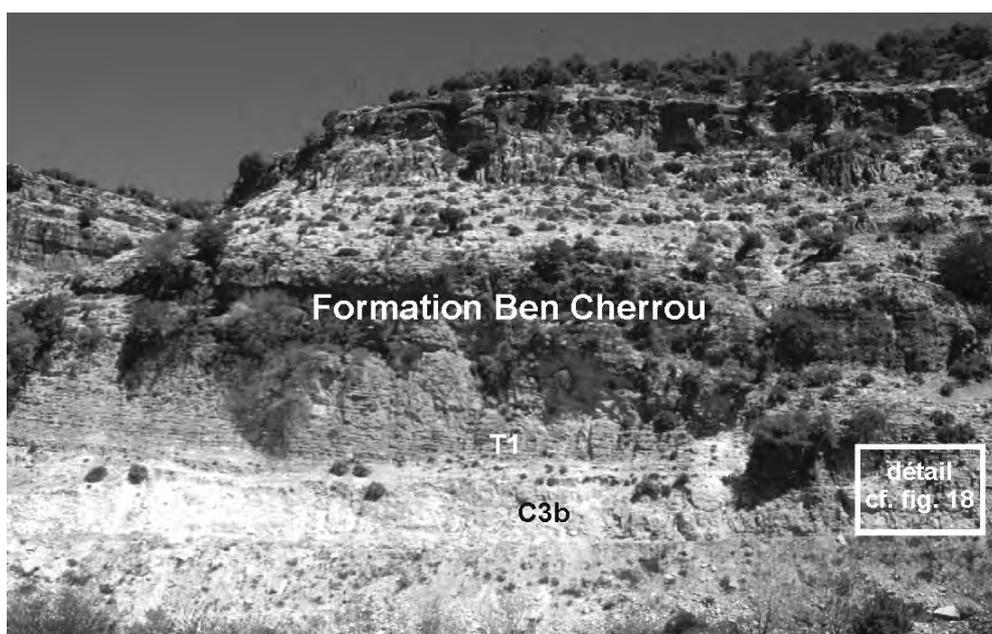


Fig. 16. Vue d'ensemble de la Formation Ben Cherrou dans sa localité type (synclinal de Naour).

T1b, constituée de bancs calcaires massifs de texture packstone à grainstone, riches en lamellibranches, marquent le retour à des environnements de plate-forme restreinte.

Dans l'unité T1a, les faciès évoluent donc progressivement vers un approfondissement et atteignent l'étage infralittoral ouvert, comme en témoigne la forte présence de foraminifères planctoniques: *Guembelitra cretacea*, *Guembelitra cenomana*, *Heterohelix moremani*, *Heterohelix globulosa*, *Hedbergella* gr. *simplex*, *Hedbergella planispira*, *Whiteinella baltica*, *Whiteinella paradubia*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Praeglobotruncana praehelvetica*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Praeglobotruncana gibba*, *Praeglobotruncana stephani*, d'ammonites: *Watinoceras* sp., *Vascoceras proprium*, *Fagesia catinus*, *Mammites/Kamerunoceras*, et d'inocérames: *Mytiloides kossmati kossmati*. Ces derniers sont associés à des microfilaments, des calcisphères/pithonelles, des articles de poissons: *Squalicorax* aff. *falcatus*, *Ptychodus paucisulcatus*, *Ptychotrygon* sp., ? *Ctenopristis* sp., des ossicules d'ophiures et des Roveacrinidae.

Dans des faciès comparables, Andreu 1991 a recueilli des ammonites des genres *Pseudaspidoceras* sp. et *Vascoceras* sp. qu'il attribue au Cénomaniens sommital ou au Turonien inférieur.

T2 et T3, de lithologie comparable à celle de T1, mais biologiquement mal caractérisées, sont attribuables, *sensu lato*, à des dépôts infralittoraux.

T4, calcaréo-dolomitique, marque le retour à des conditions plus confinées, dans un environnement médiolittoral de tidal flats dominé par une sédimentation de type dolomitique et stromatolithique.

La coupe de Ouaouizaght (fig. 10) est relevée le long de la route menant à Tagleft, à 3 km au Nord du village de Ouaouizaght, sur le flanc sud du Jbel N'Tasga. Les unités sont moins épaisses que sur la coupe de Ben Cherrou.

C3b est une sous-unité carbonatée qui montre une faune peu diversifiée de foraminifères benthiques: *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Trocholina* gr. *Trocholina arabica*, *Fronovaginulina inversa*, Discorbidae, Miliolidae; les foraminifères planctoniques y sont nombreux et variés avec *Rotalipora* aff. *cushmani*, *Anaticinella* sp., *Guembelitra cretacea*, *Guembelitra cenomana*, *Heterohelix moremani*, *Heterohelix globulosa*, *Hedbergella delrioensis*, *Hedbergella simplex*, *Asterohedbergella asterospinosa*, *Whiteinella aprica*, *Whiteinella archaeocretacea*; les ostracodes ne sont représentés que par *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*; les inocérames par *Mytiloides* (?) gr. *hercynicus*, *Inoceramus labiatoidiformis*, *Mytiloides* cf. *kossmati*. Cette association se complète de microfilaments, calcisphères, pithonelles, spicules d'éponges, ossicules d'ophiures et d'Astreidae, Roveacrinidae et Holothuridae. L'ensemble traduit un environnement infralittoral ouvert.

Les unités T1 à T4 sont constituées chacune d'alternances de petits bancs de calcaires micritiques et de bancs carbonatés massifs fortement bioturbés; les ammonites sont peu abondantes, avec en particulier *Romaniceras ornatissimum* dans T2, alors que les échinodermes sont nombreux et diversifiés.

Dans cette formation, l'unique mention du genre *Coilopoceras* sp. du Turonien moyen ou Turonien supérieur, non précisément situé par Andreu 1991, n'a pu être confirmée.

Sur la coupe d'Aït Taraaft (fig. 11), la dalle carbonatée n'est représentée que par ses assises inférieures, mises en corrélation avec C3b et T1, riches en foraminifères benthiques: *Pseudorhapydionina dubia*, *Spirocyclina atlasica*, *Pseudolituonella reicheli*, *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Dicyclina schlumbergeri*, cf. *Pseudocyclamina rugosa*, *Nezzazata simplex*, Discorbidae, Miliolidae, Textulariidae, et algues calcaires: *Taumatoporella* sp., *Terquemella* sp., *Permocalculus* sp., associées localement à des chaetétidés, ossicules d'ophiures et lamellibranches dont *Rhynchostreon mermeti*.

Les microfaciès correspondent pour l'essentiel à des biopelmicrites reflétant des conditions de dépôt proximales dans l'étage infralittoral restreint.

Ces différentes unités lithostratigraphiques sont limitées par des discontinuités sédimentaires repérées à l'échelle des 3 coupes analysées.

La surface localisée entre C3 et T1 est bien représentée, sur les coupes de Ouauizaght et Ben Cherrou, par un horizon bioclastique et lumachellique. Elle prend valeur de discontinuité D4. Les discontinuités D5, D6, et D7, sont assimilées à des limites de séquences de dépôt de 3^{ème} ordre, au sens de Vail et al. 1987; elles sont matérialisées généralement par la dernière surface qui couronne les barres massives bioclastiques et témoignent d'une diminution de la tranche d'eau; elles sont surmontées par des calcaires micritiques en petits bancs d'environnement plus profond.

Dans les coupes de Ouauizaght et Ben Cherrou, le sommet de T4, montre des faciès dolomitiques associés à des structures stromatolithiques, et est assimilé à une nouvelle discontinuité D8.

C3b montre une homogénéisation des dépôts carbonatés sur l'ensemble de la plate-forme. Les milieux sont cependant plus ouverts vers le Nord-Est, comme en témoigne déjà la présence de niveaux marins ponctuels apparus au sein de la Formation de Ouauizaght sous-jacente (figs. 14 et 15), avant l'installation de la plate-forme carbonatée de la Formation Ben Cherrou. Citons, par exemple, des marnes à glauconie, foraminifères planctoniques, ostracodes, Roveacrinidae et ossicules d'ophiures, à Ben Cherrou, à environ 70 m, au moins, au-dessous des premiers niveaux qui constituent la plate-forme carbonatée; des carbonates à échinodermes, pellets et microlamellibranches, à Ouauizaght, et des faciès dolomitiques à fenestras et stromatolithes, à Aït Taraaft, respectivement à 7 m et 6 m sous les premiers dépôts carbonatés.

Cette tendance à l'ouverture des milieux de dépôt en direction du Nord-Est est nettement confirmée par l'organisation d'ensemble des unités T1 à T4.

2.3. Discussion stratigraphique

La confrontation des données livrées par les différents groupes paléontologiques nous a permis de déboucher sur les propositions chronostratigraphiques suivantes (fig. 17).

Les unités C1 et C2, très peu fossilifères, sont rapportées à l'Albien-Cénomaniens, par leur position géométrique, entre la Formation d'Aït Tafelt, dont l'âge Aptien est établi sans ambiguïté (Rolley 1978; Souhel 1987), et l'unité C3 de la Formation de Ouauizaght, datée du Cénomaniens supérieur (ce travail). La découverte au sein de ces unités de quelques niveaux marins à *Heterohelix moremani*, *Hedbergella* gr. *simplex*, *Whiteinella baltica*, *Dolocytheridea* (*P.*) sp. 6 et ? *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, plaide en faveur de cette proposition.

L'unité C3, décomposée en C3a et C3b, présente sur l'ensemble des coupes, une microfaune variée composée de foraminifères benthiques et planctoniques, et d'ostracodes. C3a montre une association composée de *Pseudorhipidionina casertana*, *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Pseudorhapydionina dubia*, *Pseudolituonella reicheli*, *Spirocyclina atlasica*, *Paracypris mdaouerensis* et *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*; cette association caractérise classiquement le Cénomaniens supérieur (Saint-Marc & Rahhali 1982; Bilotte 1984; Schroeder & Neumann [coord.] 1985; Andreu 1991; Ettachfini 1992; Andreu et al. 1996; Andreu 2002). C3b montre, en plus des foraminifères benthiques cités ci-dessus, *Trocholina* gr. *Trocholina arabica*, *Nezzazata simplex*, *Dicyclina schlumbergeri*, cf. *Pseudocyclamina rugosa*, *Scandonea* ? *pumila*, cf. *Charentia cuvillieri*, *Peneroplis turonicus*, *Rotalia mesogeensis*, associées à des foraminifères planctoniques dont *Rotalipora* aff. *cushmani*, *Anaticinella* sp., *Asterohedbergella asterospinosa*, *Heterohelix globulosa* et *Whiteinella archaeocretacea*; cette nouvelle association est caractéristique de la partie supérieure du Cénomaniens supérieur (Robaszynski & Caron [coord.] 1979; Tronchetti 1981; Caron 1985; Abdallah 2000; Ettachfini et al. 2005; Caron et al. 2006).

L'unité T1 montre, dès la base, la présence assez fréquente d'ammonites *Watinoceras* sp., *Mammites* / *Kamerunoceras* sp., et dans une moindre mesure *Vascoceras proprium*, *Fagesia catinus*, associées aux inocérames: *Mytiloides mytiloides* et *Mytiloides kossmati kossmati*, et aux foraminifères planctoniques: *Heterohelix globulosa*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Praeglobotruncana praehelvetica* et *Helvetoglobotruncana helvetica*. Cette association caractérise la base du Turonien inférieur (Caron 1985; Hardenbol et al. 1998; Tröger 1998; Kennedy et al. 2000).

La présence de *Romaniceras ornatissimum*, dans la moitié inférieure de T2, permet d'attribuer cette dernière au Turonien moyen *pro-parte*.

La moitié supérieure de l'unité T2 ainsi que les unités T3 et T4, sans fossile de zone caractéristique, sont rapportées au Turonien moyen *pro-parte* - Turonien supérieur (?).

La limite Céno-manien-Turonien se situerait donc entre la disparition de la quasi-totalité des foraminifères benthiques et l'apparition des premières ammonites du genre *Watinoceras* et du foraminifère planctonique *Helvetoglobotruncana helvetica* (cf. 3^{ème} partie). Les foraminifères planctoniques de la zone à *Archaeocretacea* restent présents de part et d'autre de cette limite.

D'un point de vue lithologique, c'est au changement de faciès, entre les derniers niveaux des calcaires massifs bioclastiques et lumachelliques de l'unité C3 et les premières apparitions des calcaires marneux blancs en petits bancs de l'unité T1 que se situerait la limite entre les deux étages (fig. 18).

La Formation de Ouauizaght est rapportée à l'intervalle Aptien supérieur (?)-Albien-Céno-manien moyen à supérieur. La Formation de Ben Cherrou est datée du Céno-manien supérieur - Turonien moyen (?)-supérieur.

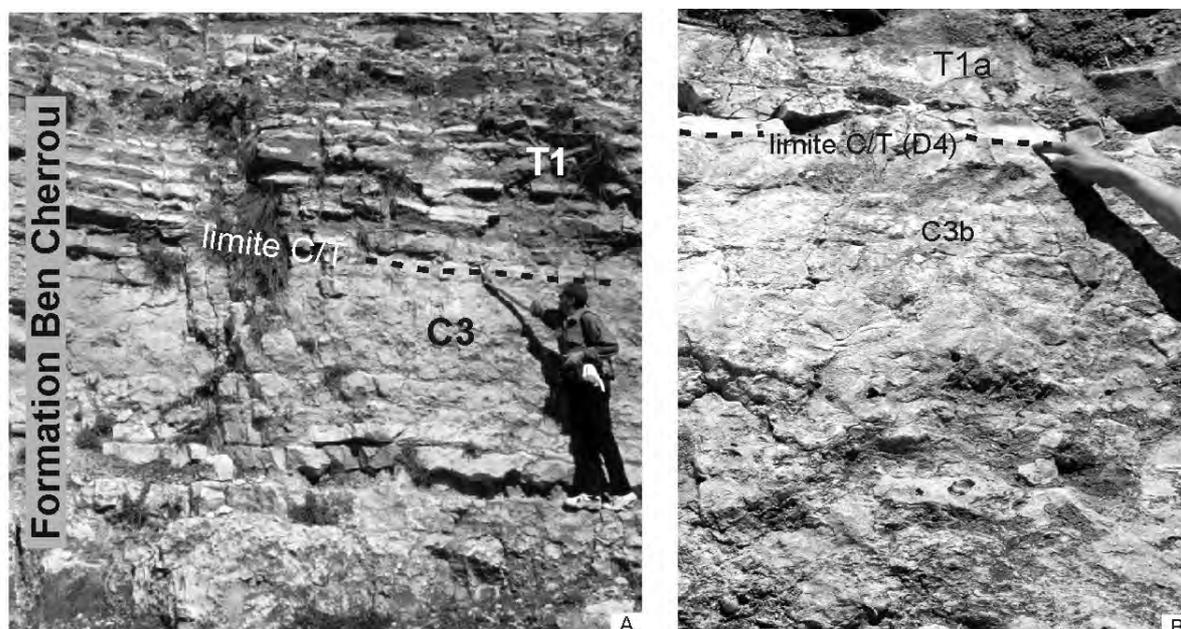


Fig. 18. Aspect de la discontinuité D4 au sein de la Formation Ben Cherrou, exemple de la coupe de Ben Cherrou. A, contact entre les derniers bancs de calcaires bioclastiques et lumachelliques de l'unité C3 et les premiers bancs de calcaires marneux blancs de l'unité T1. B, détail de A.

2.4. Conclusions

L'étude du "Crétacé moyen" des synclinaux Haut Atlaiques débouche sur des résultats d'ordre lithostratigraphique, paléontologique, biostratigraphique et paléogéographique.

Sur le plan lithostratigraphique, nous avons découpé les Formations de Ouauizaght et de Ben Cherrou en sept unités C1, C2, C3, T1, T2, T3 et T4, limitées par des discontinuités d'ampleur régionale. L'unité C3 est à cheval sur les deux formations. Les deux premières unités sont organisées en séquences d'ouverture; les cinq autres en séquences transgressives - régressives et renferment un assemblage faunique caractéristique.

Les unités C1 et C2, constitutives de la plus grande partie de la Formation de Ouaouizaght, apparaissent sous des faciès très comparables. Elles sont caractérisées par des dépôts généralement très peu profonds, très sensibles aux moindres variations du niveau marin. Nous y avons trouvé un grand nombre de faciès à caractère littoral ou lagunaire, aussi bien dans l'espace que dans le temps, ce qui rend délicat le positionnement des discontinuités et la réalisation des corrélations. Cependant, et malgré le caractère confiné des faciès, on constate que les influences marines sont mieux enregistrées au NE qu'au SW (fig. 15).

Les dépôts infralittoraux, qui constituent l'unité C3 d'âge Cénomaniens supérieur, sont le résultat de la transgression pelliculaire sur ce domaine Haut Atlasique.

Le Turonien montre un découpage en quatre unités lithologiques T1 à T4. Chacune d'elles présente la succession des couches suivante: à la base, des calcaires micritiques crayeux en petits bancs, qui marquent l'inondation de la plate-forme dans un environnement infralittoral; au sommet, des calcaires massifs bioclastiques, qui deviennent dolomitiques au niveau de la dernière unité, ces faciès soulignant le remblaiement de l'espace disponible sur un environnement plus restreint.

Sur le plan paléontologique, ont été récoltées de nombreuses espèces d'ammonites, foraminifères, ostracodes, algues calcaires, lamellibranches, échinodermes et poissons.

Ont été reconnues 5 espèces d'ammonites dont c'est la première citation dans le secteur: *Watinoceras* sp., *Vascoceras proprium*, *Fagesia catinus*, *Mammites / Kamerunoceras* et *Romaniceras ornatisimum*; 18 espèces de foraminifères planctoniques, parmi lesquelles 11 sont mentionnées pour la première fois dans les synclinaux Haut Atlasiques: *Asterohedbergella asterospinosa*, *Anaticinella* sp., *Guembeltria cretacea*, *G. cenomana*, *Hedbergella planispira*, *Whiteinella paradubia*, *W. aprica*, *Praeglobotruncana praealpina*, *P. gibba*, *P. stephani* et *Helvetoglobotruncana helvetica*; 18 espèces de foraminifères benthiques, dont 13 sont aussi mentionnées régionalement pour la première fois: *Pseudorhipidionina casertana*, *Pseudorhapydionina laurinensis*, *P. dubia*, cf. *Pseudocyclamina rugosa*, *Lenticulina* sp., *Moncharmontia* sp., *Trocholina* gr. *T. arabica*, *Scandonea ? pumila*, cf. *Charentia cuvillieri*, *Fronovaginulina inversa*, *Neoflabellina* sp., *Peneroplis turonicus*, *Rotalia mesogeensis*; 19 espèces d'ostracodes, parmi lesquelles 5 sont identifiées régionalement pour la première fois: *Cytherella* gr. *parallela*, *Pterygocythere neknaffiensis*, *Bairdia* aff. *sbaensis*, *Doloccytheridea atlasica*, *Paracypris mdaouerensis*, et 5 espèces probablement nouvelles *Bairdia* sp., *Neocyprideis* sp., *Peloriops* sp., *Amphicytherura* sp., *Navarracythere* sp.; 7 espèces d'algues calcaires, 11 espèces de lamellibranches dont des inocérames, 5 familles d'échinodermes et 5 espèces de poissons, tous, encore inconnues dans la région (cf. fig. 17).

La confrontation de l'ensemble de ces données nous a amené à présenter un découpage stratigraphique de la série. Les unités C1 et C2 de la Formation de Ouaouizaght sont rapportées, essentiellement sur des critères de position, à l'intervalle Aptien supérieur (?) Albien - Cénomaniens moyen à supérieur. L'unité C3, à cheval entre les Formations de Ouaouizaght et Ben Cherrou, est datée du Cénomaniens supérieur.

La sous unité T1a est datée de la base du Turonien inférieur; T1b et T2a sont attribuées au Turonien inférieur *pro-parte* - Turonien moyen *pro-parte*. Sur des critères de position, T2a, T3 et T4, font partie de l'intervalle Turonien moyen *pro-parte* - Turonien supérieur (?).

La limite Cénomaniens-Turonien se situerait entre la disparition de la majorité des foraminifères benthiques et ostracodes, et l'apparition des premières *Watinoceras*, associées au foraminifère planctonique *Helvetoglobotruncana helvetica*. Sur le plan lithologique, c'est le changement de faciès, dans la partie inférieure de la formation, entre les derniers niveaux des calcaires massifs de C3b et les calcaires en petits bancs de T1a, qui marquerait la limite entre les deux étages.

Sur le plan paléogéographique, dans les 3 coupes étudiées, l'épaisseur et la fréquence des niveaux marins au sein de la plate-forme carbonatée (Formation Ben Cherrou) augmentent du Sud-Ouest vers le Nord-Est, ce qui implique la présence d'une mer ouverte au Nord-Est, vers le domaine téthysien, contrairement à ce qui a été classiquement admis (Choubert & Faure-Muret 1962).

L'origine atlantique ou téthysienne de la transgression cénomano-turonienne qui a recouvert la majeure partie du domaine atlasique marocain a été discutée par de nombreux auteurs (Choubert &

Faure-Muret 1962; Souhel & Canérot 1989; Andreu 1991; Philip et al. 1993; Philip & Floquet 2000; Canérot et al. 2002). Dans la Haute Moulouya (fig. 30), où la plate-forme carbonatée cénomano-turonienne semble s'installer de façon plus précoce que dans le Haut Atlas central, la transgression vient du Nord-Est (Ensslin 1993; Ciszak et al. 1999; ce travail, cf. 1^{ère} partie, chap. 4).

L'ensemble des données lithologiques et paléoenvironnementales montre un approfondissement des faciès vers le Nord-Est, au cours du Cénomanién supérieur-Turonien.

Nous pensons donc que la transgression téthysienne a atteint le Haut Atlas central à la limite Cénomanién-Turonien. Toutefois, la confirmation de cette hypothèse reste tributaire des données à recueillir à l'Ouest et au Nord-Ouest, sur le domaine mésétien marocain, et l'hypothèse d'une influence atlantique ne peut pas être exclue.

Enfin, nous proposons de remplacer la Formation d'Aït Attab par la Formation Ben Cherrou, définie sur la coupe de même nom près du village de Ben Cherrou dans le synclinal de Naour. La limite inférieure de cette nouvelle formation coïncide avec les premiers dépôts carbonatés massifs qui apparaissent dans les séries étudiées; la limite supérieure, avec les derniers bancs carbonatés dolomitiques à stromatolithes. Cette nouvelle proposition de dénomination de formation devrait, selon nous, être prise en considération dans les futurs travaux de cartographie régionale.

3 - SYNCLINAUX MOYEN ATLASIQUES

3.1. Introduction

Le Moyen Atlas, tronçon septentrional des chaînes atlasiques, correspond à une chaîne intracontinentale (Mattauer et al. 1977), dont la structuration en tant qu'unité morphologique débute à partir du Crétacé. Il apparaît comme un haut fond vis à vis des transgressions du Crétacé, conséquence de l'entraînement vers l'Est de l'Ibérie par l'Afrique (Michard 1976; Mattauer et al. 1977). D'un point de vue structural, il est limité au Nord par la chaîne rifaine, à l'Ouest par le massif hercynien du Maroc central, à l'Est et au Sud par la dépression sub-atlasique de la Moulouya qui le sépare de la Meseta orientale et du Haut Atlas.

Le Moyen Atlas est subdivisé classiquement en deux ensembles structuraux (fig. 19) séparés par l'accident Nord Moyen Atlasique (Termier 1936; Colo 1961): le Moyen Atlas tabulaire ou Causse moyen atlasique formé de terrains essentiellement liasiques; le Moyen Atlas plissé formant la zone haute, qui surplombe le Causse moyen atlasique, et abrite à l'Ouest du méridien de Boulmane la plus grande partie des affleurements du Crétacé à structure synforme.

Le Crétacé du Moyen Atlas a fait l'objet de nombreuses études. C'est à Termier (1936) qu'on doit la première reconnaissance du Crétacé supérieur dans le synclinal de Tighboula, daté par les lamellibranches: *Alectryonia siphax*, *Exogyra flabellata* et *Inoceramus tenuis*. Plus tardivement, la répartition des affleurements crétacés des synclinaux moyen atlasiques ainsi que leurs subdivisions stratigraphiques sont reportées sur la carte géologique provisoire du Moyen Atlas septentrional au 1/200000 (Termier & Dubar 1940) et sur la carte géologique de Rabat au 1/500000 (Choubert et al. 1956). Les limites des formations figurées sur cette dernière ou sur la carte du Maroc au 1/1000000 (Hollard et al. 1985) sont fondées sur une trilogie mésocrétacée classique (Choubert 1948; Basse & Choubert 1959): grès et conglomérats infra-cénomaniens, marnes à gypses cénomaniennes, dalle calcaire cénomano-turonienne. Les découpages stratigraphiques, qui apparaissent sur ces cartes ou dans les travaux postérieurs (Zemmouri 1976; Duée et al. 1977; Fedan 1988; Charroud 1990), longtemps fondés sur des analogies de faciès, ont été précisés par la datation du Turonien inférieur par ammonites et foraminifères planctoniques (Andreu et Charrière 1986; Charrière 1990; Andreu 1991) et par celle de l'Aptien par charophytes et ostracodes (Andreu et al. 1988; Andreu, communication personnelle). Puis la découverte de foraminifères marins dans les calcaires de la région de Boulmane a permis d'y dater l'Aptien (Charrière & Vila 1991).

Andreu & Charrière 1986 ont proposé en effet, pour le "Crétacé moyen", une subdivision en deux formations dont la succession traduit des fluctuations marines régionales. De bas en haut, on distingue: - la Formation de Sidi Larbi (220 m), constituée classiquement de 3 membres: les conglomérats supérieurs de l'Oued El Atchane (appelée ultérieurement (Charrière 1990, 1992): conglomérats supérieurs de Sidi Larbi), la série rose et la série jaune, qui traduisent une évolution des faciès d'un milieu continental fluvial à un milieu infralittoral restreint. L'âge anté-Turonien alors invoqué pour cette unité lithologique résultait essentiellement de critères de position géométrique par rapport aux conglomérats inférieurs de l'Oued El Atchane attribués, selon les localités, au Dogger "Bathonien provisoire" (Termier 1936), à l'Infra-Cénomaniens (Choubert & Faure-Muret 1956; Colo 1961; Zemmouri 1976), au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur ? (Duée et al. 1977), ou considéré comme le dernier terme "détritique supérieur" du bassin jurassique (Fedan 1988; Charroud 1990); la partie supérieure de la formation est rapportée au Cénomaniens.

- La Formation d'Aït Ben Ali (50 - 60 m), épaisse corniche calcaire montrant quelques intercalations marneuses, est marquée par des faciès de mer ouverte généralisés sur l'ensemble des synclinaux moyen atlasiques. La présence d'une association de foraminifères planctoniques et d'ammonites, parmi

lesquelles *Mammites nodosoides*, et des lamellibranches ont permis une attribution au Turonien inférieur voire moyen.

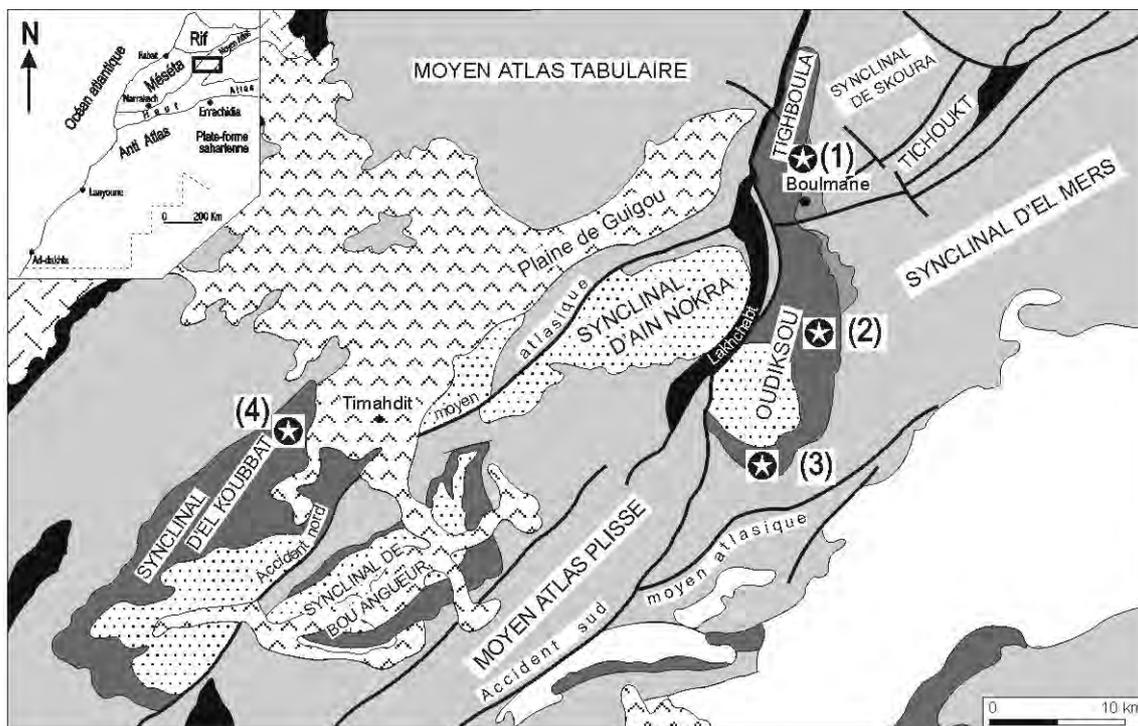
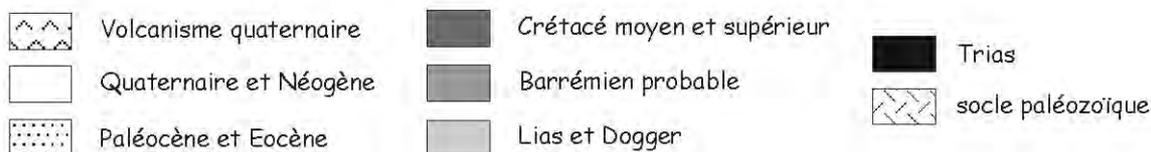


Fig. 19. Contexte stratigraphique du Moyen Atlas et situation des coupes étudiées : (1) Boulmane [synclinal de Tighboula] ; (2) Sidi Boulahfa et (3) Achlouj [synclinal d'Oudiksou] ; (4) Timahdit [synclinal d'El Koubbat].



Ultérieurement et en se fondant sur l'évolution séquentielle et les corrélations réalisées à l'échelle du Moyen Atlas, Andreu 1991 distingue, pour cette Formation (jadis décomposée en trois membres, Andreu & Charrière 1986), cinq unités, respectivement de bas en haut: unité détritique et grésoconglomératique, unité dolomitique, unité calcaréo-marneuse, unité marno-gypseuse et enfin unité marneuse et calcaire.

La figure 20 résume l'ensemble des travaux lithostratigraphiques réalisés dans le Moyen Atlas.

Charroud 1990, dans son étude sur l'évolution géodynamique de la partie Sud-Ouest du Moyen Atlas, pendant le mésozoïque et le cénozoïque, a précisé que cette évolution se faisait en trois étapes dont la première albo-cénomano-turonienne marque le début de la transgression atlantique dans cette région et correspond à l'installation de la plate-forme carbonatée céno-mano-turonienne.

Charrière 1990, dans sa thèse de Doctorat d'Etat, a détaillé l'organisation sédimentaire des séries jurassiques à éocènes, analysé les problèmes paléogéographiques et tectoniques et développé la dynamique des bassins néocrétacés. Au cours du Crétacé, il met l'accent sur la polarité téthysienne des dépôts.

L'analyse séquentielle et paléontologique (ostracodes) présentée par Andreu (1989 et 1991) sur une transversale Agadir - Nador reconnaît, dans le Moyen Atlas, au cours de l'Albien-Cénomanién, une polarité sédimentaire atlantique pour le synclinal d'El Koubbat, et téthysienne dans les synclinaux d'Oudiksou et de Tighboula.

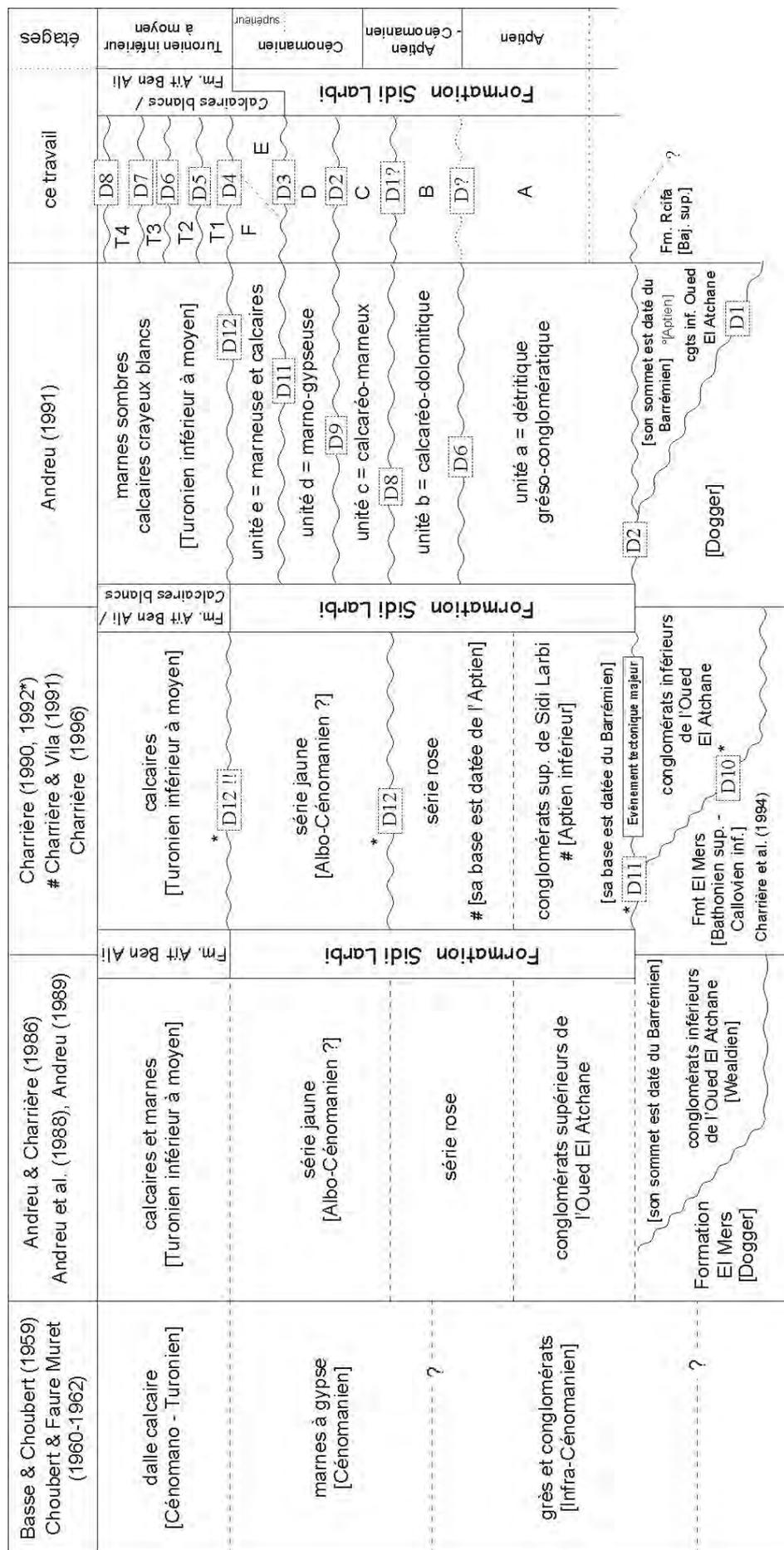


Fig. 20. Cadre lithostratigraphique du Moyen Atlas, Maroc

* [Aptien] : explication dans le texte

Daoudi (1996) s'est essentiellement intéressé aux contrôles diagénétiques et paléogéographiques des sédiments mésozoïques du Maroc. Fondées sur des analyses minéralogiques des argiles, ses reconstitutions paléogéographiques mettent en évidence, au cours du Turonien-Sénonien inférieur, l'ouverture du bassin moyen atlasique vers le domaine téthysien.

Charrière et al. (1998) et Ciszak et al. (1999) montrent que l'installation de la plate-forme carbonatée céno-mano-turonienne est de plus en plus récente du Craton saharien, au Sud, au Moyen Atlas méridional, au Nord, ce qui suggère une ouverture vers le domaine téthysien.

Le découpage de la Formation de Sidi Larbi (Andreu & Charrière 1986) en 5 unités lithostratigraphiques, retenu dans ce travail, découle des travaux d'Andreu 1991.

En revanche, le découpage de la Formation d'Aït Ben Ali (Andreu & Charrière 1986) en deux unités (Andreu 1991) ne sera pas pris en considération. En se fondant sur la présence de critères sédimentologiques et de discontinuités physiques, sur l'organisation séquentielle, et en s'inspirant des corrélations effectuées à l'échelle des autres régions, la Formation d'Aït Ben Ali a pu être décomposée (ce travail) en quatre unités T1 à T4, subdivisées chacune à leur tour en deux sous-unités (Ta et Tb). La Formation des Calcaires blancs, équivalent latéral de la Formation d'Aït Ben Ali, montre à sa base, en plus des quatre unités classiques de la Formation, un terme de passage carbonaté qu'on nommera unité "F".

3.2. Faciès

Les séries du "Crétacé moyen" du Moyen Atlas ont été étudiées dans les synclinaux de Boulmane, Oudiksou et El Koubbat. Les dépôts qui composent les Formations de Sidi Larbi et d'Aït Ben Ali ont été analysés à partir de 72 lavages et de 145 lames minces réparties sur 4 coupes: Boulmane (synclinal de Tighboula), Sidi Boulahfa et Achlouj (synclinal d'Oudiksou) et Timahdit (synclinal d'El Koubbat).

La coupe de Boulmane a été choisie comme coupe de référence pour les deux formations en raison de la dilatation des bancs et des bonnes conditions d'affleurements.

L'objectif de ce chapitre est de décrire l'ensemble des faciès qui composent les deux formations, afin d'établir un cadre stratigraphique précis, puis de mettre en place les modalités de l'installation et de l'évolution des bassins crétacés du Moyen Atlas central.

3.2.1. Formation de Sidi Larbi

La Formation de Sidi Larbi fait suite à la Formation des Conglomérats inférieurs de l'Oued El Atchane. La partie analysée de cette formation montre la succession de 5 unités, A en partie, B, C, D et E en totalité.

Notre analyse repose sur la description de la coupe de référence de Boulmane et de ses variations latérales vers le Sud, avec la coupe de Sidi Boulahfa, et vers l'Ouest, avec la coupe de Timahdit.

La coupe de référence de Boulmane (fig. 21) est située sur la terminaison méridionale du synclinal de Tighboula, au Nord de la ville de Boulmane, juste à l'entrée Est du village, au niveau de l'Oued El Atchane.

Elle a été levée à partir de Douar Aït Si Larbi, perpendiculairement à la piste menant à Douar Aït Imkhbouchen-Aït Irakacen. Les cartes topographiques de Boulmane et d'Almis Guigou au 1/50000 et la carte géologique de Rabat au 1/500000 ont servi de support au repérage sur le terrain. Cette description reprend, sans modifications notables, celle réalisée par Andreu 1991.

La Formation de Sidi Larbi y est bien développée et analysée sur environ 210 m.

On y reconnaît les cinq unités lithologiques de cette formation.

Compte-tenu des limites stratigraphiques du sujet, nous ne nous intéresserons pas au détail des dépôts détritiques et conglomératiques qui composent l'unité A et qui sont rapportés au Barrémien-Aptien. Il faut toutefois noter que ces dépôts sont constitués de faciès grés-microconglomératiques

discordants sur les calcaires du Bajocien avec un angle moyen de 15° (Martin 1981, Charrière 1990, 1992, Andreu 1991).

La partie analysée de l'unité A montre plusieurs faciès continentaux: conglomérats ou microconglomérats chenalisés, grès, silts, organisés en séquences métriques de comblement, et qui sont caractéristiques d'un environnement fluvial.

Au dessus, se développe l'unité B, épaisse de 65 m et caractérisée par la prédominance de faciès dolomitique et gréseux. Elle débute par un banc (3 m) massif conglomératique et à silex dont le diamètre des galets peut atteindre 10 cm; elle se poursuit par une alternance de nombreux niveaux pluricentimétriques de dolomies gréseuses et de silts, parfois de marnes terrigènes rouges. Dans le détail, les bancs dolomitiques présentent, dans le 1/3 inférieur, des laminations stromatolitiques, des tepees et des laminations parallèles horizontales. Un bref épisode marin à rares ostracodes et riche en quartz bipyramidés est intercalé dans les dolomies, à la base de la série. Ponctuellement, des bancs gréseux pluricentimétriques à métriques montrent des litages obliques et entrecroisés.

Le microfaciès des roches indurées est celui d'une dolomicrosparite à quartz de petite taille, structures stromatolithiques et gravelles.

Ces faciès sont confinés et montrent clairement une évolution générale en comblement.

Le sommet des dernières barres dolomitiques, barres massives, finement lités et à silex de 1 à 2 cm de diamètre, prend valeur de discontinuité régionale (D1 ?), d'autant plus qu'il est brusquement surmonté par des marnes marines jaunes.

L'unité C (40 m) contraste aisément avec l'unité sous-jacente par sa lithologie essentiellement marneuse et par sa couleur jaunâtre. Elle débute par un niveau de marnes jaunes (6 m) à rares faunes naines: dents de poissons, lituolidés indéterminés et radioles d'échinodermes recristallisés. Elle se poursuit par une superposition de bancs métriques de calcaires dolomitiques qui se chargent progressivement en niveaux de marnes verdâtres. Ces derniers sont marmorisés et associés à des empreintes radiculaires, témoins de paléosols.

Le microfaciès des bancs indurés correspond à une dolomicrosparite parfois graveleuse, à quelques grains de quartz, traces de bioclastes dissous et entourés d'un liseré ferrugineux.

Au sommet, affleure, sur 1,5 m, des bancs de calcaires fins, dolomitiques (dolomicrite), stratifiés, de 1 à 10 cm d'épaisseur, à fines laminations parallèles ou par endroits ondulées et à bird eyes; le toit du dernier banc est tapissé d'encroûtement ferrugineux et matérialise vraisemblablement la discontinuité régionale D2.

L'unité D (47 m) débute par des marnes vertes terrigènes azoïques, suivies d'un banc calcaréo-dolomitique lité, discrètement graveleux (6 m). Viennent ensuite des marnes verdâtres puis jaunâtres, riches en lentilles de gypse d'épaisseur métrique, relayées progressivement par une alternance métrique à plurimétrique de niveaux de marnes vertes azoïques et de bancs de dolomicrosparites vacuolaires à bird eyes et rares grains de quartz. Par endroit s'observent des restes de bioclastes dissous. Le dernier banc est fortement cargneulisé et montre une brèche de dissolution. Il correspond à la discontinuité régionale D3.

Au dessus, se développe sur 15 m, l'unité E, marneuse et calcaire. Elle se compose d'une alternance de calcaires dolomitiques et de marnes jaunes et vertes; le premier banc carbonaté et bioclastique montre une texture wackestone à packstone à lituolidés (? *Pseudocyclammina*), *Trocholina* gr. *T. arabica*, *Nezzazatinella picardi* et *Cuneolina* gr. *pavonia*. Les derniers bancs sont plutôt riches en lamellibranches ferruginisés.

A la partie inférieure, les niveaux marneux pauvres en microfaune ont fourni quelques fragments de *Cuneolina* et ossicules d'ophiures, de rares spécimens de foraminifères planctoniques, *Heterohelix moremani* et *Whiteneilla baltica*, et d'ostracodes dont *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, *Limburgina selloumensis*, *Cytheropteron* indét., *Doloccytheridea* indét. et *Cytherella* indét.; la partie supérieure est plus riche en organismes et montre en l'occurrence des articles énigmatiques rapportés à des soies d'inocérames [Comm. Robaszynski, 2002] et une faune diversifiée d'ostracodes avec *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, *Cytherella* sp. 1, *Cytherella mediatlasica*, *Paracypris mdaouerensis*, *Paracypris* sp. 1, et un fort effectif de *Bairdia* sp. 1.

Cette unité se termine par un banc métrique lumachellique à huîtres ferruginisées parmi lesquelles *Ilymatogyra* (*Afrogyra*) *africana*. La partie supérieure de ce banc est un niveau condensé à ammonites (Charrière 1990): *Mammites nodosoides*, *Hoplitoides ingens*, *Vascoceras* sp., *Euomphaloceras*

changement d'échelle



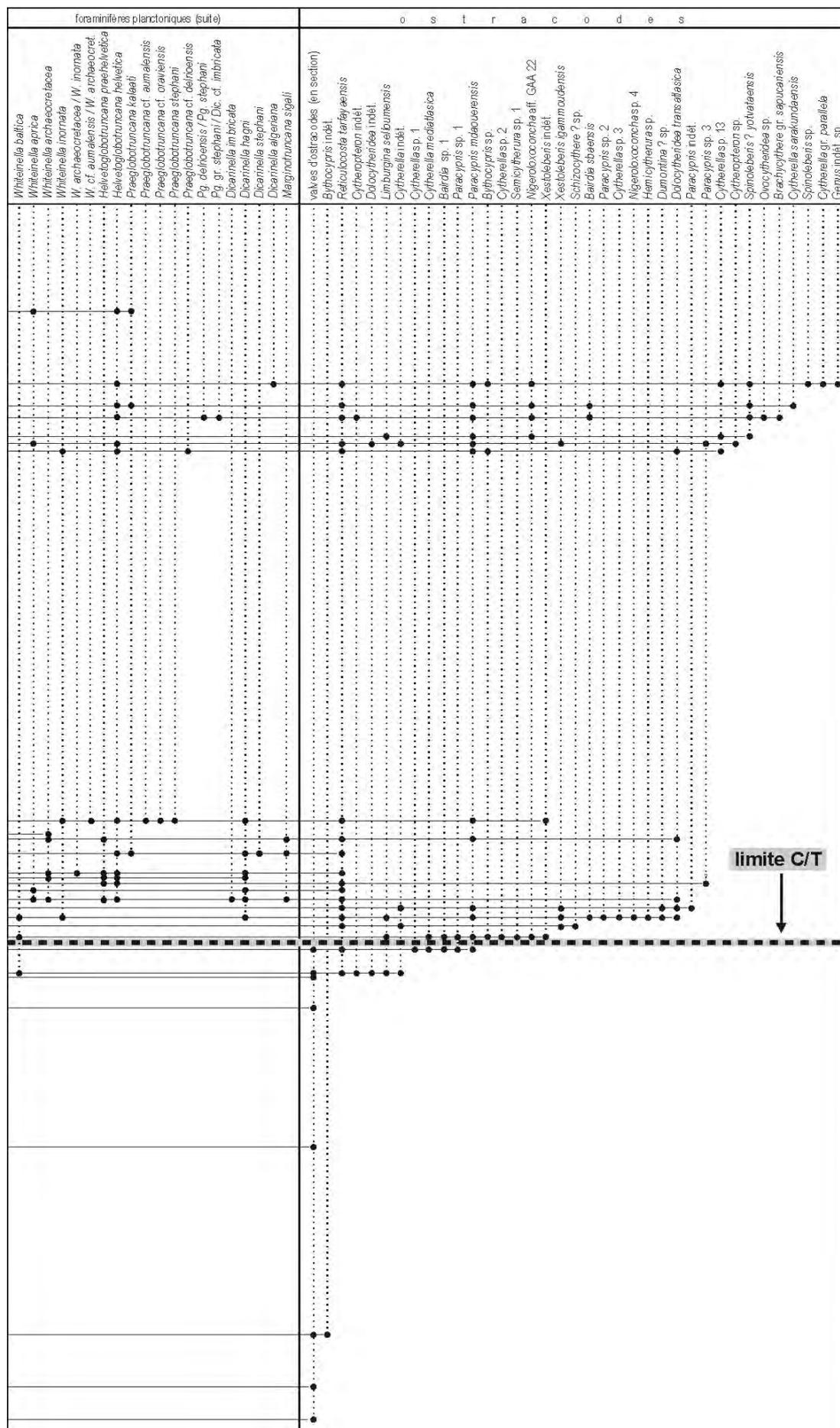


Fig. 21. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Boulmane, synclinal de Tighboul (Moyen Atlas)

africanum et *Pseudaspidoceras paganum*. Sa surface est un fond durci à encroûtements ferrugineux; elle prend valeur de discontinuité régionale D4.

Les variations latérales de faciès ont été recherchées au Sud et à l'Ouest de cette coupe de référence avec respectivement les coupes de Sidi Boulahfa et de Timahdit.

La coupe de Sidi Boulahfa (fig. 22) est située sur la bordure orientale du synclinal d'Oudiksou à une quinzaine de km au sud du village de Boulmane en direction d'Aït Kermous. Elle a été levée sur le flanc Est du Jbel Tarzazaït, près de la piste menant à Douar Sidi Boulahfa.

La Formation de Sidi Larbi avoisine 210 m d'épaisseur et est très comparable à celle relevée sur la coupe de référence.

L'unité A est analysée sur 70 m d'épaisseur. Elle débute par une succession alternante de marnes terrigènes azoïques et de dolomies gréseuses à aspect noduleux, en niveaux pluricentimétriques; elle se poursuit par des bancs plurimétriques de silts gréseux tendres, marmorisés, à paléosols. Le microfaciès des roches indurées est celui d'une dolomicrosparite (wakestone à packstone) riche en quartz de petite taille et cristaux d'argiles. La microfaune est rare, représentée par des bioclastes dissous de lamellibranches et échinodermes. Des oncoïdes, pellets, encroûtements algaires remaniés et valves d'ostracodes sont aussi présents. On observe épisodiquement des microbrèches de dessiccation correspondant à des épisodes d'émersion.

L'unité B est épaisse de 46 m. Elle montre une prédominance de faciès dolomitiques, très souvent lités, qui présentent localement des litages ondulés rappelant des stromatolithes, des figures de dessiccation, des vacuoles et des amalgames de bancs. Le dernier banc est plus gréseux et ferrugineux. Le microfaciès, constant, montre une dolomicrite à boue et à rares grains de quartz.

L'unité C (22m) débute par un banc métrique de calcaire dolomitique bioturbé et se poursuit par une multitude de bancs dolomitiques, jaunâtres, noduleux et marneux, et de calcaires dolomitiques fins. La stratocroissance des bancs est nette. Ces bancs sont suivis par des alternances pluridécimétriques à métriques de marnes vertes et de calcaires dolomitiques fins et stratifiés. Les marnes ont livré quelques dents de poissons. Le microfaciès des calcaires dolomitiques est celui d'une dolomicrite marneuse vacuolaire et bioturbée à grains de quartz de plus en plus rares vers le sommet.

L'unité D, épaisse d'environ 60 m, est représentée, sur les premiers 40 m, par une alternance métrique à plurimétrique de marnes, vertes et jaunes puis rouges, marmorisées, à paléosols et intercalations de niveaux dolomitiques cargneulisés. A la partie inférieure, les niveaux marneux contiennent des grains de quartz, parfois bipyramidés, et ont fourni quelques dents de poissons, des serpules et des miliolidae. Sur les 20 derniers mètres se superposent des niveaux de marnes blanches et vertes, des bancs pluridécimétriques à métriques de gypse massif, des bancs de dolomicrosparite à mouches de manganèse et des brèches de dissolution à structures entérolithiques.

Au dessus, se développent des marnes vertes puis jaunes, d'une épaisseur décamétrique, mises en corrélation avec l'unité E de la Formation de Sidi Larbi. Les niveaux marneux de base ont livré une faune rare composée de quelques dents de poissons, serpules et ossicules d'ophiures. La microfaune en provenance des niveaux marneux sommitaux est diversifiée et composée de foraminifères benthiques: *Frondivaginulina* sp., *Lenticulina rotulata*, *Nodosaria* sp., et *Ammobaculites* sp., de foraminifères planctoniques: *Rotalipora* sp. / *Anaticinella* sp., *Hedbergella simplex*, *Whiteinella inornata* et *Whiteinella praealpetica*, et d'ostracodes: *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, *Paracypris mdaouerensis*, *Cytherella* sp. 13, *Spinoleberis* ? *yotvataensis* et *Cytherella* indéterminé. On note aussi la présence de serpules, bryozoaires, dents de poissons, fragments d'échinodermes, lamellibranches et gastéropodes.

La coupe de Timahdit (fig. 23) a été levée dans le synclinal d'El Koubbat, à une douzaine de kilomètres à l'Ouest-Sud-Ouest du village de Timahdit, et à une quarantaine de kilomètres au Sud-Sud-Ouest de Boulmane, sur les flancs Nord-Ouest et Sud-Est du Jbel Tifratine, au niveau de la piste menant à Aïn Kahla en passant par le poste Amdr Izem (le buste du lion) de la maison forestière de la région. La carte topographique de Timahdit au 1/50000 et la carte géologique de Rabat 1/500000 ont servi de guide sur le terrain.

Au dessus des calcaires oolithiques en plaquettes (de texture grainstone) de la Formation de Rcifa datée du Bajocien (*in* Andreu 1991), se développe, sur une épaisseur de 70 m environ, la Formation de Sidi Larbi. Il est plutôt facile, malgré plusieurs lacunes d'observations, de distinguer une partie inférieure de couleur rougeâtre incluant les unités A et B du découpage précédent, une partie supérieure à tendance jaunâtre représentant vraisemblablement les unités C, D, et peut-être une partie de E; les limites entre ces différentes unités sont toutefois difficilement identifiables sur le terrain.

Reposant en concordance apparente sur le Bajocien, les unités A et B (35 m environ) se composent de marnes terrigènes rosées et de silts rouges entrecoupés de trois décharges conglomératiques à base ravinante; quelques bancs de dolomies s'intercalent dans ces niveaux. Les marnes terrigènes et les silts rouges sont souvent azoïques. Seules, quelques dents de poissons ont été identifiées dans les niveaux supérieurs (éch. Ti 45). Les conglomérats sont discontinus, à granoclassement positif, polygéniques; les galets, de 3 à 10 cm de diamètre, sont composés de calcaires oolithiques et graveleux, à débris d'échinodermes, ostracodes et algues calcaires, résultat du remaniement des différents termes de la série carbonatée jurassique sous-jacente. De bas en haut, les éléments constituant les différents bancs conglomératiques sont de moins en moins grossiers. Des galets de silex, allant jusqu'à 10 cm de diamètre, sont aussi présents. Les dolomies, en bancs d'épaisseur pluridécimétrique sont souvent recristallisées, représentées par des dolomicrites vacuolaires, quelquefois à structures stromatolithiques, et riches en grains de quartz de petite taille.

Affleurent ensuite, sous des éboulis de pente, des marnes, blanches puis vertes à la base, jaunes puis vertes au sommet, dans lesquelles s'intercalent des petits bancs de dolomies litées. Le dernier banc, de 3 m d'épaisseur, correspond à une dolomie cargneulisée; il est coiffé par la discontinuité régionale D3. Cette masse marneuse est assimilée aux unités C, D et E *pro parte*. Les marnes jaunes, récoltées en milieu de série, ont fourni pour la première fois, une faune typiquement cénomaniennne à *Thomasinella punica*, foraminifère benthique, associée à quelques serpules et ossicules d'ophiures. A la partie supérieure, les marnes sont plutôt riches en carinas de cirripèdes, serpules, dents de poissons, bryozoaires, ossicules d'ophiuridae, plaques brachiales de roveacrinidae, lamellibranches et valves d'ostracodes indéterminés.

Les grandes lignes de l'évolution sédimentaire de cette partie de l'Atlas marocain sont fondées sur le relevé de 3 coupes réalisées dans les différents synclinaux: coupe de Boulmane dans le synclinal de Tighboula, coupe de Sidi BouLahfa dans le synclinal d'Oudiksou et coupe de Timahdit dans le synclinal d'El Koubbat.

La plupart des faciès relevés correspondent généralement à des milieux restreints.

Les différents synclinaux sont limités par des faisceaux d'accidents. Il nous a donc paru spéculatif de détailler les corrélations entre les unités qui composent la Formation de Sidi Larbi et de déterminer avec précision la polarité des influences marines. Une analyse tectono-sédimentaire est d'ailleurs présentée dans les travaux de Charrière 1990, Charroud 1990, Ensslin 1992 et Cizak et al. 1999.

Dans les synclinaux de Tighboula et d'Oudiksou, sur les coupes de Boulmane et de Sidi BouLahfa, de part et d'autre de l'accident de Tichoukt, les dépôts de la Formation de Sidi Larbi sont les plus épais et présentent les mêmes faciès conglomératiques (fig. 24) organisés en corps lenticulaires chenalisés. La présence de ces conglomérats témoigne de l'érosion de reliefs proches, la ride de Tichoukt par exemple (Andreu et al. 1988; Charrière 1990). Les bancs détritiques et grésodolomitiques, à structures entrecroisées, tepees, figures de dessiccations, stromatolithes, qui les succèdent, représentent les premiers indices de la transgression marine. Ces deux faciès, qui composent les unités A (en partie) et B, ont une extension généralisée. La sédimentation à dominance détritique traduit le passage d'un milieu partiellement continental à un milieu margino-littoral très peu profond.

L'unité C, calcaréo-marneuse, contraste avec les unités sous-jacentes. Elle est représentée d'abord par des marnes et calcaires dolomitiques à quelques dents de poissons, lituolidae et radioles d'échinodermes, puis par des dolomies bioturbées et à bird eyes, et enfin par des marnes à paléolsols. Ces faciès sont les témoins d'environnements infralittoraux restreint à supralittoraux.

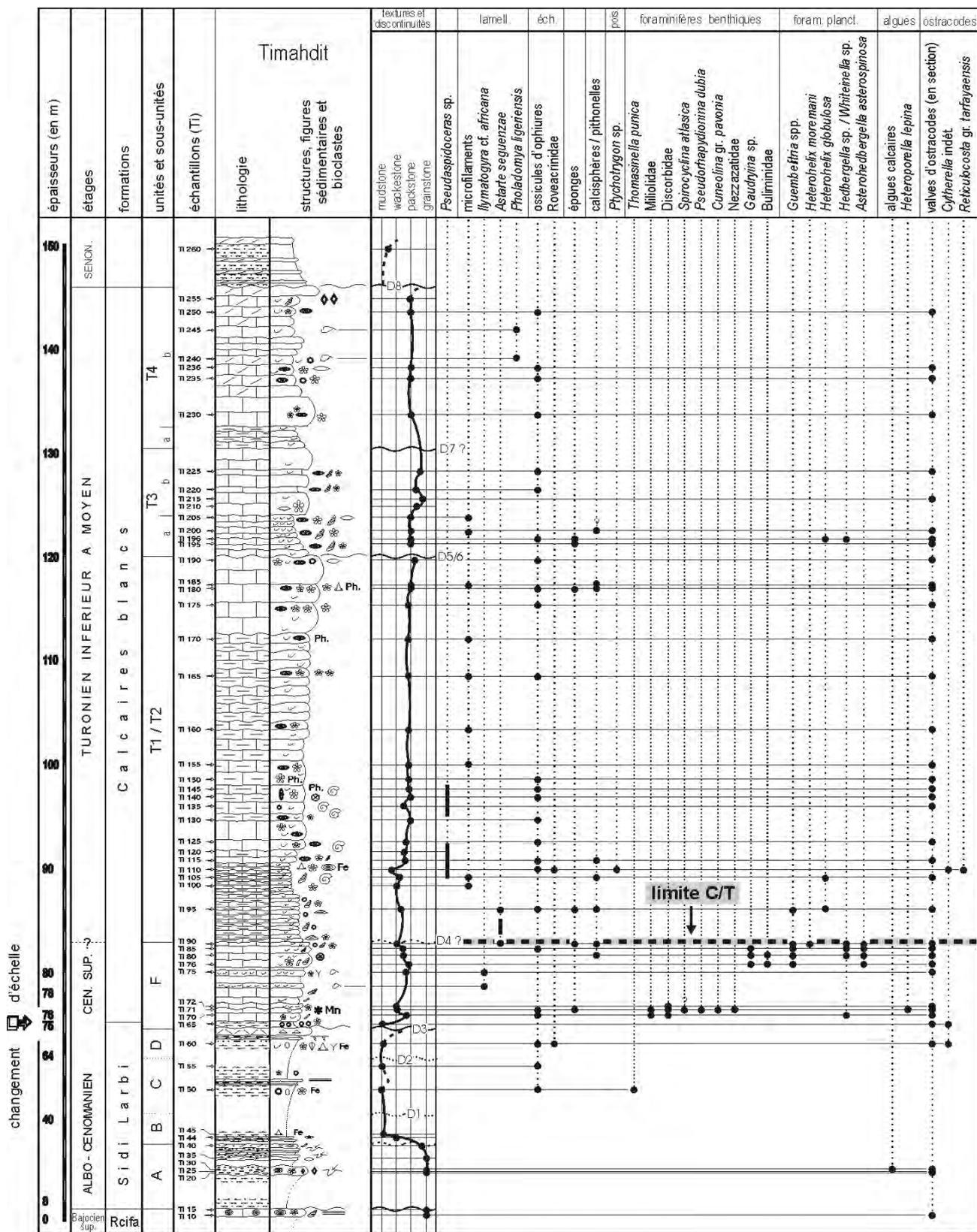
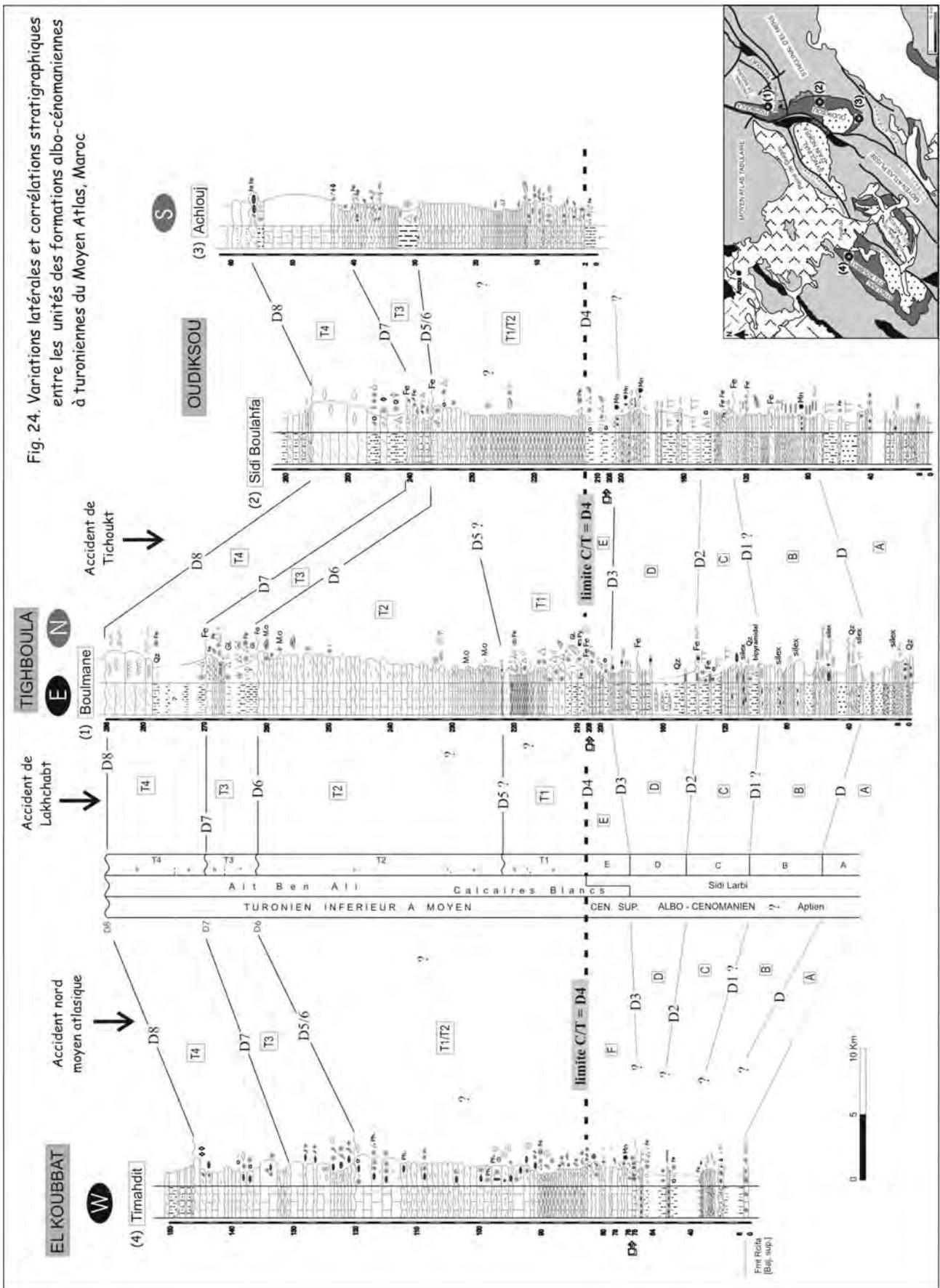


Fig. 23. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Timahdit, synclinal d'El Koubbat (Moyen Atlas)

Fig. 24. Variations latérales et corrélations stratigraphiques entre les unités des formations albo-cénomaniennes à turoniennes du Moyen Atlas, Maroc



L'unité D, marno-gypseuse, montre des variations latérales de faciès. Les bancs gypseux, présents dans les synclinaux de Tighboula et d'Oudiksou, sont relayés par des faciès plutôt cargneulisés (unité C/D) dans le synclinal d'El Koubbat. L'ensemble s'est déposé dans un environnement margino-littoral, sous une faible tranche d'eau.

C'est dans l'unité E, qui affleure dans les synclinaux de Tighboula et d'Oudiksou, que le caractère "plus franchement marin" des dépôts se confirme avec des calcaires et des marnes fossilifères.

L'analyse détaillée de plusieurs coupes dans les synclinaux moyen atlasiques d'Oudiksou, de Tighboula et d'El Koubbat, a permis à Charrière 1990 et Ensslin 1993 de montrer la présence d'une influence marine téthysienne en position septentrionale (fig. 25). Il est probable que le caractère essentiellement continental à lagunaire des dépôts n'ait permis que très brièvement la jonction entre les domaines atlantique et téthysien au cours de cette période.

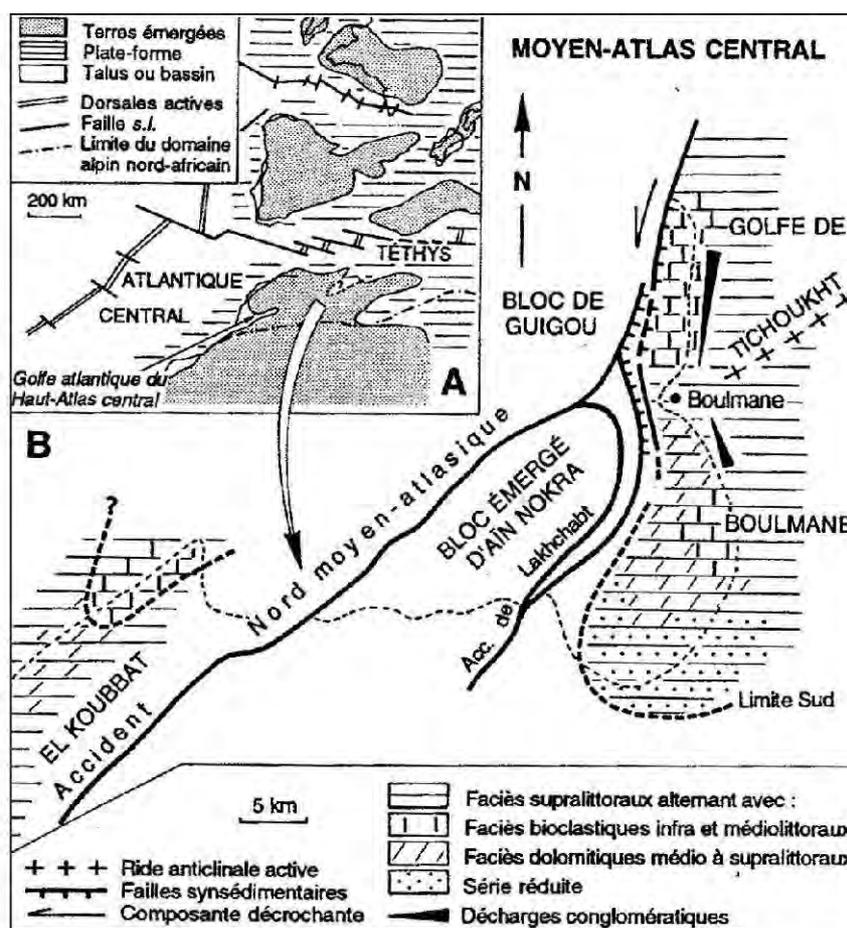


Fig. 25. A, Carte paléogéographique simplifiée [Dercourt et al. 1985, complété Masse et al. 1993] de l'Aptien inférieur concernant la zone de jonction entre la Téthys et l'Atlantique central B, Dispositif paléogéographique du Moyen Atlas central au cours de l'Aptien (Charrière 1996)

3.2.2. Formation d'Aït Ben Ali / Formation des Calcaires blancs

La Formation d'Aït Ben Ali est essentiellement carbonatée. Elle est constituée de plusieurs barres dont l'épaisseur totale varie entre 50 m et 80 m. Elle est décomposée en quatre unités lithostratigraphiques T1, T2, T3 et T4, séparées par des discontinuités régionales; chaque unité peut-être subdivisée à son tour en deux sous-unités Ta et Tb.

L'unité T1 repose sur l'unité E précédemment décrite par l'intermédiaire de la discontinuité D4.

Dans le synclinal d'El Koubbat, la Formation des Calcaires blancs est l'équivalent latéral de la Formation d'Aït Ben Ali. Elle présente une unité carbonatée¹ supplémentaire "F".

La coupe de Boulmane est choisie comme coupe de référence.

Sur la coupe de Boulmane (fig. 21), la Formation d'Aït Ben Ali est représentée par une falaise de 78 m d'épaisseur; elle a été levée au niveau d'un sentier menant à la cluse d'entrée au village de Boulmane, tout au long du col des sangliers (Ayrd N'Boulkhir).

L'unité T1 (13 m) débute par la superposition de trois niveaux marneux métriques: marnes vertes oxydées riches en cubes de pyrite, marnes grises à noires, riches en glauconie, et marnes jaunes, fossilifères; ces marnes sont surmontées par une alternance de marno-calcaires et de calcaires marneux crayeux, de couleur blanchâtre, en petits bancs pluricentimétriques ou en plaquettes d'épaisseur millimétrique. Le dernier banc est métrique et sa surface sommitale est une discontinuité mineure, D5. Les deux sous-unités a et b ne sont pas distinguées.

La microfaune, en provenance des niveaux marneux de base, est de conservation médiocre. Elle est composée de Lamellibranches: *Ilymatogyra* (*Afrogyra*) *africana*, *Exogyra* (*Costagyra*) *olisiponensis* et de prismes d'inocérames, de billes calcitiques rappelant les calcisphères. Les foraminifères, très rares, sont représentés, pour les benthiques, par *Gabonita* cf. *obesa*, *Fronovaginulina inversa*, et pour les planctoniques, par *Guembelitria cenomana*, *G. cretacea*, *Heterohelix moremani*, *hedbergella simplex*, *Whiteinella baltica*, *W. inornata*, et *Dicarinella hagni*. Les ostracodes sont assez nombreux et diversifiés avec *Limburgina selloumensis*, *Paracypris mdaouerensis*, *Paracypris* sp. 1, *Paracypris* sp. 2, *Bairdia* sp., *Bairdia sbaensis*, *Cytherella mediatlasica*, *Cytherella* sp. 2, *Cytherella* sp. 3, *Bythocypris* sp., *Nigeroloxoconcha* aff. GA A 22, *Nigeroloxoconcha* sp. 4, *Semicytherura* sp., *Hemicytherura* sp., *Dumontina* ? sp. et *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*. *Dolocytheridea transatlasica* et *Xestoleberis* sp. pullulent dans le dernier mètre supérieur.

Les marno-calcaires qui composent l'essentiel de cette unité, ont été concassées et lavées. La biophase, marine, est très diversifiée et composée de foraminifères benthiques: *Fronovaginulina inversa*, *Lenticulina rotulata*, *Praebulimina* sp., *Nodosaria* sp., *Vaginulina* sp., *Neoflabellina* sp., *Haplophragmoides* sp., de foraminifères planctoniques: espèces citées ci-dessus associées à *Heterohelix globulosa*, *Hedbergella delrioensis*, *Whiteinella aprica*, *W. archaeocretacea*, *Helvetoglobotruncana praehelvetica*, *H. helvetica*, *Praeglobotruncana kalaati*, *Dicarinella imbricata*, *D. stephani*, *Marginotruncana sigali*; les ostracodes sont semblables à ceux cités ci-dessus, mais l'espèce *R. gr. tarfayaensis* pullule dans tous les bancs. Des lamellibranches, ossicules d'ophiures, roveacrinidae, dents de sélaciens, *Squalicorax* sp. et ?*Tenopristis* sp., spicules de spongiaires et radiolaires sont aussi présents.

Dans son ensemble, T1 annonce un changement radical du paléoenvironnement qui se traduit par une montée brutale des eaux entraînant l'apparition de faciès de mer ouverte accompagnés d'un renouvellement faunique spectaculaire.

L'unité T2 (40 m) présente un agencement très comparable à l'unité T1 précédente, mais avec l'absence de marnes à la base. Les calcaires marneux sont plus indurés, stratifiés en bancs de 10 cm à 20 cm, et montrent un intense développement des bivalves. La distinction entre les deux sous-unités a et b n'est pas nette. Seul, le premier niveau marno-calcaire tendre, a livré une partie de la faune déjà citée en T1 (cf. fig. 21) et en quantités moindres.

Les calcaires sont essentiellement de texture mudstone, présentant quelques microlamellibranches à test fin, associées à quelques valves d'ostracodes et à quelques foraminifères planctoniques de toute petite taille. Des traces de buliminidae, crinoïdes, calcisphères/pithonelles, apparaissent de temps à autre dans la matrice micritique. L'appauvrissement faunique semble apparent, lié vraisemblablement à la nature indurée des calcaires, roches dures dont la microfaune est difficile à extraire.

Les dépôts de l'unité T2 témoignent d'un milieu calme de vasière infralittorale ouverte.

L'unité T3 se développe sur une épaisseur de 9 m. Elle est subdivisée en deux sous-unités T3a et T3b. T3a (6m) se compose de marnes de couleur gris sombre, indurées, puis gris-vert, plus meubles. La microfaune est bien représentée. Les foraminifères benthiques ne s'y rencontrent

¹ Cette unité est probablement l'équivalent latéral de la sous-unité C3b de la Formation Ben Cherrou définie dans le Haut Atlas central.

qu'exceptionnellement avec quelques *Gabonita* sp., *Gavelinella* sp. et *Haplophragmoides* sp.; la microfaune pélagique reste abondante avec: *Guembelitra cretacea*, *Heterohelix moremani*, *H. globulosa*, *Hedbergella simplex*, *Whiteinella inornata*, *W. aprica*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Praeglobotruncana* cf. *delrioensis* et des formes intermédiaires entre *Praeglobotruncana delrioensis* et *stephani*, et entre *Praeglobotruncana* gr. *stephani* et *Dicarinella* cf. *imbricata*. Les ostracodes sont aussi diversifiés (cf. fig. 21) avec l'apparition des espèces: *Cytherella* sp. 13, *Cytheropteron* sp., *Spinoleberis* ? *yotvataensis*, *Ovocytheridea* sp. et *Brachycythere* gr. *sapucariensis*. Les ossicules d'ophiuridae sont plutôt abondants surtout à la partie supérieure.

T3b (3m) est constituée, sur 2 m d'épaisseur, par une succession pluricentimétrique (2 cm à 10 cm) de calcaires micritiques très bioclastiques, montrant à la base un joint marneux de 5 cm riche en foraminifères benthiques agglutinés de type *Haplophragmoides*, associés à *Heterohelix moremani*, *Helvetoglobotruncana helvetica* et *Praeglobotruncana kalaati*. Les ostracodes sont représentés par *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, *Paracypris mdaouerensis*, *Nigeroloxoconcha* aff. GA A22, *Bairdia sbaensis*, *Spinoleberis* ? *yotvataensis* et *Cytherella sarakundaensis*. La présence de cette dernière espèce serait peut-être liée à une contamination à partir des niveaux marneux supérieurs [comm. orale Andreu, 1995]. Le toit du dernier banc métrique de calcaire légèrement bioclastique est très bioturbé et ferrugineux et est assimilé à la discontinuité régionale D7.

Les échantillons prélevés au niveau des calcaires de l'unité T3b montrent une texture wackestone à packstone, à bioturbations et bioclastes, de grande taille, de lamellibranches, échinodermes, gastéropodes et ostracodes.

Dans son ensemble, la microfaune reste abondante dans l'unité T3 et atteste de la persistance d'un milieu ouvert.

L'unité T4 (16 m) contraste, par sa lithologie terrigène, avec la monotonie apparente des unités sous-jacente. Elle est également subdivisée en deux sous-unités. T4a (5 m) est représentée par des marnes gris sombre rappelant celles de T3a, avec une microfaune comparable mais moins diversifiée. T4 b (11 m) débute par 4 à 5 m de marnes jaunes riches en oolithes ferrugineuses et grains de quartz, associés à quelques *Helvetoglobotruncana helvetica*. Elle se poursuit par des bancs dolomitiques (1 m) en petits lits pluricentimétriques (2 à 10 cm) à laminations parallèles, ondulées et à structures en tepees; au dessus viennent des bancs grés-dolomitiques, d'épaisseur métrique à plurimétrique, à grandes stratifications obliques, alternant avec des rides symétriques d'oscillation, des rides asymétriques de courant et des stromatolithes. Le microfaciès est celui d'une roche cristalline dolomitisée et à gains de quartz. L'ensemble est surmonté par une épaisse série de marnes blanchâtres gypsifères appartenant à la Formation sus-jacente d'Aït Sba. Cette différence nette de lithologie souligne la discontinuité D8 qui coiffe le dernier banc de dolomie. Par rapport à la sédimentation antérieure, les dépôts de l'unité T4 traduisent un appauvrissement faunique et un retour à des environnements confinés, dominés à sa moitié supérieure par une sédimentation de type tidal flats.

Sur les 3 coupes annexes, la distinction entre les unités T1 et T2 est peu nette. Nous utiliserons la terminologie T1/T2 pour désigner cette partie non subdivisée de la formation. Bien que les épaisseurs de la série varient d'une coupe à l'autre, la succession des dépôts comporte 3 niveaux de lithologie différente:

- des marnes, de couleur gris sombre à jaune, généralement fossilifères;
- des calcaires micritiques, ou marno-calcaires blanchâtres crayeux, souvent en petits bancs centimétriques à pluricentimétriques, en plaquettes ou en feuillets millimétriques;
- des calcaires bioclastiques à lamellibranches, échinodermes et gastéropodes, qui évoluent en haut de série vers des calcaires dolomitiques voire des dolomies vacuolaires, à pellets, stromatolithes, tepees et ripples marks.

Sur la coupe de Sidi Boulahfa (fig. 22), la Formation d'Aït Ben Ali affleure sur une épaisseur de 44 m. Les unités T1/T2 (24 m) se composent, sur les dix premiers mètres, de petits bancs centimétriques à pluricentimétriques, de 1 à 5 cm d'épaisseur, de marno-calcaires crayeux blanchâtres. Les bancs deviennent progressivement plus épais: 2 à 5 cm sur les huit mètres qui suivent, puis 10 à 20 cm sur les six derniers mètres. Ceux-ci sont noduleux, riches en lamellibranches et gastéropodes. La surface sommitale du dernier banc, ferruginisée, est assimilée à la discontinuité régionale D5, D6 ou D5/6.

La microfaune en provenance du premier niveau marno-calcaire est très riche en foraminifères planctoniques: *Heterohelix moremani*, *H. globulosa*, *Hedbergella planispira*, *H. simplex*, *Whiteinella baltica*, *W. archaeocretacea*, *W. aprica*, *Helvetoglobotruncana praehelvetica*, *H. (Favusella) helvetica*, *H. helvetica*, *Praeglobotruncana cf. delrioensis*, *Pg. gr. stephani*, *Pg. gibba*. Les foraminifères benthiques sont représentés par: *Fronovaginulina* sp., *Lenticulina rotulata*, *Gabonita levis*, *Nodosaria* sp., *Ammobaculites* sp.; les ostracodes par *Reticulocosta gr. tarfayaensis*, *Paracypris mdaouerensis*, *Hemicytherura (Sondagella) gigantodistincta* et *Nigeroloxoconcha* sp.

Le microfaciès, constant, est un wackestone à hétérohélécidés, calcisphères, ossicules d'ophiures, sections d'ostracodes, quelques buliminidés, microfilaments et prismes d'inocérames. La partie inférieure montre, en plus, un grand développement des diatomées.

La sous-unité T3a (3 m) est composée de marnes vertes intercalées de petits bancs de calcaire mudstone (5 cm), blanchâtres, à *Astarte seguenzae*. La microfaune récoltée est riche en ossicules d'ophiures et en radioles d'oursins en éventail. Les ostracodes sont constitués de *Cytherella* sp. 13 et *Cytherella* aff. *sarakundaensis*. La sous-unité T3b (2 m) est représentée par des calcaires bioclastiques noduleux à texture wackestone. Le dernier banc (0,5 m), bioturbé, riche en lamellibranches et gastéropodes, montre une surface sommitale ferrugineuse qui coïncide avec la discontinuité régionale D7.

L'unité T4 (15 m) est très comparable, dans son ensemble, à la même unité sur la coupe de référence. A la base, apparaissent des marnes jaunes à dents de sélaciens, carinas de cirripèdes, échinodermes, serpules et rares ostracodes, représentant vraisemblablement T4a (3 m). Puis, suivent, sur une douzaine de mètres, un banc métrique de dolomie jaune bioturbée, 2 m de marnes jaunes et vertes très riches en radioles d'échinodermes, et des barres plurimétriques de dolomies vacuolaires, appartenant à T4b.

Cette unité est surmontée d'une épaisse série de dolomies jaunes cargneulisées alternant avec des marnes blanchâtres gypsifères appartenant à la Formation sus-jacente d'Aït Sba.

Sur la coupe d'Achlouj (fig. 26), située sur l'extrême bordure méridionale du synclinal d'Oudiksou, la Formation d'Aït Ben Ali est épaisse de 54 m. Elle se développe au-dessus du dernier niveau marneux appartenant à l'unité "E" qui termine la Formation sous-jacente de Sidi Larbi, et présente les unités T1/T2, T3 et T4.

L'unité T1/T2 (27 m) débute, sur 10 m d'épaisseur, par une succession de bancs marno-calcaires bioclastiques pluridécimétriques, riches en *Astarte seguenzae*, et se poursuit, sur 6 m, par des calcaires en plaquettes millimétriques alternant avec des bancs carbonatés pluricentimétriques. Puis viennent, sur 11 m, des bancs carbonatés plus durs et plus épais. Le Microfaciès de T1/T2 est constant et correspond à une micrite. La faune est très importante et diversifiée. Les foraminifères benthiques, présents uniquement sur les 10 premiers m, sont représentés par *Fronovaginulina inversa*, *Neoflabellina* sp., *Vaginulina* sp., Nodosariidae, Buliminidae, Miliolidae, *Haplophragmium* sp. et *Gabonita* sp.; les foraminifères planctoniques, très nombreux et variés, par *Guembelitra* spp., *Heterohelix* spp., *Hedbergella delrioensis*, *Hedbergella simplex*, *Whiteinella aprica*, *W. baltica*, *W. archaeocretacea*, *W. praehelvetica*, *Falsotruncana douglasi*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Praeglobotruncana kalaati*, *P. oraviensis*, *P. stephani*, *Dicarinella imbricata*, *D. hagni*, *Marginotruncana sigali*, *M. marianosi / schneegansi*; les ostracodes, par *Reticulocosta gr. tarfayaensis*, *Paracypris mdaouerensis*, *Bairdia* sp., *Doloccytheridea transatlantica*. Cette association se complète de radiolaires d'oursins, ossicules d'ophiures, roveacrinidae et articles de poissons sélaciens: *Ptychtrygon* sp., *Squalicorax* aff. *falcatus* et *Ptychodus* sp. L'ensemble de cette faune traduit un environnement infralittoral ouvert à circalittoral.

L'unité T3 (11 m) présente une lithologie et une association faunique proches de celles de la coupe de référence avec toutefois une absence de formes carénées: *Praeglobotruncana* spp., *Dicarinella* et *Helvetoglobotruncana*. Le Microfaciès évolue depuis un mudstone vers un wackestone à packstone à bioclastes de lamellibranches, gastéropodes et ostracodes.

L'unité T4 (16 m) reproduit le même motif que l'unité sous-jacente, avec disparition des termes marneux à la base et remplacement des calcaires bioclastiques et lumachelliques en bancs pluridécimétriques par des calcaires massifs dolomitiques. La biophase est presque inexistante, seuls quelques débris de lamellibranches et d'échinodermes sont encore présents.

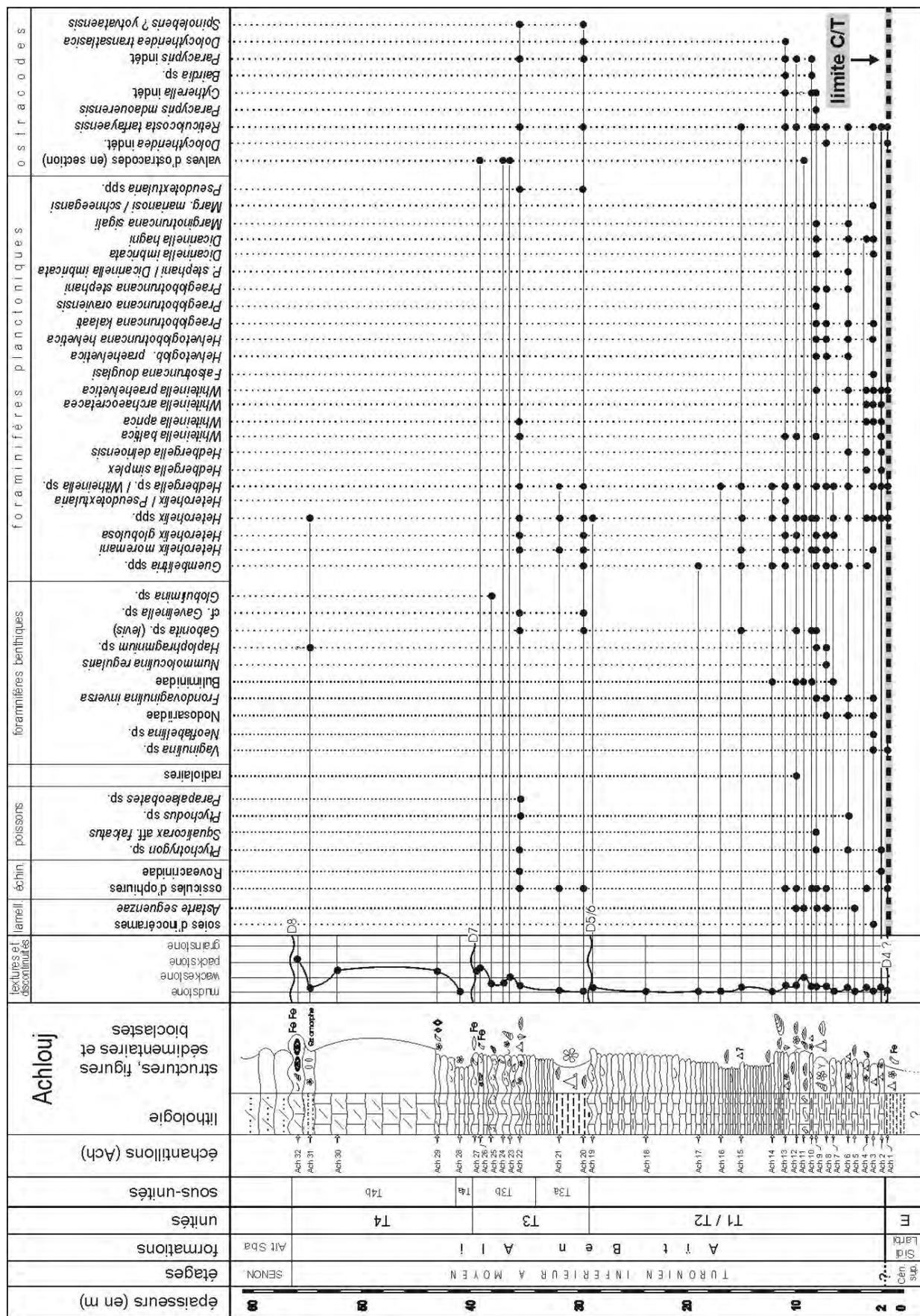


Fig. 26. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès, microfossils et répartition des organismes dans la coupe d'Achloulj, synclinal d'Oudiksou (Moyen Atlas)

Sur la coupe de Timahdit (fig. 23), la Formation des Calcaires blancs débute par une masse carbonatée, unité "F", mise en corrélation avec l'unité "E" de la Formation de Sidi Larbi définie dans les synclinaux d'Oudiksou et Tighboula. Cette unité à une épaisseur de 8 m et montre une succession de bancs pluridécimétriques de calcaires massifs bioclastiques à passées lumachelliques. Les microfaciès sont pour l'essentiel des calcaires wackestones qui reflètent les conditions de dépôt d'un environnement infralittoral ouvert. Les bioclastes sont des lamellibranches dont *Ilymatogyra* cf. *africana*, ossicules d'ophiures, polypiers et gastéropodes. La biophase est dominée, dans le tiers inférieur, par des foraminifères benthiques: *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Pseudorhapydionina dubia*, *Spirocyclina atlasica*, Miliolidae, Discorbidae, Nezzazatidae, et dans le tiers supérieur, par des foraminifères planctoniques: *Guembelitra* spp., *Heterohelix moremani*, *Hedbergella* / *Whiteinella* et *Asterohedbergella asterospinosa*.

Cette unité est couronnée par une discontinuité sédimentaire peu importante, équivalent latéral de la discontinuité régionale D4.

Sur près de 38 m d'épaisseur, se développe l'unité T1/T2. Elle montre, sur 8 m, une succession de petits bancs homogènes, de 5 à 10 cm d'épaisseur, de calcaires marneux à lamellibranches, serpules, échinodermes et gastéropodes; Le microfaciès est celui d'un calcaire wackestone à spicules de spongiaires, ossicules d'ophiures, calcisphères / pithonelles, *Guembelitra* spp. et *Heterohelix globulosa*. Les ostracodes sont représentés par *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* et *Cytherella* indét. Ce n'est qu'à la partie supérieure de cet ensemble qu'apparaissent les microfilaments et les premières ammonites *Pseudaspidoceras* sp. dont la morphologie rappelle des formes de la zone à *Mammites nodosoides* [comm. perso., F. Amédéo, 2003].

Au dessus se développe, sur une trentaine de mètres, des bancs pluridécimétriques à métriques, de calcaires bioclastiques massifs. Le microfaciès est celui d'une pelbiomicrite à débris de bioclastes variés. La biophase se compose pour l'essentiel de microfilaments, lamellibranches, échinodermes dont des ossicules d'ophiures. Les ammonites du genre *Pseudaspidoceras* sont encore présentes dans le tiers inférieur de cet ensemble. La mention dans des niveaux comparables (Andreu 1991) des espèces *Kamerunoceras* sp., *Choffaticeras* sp. et *Thomasites* sp., n'a pu être confirmée.

Les unités T3 et T4 sont constituées chacune d'alternances de petits bancs de calcaires micritiques riches en bivalves, et de bancs carbonatés plus massifs. Les microfaciès correspondent pour l'essentiel à des pelbiomicrites à pelbiomicrosparites; les dolomicrosparites dominent à la partie supérieure de la série. Bien que la microfaune demeure rarissime dans l'unité T3, de rares foraminifères et microfilaments traduisent encore des influences marines à la partie inférieure; dans l'unité T4, les quelques ossicules d'ophiures encore présents marquent le retour à des conditions de plate-forme très confinée.

La surface qui limite les unités "E" et "T1" est représentée sur la coupe de Boulmane par un horizon bioclastique et lumachellique qui occupe la place de la discontinuité D4. Dans le synclinal d'Oudiksou, cette surface est plutôt discrète et matérialisée par le passage des marnes (unité E) aux marno-calcaires en petits bancs (T1). Dans le synclinal d'El Koubbat, la discontinuité D4 se situe entre les derniers calcaires massifs bioclastiques, qui constituent la base de la Formation des Calcaires blancs, représentés par l'unité "F", et les premières apparitions des calcaires en petits bancs de l'unité T1/T2.

Dans le synclinal d'Oudiksou, sur la coupe de Sidi Boulahfa, et malgré sa faible épaisseur, la Formation d'Aït Ben Ali se retrouve sans changement lithologique significatif par rapport à la coupe de référence de Boulmane (fig. 24). Plus au Sud, sur la coupe d'Achlouj, la base de la Formation est marno-calcaire, avec une très riche faune de mer ouverte, alors que les niveaux marneux de la sous-unité T4a sont relayés par des faciès carbonatés. Dans la partie nord du synclinal d'El Koubbat, sur la coupe de Timahdit, la Formation des Calcaires blancs se rattache plus facilement à la Formation Ben Cherrou, définie à une centaine de kilomètres au Sud-Ouest, dans le synclinal de Naour (Haut Atlas central), car elle montre une série marno-calcaire et calcaréo-dolomitique d'apparence monotone.

Les sédiments de milieu restreint de la Formation de Sidi Larbi sont suivis de dépôts de mer ouverte qui constituent l'essentiel de la Formation sus-jacente d'Aït Ben Ali / Calcaires blancs, dépôts caractérisés par une explosion du nombre de foraminifères planctoniques, plus forte à l'Est qu'à l'Ouest. Ces dépôts, à caractère transgressif, sont présents sur toutes les coupes étudiées. Leur épaisseur maximale est atteinte à Boulmane (fig. 24). Le maximum transgressif est observé à la partie inférieure de la formation, lors du développement des faciès marno-calcaires en petits bancs riches en

foraminifères planctoniques. Le peu d'indices dont nous disposons nous incite à reconnaître une polarité sédimentaire et faunique Nord-Nord-Est - Sud-Sud-Ouest, comme proposée par Andreu 1988,

1991, et Charrière 1990, 1996 (fig. 27). Néanmoins, la richesse de la faune qui accompagne la transgression semble apparaître plus tôt dans le synclinal méridional d'El Koubbat, avec les dépôts carbonatés de l'unité F de la Formation des Calcaires blancs, que dans les synclinaux de Tighboula et d'Oudiksou, avec les dépôts marneux de l'unité E de la Formation de Sidi Larbi.

Au sommet de la Formation, d'Aït Ben Ali, dans l'unité T4, on assiste à une raréfaction de la microfaune et à l'apparition de faciès détritiques régressifs, associés à des encroûtements stromatolithiques. Cette sédimentation, constante sur l'ensemble des synclinaux, marque le retour à des conditions plus confinées.

La Formation carbonatée d'Aït Ben Ali, d'apparence homogène, atteste donc d'une uniformisation de la paléogéographie au cours du Turonien.

En effet, dans les synclinaux de Tighboula et Oudiksou, l'augmentation brutale de la tranche d'eau est à l'origine d'une homogénéisation des faciès et des cortèges argileux, conséquence de l'atténuation du rôle de barrière joué par la structure de Tichoukt au cours du Turonien inférieur et moyen (fig. 28) (Daoudi et al. 1995).

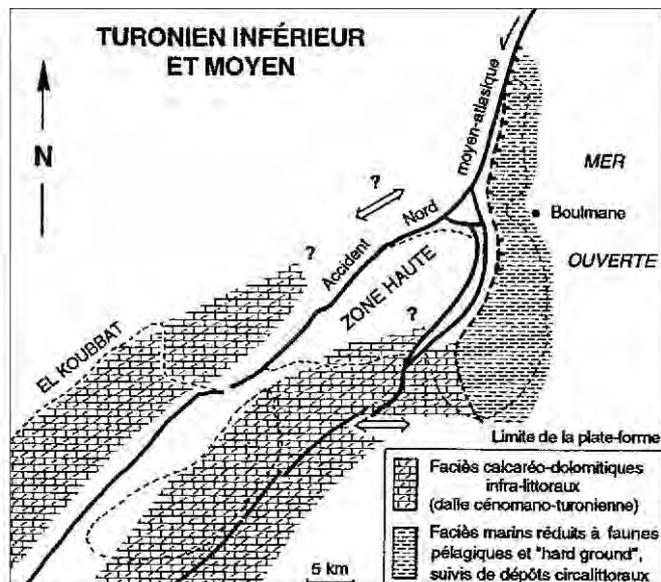


Fig. 27. Paléogéographie du Moyen Atlas au cours du Turonien inférieur et moyen montrant l'ouverture en direction du bassin téhysien (Charrière 1996).

Tighboula et Oudiksou, l'augmentation brutale de la tranche d'eau est à l'origine d'une homogénéisation des faciès et des cortèges argileux, conséquence de l'atténuation du rôle de barrière joué par la structure de Tichoukt au cours du Turonien inférieur et moyen (fig. 28) (Daoudi et al. 1995).

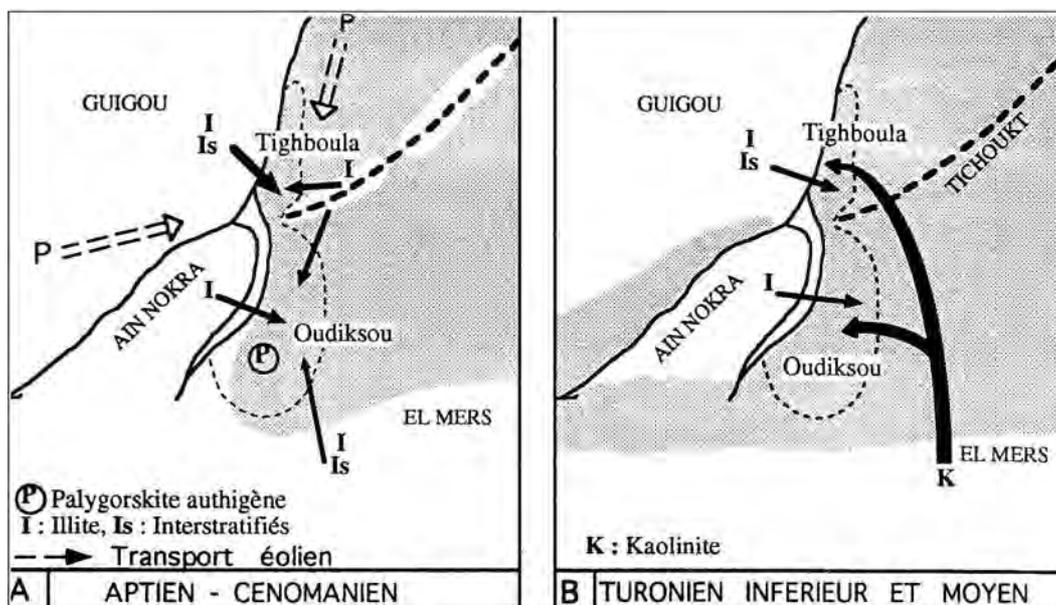


Fig. 28. Origine et répartition des cortèges argileux dans le bassin moyen atlasique au cours de l'Aptien - Cénomanién [A], et du Turonien inférieur et moyen [B] (Daoudi et al. 1995).

3.3. Discussion stratigraphique

La stratigraphie des séries crétacées des synclinaux moyens atlasiques, pauvres en marqueurs paléontologiques, est demeurée longtemps imprécise, du fait de la présence de "couches rouges" continentales ou lagunaires, azoïques, intercalées entre les dépôts marins du Jurassique (Benshili & Elmi 1994) ou du Crétacé inférieur (Charrière et Vila 1991) et ceux du Turonien inférieur (Andreu & Charrière 1986).

D'une manière générale, la Formation de Sidi Larbi est souvent mal datée en raison de la fréquence des faciès confinés dans lesquels les repères stratigraphiques sont rares; la Formation d'Aït Ben Ali / Calcaires blancs montre un assemblage faunique plus spectaculaire.

Nos travaux, dans le Moyen Atlas central, apportent de nouvelles données paléontologiques et biostratigraphiques. Les principaux marqueurs stratigraphiques identifiés sont regroupés sur la figure 29.

L'unité A (équivalente aux conglomérats supérieurs de Sidi Larbi et à la partie basale de la série rose du découpage antérieur proposé par Andreu & Charrière 1986, fig. 20) est attribuée à l'Aptien (Charrière et Vila 1991) par la présence, à la base, de *Choffatella decipiens* et, au sommet, de *Cuneolina gr. laurentii-camposauri* dans des coupes non étudiées dans ce travail. L'âge Barrémien, voire Aptien (comm. orale Feist 2002), attribué aux conglomérats de l'Oued El Atchane sous-jacents (*in* Andreu et al. 1988) conforte la datation précédente (fig. 20).

Les unités B, C, et D, peu fossilifères, sont rapportées à l'Aptien *pro-parte* - Albo - Cénomaniens, par leur position géométrique, entre l'unité "A" de la Formation de Sidi Larbi dont l'âge Aptien est établi sans ambiguïté (Charrière et Vila 1991) et l'unité "E" datée du Cénomaniens supérieur (Andreu & Charrière 1986; Andreu 1991 et ce travail). La découverte, dans la coupe de Timahdit, au sein des unités C ou D, du foraminifère benthique *Thomasinella punica* permet de leur attribuer un âge Cénomaniens, ce foraminifère n'ayant jamais été observé en dehors de cet étage (Sigal 1956; Saint-Marc 1977; Arnaud-Vannaud & Prestat 1984, Ettachfini 1992).

L'unité E (ou son équivalent) présente, sur l'ensemble des coupes, une microfaune variée composée de foraminifères benthiques et planctoniques, et d'ostracodes. Elle montre une association composée, à la partie inférieure, de *Cuneolina gr. pavonia*, *Trocholina gr. Trocholina arabica*, *Nezzazatinella picardi*, *Pseudorhapidionina dubia* et *Spirocyclina atlasica*; et, à la partie supérieure, de *Fronovaginulina inversa*, *Lenticulina rotulata* associées à des foraminifères planctoniques dont *Rotalipora ? sp.* / *Anaticinella sp.*, *Asterohedbergella asterospinosa*, *Whiteinella baltica*, *W. aprica*, *W. inornata*, *W. archaeocretacea* et *W. praehelvetica*. Ces espèces sont caractéristiques du Cénomaniens supérieur (Saint-Marc & Rahhali 1982; Schroeder & Neumann [coord.] 1985; Robaszynski & Caron [coord.] 1979; Caron 1985; Ettachfini et al. 2005; Caron et al. sous presse). L'association des ostracodes: *Limburgina selloumensis*, *Paracypris mdaouerensis*, *Spinoleberis ? yotvataensis* et *Reticulocosta gr. tarfayaensis*, pour ne citer que les plus caractéristiques, récoltés dans les derniers mètres de l'unité supérieure "E" de la Formation de Sidi Larbi ou à la base des Calcaires blancs (unité "F"), sont typiques du Cénomaniens supérieur (Andreu 2002) et plaident en faveur de la datation proposée par les foraminifères. En outre, cette attribution est confortée par la présence, à la base des Calcaires blancs, de l'ammonite *Vascoceras gr. cauvini* du Cénomaniens terminal (Andreu 1989, 1991).

La Formation d'Aït Ben Ali montre, dès la base, une augmentation de la fréquence des foraminifères planctoniques. L'association *Guembelitria spp.*, *Heterohelix spp.*, *Hedbergella spp.*, *Whiteinella spp.*, *Falsotruncana douglasi*, *Helvetoglobotruncana praehelvetica*, *H. helvetica*, *Praeglobotruncana spp.*, *Dicarinella spp.*, *Marginotruncana sigali* et *M. marianosi / schneegansi*, est caractéristique du Turonien inférieur à moyen (Robaszynski & Caron [coord.] 1979; Caron 1985; Grosheny & Tronchetti 1991; Robaszynski & Caron 1995). Les benthiques sont représentés essentiellement par les grands foraminifères hyalins: *Fronovaginulina inversa*, *Lenticulina rotulata*,

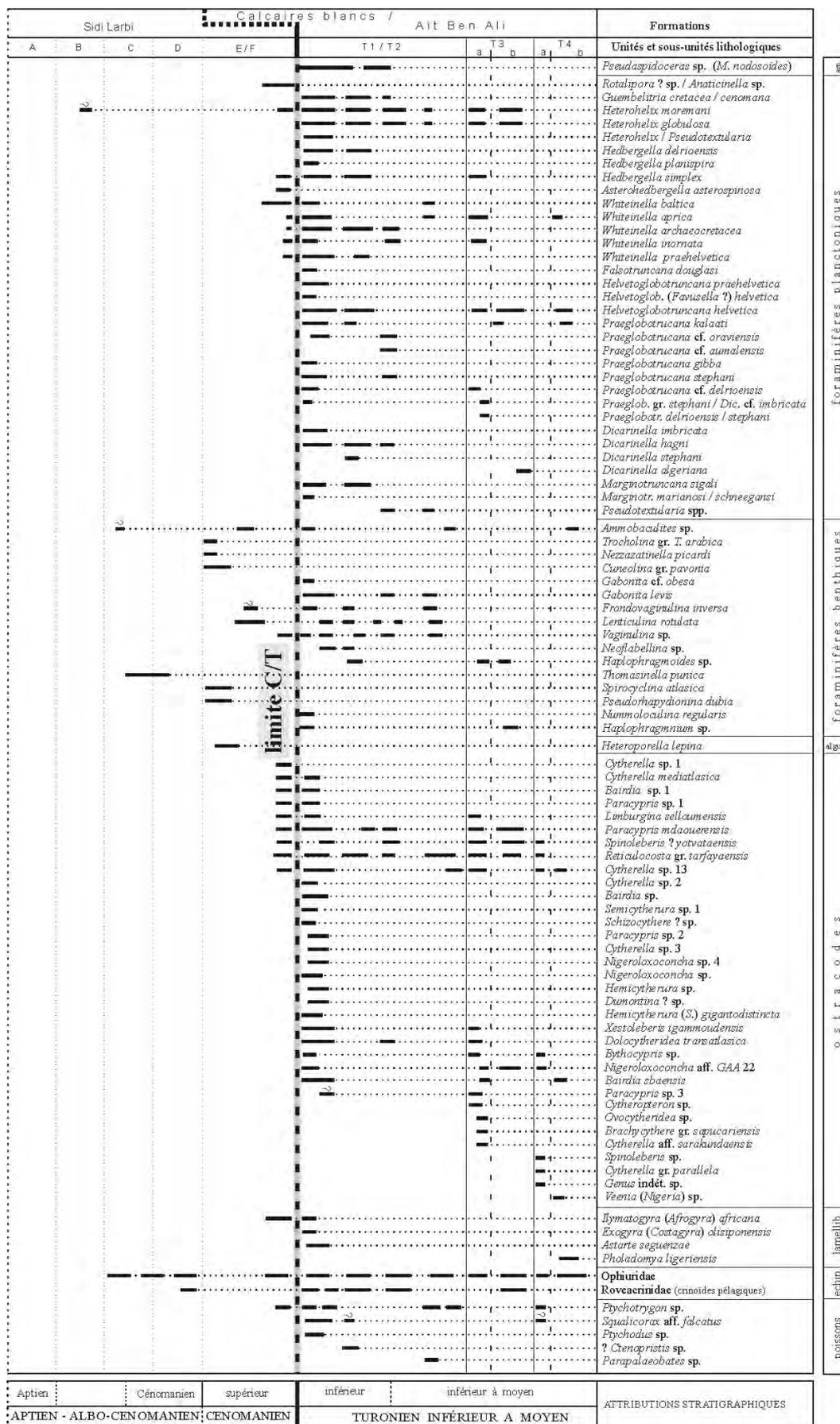


Fig. 29. Distribution de la biophasse dans les Formations de Sidi larbi et d'Ait Ben Ali / Calcaires blancs (Moyen Atlas, Maroc) : propositions d'attributions stratigraphiques

Neoflabellina sp., *Vaginulina* sp. , associés à de petits hyalins: *Gabonita* cf. *obesa*, *G. levis*, à des agglutinés: *Ammobaculites*, *Haplophragmoides* et à des miliolidés. Les ostracodes sont diversifiés, avec plus de vingt espèces (fig. 29), et les datations proposées par leurs associations sont en accord avec celles proposées par les foraminifères planctoniques. La présence de nombreux spécimens d'ammonites du genre *Pseudaspidoceras*, dans la partie inférieure de l'unité T1/T2 de la coupe de Timahdit, permet d'attribuer cette partie au Turonien inférieur, zone à *Mammites nodosoides* [comm. perso. Amédro, 2003].

La partie supérieure de l'unité T1/T2 ainsi que les unités T3 et T4 relèvent du Turonien inférieur à moyen. En effet, la découverte d'*Helvetoglobotruncana helvetica*, dans les bancs marneux les plus sommitaux de la base de T4b, permet d'attribuer ces derniers, au plus haut, au Turonien moyen (Robaszynski et al. 1990; Robaszynski et Caron 1995). De ce fait, est catégoriquement exclue la présence du Turonien supérieur dans cette région contrairement à ce qui a été proposé par Ensslin 1993. Les ostracodes restent encore assez nombreux et leurs associations sont en accord avec les datations proposées (Andreu 2002).

En l'absence de marqueurs fiables de la limite Cénomaniens-Turonien, nous plaçons le début du Turonien à l'apparition du foraminifère planctonique *Helvetoglobotruncana helvetica* et dans une moindre mesure de *Falsotruncana douglasi* [comm. perso. Caron, 2003]. Les foraminifères planctoniques de la zone à *Archaeocretacea* restent présents de part et d'autre de cette limite. Cette dernière se situerait au niveau de la discontinuité régionale D4.

3.4. Conclusions

Les recherches réalisées sur les synclinaux Moyen Atlasiques ont apporté des éléments nouveaux d'ordre lithologique et paléoenvironnemental, paléontologique, biostratigraphique, géodynamique et paléogéographique.

D'un point de vue lithologique, la Formation de Sidi Larbi est composée de 5 unités "A" à "E", caractérisées par une sédimentation détritique continentale à margino-littorale évoluant vers des dépôts calcaireux et marneux, qui s'accompagnent du développement de faunes d'ostracodes et de foraminifères benthiques, puis de foraminifères planctoniques, de milieu marin infralittoral, restreint puis ouvert, et montrent ainsi la progression de la transgression sur la région.

La Formation d'Aït Ben Ali est décomposée en 4 unités lithostratigraphiques, T1 à T4, dans lesquelles se développe une sédimentation carbonatée, à microfaunes infralittorales ouvertes puis circalittorales, qui évolue ultérieurement vers des dépôts littoraux à supralittoraux. Latéralement, dans le synclinal d'El Koubbat, c'est l'équivalent latéral de la Formation d'Aït Ben Ali, la Formation des Calcaires blancs, qui montre la même évolution.

D'un point de vue paléontologique, de nombreuses espèces de foraminifères, et d'ostracodes, et dans une moindre mesure d'ammonites, lamellibranches, échinodermes et poissons, ont été reconnues principalement dans la Formation d'Aït Ben Ali / Formation des Calcaires blancs.

Trente quatre espèces de foraminifères planctoniques ont été inventoriées, parmi lesquelles vingt deux sont mentionnées, à notre connaissance, pour la première fois dans les synclinaux moyens atlasiques: *Rotalipora* ? sp. / *Anaticinella* sp., *Guembelitra cretacea*, *G. cenomana*, *Hedbergella planispira*, *Asterohedbergella asterospinosa*, *Whiteinella inornata*, *W. praehelvetica*, *Falsotruncana douglasi*, *Helvetoglobotruncana praehelvetica*, *H. (Favusella ?) helvetica*, *Praeglobotruncana kalaati*, *P. cf. oraviensis*, *P. aumalensis*, *P. gibba*, *P. cf. delrioensis*, des formes intermédiaires entre *P. gr. stephani* et *Dicarinella cf. imbricata*, entre *P. delrioensis* et *P. stephani*, *Dicarinella stephani*, *Marginotruncana sigali*, *M. marianosi / schneegansi* et plusieurs espèces de *Pseudotextularia*.

Seize espèces de foraminifères benthiques ont été reconnues, dont onze sont citées régionalement pour la première fois: *Trocholina* gr. *T. arabica*, *Nezzazatinella picardi*, *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Gabonita* cf. *obesa*, *G. levis*, *Fronovaginulina inversa*, *Lenticulina rotulata*, *Vaginulina* sp., *Neoflabellina* sp., *Thomasinella punica*, *Nummoloculina regularis*.

Trente quatre taxons d'ostracodes sont inventoriés, parmi lesquels onze sont identifiés pour la première fois dans cette région: *Cytherella mediatlasica*, *Cytherella* sp. 1, *Cytherella* sp. 2, *Cytherella* sp. 3, *Bairdia sbaensis*, *Bairdia* sp. 1, *Paracypris* sp. 1, *Paracypris* sp. 2, *Xestoleberis igammoudensis*, *Brachycythere* gr. *sapucariensis*, *Cytherella* aff. *sarakundaensis*, et dix espèces, appartenant aux genres, *Bairdia*, *Nigeroloxoconcha*, *Hemicytherura*, *Dumontina* ?, *Bythocypris*, *Schizocythere* ?, *Cytheropteron*, *Ovocytheridea*, *Spinoleberis*, *Veenia* (Nigeria) et *Genus* indéterminé, restées en nomenclature ouverte.

Un genre d'ammonite: *Pseudaspidoceras* sp. et quatre espèces de lamellibranches, dont *Pholadomya ligériensis*, ont été reconnus régionalement pour la première fois.

Une espèce d'algue calcaire, cinq espèces de poissons, des ophiuridae et des roveacrinidae, toutes encore inconnues dans la région (cf. fig. 29), ont été découvertes.

Les résultats biostratigraphiques reposent essentiellement sur les associations de foraminifères planctoniques et benthiques, et sur le seul genre d'ammonite récolté. Les autres groupes représentés n'infirmant pas les datations proposées.

L'ensemble des données nous permet de proposer un âge Aptien pour l'unité "A" de la Formation de Sidi Larbi. L'unité "C" *pro-parte* et "D" sont d'âge cénomanien. L'unité "B", et la partie inférieure de l'unité "C" sont rapportées, essentiellement sur des critères de position, à l'intervalle Aptien (?) - Albien - Cénomanien. L'unité "E", est datée du Cénomanien supérieur. La partie inférieure de l'unité T1/T2 de la Formation d'Aït Ben Ali relève du Turonien inférieur, le reste de la formation est rapportée au Turonien inférieur à moyen. La Formation des Calcaires blancs est datée du Cénomanien supérieur - Turonien moyen.

Si les grands traits de l'évolution sédimentaire précédemment analysée paraissent liés à des fluctuations eustatiques globales (Vail et al. 1977), une part importante de l'histoire sédimentaire des synclinaux créacés du Moyen Atlas relève de la tectonique locale.

A l'échelle des synclinaux moyen atlasiques, la première étape de l'évolution géodynamique est marquée par le début de la transgression de la mer créacée et l'individualisation de bassins résiduels. Ces zones d'accumulation sédimentaire, subsidentes, sont le siège d'une épaisse série "marine" albo-cénomaniennne et cénomano-turonienne dont la géométrie et le remplissage sont sous le contrôle concomitant de l'eustatisme et de la tectonique éocréacée locale. Le maximum eustatique est atteint lors du développement de la plate-forme carbonatée du Cénomanien sommital - Turonien inférieur. L'installation de cette plate-forme est en relation avec une élévation du niveau global de la mer, remontée eustatique liée à la grande transgression cénomano-turonienne sur tout le domaine atlasique.

L'histoire créacée du Moyen Atlas est conditionnée aussi par la structuration subméridienne: accident nord moyen atlasique et accident de lakhchabt. Pendant la sédimentation apto (?) -albo-cénomaniennne, ces accidents ont joué un rôle de barrière paléogéographique majeure vis à vis des transgressions venant de l'Est et / ou du Nord (fig. 25). Avec la transgression cénomano-turonienne, le contrôle tectonique s'atténue, mais la ride de Tichoukt continue de former un paléorelief sur lequel transgresse la mer du Turonien (fig. 27).

Il semblerait que tout au long du Crétacé, cette ride ait joué le rôle de barrière morphologique entre le bassin d'Oudiksou, au Sud, et celui de Tighboula, au Nord (Daoudi et al. 1995, Daoudi 1996). Cette structure permet la création de conditions de bassin confiné, au Sud, et de conditions de mer plus ouverte, au Nord, ce qui corrobore l'hypothèse de la polarité téthysienne des faunes et des dépôts. En effet, pendant la période Aptien-Cénomanien, sur la région d'Oudiksou, la fraction argileuse est dominée par l'illite, résultat de l'érosion du domaine émergé de Tichoukt d'une part et des massifs d'Aïn Nokra et Guigou d'autre part (fig. 28). Au Turonien inférieur-moyen, l'augmentation brutale de la tranche d'eau entraîne une homogénéisation des faciès entre les domaines de Tighboula et d'Oudiksou. Ces élévations brutales du niveau de la mer contribueraient ainsi à l'atténuation du rôle de barrière joué par la structure de Tichoukt et par conséquent à l'homogénéisation des cortèges argileux entre ces deux domaines.

Bien qu'il soit classiquement admis (Roch 1950; Basse & Choubert, 1959; Choubert & Faure-Muret 1960-1962; Charroud 1990) qu'au cours de la transgression cénomano-turonienne, la polarité

sédimentaire dans les synclinaux moyen atlasiques soit d'obédience atlantique, les résultats obtenus vont à l'encontre de cette affirmation et confortent l'hypothèse inverse d'une polarité sédimentaire téthysienne.

La distribution des argiles dans les synclinaux d'Oudiksou et Tighboula plaide en faveur d'une influence téthysienne comme le montrent Daoudi et al. 1995. Les associations de microfaunes (partie II, chap.4), nous venons de le démontrer, mettent aussi clairement en valeur l'influence téthysienne de la transgression (Charrière 1990; Andreu 1991; Charrière et al. 1998; Ciszak et al. 1999; ce travail).

Toutefois, des communications directes entre la Téthys et l'Atlantique central ont été envisagées via le Moyen Atlas au cours du Cénomaniens-Turonien (Charrière 1990; Andreu, 1991), et au Cénomaniens supérieur, la mise en place de la plate-forme ouverte est plus précoce dans le synclinal d'El Koubbat que dans ceux de Tighboula et d'Oudiksou. La question d'une influence occidentale des eaux océaniques demeure donc posée.

Au cours du passage Cénomaniens-Turonien et pendant le Turonien, dans le Haut Atlas central, plus proche de l'Océan Atlantique que la région moyen atlasique, les influences téthysiennes des sédiments et de la faune sont prépondérantes et l'emportent largement sur les influences atlantiques. L'hypothèse de rattacher l'histoire sédimentaire et faunique du Moyen Atlas, au cours de cette période, au domaine téthysien est donc retenue.

Cependant, une étude stratigraphique des séries créacées est encore nécessaire, à l'Ouest et au Nord-Ouest du Maroc septentrional, pour mettre en place une reconstitution paléogéographique plus précise.

4 - HAUTE MOULOUYA

4.1. Introduction

La cuvette de la Haute Moulouya est un bassin intramontagneux, de forme triangulaire. Elle forme une vaste dépression dominée par les plateaux du Moyen Atlas méridional au Nord et par les reliefs du Haut-Atlas, qui culminent au Jbel Ayachi à 3751 m, au Sud (fig. 30). A l'Est, elle est limitée par le bassin de la Moyenne Moulouya.

Les terrains crétacés reposent en discordance sur le Trias ou le Jurassique (Dubar 1941; Roch 1950; Choubert 1956) et se composent de la trilogie reconnue à l'échelle de l'Afrique du Nord (Choubert 1948; Basse & Choubert 1959; Choubert & Faure-Muret 1962): Grès rouges continentaux infracénomaniens, Marnes à gypse cénomaniennes et Calcaires blancs cénomano-turonien. Le "Crétacé moyen" de la Haute Moulouya constitue une série continue comprenant de bas en haut: la Formation de Midelt (Ciszak et al. 1999), rapportée à l'Albo - Cénomaniens, et la Formation d'Amghourzif (Ensslin 1993), attribuée à l'intervalle Cénomaniens supérieur - Turonien.

Les minéralisations présentes dans le Jurassique (mine d'Aouli par exemple) ont été à l'origine de nombreux travaux géologiques réalisés par Barthoux (1924), Russo (1926), Daguin (1926), Termier (1936), puis Dubar (1932, 1934, 1936). Ce dernier, en 1941, a par ailleurs levé la carte géologique de Midelt, au 1/200000°, puis a publié, en 1948, sa notice.

Termier, 1936, a précisé les structures du Maroc central et du Moyen Atlas et a élaboré les bases de la stratigraphie.

Termier & Dubar, 1940, et Choubert, 1948 citent, dans la région de Midelt, les premiers *Hoplitoides* du Turonien inférieur; ils considèrent en outre que cette région fût la zone de jonction des golfes atlantique et téthysien cénomaniens. A l'Ouest de Midelt, près d'Arhbalou N'Serdane, Dubar (1941) reconnaît deux niveaux d'ammonites renfermant *Coilopoceras requienianum* pour le premier et *Hoplitoides ingens-costatus* pour le second, datés respectivement du Turonien supérieur et du Coniacien.

Rey & Nouet, 1958, dans le cadre des recherches menées par la S.C.P. (Société Chérifienne des Pétroles), ont reconnu, au-dessus d'un conglomérat à ciment rouge Infracénomaniens, une série de calcaires dolomitiques marneux à spicules et ostracodes, de grès rouges et de marnes versicolores gypseuses surmontées par un niveau à crustacés, rapportée au Cénomano-Turonien.

Les premières études régionales détaillées ont été entreprises par Ensslin (1992, 1993). Ce dernier a établi une stratigraphie relativement précise, accompagnée d'une synthèse paléogéographique. Il reconnaît, sur le secteur de Midelt, le Cénomaniens supérieur grâce à une association de foraminifères benthiques; le Turonien inférieur et moyen grâce aux inocérames: *Inoceramus (Mytiloides) labiatus* et *I. (M.) goppelnensis*, et le Turonien supérieur grâce à l'ammonite: *Coilopoceras requienianum* récoltée près d'Itzer (com. orale Luger in Ensslin 1992). L'influence téthysienne des faunes est dominante dans la région.

Charrière et al., 1998, ont adopté les attributions de Ensslin et étudié les premières transgressions marines matérialisées par le passage des marnes à gypses aux calcaires de la Formation d'Amghourzif. Ils reconnaissent la présence du Cénomaniens supérieur, grâce à *Neolobites vibrayanus* et à une association de foraminifères benthiques et d'ostracodes, et du Turonien inférieur, grâce à un vasocératidé du genre *Neoptychites* ? et à un *Mytiloides* sp.

Sur cette base stratigraphique, Ciszak et al., 1999, ont regroupé, sous la dénomination Formation de Midelt, les deux premiers ensembles de la "trilogie mésocrétacé", qu'ils ont subdivisés en un membre inférieur détritique, non daté, un membre intermédiaire marneux et gypseux azoïque, et un membre supérieur marneux, daté dès sa base du Cénomaniens supérieur grâce à une faune d'ostracodes.

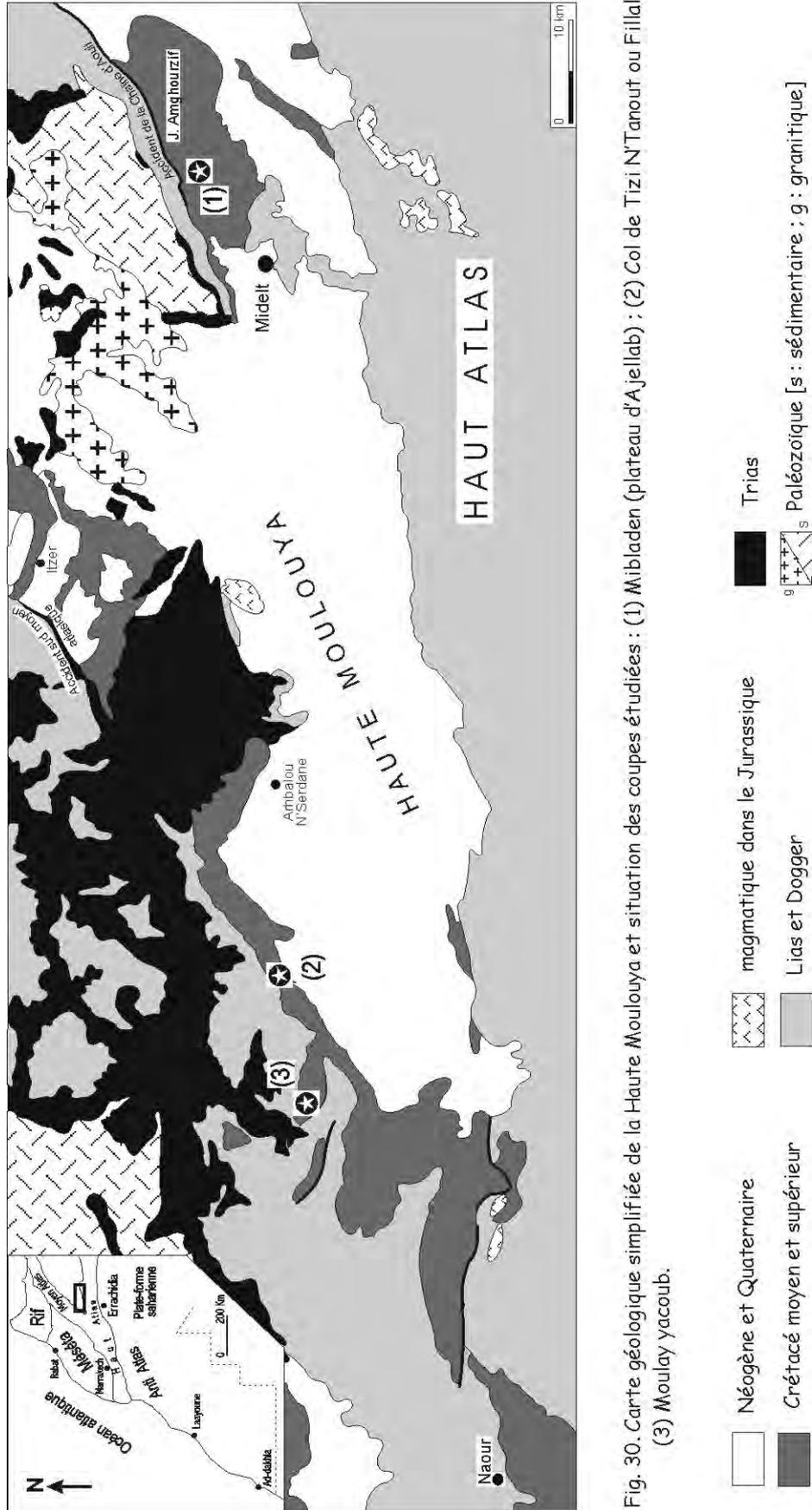


Fig. 30. Carte géologique simplifiée de la Haute Moulouya et situation des coupes étudiées : (1) Mibladen (plateau d'Ajellab) ; (2) Col de Tizi N'Tanout ou Fillal ; (3) Moulay yacoub.

La Formation sus-jacente d'Amghourzif correspond à l'installation de la plate-forme carbonatée et la base du Turonien est attestée par la présence des *Mytiloides*.

Le découpage de la Formation de Midelt que nous proposons, en 3 unités lithostratigraphiques A, B et C, est inspiré du travail de Ciszak et al., 1999.

La Formation d'Amghourzif présente, comme celles des Calcaires blancs dans le synclinal d'El Koubbat, Moyen Atlas, et de Ben Cherrou dans le synclinal de Naour, Haut Atlas central, les unités T1 à T4, ainsi qu'un terme de passage carbonaté nommé ici, comme dans le Moyen Atlas, unité "F".

4.2. Faciès

L'objectif de ce travail est de proposer une analyse détaillée des faciès et un inventaire du contenu faunistique, de déduire les paléoenvironnements, de situer stratigraphiquement les deux formations, de préciser la limite entre le Cénomaniens et le Turonien et de discuter des modalités de la transgression sur cette région.

La coupe de Mibladen est la coupe de référence pour les deux formations en raison de la dilatation des bancs, de la richesse de l'enregistrement sédimentaire et faunique, et des bonnes conditions d'affleurement. Les coupes du col de Tizi N'Tanout ou Fillal, située à 80 km à l'Ouest de Mibladen, et de Moulay Yacoub, à une douzaine de kilomètres à l'Ouest de la précédente (fig. 30), sont destinées à préciser l'évolution sédimentaire et paléogéographique régionales.

Une quarantaine de lavages et 113 lames minces ont été réalisées.

4.2.1. Formation de Midelt

La Formation de Midelt se développe au-dessus des marnes du Bajocien inférieur (Saadi 1996; Ciszak et al. 1999). Elle montre la succession de trois unités lithostratigraphiques: à la base, l'unité "A", grés-conglomératique; sur la partie médiane, l'unité "B", marno-gypseuse avec intercalations dolomitiques et gréseuses; au sommet, l'unité "C", principalement marneuse admettant localement des lentilles de gypse. La lithologie et les épaisseurs sont variables d'Est en Ouest.

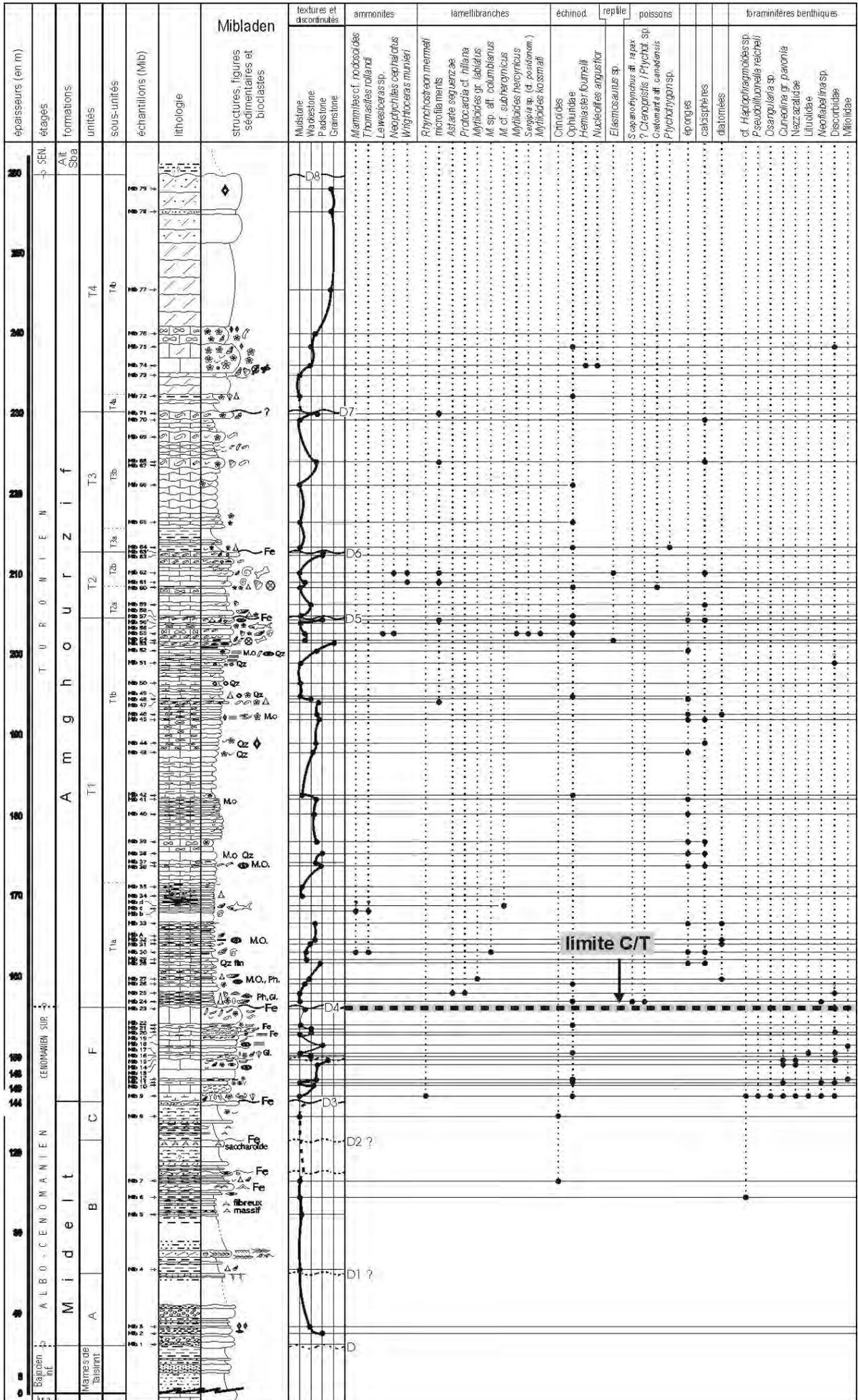
La coupe de Mibladen (fig. 31) est levée à une douzaine de kilomètres au Nord-Est de la ville de Midelt, à 2,5 km au Sud de l'exploitation minière de Mibladen, en empruntant la piste du puit Tiwiss qui mène au site à *Elasmosaurus* récemment découvert (in Raddi 1996). La carte géologique de Rabat, au 1/500000, et la carte topographique de Midelt, au 1/50000, ont servi de repères sur le terrain.

L'unité A se développe au dessus de la discontinuité "D" qui limite le toit des marnes bajociennes. Son sommet est coiffé par la discontinuité D1 ?, matérialisée par une surface à traces de racines et par un changement lithologique net avec l'unité B sus-jacente; le sommet de B par la discontinuité D2 ?, représentée par un banc à gypse recouvert d'une croûte ferrugineuse; le sommet de C par la D3 ?, surface ondulée et à encroûtements ferrugineux. Dans cet environnement à caractère continental à margino-littoral, les discontinuités sont relativement nombreuses et leur position exacte est délicate à situer.

L'unité A (36 m), discordante sur les derniers niveaux marneux du Bajocien, a une teinte lie-de-vin. Elle montre la succession de chenaux conglomératiques et gréseux, d'extension latérale pluridécamétrique, alternant avec des argiles grises et vertes ou avec des silts gréseux rouges. La séquence-type élémentaire comporte 3 termes, de la base au sommet:

1. un microconglomérat ou un conglomérat de 10 cm à 4 m d'épaisseur, lenticulaire, chenalisé, ravinant, polygénique, localement bréchifié et à granoclassement négatif. Les éléments figurés non jointifs, d'ordre centimétrique à pluricentimétrique (jusqu'à 8 cm de diamètre), sont issus probablement de roches triasiques et/ou jurassiques (in Ciszak et al. 1999). La matrice rougeâtre est généralement grés-carbonatée, graveleuse, à débris d'algues et à sections d'ostracodes;
2. des grès fins lités ou silts gréseux indurés, homogènes, à stratifications obliques diffuses et à traces de paléosols;

changement de échelle



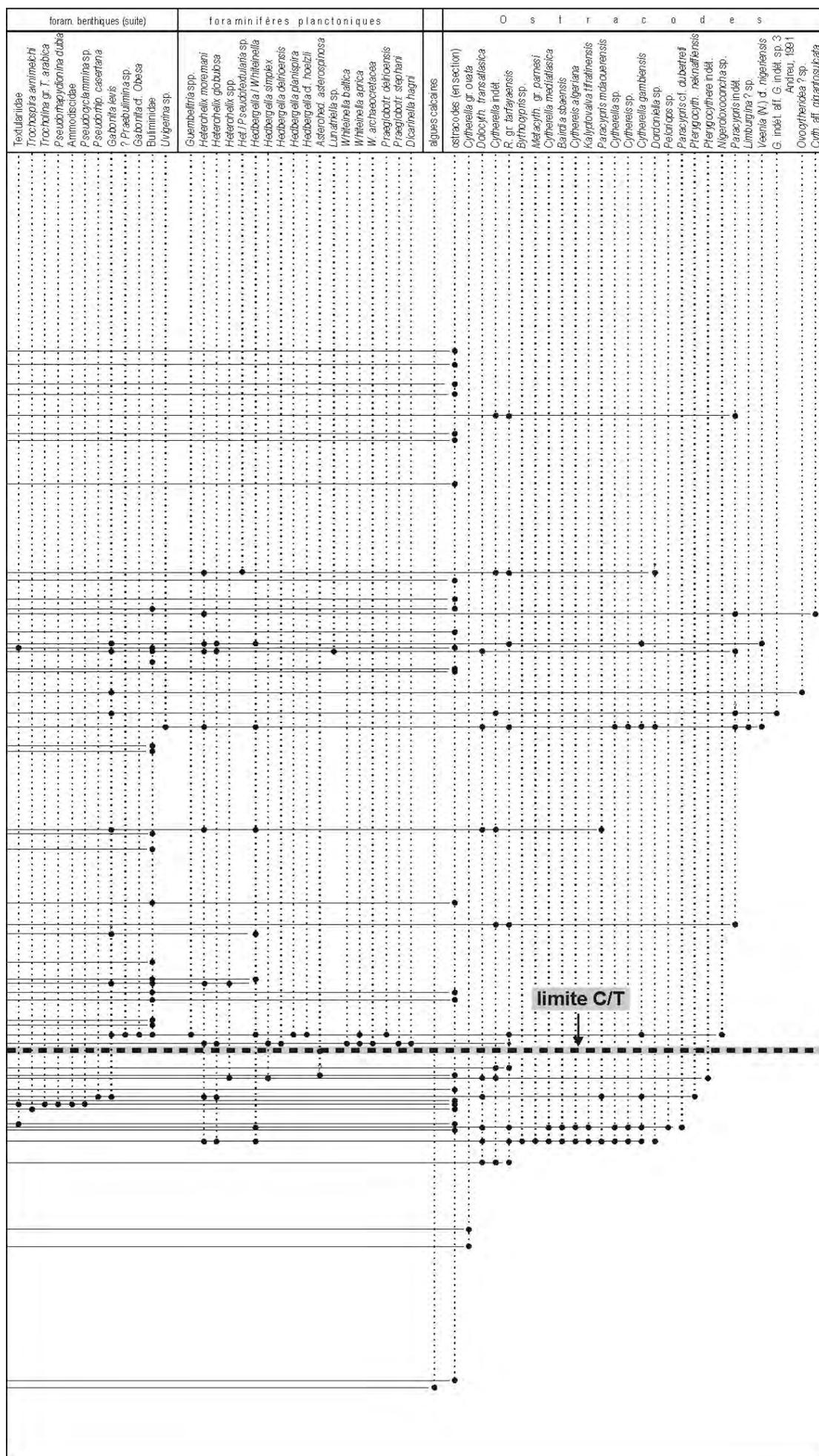


Fig. 31. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Mibladen (Haute Moulouya)

3. des argiles grises et vertes, azoïques, parfois indurées, donnant un aspect dolomitisé aux bancs..

Cette unité s'organise en plusieurs séquences plus ou moins complètes.

Elle s'est sédimentée en domaine continental et fait partie d'un réseau fluvial dont les chenaux sont globalement progradants vers l'Est (Ciszak et al. 1999).

L'unité B est épaisse de 70 m, et montre, au dessus du niveau à paléosols qui la sépare de A, le développement de quatre faciès principaux:

1. des marnes versicolores, vertes, jaunes ou rouges, constituant la plus grande masse de l'unité. Des lavages ont été effectués sur quelques niveaux jaunâtres qui ont fourni de rares dents de poissons, quelques bioclastes de gastéropodes, de très rares débris de crinoïdes et trois spécimens d'ostracodes appartenant à l'espèce *Cytherella gr. ovata*;

2. des bancs de dolomies jaunâtres à grisâtres intercalés dans ces marnes. Leur épaisseur varie de 5 cm à plus d'1 m. Les dolomies se présentent sous différents aspects texturaux: cristallines massives à gros cristaux de gypse; pulvérulentes et fines à texture dolomitique; on y reconnaît des fenestreae, des cavités de dissolution d'évaporites, des tepees, des galets mous, des laminations ondulées cryptoalgaires ou stromatolithiques;

3. des grès roux à ciment dolomitique, soit en bancs décimétriques montrant des rides de courant de type "ripple-marks", des litages de "flaser" et des galets mous; soit en bancs plus épais, métriques, avec de grandes stratifications obliques planes (fig. 32).

4. des intercalations lenticulaires, d'extension métrique à plurimétrique, de gypse fibreux de 2 à 10 cm d'épaisseur maximale, et de gypse saccharoïde massif, en bancs pluridécimétriques à plurimétriques allant jusqu'à 2,5 m d'épaisseur. Ces derniers sont exploités artisanalement pour la fabrication du plâtre.

La séquence virtuelle est représentée par 4 termes: 1 marnes rarement bioclastiques ou grès à rides et à stratifications obliques, 2 dolomies à laminations ondulées stromatolithiques suivies de dolomies à évaporites, 3 marnes rouges azoïques, à gypse, 4 bancs de gypse massifs fréquemment recouverts d'une croûte ferrugineuse. Cette organisation relève d'un environnement de tidal-flats, caractéristique de chenaux de marées et/ou de sebkha paralytique (Purser 1980, 1983).



Fig. 32. Aspect général des faciès détritiques gréseux de l'unité B, dominé par un litage oblique vraisemblablement lié au remplissage de chenaux dans un environnement margino-littoral.

L'unité C (18 m) se développe au dessus de la discontinuité D2, surface ferrugineuse qui recouvre le dernier banc massif gypseux de l'unité précédente. Elle montre deux séquences plurimétriques constituées par 2 alternances marnes jaunes puis vertes - bancs dolomitiques gréseux. Le premier niveau marneux de la première séquence, contient des petites lentilles pluricentimétriques de gypse saccharoïde, surmontées par un banc métrique de dolomie gréseuse sans aucune structure apparente. Les marnes de la deuxième séquence ont livré des bioclastes de lamellibranches, des articles de

crinoïdes, et des ostracodes marins: *Dolococytheridea transatlantica*, *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* et *Cytherella* indéterminé. Elles sont surmontées par un banc de 1,5 m de dolomies gréseuses recouvertes d'une épaisse croûte ferrugineuse.

Cette organisation traduit la présence d'un environnement évaporitique très peu profond à la base, suivi d'une phase d'inondation progressive qui se traduit par les premières arrivées de faunes benthiques d'ostracodes marins.

La coupe du Col de Tizi N'Tanout ou Fillal (fig. 33) est relevée sur la route nationale RN33, à une vingtaine de kilomètres à l'Ouest du village d'Arhbalou N'Serdane, au niveau du Col de Tizi N'Tanout ou Fillal. La partie inférieure de la Formation de Midelt n'a pas été observée, mais cette formation affleure sur environ 140 m d'épaisseur.

Sur les cinquante premiers mètres, apparaît une succession de bancs gréseux et dolomitiques pluridécimétriques. Les grès, présents à la base, sont fins, lités, et montrent des stratifications obliques et des micro-chenaux; les dolomies se présentent sous différents aspects: dolomies litées, à texture dolomicrosparitique fine, fréquemment vacuolaires à bird-eyes et à structures ondulées rappelant des stromatolithes; dolomies cristallines, souvent litées, bioturbées, à fragments de bois fossile et pseudomorphoses de gypse; dolomies marneuses, plus tendres, à quartz de petite taille et à texture dolomicritique. On y reconnaît aussi, mais de façon ponctuelle, des bancs de calcaires dolomitiques microsparitiques bioturbés à pellets (pelbio-dolomicrosparite, packstone) et bioclastes dissous de serpules, lamellibranches, gastéropodes, échinodermes, ostracodes et lituolidés. Plusieurs arrêts de sédimentation sont enregistrés dans la série.

Suivent ensuite, sur une épaisseur avoisinant 50 m, des marnes rouges intercalées d'un banc dolomitique (80 cm). La microfaune, qui provient des niveaux marneux supérieurs, est rare: dents de poissons, empreintes de lamellibranches, serpules et fantômes d'ostracodes.

L'ensemble est coiffé d'une multitude de bancs pluricentimétriques à pluridécimétriques de dolomies litées. Le microfaciès évolue depuis une dolomicrosparite vacuolaire bioturbée à quelques lamellibranches dissous à une dolomicrite bréchifiée. Le toit du dernier banc est ferruginisé et mis en corrélation avec la discontinuité régionale D2.

Ces dépôts répondent aux caractéristiques faciologiques de l'unité B; ils pourraient éventuellement contenir à leur base l'équivalent latéral d'une partie de l'unité A.

L'unité C, d'une épaisseur moyenne de 12 m, est constituée de marnes (10 m) qui montrent encore des grains de quartz à leur base, surmontées par des bancs pluridécimétriques à métriques de calcaires dolomitiques à texture dolomicrosparite, bioturbés, à échinodermes, sections d'ostracodes et mouches de manganèse. Le dernier banc, pluricentimétrique, est dolomicritique, bioturbé, et à surface sommitale ferrugineuse qui correspond à la discontinuité D3.

La lacune d'observation qui surmonte cette unité pourrait éventuellement correspondre à l'unité F.

La coupe de Moulay Yacoub (fig. 34) est localisée à une dizaine de kilomètres environ à l'Ouest de la coupe du Col de Tizi N'Tanout ou Fillal, au voisinage du village du même nom. La Formation de Midelt est épaisse de 114 m.

Au dessus d'un accident régional qui limite à la base les calcaires du Lias, se développent les unités suivantes A, B et C.

L'unité A est épaisse de 18 m. Elle montre la même organisation que celle de la coupe de référence avec toutefois une réduction considérable des faciès conglomératiques chenalisants. Aucune structure de progradation n'a été observée dans les chenaux.

L'unité B (78 m) présente de nombreuses lacunes d'observation. Sur les vingt premiers mètres, ce sont principalement les faciès dolomitiques, à texture dolomicrosparite fine, et dolomitiques-gréseux à quartz de petite taille, qui dominent. Le reste de la série, recouvert d'éboulis sur sa plus grande partie, montre deux niveaux marneux, le premier rouge et gypsifère; le deuxième jaunâtre, à quartz de petite taille, serpulidés, coquilles fragmentées de lamellibranches et lituolidés indéterminés. Un banc de 40 cm (éch. My 8) est le seul niveau induré qui apparaît au toit des marnes sous-jacentes. Le microfaciès est celui d'une dolomicrite et sa surface sommitale, ferruginisée, occupe la place de la discontinuité régionale D2.

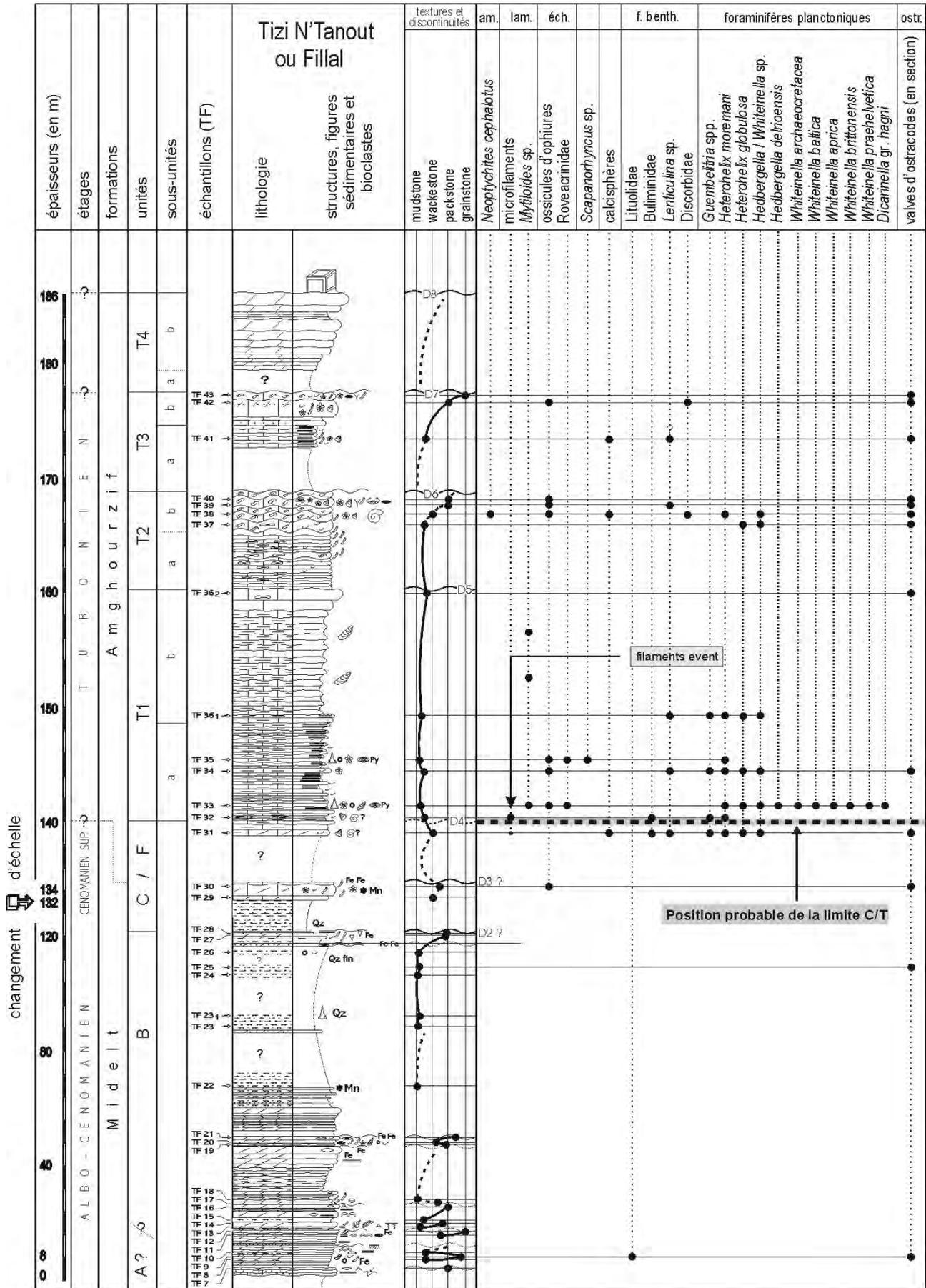


Fig. 33. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe du Col de Tizi N'Tanout ou Fillal (Haute Moulouya)

L'unité C, d'une épaisseur moyenne de 18 m, est apparemment constituée, malgré les lacunes d'observations, de marnes jaunes fossilifères. La microfane, en provenance des niveaux inférieurs, est abondante et diversifiée, composée de foraminifères planctoniques: *Whiteinella aprica*, *W. archaeocretacea*, *Hedbergella simplex*, *H. delrioensis*, *Heterohelix moremani*; de foraminifères benthiques: *Ammobaculites* sp. et d'autres lituolidés indéterminés; et d'une riche association d'ostracodes: *Pterygocythere neknaffiensis*, *Kalyptovalva tifratinensis*, *Dolocytheridea transatlantica*, *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, *Cytherella* sp., *Parakrithe* sp., *Peloriops* sp., *Cythereis algeriana*, *Cytherella mediatlasica*, *Cytherella* indét., *Paracypris* indét. et *Xestoleberis* indét. Des roveacrinidae, ossicules d'ophiures, dents de poissons, serpules, gastéropodes, et lamellibranches sont aussi présents.

La lacune d'observation qui affecte le toit de l'unité C atteint vraisemblablement la base de

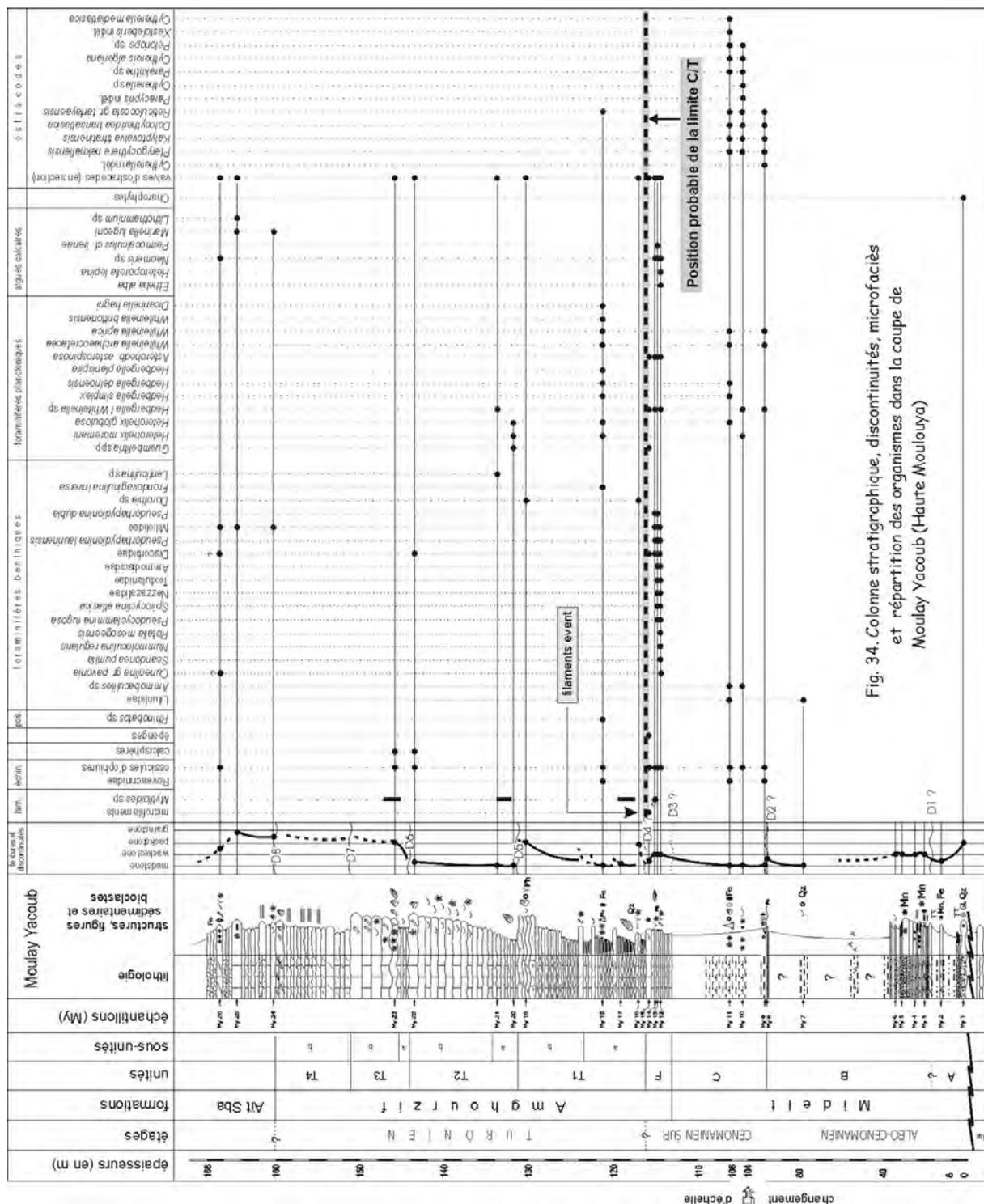


Fig. 34. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Moulay Yacoub (Haute Moulouya)

l'unité "F" dont la mise en place s'accompagne d'un net changement de faciès qui se traduit par le passage de faciès marneux à des faciès carbonatés. La discontinuité régionale D3 qui limite le toit de l'unité C se placerait probablement entre ces deux faciès.

Dans les dépôts de la Formation de Midelt, nous avons trouvé un grand nombre de faciès à caractère continental, margino-littoral ou lagunaire, et ceci aussi bien dans l'espace que dans le temps, ce qui rend souvent moins nette la position des discontinuités et la réalisation de corrélations.

Dans l'unité A, les conglomérats et les microconglomérats correspondent à des faciès de cône de piémont, les grès fins, à des faciès de barres de chenaux et les argiles grises et vertes, à des faciès de plaine d'inondation (Ciszak et al. 1999). Ce type d'agencement est mieux différencié à Mibladen qu'à Moulay Yacoub. Dans la coupe du Col de Tizi N'Tanout ou Fillal, ces niveaux, essentiellement conglomératiques, paraissent partiellement absents (fig. 35). L'évolution verticale de cette unité, depuis les conglomérats jusqu'aux argiles vertes en passant par les grès fins, traduit une diminution de l'hydrodynamisme, conséquence d'un aplanissement des reliefs nourriciers installés, pour la coupe de Mibladen, sur la bordure SW du secteur de Midelt (Ciszak et al. 1999).

L'unité B marno-gypseuse, avec intercalations dolomitiques et gréseuses, présente à la base une dominance des faciès gréseux à Mibladen et dolomitiques à Tizi N'Tanout et Moulay Yacoub. Ces faciès sont typiques des dépôts de tidal-flats. A Tizi N'Tanout, comme à Moulay Yacoub, cette unité pourrait contenir à la base une partie de l'unité A. Cette unité montre, par la nature de ses faciès marneux et gypsifères, beaucoup de lacunes d'observations où s'intercalent épisodiquement des bancs dolomitiques souvent vacuolaires et présentant périodiquement des stromatolithes. Les faciès à gypse, plus développés à l'Est, sont relayés, à l'Ouest, par des faciès dolomitiques vacuolaires et bréchifiés. Ces faciès traduisent un environnement de sebkha dolomitique et évaporitique.

L'unité C, marneuse, montre une variation de puissance latérale. A Moulay Yacoub, coupe la plus occidentale, elle est la plus épaisse et témoigne, par l'explosion numérique de la faune de foraminifères planctoniques, benthiques et ostracodes, de conditions environnementales plus ouvertes aux influences marines dans un milieu infralittoral ouvert. Dans la coupe la plus orientale, celle de Mibladen, la base de C présente encore de rares évaporites de milieu supralittoral suivies d'une phase d'inondation très progressive soulignée par les premières arrivées d'ostracodes marins. Aussi, la mise en place de la plate-forme carbonatée ouverte au cours des dépôts de l'unité C, serait-elle plus précoce à l'Ouest qu'à l'Est, ce qui nous laisserait présumer d'une arrivée des eaux océaniques par l'Ouest ou le Nord-Ouest. D'une manière plus générale, malgré le caractère plus ou moins confiné des dépôts à l'Est, l'unité C marque une inondation progressive du milieu en relation avec la montée eustatique du Cénomanién supérieur. L'approfondissement maximal ne sera atteint que dans les faciès de la Formation carbonatée d'Amghourzif sus-jacente.

4.2.2. Formation d'Amghourzif

La Formation d'Amghourzif présente à la base l'unité F composée de calcaires bioclastiques, auxquels font suite les 4 unités T1 à T4 qui structurent lithologiquement cette formation. Ces dernières sont à leur tour subdivisées en sous-unités Ta et Tb, et limitées par des discontinuités d'ampleur régionale.

La coupe de référence est celle de Mibladen. Les variations latérales sont envisagées avec les autres coupes.

Sur la coupe de Mibladen (fig. 31), la Formation d'Amghourzif est représentée par une falaise calcaire dont l'épaisseur atteint 115 m. On y reconnaît les cinq unités F, T1, T2, T3 et T4.

L'unité F est épaisse de 11 m. Elle se présente de façon récurrente, dans une succession de 3 termes: 1 marno-calcaires finement feuilletés et laminés, dont les carbonates augmentent vers le haut; 2 bancs de calcaires laminés; 3 bancs de calcaires plus massifs, laminés parfois, à bioturbations. Dans la moitié inférieure de l'unité, la surface sommitale des calcaires massifs du terme 3 montre un niveau durci à ostracodes, et dans la moitié supérieure, un niveau à accumulation dense de lamellibranches.

Ces faciès s'organisent en plusieurs séquences lithologiques, souvent complètes à 3 termes, mais parfois à 2 termes seulement.

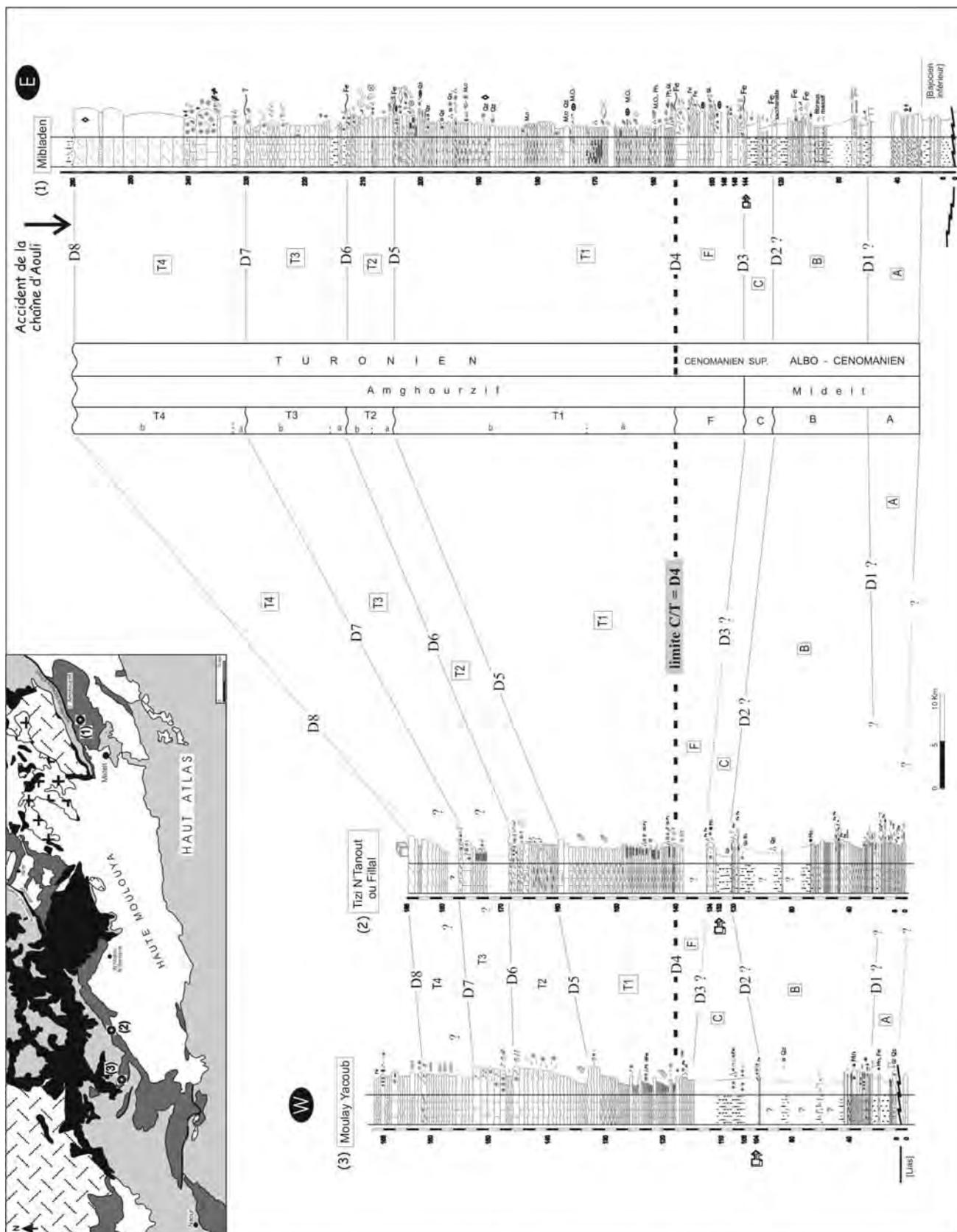


Fig. 35. Variations latérales et corrélations stratigraphiques entre les unités des formations albo-cénomaniennes à turoniennes de la Haute Moulouya, Maroc

Dans ces séquences, les fluctuations de l'environnement s'interprètent comme étant en relation avec des cycles climatiques (Caron et al. 1999).

La microfaune, en provenance du terme 1 marno-calcaire, est riche et diversifiée, composée de foraminifères planctoniques: *Heterohelix moremani*, *H. globulosa*, *Hedbergella simplex*, et autres *Hedbergella / Whiteinella*; foraminifères benthiques: *Pseudolituonella reicheli*, *Cuneolina gr. pavonia*, *Pseudorhipidionina casertana*, *Gabonita levis*, cf. *Haplophragmoides* sp., *Osangularia* sp., *Neoflabellina* sp., Nezzazatidae, Miliolidae et rares Discorbidae; ostracodes: *Dolocytheridea transatlasica*, *Reticulocosta gr. tarfayaensis*, *Metacytheropteron gr. parnesi*, *Cytherella mediatlasica*, *Bairdia sbaensis*, *Cythereis algeriana*, *Kalyptovalva tifratinensis*, *Paracypris mdaouerensis*, *Cytherella gambiensis* *Paracypris* cf. *dubertreti*, *Pterygocythere neknaffiensis*, *Bythocypris* sp., *Cytherella* sp., *Cythereis* sp., *Dordoniella* sp., *Peloriops* sp.; lamellibranches dont *Rhynchostreon mermeti*, et Ophiuridae. Seul le premier terme de la première séquence contient cette microfaune qui se raréfie quantitativement et qualitativement en montant dans la série.

Les termes 2 et 3 montrent des microfaciès fluctuant entre des biomicrites à foraminifères benthiques: *Trochospira avnimelchi*, *Trocholina* gr. *T. arabica*, *Pseudorhapydionina dubia*, *Pseudocyclamina* sp., et des biomicrites à biomicrosparites bioturbés, à pellets, ostracodes monospécifiques, Discorbidae, et sporadiquement Miliolidae (fig. 36).

Lamellibranches, gastéropodes et Ophiuridae sont communs à ces deux termes.

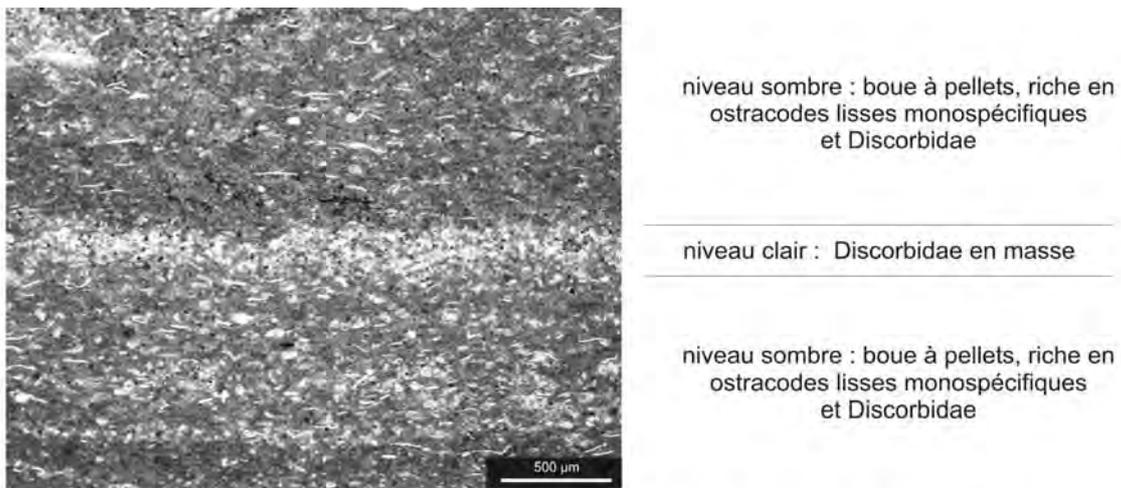


Fig. 36. Exemple de microfaciès du terme 3 illustrant la fin d'une séquence de la Formation d'Amghourzif. Coupe de Mibladen, Haute Moulouya

- * Le microfaciès présente des stratifications chenalisées d'ordre millimétrique.
- * La boue laminée est le résultat d'une activité de petits crustacés donnant des micropellets.
- * Cette boue à ostracodes et Discorbidae s'est déposée vraisemblablement dans un milieu dessalé et hypoxique. L'ensemble appartient à un cycle climatique.

La dernière séquence est bioturbée par des *Thalassinoides*; sa partie supérieure (terme 3) est une boue micritique à Discorbidae, à test fins d'échinodermes et *Asterohedbergella asterospinosa*. Le dernier banc est couronné par une surface durcie tapissée de *Thalassinoides* silicifiés et de petits lamellibranches; elle est assimilée à la discontinuité régionale D4 (fig. 37).

L'environnement fluctue entre les domaines médiolittoral et infralittoral restreint. La base de l'unité montre une faune diversifiée; à la partie supérieure, l'on assiste à un appauvrissement de la diversité spécifique et la microfaune est dominée par les discorbidés, marqueurs classiques de dessalure (Tronchetti 1984); ces derniers, associés à une faune monospécifique d'ostracodes lisses indéterminables, soulignent le caractère confiné du milieu.

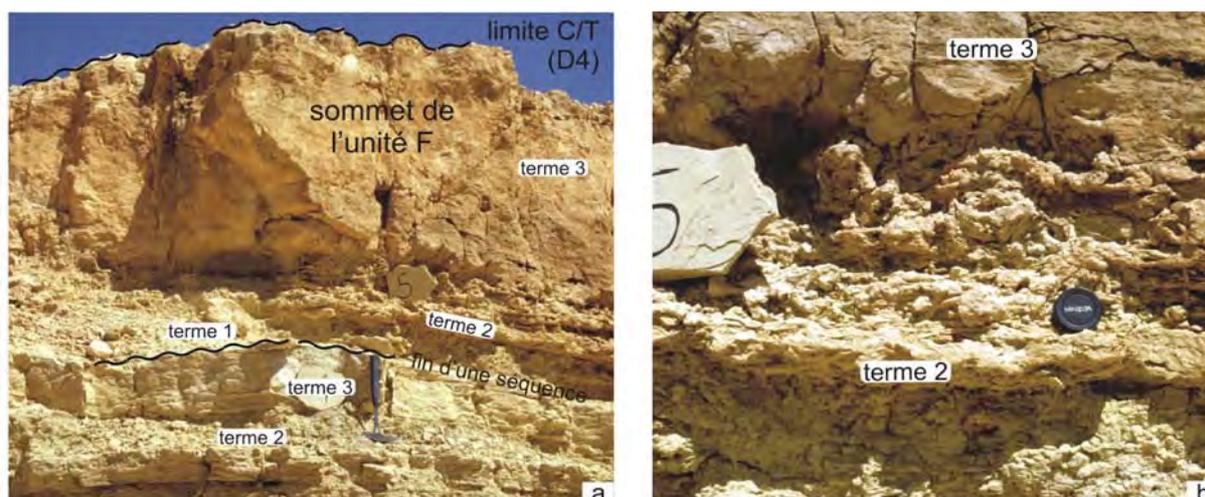


Fig. 37. Unité F de la Formation d'Amghourzif, coupe de Mibladen, Haute Moulouya.
 a, aspect général de la succession récurrente à 3 termes : 1 - marno-calcaires finement plaquettés et laminés ; 2 - bancs de calcaires laminés non plaquettés ; 3 - bancs de calcaires massifs parfois laminés.
 b, détail de la dernière séquence montrant l'intensité des *Thalassinodes* bien visible au niveau du terme 2.

L'unité T1 se développe au-dessus de la surface durcie D4 qui limite le toit de l'unité F, sur une épaisseur de 16 m. Ce sont des marno-calcaires à grains fins et des calcaires marneux, blancs, laminés, tendres, constituant la sous-unité T1a. Les premiers mètres ont livré une faune abondante de foraminifères planctoniques: *Guembelitria* spp., *Heterohelix moremani*, *H. globulosa*, *Hedbergella simplex*, *H. delrioensis*, *H. planispira*, *H. cf. hoelzli*, *Whiteinella baltica*, *W. aprica*, *W. archaeocretacea*, *Praeglobotruncana stephani*, *P. delrioensis*, *Dicarinella hagni*. Les foraminifères benthiques sont représentés par *Neofabellina* sp., *Gabonia levis*, *G. cf. obesa* et des Buliminidae, associés à des ostracodes: *Reticulocosta tarfayaensis*, *Cytherella gambiensis*, *Nigeroloxoconcha* sp., des dents de poissons: *Scapanorhynchus* aff. *rapax*, ? *Ctenoprists* / *Ptychotrygon*, des Ophiuridae, et des lamellibranches: *Protocardia* cf. *hillana*, *Astarte seguenzae*. Au-dessus se poursuit une alternance de calcaires marneux en petits bancs pluricentimétriques et de calcaires plus massifs, lités, et à gros nodules carbonatés (jusqu'à 5 cm de diamètre). Ces calcaires ont livré des Inocérames: *Mytiloides* gr. *labiatus*, *M. sp. aff. colombianus*, *M. cf. subhercynicus*, des ammonites: *Mammites* cf. *nodosoides* et *Thomasites rollandi*, des calcisphères, éponges, diatomés, buliminidés, quelques hétérohélicidés et hedbergelles, et rares ostracodes: *Cytherella* indét., *Paracypris* indét. et *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*.

Le microfaciès de T1a est celui d'une micrite à biomicrite, à quartz de très petite taille, par endroits laminée et à pellets, à nodules carbonatés ou silicifiés, et contenant une biophase composée de calcisphères, buliminidés, éponges, diatomées, rares *Hedbergella* / *Whiteinella*, et hétérohélicidés; lorsque la matière organique est abondante, un voile bactérien englobe des pellets.

La sous-unité T1b est épaisse de 32 m. Elle comprend une succession de bancs marno-calcaires indurés et laminés, en petits lits de 5 à 10 cm puis de 5 à 20 cm; en montant dans la série, ces bancs deviennent de plus en plus compacts et de plus en plus épais, 10 à 30 cm, et contiennent des nodules carbonatés et/ou silicifiés; plusieurs niveaux lumachelliques apparaissent intercalés. Ponctuellement, les laminations des calcaires sont perturbées par des microslumps ou tassements différentiels et par des *Zoophycos*.

Quelques niveaux marno-calcaires tendres ont fourni une faune rare composée, dans le tiers inférieur, d'hétérohélicidés, *Hedbergella* / *Whiteinella*, Buliminidae et quelques ostracodes: *Paracypris mdaouerensis*, *Doloccytheridea transatlantica* et *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*; dans le tiers supérieur, en plus de la faune citée ci-dessus, on note la présence de *Cytherella gambiensis*, *Cytherella* sp., *Limburgina* ? sp., *Cythereis* sp., *Venia (Nigeria) cf. nigeriensis*, *Genus* indét. aff. *Genus* indét. sp. 3 Andreu 1991, toujours en nombre faible. L'espèce *Doloccytheridea transatlantica* pullule cependant dans les derniers niveaux.

Le microfaciès général correspond à une biomicrite fluctuant entre une texture wackestone et une texture packstone, assez riche en matière organique, et admettant des grains de quartz de très petite

taille. La biophase, rare dans son ensemble, est identique dans son contenu à celle qui a été citée dans la sous-unité T1a. C'est dans les trois derniers mètres de calcaires massifs blanchâtres qu'apparaît le niveau à *Elasmosaurus*, reptilien marin déposé au service géologique régional de Midelt; ce niveau est suivi de plusieurs bancs pluridécimétriques, lumachelliques à poissons, coprolithes de crustacés, pellets de grande taille, serpules, lamellibranches: *Mytiloides hercynicus*, *M. kossmati*, *Sergipia* sp. (cf. *Posidonomyaformis*) et nombreuses ammonites: *Neoptychites cephalotus* et *Lewesiceras* sp. Le toit du dernier banc, ferruginisé et à condensations de lamellibranches, occupe la place de la discontinuité régionale D5.

Avec la dominance des foraminifères planctoniques à la base, et des ammonites et inocérames au sommet, les dépôts des deux sous-unités T1a et T1b traduisent un environnement infralittoral ouvert, plus ouvert que le milieu précédent. La présence, à la base de T1a, de foraminifères planctoniques à enroulement senestre et à profil aplati (Whiteinelles essentiellement), indique respectivement la présence d'eaux froides et paradoxalement d'un milieu fermé (comm. orale, Caron 2003). Parallèlement, l'abondance de formes simples non carénées (hedbergelles, whiteinelles et hétérohélicidés) est le témoin d'une installation d'une zone à oxygène minimum responsable de l'événement anoxique OAE 2 (Oceanic Anoxic Event 2), reconnu à cette période en Algérie et en Tunisie (comm. orale, Caron 2003) [3^{ème} partie].

L'unité T2 est épaisse de 8 m. Elle regroupe, à épaisseurs égales, des calcaires bioclastiques pluricentimétriques à grains fins, limités à la base et au sommet par des joints marneux, constituant la sous-unité T2a, et des calcaires bioclastiques, en bancs pluridécimétriques, noduleux et à lamellibranches, composant la sous-unité T2b.

Le joint marneux, à la base de T2a, a livré une faune à faible effectif composée d'articles d'Ophiuridae, dents de poissons, *Gabonita levis*, *Hedbergella* / *Whiteinella*, hétérohélicidés et ostracodes: *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, *Cytherella gambiensis*, *Veenia* (Nigeria) cf. *nigeriensis*; le joint marneux, au sommet de T2a, *Cytherella gigantosulcata*, qui se rajoute à la faune citée précédemment. La partie inférieure de T2b a livré une riche faune d'ammonites composée de *Wrightoceras munieri* et *Neoptychites cephalotus* et un 2nd niveau d'ossements d'*Elasmosaurus* (banc Mib 62). Cette sous unité se termine par deux bancs lumachelliques, de 0,2 et 0,5 m d'épaisseur, à texture packstone, à gastéropodes et serpules oxydées. Le toit du dernier banc présente un niveau d'encroûtements ferrugineux de 4 cm assimilables à la discontinuité D6.

Le microfaciès de l'unité évolue depuis un calcaire mudstone jusqu'à un calcaire wackestone à lamellibranches, gastéropodes, calcisphères, coprolithes de crustacés, et rares microfilaments.

Les calcaires fins bioclastiques, les calcaires à ammonites et les calcaires lumachelliques qui composent cette unité, témoignent de la persistance d'environnements ouverts.

L'unité T3 contraste avec les unités sous-jacentes par sa couleur jaunâtre et par une nette prolifération des lamellibranches. On distingue deux sous-unités T3a et T3b. T3a (4 m) se compose d'un niveau marneux blanchâtre et jaunâtre, intercalé d'un grand nombre de bancs, de 5 à 10 cm d'épaisseur. Ces marnes ont livré une faune composée de formes intermédiaires entre *Heterohelix* et *Pseudotextularia*, et d'*Heterohelix moremani*, et un effectif relativement important de *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, radioles en éventail d'échinodermes, Ophiuridae et dents de raies: *Ptychotrygon* sp. T3b (14 m) présente une succession pluridécimétrique à métrique de calcaires blancs d'abord micritiques à nodules carbonatés, dont le diamètre peut atteindre 20 cm, puis lumachelliques, métriques, très riches en lamellibranches. Le microfaciès de T3 évolue depuis une micrite (calcaire mudstone) à rares Ophiuridae jusqu'à une biomicrite (calcaire wackestone à packstone) à lamellibranches, gastéropodes et calcisphères. Les calcaires lumachelliques qui se développent en fin de série marquent le début de comblement de la plate-forme.

Dans l'unité T4, d'une épaisseur moyenne de 30 m, on peut encore reconnaître les deux sous unités T4a et T4b. La sous unité T4a débute par des marnes jaunes, intercalées d'un banc calcaréodolomitique, qui ont livré des radioles et ossicules d'échinodermes, dents de poissons, carinas de cirripèdes, rares ostracodes: *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, *Paracypris* indéterminé et *Cytherella* indéterminé. La sous-unité T4b (28 m) se présente sous la forme d'une alternance de bancs métriques à plurimétriques de calcaires bioclastiques, dans le tiers inférieur, puis dolomitiques et gréseux, dans les 2/3 supérieurs. Le microfaciès des calcaires bioclastiques est celui d'une biomicrite (calcaire wackestone) à échinodermes: *Hemiaster fourneili* et *Nucleolites angustior*, gastéropodes, lamellibranches, serpules, et coprolithes remaniés, évoluant vers une biomicrite (calcaire wackestone à packstone) à

échinodermes et nombreux Discorbidae. La bioturbation et les rhomboèdres de dolomie sont éparés dans la matrice micritique. Dans les 2/3 supérieurs, ce sont essentiellement des grandes barres de dolomies recristallisées, légèrement gréseuses, qui terminent la Formation d'Amghourzif et constituent la corniche de la série monoclinale qui affleure au Sud de Mibladen. Elles sont surmontées par les faciès terrigènes de la Formation d'Aït sba.

Les dépôts de l'unité T4 reflètent, dans leur texture et au travers de leur diversité faunique, les conditions d'une plate-forme proximale et marquent le retour à des milieux plus confinés.

Sur la coupe du Col de Tizi N'Tanout ou Fillal (fig. 33), l'unité F est dans sa majeure partie masquée par des éboulis; elle s'achève par trois bancs de calcaires dolomitiques et marneux à échinodermes, à texture wackestone, à bioclastes composés de *Lenticulina* sp., Buliminidae, *Guembelitria*, hétérohélicidés et rares microfilaments.

Cette unité est surmontée, sur 9 m, par plusieurs petits bancs pluricentimétriques de marno-calcaires lités appartenant à la sous-unité T1a sus-jacente. En l'absence de croûte ferrugineuse, qui représente régionalement la discontinuité D4, la limite entre l'unité F et la sous-unité T1a est placée conventionnellement à la base du premier banc de calcaire micritique lité.

Dans la sous-unité T1a, les faciès évoluent progressivement vers un approfondissement, comme en témoigne l'abondance de foraminifères planctoniques: *Guembelitria* spp., *Heterohelix moremani*, *H. globulosa*, *Hedbergella delrioensis*, *Whiteinella archaeocretacea*, *W. baltica*, *W. aprica*, *W. brittonensis*, *W. prae-helvetic*a et *Dicarinella* gr. *hagni*, associés à des *Mytiloides* sp., ossicules d'ophiures, Roveacrinidae, et dents de poissons: *Scapanorhynchus* sp. Les microfilaments fréquents à l'extrême base de T1a, constitueraient un événement biologique remarquable (filaments event).

La sous-unité T1b est constituée par 12 m de bancs pluridécimétriques de marno-calcaires, de texture wackestone à mudstone, à bioclastes fins, montrant sporadiquement des passées boueuses à laminations centimétriques. La biophase est rare, composée de *Lenticulina* sp., Buliminidae, *Guembelitria*, hétérohélicidés, *Hedbergella* / *Whiteinella* et inocérames du genre *Mytiloides*. Ces faciès marquent généralement des environnements infralittoraux ouverts.

L'unité T2 (9 m) est subdivisée en T2a et T2b. La sous-unité T2a (5 m) est représentée par une succession de bancs calcaires à nodules carbonatés; la bioturbation est intense vers la moitié supérieure de la sous-unité. La sous-unité T2b (4 m) s'exprime par 6 barres massives pluridécimétriques, ondulées, de calcaires lumachelliques, traduisant une sédimentation de tempestites. Le microfaciès est celui d'un calcaire packstone à gros bioclastes d'échinodermes, lamellibranches, quelques *Hedbergella* / *Whiteinella*, hétérohélicidés, calcisphères, lenticulines et discorbidés. Ces niveaux ont fourni en outre plusieurs ammonites de grande taille attribuées à *Neoptychites cephalotus*.

L'unité T3 (8 m) montre à la base, et au dessus d'une lacune d'observation de 3 m, plusieurs bancs de calcaires micritiques, laminés et bioturbés, correspondant à la sous-unité T3a; le microfaciès, analysé sur un seul banc, est de type mudstone voire wackestone à petites calcisphères et quelques bioclastes d'échinodermes, gastéropodes, lamellibranches, dispersés dans une matrice micritique. T3b (3 m) est constituée de calcaires dolomitiques et lumachelliques, renfermant des cristaux de quartz de petite taille. Les derniers niveaux, de texture packstone voire grainstone, bioturbés, montrent des débris bioclastiques oncolitisés, des discorbidés en masses, des valves d'ostracodes, des bioclastes d'échinodermes et de lamellibranches de grande taille.

L'unité T4 (8 m) présente sur les deux premiers mètres une lacune d'observation correspondant vraisemblablement à la sous-unité T4a. T4b, épaisse de 6 m, est constituée de bancs dolomitiques, pluridécimétriques à métriques, stratocroissants et d'apparence monotone. Ils sont attribuables à des dépôts de plate-forme confinée.

Sur la coupe de Moulay Yacoub (fig. 34), la Formation d'Amghourzif se présente en falaise d'environ 48 m d'épaisseur; on y reconnaît les unités F, T1, T2 T3 et T4.

La lacune d'observation, située dans la partie supérieure de l'unité C, atteint la base de l'unité F sus-jacente. Sur les 3 m que présente l'unité F, se développe un faciès carbonaté de texture wackestone à faune diversifiée de foraminifères benthiques: *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Scandonea pumila*, *Nummoloculina regularis*, *Rotalia mesogeensis*, *Pseudocyclamina rugosa*, *Spirocyclina atlasica*, *Pseudorhapydionina laurinensis*, *P. dubia*, Miliolidae, Ammodiscidae, Nezzazatidae, Textulariidae et

Discorbidae; les foraminifères planctoniques sont moins diversifiés et représentés par *Hedbergella* / *Whiteinella*, *Guembelitria* spp. et *Asterohedbergella asterospinosa*; les algues calcaires sont nombreuses: *Ethelia alba*, *Heteroporella lepina*, *Neomeris* sp. et *Permocalculus* cf. *irenae*. Cette association se complète par des ossicules d'ophiures, des bryozoaires, des lamellibranches et des débris phosphatés. Le dernier banc est un calcaire mudstone dans lequel abondent des spicules d'éponges et des microfilaments. L'ensemble de cette faune traduit un environnement infralittoral plus ou moins ouvert aux influences marines.

Les unités T1 à T4 sont constituées, chacune, d'alternances de petits bancs de calcaires micritiques et de bancs plus épais de calcaires massifs. Dans le détail, les petits bancs micritiques sont des calcaires de texture mudstone à hétérohélicidés et hedbergelles constituant les sous-unités T1a à T3a (T4a ne paraît pas être représentée), alors que les bancs de calcaires massifs sont de texture packstone à lamellibranches, gastéropodes, échinodermes et serpules, constituant les sous-unités T1b à T4b. Au sommet de T1b, on note la présence de structures ondulées, riches en phosphates, rappelant des tempestites. La dernière sous-unité T4b est composée de calcaires dolomitiques et lités.

Les foraminifères planctoniques sont présents à la base des unités T1 et T2; ils sont particulièrement abondants dans la sous-unité T1a avec *Heterohelix moremani*, *H. globulosa*, *Hedbergella simplex*, *H. delrioensis*, *H. planispira*, *Whiteinella archaeocretacea*, *W. aprica*, *W. brittonensis* et *Dicarinella hagni*, associés à l'ostracode *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*; Les lamellibranches et Discorbidae sont plutôt présents dans T2b alors que les échinodermes sont nombreux dans T3b.

Ces différentes unités lithostratigraphiques sont limitées par des discontinuités sédimentaires repérées à l'échelle des 3 coupes analysées (fig. 35). La surface localisée entre F et T1 est bien représentée sur la coupe de Mibladen, par un horizon durci et ferrugineux, lumachellique, karstifié et tapissé de *Thalassinoides* silicifiés. Elle prend valeur de discontinuité D4 (fig. 37). La très grande abondance des ichnofossiles dans les derniers mètres de l'unité F, souligne la réduction importante du taux de sédimentation et la présence d'un hiatus dans l'enregistrement sédimentaire. Cette discontinuité est plus discrète dans les deux coupes proches de Tizi N'Tanout ou Fillal et Moulay Yacoub, où elle est matérialisée par le passage de calcaires dolomitiques et/ou bioclastiques, à texture wackestone, à des calcaires micritiques en petits bancs lités, à texture mudstone.

Aux sebkhas évaporitiques caractéristiques de la Formation de Midelt, se substitue progressivement une plate-forme carbonatée avec les dépôts de l'unité F. La mise en place de cette plate-forme s'accompagne de l'installation de faciès biomicritiques à biophase benthique (lamellibranches, foraminifères et ostracodes), abondante et diversifiée, mais aussi planctonique (foraminifères). Les faciès évoluent en comblement vers une plate-forme proximale confinée soulignée par la dominance des dépôts de boues micritiques à nombreux discorbidés. Cette organisation est particulièrement apparente sur la coupe la plus orientale et la plus épaisse de Mibladen (fig. 35).

Avec les dépôts de la sous-unité T1a, les conditions deviennent très rapidement celles d'une plate-forme distale, de vasière subsidente, avec une sédimentation de marno-calcaires laminés ou de calcaires micritiques en petits bancs riches en foraminifères planctoniques, inocérames, microfilaments et ammonites. Ces dépôts, à caractère transgressif, sont observés dans les 3 coupes étudiées et mieux enregistrés à l'Est qu'à l'Ouest. Les conditions de mer ouverte se maintiennent au cours des dépôts de la sous-unité T1b et des unités T2 et T3. Elles sont accompagnées d'une baisse quantitative et qualitative des microfaunes et localement d'un développement de tempestites et de faciès dolomitiques attestant de l'amorce du remblaiement de la vasière turonienne. Par la nature de ses faciès dolomitiques et gréseux, l'unité T4 reflète les conditions de dépôt proximales et marque le retour à des milieux plus confinés.

L'épaisseur maximale des dépôts constitutifs de la Formation d'Amghourzif est enregistrée dans la coupe de Mibladen. L'amincissement global de ces dépôts d'Est en Ouest et l'organisation d'ensemble des unités qui les composent suggèrent une origine orientale à nord orientale nette. La faune comme nous allons le montrer dans la 2nde partie est, sans équivoque, d'obédience téthysienne.

4.3. Discussion stratigraphique

Les associations fauniques et les fossiles caractéristiques de la série du Cénomaniens-Turonien de la Haute Moulouya sont synthétisés sur la figure 38.

La Formation de Midelt est subdivisée en trois unités lithostratigraphiques A, B et C.

Sur la coupe de Mibladen, l'unité A repose sur les marnes du Bajocien inférieur et, sur celle de Moulay Yacoub, sur les calcaires du Lias.

Cette unité A est azoïque, seules quelques algues calcaires remaniées, quelques charophytes et fantômes d'ostracodes indéterminés, ont été identifiés dans des niveaux dolomitiques.

Les premiers indices marins apparaissent dans la partie médiane de l'unité B avec *Haplophragmoides* sp. et autres lituolidés indéterminés associés à l'ostracode *Cytherella* gr. *ovata* sans intérêt stratigraphique.

Les unités A et B, très peu fossilifères, sont rapportées à l'Albien-Cénomaniens, par leur position stratigraphique, au-dessous des faciès marneux de l'unité C datés sans ambiguïté du Cénomaniens supérieur (Ensslin 1993; Charrière et al. 1998; Ciszak et al. 1999 et ce travail). Ces deux unités sont les équivalents latéraux respectifs des unités C1 et C2 de la Formation de Ouauouzaght décrites dans les synclinaux Haut Atlasiques et rapportées avec certitude à l'Albien-Cénomaniens (§ 2.3).

L'unité C révèle la présence de 9 espèces d'ostracodes; l'association des six suivantes est caractéristique du Cénomaniens plutôt supérieur d'Afrique du Nord: *Kalyptovalva tifratinensis*, *Cythereis algeriana*, *Cytherella mediatlasica*, *Pterygocythere neknaffiensis*, et, lorsqu'elles présentent un grand nombre d'individus, *Dolocytheridea atlasica* et *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* (Andreu 1991; Ettachfini 1992; Andreu & Ettachfini 1994; Andreu 2002). Les foraminifères planctoniques sont déjà présents avec *Hedbergella delrioensis*, *H. simplex*, *Whiteinella aprica*, *W. archaeocretacea*, *Heterohelix moremani* et *H. globulosa*, dont l'association caractérise au plus bas le Cénomaniens supérieur.

En conclusion, la Formation de Midelt est rapportée à l'intervalle Albien-Cénomaniens supérieur.

La Formation d'Amghoursif comprend l'unité F, à la base, surmontée par les unités T1 à T4.

Les premiers bancs de l'unité F renferment une microfaune abondante et variée de foraminifères benthiques et d'ostracodes et, dans une moindre mesure, de foraminifères planctoniques et de lamellibranches. L'association des foraminifères benthiques est composée de *Pseudolituonella reicheli*, *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Trochospira avnimelchi*, *Trocholina* gr. *T. arabica*, *Pseudorhipidionina casertana*, *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Pseudorhapydionina dubia*, *Scandonea pumila*, *Nummoloculina regularis*, *Pseudocyclamina rugosa*, *Spirocyclus atlasica*, *Rotalia mesogeensis* et *Gabonita levis*; celle des ostracodes, de *Dolocytheridea transatlasica*, *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, *Kalyptovalva tifratinensis*, *Pterygocythere neknaffiensis*, *Cythereis algeriana*, *Cytherella mediatlasica*, *Metacytheropteron* gr. *parnesi*, *Bairdia sbaensis*, *Paracypris* cf. *dubertreti*, *Paracypris mdaouerensis* et *Cytherella gambiensis*; celle des foraminifères planctoniques, de *Heterohelix moremani* et *H. globulosa*. Les lamellibranches sont représentés par *Rhynchostreon mermeti*. L'ensemble de cette faune caractérise le Cénomaniens supérieur (Robaszynski & Caron [coord.] 1979; Saint-Marc & Rahhali 1982; Bilotte 1984; Caron 1985; Schroeder & Neumann [coord.] 1985; Andreu 1991; Ettachfini 1992; Andreu et al. 1996; Dhondt et al. 1999; Abdallah 2000; Andreu 2002; Ettachfini et al. 2005; Caron et al. 2006).

A la partie supérieure de l'unité F, les foraminifères planctoniques *Guembelitria* spp., *Hedbergella* spp. et *Asterohedbergella asterospinosa*, font une apparition massive caractéristique du Cénomaniens supérieur (partie II, 3.3 et partie III, 3.2). Ces foraminifères sont accompagnés de nombreuses algues dont l'espèce *Heteroporella lepina* est classique du Cénomaniens-Turonien (Bassoulet et al. 1978).

Charrière et al. 1998 et Ciszak et al. 1999, dans une coupe située à l'Est de Midelt, notent la présence de *Neolobolites vibrayanus* dans des niveaux mis en corrélation avec la partie médiane de l'unité F, ce qui leur attribue un âge Cénomaniens supérieur non sommital.

La sous-unité T1a montre, dès la base, une prolifération de foraminifères planctoniques dont l'association *Whiteinella archaeocretacea*, *W. aprica*, *W. praehelvetica*, *Hedbergella* cf. *hoeltzi*, *Heterohelix globulosa* et *Dicarinella* gr. *hagni*, appartient à la zone à *Archaeocretacea* datée de l'extrême sommet du Cénomaniens ou du Turonien inférieur (Robaszynski & Caron [coord.] 1979; Caron 1985; Hardenbol et al. 1998). Associée à ces foraminifères, l'apparition de *Nigeroloxoconcha*

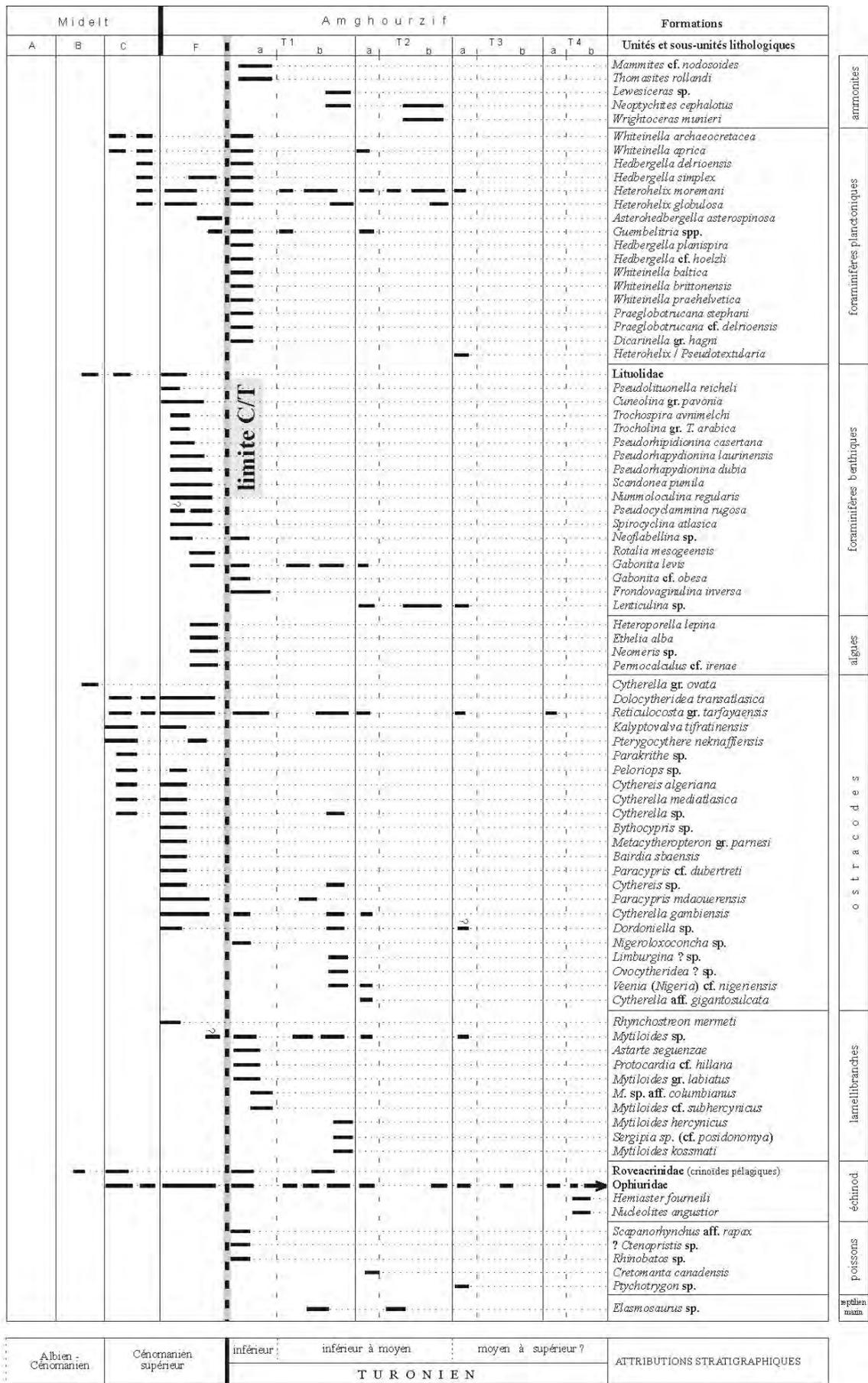


Fig. 38. Distribution de la biophase dans les Formations de Midelt et d'Amghourzif (Haute Moulouya, Maroc) : propositions d'attributions stratigraphiques

sp. et d'un grand nombre de *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* est un indice d'océanité importante au début du Turonien (Andreu 1991, 1992a, 1993b). L'apparition de *Mytiloides* gr. *labiatus*, puis de *M.* sp. aff. *columbianus* et enfin de *M.* cf. *subhercynicus*, au-dessus de l'association précédente, constitue un excellent marqueur de la base du Turonien (Tröger 1998; Dhondt [coord.] 1998). A la partie médiane et supérieure de T1a, l'association d'ammonites: *Thomasites rollandi* et *Mammites* cf. *nodosoides* caractérise le Turonien inférieur non basal, zone à *Mammites nodosoides* (Kennedy et al. 2000; comm. perso., Amédro 2003).

La sous unité T1b montre, à sa partie sommitale, la présence des ammonites *Lewesiceras* sp. et *Neoptychites cephalotus*, associées aux inocérames: *Mytiloides hercynicus*, *M. kossmati* et *Sergipia* (cf. *posidonomyaformis*). *Neoptychites cephalotus* apparaît dans la partie inférieure du Turonien inférieur, zone à *Thomasites rollandi* et zone à *Mammites nodosoides*, en Tunisie, et dans le Turonien moyen, zone à *Kamerunoceras turoniense*, en Europe (comm. perso., Amédro 2003). *M. kossmati* et *M. hercynicus* sont respectivement caractéristiques du Turonien inférieur et du Turonien moyen (Tröger 1998; Dhondt [coord.] 1998; Robaszynski 1999; Kennedy et al 2000).

La présence de *Neoptychites cephalotus* et *Wrightoceras munieri*, dans la partie supérieure de l'unité T2, permet d'attribuer cette dernière, au plus haut, au Turonien moyen.

Les unités T3 et T4, sans fossile de zone caractéristique, sont rapportées au Turonien moyen *pro parte* - Turonien supérieur (?). L'unique mention, dans la région, de *Coilopoceras requienianum* du Turonien supérieur par Ensslin 1992, 1993, plaiderait en faveur de cette attribution. La macrofaune que nous avons récoltée dans l'unité T4 de la coupe de Mibladen est constituée de nombreux échinodermes, *Hemiaster fourneili* et *Nucleolites angustior*, du Turonien.

La Formation d'Amghourzif est donc datée du Cénomaniens supérieur-Turonien supérieur (?).

D'un point de vue lithologique, c'est au changement de faciès, entre les derniers niveaux des calcaires micritiques massifs bioclastiques et à discorbidés de l'unité F et les premiers marno-calcaires blancs en petits bancs de l'unité T1 que se situerait la limite Cénomaniens-Turonien, au niveau de la discontinuité régionale D4. Sur la coupe de Mibladen, elle est représentée par un hard ground. Sur les coupes de Tizi N'Tanout et de Moulay Yacoub, la grande fréquence des microfilaments au niveau de cette limite constitue un marqueur biologique remarquable qui daterait le début du Turonien (Accarie et al. 2000; Caron et al. 2006). Cependant, d'un point de vue paléontologique, cette limite n'est pas caractérisée avec une extrême précision. En effet, elle se situe entre les dernières apparitions du foraminifère planctonique *Asterohedbergella asterospinosa* du Cénomaniens supérieur, et l'apparition de fossiles caractéristiques de la base du Turonien: association des ostracodes *Nigeroloxoconcha* sp. et *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, premières *Mytiloides* (Turonien basal), premières ammonites de la zone à *Mammites nodosoides* (Turonien inférieur non basal). En outre, les foraminifères planctoniques de la zone à *Archaeocretacea* restent présents de part et d'autre de cette limite.

4.4. Conclusions

Au cours de cette recherche sur la Haute Moulouya, sont apparus des éléments nouveaux d'ordre lithologique et paléoenvironnemental, paléontologique, biostratigraphique, géodynamique et paléogéographique.

La Formation de Midelt est composée de 3 unités lithologiques A, B et C. Elle montre une organisation d'ensemble transgressive caractérisée par une sédimentation détritique continentale, évoluant vers des dépôts de sebkha dolomitique et évaporitique, suivie d'une inondation très progressive du milieu de sédimentation. En effet, l'unité de base A est continentale, composée de dépôts détritiques rouges, conglomératiques et gréseux. A Mibladen comme à Moulay Yacoub, cette unité repose en discordance tectonique sur les calcaires et marnes du Jurassique.

Les premiers indices marins de milieu lagunaire, environnement supralittoral à médiolittoral, apparaissent avec les dépôts marneux et gypseux de l'unité B.

L'unité C montre encore, à Mibladen et à sa base, des évaporites suivies de marnes à foraminifères benthiques et ostracodes d'environnement infralittoral confiné. A l'Ouest dans la coupe de Moulay Yacoub, ce sont des marnes à foraminifères planctoniques qui dominent.

La Formation d'Amghourzif a été décomposée en cinq unités F, T1 à T4. Ces unités évoluent, à la fois dans l'espace et le temps, depuis un milieu de plate-forme carbonatée proximale, peu profonde, confinée et dessalée, confirmé par l'abondance de discorbidés, jusqu'à un milieu de plate-forme carbonatée distale, à foraminifères planctoniques, ammonites et inocérames, ce qui atteste d'un approfondissement important des milieux, suite à une remontée eustatique et/ou à une subsidence des aires sédimentaires. L'ennoyage et l'envasement progressifs s'affirment avec l'installation de faciès carbonatés fins de vasières subsidentes. Le retour à des conditions confinées est progressif et attesté par le développement de faciès dolomitiques et gréseux en fin de série.

Sur le plan paléontologique, ont été récoltées de nombreuses espèces d'ammonites, foraminifères, ostracodes, algues calcaires, lamellibranches dont inocérames, échinodermes poissons et reptiles marins.

Ont été reconnues 5 espèces d'ammonites dont c'est la première citation dans le secteur: *Mammites* cf. *nodosoides*, *Thomasites rollandi*, *Lewesiceras* sp., *Wrightoceras munieri* et *Neoptychites cephalotus*.

Parmi les foraminifères planctoniques sont mentionnés régionalement, respectivement par Ensslin 1993 et Charrière et al. 1998, le groupe hedbergelles-hétérohélicidés et l'espèce *Whiteinella archaeocretacea*. Dix sept espèces de foraminifères planctoniques sont reconnues pour la première fois : *Guembelitria* spp., *Heterohelix moremani*, *H. globulosa*, des formes intermédiaires entre *Heterohelix* et *Pseudotextularia*, *Hedbergella simplex*, *H. delrioensis*, *H. planispira*, *H. cf. hoelzli*, *Asterohedbergella asterospinosa*, *Whiteinella baltica*, *W. aprica*, *W. brittonensis*, *W. praehelvetica*, *Praeglobotruncana stephani*, *P. cf. delrioensis* et *Dicarinella* gr. *hagni*. Dix sept espèces de foraminifères benthiques ont été récoltées, dont 9 sont mentionnées régionalement pour la première fois: *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Trochospira avnimelchi*, *Trocholina* gr. *T. arabica*, *Fronovaginulina inversa*, *Neoflabellina* sp., *Lenticulina* sp., *Gabonita levis*, *G. cf. obesa* et *Rotalia mesogeensis*; 23 espèces d'ostracodes, parmi lesquelles 9 sont identifiées régionalement pour la première fois: *Cytherella* gr. *ovata*, *Cytherella mediatlasica*, *Cytherella gambiensis*, *Cytherella* aff. *gigantosulcata*, *Bairdia sbaensis*, *Kalyptovalva tifratinensis*, *Paracypris mdaouerensis*, *Paracypris* cf. *dubertreti*, *Veenia (Nigeria)* cf. *nigeriensis*, et 7 espèces laissées en nomenclature ouverte et probablement nouvelles: *Bythocypris* sp., *Cythereis* sp., *Dordoniella* sp., *Peloriops* sp., *Parakrithe* sp., *Nigeroloxoconcha* sp. et *Limburgina* ? sp.

Dix taxons de lamellibranches, dont 7 espèces d'inocérames: *Rhynchostreon mermeti*, *Protocardia* cf. *hillana*, *Mytiloides* sp. aff. *columbianus*, *M. cf. subhercynicus*, *M. hercynicus*, *M. kossmati* et *Sergipia* sp. (cf. *posidonomyaformis*), sont identifiés pour la première fois dans cette région.

Les reptiles marins représentés par des ossements du genre *Elasmosaurus* sp., ordre des plésiosaures, et récoltés dans la partie médiane de la Formation d'Amghourzif, constituent l'une des découvertes les plus importantes du Turonien inférieur à moyen d'Afrique du Nord.

Quatre espèces d'algues calcaires, deux espèces d'échinodermes, des ophiuridae, des roveacrinidae, cinq espèces de poissons, encore inconnues dans la région (fig. 38), ont été découvertes.

La confrontation de l'ensemble de ces données nous a amené à présenter un découpage stratigraphique de la série.

Les faciès continentaux à marins confinés des unités A et B de la Formation de Midelt sont azoïques et ne permettent pas une datation des couches; seule leur position stratigraphique, au dessous de l'unité C datée du Cénomaniens supérieur, leur confère un âge Albien-Cénomaniens probable. Les associations de foraminifères planctoniques de la zone à *Archaeocretacea* et d'ostracodes: *Doloccytheridea atlasica* et *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, confèrent à l'unité C un âge cénomaniens supérieur.

L'unité F de la base de la Formation d'Amghourzif est datée du Cénomaniens supérieur par les associations de foraminifères benthiques et d'ostracodes et dans une moindre mesure de foraminifères planctoniques. La mention de *Neolobites vibrayanus* (Charrière et al. 1998; Cizak et al. 1999) dans des niveaux comparables est en accord avec cette proposition. L'ensemble des données paléontologiques répertoriées ci-dessus nous permet de proposer un âge Turonien inférieur pour la sous-unité T1a, Turonien inférieur à moyen pour la sous-unité T1b et l'unité T2; la récolte de

Nucleolites angustior associée à *Hemiaster fourneili* dans les bancs sommitaux de T4b laisse supposer la présence d'un Turonien élevé probable. La citation, dans ce secteur, de *Coilopoceras requienianum* (Enslin 1992, 1993) du Turonien supérieur plaide en faveur de cette hypothèse.

Conditionnée par l'eustatisme, la dynamique sédimentaire, au cours de l'Albien-Cénomarien est liée par ailleurs à la tectogenèse distensive, attestée par les dépôts conglomératiques de base présents à proximité de reliefs nourriciers proches et limités par des accidents majeurs: l'accident de la chaîne d'Aouli situé au Nord de la coupe de Mibladen en est un exemple (fig. 39). Ces décharges conglomératiques traduisent des mouvements verticaux pré et synsédimentaires (Ensslin 1992). La sédimentation est constamment influencée par le jeu de failles de direction NE-SW qui induit un basculement de panneaux tectoniques en direction du domaine téthysien (*in* Ciszak et al. 1999, cf. fig. 39).

Au cours des dépôts de la Formation d'Amghourzif, l'intensité de la tectonique distensive, qui s'est manifestée pendant les premiers dépôts de la Formation de Midelt (Ciszak et al. 1999), est atténuée et à l'origine d'une homogénéisation des faciès à l'échelle régionale. En dépit de l'action de cette tectonique, les changements eustatiques ont déterminé, lors de la transgression du Cénomarien supérieur-Turonien inférieur, le régime sédimentaire régional (Ensslin 92). Au Turonien, les fluctuations eustatiques du niveau de la mer l'emportent largement sur la tectonique locale.

Dans la Haute Moulouya, les variations de la subsidence, dans le temps et l'espace, trouvent leur explication dans un modèle de basculement de blocs entre les zones de failles subméridiennes de direction atlasique N40°E (fig. 39). Cette mobilité est à mettre en relation avec la tectonique distensive crétacée décrite dans le Moyen Atlas (Herbig 1988; Charrière 1990 et 1996; Ensslin 1992; Ciszak et al. 1999).

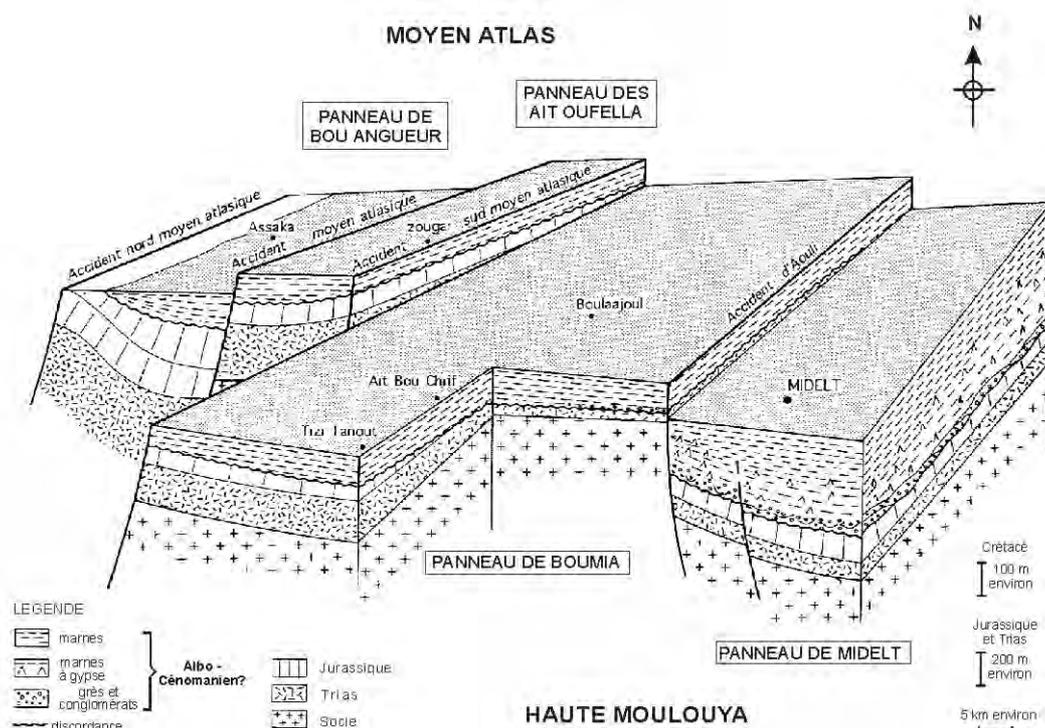


Fig. 39. Reconstitution schématique du cadre paléogéographique et paléostructural du Crétacé du Moyen Atlas méridional et de la Haute Moulouya (Ciszak et al. 1999).

Si l'on fait abstraction de tout phénomène tectonique local, il apparaît, qu'au cours de l'Albien-Cénomarien, les influences marines paraissent mieux individualisées sur la partie occidentale (Tizi N'Tanout ou Fillal en particulier) de la Haute Moulouya, et cela malgré le caractère confiné des unités

A et B. Ceci laisse supposer une ouverture sur l'atlantique, ce qui n'exclut pas, pendant cette période et sur cette aire, une ouverture en direction du Nord-Ouest, de la Téthys. En revanche, sur la partie orientale, le panneau de Midelt montre une pente vers l'Est (fig. 39) et laisse supposer, au Cénomaniens, une arrivée des eaux marines à partir de la Téthys.

Au Cénomaniens supérieur, au cours de la sédimentation de l'unité C, les faciès sont plus marins et mieux représentés à l'Ouest qu'à l'Est, et les conclusions énoncées ci-dessus, concernant les unités A et B, s'appliquent aussi à l'unité C. Comme pour le synclinal occidental d'El Koubbat (Moyen Atlas), la question d'une influence atlantique demeure posée, ce qui n'est pas en désaccord avec les hypothèses avancées par Termier & Dubar 1940 et Choubert 1948, dans lesquelles ces auteurs considéraient la région de la Haute Moulouya comme une zone de jonction entre les golfes atlantique et téthysien au cours de la transgression cénomaniens.

En revanche, à la fin du Cénomaniens et au cours du Turonien, une forte subsidence apparaît sur les trois coupes relevées dans la région de la Haute Moulouya, pendant les dépôts de la Formation d'Amghourzif, et ces dépôts sont plus épais et plus marins à l'Est qu'à l'Ouest. L'influence téthysienne est nette, à la fois sur la sédimentation et les faunes, contrairement à ce qui a été proposé par Saadi 1983.

5 - SILLON PREAFRICAIN

5.1. Introduction

Le Sillon Préafricain, entre Haut Atlas et Anti-Atlas, est constitué, d'Ouest en Est, par les Bassins du Souss, Ouarzazate et Errachidia-Boudnib-Erfoud (Ambroggi et Choubert, 1952).

D'un point de vue structural, il est limité au Nord par l'accident sud-atlasique qui borde les bassins jurassiques du Haut Atlas, et au Sud et à l'Est, par les affleurements précambriens et paléozoïques de l'Anti-Atlas et les formations tertiaires de la hamada du Guir (fig. 40).

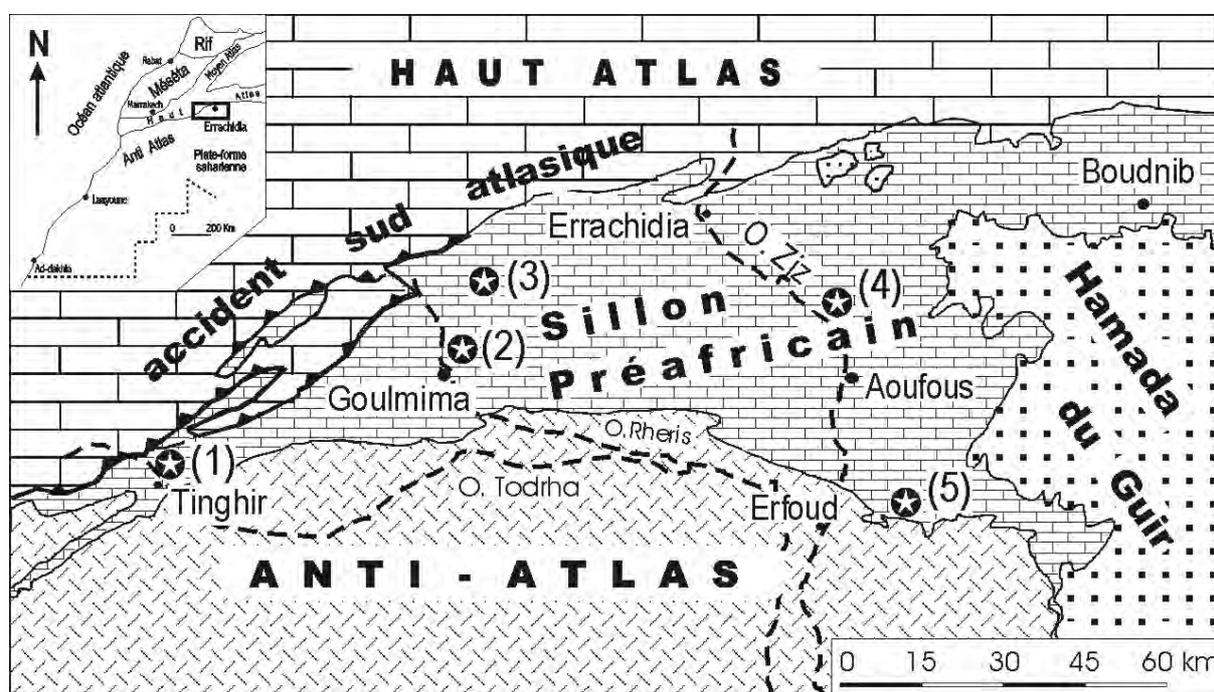
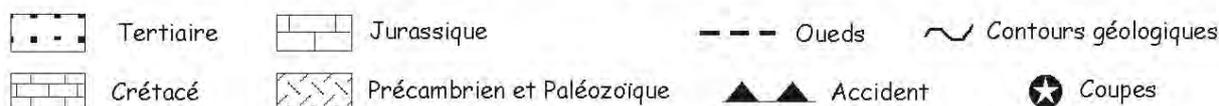


Fig. 40. Situation géographique et géologique du flanc sud du Haut Atlas. Localisation des coupes : (1) Tinghir ; (2) Goulmima ; (3) Tadighoust ; (4) Ziz ; (5) Douar Slilim.



Dans le Sillon Préafricain, le Crétacé repose en discordance sur un substratum paléozoïque ou jurassique (cartes géologiques de Ouarzazate au 1/500000, Tinejdad au 1/100000, Tafilalt-Taouz au 1/200000, Rich et Boudnib au 1/200000).

Le Cénomaniens-Turonien est constitué de trois unités lithologiques (Choubert 1948; Basse et Choubert 1959; Choubert et Faure-Muret 1962): des grès rouges continentaux azoïques, comportant des passées conglomératiques, rapportés à l'Albien ou à l'Infracénomaniens; des marnes lagunaires à gypse, attribuées au Cénomaniens; des calcaires marins qui constituent la "dalle céno-mano-turonienne". La distinction entre Cénomaniens et Turonien au sein de ces calcaires est difficile et parfois aléatoire à placer.

Dès 1924, Barthoux attribue les calcaires marins (troisième unité lithologique précédente) au Cénomaniens-Turonien sur la base de la faune d'échinodermes: *Holectypus excisus* et *Heterodiadema lybicum*. La partie inférieure de ces calcaires relève, pour Daguin (1931a et b), du Cénomaniens, par la présence d'*Heterodiadema lybicum* et *Exogyra olisiponensis*, et la partie supérieure, du Cénomaniens sommital ou du Turonien inférieur, sur la foi d'*Eoradiolites zizensis* et *Apricardia archiaci*.

Dubar (1948) a proposé, pour cette partie du Crétacé, une subdivision en trois formations.

La **Formation d'Ifezouane**, à la base, est constituée de grès à stratifications entrecroisées alternant avec des sables roses et quelques niveaux conglomératiques à dragées de quartz; ponctuellement, on y observe des passées calcaires à lamellibranches et gastéropodes; cette formation est attribuée à l'Albien sans preuve paléontologique.

La **Formation d'Aoufous**, se compose de grès argileux et de marnes vertes à intercalations de bancs de gypse; elle est rapportée à l'Albo-Cénomaniens. Les deux formations citées ci-dessus, appelées jadis "continental intercalaire" par les géologues sahariens, ont été regroupées sous le nom de "kem kem beds" par Sereno et al. (1996).

La **Formation d'Akrabou** forme une hamada calcaire repère, trait morphologique régional majeur; son attribution au Cénomaniens-Turonien découle de la présence d'*Exogyra olisiponensis* et de radiolitidés à sa partie inférieure, et d'ammonites: *Hoplitoides mirabilis* et *Mammites* sp., associées à de nombreux lamellibranches dont *Astarte seguenzae*, à sa partie supérieure.

Petitot (1950, 1951) a adopté les attributions de Daguin, mais situe les rudistes à la partie inférieure de la dalle calcaire, dans le Cénomaniens.

Basse et Choubert (1959) reconnaissent, latéralement à cette Formation d'Akrabou, dans la partie orientale du domaine atlasique marocain et annexes sahariennes, la présence du Cénomaniens supérieur grâce à *Neolobites vibrayanus* et celle du Turonien inférieur grâce à *Hoplitoides mirabilis*.

Ferrandini et al. (1985) et Ferrandini (1988) subdivisent la barre cénomano-turonienne en quatre unités stratigraphiques; les trois premières sont datées du Cénomaniens supérieur par la présence de l'ammonite *Neolobites vibrayanus* au tiers inférieur, et par l'association de foraminifères benthiques: *Chrysalidina gradata*, *Cisalveolina fraasi*, *Trochospira avnimelchi*, et de rudistes: *Ichthyosarcolithes* sp. et *Sauvagesia shapei* dans les 2/3 supérieurs; la quatrième est rapportée au Turonien par la présence d'*Heterohelix* cf. *reussi*. En outre, ces auteurs mettent en évidence une ouverture de la plate-forme en direction de l'Est ou du Nord-Est, au Cénomaniens supérieur, et signalent une discontinuité régionale importante entre le Cénomaniens et le Turonien.

Sur les bases chronologiques précédentes, Rhalmi (2000) subdivise la barre carbonatée (Formation d'Akrabou) en trois systèmes sédimentaires (S1, S2 et S3) qu'il rattache à trois formations, respectivement de bas en haut, Tazougart, Akerbous et Goulmima. Ces trois formations sont mises en corrélation avec trois séquences de dépôt de troisième ordre, au sens de Vail et al. (1987); les deux premières sont du Cénomaniens supérieur, la troisième du Turonien inférieur.

Les noms de formations que nous utilisons dans ce travail sont celles de Dubar, 1948, officialisés en 1997 et 2004 par le Ministère de l'Energie et des Mines, lors de l'établissement respectif des cartes géologiques de Tinejdad et Goulmima.

5.2. Faciès

Notre étude est centrée essentiellement sur le Bassin d'Errachidia-Boudenid-Erfoud, entre Tinghir à l'Ouest et Boudnib à l'Est (fig. 40). Les terrains qui composent les Formations d'Aoufous et d'Akrabou ont été analysés à partir de 25 lavages et 70 lames minces réparties sur 5 coupes, localisées sur un transect Est-Ouest et couvrant une distance de 130 km environ, Tinghir, Goulmima, Tadighoust, Ziz et Douar Slilim.

L'objectif de ce chapitre est de présenter les contenus paléontologiques des formations, afin d'établir un cadre chronostratigraphique précis, puis de mettre en place les modalités de l'installation et l'évolution de la plate-forme carbonatée cénomano-turonienne du Sillon Préafricain

5.2.1. Formation d'Aoufous

La Formation d'Aoufous se développe au-dessus de la discontinuité régionale D1, discontinuité d'ordre lithologique (figs. 41-43, 45, 49, 50), qui limite le toit de la Formation d'Ifezouane. Sa lithologie présente peu de variations à l'échelle du bassin, mais ses épaisseurs sont variables à la fois d'Ouest en Est et du Nord au Sud. Notre analyse repose sur la description de la coupe de référence de Goulmima et de ses variations latérales vers l'Ouest avec la coupe de Tinghir, vers le Nord avec la coupe de Tadighoust, vers l'Est avec la coupe de Ziz et vers le Sud-Est avec la coupe de Douar Slilim (fig. 40).

La coupe de référence de Goulmima (fig. 41) est située sur la vallée de Rheris, à 2 km à la sortie Est du village du même nom, en direction d'Errachidia. Trois faciès sont récurrents sur la centaine de mètres d'épaisseur que présente la formation: 1 marnes versicolores, gréseuses, à dominante rouge, souvent à gypse fibreux ou saccharoïde, ensemble épais de quelques centimètres à plus de 20 m; 2 dolomies jaunâtres, en bancs centimétriques, de texture dolomicrosparitique, à lamellibranches monospécifiques et rares gastéropodes, et dolomies cristallines jaunes verdâtres, massives, à rares cristaux de gypse, souvent mouchetées de manganèse, bioturbées et admettant des laminations cryptoalgaires ondulées; 3 intercalations pluricentimétriques de gypse fibreux en bancs stratocroissants et de gypse saccharoïde massif ou à fines laminations planes, alternant avec des lits de marnes rouges.

Les variations latérales de faciès sont recherchées à l'échelle du bassin.

La coupe de Tinghir (fig. 42), à 60 km à l'Ouest de la coupe de Goulmima, est relevée sur la piste menant à la décharge publique, à 2 km de la sortie Est du village. La Formation d'Aoufous y est épaisse de 20 m et composée de marnes gréseuses versicolores.

La coupe de Tadighoust (fig. 43) est située à 18 km au Nord de Goulmima. La Formation d'Aoufous, avoisine la centaine de m et est très comparable à celle relevée sur la coupe de référence; toutefois, les bancs dolomitiques diminuent fortement d'épaisseur.

La coupe de Ziz (fig. 44) est située à 70 km à l'Est de la coupe de référence, au bord de la route P31 Errachidia-Erfoud, à 1 km au nord du village de Oulad Chaker, sur la rive gauche de l'oued Ziz. La Formation d'Aoufous est essentiellement constituée de marnes versicolores, très riches en cristaux de quartz de petite taille (inférieure à 160 μm) et en paléosols. Un banc de gypse saccharoïde de 60 cm d'épaisseur, suivi d'un banc dolomitique de 40 cm, sont les seuls niveaux indurés qui apparaissent dans le tiers inférieur. Le microfaciès du banc dolomitique est celui d'une dolomicrite finement litée, à cristaux de gypse moulés par des laminations algaires micritiques. Un sondage du BRPM (Bureau de Recherche et Participation Minière) a traversé, à Oulad Chaker, plus de 300 m de marnes, sables et grès qui appartiennent, au moins en partie, à cette formation.

La coupe de Douar Slilim (fig. 45) est localisée à 90 km au Sud-Est de la coupe de référence. Les faciès montrent un net enrichissement en terrigènes; sur une soixantaine de mètres d'épaisseur environ, ils sont constitués de silts gréseux, découpés en ensembles pluridécimétriques par des alternances de lits centimétriques de grès rouges et de dolomies, suivant une organisation granodécroissante.

Les faciès de la Formation d'Aoufous s'enchaînent donc pour constituer des séquences élémentaires débutant par l'inondation et se terminant par l'émersion du milieu de dépôt. La séquence virtuelle, depuis le pôle le plus marin vers le pôle le moins marin, est représentée d'abord par des dolomies, rarement bioclastiques, puis par des marnes rouges terrigènes, azoïques, à gypse, et enfin par des bancs de gypse. Les dolomies présentes à la partie inférieure disparaissent donc dans la partie supérieure au profit des intercalations gypseuses. Cette organisation est caractéristique de dépôts de lagune côtière, ou sebkha paralytique, dans un environnement médiolittoral à supralittoral.

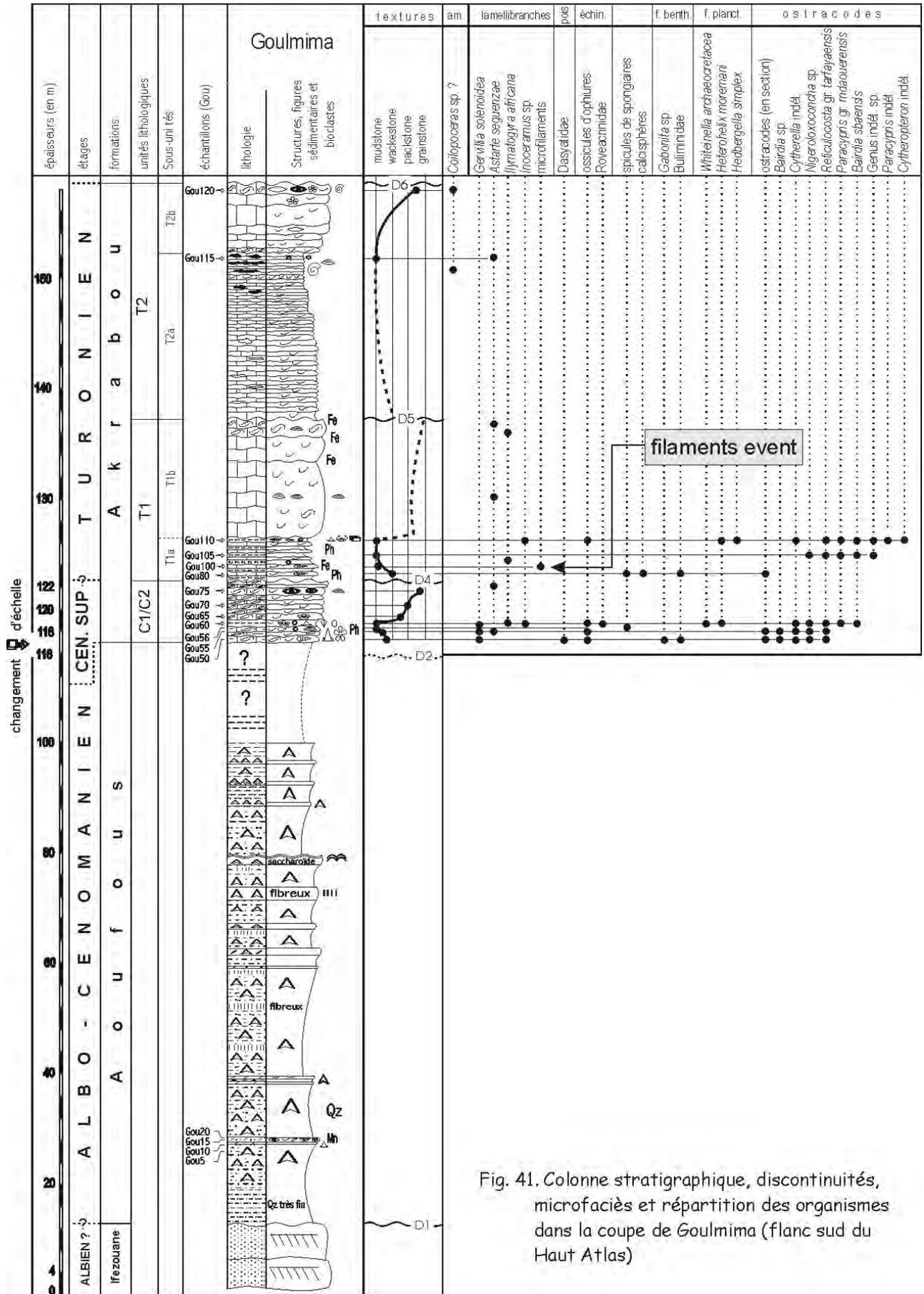


Fig. 41. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Goulmima (flanc sud du Haut Atlas)

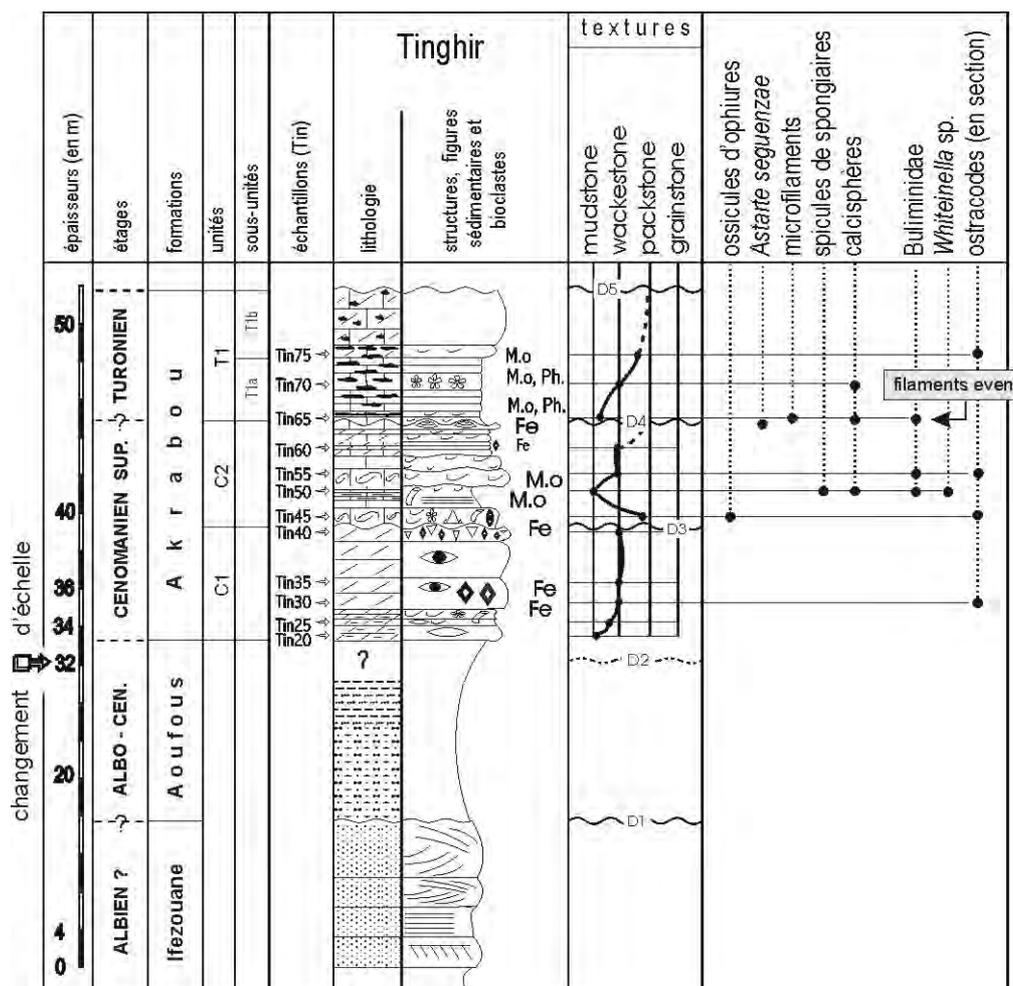


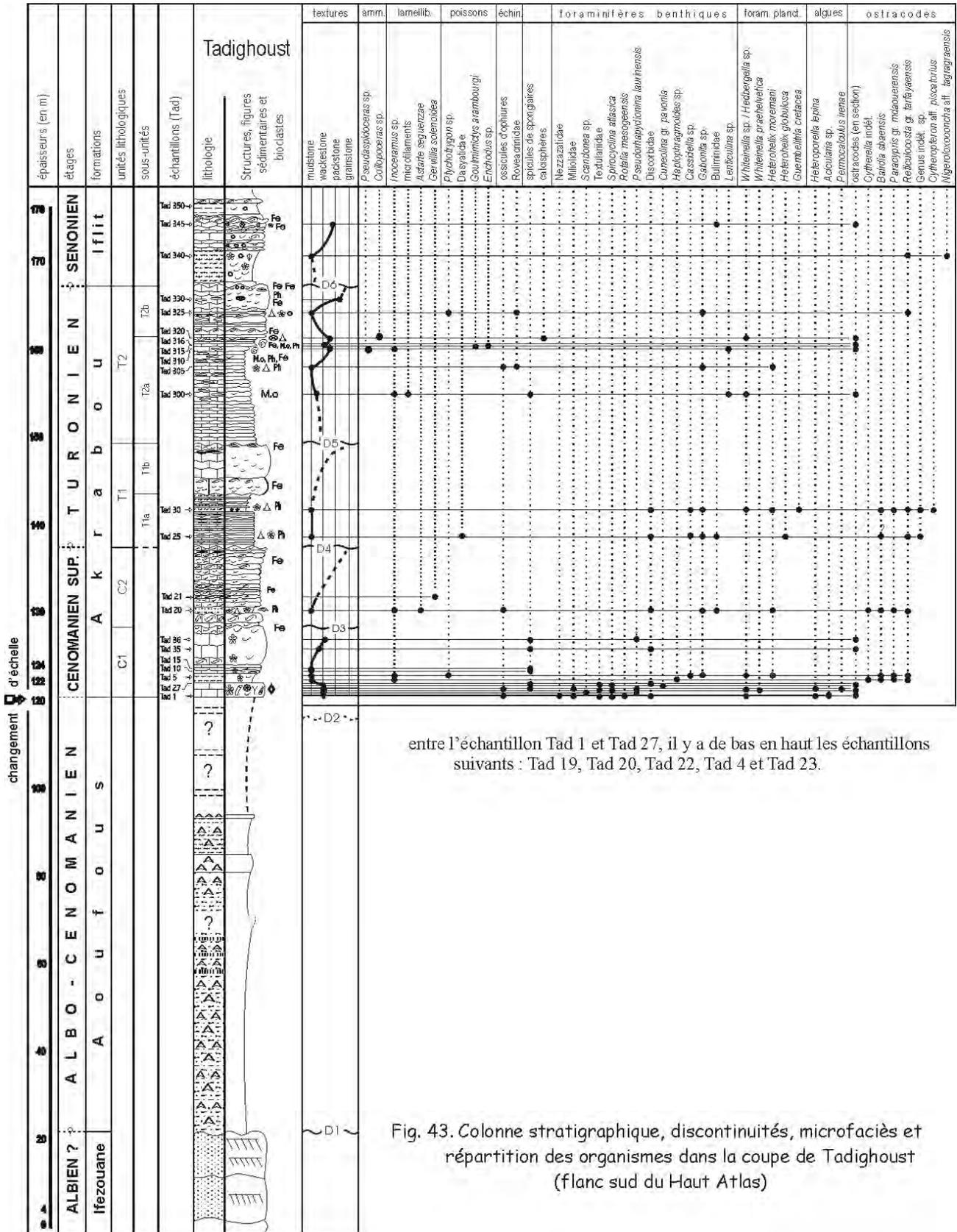
Fig. 42. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Tinghir (flanc sud du Haut Atlas)

Ce type d'agencement est bien différencié au centre du bassin, dans les deux coupes les plus épaisses et les plus proches, Tadighoust et Goulmima ($\cong 100$ m), et dans celle plus orientale de Ziz, 50 m. Sur les bordures du bassin, la Formation d'Aoufous est moins épaisse, de 20 m à Tinghir, à l'Ouest, à 60 m à Douar Slilim, au Sud; elle témoigne alors de conditions environnementales plus confinées, à taux de sédimentation plus faible, en milieu supralittoral.

La Formation d'Aoufous montre une organisation d'ensemble régressive, caractérisée par des arrivées de terrigènes fins, d'origine saharienne et anti-atlasique pour la plus grande part (Choubert 1948; Rhalmi 1992), sous une faible tranche d'eau, en milieu médiolittoral à supralittoral. L'espace sédimentaire est engendré par une subsidence continue sur cette bordure Sud du Haut Atlas.

5.2.2. Formation d'Akrabou

La Formation d'Akrabou est essentiellement carbonatée. Elle constitue généralement les reliefs, dont l'épaisseur varie entre 12 et 50 m, de la deuxième hamada régionale située au-dessous de la hamada tertiaire. Elle est décomposée en quatre unités lithostratigraphiques C1 et C2, T1 et T2, séparées par des discontinuités sédimentaires régionales. Les unités cénomaniennes C1 et C2 sont relevées sur la coupe de Ziz, choisie comme référence en fonction des bonnes conditions d'affleurement et d'une abondante biophase. La coupe de Tadighoust est la coupe de référence des unités turoniennes T1 et T2 en raison de la forte dilatation des bancs et des bonnes conditions d'affleurement. Les variations latérales sont envisagées avec les autres coupes annexes.



entre l'échantillon Tad 1 et Tad 27, il y a de bas en haut les échantillons suivants : Tad 19, Tad 20, Tad 22, Tad 4 et Tad 23.

Fig. 43. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Tadighoust (flanc sud du Haut Atlas)

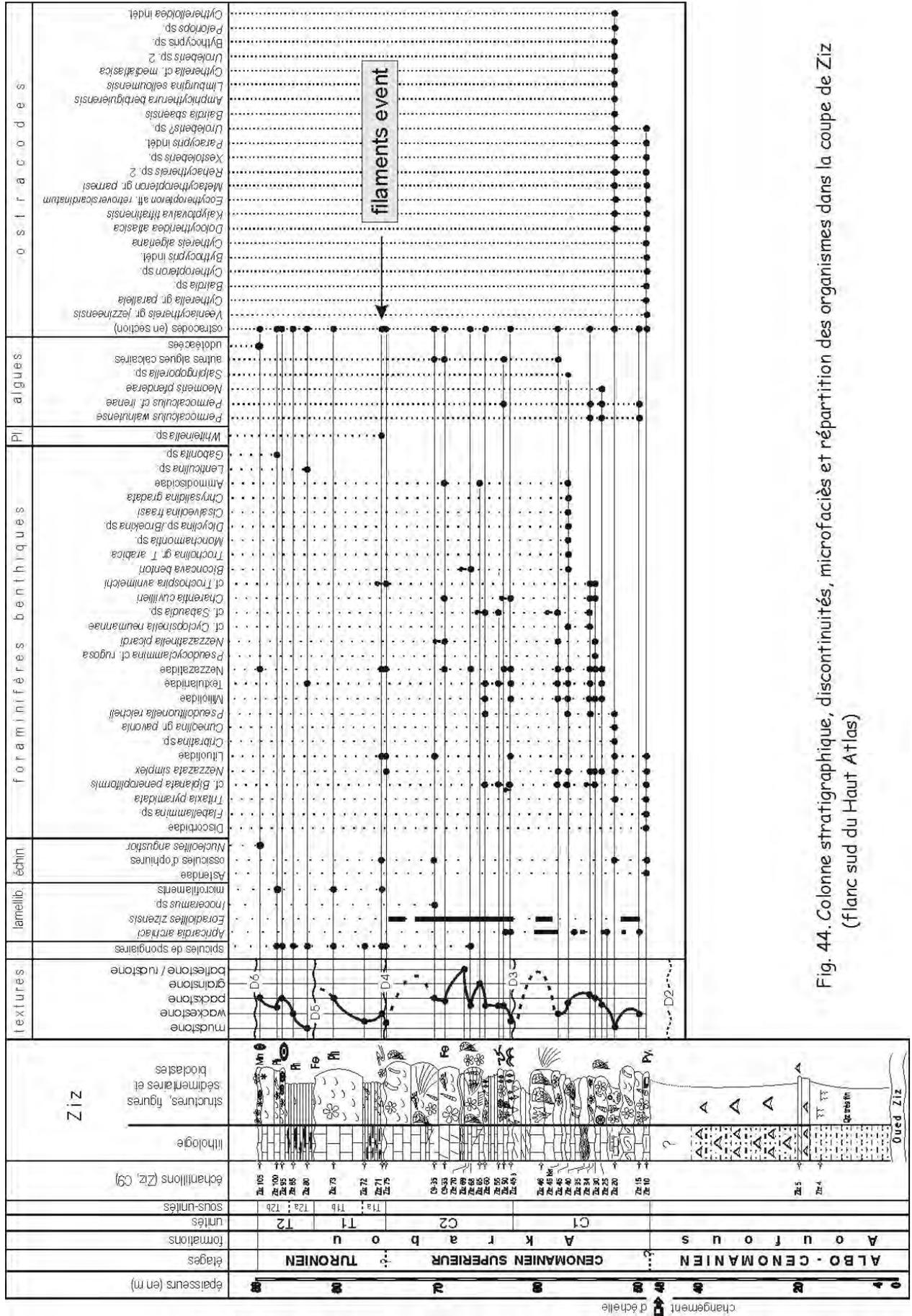


Fig. 44. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfossils et répartition des organismes dans la coupe de Ziz (flanc sud du Haut Atlas)

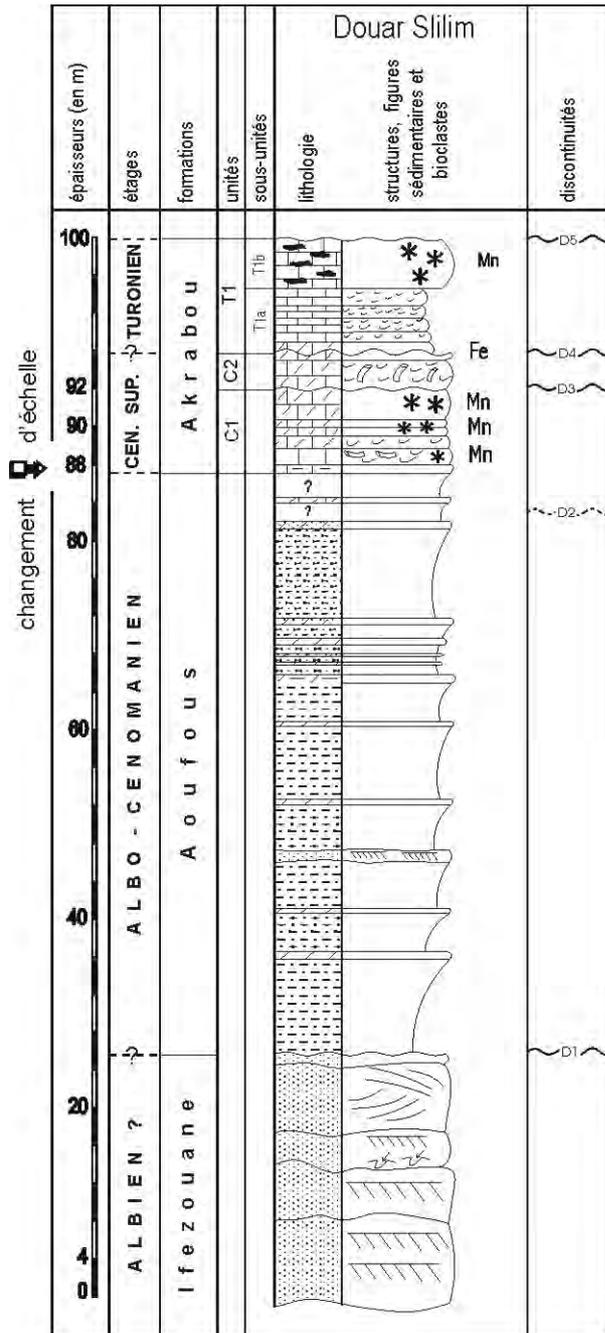


Fig. 45. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Douar Slilim (flanc sud du Haut Atlas)

5.2.2.1. Le Cénomanién

Sur la coupe de Ziz (fig. 44), la Formation d'Akrabou est recoupée par la route Errachidia-Erfoud. C'est une falaise d'une quarantaine de mètres d'épaisseur, à pendage subhorizontal, dont les 27 premiers constituent C1 et C2. L'unité C1 se développe au-dessus de la discontinuité D2 qui limite le toit des marnes rouges terrigènes de la Formation d'Aoufous. Son sommet est coiffé par la discontinuité régionale D3, matérialisée par une brèche de dissolution; le sommet de l'unité C2, par la discontinuité D4, représentée par une surface bioturbée, ondulée et ferruginisée.

L'unité C1 est épaisse d'environ 15 m et se caractérise par quatre faciès principaux :

1. marnes et marno-calcaires, jaunâtres, indurés, à biophase abondante et variée (échantillons Ziz 10, 20), riche en ostracodes: *Amphicytherura berbiguierensis*, *Bairdia* sp., *B. sbaensis*, *Bythocypris* sp., *Bythocypris* indét., *Cythereis algeriana*, *Cytherella* cf. *mediatlasica*, *C. gr. parallela*, *Cytherelloidea* indét., *Cytheropteron* sp., *Dolocytheridea atlasica*, *Eocytheropteron* aff. *retroversicardium*, *Kalyptovalva tifratensis*, *Limburgina selloumensis*, *Metacytheropteron* gr. *parnesi*, *Paracypris* indét., *Peloriops* sp., *Rehacythereis* sp. 2, *Uroleberis* sp., *U. sp. 2*, *Veniacythereis* gr. *jazzineensis*, *Xestoleberis* sp.; les foraminifères benthiques sont représentés par de nombreux agglutinés: cf. *Biplanata peneropliformis*, *Cribratina* sp., *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Neoflabellina* sp., Lituolidae, *Nezzazata simplex*, *Pseudolituonella reicheli*, *Tritaxia pyramidata*; ils sont associés à de petits foraminifères hyalins, algues calcaires dont *Permocalculus* sp., fragments d'Asteridae, ossicules d'ophiures, radioles et plaques d'échinodermes, lamellibranches dont des rudistes: *Eoradiolites zizensis* et *Apricardia archiaci*, tubes de serpules et de

scaphopodes, pinces de crabes et madréporaires branchus;

2. calcaires bioclastiques, noduleux, en bancs centimétriques, dont le microfaciès varie d'une biomicrite (calcaire wackestone) à une biomicrosparite graveleuse (calcaire packstone à grainstone). La biophase est riche et diversifiée, représentée par des foraminifères benthiques: outre ceux cités dans le faciès précédent, apparaissent *Biconcava bentori*, *Charentia cuvillieri*, *Chrysalidina gradata*, *Cisalveolina fraasi*, cf. *Cyclopsinella neumanna*, *Dicyclina* sp. (ou ?*Broekina* sp.), *Moncharmontia* sp., *Nezzazatinella picardi*, *Pseudocyclammina* cf. *rugosa*, cf. *Sabaudia* sp., *Trocholina* gr. *T. arabica*, cf. *Trochospira avnimelchi*; ont été reconnues aussi des algues calcaires: *Neomeris pfenderae*, *Permocalculus* cf. *irenae*, *P. walnutense*, *Salpingoporella* sp., des valves d'ostracodes et des bioclastes

divers. Dans la partie moyenne de ces calcaires, un banc de 30 cm d'épaisseur, représente une spongolithe à sclérosponges (pl. 35, figs. 1 et 2);

3. calcaires rudstones à bafflestones, à requiénéidés et radiolitidés (pl. 26, fig. 3) dont l'espèce *Apricardia archiaci* est répartie sur l'ensemble de l'unité C1 et *Eoradiolites zizensis* (pl. 26, fig. 2) concentrée dans les derniers bancs calcaires de ce faciès; ces calcaires présentent de grandes stratifications obliques ;

4. dolomies recristallisées, azoïques, recouvertes par un banc (80 cm) de brèches dolomitiques de dissolution.

Après une mise en eau de la plate-forme, marquée par l'installation d'une biophase abondante et diversifiée sur la partie moyenne, les faciès de l'unité C1 évoluent en comblement vers un environnement de plate-forme littorale dolomitique à faunes appauvries.

L'unité C2, d'une épaisseur moyenne de 13 m, est représentée par des calcaires en bancs métriques à radiolitidés dont *Eoradiolites zizensis* souvent en position basculée. La base du premier banc est ravinante et recouverte de laminations algaires ondulées (0.5 m) suivies de faciès à bird-eyes (fig. 46).

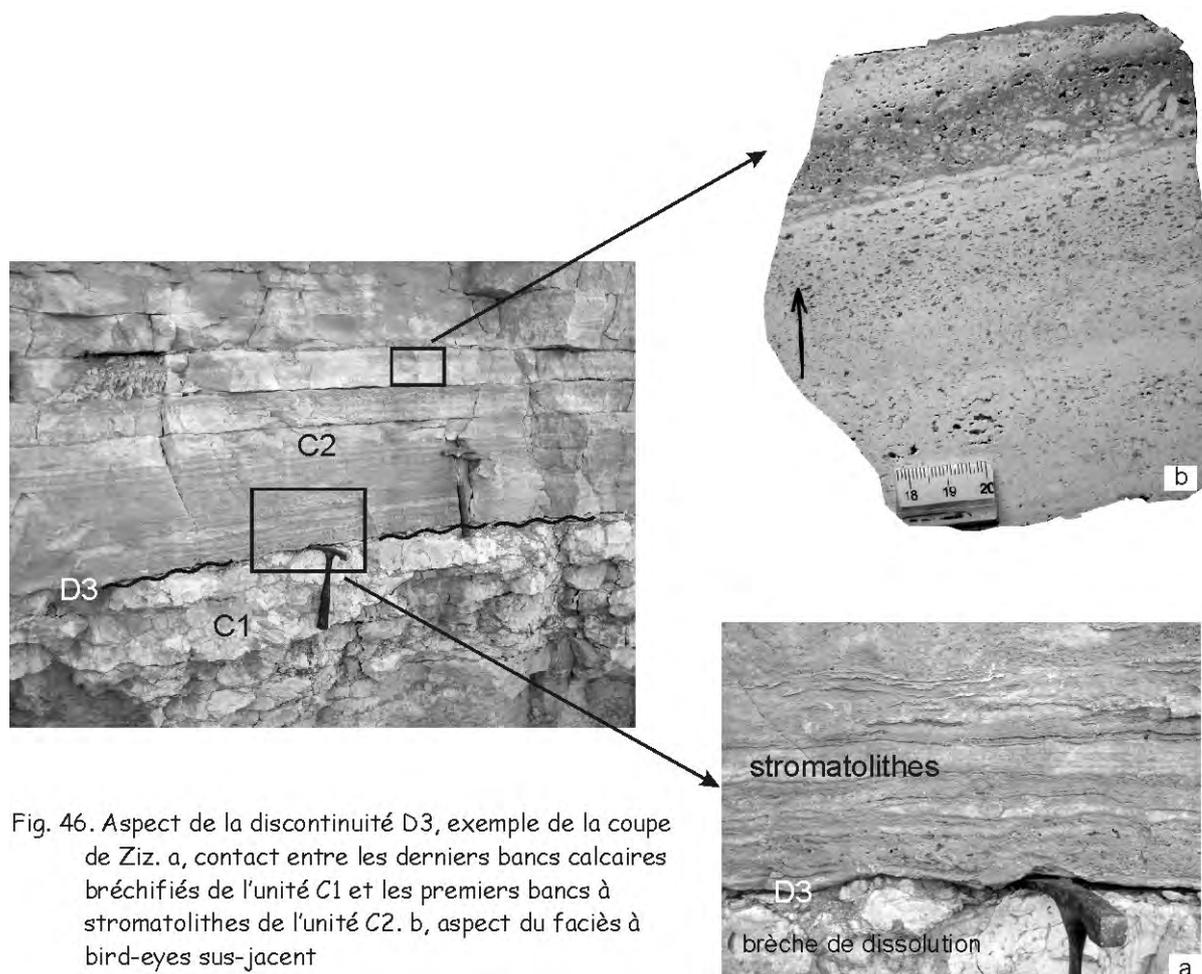


Fig. 46. Aspect de la discontinuité D3, exemple de la coupe de Ziz. a, contact entre les derniers bancs calcaires bréchifiés de l'unité C1 et les premiers bancs à stromatolithes de l'unité C2. b, aspect du faciès à bird-eyes sus-jacent

Ces calcaires à radiolitidés montrent des stratifications obliques, des amalgames de bancs, des niveaux lenticulaires, microbréchiques et bioturbés. Dans le détail, les microfaciès évoluent dans le temps. Sur les trois premiers mètres, apparaissent des bancs caractérisés par une biomicrite (calcaire wackestone à packstone) à foraminifères benthiques: cf. *Biplanata peneropliformis*, *Charentia cuvillieri*, *Pseudolituonella reicheli*, et algues calcaires: *Permocalculus* cf. *irenae*; des rhomboèdres

isolés de dolomie sont disséminés dans la matrice micritique. Suivent, sur 2 m d'épaisseur, plusieurs bancs centimétriques, à stratifications obliques planes, de calcaire grainstone à échinodermes (éch. Ziz 65) et à bioclastes micritisés et mal triés, qui passent, latéralement et sur 13 m d'épaisseur, à des faciès bioconstruits à bouquets de coraux branchus (pl. 35, fig. 6), rudistes, gastéropodes dont nérinées (pl. 35, figs. 3 et 4). Ces calcaires sont surmontés par une alternance (6 m) de bancs de calcaires centimétriques, dolomitiques, noduleux et onduleux, et de calcaires dolomitiques massifs, d'épaisseur variable, centimétriques à métriques, verdâtres, à grandes stratifications obliques. La faune comprend des échinodermes, fragments de lamellibranches et de rudistes, coraux massifs tubulaires oxydés et branchus; le microfaciès est celui d'une biomicrite (calcaire packstone) à *Charentia cuvillieri*, *Nezzazatinella picardi*, valves d'ostracodes et fragments d'algues calcaires. Un banc (2.5 m) de calcaires dolomitiques bioclastiques à lamellibranches, bioturbé au sommet et dont la surface est ondulée, marque la fin de cette unité (fig. 47).

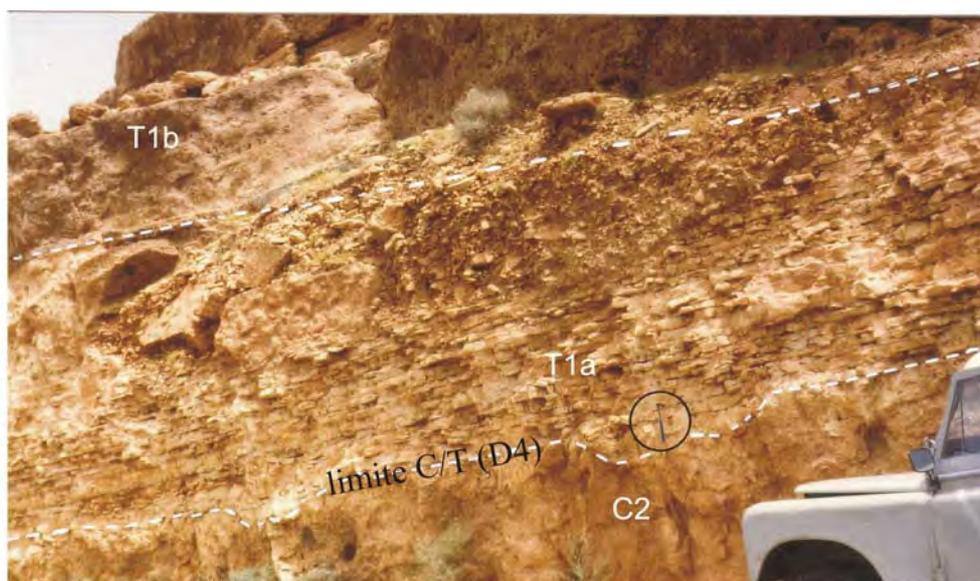


Fig. 47. Aspect de la discontinuité D4, exemple de la coupe du Ziz : surface ondulée, légèrement ferruginisée et bioturbée, séparant les derniers niveaux calcaires bioclastiques de l'unité C2 et les calcaires micritiques en petits bancs de l'unité T1. La base de l'unité T1 présente des microslumps

L'unité C2 s'organise en une séquence de comblement. Au-dessus du niveau bréchifié qui coiffe l'unité C1, elle marque un retour à des conditions marines infralittorales à médiolittorales par la présence de microfaciès à bioclastes micritisés et mal triés, typiques de milieux proches de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps (Purser, 1980, 1983) et par un appauvrissement de la faune et de la flore.

Sur les coupes annexes, détaillées sur les figures, sont présentées les principales variations latérales de faciès, par rapport à la coupe de référence de Ziz.

Sur la coupe de Douar Slilim (fig. 45), épaisse de 6.5 m, l'unité C1 (4.5 m) débute par un banc de calcaire dolomitique bioclastique à nombreux lamellibranches (0.5 m) et se poursuit par des bancs pluridécimétriques de calcaire dolomitique riche en "mouches" de manganèse.

L'unité C2 (2 m) débute par un banc métrique de calcaire dolomitique massif, bioturbé, à lamellibranches, suivi d'un petit banc de calcaire dolomitique jaune dont la surface sommitale est ondulée et ferruginisée.

Sur la coupe de Tadighoust (fig. 43), l'unité C1 (8 m) est une biomicrite (calcaire wackestone à mudstone) dont la biophase se compose de foraminifères benthiques: ammodiscidés, *Cuneolina* gr.

pavonia, discorbidés, *Haplophragmoides* sp., miliolidés, nezzazatidés, *Pseudorhapydionina lauriniensis*, *Rotalia mesogeensis*, *Scandonea* sp., *Spirocyclus atlasica*, textulariidés; foraminifères planctoniques: *Whiteinella* / *Hedbergella*, *W. praehelvetica*; rares algues calcaires: *Acicularia* sp., *Heteroporella lepina*, *Permocalculus irenae*; valves d'ostracodes, lamellibranches parmi lesquels des fragments de rudistes, ossicules d'ophiures, plaques et radioles d'échinodermes, bryozoaires, spicules de spongiaires. Apparaissent aussi ponctuellement des rhomboédres de dolomite, isolés et disséminés dans la matrice. Un niveau marneux, de 20 cm d'épaisseur, à quartz fins, s'intercale dans le tiers inférieur de ces calcaires et livre une faune d'ostracodes: *Bairdia sbaensis*, *Cytherella* indét., *Paracypris* gr. *mdaouerensis*, différentes morphes de *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, dents et vertèbres de poissons, prismes et soies d'inocérames, foraminifères benthiques: buliminidés, discorbidés, *Gabonita* sp. (cf. *obesa*), *Haplophragmoides* sp., foraminifères planctoniques: *Heterohelix moremani*, radioles d'échinodermes, ossicules d'ophiures, gastéropodes et fragments de lamellibranches dont *Astarte seguenzae*. Le sommet du banc supérieur est ondulé et ferruginisé et correspond à la discontinuité D3.

L'unité C2 (9 m) se compose d'une succession de bancs pluridécimétriques de calcaires bioclastiques à gros lamellibranches dont *Gervillia solenoidea*; les trois derniers bancs qui couronnent cette unité montrent des surfaces ondulées et ferruginisées. Le contenu paléontologique est moins diversifié que celui de l'unité précédente. On reconnaît quelques foraminifères benthiques: buliminidés, discorbidés, *Gabonita* sp., et de rares planctoniques tel *Heterohelix moremani*. Dans la partie inférieure de cette unité, un niveau marneux jaunâtre, très riche en *Astarte seguenzae*, a fourni une microfaune abondante d'ostracodes et une macrofaune comparables à celles citées dans le niveau marneux précédent de C1.

Sur la coupe de Goulmima (fig. 41), la distinction entre C1 et C2 est difficile à faire. La série affleure sur environ 5 m et débute par une succession pluricentimétrique, alternante, de marno-calcaires indurés à lamellibranches et d'argilites blanchâtres finement litées, suivie, sur 3 m, d'une quinzaine de bancs calcaires lumachelliques, les trois derniers montrant à leur sommet des ondulations et une ferruginisation. La surface du dernier banc est considérée comme une discontinuité importante (D4). Cette unité se caractérise par un contenu biologique riche, différemment réparti au sein des couches. Dans le détail, les marno-calcaires indurés montrent une texture mudstone à wackestone, à buliminidés et *Gabonita* sp., quelques gastéropodes, de rares spicules d'éponges, des valves d'ostracodes, des ossicules d'ophiures et des dents de poissons de la famille des Dasyatidae. Les argilites présentent une faune d'ostracodes peu abondante mais diversifiée avec *Bairdia sbaensis*, *B.* sp., *Cytherella* indét., *Nigeroloxoconcha* sp., *Paracypris* gr. *mdaouerensis*, et des morphes réticulées de *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, associées à des ossicules d'ophiures, des Roveacrinidae, des radioles d'échinides, des dents et vertèbres de poissons, des carinas de cirripèdes, des tubes de serpules, des lamellibranches dont *Ilymatogyra africana*, des prismes d'inocérames et des foraminifères planctoniques tels *Heterohelix moremani* et *Whiteinella archaeocretacea*. Les calcaires lumachelliques évoluent depuis une biomicrorite (calcaire wackestone) à gros lamellibranches et rares pellets, à une pelbiomicrorite à microsparite (calcaire packstone à grainstone) à gros lamellibranches et oolithes micritisées, tests d'échinodermes et valves d'ostracodes. Les tests des bivalves présentent un effet d'ombrelle, dans différentes positions, ce qui implique un remaniement.

Sur la coupe de Tinghir (fig. 42), l'unité C1 (6 m) est essentiellement représentée par des bancs métriques de dolomies jaunes, parfois indurées; à la base des bancs, apparaissent des micro-conglomérats et des bioclastes partiellement dissous. Le microfaciès correspond à une dolomicrosparite à dolosparite vacuolaire à bird-eyes et à rhomboédres zonés de dolomite entourés d'un liseré ferrugineux. La faune est rare et sporadique: fragments de lamellibranches recristallisés, valves d'ostracodes et plaques d'échinodermes. Le banc supérieur, qui termine l'unité, est bréchifié, et les rhomboédres de dolomite présents montrent une large auréole ferruginisée. Sa surface supérieure est cavernueuse, karstifiée, ferruginisée, et assimilée à la discontinuité D3.

L'unité C2 (6 m) débute par un banc métrique de calcaire micritique lumachellique à lamellibranches; le microfaciès est un calcaire à texture wackestone-packstone, à valves d'ostracodes, plaques d'échinodermes, ossicules d'ophiures, dents de poissons et pellets. Ce banc est suivi par une succession de petits bancs pluricentimétriques stratodécroissants de calcaires laminés et bioturbés, de

texture mudstone-wackestone, à matière organique, buliminidés, whiteinelles, calcisphères, spicules d'éponges, lamellibranches et valves d'ostracodes; apparaissent ensuite des alternances de bancs lumachelliques puis bioclastiques, ces derniers, fortement dolomitisés ne montrant plus que quelques traces de lamellibranches dissous. Au sommet, un banc de 60 cm de calcaire bioclastique, riche en *Astarte seguenzae* oxydés, présente une surface ondulée, tapissée de nodules ferruginisés et, localement, de tubes de serpules oxydés et de dents de poissons; cette surface occupe la place de la discontinuité régionale D4 (fig. 48).

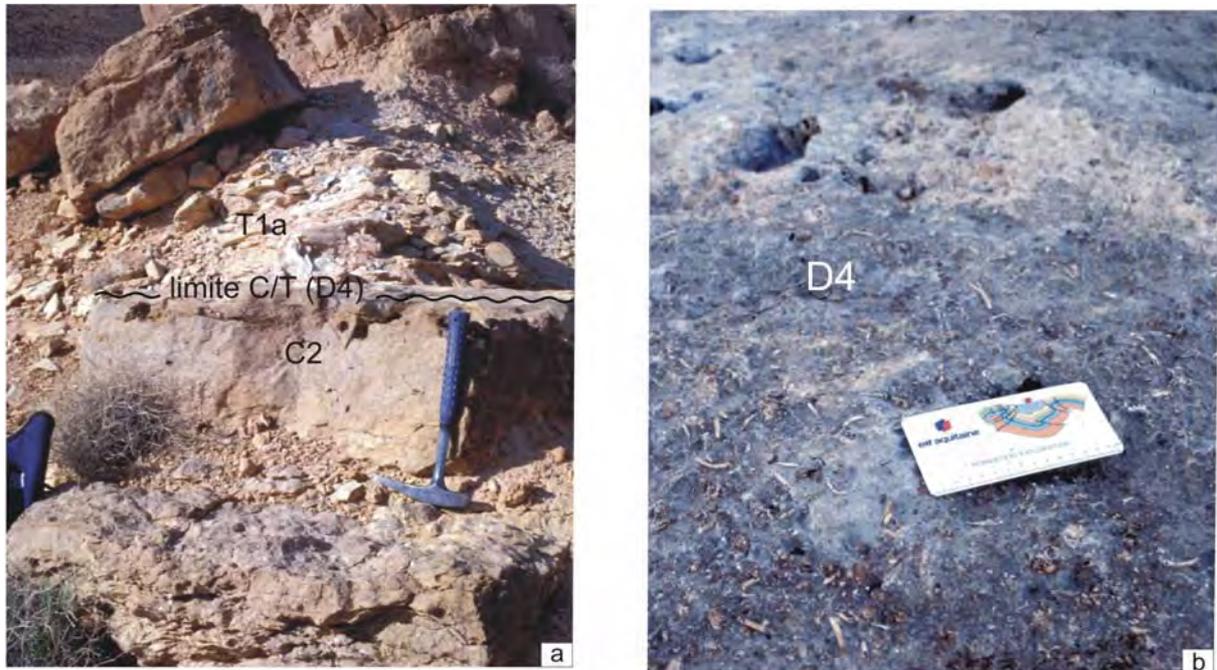


Fig. 48. Aspect de la discontinuité D4, exemple de la coupe de Tinghir. a, contact entre les derniers bancs de calcaires bioclastiques de l'unité C2 et les premiers bancs de calcaires micritiques de l'unité T1. b, aspect du fond-durci, surface ferruginisée et tapissée de tubes de serpules et de dents de poissons

Les calcaires bioclastiques - calcaires lumachelliques de l'unité C1 représentent les premiers dépôts marins francs de la plate-forme infralittorale (fig. 49 et 50). A la base de l'unité, sur les coupes de Ziz, Tadighoust et Goulmima (?), la faune est riche et diversifiée aussi bien en organismes benthiques (foraminifères, ostracodes, algues, lamellibranches), qu'en foraminifères planctoniques. Mais rapidement dans le temps, comme on le constate sur la coupe de Ziz où la série est la plus épaisse, les conditions environnementales se modifient et se développent alors, dans des vasières proximales de la plate-forme, des rudistes radiolitidés, des algues calcaires et des stromatoporoides, dans des eaux plus chaudes, moins profondes et modérément agitées. Sur les coupes de Tinghir et Douar Slilim, en bordure du bassin, où les séries sont les moins épaisses, des conditions margino-littorales se mettent en place sous une sédimentation dolomitique, avec des dolomies vacuolaires à bird-eyes et à faune très rare. La zone de transition entre les dépôts les plus marins à l'Est et les dépôts les plus confinés à l'Ouest et au Sud est localisée sur la zone de Goulmima-Tadighoust.

L'unité C2 est assez comparable, d'un point de vue faciologique, à l'unité précédente, avec cependant un déplacement des faciès marins vers l'Ouest. Les populations de foraminifères benthiques et d'ostracodes sont progressivement réduites en nombre d'individus et d'espèces à la suite de la crise environnementale qui affecte et désorganise la vie sur la plate-forme. Sur la coupe de Ziz, au centre du bassin où apparaît le dépôt-centre, les calcaires montrent des faciès péri-récifaux dans lesquels les rudistes, gastéropodes et lamellibranches, sont remaniés dans les chenaux qui parcourent la plate-forme. Vers l'Ouest, sur les coupes de Tadighoust et Goulmima, les couches moins épaisses sont représentées par

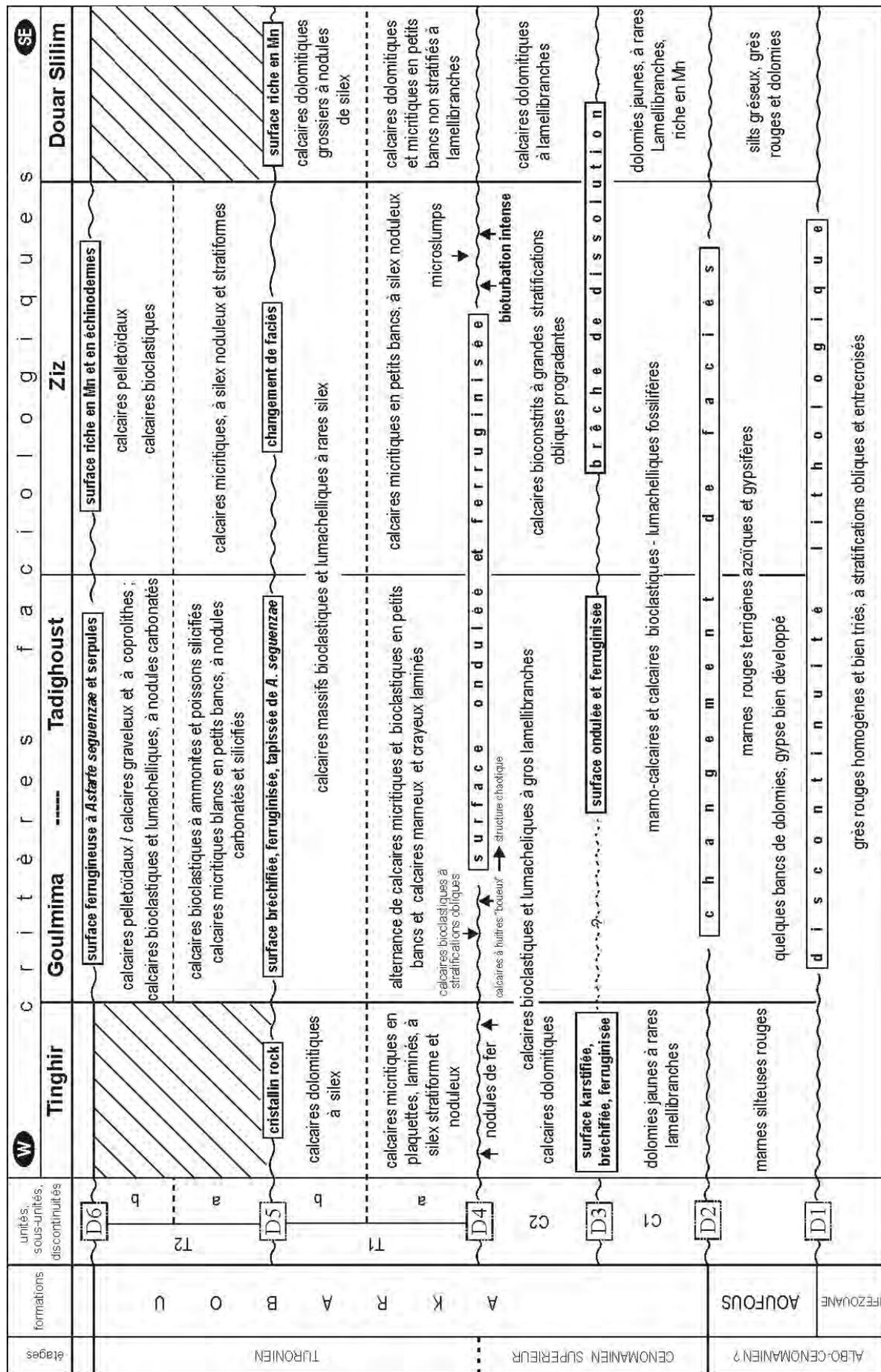


Fig. 49. Synthèse des différents critères faciologiques reconnus au sein des formations albiennes à turoniennes du bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (flanc sud du Haut Atlas) [ZZZZ] Unités non reconnues. Les épaisseurs relatives des unités et des sous-unités ne sont pas respectées.

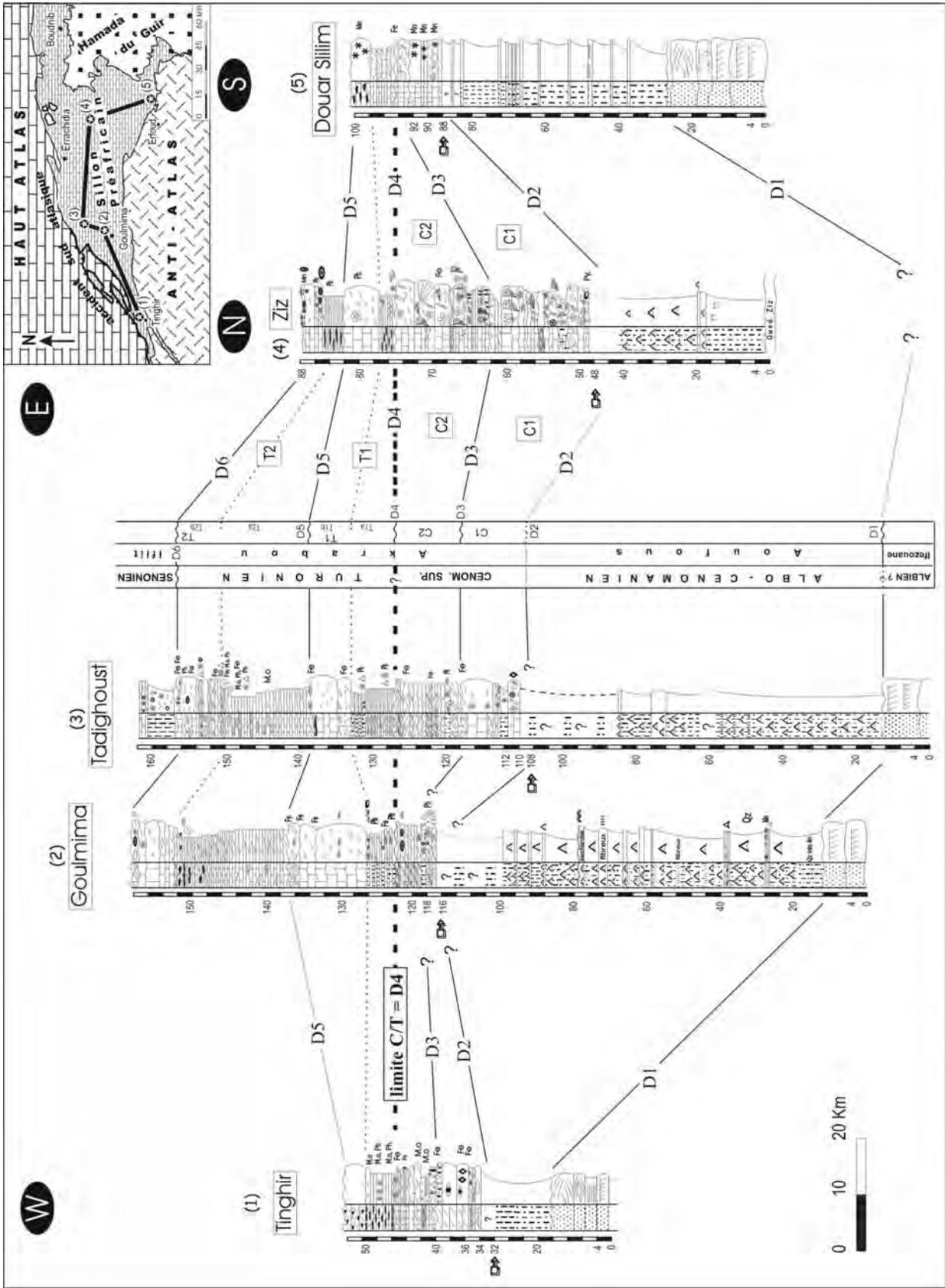


Fig. 50. Variations latérales et corrélations lithostratigraphiques des formations albiennes à turoniennes du bassin d'Errachidia-Boudhib-Erfoud (flanc sud du Haut Atlas)

des calcaires bioclastiques et lumachelliques à peuplements monospécifiques d'ostréidés, gastéropodes et échinodermes. Sur la coupe la plus occidentale de Tinghir, des niveaux dolomitiques bioturbés apparaissent en bordure du bassin; l'épaisseur minimale est atteinte sur la coupe de Douar Slilim, au Sud-Est, en bordure extrême du bassin où ne se sédimentent que des calcaires dolomitiques à faune très rare. Ces dépôts peu épais, qui caractérisent l'unité C2, se sont sédimentés à la suite d'une transgression eustatique pelliculaire rapide sur la région et largement étendue sur la bordure Sud du Haut Atlas. Au centre du bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud, s'installe une plate-forme carbonatée infralittorale peu profonde rapidement comblée qui laisse la place à des vasières confinées; en bordure, des dépôts margino-littoraux se développent sur des estrans relativement étendus. La limite occidentale du bassin est repoussée à l'Ouest de Tinghir, hors des limites de notre région. La polarité sédimentaire laisse entrevoir une influence téthysienne des dépôts, principalement pour l'unité C1. Cette influence orientale à nord-orientale sera validée, dans les paragraphes suivants, par le cachet nettement téthysien présenté par les faunes.

5.2.2.2. Le Turonien

Le Turonien se présente le plus souvent en falaises calcaires dont l'épaisseur varie de 4 à 40 m sur toute la plate-forme du Sillon Préafricain. Chacune des deux unités T1 et T2 qui le composent est limitée au toit et au mur par une discontinuité d'ampleur régionale; l'unité T1 repose sur l'unité C2 précédemment décrite par l'intermédiaire de la discontinuité D4, surface ondulée et ferruginisée présente sur toutes les coupes (figs. 47 et 48); la discontinuité D5 limite à son toit l'unité T1, la D6, l'unité T2. Le motif séquentiel qui caractérise chaque unité correspond à l'enchaînement de deux termes: un calcaire micritique en petits bancs et/ou en plaquettes et à silex noduleux et/ou stratiformes, un calcaire bioclastique et dolomitique (fig. 51). La coupe de Tadighoust est choisie comme référence; les autres coupes seront décrites brièvement en insistant particulièrement sur les variations latérales de faciès.

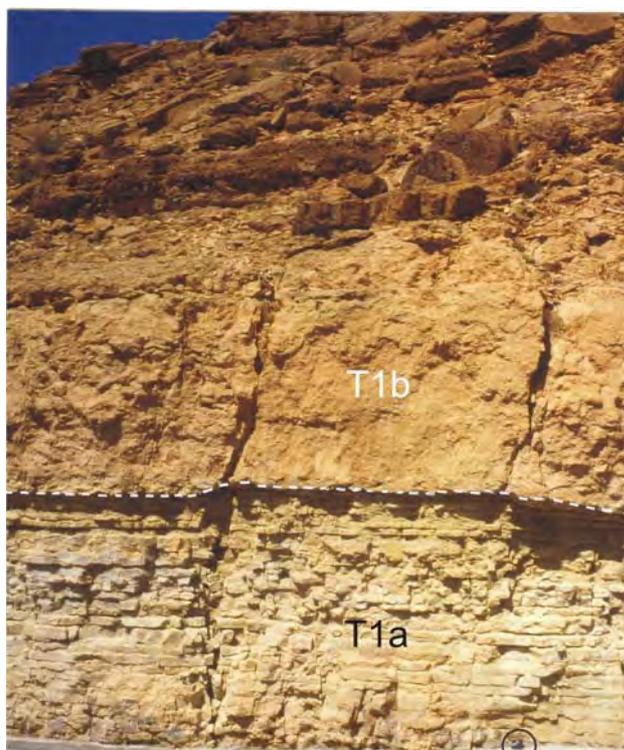


Fig. 51. Contact net et linéaire entre les sous-unités T1a (calcaires micritiques en petits bancs) et T1b (calcaires massifs bioclastiques) d'une même unité : exemple de l'unité T1 de Goulmima

Sur la coupe de Tadighoust (fig. 43), les couches turoniennes sont horizontales et affleurent sur une trentaine de mètres d'épaisseur dans les abrupts d'une falaise. Les deux unités T1 et T2 sont représentées.

L'unité T1 (12 m) est subdivisée en deux sous-unités T1a et T1b.

T1a (6m) est composée d'une succession alternante de bancs décimétriques de calcaires micritiques et bioclastiques, de 10 à 30 cm d'épaisseur, et de calcaires marneux blanchâtres en plaquettes et laminés; sur les deux derniers mètres, ces calcaires sont relayés par des marnes jaunâtres. La microfaune récoltée dans ces marnes est constituée essentiellement d'ostracodes: *Bairdia sbaensis*, *Cytheropteron* aff. *piscatorius*, *Genus* indéterminé., *Paracypris* gr. *mdaouerensis*, *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, de radioles d'échinodermes (très nombreux et de différents types), de dents et vertèbres de poissons; les foraminifères sont de petite taille: *Cassidella* sp., Discorbidae, *Gabonita* sp. (*G.?* *levis*), *Guembeltria cretacea*,

Heterohelix globulosa et *Whiteinella* sp.

T1b (6 m) débute par un banc (2 m) de calcaire massif lumachellique à surface ferruginisée; vient ensuite, un groupe de bancs de calcaires massifs à gros lamellibranches oxydés, dont l'épaisseur varie entre 0.3 et 0.7 m. Un niveau siliceux, de 5 à 30 cm, s'intercale entre ces bancs. La surface sommitale du dernier banc, tapissée d'*Astarte seguenzae* oxydées et ferruginisées, est assimilée à la discontinuité régionale D5 (fig. 52).



Fig. 52. Aspect de la discontinuité D5 sur la coupe de Tadighoust : surface oxydée, ferruginisée et tapissée de petits lamellibranches : *Astarte seguenzae*. La discontinuité D5 sépare les derniers bancs massifs (T1b) de l'unité T1 des premiers bancs micritiques blanchâtres (T2a) de l'unité T2.

La succession des deux sous-unités T1a et T1b atteste d'une ouverture du milieu (T1a) suivie d'un comblement (T1b *pro parte*) dans un environnement infralittoral ouvert de plate-forme moyenne; l'association faunique de T1a est interprétée comme résultant de l'installation d'une zone à oxygène minimum responsable de l'événement anoxique OAE 2 "Oceanic Anoxic Event 2" (Robaszynski et al. 1990; Busson et Cornée 1996; Busson et al. 1999; Caron et al. 1999) [3^{ème} partie]. Les calcaires bioclastiques sommitaux marquent le comblement de la plate-forme.

L'unité T2 se développe sur une épaisseur de 18 m. Elle est principalement représentée par des calcaires micritiques et bioclastiques. Elle est également subdivisée en deux sous-unités T2a et T2b.

T2a (12 m) se compose, sur les quatre premiers mètres, de petits bancs décimétriques (10-20 cm) de calcaires massifs blancs. Ces bancs, moins épais en remontant la série, se chargent progressivement en nodules carbonatés puis silicifiés. Les deux derniers mètres montrent des calcaires massifs et bioclastiques à ammonites: *Pseudoaspidoceras* sp., puis *Coilopoceras* sp.; apparaît, à leur base, un banc noduleux (20 cm) silicifié et oxydé, riche en poissons dont *Goulimimictys arambourgi* (banc dit des revendeurs) et ammonites: *Mammmites nodosoides* (Cavin 1995, 1997). Le microfaciès évolue depuis une biomicrite (calcaire mudstone à wackestone), à laminations inframillimétriques et à alternance de lits sombres riches en matière organique et de lits plus clairs, à une biomicrite à biomicrosparite graveleuse (calcaire wackestone à packstone) laminée. La biophase est composée de *Lenticulina* sp., *Whiteinella* sp., valves d'ostracodes, microfilaments, spicules d'éponges et prismes d'inocérames. Plus haut dans la série, la matrice devient microsparitique et bioclastique et se charge en coprolithes puis en gravelles. Apparaissent aussi des remaniements sur place.

T2b (6 m) est constituée, sur 2.5 m, d'une alternance décimétrique de calcaires fins et lités et de calcaires plus massifs, noduleux, bioclastiques et lumachelliques, ferruginisés. Elle se poursuit par des

bancs pluridécimétriques de calcaires bioclastiques et lumachelliques noduleux, montrant à leur base un joint marneux (5 cm) riche en quartz et glauconie. Ce joint a fourni des crinoïdes pélagiques de la famille des Roveacrinidae, des dents de raies: *Ptychotrygon* sp., des dents de sélaciens, des tubes de serpules, des foraminifères benthiques: *Gabonita* sp. et l'ostracode: *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*. Au sommet, apparaît un banc de calcaire lumachellique (30 cm) riche en *Astarte seguenzae* et tubes de serpules dont le toit est ferrugineux et assimilé à la discontinuité régionale D6.

L'ensemble des faciès reconnus dans l'unité T2 correspond à des dépôts de plate-forme carbonatée infralittorale. Ils s'organisent en une séquence cyclique d'ouverture à la base (T2a) et de comblement au sommet (T2b).

Les variations latérales de faciès ont été relevées sur les coupes de Goulmima et Ziz, au centre du bassin, sur lesquelles ont été repérées les unités T1 et T2, et de Douar Slilim et Tinghir, en bordure, où n'a été reconnue que l'unité T1.

Sur la coupe de Goulmima (fig. 41), les unités T1 et T2 se présentent en falaise d'environ 36 m d'épaisseur, à couches sub-horizontales.

T1 (15 m) est subdivisée en T1a et T1b.

T1a (5 m) est représentée par des petits bancs pluricentimétriques stratodécroissants (5-20 cm) de calcaires blancs, micritiques et noduleux, alternant avec des niveaux marneux. La microfaune récoltée dans ces derniers, se montre très riches en radioles d'échinodermes, dents et vertèbres de poissons, carinas de cirripèdes, pinces de crabes, tubes de serpules, soies d'inocérames et foraminifères planctoniques: *Hedbergella simplex* et *Heterohelix* sp.; les ostracodes pullulent avec *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* et *Bairdia sbaensis*, quelques *Cytherella* indéterminés et *Paracypris* gr. *mdaouerensis*. Le microfaciès analysé à la partie inférieure de T1a (éch. Gou 80 et Gou 100) est un calcaire mudstone à wackestone à lamellibranches à test fin et microfilaments, quelques buliminidés, spicules de spongiaires et calcisphères.

T1b s'exprime par trois barres massives, plurimétriques et stratodécroissantes, de calcaires massifs à lamellibranches dont *Astarte seguenzae*; le dernier banc est lumachellique et à aspect bréchifié.

L'unité T2 (21 m) débute par des calcaires micritiques stratifiés à silex (T2a), surmontés par des calcaires massifs bioclastiques (T2b).

T2a (15 m) montre, sur les 9 premiers m, la superposition de plusieurs bancs de calcaires micritiques (1-15 cm) laminés et stratodécroissants, à nodules carbonatés qui renferment des fragments de reptiles marins, plésiosaures et mosasaures (Bardet 1999); sur les 6 derniers m, affleurent des bancs de calcaires bioclastiques à silex stratiformes (5 cm) et noduleux (10-40 cm de diamètre) qui montrent au niveau du dernier mètre des empreintes d'ammonites rappelant des morphologies de *Coilopoceras*. Le dernier banc, calcaréo-crayeux (éch. Gou 115), est riche en tubes de serpules et grains de silice amorphe.

T2b (6 m) se compose de plusieurs barres (0.3-2 m d'épaisseur) massives de calcaires à lamellibranches, parfois lumachelliques; le dernier banc, de texture microsparitique pelletoidale et vacuolaire (calcaire packstone à grainstone) est une lumachelle à échinodermes, lamellibranches, valves d'ostracodes. Sa surface supérieure montre des échinodermes et des traces d'ammonites que nous avons rattachées à la famille des coilopoceratidae.

Sur la coupe de Ziz (fig. 44), le Turonien affleure sur 13 m de puissance. Les deux unités T1 (7 m), avec T1a et T1b, et T2 (6 m), avec T2a et T2b, sont présentes.

T1a (2 m) est représentée par une trentaine de petits bancs de calcaires micritiques, stratodécroissants, de 5-40 cm d'épaisseur, riches en nodules siliceux; le microfaciès est de type mudstone-wackestone à hedbergelles, whiteinelles, nezzatidés, spicules d'éponges, microfilaments, valves d'ostracodes et gastéropodes. A la base, apparaît un niveau bréchique de plusieurs centimètres d'épaisseur qui pourrait correspondre à des microslumps.

T1b (5 m) se compose d'une barre massive de calcaire lumachellique à lamellibranches, spicules d'éponges, microfilaments, valves d'ostracodes et plaques d'échinodermes; des concentrations de manganèse en recouvrent le toit.

L'unité T2 (6 m) est représentée par des calcaires micritiques et bioclastiques. Elle est subdivisée

en T2a et T2b.

T2a (3 m) se compose de bancs décimétriques (5-20 cm) de calcaires micritiques, à silex noduleux et stratiformes. Les surfaces basales des bancs sont ondulées et déformées par la silicification; les sommitales sont planes.

T2b (3 m) montre la superposition de plusieurs bancs décimétriques de calcaires fins, lithographiques, de texture mudstone à wackestone, à spicules d'éponges, puis bioclastiques, à texture packstone à pellets. Le dernier banc (30 cm) constitue la surface du plateau; c'est un calcaire rose, à concentrations de mouches de manganèse, algues udotéacées, à matrice sparitique et pelletoidale; sa surface supérieure laisse apparaître fréquemment un échinoderme irrégulier, *Nucleolites angustior*. La faune de cette unité T2 se compose, dans son ensemble, de *Lenticulina* sp., textulariidés, valves d'ostracodes, radioles d'échinodermes, microfilaments, ?*Gabonita* sp. et nezzazatidés.

Sur la coupe de Douar Slilim (fig. 45), l'unité T1 (6m) est constituée, à la base et sur 3.5 m d'épaisseur, de calcaires dolomitiques en petits bancs, micritiques, à nombreux lamellibranches, correspondant à la sous-unité T1a, et au sommet, sur 2.5 m, de calcaires dolomitiques grossiers, à nodules silicifiés, recouverts de manganèse, correspondant à T1b.

Sur la coupe de Tinghir (fig. 42), l'unité T1 affleure sur une épaisseur de 7 m.

T1a (3 m) se compose de petits bancs décimétriques (5-10 cm) de calcaires micritiques en plaquettes, laminées, à silex, d'abord stratiformes puis rognoneux. Le microfaciès est un calcaire wackestone à laminations inframillimétriques et à matière organique.

T1b (4 m) est représenté par deux grandes barres métriques calcaréo-dolomitiques de calcaire packstone fortement dolomitisé (cristalline rock) à passées de matière organique et fantômes de lamellibranches et ostracodes, nodules de silex, calcisphères, microfilaments, buliminidés, plaques d'échinodermes et lamellibranches.

En conclusion, T1a est représentée depuis la coupe de Tinghir, à l'Ouest, jusqu'à la région de Ziz, à l'Est, par des calcaires blancs micritiques, en plaquettes ou en petits bancs, à silex essentiellement noduleux, rarement stratiformes; au Sud-Est, à Douar Slilim, les faciès dolomitiques prédominent. T1a représente la phase transgressive de l'unité T1 (fig. 49 et 50). Un régime marin franc se met en effet en place sur la plate-forme, sous des conditions hypoxiques voire anoxiques (Busson et Cornée, 1996). Cette zone à oxygène minimum n'atteint pas les eaux de surface où vivent les genres primitifs, globuleux et non carénés, de foraminifères planctoniques, whiteinelles et hétérohélicidés (Caron et Homewood, 1982). Elle est à l'origine de la disparition de la plupart des biotopes benthiques (ce phénomène a déjà été observé dans le Sud-Est de la France par Grosheny et Tronchetti, 1993) et de la prolifération de l'espèce d'ostracode *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* adaptée à la baisse du taux en oxygène dissous (Andreu, 1993, 2002) [3^{ème} partie].

T1b est présente sur l'ensemble du bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud sous la forme de calcaires massifs bioclastiques et lumachelliques, parfois dolomitiques, à rares nodules de silex, surtout sur les bordures. Les conditions les plus marines se localisent sur l'aire centrale Goulmima-Tadighoust, les moins marines, sur les bordures, à Douar Slilim au Sud-Est et à Tinghir à l'Ouest. T1a et T1b s'organisent en une séquence d'ouverture-comblement.

T2a, présente sur les coupes de Goulmima et Tadighoust au centre du bassin, se compose de calcaires micritiques en petits bancs et de calcaires bioclastiques à nodules silicifiés contenant des poissons et des ammonites. Sur la bordure orientale, à Ziz, des calcaires micritiques à silex noduleux et stratiformes se développent. Cette sédimentation carbonatée, sensiblement homogène sur l'ensemble des trois coupes citées ci-dessous, traduit une nouvelle augmentation de la tranche d'eau. Les dépôts sont plus fins, avec précipitations de silice, pauvres en faunes benthiques et planctoniques, mais plus riches en matière organique et organismes nectoniques.

T2b est constituée par des barres massives de calcaires bioclastiques et lumachelliques à nodules carbonatés qui disparaissent à l'Est, à Ziz. Les derniers bancs sont des calcaires à échinodermes, à microfaciès pelletoidaux, graveleux ou à coprolithes; ils sont les témoins d'environnements infralittoraux restreints à médiolittoraux. T2b est la phase régressive ultime de cette unité, la discontinuité sommitale D6 clôturant la succession.

Les unités T1 et T2 sont le reflet d'un approfondissement de la plate-forme soumise à un régime

de fluctuations marines soulignées par la succession des mouvements transgressifs (T1a et T2a) et régressifs (T1b et T2b). Cependant, les baisses eustatiques n'ont pas une ampleur suffisante pour exonder la plate-forme turonienne. L'événement anoxique, au passage Cénomaniens-Turonien, provoque l'installation d'une zone à oxygène minimum, associée à des conditions réductrices, sur le fond (3^{ème} partie); il est à l'origine de l'extinction de nombreux organismes benthiques (fig. 53). Les niveaux à matière organique ne présentent pas, du moins dans les coupes analysées, le faciès "black shales" généralement caractéristique des régions méditerranéennes.

Au Turonien, la plate-forme nord saharienne est classiquement considérée comme étant sous l'influence du golfe atlasique (Stamm & Thein 1982; Ferrandini et al. 1985; Thein 1988). Meister & Rhalmi, 2002, soulignent l'importance des influences téthysiennes au cours du Cénomaniens supérieur jusqu'au Turonien moyen, mais la présence, au Turonien supérieur, de *Coilopoceras* aff. *newelli* pourrait suggérer une influence atlantique. Cavin et al., 2001, reconnaissent, au Turonien inférieur et dans la région de Goulmima, un assemblage d'ichtyofossiles mis en relation avec les faunes qui se développent lors de l'ouverture de l'Atlantique central. Les reptiles marins découverts dans les nodules carbonatés du Turonien de Goulmima (Bardet 1999) se seraient dispersés à partir de la Téthys pour venir coloniser cette région. Le rudiste *Eoradiolites*, caractéristique du Cénomaniens supérieur de la bordure septentrionale de la plate-forme saharienne et des Hauts Plateaux, a été reconnu au Turonien moyen dans le domaine atlantique (Ettachfini et Bilotte 1990). Enfin, la distribution et les variations d'épaisseurs des faciès plaident en faveur d'une ouverture de la plate-forme cémano-turonienne en direction du Nord et du Nord-Est (fig. 50). L'ensemble de ces données laisse supposer l'existence, au Turonien, de communications marines franches entre la marge sud-téthysienne et l'Atlantique central, via le Sillon Préafricain.

5.3. Discussion stratigraphique

La Formation d'Aoufous n'a pas livré d'éléments nouveaux de datation. L'âge infra-cénomaniens qui lui est attribué résulte de sa position stratigraphique; elle est en effet située au-dessous des calcaires marins de la Formation d'Akrabou datés du Cénomaniens supérieur (Ferrandini et al. 1985; ce travail). Elle pourrait être l'équivalent latéral des 2/3 inférieurs de la Formation de Midelt rapportés à l'Albien? - Cénomaniens dans la Haute Moulouya. Elle est aussi l'équivalent lithologique probable de la moitié supérieure des "kem kem beds", datés du Cénomaniens par l'existence d'un assemblage de dents de séliaciens, dans la région du Kem Kem, au Sud (Serenio et al. 1996; Dutheil & Larochène 1999; Cavin et al. 2001). Nous la rapportons donc à l'intervalle Albien-Cénomaniens.

Au sein de la Formation d'Akrabou, la répartition temporelle du contenu biologique (fig. 53) fait ressortir la présence d'une association faunique cémaniennne dans les unités C1 et C2.

Une vingtaine d'espèces de grands foraminifères benthiques téthysiens: *Biconcava bentori*, cf. *Biplanata peneropliformis*, *Charentia cuvillieri*, *Chrysalidina gradata*, *Cisalveolina fraasi*, *Cribratina* sp., *Cuneolina* gr. *pavonia*, cf. *Cyclopsinella neumanna*, *Dicyclina* sp. (ou ?*Broekina* sp.), *Nezzazata simplex*, *Nezzazatinella picardi*, *Pseudocyclamina* cf. *rugosa*, *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Rotalia mesogeensis*, cf. *Sabaudia* sp., *Spirocyclus atlasica*, *Tritaxia pyramidata*, *Trocholina* gr. *T. arabica*, *Trochospira avnimelchi*, et sept espèces de foraminifères planctoniques: *Guembeltria cretacea*, *Hedbergella simplex*, *Heterohelix globulosa*, *H. moremani*, *Whiteinella archaeocretacea*, *W. praealpina* et *W. sp./Hedbergella* sp. datent le Cénomaniens moyen - supérieur (Saint-Marc 1970, 1977; Robaszynski & Caron 1979; Bilotte 1984; Berthou 1984; Schroeder & Neumann 1985; Ferrandini et al. 1985; Ferrandini 1988; Ettachfini 1992; Andreu et al. 1996). Mais la présence, à la base de la formation, des espèces *Cisalveolina fraasi*, *Rotalia mesogeensis*, *Spirocyclus atlasica*, *Whiteinella archaeocretacea* et *W. praealpina*, nous permet de rapporter les 2 unités au Cénomaniens supérieur (Tronchetti 1981; Saint-Marc & Rahhali 1982; Caron 1985; Schroeder & Neumann 1985).

La diversité des ostracodes est plus marquée à la base qu'au sommet des unités. On distingue 21 espèces dans l'unité C1 parmi lesquelles l'association de quatre est caractéristique du Cénomaniens moyen à supérieur d'Afrique du Nord notamment: *Kalyptovalva tifaritinensis* et *Limburgina selloumensis*, et, lorsqu'elles présentent un grand nombre d'individus, *Doloclytheridea atlasica* et

Reticulocosta gr. *tarfayaensis* (Andreu 1991; Ettachfini 1992; Andreu & Ettachfini 1994; Andreu 2002).

Les lamellibranches sont représentés par cinq espèces: *Astarte seguenzae*, *Gervillia solenoidea*, *Ilymatogyra africana*, *Apricardia archiaci* et *Eoradiolites zizensis*, dont les deux dernières, deux rudistes, ont été signalées dans le Cénomanién supérieur de la plate-forme saharienne (Ferrandini et al. 1985; Rhalmi 2000).

Les algues sont relativement fréquentes à la partie inférieure de l'unité C1 et ponctuellement à la base de C2; elles ont une répartition temporelle assez large et se composent de *Heteroporella lepina*, *Neomeris pfenderae*, *Permocalculus irenae* et *P. walnutense*; seule *H. lepina* est habituellement considérée dans la littérature comme caractéristique du Cénomanién-Turonien (Bassoulet et al. 1978).

Neolobites vibrayeanus, citée par Choubert 1948, Rhalmi 2000, Meister & Rhalmi 2002, à la base de la formation n'a pas été retrouvée dans nos coupes; néanmoins, sa citation confirme la présence de la partie inférieure du Cénomanién supérieur.

Dans le bassin du Kem Kem, situé au Sud de ce domaine d'étude (fig. 1), la partie inférieure de la Formation d'Akrabou est datée du Cénomanién supérieur par *Neolobites vibrayeanus* (Basse & Choubert, 1959) et par une association cénomaniénne de poissons (Cavin et al. 2001). Son équivalent latéral vers le Nord serait la partie basale de la Formation d'Amghourzif (Haute Moulouya, fig. 1), datée également du Cénomanién supérieur non sommital par *Neolobites vibrayeanus* (Charrière et al. 1998; Ciszak et al. 1999).

Dans les unités turoniennes T1 et T2, les faunes sont rares et peu diversifiées, constituées d'ostracodes, foraminifères planctoniques, lamellibranches, poissons, reptiles marins et échinodermes.

Quatre espèces de foraminifères planctoniques ont été recensées: *Guembelitria cretacea*, *Heterohelix globulosa*, *H. moremani* et *Whiteinella* sp./*Hedbergella* sp. *H. globulosa* semble marquer le début du Turonien (Ferrandini et al. 1985). En effet, elle est citée en de nombreux points du pourtour méditerranéen, en Espagne (Floquet 1991) et en Pologne (Peryt & Wyrwicka 1991), où elle est limitée à la zone à *Archaeocretacea*; en Tunisie, elle couvre cependant la totalité du Turonien (Robaszynski et al. 1990; Abdallah 2000). Au Maroc, elle est connue au passage Cénomanién-Turonien dans le Haut Atlas central (Andreu 1991; Ettachfini et al. 2005) et le Bassin de Tarfaya (Wiedmann et al. 1978), dans le Turonien inférieur et moyen des Bassins d'Essaouira et d'Agadir (Ettachfini et al. 1989; El Kamali 1990; Ettachfini 1992).

Les faunes d'ostracodes sont peu diversifiées; 6 espèces persistent et prolifèrent à la partie inférieure de l'unité T1: *Bairdia sbaensis*, *Cytheropteron* aff. *piscatorius*, *Genus* indéterminé sp., *Nigeroloxoconcha* sp., *Paracypris* gr. *mdaouerensis*, et *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*; seule cette dernière franchit la limite supérieure du Turonien. Dans l'état actuel de nos connaissances, cette association est plutôt caractéristique du Santonien (Andreu 2002) que du Turonien.

Les ammonites récoltées au sommet de T2a, sont représentées par *Pseudaspidoceras* sp. du Turonien inférieur, puis par les *Coilopoceras* rappelant des formes du Turonien supérieur (W.J. Kennedy, comm. pers. 1998); cependant ce dernier genre pourrait être déjà présent dès la partie supérieure du Turonien inférieur (Meister & Rhalmi 2002).

Les poissons, dont *Goulmimictys arambourgi*, concentrés dans les nodules silicifiés au sommet de T2a, constituent l'une des ichtyofaunes les plus importantes du Turonien d'Afrique du Nord (Cavin 1995, 1997).

Nucleolites angustior, abondant au sommet de l'unité T2 de la coupe du Ziz, est fréquemment cité dans le Turonien.

Les microfiliaments fréquents à la base de l'unité T1, constitueraient un événement biologique remarquable (filaments event), événement observé en Tunisie (Robaszynski et al. 1990; Nederbragt & Fiorentino 1999; Caron et al. 1999; Accarie et al. 2000) et au Colorado, USA (coupe de Pueblo), dans la coupe de référence du passage Cénomanién-Turonien (Caron et al. sous presse). Cet événement daterait le début du Turonien (Accarie et al. 2000; Caron et al. sous presse).

L'ensemble des données répertoriées ci-dessus nous permet de proposer un âge Turonien inférieur pour les unités T1 et T2; la récolte de *Coilopoceras* dans les bancs sommitaux de T2a et T2b laisse supposer la présence d'un Turonien supérieur probable. La citation, dans ce secteur, de *Coilopoceras* aff. *newelli* (Meister et Rhalmi 2002) du Turonien supérieur plaide en faveur de cette hypothèse.

En l'absence de marqueurs fiables de la limite Cénomanién-Turonien, nous plaçons le début du

Turonien à la base des calcaires micritiques en petits bancs ou plaquettes de la sous-unité T1a, au niveau de la discontinuité régionale D4; on note également, au niveau de cette limite, l'arrivée massive des hétérohélicidés, ou *Heterohelix* "shift" (terminologie proposée par Leckie et al. 1998), arrivée déjà reconnue en Tunisie (Robaszynski et al. 1990; Nederbragt & Fiorentino 1999; Caron et al. 1999, 2006; Abdallah 2000; Dall'Agnolo et al. 2002) et dans le Haut Atlas central marocain (Ettachfimi et al. 2005).

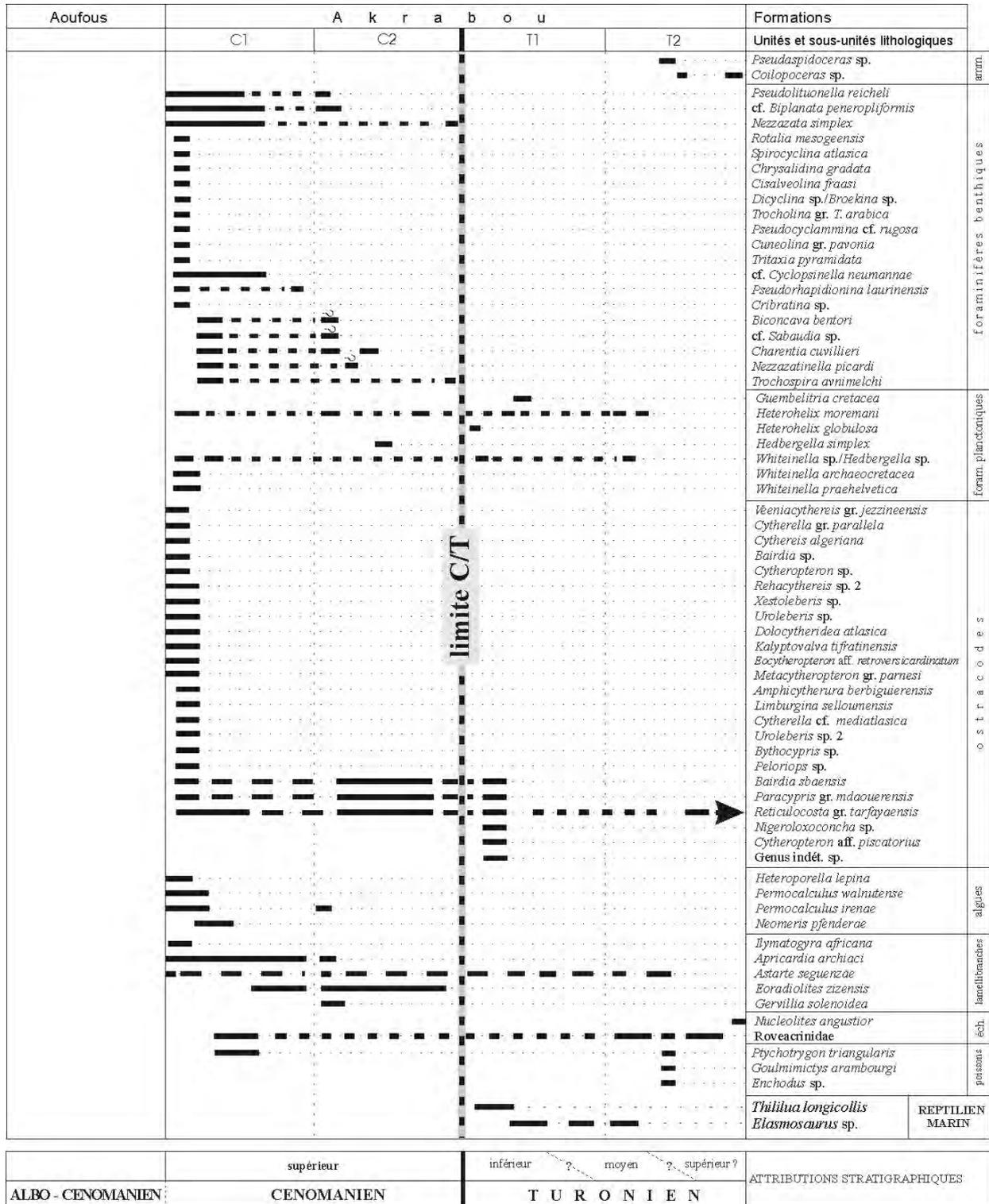


Fig. 53. Distribution de la biophase dans les Formations d'Aoufous et d'Akrabou, bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (flanc sud du Haut Atlas) : propositions d'attributions stratigraphiques

5.4. Conclusions

L'étude du Cénomaniens-Turonien du Sillon Préafricain débouche sur des résultats lithostratigraphiques, paléontologiques, biostratigraphiques, paléogéographiques et paléoenvironnementaux.

Sur le plan lithostratigraphique, nous avons découpé la Formation d'Akrabou en quatre unités limitées par des discontinuités d'extension régionale. Ces unités s'organisent en séquences transgressive-régressive et sont individualisées par un assemblage faunique caractéristique. Elles sont le résultat du jeu combiné des variations eustatiques et de la subsidence. Les dépôts cénomaniens sont subdivisés en deux unités lithologiques C1 et C2. Les calcaires infralittoraux, qui constituent l'unité C1 et qui se sont sédimentés sur une plate-forme proximale calme et peu profonde, sont le résultat de la transgression pelliculaire cénomaniens sur le Sillon Préafricain. L'unité C2, comparable d'un point de vue lithologique à la précédente, montre un déplacement des dépôts-centres vers l'Ouest. La polarité tant sédimentaire que paléontologique reste téthysienne, la plate-forme étant ouverte au Nord et au Nord-Est; la mise en eau est lente, par étapes, avec un déplacement progressif des faciès littoraux à supralittoraux en direction de l'Ouest et du Sud-Est.

Le Turonien montre un découpage identique à celui du Cénomaniens, en deux unités lithologiques, T1 et T2. Ces unités présentent la même succession des couches dans le temps: à la base, des calcaires micritiques blancs en plaquettes ou en petits bancs, souvent à silex, qui marquent l'inondation de la plate-forme sous un environnement infralittoral ouvert; au sommet, des calcaires massifs bioclastiques ou lumachelliques, parfois dolomitiques, qui soulignent le comblement de l'aire sédimentaire sous un environnement infralittoral restreint. L'approfondissement de la plate-forme en T1 fait place à un recul de la mer vers le Nord et le Nord-Est en T2. La limite Cénomaniens-Turonien est placée au niveau de la discontinuité régionale D4.

Sur le plan paléontologique, de nombreuses espèces de foraminifères, ostracodes, algues calcaires, ammonites, lamelibranches, crinoïdes et poissons, ont été reconnues.

Une vingtaine d'espèces de foraminifères benthiques ont été récoltées, parmi lesquelles six sont mentionnées pour la première fois sur la plate-forme nord sahariens: *Cribratina* sp., cf. *Cyclopsinella neumannae*, *Rotalia mesogeensis*, cf. *Sabaudia* sp., *Tritaxia pyramidata* et *Trocholina* gr. *T. arabica*.

Apparaissent aussi 24 espèces d'ostracodes, parmi lesquelles douze sont identifiées régionalement pour la première fois: *Amphicytherura berbiguierensis*, *Bairdia sbaensis*, *Cythereis algeriana*, *Cytherella* cf. *mediatlasica*, *C.* gr. *parallela*, *Cytheropteron* aff. *piscatorius*, *Eocytheropteron* aff. *retroversicardium*, *Kalyptovalva tifratinensis*, *Limburgina selloumensis*, *Metacytheropteron* gr. *parnesi*, *Uroleberis* sp., *Veniacythereis* gr. *jezzineensis*, et neuf espèces, appartenant aux genres *Bairdia*, *Bythocypris*, *Cytheropteron*, Genus indéterminé., *Nigeroloxoconcha*, *Peloriops*, *Rehacythereis*, *Uroleberis* et *Xestoleberis*, sont nouvelles (publication en cours); quatre espèces d'algues calcaires dont *Heteroporella lepina* citée pour la première fois; deux genres d'ammonites dont *Pseudaspidoceras* sp. n'étaient pas encore connus; cinq espèces de lamelibranches dont *Gervillia solenoidea* est reconnue régionalement pour la première fois; des crinoïdes pélagiques de la famille des Roveacrinidae non encore récoltées dans la région et en cours d'étude; et enfin, trois espèces de poissons, dont *Ptychotrygon* sp., inconnues dans la région.

Les résultats biostratigraphiques reposent essentiellement sur les associations de foraminifères benthiques, planctoniques et sur les espèces d'ammonites. Les autres groupes représentés n'infirmement généralement pas les datations proposées; ils les confirment même dans la plus grande majorité des cas. Les unités C1 et C2 sont datées du Cénomaniens supérieur, T1 du Turonien inférieur à moyen, T2 relèverait du Turonien supérieur (?).

Au Cénomaniens supérieur, s'installe, sur le bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud, une plate-forme carbonatée non barrée, à topographie plate, matérialisée par deux cycles transgressif-regressif. Au centre du bassin, une riche microfaune benthique de foraminifères, lamelibranches, ostracodes, se développe dans la zone photique de l'étage infralittoral sous une tranche d'eau relativement faible. Cette plate-forme se poursuit vers le Sud par la plate-forme nord-sahariens dans la région du Kem Kem. Sur les bordures, des conditions littorales à supralittorales prédominent et les faunes sont rares à

absentes. Le comblement du bassin se réalise rapidement pendant le Cénomaniens supérieur. Des algues calcaires et des stromatoporoides se mettent alors en place autour de patch reefs à rudistes dans des eaux chaudes et peu profondes de vasières littorales au centre du bassin, alors que les organismes sont très rares sur les estrans littoraux bordiers.

La sédimentation turonienne est générée par deux cycles transgressif-régressif. Les dépôts évoluent à la fois dans l'espace et dans le temps, d'un milieu infralittoral ouvert d'une plate-forme carbonatée moyenne, relativement profonde au centre du bassin où vit une faune appauvrie d'ostracodes et foraminifères planctoniques de surface, lamellibranches, poissons et reptiles, dans des conditions hypoxiques, voire anoxiques sur le fond et la majeure partie de la colonne d'eau, à un milieu infralittoral restreint à supralittoral de la plate-forme proximale, sur les bordures du bassin.

Au Cénomaniens supérieur et au Turonien, le Sillon Préafricain, en continuité avec la plate-forme saharienne, se rattache au domaine téthysien; il est ouvert à la fois sur l'Atlantique et la Téthys, mais la polarité des sédiments et des faunes privilégie plutôt des communications marines avec la Téthys.

6 - Conclusion

Au terme de cette recherche sur l'Atlas marocain et ses annexes sahariennes, l'analyse stratigraphique met en évidence de nombreux résultats qui nous permettent d'avancer les conclusions suivantes.

Sur le plan lithostratigraphique, nous avons découpé les formations cénomaniennes et turoniennes en unités qui renferment un assemblage faunique caractéristique et sont limitées par des discontinuités de valeur régionale. Chacune de ces unités a parfois été subdivisée en sous-unités. Les attributions des couches à l'une ou à l'autre de ces entités sont fondées essentiellement sur la reconnaissance des caractéristiques faciologiques (lithologie, distribution des faunes et des flores ...) et séquentielles (tendances transgressives et régressives).

Les unités aptiennes?-cénomaniennes reposent souvent en discordance sédimentaire sur les termes sous-jacents; dans le Moyen Atlas et la Haute Moulouya, ce contact est presque toujours tectonique. Ces unités évoluent selon une organisation générale transgressive et les supérieures sont le reflet de l'installation d'une plate-forme carbonatée.

Chaque unité turonienne s'organise en séquence transgressive-régressive et présente le même motif de base: calcaires micritiques blancs en plaquettes ou en petits bancs parfois à silex, qui marquent l'inondation de la plate-forme, surmontés par des calcaires massifs bioclastiques ou lumachelliques, parfois dolomitiques, qui soulignent le comblement de l'aire sédimentaire. Ces unités enregistrent, au contraire, une évolution générale régressive.

Ces unités, tant aptiennes?-cénomaniennes que turoniennes sont le résultat du jeu combiné des variations eustatiques et de la subsidence. Le maximum de la transgression est atteint à la base des unités turoniennes.

Dans les régions étudiées, les calcaires du Cénomalien supérieur et Turonien sont superposés à une série gréso-conglomératique puis argilo-gypso-dolomitique à peu près azoïque déposée au cours de l'Aptien?-Cénomalien. Cette série est caractérisée, dans l'espace et dans le temps, par des faciès à caractère continental, margino-littoraux et lagunaires, de milieux très peu profonds et très sensibles aux moindres variations du niveau marin. La position des discontinuités et la réalisation des corrélations régionales sont difficiles à mettre en place en raison de faciès très proches et des confusions restent toujours possibles.

Au Cénomalien supérieur, les premières influences marines proprement dites se manifestent avec une sédimentation marneuse et carbonatée qui s'accompagne du développement de faunes benthiques puis planctoniques dans des environnements marins infralittoraux parfois très confinés; ces faciès sont le résultat d'une inondation très progressive du milieu de sédimentation, conséquence de la transgression pelliculaire atlantique et/ou téthysienne.

Au passage Cénomalien-Turonien et jusqu'au Turonien inférieur à moyen, les conditions deviennent très rapidement celles d'une plate-forme distale où se développe une sédimentation carbonatée, en petits bancs ou en plaquettes, de milieu infralittoral ouvert à circalittoral dans lequel les foraminifères planctoniques simples et globuleux, généralement de petite taille, sont dominants. Parfois, apparaît une accumulation de matière organique, témoin de conditions hypoxiques voire anoxiques sur le fond. Cet approfondissement est la conséquence d'une remontée eustatique et/ou de l'affaissement du fond par subsidence.

Au Turonien moyen voire supérieur ?, on assiste à un retour progressif de conditions confinées, avec le développement de faciès dolomitiques et gréseux qui soulignent le remblaiement de l'espace disponible dans un environnement plus restreint.

La limite Cénomalien-Turonien n'est pas calée de façon très précise d'un point de vue paléontologique (pour plus de détail, 2^{ème} partie, §. 3 et 3^{ème} partie, §. 3). D'un point de vue sédimentologique, elle est représentée par une surface, interprétée au sens de Vail et al (1987), comme une surface basale de progradation (Andreu 1991) ou comme un niveau de condensation séparant un intervalle transgressif d'un haut niveau marin (Ettachfini 1992, Cizak et al. 1999). Dans notre travail,

lorsqu'elle apparaît clairement, elle est représentée par un horizon bioclastique et lumachellique ou par une surface durcie, ondulée, bioturbée et ferruginisée; lorsqu'elle est plus discrète, par un changement lithologique net entre des calcaires massifs bioclastiques et des calcaires micritiques en petits bancs ou plaquettes. Quoiqu'il en soit, elle est représentative, au niveau régional, de la transgression céno-manoturonienne, et matérialisée par la discontinuité D4 qui servira de base pour nos corrélations.

Sur le plan biostratigraphique, l'étude de la biophase a permis d'identifier l'Aptien, l'Albo-cénomaniens, dont la distinction avec l'Aptien reste souvent problématique, le Cénomaniens supérieur, le Turonien inférieur, le Turonien inférieur à moyen et le Turonien moyen à supérieur. L'ensemble des propositions sera traité en détail dans le chapitre synthèse biostratigraphique (2^{ème} partie, §.3).

La datation relativement précise proposée pour cette série à la fois marneuse et carbonatée à partir du Cénomaniens supérieur permet une bonne corrélation au sein des coupes analysées dans chaque région.

D'un point de vue géodynamique, la tectonique éocrétacée a joué un rôle dans l'individualisation des bassins résiduels, dans les régions des synclinaux moyens atlasiques et de la Haute Moulouya, et a permis la distinction entre différents panneaux basculés; la Haute Moulouya paraît constituer un panneau stable, plus stable par exemple que celui du Moyen Atlas (Ciszak et al. 1999). La genèse des bassins crétaqués et leur évolution tectono-sédimentaire sont essentiellement déterminées par le jeu transtensif d'accidents N-S (Ensslin 1992; Charrière 1996; Charrière et al. 1998; Ciszak et al. 1999). Malgré la tectonique locale plus ou moins active, ce sont principalement les mouvements eustatiques qui contrôlent la sédimentation céno-manoturonienne.

D'un point de vue paléogéographique, l'installation de la plate-forme carbonatée du Cénomaniens supérieur se marque par l'extension de faciès marins marno-calcaires et calcaréodolomitiques dans le synclinal de Naour (coupe de Ben Cherrou), Haut Atlas central, sur la partie occidentale de la Haute Moulouya (coupes de Moulay Yacoub et de Tizi N' Tanout) et sur la partie occidentale du Moyen Atlas (coupe de Timahdit). Ces faciès indiquent la présence d'un bras de mer de direction ouest à nord ouest ouvert sur l'Atlantique au début de la transgression. Cette dernière atteint la région comprise entre le synclinal d'El Koubbat, au Nord Est, et le synclinal de Naour, au Sud Ouest, via la partie la plus occidentale de la Haute Moulouya, région considérée comme la plus orientale touchée par les eaux atlantiques. Cette hypothèse reste cependant tributaire d'informations nouvelles à recueillir sur la partie Nord occidentale de la Haute Moulouya.

Au cours de leur extension maximale, fin Cénomaniens-début Turonien, les deux bras de mer atlantique, venu du Sud Ouest et du Nord Ouest, et téthysien, venu du Nord Est et de l'Est, se rejoignent vraisemblablement à l'Ouest du synclinal de Naour dans le Haut Atlas central.

Les profils des dépôts du Cénomaniens et du Turonien sont donc sous la dépendance des variations du niveau marin relatif, variations liées aux facteurs allocycliques: taux de sédimentation et eustatisme; ils sont en relation avec la transgression céno-manoturonienne qui s'accompagne, dans cette partie du Nord de l'Afrique, du développement d'une zone à oxygène minimum à l'origine d'une accumulation plus ou moins importante de matière organique sur le fond, d'une chute de la biomasse des faunes benthiques et du faible développement des foraminifères planctoniques les plus profonds. Ces perturbations n'atteignent pas cependant le stade de développement des faciès anoxiques black shales.

Ce type de plate-forme carbonatée apparaît, aux mêmes étages et sous des conditions environnementales semblables, sur la presque totalité des régions étudiées: synclinaux Haut Atlasiques, synclinaux Moyen Atlasiques, Haute Moulouya et Sillon Préafricain. Selon sa position géographique, elle est alors soit sous influence téthysienne, soit sous influence atlantique, soit sous influences mixtes.

Au cours du maximum transgressif du passage céno-manoturonien, ces régions se rattachent au domaine téthysien, la polarité des sédiments et des faunes privilégie en effet des communications marines avec ce dernier, mais restent en communication avec l'Atlantique.

PARTIE II SYNTHESE ET INTERPRETATION

1 - INTRODUCTION	109
2 - DONNEES LITHOSTRATIGRAPHIQUES	111
3 - DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES	119
4 - DONNEES PALEOBIOGEOGRAPHIQUES.....	149
5 - CONCLUSION	157



Il ne faut pas juger ce qu'on voit paraître.

Th. Corneille

D'après le livre de Abderrahim Harouchi
Apprendre à Apprendre

SOMMAIRE

SYNTHESE DES DONNEES ET INTERPRETATION

1. INTRODUCTION	109
2. DONNEES LITHOSTRATIGRAPHIQUES	111
2.1. Introduction	111
2.2. Evolution de l'enregistrement sédimentaire	112
2.3. Corrélations lithostratigraphiques régionales entre unités et formations	116
2.4. Conclusion	117
3. DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES	119
3.1 Introduction	119
3.2. Ammonites	120
3.3. Foraminifères planctoniques	122
3.4. Foraminifères benthiques	126
3.5. Ostracodes	129
3.6. Bivalves	135
3.7. Echinodermes	141
3.8. Poissons et reptiles marins	142
3.9. Algues, charophytes et cyanobactéries	142
3.10. Autres groupes	144
3.11 Conclusion	145
4. DONNEES PALEOBIOGEOGRAPHIQUES	149
4.1. Introduction	149
4.2. Ammonites	149
4.3. Foraminifères planctoniques	149
4.4. Foraminifères benthiques	149
4.5. Ostracodes	151
4.6. Bivalves	153
4.7. Echinodermes	154
4.8. Poissons et reptiles marins	155
4.9. Conclusion	156
5. CONCLUSION	157

1 - INTRODUCTION

L'analyse faciologique détaillée des formations cénomano-turonniennes, présentée précédemment, est synthétisée et interprétée dans les chapitres ci-dessous.

Dans les données lithostratigraphiques vont apparaître les relations lithostratigraphiques entre les unités définies dans les différentes régions (Haut Atlas central, Moyen Atlas, Haute Moulouya et Sillon Préafricain) puis l'évolution de l'enregistrement sédimentaire associée aux corrélations régionales.

Les données biostratigraphiques, qui occupent la plus grande partie du travail, incluent l'ensemble des groupes paléontologiques reconnus: ammonites, foraminifères planctoniques et benthiques, ostracodes, bivalves, échinodermes, poissons et reptiles marins, algues, charophytes et cyanobactéries, autres groupes ... Nous présenterons une zonation biostratigraphique actualisée des séries de l'intervalle Albien-Turonien qui affleurent dans les 4 régions d'étude, zonation que nous compléterons par les données recueillies dans le bassin d'Essaouira lors d'un travail antérieur (Ettachfini 1992).

Enfin, les données paléobiogéographiques présenteront les répartitions des groupes les plus représentatifs.

2 - DONNEES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

2.1. Introduction

Sur l'ensemble du Maroc septentrional, Maroc occidental excepté, le "Crétacé moyen" ou "Mésocrétacé" présente une trilogie lithologique classique: grès rouges continentaux infracénomaniens, marnes à gypse cénomaniennes, dalle calcaire cénomano-turonienne. Malgré quelques variations de faciès, ces trois termes sont étonnement constants, non seulement au Maroc, mais encore sur la plus grande partie de l'Afrique du Nord (Choubert 1948).

Les deux premiers termes, à faciès continental à lagunaire, se développent largement dans les Synclinaux Haut Atlasiques d'Aït Attab, Ouaouizaght et Naour, dans les synclinaux Moyen Atlasiques d'Oudiksou, Tighboula et El Koubbat, dans la Haute Moulouya et le Sillon Préafricain. Ils sont aussi reconnus, sur la Méséta Centrale, autour du Plateau des Phosphates, et sur la partie centrale du Haut Atlas, dans le secteur d'Imilchil (carte géologique de Rabat au 1/500000, Choubert et al. 1956).

Les dépôts anté-turonien ont été regroupés sous le nom de Formation de Sidi Larbi dans le synclinal de Tighboula (Andreu & Charrière 1986), dans les synclinaux d'Oudiksou et d'El Koubbat (Charrière 1990 et Andreu 1991), dans la Haute Moulouya et le Moyen Atlas (Ensslin 1993 et Charrière et al. 1998); sous le nom de Formation de Midelt dans la Haute Moulouya et le Moyen Atlas méridional (Cizak et al. 1999); sous le nom de Formation de Ouaouizaght dans les synclinaux Haut Atlasiques (Souhel et al. 1986); sous le nom de Formations d'Ifezouane et d'Aoufous dans le Sillon Préafricain (Dubar 1948); et enfin sous le nom de Formation des Marnes d'Aït Lamine dans le Haut Atlas occidental (Duffaud et al. 1966).

La dalle calcaire cénomano-turonienne à turonienne est appelée Formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans le bassin atlantique d'Essaouira (Duffaud et al. 1966), Formation Ben Cherrou dans les synclinaux Haut Atlasiques (Ettachfini et al. 2005), Formation d'Amghourzif dans la Haute Moulouya (Ensslin 1993), Formation d'Aït Ben Ali / Formation des Calcaires blancs dans les synclinaux Moyens Atlasiques (Andreu & Charrière 1986) et Formation d'Akrabou dans le Sillon Préafricain (Dubar 1948).

Les objectifs de ce chapitre sont multiples: 1 présenter les corrélations stratigraphiques entre les régions analysées: synclinaux Haut Atlasiques et Moyens Atlasiques, Haute Moulouya et Sillon Préafricain, corrélations complétées avec des dépôts de même âge du bassin d'Essaouira (Ettachfini 1992, modifié); 2 préciser les modalités de la transgression cénomanienne sur cette partie de la plate-forme nord africaine; 3 déduire la part des influences téthysiennes et/ou atlantiques sur l'ensemble des régions; 4 affiner la paléogéographie du Cénomaniens-Turonien.

Il apparaît beaucoup de similitudes dans la succession des lithologies et des faunes qui peuvent servir de niveaux repères dans les corrélations régionales: disparition des faciès évaporitiques et dolomitiques, intervalle riche en calcaires coquilliers et marnes qui indiquent l'inondation de la plate-forme, apparition des calcaires en petits bancs ou en plaquettes riches en foraminifères planctoniques, en constituent de bons exemples.

Nous avons par ailleurs choisi la discontinuité D4, qui représente la limite Cénomaniens-Turonien, comme isochrone de base pour les corrélations interrégionales. Pour la mise en place de ces dernières, nous avons choisi une coupe de référence par région (fig. 54) dont les caractéristiques portent sur la richesse à la fois des faciès et des groupes marqueurs stratigraphiques.

Les corrélations sont proposées sur la figure 55.

2.2. Evolution de l'enregistrement sédimentaire régional

L'évolution de l'enregistrement sédimentaire régional, établie sur les données lithologiques, biostratigraphiques, environnementales et événementielles, et l'établissement d'un schéma paléogéographique, sur une aire de dépôts de plus de 600 km de longueur, sont fondés sur la comparaison entre les coupes de référence suivantes: Ben Cherrou, pour les synclinaux Haut Atlasiques, Boulmane, pour les synclinaux Moyen Atlasiques, Mibladen, pour la Haute Moulouya, et Tadighoust, pour le Sillon Préafricain, et une coupe synthétique, pour le bassin d'Essaouira. Un résumé des corrélations entre unités lithostratigraphiques et formations sera présenté dans le paragraphe suivant.

Les corrélations interrégionales ont été établies le long d'un transect SW-NE, depuis le bassin d'Essaouira à l'Ouest jusqu'au Moyen Atlas à l'Est, et selon un transect N-S, depuis le Moyen Atlas au Nord jusqu'au Sillon Préafricain au Sud (fig. 54).

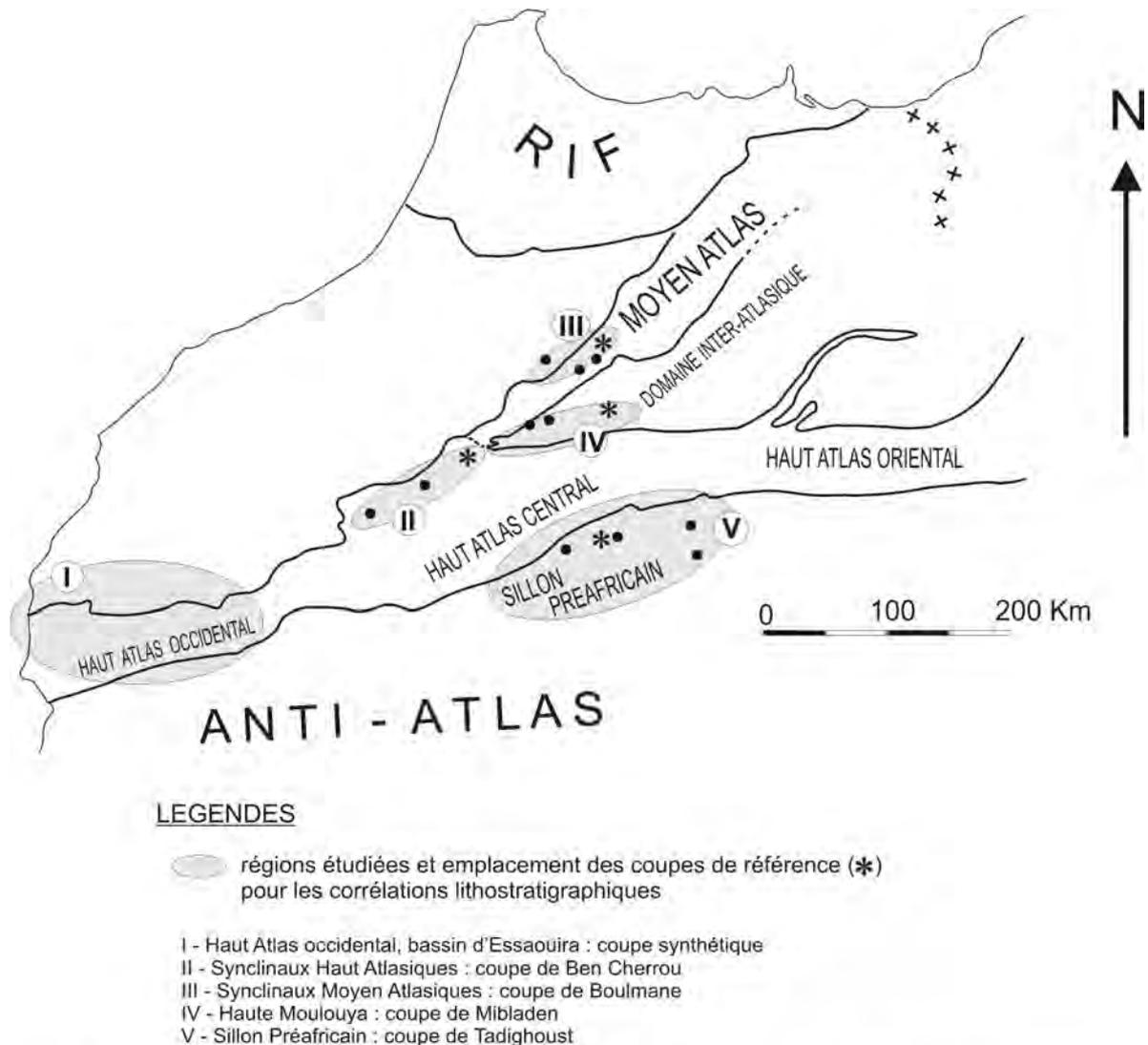


Fig. 54. Localisation des coupes (*) utilisées dans les corrélations lithostratigraphiques entre les synclinaux Haut (II) et Moyen Atlasiques (III), la Haute Moulouya (IV), le Sillon Préafricain (V) et le bassin d'Essaouira (I coupe synthétique)

L'évolution de l'enregistrement sédimentaire régional que nous proposons se présente en 4 étapes: Albien-Cénomaniens (à l'exception du Cénomaniens supérieur daté), Cénomaniens supérieur daté, Turonien inférieur à moyen, Turonien moyen à supérieur (?).

1 Albien - Cénomaniens (à l'exception du Cénomaniens supérieur daté)

Dans l'impossibilité d'identifier, d'un point de vue stratigraphique, le passage Albien-Cénomaniens sur le domaine atlasique, les corrélations interrégionales sont fondées en partie sur un critère de position, le Cénomaniens supérieur étant daté quant à lui de manière précise.

Dans la partie Ouest du bassin d'Essaouira, les faciès albiens-cénomaniens (anté-Cénomaniens supérieur) sont représentés par les dolomies et les calcaires dolomitiques de la Formation du Kéchoula, surmontés par les faciès carbonatés, dolomitiques et marneux, à foraminifères benthiques et ostracodes, de la Formation des Marnes d'Aït Lamine. L'environnement est celui d'une vasière carbonatée médiolittorale à infralittorale, dont l'influence marine atlantique est nette.

Depuis la partie Est du bassin d'Essaouira jusqu'au Sillon Préafricain, les dépôts d'âge albiens-cénomaniens sont représentés par des grès fins et des silts rouges, des marnes silteuses et gypseuses, des argiles rouges ou vertes à traces de racines, des dolomies massives à structures d'émersion (fenestrées, figures de dessiccation, brèches de dissolution, surfaces ferrugineuses), des dolomies à laminites planes, à laminites cryptoalgaires ondulées, bioturbées, à vacuoles de dissolution d'évaporites, à rides de courant, des grès à litages entrecroisés, à rides de courants et flasiers bedding, ... et des gypses. Ces dépôts s'effectuent sur une plaine côtière dolomitique et évaporitique, une sebkha (Purser, 1980 et 1983), dans un environnement supralittoral à infralittoral restreint, alternativement inondé et/ou émergé traduisant des variations eustatiques à court terme.

Dans le Haut Atlas central (synclinal de Naour), cette sédimentation margino-littorale est mêlée ponctuellement à des marnes à glauconie, foraminifères planctoniques, ostracodes, et échinodermes de milieu plus ouvert.

Dans les synclinaux Moyens Atlasiques et dans la Haute Moulouya, ce sont essentiellement des faciès silteux à gypse, associés à des dolomies, dans lesquels apparaissent des lentilles de conglomérats et microconglomérats interprétées comme des faciès de fond de chenaux et le résultat d'importants mouvements verticaux au cours de la sédimentation crétacée, qui se développent. L'environnement est celui d'une plaine côtière continentale à chenaux divaguants.

Ainsi, une sédimentation continentale à margino-littorale se développe d'une façon continue sur l'ensemble de notre région d'étude, les faciès marins les plus affirmés apparaissant à l'Est, près de l'Atlantique, sur la partie occidentale du bassin d'Essaouira et ponctuellement dans le Haut Atlas central.

La tentative dans l'établissement de liaisons franches, entre l'Atlantique et la Téthys, via les synclinaux Haut Atlasiques, Moyen Atlasiques et la Haute Moulouya, est mise en échec par l'installation d'environnements continentaux à margino-littoraux. L'influence atlantique n'est dominante qu'à l'extrême Est du bassin d'Essaouira. Cependant, au cours de l'Aptien, Le Moyen Atlas central est considéré (Charrière 90) comme un jalon important qui peut présenter une zone charnière Atlantique - Téthys.

Il est probable qu'à la fin de l'Albien-Cénomaniens, la partie septentrionale des synclinaux Haut Atlasiques (synclinal de Naour), soit un relais, entre eaux atlantiques et néotéthysiennes, mais les voies de passage demeurent encore inconnues.

2. Cénomaniens supérieur daté

Le Cénomaniens supérieur est caractérisé par la présence de faciès essentiellement carbonatés et marneux qui présentent une répartition relativement continue et uniforme.

Une riche microfaune benthique de foraminifères, lamellibranches et ostracodes, puis planctonique, se développe dans la zone photique de l'étage infralittoral parfois confiné, sous une tranche d'eau relativement faible.

Les eaux inondent de façon saccadée, le domaine atlasique et permettent ainsi des communications directes entre les domaines atlantique et néotéthysien. Une plate-forme carbonatée, non barrée, à topographie plane, se met en place sur toute l'étendue de la région. Les faciès marins sont plus affirmés, à l'Ouest, dans le Haut Atlas occidental et central, et à l'Est, dans le Sillon Préafricain.

L'inondation est liée à un mouvement eustatique positif majeur qui occulte totalement un jeu possible du substratum, et gomme les reliefs locaux d'origine tectonique, en particulier au voisinage des accidents qui avaient eu une incidence dans la répartition des dépôts précédents albiens et cénomaniens.

Les communications marines Ouest-Est, timides et discontinues au cours de l'Albien-Cénomaniens, sont établies de manière franche au cours du Cénomaniens supérieur entre l'Atlantique et le Néotéthys.

Il a été récemment démontré que la transgression fini cénomaniens est diachrone (Charrière et al. 1998, Cizak et al. 1999). Sur la base des datations fondées sur les ammonites, l'âge des dépôts carbonatés est de plus en plus jeune du Sillon Préafricain au Sud, au Moyen Atlas central, secteur de Boulmane au Nord, en passant par la Haute Moulouya. La transgression est datée de la base du Cénomaniens supérieur dans le Sillon Préafricain (Choubert 1948, Rhalmi 2000) et dans la Haute Moulouya (Charrière et al. 1998, Cizak et al. 1999) sur la foi de *Neolobites vibrayeanus*, du Cénomaniens supérieur élevé dans le Moyen Atlas méridional (non étudié dans ce travail) par la présence de *Vascoceras* gr. *cauvini* (Charrière et al. 1998) et de la partie supérieure du Turonien inférieur dans le Moyen Atlas central sur la foi de *Mammites nodosoides* (Charrière et al. 1998). La plate-forme carbonatée qui constitue un faciès transgressif à base diachrone est un témoin important de la transgression téthysienne dite fini-cénomaniens sur la partie centrale et orientale du Maroc. Ces résultats sont en accord avec nos interprétations.

La limite Cénomaniens-Turonien est matérialisée par la discontinuité régionale D4, qui apparaît comme le résultat d'un taux de sédimentation faible plutôt que le résultat d'une érosion; c'est ce que nous avons observé sur les coupes de Mibladen (Haute Moulouya) et Ben Cherrou (Haut Atlas central). A Mibladen, l'intensité de la bioturbation à la limite C/T, associée à un hard-ground, est le témoin d'un taux de sédimentation faible et d'une élévation brutale de la tranche d'eau. A Ben Cherrou, la présence de l'ammonite *Watinoceras* sp. associée pour la première fois au foraminifère planctonique *H. helvetica* habituellement plus récent est aussi un indice très probable d'un taux de sédimentation faible.

Sur le plan lithologique, cette limite se traduit par un changement du régime sédimentaire, avec passage de calcaires massifs bioclastiques d'environnement infralittoral confiné à des calcaires micritiques en petits bancs de milieu nettement plus ouvert. Cette discontinuité annonce la transgression cénomano-turonienne dont le maximum sera atteint au Turonien inférieur (fig. 55).

3. Turonien inférieur à moyen

L'harmonisation des faciès est la règle à partir du Turonien inférieur. En effet, la sédimentation carbonatée est bâtie selon un modèle répétitif: calcaires ou marno-calcaires en petits bancs ou en plaquettes - calcaires bioclastiques massifs. Ces faciès, crayeux ou carbonatés en petits bancs à la base de la série, reposent sur les carbonates massifs et/ou marnes fossilifères sous-jacents du Cénomaniens supérieur par l'intermédiaire de la discontinuité D4 à valeur interrégionale.

Au passage Cénomaniens-Turonien, les conditions deviennent très rapidement celles d'une plate-forme distale riche en foraminifères planctoniques, ammonites et inocérames et, localement, en matière organique. Les milieux de dépôt évoluent, tous sans exception, vers l'étage infralittoral ouvert à circalittoral. Ces conditions, que l'on retrouve sur toutes les régions étudiées, vont se perpétuer pendant la sédimentation du Turonien inférieur à moyen.

En effet, le Turonien inférieur à moyen correspond à une inondation océanique illustrée par des calcaires pélagiques en petits bancs ou en plaquettes. La continuité de ces niveaux est un critère lithologique majeur, à l'échelle de l'ensemble des régions.

Le maximum de cette transgression est enregistré plutôt à la base du Turonien qu'au Cénomaniens supérieur, contrairement à ce qui a été longtemps et classiquement admis par les géologues travaillant sur cette partie de la plate-forme nord-africaine. En effet, la charte eustatique de Haq et al., 1987, ou celle d'Hardenbol et al., 1998, indique au Turonien inférieur un niveau eustatique plus élevé qu'il ne l'était au Cénomaniens supérieur.

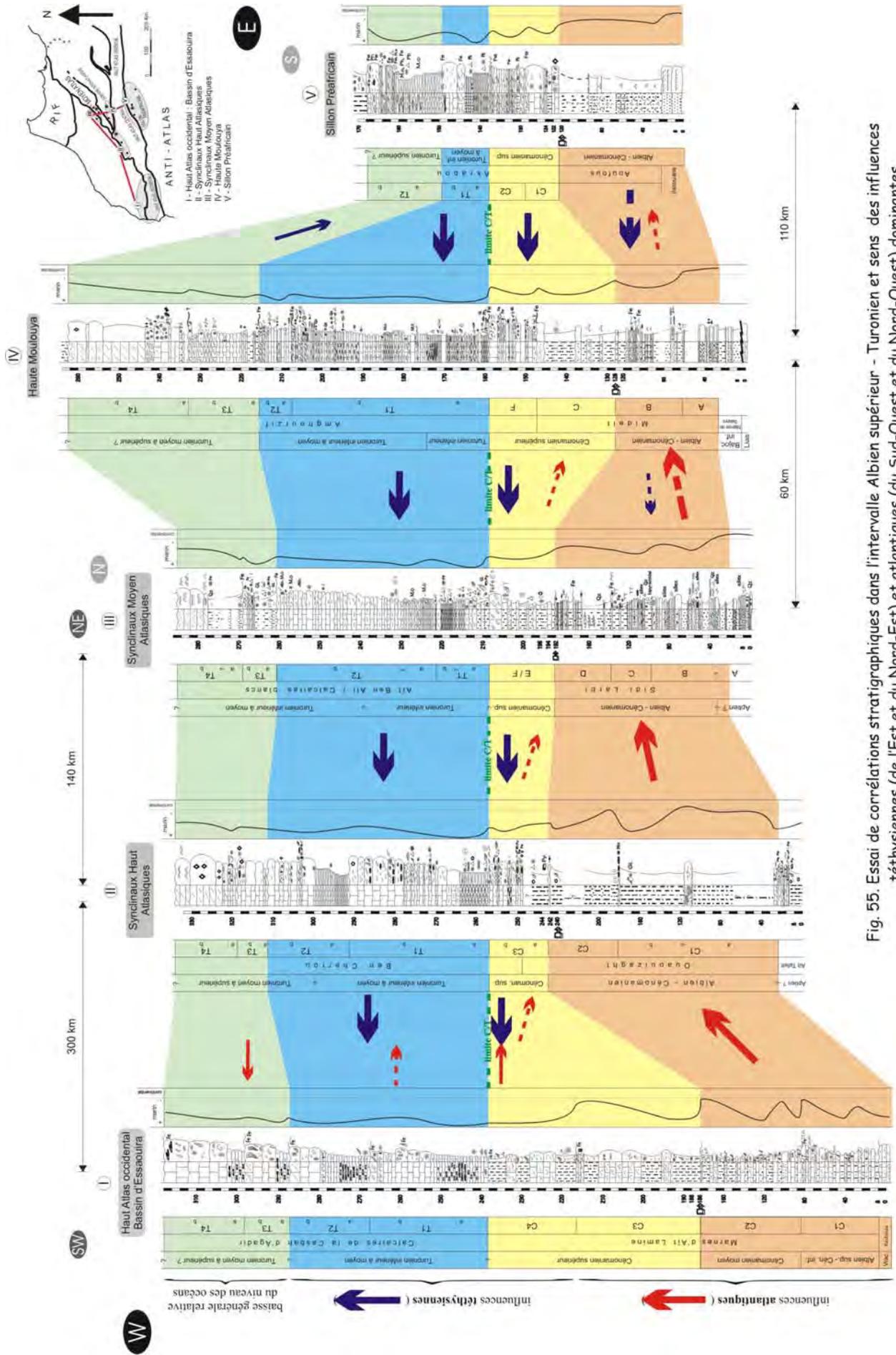


Fig. 55. Essai de corrélations stratigraphiques dans l'intervalle Albién supérieur - Turonien et sens des influences téthysiennes (de l'Est et du Nord-Est) et atlantiques (du Sud-Ouest et du Nord-Ouest) dominantes.

L'obédience atlantique et/ou téthysienne des dépôts précédents perd alors son cachet pendant l'élargissement des communications entre Téthys et Atlantique sur le domaine atlasique. La mer téthysienne paraît envahir toutes les régions, même les plus occidentales, qui étaient auparavant sous influence atlantique, mais en épargnant cependant la partie la plus occidentale du bassin d'Essaouira déjà inondé par la mer atlantique.

Les corrélations interrégionales, au cours des dépôts du Turonien inférieur à moyen, sont confirmées par une évolution sédimentologique, géodynamique et paléogéographique, semblable.

4. Turonien moyen à supérieur ?

A la sédimentation carbonatée de plate-forme distale du Turonien inférieur à moyen, qui s'est installée sur toutes les régions d'étude, fait place, au Turonien moyen à supérieur?, une sédimentation dominée par des faciès dolomitiques et gréseux. On assiste alors à un retour progressif et généralisée à des conditions d'environnements plus restreintes. Ce confinement est plus marqué dans les synclinaux Haut et Moyen Atlasiques et la Haute Moulouya, où les faciès dolomitiques gréseux et à stromatolithes sont mieux individualisés, que sur les bordures Ouest (bassin d'Essaouira) et Est (Sillon Préafricain) où persistent encore des faciès carbonatés à faunes benthiques, lamellibranches et échinodermes.

A la fin du Turonien, le changement progressif des calcaires micritiques et bioclastiques en faciès dolomitiques et gréseux traduit une régression importante. Ainsi, au Turonien moyen-supérieur, le bassin d'Essaouira, à l'Ouest, est ouvert sur l'Atlantique; le Sillon Préafricain, à l'Est, privilégie des communications marines avec le domaine téthysien, même s'il est ouvert sur l'Atlantique central; les synclinaux atlasiques et la Haute Moulouya se trouvent en position intermédiaire. Au cours du Turonien supérieur - Santonien supérieur, la région Moyen Atlasique a subi un renversement de la paléogéographie et devient inféodée au domaine atlantique (Charrière, 1996).

2.3. Corrélations lithostratigraphiques régionales entre unités et formations

L'évolution de l'enregistrement sédimentaire présenté ci-dessus nous permet de mettre en corrélation les unités et formations régionales.

Ainsi, les unités gréseuses, évaporitiques et dolomitiques, C1 et C2 de la Formation d'Ouaouizaght, décrites dans les Synclinaux Haut Atlasiques, et rapportées à l'Albien-Cénomaniens, sont les équivalents latéraux des unités B, C et D (et probablement de la partie supérieure de l'unité A) de la Formation de Sidi Larbi définie dans les synclinaux Moyens Atlasiques, des unités A et B de la Formation de Midelt dans la Haute Moulouya, des Formations d'Ifezouane et d'Aoufous du Sillon Préafricain, et enfin des unités C1 et C2 de la Formation des Marnes d'Aït Lamine et de la série dolomitique de la Formation de Kéchoula sous-jacente dans le bassin d'Essaouira, Haut Atlas occidental (fig. 55).

Les unités C et F, marneuses et calcaires, de la partie supérieure de la Formation de Midelt et de la partie inférieure de la Formation d'Amghourzif définie dans la Haute Moulouya, et datées sans ambiguïté du Cénomaniens supérieur, sont mises en corrélation avec les unités E et/ou F de même âge des Formations de Sidi Larbi et des Calcaires blancs définies dans les synclinaux Moyens Atlasiques, des unités C1 et C2 de la partie inférieure de la Formation d'Akrabou dans le Sillon Préafricain, des sous-unités C3a et C3b des Formations d'Ouaouizaght et Ben Cherrou dans les synclinaux Haut Atlasiques et des unités C3 et C4 de la Formation des Marnes d'Aït Lamine dans le Haut Atlas occidental.

Le Turonien est représenté par 4 unités T1 à T4, exception faite pour le Sillon Préafricain où seulement T1 et T2 sont enregistrées. Ces unités sont réparties stratigraphiquement entre le Turonien inférieur et le Turonien supérieur ?.

La figure 55 synthétise les principales données lithostratigraphiques présentées ci-dessus, la relation spatiale entre les unités composant chacune des formations, l'évolution sédimentaire générale de l'ensemble de la série dans chaque région et enfin la mise en forme des corrélations.

2.4. Conclusion

Les dépôts de l'Albien-Cénomaniens ont été mis en corrélation, dans les différentes régions analysées, essentiellement par leur position stratigraphique, ils sont situés en effet au-dessous des faciès carbonatés datés sans ambiguïté du Cénomaniens supérieur. Ils résultent, dans leur quasi-totalité d'une sédimentation mixte, carbonatée (calcaires et dolomies) et marneuse dans la partie occidentale du bassin d'Essaouira, détritique (grès et marnes) et évaporitique (gypse) depuis la partie orientale de ce même bassin à l'Ouest, jusqu'au Sillon Préafricain à l'Est. Dans les synclinaux Moyens Atlasiques et dans la Haute Moulouya, apparaissent fréquemment, à la base, des conglomérats et microconglomérats mis en relation avec une tectonique distensive locale.

A partir du Cénomaniens supérieur et jusqu'au Turonien moyen, l'homogénéisation des faciès carbonatés et marneux et l'extension, à l'ensemble des régions étudiées, de petits bancs ou plaquettes de carbonates micritiques, suggère, un élargissement des communications régionales entre Atlantique et Téthys en liaison avec la montée eustatique globale.

Au Turonien moyen-supérieur?, les faciès dolomitiques et gréseux prédominent sur la partie centrale du domaine atlasique alors que, sur sa partie occidentale et la partie Est du Sillon Préafricain, les faciès carbonatés sont encore présents.

La distribution des faciès sur ces différentes régions, nous permet d'apprécier l'ampleur de la transgression de la mer du Cénomaniens supérieur/Turonien inférieur. Il apparaît ainsi, qu'à l'Albien-Cénomaniens, la transgression venait de l'Ouest ou du Nord-Ouest, de l'Atlantique, excepté sur le Sillon Préafricain. Au cours du Cénomaniens supérieur et tout au long du Turonien inférieur-Turonien moyen, les influences téthysiennes Est à Nord-Est sont prépondérantes sur l'ensemble des régions étudiées. A partir du Turonien moyen - Turonien supérieur?, on assiste à une baisse généralisée relative des niveaux des mers.

Dans l'état actuel des connaissances, l'événement eustatique Cénomaniens-Turonien est interprété comme le résultat de variations eustatiques liées à une montée généralisée des eaux marines, résultante de l'augmentation du volume des rides médio-océaniques en relation avec l'ouverture de l'Atlantique (Mackenzie & Pigott 1981), à condition que le volume des eaux océaniques soit constant, c'est à dire en dehors des périodes de glaciation. (Robaszynski & Amédéo 1991).

Les grands traits de la paléogéographie du "Crétacé moyen" nord africain ont été dessinés par Roch 1950, Basse & Choubert 1959, Choubert & Faure Muret 1960-1962, et Michard 1976. Des recherches plus récentes visent à déterminer la nature des relations entre Atlantique et Téthys à une échelle régionale (Canérot et al. 2003) (fig. 56) ou globale (Philip et al. 1993, Philip & Floquet 2000, Stampfli et al. 2001).

L'étude réalisée dans cette partie de l'Atlas marocain et de ses annexes sahariennes montre que le bassin téthysien s'étendait, à l'Albien ou au Cénomaniens, sur le Moyen Atlas central, sur la partie orientale de la Haute Moulouya et sur le Sillon Préafricain. Les mers atlantiques recouvraient alors la partie occidentale du bassin d'Essaouira et vraisemblablement les synclinaux Haut Atlasiques.

Au Cénomaniens supérieur, l'Atlantique se fait sentir jusque sur la Haute Moulouya. Ce n'est que pendant la transgression globale de l'intervalle Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur que les eaux téthysiennes envahissent l'ensemble des régions d'étude en se mêlant sur la partie la plus occidentale du bassin d'Essaouira aux eaux atlantiques.

Au cours du Cénomaniens supérieur, l'aire sédimentaire située entre la partie Nord du Haut Atlas central et la partie Ouest du Moyen Atlas méridional apparaît comme un relais entre les deux mers; elle perdure au cours du maximum de la transgression du Turonien inférieur.

Le cadre paléogéographique ainsi avancé reste toutefois relativement imprécis et doit être considéré comme un support pour l'orientation des recherches futures.

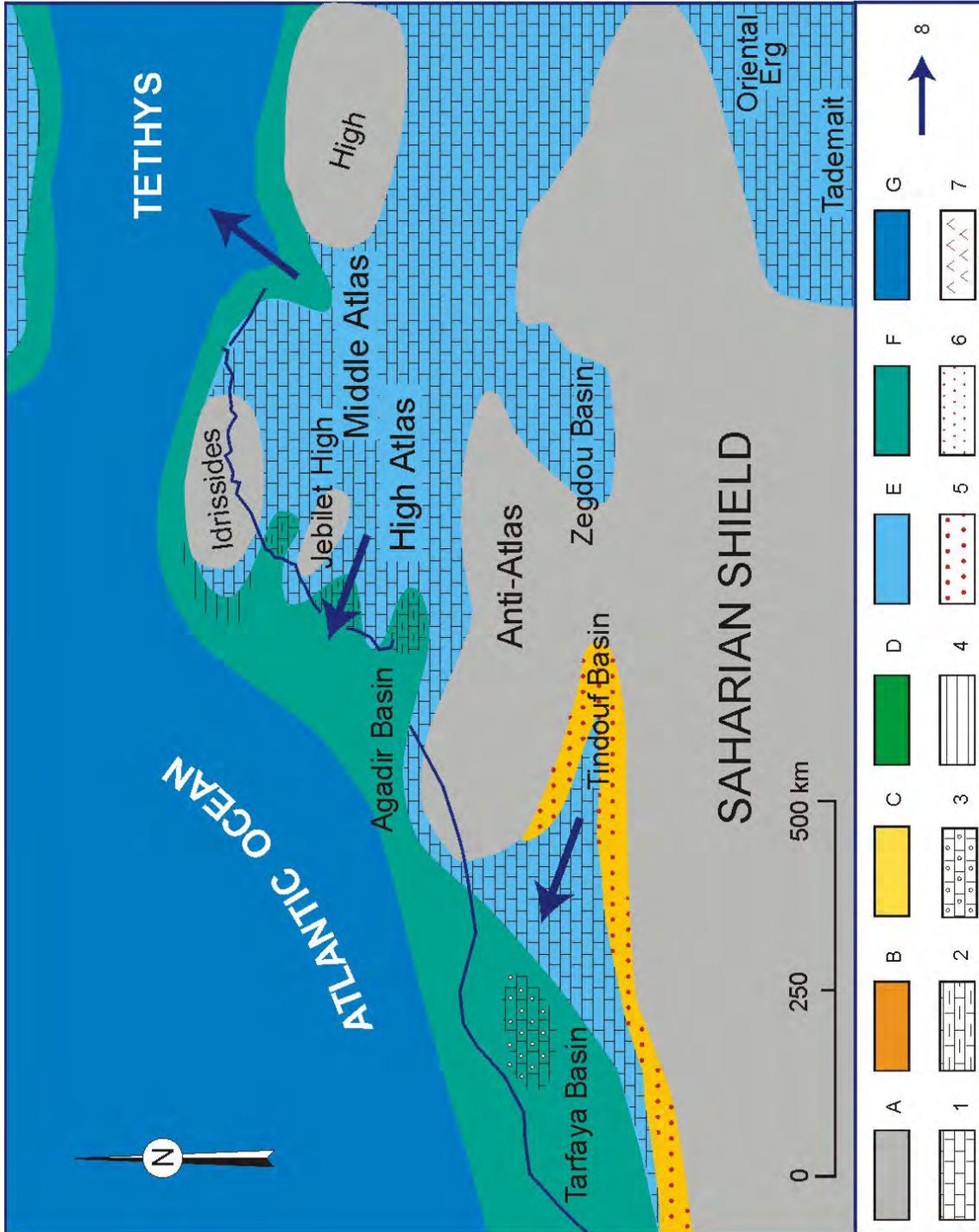


Fig. 56. Carte paléogéographique du Maroc au Cénomaniens supérieur 94,7 - 93,5 Ma (Canérot et al. 2003)

A - Exposed land (non deposition / erosion) ; B - Fluviatile, fluvio-lacustrine ; C - Shallow marine (terrigenous) ; D - Shallow marine (fluctuating salinities) ; E - Shallow marine (carbonates) ; F - Open marine (carbonates) ; G - Deep oceanic basins.
 1 - Limestones ; 2 - Marly limestones ; 3 - Detritic limestones ; 4 - Marls and clays ; 5 - Conglomerates ; 6 - Sandstones ; 7 - Evaporites ; 8 - Sediment influx

3 - DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES

3.1. Introduction

L'objectif de ce chapitre est de présenter une zonation biochronostratigraphique actualisée intégrée des séries du Cénomano-Turonien qui affleurent dans les Atlas marocains et ses confins sahariens (fig. 1). Celle-ci reposera principalement sur les données fournies par les ammonites, les foraminifères planctoniques et benthiques, les ostracodes et les lamellibranches et dans une moindre mesure les algues calcaires, les échinodermes, les poissons sélaciens et les reptiles marins. Nous utiliserons pour ce faire les données obtenues dans la présente étude, que nous compléterons par celles acquises dans le bassin d'Essaouira lors d'un précédent travail (Ettachfini 1992).

Au Maroc, depuis l'époque de Brives 1905 jusqu'aux années 1990, les investigations biostratigraphiques furent nombreuses; citons: Roch 1930, 1950, Choubert 1948, Basse & Choubert 1959, Duffaud 1960, Duffaud et al. 1966, Wiedmann et al. 1978, 1982, Butt 1982, Canérot et al. 1982, 1986, Saint-Marc & Rahhali 1982, Beauchamp et al. 1985, Ferrandini et al. 1985, Andreu 1986, 1989, Andreu & Charrière 1986, El kamali 1987, 1990, Ettachfini et al. 1989, Kuhnt et al. 1990, Charrière 1990. Ces analyses successives apportèrent des précisions sur l'âge de ces séries. On note cependant des imprécisions sur les répartitions chronologiques régionales des principales espèces en raison d'un enregistrement faunique épisodique.

Des révisions biostratigraphiques plus récentes mais souvent ponctuelles ont également été apportées dans ces différents bassins et pour différents groupes paléontologiques par Andreu 1991, 1992, 1993, 1995, 2002, Andreu & Ettachfini 1994, Andreu et al. 1996, Charrière & Vila 1991, Terrab 1996, Charrière 1996, Charrière et al. 1998, Ciszak et al. 1999, Icame 1994, Rhalmi 1992, 2000, Meister & Rhalmi 2002, Ettachfini 1992, 2000, Ettachfini & Andreu 2001, 2004, Ettachfini & Caron 2003, Ettachfini et al. 2005. Mais, là encore, des distorsions existent quant à la distribution verticale de nombreuses espèces.

Nous ne proposerons pas ici une description systématique des taxons mais seulement un inventaire exhaustif des groupes représentés, leur figuration¹, un commentaire sur leur valeur chronostratigraphique, et une identification des associations les plus significatives au sein de chaque groupe sur le plan biostratigraphique.

Dans la majorité des travaux précités sur le Crétacé moyen marocain, les figurations des faunes et/ou des flores sont généralement sporadique à l'exception des ostracodes (Andreu 1991) et des foraminifères benthiques, planctoniques et algues calcaires du bassin d'Essaouira (Ettachfini 1992).

Les répartitions biochronostratigraphiques synthétiques des principaux organismes qui peuplent la plate-forme du Cénomano-Turonien sont présentées sur les figures 57, 59-60, 62-63; 66, 68-70, avec les distributions temporelle et spatiale de chacun des taxons identifiés. Ces répartitions s'appuient sur l'analyse détaillée du contenu biologique de 770 lames minces, de plus de 330 résidus de lavages et d'échantillons macroscopiques, provenant des 5 régions d'étude. Les récoltes d'organismes couvrent toute la succession chronologique mais ce sont les dépôts du passage Cénomaniens - Turonien qui se sont révélés les plus riches.

Le calage chronostratigraphique est fondé principalement sur la charte des bassins européens de Hardenbol et al. 1998.

¹ Pour des raisons pratiques et financières, nous ne figurons que les organismes recensés dans ce travail; pour ce qui est biophase du bassin d'Essaouira, nous renvoyons le lecteur au travail d'Ettachfini 1992.

3.2. Ammonites

Prologue

A l'origine, les recommandations de la sous-commission internationale de la stratigraphie du Crétacé (Birkelund et al. 1984) conféraient à l'espèce *Pseudaspidoceras flexuosum* le statut de marqueur de la base du Turonien; sa distribution géographique était alors restreinte aux Western Interior (USA), Mexique, Allemagne, Nigéria et Madagascar (Kennedy et al. 1987). Depuis cette date, l'espèce a été signalée en Tunisie (Robaszynski et al. 1993, Abdallah 2000, Caron et al. 2006) et au Maroc (Charrière et al. 1998).

Pendant les journées du colloque de Grenoble 1991 sur les Evénements de la limite Cénomanién-Turonien, il a été proposé de placer cette limite un peu au-dessous du niveau d'apparition de *Pseudaspidoceras flexuosum*, à l'horizon d'émergence du taxon *Watinoceras devonense*; cette proposition s'est concrétisée lors du symposium de Bruxelles 1995 sur les limites des étages du Crétacé. La tendance générale actuelle est de placer la limite Cénomanién-Turonien au-dessous du niveau à *Pseudaspidoceras flexuosum*, à la première apparition de *Watinoceras devonense* (Bengtson [compiler], in Rawson et al. [Eds], 1996), limite définie à Pueblo dans le Western Interior, USA.

3.2.1. Taxons représentés

Malgré le mauvais état de conservation des échantillons, souvent écrasés ou fragmentés, les déterminations de certains d'entre eux ont atteint le niveau spécifique grâce aux concours des spécialistes: R. Martinez (Barcelone, Espagne), F. Amédéo (Calais, France) et W. J. Kennedy (Londres, Angleterre).

Six grandes familles ont été recensées:

- Engonoceratidae avec l'espèce *Neolobites vibrayeanus* ;
- Vascoceratidae représentée par *Vascoceras* gr. *cauvini*, *Vascoceras* sp., *Vascoceras proprium*, *Fagesia catinus*, *Neoptichytes cephalotus*: pl. 2, fig. 4 à 8 ;
- Acanthoceratidae représentée par *Watinoceras* sp. (pl. 1, fig. 1 et 2), *Pseudaspidoceras paganum*, *Pseudaspidoceras flexuosum*, *Pseudaspidoceras* sp. (pl. 2, fig. 1 à 3), *Mammites/Kamerunoceras* (pl. 1, fig. 3 et 4), *Mammites nodosoides* (pl. 1, fig. 6), et *Romaniceras ornatissimum* (pl. 3, fig. 6 et 7) ;
- Pachydiscidae avec *Lewesiceras* sp. (pl. 1, fig. 7 et 8) ;
- Pseudotissotidae représentée par *Wrightoceras munieri* (pl. 3, fig. 1 à 5), et *Thomasites rollandi* (pl. 1, fig. 5) ;
- Coilopoceratidae avec *Coilopoceras* sp., *Coilopoceras* gr. *requienianum*, *Coilopoceras* aff. *newelli* et *Hoplitoides* sp.

3.2.2. Distribution et valeur stratigraphique

La distribution temporelle des ammonites recueillies dans les différents secteurs étudiés est représentée sur la figure 57. Elle est établie par référence à l'échelle proposée par la charte des bassins européens de Hardenbol et al. 1998; il a été tenu compte aussi d'autres travaux comme ceux de Bengtson [compiler] 1996 (in Rawson et al. Eds) et Kennedy et al. 2000.

L'inventaire actualisé des espèces montre clairement qu'elles sont localisées dans les calcaires micritiques ou crayeux de l'intervalle Cénomanién supérieur - Turonien inférieur à moyen.

Au Maroc, les biozonations par ammonites sont difficiles à établir pour le Cénomanién-Turonien, comme l'ont montré Wiedmann et al. 1982 sur le Haut Atlas atlantique. Dans la figure 57 plusieurs citations d'espèces (Andreu 1991, Charrière et al. 1998, Cizak et al. 1999, Rhalmi 2000 et Meister & Rhalmi 2002) ont été intégrées à nos propres récoltes dans le but d'arriver à une meilleure compréhension de la succession stratigraphique.

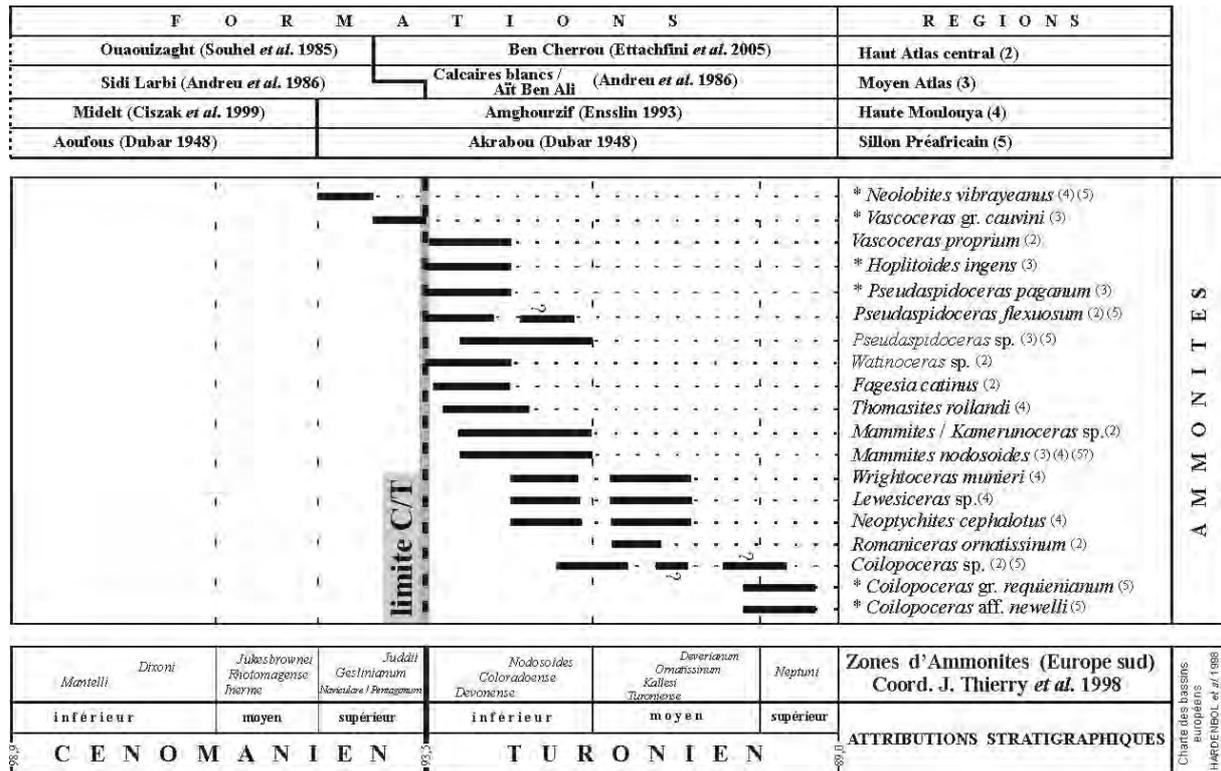


Fig. 57. Distribution des ammonites dans les formations céno-mano-turonniennes des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes.

(*) taxons cités par d'autres auteurs (Andreu 1991, Charrière *et al.* 1998, Ciszak *et al.* 1999, Meister *et al.* 2002), non retrouvés dans ce travail, mais que nous avons utilisés dans nos interprétations.

Nous pouvons maintenant affirmer que :

- * les *Neolobites vibrayeanus* relèvent sans ambiguïté de la partie inférieure du Cénomanien supérieur ;
- * *Vascoceras gr. cauvini* marque la partie terminale du Cénomanien supérieur (Charrière *et al.* 1998) ;
- * *Pseudaspidoceras paganum* indique le sommet du Cénomanien supérieur voire le Turonien basal (Meister *et al.* 2003); il succède à *Pseudaspidoceras pseudonodosoides*.
- * l'apparition du genre *Watinoceras* marque le début du Turonien (Bengtson 1996, Kennedy *et al.* 2000) ;
- * l'association *Vascoceras proprium*, *Fagesia catinus*, située juste au-dessus des *Watinoceras*, caractérise l'extrême base du Turonien et semble correspondre aux zones à *Watinoceras devonense* et à *Pseudaspidoceras flexuosum* (comm. perso. Amédéo 2003) ;
- * l'association *Thomasites rollandi*, *Mammites nodosoides*, *Pseudaspidoceras sp.*, *Mammites/Kamerunoceras*, *Wrightoceras muniere*, caractérise le Turonien inférieur non basal, zone à *Mammites nodosoides* (comm. perso. Amédéo 2003) ;
- * *Neoptychites cephalotus* apparaît dans la partie inférieure du Turonien inférieur et atteint son maximum au Turonien moyen (comm. perso. Martinez 1998) ;
- * *Romaniceras ornatisimum* est un marqueur du Turonien moyen.

En associant les informations paléontologiques des travaux de Charrière *et al.* 1998, Ciszak *et al.* 1999, Rhalmi 2000, Meister & Rhalmi 2002 et les résultats de la présente étude, nous pouvons mettre en évidence huit zones ou associations d'ammonites correspondant à la période Cénomanien supérieur - Turonien supérieur (?). Ces dernières sont mises en corrélation avec la zonation "standard" des bassins du Western Interior. Un essai de corrélation est également proposé (fig. 58) avec l'Atlantique central (bassin d'Agadir, Maroc), la Téthys méridionale (Algérie, Tunisie), le passage transsaharien (Niger, Nigeria), l'Atlantique sud (Gabon, Brésil) et l'Atlantique nord (Europe).

Il en ressort les constatations suivantes :

- deux zones peuvent être distinguées dans le Cénomanién supérieur: la zone à *Neolobites vibrayeanus* (la plus ancienne) et la zone à *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* (la plus récente). Ces zones sont respectivement équivalentes à la zone à *Metoicoceras mosbyense* et à la zone à *Neocardioceras juddii* du domaine boréal. Abdallah & Meister 1997 mettent en corrélation la zone à *N. vibrayeanus* avec l'intervalle à *Sciponoceras gracile* du Western Interior.
- Quatre zones ou associations sont reconnues dans le Turonien inférieur. A la base, l'association *Watinoceras* sp., *Fagesia catinus* et *Vascoceras proprium*, dont c'est la première citation au Maroc en général et dans le Haut Atlas central en particulier (Ettachfini & Caron 2003); au dessus, se situe la zone à *Pseudaspidoceras flexuosum* reconnue par Charrière et al. 1998, Ciszak et al. 1999 et ce travail; elle est suivie d'une zone à *Thomasites rollandi* connue par ailleurs en Afrique du Nord (Chancellor et al. 1994) et qui trouve maintenant sa confirmation au Maroc. Cette dernière pourrait correspondre à la zone à *Vascoceras birchbyi* du Western Interior. A la partie supérieure, la zone à *Mammites nodosoides* est présente sur l'ensemble des régions d'étude.
- Dans la partie médiane du Turonien moyen, la zone à *Romaniceras ornatissimum* se place en équivalent de la zone à *Subprinocyclus percarinatus* du domaine boréal. Cette citation est fondée sur un fragment de cette espèce (pl. 3, fig. 6 et 7) récolté dans le Haut Atlas central.
- Dans le Turonien supérieur, l'association *Coilopoceras* gr. *requienianum* et *Coilopoceras* aff. *newelli*, reconnue par Meister & Rhalmi 2002, est mise en corrélation avec la zone à *Subprinocyclus neptuni*.

3.3. Foraminifères planctoniques

Prologue

En domaine boréal, *Rotalipora cushmani* sert de repère stratigraphique pour la fin du Cénomanién. Elle disparaît dans la zone à *Metoicoceras geslinianum* (Robaszynski, Amédéo [coord.] et al. 1980, Robaszynski & Amédéo 1986). En domaine téthysien, la fin des Rotalipores est souvent liée à l'installation d'un milieu anoxique au sein du Cénomanién supérieur (Robaszynski & Caron 1995).

L'espèce *Helvetoglobotruncana helvetica* apparaît au début du Turonien dans la zone à *Pseudaspidoceras flexuosum* (Robaszynski & Caron 1995, Robaszynski 1999), alors que les *Whiteinella praehelvetica* sont déjà présentes à la fin du Cénomanién (Robaszynski & Caron [coord.] 1979; Grosheny & Tronchetti 1991; Robaszynski & Caron 1995).

La zone à "grosses Globigérines" de Sigal 1955, assimilée depuis à la zone à *Whiteinella archaeocretacea* (Robaszynski & Caron [coord.] 1979) se place classiquement entre les dernières apparitions (L.O. = Last Occurrence) de *Rotalipora cushmani* et les premières apparitions (F.O. = First Occurrence) de *Helvetoglobotruncana helvetica* (Robaszynski & Caron 1995); elle recouvre l'épisode anoxique OAE2 (Oceanic Anoxic Event) dans le monde entier (Caron et al. 1999). Les dernières *Helvetoglobotruncana helvetica* disparaissent avant la fin du Turonien moyen (Robaszynski et al. 1990).

3.3.1. Taxons représentés

Les déterminations génériques et spécifiques (F. Robaszynski, Mons, Belgique et M. Caron, Fribourg, Suisse) reposent essentiellement sur les définitions données dans l'Atlas des foraminifères planctoniques du Crétacé moyen de Robaszynski & Caron [coord.] 1979, et Caron 1985, sur des travaux plus récents de Robaszynski et al. 1990, Nederbragt 1991, pour les Heterohelicidae, et sur la compilation de Premoli Silva & Verga 2004.

Comme pour les ammonites, la plus grande fréquence des foraminifères planctoniques se situe entre la fin du Cénomanién et le Turonien inférieur à moyen (fig. 59) dans des faciès carbonatés dans lesquels les microorganismes sont difficiles à dégager. Malgré cela, plusieurs échantillons concassés ont pu fournir les taxons présentés ci-dessous :

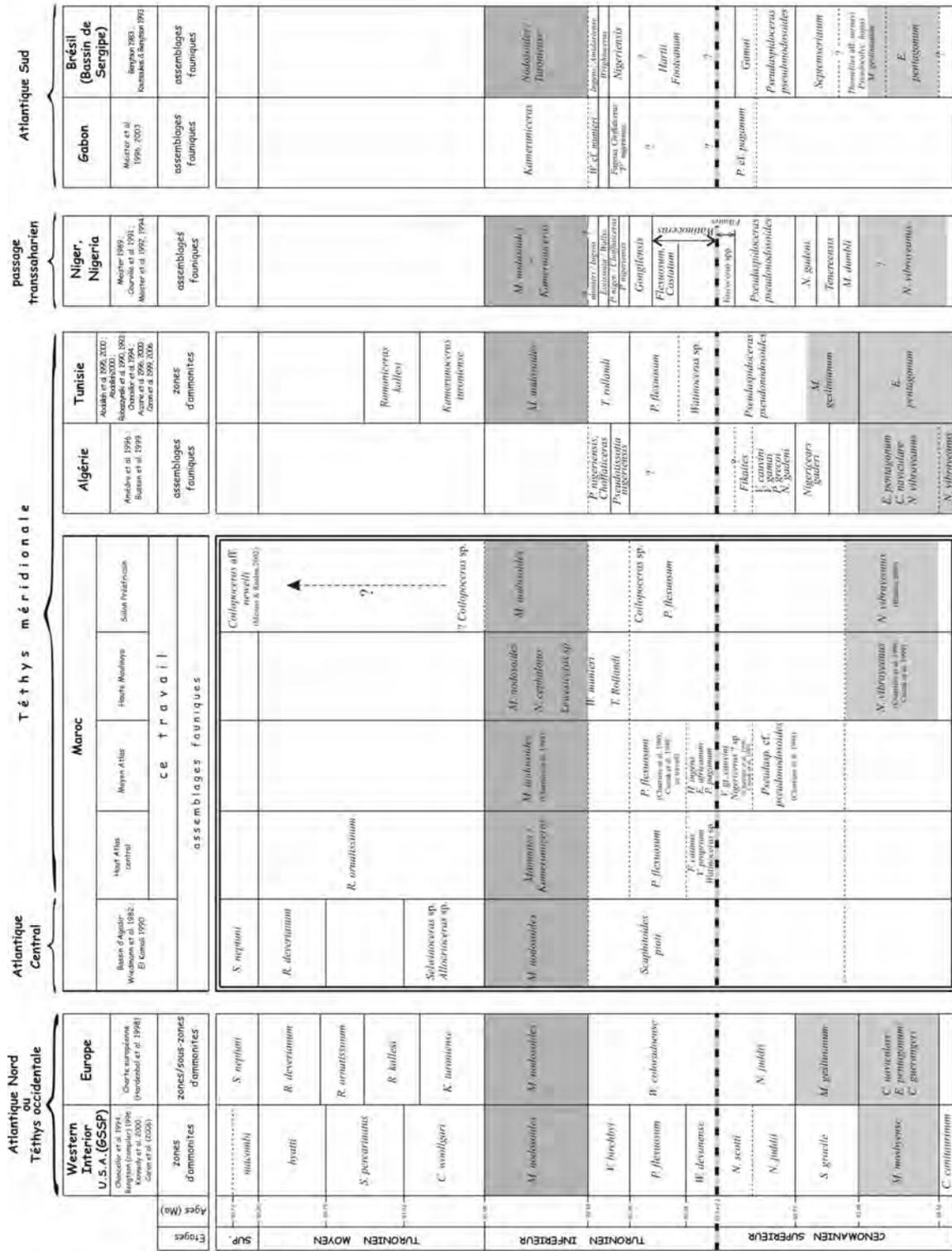


Fig. 58. Cadre biochronologique et propositions de corrélations fondées sur les faunes d'ammonites du passage Cénomanién-Turonien entre différents domaines paléogéographiques : Atlantique Nord ou Téthys occidentale, Atlantique central, Téthys méridionale, passage transsaharien et Atlantique Sud.

- rares spécimens de *Rotalipora cushmani* (pl. 4, fig. 1 et pl. 12, fig. 7) ;
- rares spécimens d'*Anaticinella* sp. (pl. 4, fig. 1 et pl. 12, fig. 6) ;
- *Guembelitra cenomana* (pl. 11, fig. 1), *Guembelitra cretacea* (pl. 11, fig 2 à 4) et *Guembelitra s.l.* (pl. 12, figs 3 à 5) ;

- *Heterohelix moremani* (pl.11, fig. 5 à 7 et pl. 12, fig. 1) et *Heterohelix globulosa* (pl. 11, fig. 8 à 12 et pl. 12, fig. 2) ;
- représentants du genre *Pseudotextularia*: *Pseudotextularia* sp. 1, *Pseudotextularia* sp. 2 et *Pseudotextularia* sp. 3 (pl. 11, fig. 14 à 18) et morphologies intermédiaires entre celles des genres *Heterohelix* et *Pseudotextularia* (pl. 11, fig. 13) ;
- *Asterohedbergella asterospinosa* (pl. 12, fig. 12 à 23), *Hedbergella delrioensis* (pl. 4, fig. 2), *Hedbergella* cf. *planispira* (pl. 4, fig. 3), *Hedbergella hoelzli* (pl. 4, fig. 4), *Hedbergella* gr. *simplex* (pl. 4, fig. 5 à 7), et formes intermédiaires entre les genres *Hedbergella* et *Praeglobotruncana* (*Praeglobotruncana* cf. *oraviensis* par exemple, pl. 4, fig. 8) ;
- *Whiteinella*, genre le plus représenté tant en individus qu'en espèces avec *Whiteinella* gr. *baltica* (pl. 5, fig. 7 et pl. 6, fig. 5 et 6), *Whiteinella archaeocretacea* (pl. 6, fig. 7 et pl. 7, fig. 4), *Whiteinella brittonensis* (pl. 7, fig. 1), *Whiteinella aprica* (pl. 7, fig. 2), *Whiteinella praehelvetica* (pl. 7, fig. 6, 7; pl. 8, fig. 1, 2 et pl. 12, fig. 9, 10), ainsi que des formes intermédiaires entre *Whiteinella* cf. *aumalensis* et *Whiteinella archaeocretacea* (pl. 5, fig. 6), *Whiteinella aprica* et *Whiteinella archaeocretacea* (pl. 7, fig. 3), et *Whiteinella archaeocretacea* et *Whiteinella inornata* (pl. 7, fig. 5) ;
- *Praeglobotruncana*, qui montre, lui aussi une assez grande diversité d'espèces avec *Praeglobotruncana delrioensis* (pl. 5, fig. 1), *Praeglobotruncana stephani* (pl. 5, fig. 2), *Praeglobotruncana* cf. *oraviensis* (pl. 6, fig. 1), *Praeglobotruncana kalaati* (pl. 6, fig. 2 à 4), *P. gibba* (pl. 12, fig. 11), et des formes intermédiaires entre *Praeglobotruncana stephani* et *Praeglobotruncana kalaati* (pl. 5, fig. 3), entre *Praeglobotruncana* cf. *stephani* et *Dicarinella* gr. *hagni* (pl. 5, fig. 4), entre *Praeglobotruncana* gr. *stephani* et *Dicarinella* cf. *imbricata* (pl. 5, fig. 5 et pl. 9, fig. 7) et entre *Praeglobotruncana* cf. *stephani* et *Dicarinella algeriana* (pl. 10, fig. 1) ;
- très beaux spécimens de *Dicarinella hagni* (pl. 10, fig. 2 à 4), formes intermédiaires entre *Dicarinella* et *Marginotruncana* primitifs (on parle de formes "marginotruncanisées"), et formes de *Dicarinella* montrant des sutures sigmoïdes sur la face ombilicale (pl. 10, fig. 5 et 6) ;
- *Helvetoglobotruncana* avec des formes typiques de l'espèce *Helvetoglobotruncana helvetica* (pl. 8, fig. 3 à 7 et pl. 9, fig.1 à 3) ;
- *Marginotruncana*, avec des formes qualifiées de primitives (pl. 9, fig. 4) et de plus évoluées avec *Marginotruncana sigali* (pl. 9, fig. 5 et 6) et *Marginotruncana marianosi / schneegansi* (pl. 10, fig. 7).

3.3.2. Distribution et valeur stratigraphique

Les répartitions temporelles et spatiales d'une quarantaine d'espèces recensées, principalement au passage Cénomanien - Turonien, sont données dans la figure 59.

Les spécimens les plus anciens sont représentés par *Heterohelix moremani*, *Hedbergella simplex* et *Whiteinella baltica*; ils sont généralement rares et présents plus particulièrement dans les faciès marneux; ils paraissent se limiter à la partie inférieure du Cénomanien.

Au-dessus, la faune est rare ou quasi absente dans des faciès peu profonds, dolomitiques et évaporitiques.

Des formes simples: *Guembelitra* spp., *Heterohelix moremani*, *Heterohelix globulosa*, *Hedbergella* spp. et *Asterohedbergella asterospinosa* font une apparition massive; elles sont accompagnées de quelques formes plus évoluées: *Whiteinella baltica*, *Whiteinella aprica*, *Whiteinella inornata*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Praeglobotruncana* cf. *delrioensis*, associées à de rares *Rotalipora* aff. *cushmani* et *Anaticinella* sp. Cette association caractérise le Cénomanien supérieur.

A la limite Cénomanien-Turonien (cf. fig. 59), apparaît une association diversifiée d'espèces classiques de la zone à *Archaeocretacea* qui accompagne habituellement la transgression du Cénomanien terminal - Turonien basal en de nombreux points de la Mésogée.

La fin du Cénomanien se caractérise principalement par les dernières *Asterohedbergella asterospinosa* associées à de rares *Rotalipora* aff. *cushmani*; le début du Turonien par les premières *Helvetoglobotruncana helvetica*. La limite Cénomanien – Turonien se situerait entre ces deux événements biologiques.

Les derniers *Rotalipora* disparaissent mais de nouvelles formes complexes et diversifiées: *Praeglobotruncana* spp., *Dicarinella* spp., *Helvetoglobotruncana helvetica* et *Marginotruncana sigali* (cf. fig. 59), s'ajoutent au stock présent antérieurement dans le Turonien inférieur à moyen.

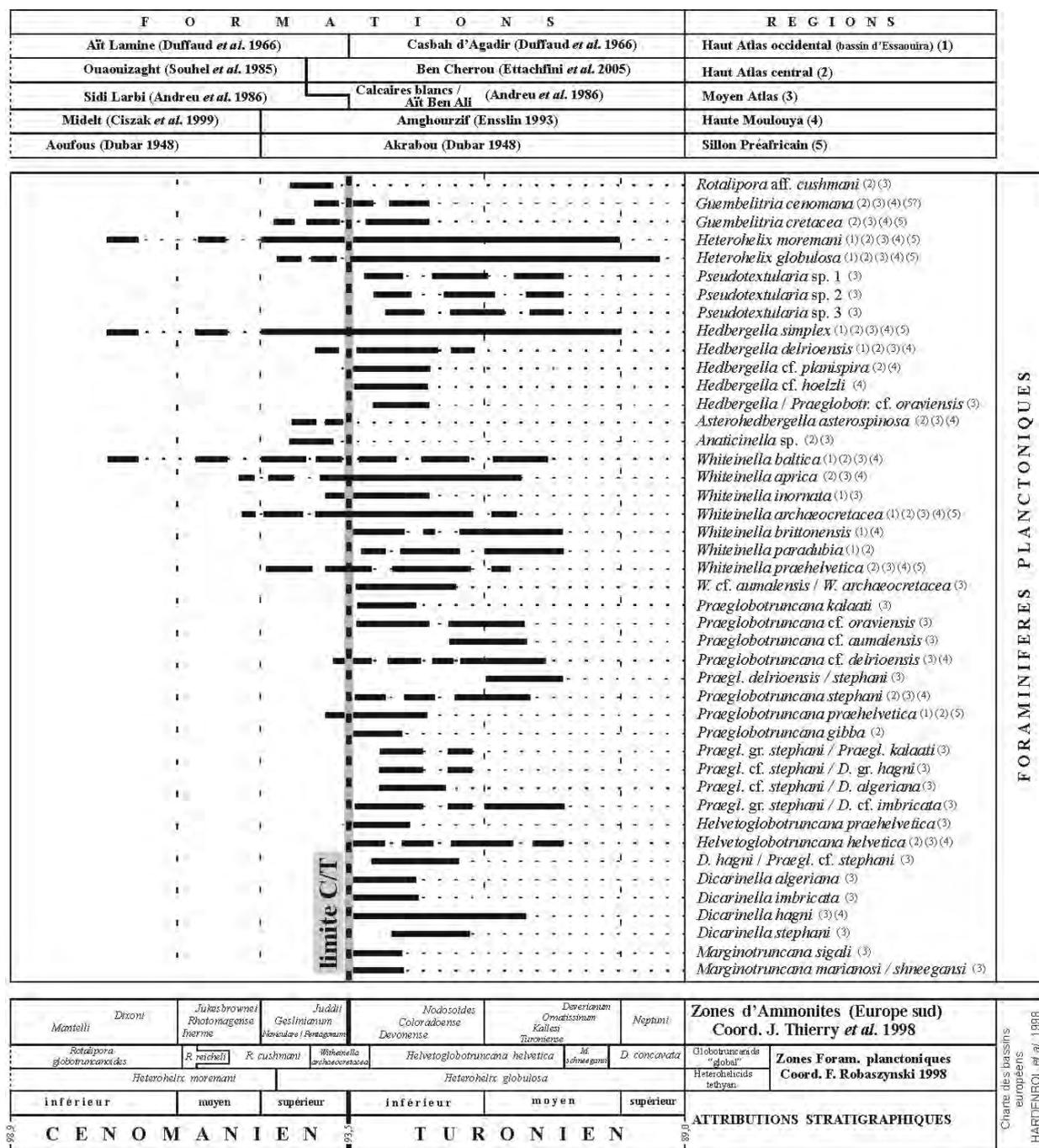


Fig. 59. Distribution des foraminifères planctoniques dans les formations céno-mano-turonniennes des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes.

(1) Bassin d'Essaouira : pour de plus amples informations, se référer à la Thèse d'Université de l'auteur (1992).

Ces associations de foraminifères planctoniques, qui s'enrichissent progressivement du Cénomaniens supérieur au Turonien inférieur à moyen, illustrent la progression de la transgression sur l'ensemble des Atlas marocains.

On retrouve, ainsi, dans ses grandes lignes, la zonation classique établie dans les domaines boréal et téthysien avec la succession *Rotalipora cushmani*, *Whiteinella archaeocretacea* et *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Les faits nouveaux qui résultent de notre étude sont:

- 1/ la confirmation que l'espèce *A. asterospinosa* est un bon marqueur du Cénomanién supérieur voire sommital;
- 2/ la confrontation de la coexistence dès l'extrême base du Turonien de l'espèce *Helvetoglobotruncana helvetica* associée à l'ammonite *Watinoceras*. Dans tous les bassins ayant fait l'objet d'investigations biostratigraphiques, l'*helvetica* au s.s. apparaît après l'émergence des *Watinoceras*.

3.4. Foraminifères benthiques

Prologue

Au Crétacé moyen, les plates-formes carbonatées atteignent une grande extension géographique. Au Maroc, les plates-formes cénomaniennes occupent des étendues variables généralement plus développées dans le Haut Atlas occidental et dans le Sillon Préafricain. Elles sont le siège d'une sédimentation néritique dans laquelle les grands foraminifères benthiques occupent une place importante. Au Turonien, ce sont essentiellement les dépôts pélagiques qui dominent, et de ce fait, la faune benthique est généralement plus rare.

La réalisation d'une échelle biostratigraphique générale fondée sur les foraminifères benthiques doit être calée, pour avoir une réelle valeur stratigraphique, sur les échelles de références établies à partir des ammonites et des foraminifères planctoniques.

3.4.1. Taxons représentés

Les foraminifères benthiques sont relativement abondants sur la plate-forme cénomanienne du Maroc. Nous les présenterons selon la classification systématique de Loeblich & Tappan (1964), modifiée légèrement par leurs travaux plus récents (1988).

25 familles ont été recensées dans les 5 domaines d'étude; les deux premières sont, à ce jour, limitées au Bassin d'Essaouira :

- Rhapydioninidae avec l'espèce *Sellialveolina viallii* (pl. 4, fig. 5 à 9 et pl. 5, fig. 1 à 6, Ettachfini 1992) ;
- Ovalveolinidae, avec *Ovalveolina crassa* (pl. 5, fig. 7 et 8, Ettachfini 1992) ;
- Alveolinidae avec *Cisalveolina fraasi* (pl. 16, fig. 1 et 2) ;
- Spirocyclinidae représentée par *Spirocyclus atlasica* (pl. 13, fig. 1 à 9) ;
- Cyclamminidae avec *Pseudocyclamina rugosa* (pl. 13, fig. 10) et *Hemicyclamina sigali* (cf. pl. 1, fig. 12, Ettachfini 1992) ;
- Soritidae représentée par cinq espèces: *Pseudorhapydionina dubia* (pl. 14, fig. 1 à 5), *Pseudorhapydionina laurinensis* (pl. 14, fig. 6 à 8), *Pseudorhipidionina casertana* (pl. 14, fig. 9), *Peneroplis turonicus* (pl. 15, fig. 1 et 2) et *Peneroplis parvus* (pl. 5, fig. 10, Ettachfini 1992) ;
- Coskinolinidae avec l'espèce *Pseudolituonella reicheli* (pl. 15, fig. 3 à 9) ;
- Thomasinellidae avec *Thomasinella punica* (pl. 15, fig. 10 et 11; et pl. 1, fig. 1 à 6, Ettachfini 1992) ;
- Chrysalidinidae représentée par l'espèce *Chrysalidina gradata* (pl. 16, fig. 3 à 6) ;
- Charentiidae représentée par deux espèces: *Charentia cuvillieri* (pl. 16, fig. 7 à 9) et *Moncharmontia* aff. *apenninica* (pl. 16, fig. 10);
- Involutinidae avec *Trocholina* gr. *Trocholina arabica* (pl. 16, fig. 11 et 12);
- Cuneolinidae avec différents morphotypes de *Cuneolina* gr. *pavonia* (pl. 17, fig. 1 à 9) ;
- Dicyclinidae avec *Dicyclina schlumbergeri* (pl. 4, fig. 1 à 4, Ettachfini 1992) et *Dicyclina* sp. (pl. 17, fig. 10) ;
- Vaginulinidae représentée par cinq espèces: *Neoflabellina* sp. (pl. 18, fig. 1 à 5), *Fronovaginulina inversa* (pl. 18, fig. 6 à 9), *Vaginulina* sp. (pl. 18, fig. 10 et 11), *Lenticulina rotulata* (pl. 18, fig. 12 et 13) et *Lenticulina* sp. (pl. 18, fig. 14) ;

- Nodosariidae avec quelques fragments de *Nodosaria* sp. (pl. 18, fig. 15 et 16) ;
- Lituolidae avec des spécimens indéterminés rapportées probablement à ? *Cribratina* sp. (pl. 19, fig. 1 à 6), et avec des représentants d'*Ammobaculites* sp. (pl. 19, fig. 7 à 10) ;
- Tritaxiidae représentée par *Tritaxia pyramidata* (pl. 19, fig. 11 à 13) ;
- Miliolidae avec *Nummoloculina regularis* (pl. 8, fig. 3, Ettachfini 1992), des spiroloculines *s.l.* (pl. 19, fig. 14 et 15) et des milioles indéterminées (pl. 19, fig. 16 et 17) ;
- Nezzazatidae représentée par six espèces: *Nezzazata simplex* (pl. 20, fig. 1 à 5 et fig. 8), cf. *Trochospira avnimelchi* (pl. 20, fig. 6 et 7), *Nezzazatinella picardi* (pl. 20, fig. 9), cf. *Biconcava bentori* (pl. 20, fig. 10, et pl. 7, fig. 1 à 5, Ettachfini 1992) et cf. *Biplanata peneropliformis* ;
- Rotaliidae avec l'espèce *Rotalia mesogeensis* (pl. 20, fig. 12 à 15) ;
- Buliminidae avec des bulimines *s.l.* (pl. 21, fig. 1 à 3) et *Globulimina* sp. (pl. 21, fig. 4 à 6) ;
- Chiloguembelinidae avec *Gabonita levis* (pl. 21, fig. 7 à 9) et *Gabonita* cf. *obesa* (pl. 10, fig. 1 et 2, Ettachfini 1992) ;
- Discorbiidae *sensu lato* avec de nombreux représentants indéterminés (pl. 21, fig. 10 à 13) ;
- Textulariidae avec *Textularia* sp. (pl. 16, fig. 13) ;
- Osangularidae avec *Osangularia* sp. (pl. 20, fig. 11).

3.4.2. Distribution et valeur stratigraphique

Les attributions chronologiques des associations de foraminifères benthiques sont formulées en fonction de la valeur stratigraphique habituellement dévolue à ces différentes espèces par saint-Marc (1977), Arnaud-Vanneau et al. 1981, Bilotte (1984a, 1984b, 1985), Schroeder & Neumann [coord.] (1985).

La répartition stratigraphique des foraminifères benthiques conduit aux constatations suivantes (fig. 60).

Les espèces les plus anciennes: *Thomasinella punica*, *Sellialveolina viallii*, *Hemicyclammina sigali*, *Peneroplis parvus*, *Ovalveolina crassa*, *Biconcava bentori* et *Pseudorhapydionina laurinensis*, sont reconnues dans le Haut Atlas occidental (Bassin d'Essaouira) et datent le Cénomanien inférieur à moyen (Ettachfini 1992, Andreu et al. 1996).

Dans les autres régions, l'Albo-Cénomanien est dominé par des faciès littoraux, défavorables au développement des foraminifères.

Au Cénomanien supérieur, on assiste à un début de diversification et d'homogénéisation des peuplements de foraminifères benthiques généralisés à l'ensemble des Atlas marocains et de ses annexes sahariennes (fig. 60). Cette identité de matériel sur l'ensemble de la plate-forme atteint son maximum au Cénomanien sommital. De plus, ces taxons sont associés à des foraminifères planctoniques de la zone à *Archaeocretacea* qui accompagnent classiquement la transgression cénomano-turonienne.

Le début du Turonien se marque par une chute brutale des représentants des foraminifères benthiques. Seules les espèces *Rotalia mesogeensis*, *Frondevaginulina inversa*, *Gabonita levis* et *Lenticulina rotulata*, associées à quelques *Neoflabellina* et *Ammobaculites*, franchissent la limite supérieure du Cénomanien.

Cette raréfaction de la biophase benthique se poursuit tout au long du Turonien.

En tenant compte de l'apparition, du développement ou de la disparition des taxons, plusieurs zones (ou sous-zones) se détachent dans la succession des associations de foraminifères benthiques.

Nous avons envisagé, pour l'intervalle Cénomanien-Turonien, une première proposition de découpage, avec deux biozones à foraminifères benthiques: la zone à *Thomasinella punica* pour le Cénomanien et la zone à *Gabonita levis* pour le Turonien (cf. fig. 71).

F O R M A T I O N S		REGIONS
Aït Lamine (Duffaud <i>et al.</i> 1966)	Casbah d'Agadir (Duffaud <i>et al.</i> 1966)	Haut Atlas occidental (bassin d'Essaouira) (1)
Ouaouzaght (Souhel <i>et al.</i> 1985)	Ben Cherrou (Ettachfiri <i>et al.</i> 2005)	Haut Atlas central (2)
Sidi Larbi (Andreu <i>et al.</i> 1986)	Calcaires blancs / Aït Ben Ali (Andreu <i>et al.</i> 1986)	Moyen Atlas (3)
Midelt (Cizsak <i>et al.</i> 1999)	Amghourzif (Ensslin 1993)	Haute Moulouya (4)
Aoufous (Dubar 1948)	Akrabou (Dubar 1948)	Sillon Préafricain (5)

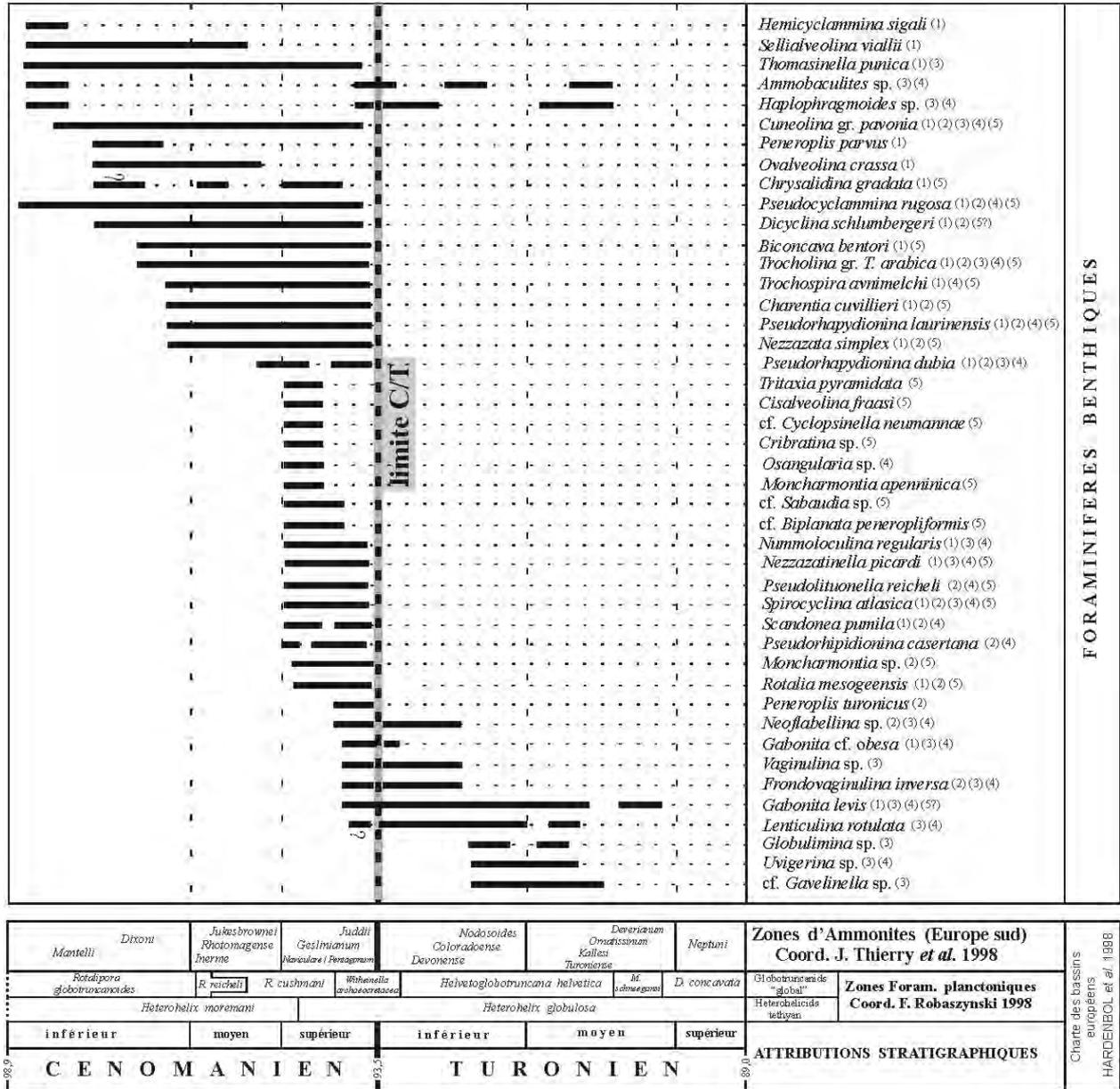


Fig. 60. Distribution des foraminifères benthiques dans les formations céno-mano-turonniennes des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes.

(1) Bassin d'Essaouira : pour de plus amples informations, se référer à la Thèse d'Université de l'auteur (1992).

La zone à *Thomasinella punica* est une zone d'extension totale de l'espèce marqueur (Total Range Zone des Anglo-saxons). Elle correspond à l'intervalle de distribution verticale complète de cette espèce. Elle englobe l'ensemble des foraminifères benthiques caractéristiques du Cénomanien (fig. 60).

Thomasinella punica n'est jamais observée en dehors du Cénomanien, c'est du moins la distribution qui lui est habituellement affectée (Sigal 1956, Saint-Marc 1977, Arnaud-Vannaud &

Prestat 1984, Ettachfini 1992, Andreu et al. 1996). Cette zone est bien identifiée dans le Cénomaniens du bassin d'Essaouira et dans le Cénomaniens supérieur du Moyen Atlas. La vaste extension géographique de *Thomasinella punica* sur les marges nord et sud téthysiennes, et, dans une moindre mesure sur les deux marges de l'Atlantique central et de l'Atlantique sud (Saint-Marc 1982), permet de mettre en place une biozone fiable et caractéristique du Cénomaniens.

On peut la subdiviser en trois sous-zones caractéristiques :

1/ la sous-zone à *Sellialveolina viallii*, intervalle défini entre l'apparition de *Sellialveolina viallii* et celle de *Pseudorhapydionina dubia*. Dans le bassin d'Essaouira, la base de cette sous-zone coïncide avec l'apparition de *Thomasinella punica* et *Hemicyclammia sigali*; son sommet avec la disparition de *Ovalveolina crassa*. Ces indications peuvent être utilisées comme critères complémentaires pour la définition de cette sous-zone qui paraît s'étendre sur le Cénomaniens inférieur à moyen *pro-parte*;

2/ la sous-zone à *Pseudorhapydionina dubia*, sous-zone d'intervalle, définie par la disparition de *Sellialveolina viallii* et l'apparition de *Spirocyclus atlasica*. Elle est datée de la partie supérieure du Cénomaniens moyen (Ettachfini 1992) ;

3/ la sous-zone à *Spirocyclus atlasica*, sous-zone d'extension totale de l'espèce index. Cette sous-zone est marquée par un changement radical dans les associations de foraminifères benthiques qui se traduit par une arrivée massive de ces derniers (cf. fig. 60). Apparaissent aussi *Spirocyclus atlasica*, *Pseudolituonella reicheli*, *Tritaxia pyramidata*, *Cisalvelina fraasi*, *Pseudorhapydionina casertana*, cf. *Cyclopsinella neumannae*, *Nummuloculina regularis*, *Nezzazatinella picardi*, *Scandonea pumila*; un peu plus haut dans les séries, *Spirocyclus atlasica* s'associe avec *Rotalia mesogeensis*, *Peneroplis turonicus*, *Fronovaginulina inversa*, *Gabonita levis* et *Lenticulina ? rotulata*. Cette sous-zone est datée, sans ambiguïté, du Cénomaniens supérieur (Ettachfini 1992 et ce travail).

La zone à *Gabonita levis* est une zone d'extension partielle du marqueur (Partial Range Zone des Anglo-saxons). Elle est définie à sa base par l'extinction de *Spirocyclus atlasica* et à son sommet par l'extinction apparente de *Gabonita levis*. Compte-tenu de la rareté des foraminifères benthiques et de l'absence des formes classiques du Turonien, il nous a paru nécessaire de choisir parmi les genres ou espèces reconnues quelques taxons qui puissent jouer le rôle de marqueurs de zone ou de sous-zone. Cette biozone à *Gabonita levis* se caractérise par une chute importante de la diversité spécifique des assemblages de foraminifères benthiques au profit du développement des foraminifères planctoniques. L'espèce *Gabonita levis* est choisie comme taxon-guide pour le Turonien en raison de sa grande abondance, surtout à la base de la biozone; elle est associée à des foraminifères benthiques hyalins, tels *Neoflabellina* sp., *Vaginulina* sp., *Fronovaginulina inversa*, *Lenticulina rotulata*, buliminidae, gavellinidae, vaginulinidae et à des foraminifères planctoniques des zones à *Archaeocretacea* et *Helvetica*.

Elle est définie dans toutes les régions étudiées, exception faite du Sillon Préafricain dans lequel elle est moins apparente. Sa base est liée à l'émergence de l'ammonite *Watinoceras* sp.; son sommet dépasse de peu les dernières *Helvetoglobotruncana helvetica*. On lui attribue un âge Turonien inférieur à moyen voire ? supérieur.

3.5. Ostracodes

Prologue

Les travaux d'Andreu et Andreu et al. depuis 1986 permettent de reconnaître aisément le Cénomaniens et le Turonien marocain sur la base des associations d'ostracodes, lorsque les autres groupes font défaut. La biozonation de ces deux étages est fournie sur la figure 61 (Andreu 2002).

3.5.1. Taxons représentés

Les faunes d'ostracodes (détermination B. Andreu) inventoriées dans les régions étudiées sont données sur les figures 62 et 63.

CENOMANIAN			OSTRACODE SPECIES	R South Rifian Ripples M Middle Atlas H High Moulouya C Central High Atlas E Essaouira A Agadir T Tarfaya D Erfoud-Errachidia
L	M	U		
—			<i>Cytherura scabritia</i> (A)	
—			<i>Eocytheropteron anteretroversicardium</i> (A, E, C)	
—			<i>Rehacythereis aff. fahrioni</i> (E)	
—			<i>Rehacythereis curva</i> (E)	
—			<i>Eocytheropteron</i> gr. <i>glintzboeckeli</i> (A, E, T)	
—			<i>Amphicytherura</i> (<i>S.</i>) <i>distincta</i> (A)	
—			<i>Cythereis douiraensis</i> (R)	
—			<i>Cytherella</i> gr. <i>parallela</i> (A, E, M)	
—			<i>Paracypris</i> (cf.) <i>mdaouerensis</i> (R, E, M, A, T)	
—			<i>Paracypris</i> cf. <i>dubertreti</i> (A, E)	
—			<i>Amphicytherura</i> (<i>S.</i>) <i>gigantodistincta</i> (E, A)	
—			<i>Nigeroloxoconcha</i> aff. GA A 22 Grosdidier (A, M, R)	
—			<i>Cythereis bigrandis</i> (A, E, R, M, T)	
—			<i>Doricythereis talerzahensis</i> (R)	
—			<i>Veenia</i> (<i>N.</i>) cf. <i>rotunda</i> (R, T, D)	
—			<i>Rehacythereis huescaensis</i> (R)	
—			<i>Herrigocythere</i> ? <i>hajerensis</i> (R)	
—			<i>Veeniacythereis</i> gr. <i>jezzineensis</i> (E, D)	
—			<i>Reticulocosta boughalensis</i> (A, D)	
—			<i>Cythereis</i> ? <i>magnei</i> (M, D)	
—			<i>Doloccytheridea atlasica</i> (D)	
—			<i>Brachycythere</i> aff. <i>ekpo</i> (T)	
—			<i>Praephaeorhabdotus</i> ? <i>jirensis</i> (R)	
—			<i>Haughtonileberis</i> cf. <i>mdaouerensis</i> (M, R)	
—			<i>Cythereis algeriana</i> (E, H, M, D)	
—			<i>Metacytheropteron</i> gr. <i>pamesi</i> (A, E, H, D)	
—			<i>Reticulocosta</i> gr. <i>tarfayaensis</i> (C, M, R, T, D, H, E)	
—			<i>Brachycythere</i> gr. <i>sapucariensis</i> (A, E, R, M, T)	
—			<i>Cytherella gigantosulcata</i> (E)	
—			<i>Parakrithe</i> cf. <i>losaensis</i> (E)	
—			<i>Trachyleberidea</i> aff. <i>arta</i> (E)	
—			<i>Mauritsina tamazirtensis</i> (E)	
—			<i>Rehacythereis inflasensis</i> (E)	
—			<i>Perissocytheridea</i> ? <i>laminensis</i> (E)	
—			<i>Perissocytheridea</i> ? <i>tamaensis</i> (E)	
—			<i>Cytheromorpha laderdourtensis</i> (E)	
—			<i>Peloriops</i> gr. <i>zigerensis</i> (E)	
—			<i>Amphicytherura zemzenensis</i> (E)	
—			<i>Protobuntonia semmamaensis</i> (A, E)	
—			<i>Peloriops</i> (cf.) <i>talbourinensis</i> (E, H)	
—			<i>Kalyptovalva</i> ? <i>tifratinensis</i> (E, H, M)	
—			<i>Spinoleberis</i> (cf.) <i>kasserinensis</i> (A, E)	
—			<i>Cytherella</i> (cf.) <i>aegyptiensis</i> (E, M)	
—			<i>Parakrithe tananensis</i> (M, E)	
—			<i>Limburgina</i> (cf.) <i>selloumensis</i> (M, R, E)	
—			<i>Veenia</i> (<i>N.</i>) <i>rotunda</i> (A)	
—			<i>Bythoceratina lamarae</i> (A)	
—			<i>Acrocythere bizouganensis</i> (E)	
—			<i>Ovocytheridea</i> gr. <i>reniformis</i> (M, E)	
—			<i>Cytherelloidea oudrarenensis</i> (A)	
—			<i>Monoceratina trituberculata</i> (A)	
—			<i>Metacytheropteron</i> cf. GA A 32 Grosdidier (A)	
—			<i>Spinoleberis yolvataensis</i> (M)	
—			<i>Veeniacythereis</i> ? aff. <i>kenaasensis</i> (T)	
—			<i>Xestoleberis igammoudensis</i> (E)	
—			<i>Pterygocythere</i> ? <i>neknaffiensis</i> (E)	
—			<i>Haughtonileberis exilis</i> (E)	

— espèces limitées au Cénomaniens

TURONIAN			OSTRACODE SPECIES	R South Rifian Ripples M Middle Atlas H High Moulouya C Central High Atlas E Essaouira A Agadir T Tarfaya D Erfoud-Errachidia
L	M	U		
—			<i>Haughtonileberis mdaouerensis</i> (M)	
—			<i>Veeniacythereis</i> ? aff. <i>kenaasensis</i> (T)	
—			<i>Paracypris</i> cf. <i>dubertreti</i> (A, E)	
—			<i>Amphicytherura</i> (<i>S.</i>) <i>gigantodistincta</i> (E, A)	
—			<i>Praephaeorhabdotus</i> ? <i>jirensis</i> (R)	
—			<i>Haughtonileberis</i> cf. <i>mdaouerensis</i> (M, R)	
—			<i>Cythereis algeriana</i> (E, H, M, D)	
—			<i>Metacytheropteron</i> gr. <i>pamesi</i> (A, E, H, D)	
—			<i>Kalyptovalva</i> ? <i>tifratinensis</i> (E, H, M)	
—			<i>Spinoleberis</i> (cf.) <i>kasserinensis</i> (A, E)	
—			<i>Veenia</i> (<i>N.</i>) <i>rotunda</i> (A)	
—			<i>Cytherelloidea oudrarenensis</i> (A)	
—			<i>Ovocytheridea</i> gr. <i>reniformis</i> (M, E)	
—			<i>Cytherella</i> gr. <i>parallela</i> (A, E, M)	
—			<i>Paracypris</i> (cf.) <i>mdaouerensis</i> (R, E, M, A, T)	
—			<i>Nigeroloxoconcha</i> aff. GA A 22 Grosdidier (A, M, R)	
—			<i>Cythereis bigrandis</i> (A, E, R, M, T)	
—			<i>Veeniacythereis</i> gr. <i>jezzineensis</i> (T)	
—			<i>Reticulocosta</i> gr. <i>tarfayaensis</i> (C, M, R, T, D, H, E)	
—			<i>Brachycythere</i> gr. <i>sapucariensis</i> (A, E, R, M, T)	
—			<i>Cytherella</i> (cf.) <i>aegyptiensis</i> (E, M)	
—			<i>Parakrithe tananensis</i> (M, E)	
—			<i>Limburgina</i> (cf.) <i>selloumensis</i> (M, R, E)	
—			<i>Spinoleberis yolvataensis</i> (M)	
—			<i>Cythereis</i> aff. <i>algeriana</i> (T)	
—			<i>Spinoleberis</i> aff. <i>condemiensis</i> (T)	
—			<i>Rehacythereis</i> aff. <i>parareticulata</i> (T)	
—			<i>Rehacythereis</i> aff. <i>buchlerae</i> (T)	
—			<i>Rehacythereis praetexta arta</i> (T)	
—			<i>Protobuntonia numidica</i> (M, R, T)	

— espèces limitées au Turonien

Fig. 61. Distribution stratigraphique des espèces d'ostracodes dans le Cénomaniens et dans le Turonien du Maroc (Andreu 2002)

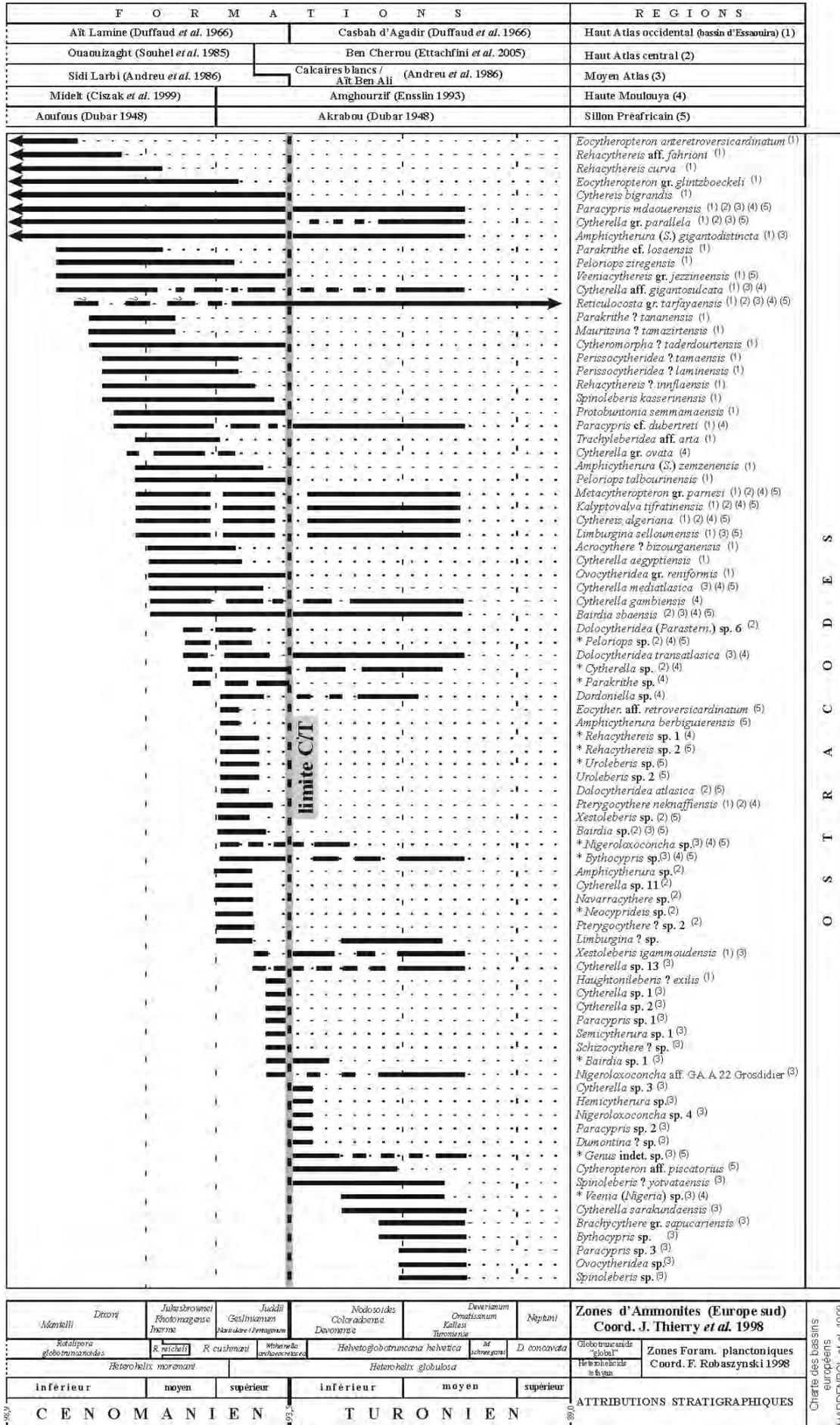


Fig. 62. Distribution des ostracodes dans les formations cénomano-turonniennes des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes.

(*) nouveaux taxons (publication en cours)
 (1) Bassin d'Essaouira : pour de plus amples informations, se référer aux travaux de Andreu 1991, Ettachfiri 1992, Andreu & Ettachfiri 1994 et Andreu *et al.* 1996.

Secteurs	Haut Atlas central			Haute Moulouya			Moyen Atlas			Sillon Préafricain				
	A.T	Oua	B	My	TF	Mib	Ti	Ach	SBH	Bo	Tin	Gou	Tad	ZIZ
OSTRACODES (suite)														
<i>Navarracythere</i> ? indet.	◆													
<i>Neocyprideis</i> sp.	12 (100)													
<i>Nigeroloxoconcha</i> aff. GA A22 Grosdidier										◆				
<i>Nigeroloxoconcha</i> sp. 4										◆				
<i>Nigeroloxoconcha</i> sp.						25 (29)			◆		◆			
<i>Ovocytheridea</i> sp.										◆				
<i>Paracypris</i> gr. <i>mdaouerensis</i>			◆			◆		◆	◆			◆	◆	
<i>Paracypris</i> cf. <i>dubertreti</i>						◆								
<i>Paracypris</i> sp. 1										◆				
<i>Paracypris</i> sp. 2										◆				
<i>Paracypris</i> sp. 3										◆				
<i>Paracypris</i> indet.				◆		◆		◆		◆		◆	◆	◆
<i>Parakriithe</i> sp.				10 (100) 11 (30)										
<i>Peloriops</i> sp.	◆					◆								◆
<i>Peloriops</i> sp.				10 (17) 11 (7)										
<i>Pterygocythere neknaffiensis</i>	◆			◆		◆								
<i>Pterygocythere</i> ? sp. 2	◆													
<i>Pterygocythere</i> indet.						◆								
<i>Rehacythereis</i> sp 1						9 (12)								
<i>Rehacythereis</i> sp 2														10 (8) 20 (20)
<i>Reticulocosta</i> gr. <i>tarfayaensis</i>			◆			◆	◆		◆ grosses côtes omées	◆		◆		
<i>Reticulocosta</i> gr. <i>tarfayaensis</i> morphé A (normale, ornementée)		◆	◆ gl.	◆		◆	◆	◆	◆	◆		◆	◆	
<i>Reticulocosta</i> gr. <i>tarfayaensis</i> morphé B (lisse)			◆	◆		◆	◆	◆	◆	◆ ?			◆ gl.	
<i>Reticulocosta</i> gr. <i>tarfayaensis</i> morphé C (côtes réticulées)						◆				◆				
<i>Schizocythere</i> ? sp.										◆				
<i>Semicytherura</i> sp. 1										◆				
<i>Spinoleberis</i> ? <i>yotvataensis</i>				◆				◆	◆	◆				
<i>Spinoleberis</i> sp.										◆				
<i>Uroleberis</i> sp.														10 (8) 20 (6)
<i>Uroleberis</i> sp. 2														◆
<i>Veenia (Nigeria)</i> sp.						◆			265 (150)					
<i>Veeniacythereis</i> gr. <i>jezzineensis</i>														◆
<i>Xestoleberis</i> sp.	◆													◆
<i>Xestoleberis igammoudensis</i>										◆				
<i>Xestoleberis</i> indet.				◆						◆				

Fig. 63. liste (classée par ordre alphabétique) de l'ensemble des espèces d'ostracodes rencontrées dans les différentes

Les ostracodes constituent le groupe le plus varié et le mieux représenté dans les dépôts marneux du Cénomano-Turonien marocain. On compte plus de 80 espèces, appartenant à plus de 30 genres, dont une dizaine sont nouvelles.

Pour ne pas alourdir ce paragraphe, la liste synthétique des espèces est soumise sur les figures 62 et 63; nous nous limitons à la présentation des espèces nouvelles, décrites sous peu, mais laissées en nomenclature ouverte dans ce travail :

- *Cytherella* sp. (pl. 22, fig. 1 à 7);
- *Bythocypris* sp. (pl. 22, fig. 8 à 14);
- *Nigeroloxoconcha* sp. (pl. 22, fig. 15 à 21);
- *Veenia (Nigeria)* sp. (pl. 23, fig. 1 à 9);
- *Rehacythereis* sp.1 (pl. 23, fig. 10 à 15);
- *Rehacythereis* sp.2 (pl. 23, fig. 16 à 22);
- *Neocyprideis* sp. (pl. 24, fig. 1 à 7);
- *Uroleberis* sp. (pl. 24, fig. 8 à 12);
- *Genus* indet. sp. (pl. 24, fig. 13 à 19);

D'autres espèces, *Bairdia* sp.1, *Parakrithe* sp. et *Peloriops* sp., nous paraissent intéressantes d'un point de vue systématique et mériteront aussi une description détaillée.

3.5.2. Distribution et valeur stratigraphique

La distribution des ostracodes, comme celle des foraminifères benthiques, est intimement liée aux conditions des environnements. Leurs associations suivent fidèlement la distribution temporelle obtenue par les foraminifères benthiques et paraissent parfois plus aptes à fournir des données biostratigraphiques lorsque les autres groupes paléontologiques se font rares.

Les ostracodes les plus anciens ont été récoltés dans la partie inférieure des formations cénomaniennes (fig. 62), certains étant déjà présents dans les formations albiennes sous-jacentes. Dans l'état actuel de nos connaissances, seule la disparition de l'espèce *Eocytheropteron anteretroversicardium* pourrait servir de repère chronologique dans la caractérisation du Cénomaniens inférieur.

Au cours du Cénomaniens, on assiste à un renouvellement faunique progressif qui atteint son maximum au Cénomaniens supérieur, avec une soixantaine d'espèces (fig. 62).

La distribution stratigraphique des espèces d'ostracodes dans le Cénomaniens et dans le Turonien du Maroc, d'après Andreu 2002, est fournie dans la figure 61. Par comparaison avec ce travail, nos associations sont typiques du Cénomaniens moyen à supérieur et du Cénomaniens supérieur de la marge sud téthysienne.

Le Turonien est constitué de 37 espèces dont 24 étaient déjà présentes dans le Cénomaniens supérieur (fig. 62). Cette association se distingue en outre par une grande abondance des individus de l'espèce *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* (en plate-forme plutôt ouverte).

Andreu 2002 définit deux biozones pour le Cénomano-Turonien marocain, la première à *Reticulocosta boulhafaensis* du Cénomaniens, la deuxième à *Spinoleberis yotvataensis* du Turonien (fig. 64).

La biozone à *Reticulocosta boulhafaensis* (zone d'association) est constituée par 57 espèces dont 29 sont spécifiques de l'étage et sont réparties différemment au sein du Cénomaniens (fig. 61), avec au Cénomaniens supérieur sommital une zone d'abondance à *Dolocytheridea atlasica* (fig. 64) en plate-forme plutôt restreinte.

La biozone à *Spinoleberis yotvataensis* (zone d'association) est caractérisée par l'association de 30 espèces dont 6 sont spécifiques de l'étage (fig. 61). La zone d'abondance de *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* est un excellent marqueur du passage Cénomaniens-Turonien.

Les subdivisions stratigraphiques fondées sur les associations d'ostracodes proposées par Andreu 1991 et 2002 se retrouvent dans notre travail. Néanmoins, la superposition des biozones fournies par les ostracodes, les ammonites et les foraminifères (fig. 57, 59, 60 et 62), amène à des résultats stratigraphiques (et paléogéographiques) nouveaux :

- *Cytherella gigantosulcata*, limitée, dans les études antérieures, au Cénomanién inférieur à moyen du bassin d'Essaouira, est reconnue dans le Turonien inférieur à moyen du Haut Atlas central et de la Haute Moulouya;
- *Xestoleberis igammoudensis*, cantonnée dans le Cénomanién supérieur d'Essaouira, existe dans le Turonien inférieur à moyen du Moyen Atlas;
- *Cytherella* gr. *ovata*, limitée à l'Albien inférieur d'Agadir, est présente dans le Cénomanién inférieur à moyen de la Haute Moulouya;
- *Dolocytheridea atlasica*, limitée au Cénomanién supérieur du Sillon Préafricain, est reconnue dans les mêmes niveaux du Haut Atlas central;
- *Paracypris dubertreti*, limitée aux bassins d'Agadir et d'Essaouira, colonise le Cénomanién-Turonien de la Haute Moulouya;
- *Metacytheropteron* gr. *parnesi*, citée dans les bassins d'Agadir et d'Essaouira, dans la Haute Moulouya et le Sillon Préafricain, apparaît dans le Haut Atlas central;
- enfin, *Kalyptovalva tifratinensis*, présente dans le bassin d'Essaouira, la Haute Moulouya et le Moyen Atlas, est reconnue dans le Haut Atlas central et le Sillon Préafricain.

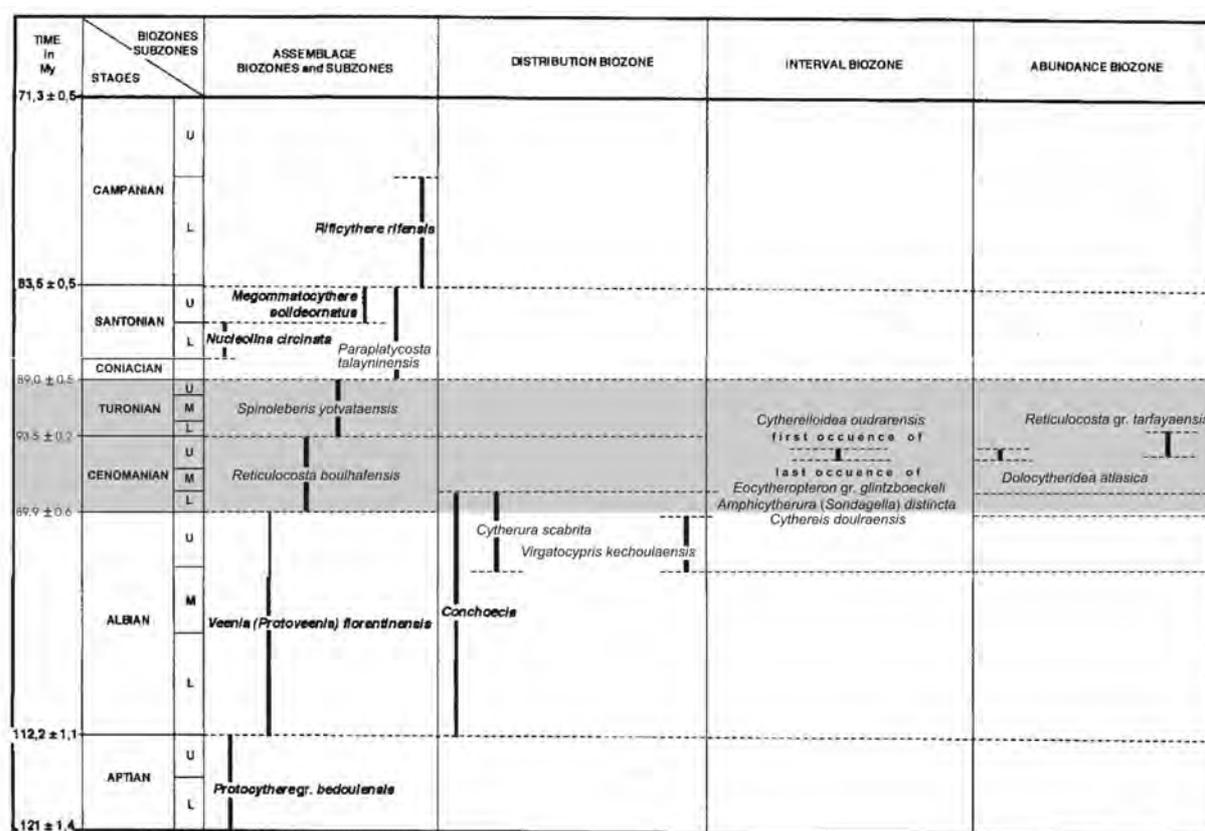


Fig. 64. Biozones d'ostracodes de l'Aptien au Campanien du Maroc septentrional (Andreu 2002)

■ Biozonation relative au Cénomano-Turonien

3.6. Bivalves

Prologue

On distingue dans ce travail trois groupes de bivalves: les inocérames, les rudistes et les autres bivalves avec principalement les huîtres.

Les conclusions du 2^{ème} symposium sur les limites des étages du Crétacé (Bruxelles 1995; Bengtson, in Rawson et al. Eds. 1996) accordent une attention particulière aux inocérames. Parallèlement aux zones d'ammonites, quatre zones d'inocérames ont été définies pour l'intervalle

Cénomaniens supérieurs – Turoniens *proparte* (fig. 65). D'autres travaux plus récents viennent compléter ou étayer ces subdivisions, à savoir ceux de Tröger 1998 où sont définies en Europe 14 zones d'associations dans le Turonien, ceux de Dhondt (coord., in Hardenbol et al. 1998) pour la réalisation de la charte européenne, de Robaszynski 1999 et de Kennedy et al. 2000. Ces propositions sont présentées dans la figure 65.

Traditionnellement, la transition Cénomaniens-Turonien est marquée par les dernières occurrences du genre *Inoceramus*, suivies de l'apparition du genre *Mytiloides* (comm. perso. Tröger 1998). En effet, le genre *Inoceramus* est présent du Cénomaniens inférieur au Campanien et particulièrement abondant dans le Cénomaniens, le Turonien moyen - supérieur et la base du Campanien; le genre *Mytiloides* est présent du Turonien inférieur au Coniacien moyen avec une plus grande fréquence au Turonien inférieur et supérieur.

D'un point de vue stratigraphique, les inocérames apportent des données complémentaires intéressantes qui élargissent le cadre chronologique fourni par les autres groupes paléontologiques

3.6.1. Taxons représentés

Les bivalves, tous groupes confondus, sont relativement fréquents (fig. 66) et certains méritent une attention particulière.

Les **inocérames** sont représentés par un matériel peu abondant et de conservation qualifiée de moyenne. Ils sont concentrés dans les faciès carbonatés de l'extrême sommet du Cénomaniens et dans le Turonien *pro-parte*. Pour cette raison, les spécimens sont difficiles à dégager de leur gangue carbonatée; leur présence est aussi décelable dans les résidus de lavages par les prismes calcitiques caractéristiques de la structure des valves (pl. 25, fig. 6 à 8).

Les inocérames du Crétacé marocain n'ont jamais fait l'objet d'étude précise; nous nous contenterons d'en donner un inventaire le plus actualisé possible. L'essentiel des déterminations ont été réalisées par K.A. Tröger (Freiberg, Allemagne); quelques formes ont été vues par A.V. Dhondt (Bruxelles, Belgique) et G. Lopez (Barcelone, Espagne).

Trois genres ont été reconnus :

* *Inoceramus*, avec l'espèce: *Inoceramus labiatoidiformis*;

* *Mytiloides*, genre le mieux représenté, avec les espèces:

- *Mytiloides* (?) gr. *hercynicus*,
- *Mytiloides kossmati* (pl. 25, fig. 4 et fig. 67, C),
- *Mytiloides mytiloides* (pl. 25, fig. 2 et fig. 67, F),
- *Mytiloides kossmati kossmati*,
- *Mytiloides* sp. ex. gr. *mytiloides* / *labiatus* (fig. 67, A),
- *Mytiloides* sp. aff. *modeliaensis* (fig. 67, G),
- *Mytiloides* sp. aff. *columbianus* (pl. 25, fig. 1 et fig. 67, B),
- *Mytiloides* cf. *subhercynicus* (pl. 25, fig. 3),
- *Mytiloides hercynicus* ;

* *Sergipia*, avec l'espèce *Sergipia* sp. (cf. *posidonomyaformis*) (fig. 67, D et E).

Les **rudistes** (dét. M. Bilotte, Toulouse, France) apparaissent à l'état solitaire dans le Sillon Préafricain, et occasionnellement, en bouquets d'une dizaine d'individus, dans le Bassin d'Essaouira (Ettachfini & Bilotte 1990, Ettachfini 1992). Il s'agit toujours de Radiolitidés rapportés à:

- *Eoradiolites* gr. *lyratus-zizensis* (pl. 26, fig. 1),
- *Eoradiolites zizensis*, (pl. 26, figs. 2 et 3).

Des Réquienidés sont aussi connus dans le Sillon Préafricain, tel *Apricardia archiaci*.

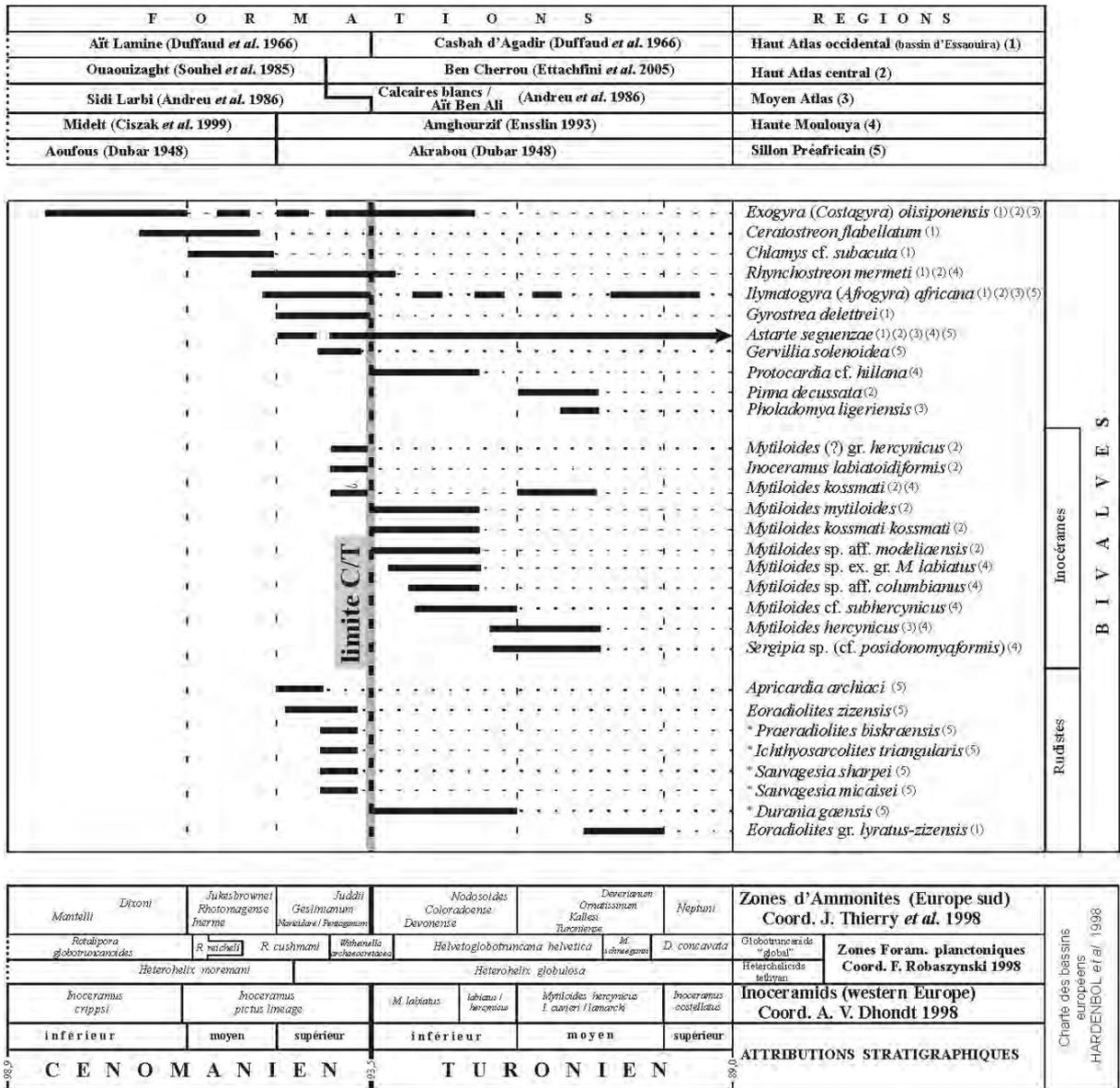


Fig. 66. Distribution des lamellibranches dans les formations céno-mano-turonien-nes des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes.

(1) Bassin d'Essaouira : pour de plus amples informations, se référer à la Thèse d'Université de l'auteur (1992).

(*) espèces citées par d'autres auteurs (Ferrandini *et al.* 1985, Rhalmi 2000) dans des coupes du Sillon Préafricain que nous n'avons pas étudiées.

D'autres espèces sont citées dans le Cénomani- en supérieur du Sillon Préafricain par Ferrandini *et al.* 1985 et par Rhalmi 2000 (dét. M. Floquet, Dijon, France): *Praeradiolites biskraensis*, *Ichthyosarcolites triangularis*, *Sauvagesia sharpei*, *Sauvagesia micaisei* et *Durania gaensis*.

Les autres bivalves (dét. A. Dhondt, Bruxelles, Belgique) sont abondants dans les coupes étudiées. Ils se présentent le plus souvent à l'état de bioclastes, plus rarement de coquilles entières médiocrement conservées. Ils constituent un groupe essentiel dans les peuplements de la plate-forme céno-mano-turonienne marocaine. Ont été reconnus: *Exogyra (Costagyra) olisiponensis* (pl. 26, fig. 5); *Ceratostreon flabellatum*; *Chlamys* cf. *subacuta*; *Rhynchostreon mermeti*; *Ilymatogyra (Afrogyra) africana*; *Gyrostrea delectrei*; *Astarte seguenzae*; *Gervillia solenoidea* (pl. 26, fig. 6); *Protocardia* cf. *hillana*; *Pinna decussata*; *Pholadomya ligeriensis*.

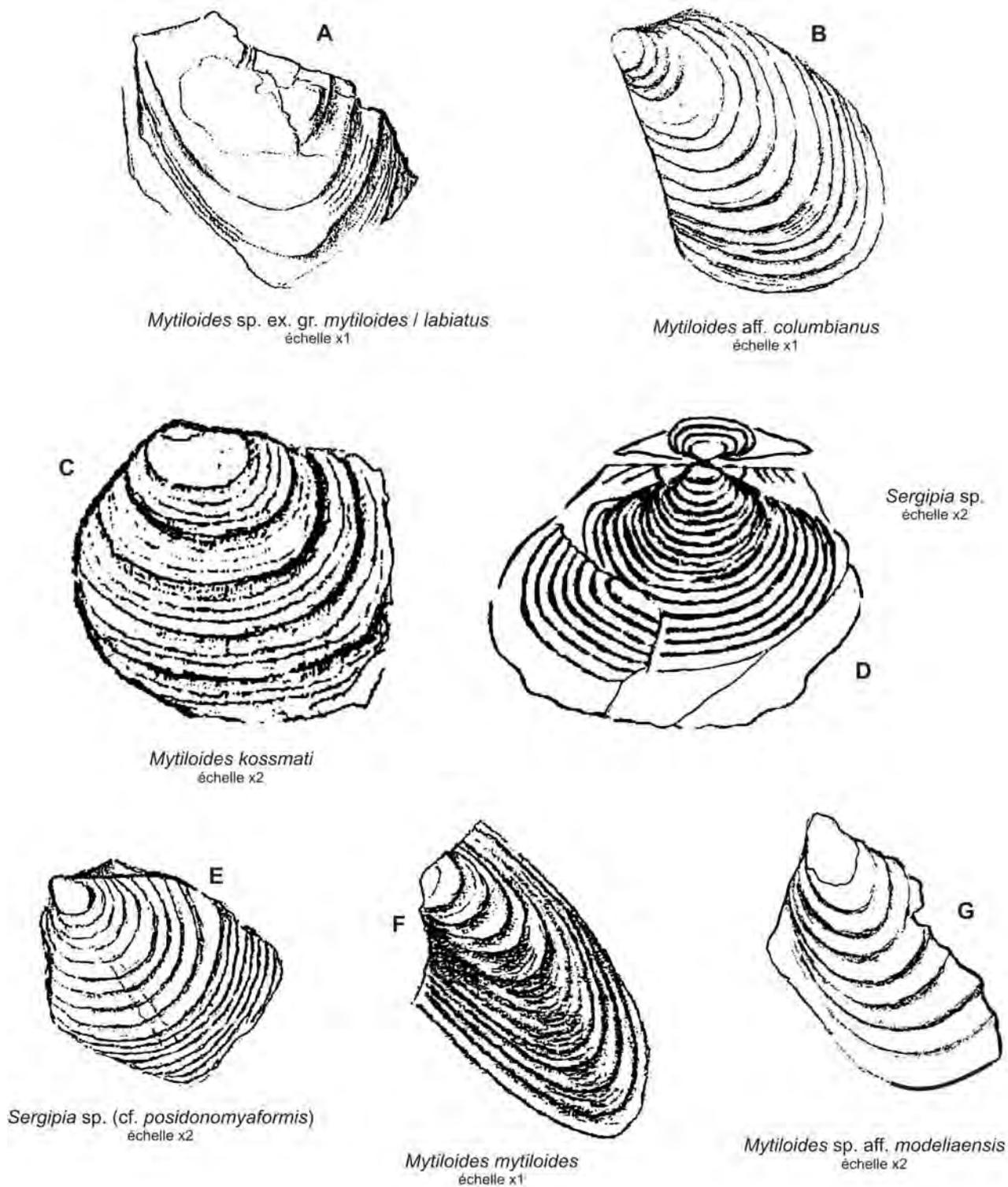


Fig. 67. Morphologie externe de quelques inocérames provenant des coupes de Mibliden (Haute Moulouya) et Ouauizaght (Haut Atlas central), (dessins K.A. Tröger 1998)

- A : banc Mib 27 : Turonien inférieur de Mibliden (Haute Moulouya)
 B : banc Mib 30 : Turonien inférieur de Mibliden (Haute Moulouya)
 C, D, E : banc Mib 55 : Turonien inférieur à moyen de Mibliden (Haute Moulouya)
 F, G : banc Oua 31 : Turonien inférieur de Ouauizaght (Haut Atlas central)

Les **microfilaments** qui correspondent à des larves pélagiques de petits bivalves (Sageman et al. 1991) à test très fin ont été observés généralement associés à une microfaune pélagique dans les couches du passage Cénomaniens - Turonien (pl. 26, fig. 4).

3.6.2. Distribution et valeur stratigraphique

La répartition stratigraphique des principales espèces de bivalves est représentée sur la figure 66. La distribution temporelle des inocérames est établie en tenant compte des propositions formulées par Dhondt (coord.) in Hardenbol et al. 1998; les travaux de Dhondt 1992a, de Harries et al. 1996, et de Tröger 1998 en particulier, servent aussi de guides dans la définition de la valeur stratigraphique des espèces. Pour les rudistes, ont été pris en compte les travaux de Bilotte 1981, 1985 et de Philip 1982, 1991; pour les autres lamellibranches, ce sont essentiellement les travaux de Dhondt 1992b et Dhondt et al. 1999 qui ont servi de référence.

L'inventaire des espèces montre que les bivalves, autres que les inocérames et les rudistes sont présents dans tout le Cénomaniens et, dans une moindre mesure, dans le Turonien. Les inocérames sont répartis dans l'extrême sommet du Cénomaniens et dans le Turonien *pro-parte*; les rudistes sont plutôt dominants dans le Cénomaniens supérieur.

La faune d'**inocérames**, rare dans son ensemble, mais plus particulièrement présente dans le Haut Atlas central et la Haute Moulouya (cf. fig. 67), montre une dominance nette du genre *Mytiloides*.

L'association *Inoceramus labiatoidiformis*, *Mytiloides* (?) gr. *hercynicus* et *Mytiloides kossmati* semble se limiter au Cénomaniens supérieur, ce qui implique une apparition plus précoce de l'espèce *M. kossmati* au Maroc (fig. 66). Ce vieillissement a déjà été observé dans le Sud-Est de la France (Jolet et al 1997 et 2001).

L'association *Mytiloides mytiloides*, *M. kossmati kossmati*, *M. sp. ex. gr. mytiloides / labiatus*, *M. sp. aff. modeliaensis*, *M. sp. aff. columbianus* et *M. cf. subhercynicus* caractérise sans ambiguïté le Turonien inférieur.

L'espèce *Mytiloides hercynicus* marque le début du Turonien moyen; elle est associée à *Sergipia* sp. (cf. *posidonomyaformis*) et à *Mytiloides kossmati*.

À l'exception d'*Inoceramus (Mytiloides) labiatus*, citée par Ensslin 1993, et *Inoceramus sp. gr. hercynicus*, par Andreu 1991 et Charrière et al. 1998, dans le Turonien inférieur à moyen respectivement de la Haute Moulouya et du Moyen Atlas, les autres espèces d'inocérames sont mentionnées, à notre connaissance, pour la première fois dans les régions étudiées.

La faune de **rudistes** est comparable à celles qui colonisent les plates-formes nord africaines (Razgallah et al. 1994).

Apricardia archiaci existe dans les mêmes niveaux que *Neolobites vibrayaenus* et relève donc de la partie inférieure du Cénomaniens supérieur;

Dans nos régions d'étude, *Praeradiolites biskraensis* se situe aussi dans le Cénomaniens supérieur (Rhalmi 2000); elle a été citée en Tunisie (Abdallah 2000) dans des niveaux à *vibrayaenus*. Les espèces: *Eoradiolites zizensis*, *Ichthyosarcollites triangularis*, *Sauvagesia* spp., sont caractéristiques du Cénomaniens supérieur; *Durania gaensis*, du Turonien.

Eoradiolites est typique du Cénomaniens supérieur de la bordure septentrionale du Sillon Préafricain et des Hauts Plateaux; elle a été reconnue au Turonien moyen dans le secteur d'Essaouira (Ettachfini & Bilotte 1989).

Les **microfilaments** constituent un bioévénement (filaments events des anglo-saxons) bien repéré dans le Sillon Préafricain et le Haut Atlas central, généralement situé à la limite Cénomaniens-Turonien (3^{ème} partie).

Parmi les autres bivalves, *Exogyra (Costagyra) olisiponensis*, *Ceratostreon flabellatum*, *Chlamys cf. subacuta*, *Rhynchostreon mermeti*, *Ilymatogyra (Afrogyra) africana* et *Gyrostrea delettei*, sont considérées comme caractéristiques du Cénomaniens nord africain (Dhondt et al. 1999); d'autres espèces, *Pinna decussata* par exemple, ont une répartition plus large pouvant atteindre le Maastrichien. L'espèce *Astarte seguenzae* semble inféodée aux dépôts cénomano-turonien nord africains.

3.7. Echinodermes

Les échinodermes bien conservés (dét. J. Rey, Toulouse, France) sont rares. Ils sont représentés par des articles, radioles, vertèbres et pièces diverses, souvent abondants dans les résidus de lavage.

La liste des échinodermes recensés est donnée sur la figure 68.

3.7.1. Taxons représentés

Parmi les formes entières, nous avons reconnu dans le Cénomaniens: *Heterodiadema libycum*, *Tetragrama variolare*, *Archiacia saadensis*, *Discoïdes subuculus*, *Petalobrissus inflatus*, et dans le Turonien du bassin d'Essaouira: *Hemiaster latigrunda* et *Caenholectypus* cf. *turonensis*; dans le Turonien de la Haute Moulouya: *Hemiaster fourneili*; dans le Turonien du bassin d'Essaouira, de la Haute Moulouya et du Sillon Préafricain: *Nucleolites angustior* (pl. 28, fig 10 à 12).

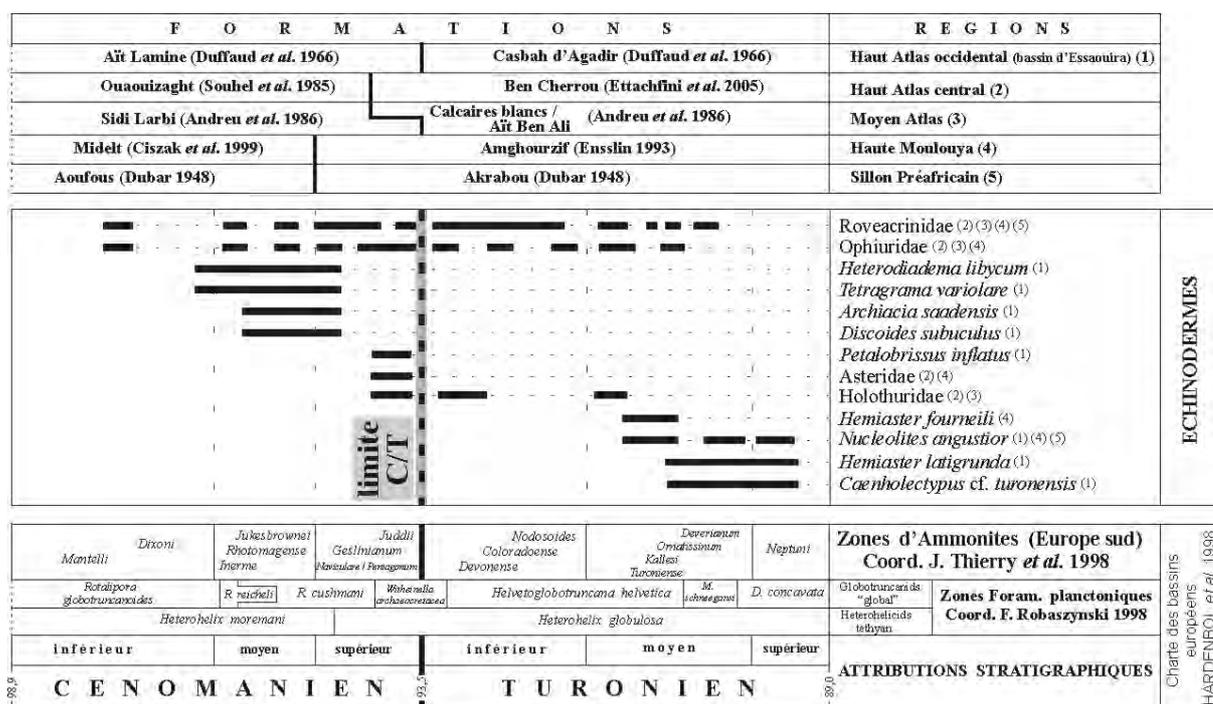


Fig. 68. Distribution des échinodermes dans les formations céno-mano-turonien des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes.

Les pièces d'échinodermes¹ sont représentées par de rares éléments squelettiques d'asteridae (pl. 28, fig. 4) et d'holothuridae (pl. 28, fig. 13 à 16), et par de plus fréquentes vertèbres d'ophiuriidae (pl. 27, fig. 10 à 14 et pl. 28, fig. 1 à 3) et de roveacriniidae (pl. 27, fig. 1 à 6).

3.7.2. Distribution et valeur stratigraphique

L'association *Tetragrama variolare*, *Heterodiadema libycum*, *Archiacia saadensis*, *Discoïdes subuculus* et *Petalobrissus inflatus*, est habituellement citée dans le Cénomaniens et *Hemiaster latigrunda*, *Hemiaster fourneili*, *Caenholectypus* cf. *turonensis* et *Nucleolites angustior*, dans le Turonien d'Algérie et/ou de la Tunisie. En outre, Néraudeau *et al.* 1991, 1993, considèrent que l'association *Heterodiadema libycum*, *Tetragrama variolare* et *Mecaster pseudofourneili* (ce dernier n'a pas été reconnu dans nos coupes) caractérise la fin du Cénomaniens sur l'ensemble de la marge sud-téthysienne.

¹ Pour les principaux types de classifications et un aperçu plus complet des pièces d'échinodermes, le lecteur pourra se référer au travail de Jagt 2000; pour les roveacriniidae, aux travaux de Ferré & Granier 2000 et 2001.

Les études réalisées sur les roveacrinidae, appelé aussi crinoïdes pélagiques, sont récentes: Ferré et al. 1996, Ferré & Bengtson 1997, Jagt 2000, Jagt & Odin 2001; leurs premières citations au Maroc sont celles d'Ettachfini & Andreu 2004, Ettachfini et al. 2005 (détermination contrôlées par J. Jagt, Maastricht, Hollande). Ce groupe pourrait montrer un intérêt stratigraphique que nous n'avons pas reconnu sur nos coupes.

3.8. Poissons et reptiles marins

Les poissons et les reptiles marins ont un intérêt stratigraphique moyen. Au vu de leur importance dans les reconstitutions paléobiogéographiques (chapitre 4, partie II), il nous paraît utile de faire une présentation sommaire de ces groupes (fig. 69).

3.8.1. Taxons représentés

Les **poissons**² sont peu diversifiés, quoique parfois abondants et en parfait état de conservation dans des nodules carbonatés; ils ont été récoltés dans le Sillon Préafricain et plus particulièrement dans la région de Goulmima par Cavin. Nous n'avons recueilli dans les lavages que des dents, vertèbres et denticules dermiques³ (pl 29, 30 et 31, dét. A. Noubhani, El Jadida, Maroc). L'ensemble de ce matériel, nouveau pour le Cénomano-Turonien du Maroc, est en cours d'étude (Ettachfini & Noubhani).

En janvier 1995, Le Ministère de l'Energie et des Mines (MEM) découvre, sur la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), deux spécimens presque complets (conservés dans les locaux du MEM de Midelt) de **reptiles marins** de l'ordre des plésiosaures; ils ont été attribués depuis (Raddi 1996) au genre *Elasmosaurus* (pl. 32, fig. 2 à 5).

3.8.2. Distribution et valeur stratigraphique

Cavin 1997a, 1997b considère que la faune de **poissons** de la région de Goulmima constitue l'une des ichthyofaunes les plus importantes du Turonien d'Afrique du Nord.

Le niveau à *Elasmosaurus* correspond à l'équivalent du banc Mib 54 de la coupe de Mibladen. Un deuxième niveau, situé 8 m au-dessus du premier, nous a fourni de nouveaux ossements appartenant au même genre *Elasmosaurus* (banc Mib 62) associés à l'espèce d'ammonite *Wrightoceras munieri* du Turonien inférieur à moyen.

Remarque

Dans le Kem Kem, au Sud de notre domaine d'étude (fig. 1), l'équipe Sereno et al. 1996 a découvert dans le Cénomaniens une riche communauté de fossiles incluant des dinosaures, spinosauridés, sauropodes, poissons, crocodiles, grenouilles, tortues, serpents et ptérosaures.

3.9. Algues, Charophytes et Cyanobactéries

3.9.1. Taxons représentés

Les **algues calcaires** sont relativement fréquentes dans les dépôts cénomaniens du bassin d'Essaouira (Ettachfini 1992, pl. 18, 19, 20 et 21). Dans les autres régions étudiées, elles sont plutôt rares. Les principales espèces identifiées sont répertoriées sur la figure 70. Leur distribution reflète

² Pour de plus amples précisions sur les squelettes de poissons du Cénomaniens-Turonien marocain, le lecteur pourra consulter les travaux de Cavin 1997a, 1997b, 1999 et Cavin et al. 2001.

³ Pour les pièces des poissons sélaciens du Crétacé supérieur du Maroc, nous renvoyons le lecteur aux travaux de Noubhani 1993, Noubhani & Cappetta 1997.

F O R M A T I O N S				R E G I O N S	
Ouaouizaght (Souhel <i>et al.</i> 1985)		Ben Cherrou (Ettachfni <i>et al.</i> 2005)		Haut Atlas central (2)	
Sidi Larbi (Andreu <i>et al.</i> 1986)		Calcaires blancs / Ait Ben Ali (Andreu <i>et al.</i> 1986)		Moyen Atlas (3)	
Midelt (Cizsak <i>et al.</i> 1999)		Amghourzif (Eusslin 1993)		Haute Moulouya (4)	
Aoufous (Dubar 1948)		Akrabou (Dubar 1948)		Sillon Préafricain (5)	

				<i>Rhinobatos</i> sp. (2) (4) <i>Ptychotrygon</i> sp. (2) (3) (4) (5) <i>Squalicorax</i> aff. <i>falcatus</i> (2) <i>Squalicorax</i> sp. (3) <i>Scapanorhynchus</i> aff. <i>rapax</i> (4) ? <i>Ctenopristis</i> sp. (2) (3) (4) <i>Ptychodus paucisulcatus</i> (2) (3) <i>Parapaleobates</i> sp. (3) * <i>Goulimimictys arambourgi</i> (5) * <i>Enchodus</i> sp. (5) * <i>Ichthyodectes bardacki</i> (5) * <i>Araripichthys corythophorus</i> (5) * <i>Osmeroides rheris</i> (5) <i>Cretomanta</i> sp. (4)	POISSONS SÉLACIENS				
				§ <i>Thiliua longicollis</i> (5) <i>Elasmosaurus</i> sp. (4) (5)		REPTILIEN MARIN (Plésiosaure)			
<i>Mantelli</i> <i>Rotalipora globotruncoides</i>	<i>Dixonii</i> <i>R. reichelti</i>	<i>Jukesbrownei</i> <i>Rhotomagense</i> <i>irerme</i>	<i>Juddii</i> <i>Geslinianum</i> <i>Neritularia / Permagnum</i>	<i>Nodosoides</i> <i>Coloradoense</i> <i>Devonense</i>	<i>Deverianum</i> <i>Cristatissimum</i> <i>Kallisi</i> <i>Turonense</i>	<i>Nephtuni</i>	Zones d'Ammonites (Europe sud) Coord. J. Thierry <i>et al.</i> 1998	Zones Foram. planctoniques Coord. F. Robaszynski 1998	Charte des bassins européens HARDENBOL <i>et al.</i> 1998
<i>Rotalipora globotruncoides</i>	<i>R. reichelti</i>	<i>F. cushmani</i>	<i>Whitella arthrocetacea</i>	<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>	<i>M. schragowi</i>	<i>D. concavata</i>	<i>Globotruncana</i> de "global" <i>Heteroliticoides</i> <i>tebyan</i>		
<i>Heterolitic moremani</i>	<i>Heterolitic globulosa</i>								
inférieur	moyen	supérieur	inférieur			moyen	supérieur	ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES	
CENOMANIEN			TURONIEN						

Fig. 69. Distribution des poissons sélaciens et des reptiles marins dans les formations céno-mano-turonniennes des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes.

(*, §) taxons cités et décrits en détail par d'autres auteurs ([*]Cavin 1995, 1997, 1999, 2001, [§]Bardet *et al.* 2003) seules les espèces *Goulimimictys arambourgi* et *Enchodus* sp. ont été trouvées dans nos coupes.

fidèlement les changements environnementaux comme c'était le cas pour la plupart des organismes cités précédemment.

Les principales espèces sont: *Permocalculus* sp., *Permocalculus irenae*, *Permocalculus walnutensae*, *Neomeris pfenderae*, *Terquemella* sp., *Heteroporella lepina*, *Salpingoporella* sp., *Ethelia alba*, *Taumatoporella* sp., *Acicularia* sp., associées à quelques udoteacés (pl. 33).

Une espèce de **charophyte** appartenant au genre *Lamprothamnium* a été décrite dans le Cénomaniens supérieur du Bassin d'Essaouira (Ettachfni 1992, pl. 21, fig 10, 11; Andreu *et al.* 1996, pl. 3, fig. 7 à 12).

Les **diatomées** ou algues chrysophytes (pl. 33, fig. 8 et 9) peuvent être abondantes.

Les **stromatolithes** (pl. 33, fig. 7), en tapis ou en laminations et associées à des structures fenestrae, apparaissent assez fréquemment. Ils ne sont pas positionnés sur la figure 70.

3.9.2. Distribution et valeur stratigraphique

Les **algues calcaires** ont souvent une extension stratigraphique très large, mais *Heteroporella lepina* et *Neomeris pfenderae* sont plus fréquemment citées dans le Cénomano-Turonien (Bassoulet *et al.* 1978, 1983).

Les **stromatolithes** ou structures cyano-bactériennes sont fréquentes tout particulièrement dans l'Albo-Cénomaniens où les dépôts sont de milieu très confiné. Quelques structures marquent le sommet des séquences de comblement turoniennes

Les **diatomées** sont relativement abondantes juste au-dessus de la limite Cénomaniens-Turonien, dans les coupes de Mibladen (Haute Moulouya) et Sidi Boulahfa (Moyen Atlas).

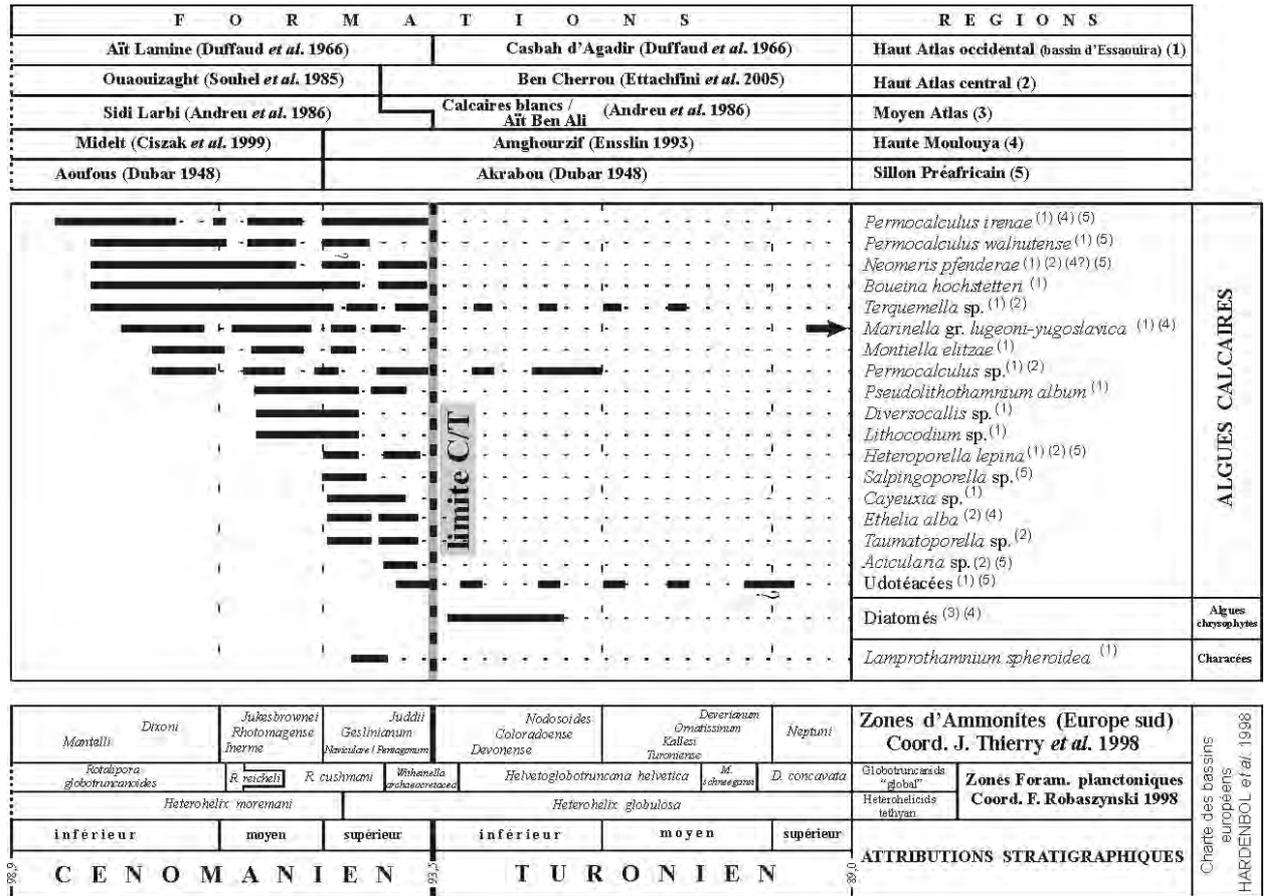


Fig. 70. Distribution des algues et des characées dans les formations céno-mano-turonien des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes.

(1) Bassin d'Essaouira : pour de plus amples informations, se référer à la Thèse d'Université de l'auteur (1992).

3.10. Autres groupes

D'autres groupes paléontologiques, de moindre intérêt, méritent d'être signalés.

3.10.1. Taxons représentés

Les **calcisphères** ou *incertae sedis* (pl. 34, fig. 1 à 3) sont représentées par de petites sphères, de 50 à 500 µm de diamètre, à paroi calcitique. Les stomiosphères (pl. 34, fig. 4) sont une variété de calcisphères.

Les **radiolaires** montrent des formes sphériques (pl. 34, fig. 5 à 7), d'une taille maximale de 300 µm. Bien qu'étudiés par plusieurs spécialistes, ces organismes restent en nomenclature ouverte et sont provisoirement rattachés à *Holocryptocanium barbui* Dumitrica par référence aux travaux d'Odin 2001 et de Premoli-Silva *et al.* 1998.

Les **éponges** sont représentées par des scléroponges stromatoporoides (pl. 35, fig. 1 et 2) assez fréquentes dans le Sillon Préafricain et ponctuellement par des chaétéridés (pl. 34, fig. 8 et 9) dans le Haut Atlas central.

Les **coraux** (pl. 35, fig. 5 et 6) sont souvent associés aux faciès bioconstruits (rudistes et lamellibranches) et aux **gastéropodes nérinées** (pl. 35, fig. 3 et 4), particulièrement dans le Sillon Préafricain. Les **serpulidae** (pl. 36, fig. 3 et 4), les **carinas de cirripèdes** (pl. 36, fig. 1 et 2), les

bryozoaires (pl. 36, fig. 5 et 6) et les **dinoflagellés** sont peu nombreux et leur présence est plutôt anecdotique. Ils n'ont pas été déterminés.

Les **Coprolithes** sont assez fréquents dans la coupe de Mibladen, Haute Moulouya (pl. 35, fig. 7 et 8), et issus d'organismes indéterminés.

L'**Ichnofaune** est représentée essentiellement par des bioturbations irrégulières, branchues, verticales, horizontales ou inclinées, de type *Thalassinoides* (pl. 36, fig. 7 à 9). Des tubes, restes de comblements de terriers, sont aussi présents dans les résidus de lavages.

3.10.2. Distribution et valeur stratigraphique

Les **calcisphères** ou "*incertae sedis*" prolifèrent, au Cénomaniens, dans la Téthys, profitant de l'afflux des nutriments apportés par les remontées d'eaux profondes (upwelling) le long des talus (Wiedmann et al. 1982). Dans notre domaine d'étude, elles sont souvent associées à des foraminifères planctoniques (pl. 34, fig. 1 et 2) présents dans les calcaires micritiques du passage Cénomaniens-Turonien; ceux-ci recèlent en effet des alternances inframillimétriques où abondent calcisphères, hétérohelicidés et whiteinelles.

Les stomiosphères apparaissent sporadiquement dans les faciès calcaires du Cénomaniens supérieur du Haut Atlas central. Ces micro-organismes marquent un événement important qualifié de "bloom des calcisphères" à la fin du Cénomaniens (3^{ème} partie); cet événement est observé en de nombreux points de la Téthys par Hart 1991.

Les **radiolaires** sont généralement rares et situées à la base de la série turonienne, particulièrement dans les niveaux marneux de couleur gris-sombre de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas).

Les **éponges** sont plutôt présentes dans le Cénomaniens supérieur. Elles sont souvent associées, dans le Sillon Préafricain, aux coraux et aux Nérinées.

La détermination des **dinoflagellés**, travaux en cours en collaboration avec H. Slimani de l'Institut Scientifique de Rabat (Maroc), pourraient contribuer à un meilleur calage de la limite Cénomaniens-Turonien.

Les **coprolithes** sont plutôt fréquents dans les faciès turoniens de la Haute Moulouya.

L'**ichnofaune** est très fréquente dans les dépôts carbonatés de la plate-forme cénomano-turonienne et affectent le plus souvent le toit des séquences de dépôt. De rares *Zoophycos* (dét. M. Caron) sont observés dans le Turonien de Mibladen.

3.11. Conclusion

L'inventaire actualisé des groupes paléontologiques recueillis dans les séries du Cénomaniens et du Turonien des Atlas marocains et des annexes sahariennes montre clairement que la biophase est essentiellement concentrée dans l'intervalle Cénomaniens supérieur - Turonien inférieur.

Il permet de déboucher sur les propositions chronostratigraphiques suivantes.

La limite Albien-Cénomaniens n'est pas connue avec précision, d'où l'appellation "albo-cénomaniennes" des séries mal datées supposées albiennes et cénomaniennes *pro parte*, et localisées sous un Cénomaniens supérieur daté.

Les associations de foraminifères benthiques et d'ostracodes nous permettent une subdivision "approximative" du Cénomaniens en inférieur à moyen d'une part et moyen à supérieur d'autre part.

Les associations de foraminifères benthiques et d'ostracodes, les apparitions de foraminifères planctoniques, d'ammonites et d'inocérames, individualisent clairement le Cénomaniens supérieur. Ce dernier pourrait être aisément subdivisé en une partie inférieure (lower upper Cenomanian, *sensu anglicum*), par la présence de *Neolobites vibrayanus*, et en une partie supérieure (upper upper Cenomanian, *sensu anglicum*), avec l'apparition des foraminifères planctoniques de la zone à *Archaeocretacea*.

Le Turonien inférieur débute avec l'émergence de *Watinoceras* sp., ammonite marqueur de la première zone de l'étage, associée au foraminifère planctonique *Helvetoglobotruncana helvetica*; il se termine avec les derniers *Mammites nodosoides* de la zone à ammonites de même nom.

La limite Cénomaniens-Turonien n'est pas fixée de façon précise d'un point de vue paléontologique; elle est située entre les dernières *Asterohedbergella asterospinosa* et les premières *Watinoceras*. L'intervalle d'incertitude, d'ordre métrique (1 à 6 m), sera discuté dans la 3^{ème} partie.

La limite Turonien inférieur - Turonien moyen n'est pas définie avec précision; le Turonien moyen est caractérisé par la présence de *Romaniceras ornatissimum* et *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Le Turonien supérieur est encore mal défini dans la plupart des régions étudiées. Dans le Sillon Préafricain, il est caractérisé par la présence de *Coilopoceras* aff. *newelli* (in Meister & Rhalmi 2002) et, dans le bassin d'Agadir, par celle de *Subprinocyclus neptuni*, espèce index du Turonien supérieur (in El Kamali 1990).

La confrontation des données biostratigraphiques, réalisée dans les Atlas marocains et leurs annexes sahariennes, permet de proposer une échelle secondaire de l'intervalle Cénomaniens-Turonien calée sur l'échelle standard et sur l'échelle chronostratigraphique (fig. 71), en respectant au plus près les critères recommandés lors du Symposium de Bruxelles 1995. Cette échelle régionale est comparée à plusieurs autres échelles biostratigraphiques proposées pour le domaine téthysien.

Elle se compose des biozonations élaborées à partir des ammonites, foraminifères planctoniques et benthiques, ostracodes et inocérames.

Deux zones à ammonites sont proposées pour le Cénomaniens supérieur: zone à *Neolobites vibrayeanus* et zone à *Pseudaspidoceras pseudonodosoides*; quatre pour le Turonien inférieur: zones à *Watinoceras*, *Pseudaspidoceras flexuosum*, *Thomasites rollandi* et *Mammmites nodosoides*; une pour le Turonien moyen non basal: zone à *Romaniceras ornatissimum*; et une zone vraisemblablement pour le Turonien supérieur: zone à *Coilopoceras* équivalente de la zone à *Subprinocyclus neptuni*.

Les trois zones du passage Cénomaniens-Turonien ont été reconnues chez les foraminifères planctoniques de la famille des Globotruncanidae: zones à *Cushmani*, à *Archaeocretacea* et *Helvetica*. Quelques bio-événements sont également à mettre en avant: apparitions successives dans le Cénomaniens supérieur d'*Asterohedbergella asterospinosa*, *Rotalipora cushmani* et *Anaticinella* sp.; apparition précoce dès la base du Turonien inférieur (par rapport à sa position classique dans le domaine téthysien, dans le Turonien inférieur non basal, juste au-dessus des *Watinoceras*) d'*Helvetoglobotruncana helvetica*. Chez les foraminifères planctoniques de la famille des Heterohelicidae, les deux zones de la charte européenne des bassins sédimentaires, semblent pouvoir être retenues: zones à *Heterohelix moremani* et *Heterohelix globulosa*. Dans la partie inférieure du Turonien, l'apparition du genre *Pseudotextularia* est un événement biostratigraphique nouveau.

Nous avons défini deux zones à foraminifères benthiques: la zone à *Thomasinella punica* du Cénomaniens, subdivisée en trois sous-zones: *Sellialveolina viallii*, du Cénomaniens inférieur à moyen *pro parte*; *Pseudorhapidionina dubia*, de la partie supérieure du Cénomaniens moyen, et *Spirocyclus atlasica*, du Cénomaniens supérieur, et la zone à *Gabonita levis* du Turonien.

Deux zones à ostracodes, semblables à celles définies par Andreu 2002, sont proposées: zone à *Reticulocosta boulhafensis* du Cénomaniens et zone à *Spinoleberis yotvataensis* du Turonien.

Cinq événements fondés sur les apparitions d'inocérames sont avancés: *Inoceramus labiatoidiformis*, dans le Cénomaniens supérieur, et, *Mytiloides kossmati*, *M. mytiloides*, *M. subhercynicus* et *M. hercynicus*, successivement dans le Turonien

Ces nouvelles données biostratigraphiques concrétisent les faisceaux d'argument qui visent à dater toujours plus précisément les séries du Cénomaniens-Turonien du Maroc et complètent, pour cette région située à l'articulation entre l'Atlantique et la Téthys, la zonation standard éditée par Hardenbol et al. en 1998.

4 - DONNEES PALEOBIOGEOGRAPHIQUES

4.1. Introduction

L'objectif de ce chapitre est de présenter les résultats paléobiogéographiques majeurs relatifs aux groupes des ammonites, foraminifères planctoniques et benthiques, ostracodes, bivalves, échinodermes, poissons et reptiles marins, pour la période Cénomano-turonienne, et de discuter d'éventuelles relations que présentent ces groupes avec les domaines téthysien et atlantique.

4.2. Ammonites

Au Cénomano-Turonien, il n'existe pas véritablement de faunes d'ammonites d'obédience atlantique. Les auteurs parlent de faunes boréales, téthysiennes ou cosmopolites [comm. perso. Amédro 2004].

Dans les régions étudiées, les premiers spécimens d'ammonites connus, *Neolobites vibrayeanus*, sont associés à la transgression du Cénomanién supérieur. Cette espèce est signalée dans la Haute Moulouya (Ciszak et al. 1999) et dans le Sillon Préafricain (Meister et Rhalmi 2002). Son extension géographique couvre la plus grande partie du domaine téthysien (Lefranc 1981, Kennedy & Juignet 1981, Amédro et al. 1996, Meister & Abdallah 1996, Abdallah & Meister 1997, Busson et al. 1999) et du passage transsaharien (Meister 1989, Courville et al. 1991, Meister et al. 1992, 1994) (fig. 58 et 72).

Au Cénomanién terminal, la présence de *Vascoceras* gr. *cauvini* et *Nigericeras* ? sp. (Charrière et al. 1998) conforte l'hypothèse de l'influence téthysienne; ces 2 espèces sont connues également dans le bras de mer transsaharien jusque dans le fossé de la Bénoué (Courville et al. 1991, 1996) et plaident en faveur d'une connexion entre Téthys et Atlantique sud.

Au Turonien inférieur à moyen, les ammonites *Hoplitoides ingens*, *Pseudaspidoceras paganum* et *Thomasites rollandi* soulignent l'importance des influences téthysiennes. Certaines espèces: *Vascoceras proprium*, *Pseudaspidoceras flexuosum* et *Neoptychites cephalotus*, à cachet téthysien, atteignent cependant la marge sud du domaine boréal (Mexique et Nouveau Mexique en particulier [comm. Perso. Amédro 2004]).

Au Turonien supérieur, les influences téthysiennes persistent dans le domaine d'étude (exception faite du bassin atlantique d'Essaouira), mais la présence de *Coilopoceras* aff. *newelli* dans le Sillon Préafricain (Meister & Rhalmi 2002) pourrait suggérer une influence atlantique, ce taxon étant plutôt représentatif des faunes d'Amérique du Sud et Centrale (fig. 72).

4.3. Foraminifères planctoniques

L'ensemble des foraminifères planctoniques répertoriés sur la figure 59 se retrouvent sans exception dans le domaine téthysien. Le genre *Anaticinella*, longtemps considéré comme atlantique, vient d'être découvert en domaine téthysien dans le Haut Atlas central (Ettachfini et al. 2005) et en Tunisie (Caron et al. 2006).

4.4. Foraminifères benthiques

Les espèces de foraminifères benthiques qui colonisent la plate-forme crétacée marocaine sont remarquables par leur vaste extension géographique.

Nous avons montré que la majorité des foraminifères benthiques cénomaniens sont à cachet téthysien dans le bassin d'Essaouira (Ettachfini 1992, Andreu et al. 1996), dans le Haut Atlas central

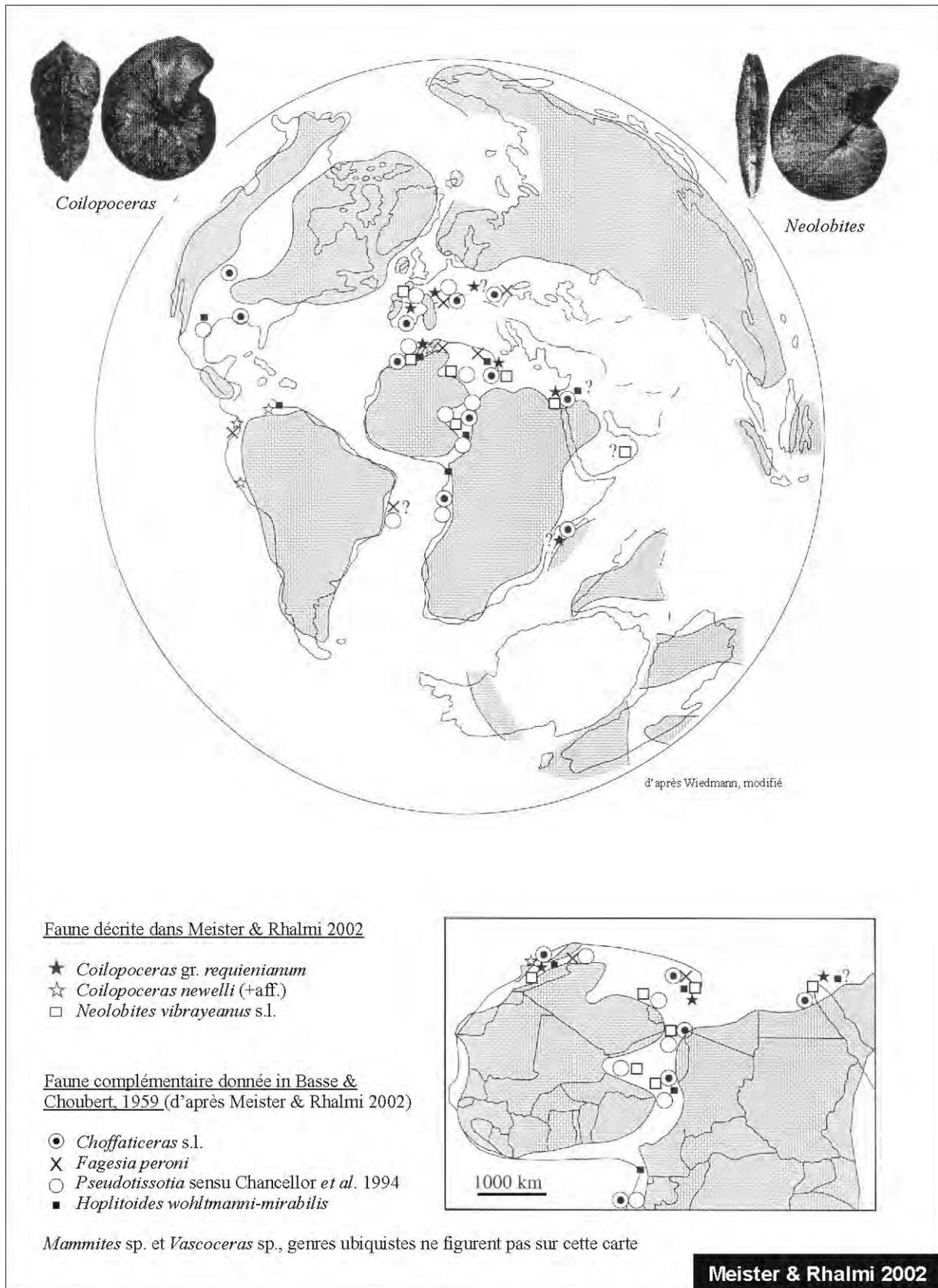


Fig. 72. Répartition paléogéographique des espèces d'ammonites du Cénomaniens - Turonien sur les marges téthysiennes et atlantiques (Meister & Rhalmi 2002).

(Ettachfani et al. 2005) et dans le Sillon Préafricain (Ettachfani & Andreu 2004). Dans le Moyen Atlas et la Haute Moulouya, les espèces *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Pseudorhapydionina dubia* et *Pseudorhipidionina casertana* liées à la transgression cénomaniennne sont des formes ubiquistes du domaine téthysien (Charrière et al. 1998).

Généralement, les assemblages de foraminifères benthiques qui accompagnent la transgression du CénoManien constituent une entité biologique homogène à cachet téthysien. Une exception existe avec le genre *Gabonita*, décrit initialement par de Klsz et al. 1961 dans le Turonien du Gabon et retrouvé dans le CénoManien supérieur d'Israël (Hamaoui 1965).

Un travail récent (Charrière et al. 1998) fondé sur la répartition paléogéographique des Rhapsidioninae, montre, qu'au début de la transgression cénoManienne, des liaisons fauniques étaient établies entre les marges sud-occidentales (régions de la Haute Moulouya et du Moyen Atlas) et moyen-orientales (Moyen-Orient) de la Téthys (fig. 73).

Nous pensons que les grands foraminifères recensés dans notre étude (fig. 60), qui ont été reconnus en différents points de la Téthys orientale, sont téthysiens (la liste des auteurs est trop longue pour être fournie, mais on peut se référer à la synthèse de Schroeder & Neumann [coord.] 1985). Quelques rares espèces, celles par exemple appartenant au genre *Cisalveolina*, qui se sont développées sur la plate-forme atlantique portugaise (Berthou 1973), peuvent être considérées comme ubiquistes [com. pers. Bilotte 2004].

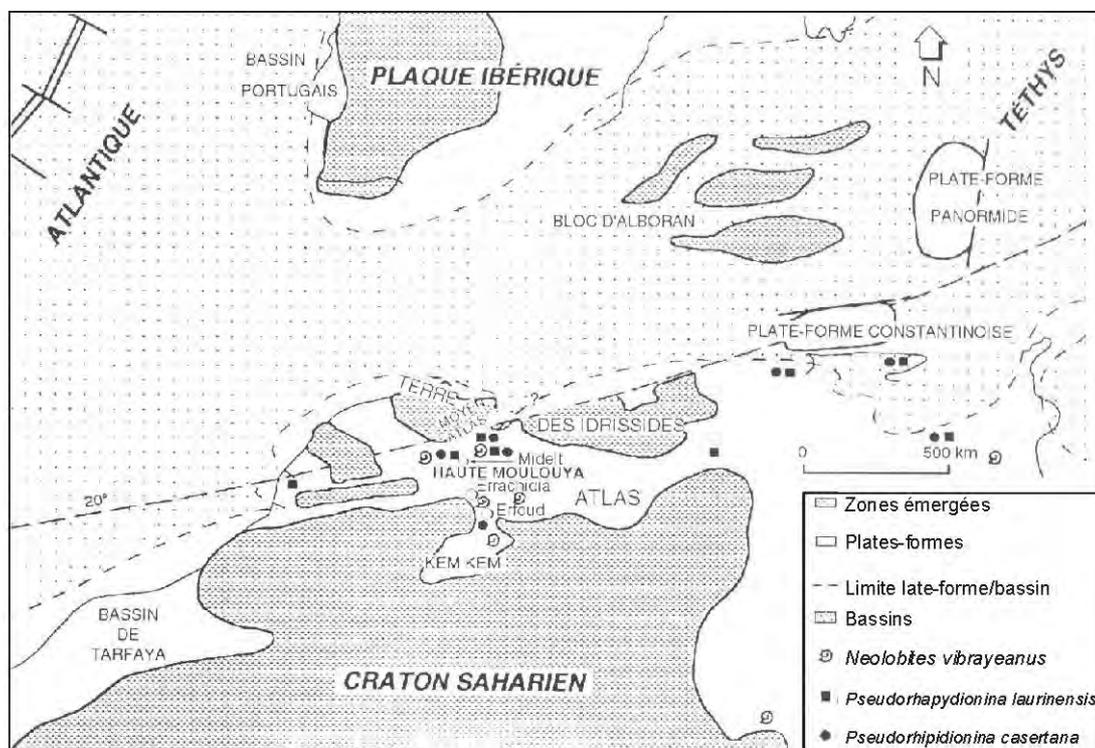


Fig. 73. Répartition paléobiogéographique de *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Pseudorhipidionina casertana* et *Neolobites vibrayeanus* au CénoManien supérieur, sur la marge téthysienne sud-occidentale (Charrière et al. 1998).

4.5. Ostracodes

La connaissance de la paléobiogéographie des ostracodes au cours de la période créacé repose principalement sur les travaux de Andreu et Andreu et al., depuis 1986 jusqu'à nos jours.

Ce dernier a proposé une synthèse sur les associations d'ostracodes des marges téthysiennes et atlantiques marocaines de l'Albien au Turonien (Andreu 1991 et 1993a) et a défini une province paléobiogéographique Afrique du Nord - Moyen Orient étendue sur la marge sud téthysienne (fig. 74).

La présence, au Cénomanién supérieur, d'espèces téthysiennes comme *Metacytheropteron* gr. *parnesi* et *Cythereis algeriana* sur la façade atlantique du Gabon et du Portugal élargit cette province. En outre, la présence au Gabon des espèces *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* et *Metacytheropteron* gr. *parnesi*, réputées téthysiennes, au passage Cénomanién-Turonien, plaide en faveur de l'ouverture du passage transsaharien à cette époque. Cette hypothèse est confortée par la présence de l'espèce *Brachycythere* gr. *sapucariensis* sur les marges est (Sénégal) et ouest (Brésil) atlantiques, espèce qui emprunte ce passage pour atteindre l'Égypte, la Péninsule arabe, la Somalie et la Tanzanie (Andreu 1993a).

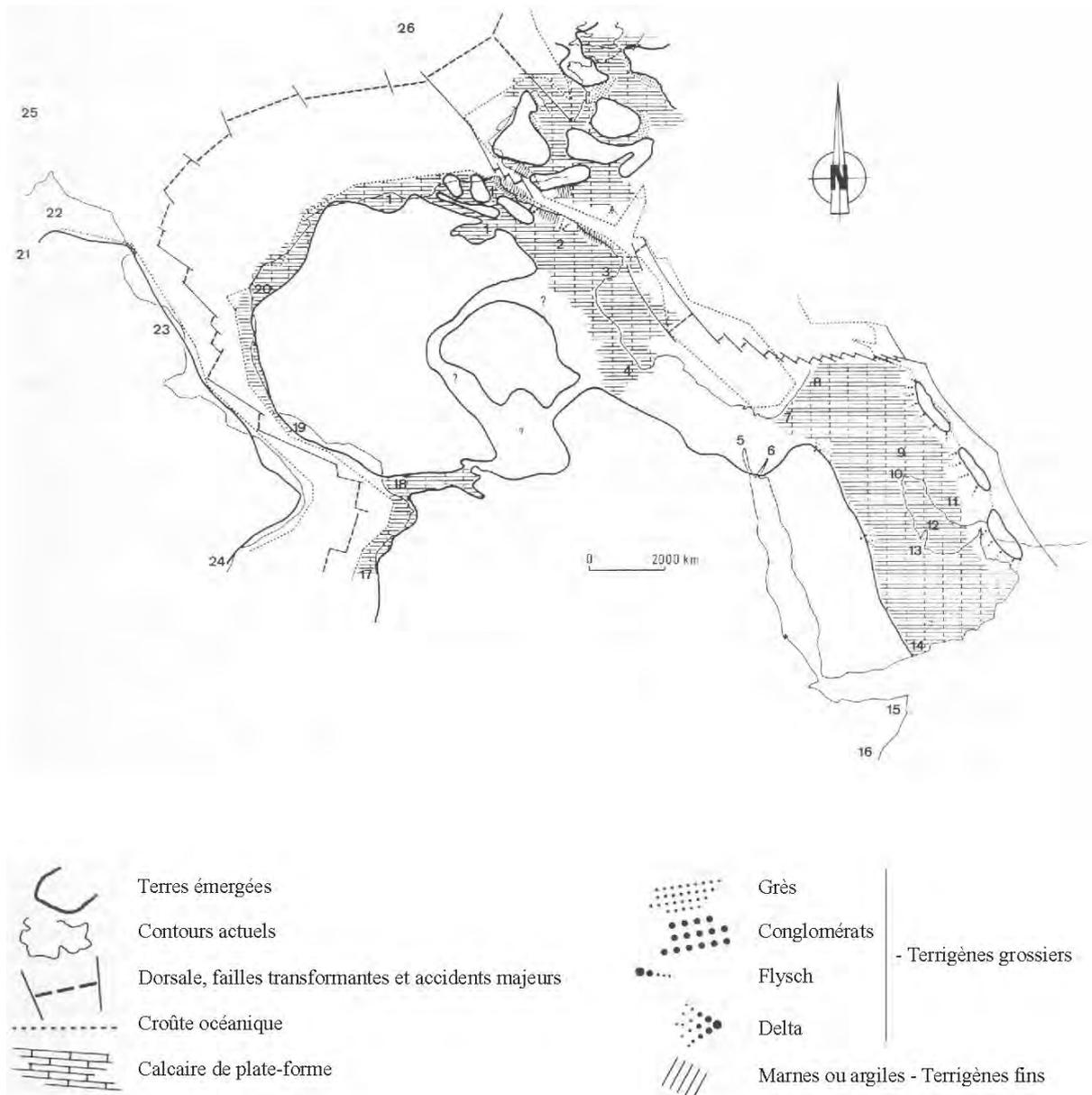


Fig. 74. Extension de la province paléobiogéographique Afrique du Nord - Moyen-Orient, au Cénomanién supérieur-Turonien inférieur. Les numéros indiqués sur la carte représentent l'emplacement des pays comportant des espèces communes d'ostracodes (voir Andreu 1991) : 1 Maroc ; 2 Algérie ; 3 Tunisie ; 4 Lybie ; 5 Égypte ; 6 Jordanie ; 7 Israël ; 8 Liban ; 9 Irak ; 10 Koweït ; 11 Iran ; 12 Golfe persique ; 13 Arabie Saoudite ; 14 Oman ; 15 Somalie ; 16 Tanzanie ; 17 Gabon ; 18 Niger ; 19 Côte d'Ivoire ; 20 Sénégal ; 21 Équateur ; 22 Vénézuéla ; 23 Guyane ; 24 Brésil ; 25 États Unis ; 26 Canada (Andreu 1993a).

Les espèces d'ostracodes du Cénomano-Turonien du Maroc sont typiques de la marge sud téthysienne (comm. perso. Andreu 2005) et sous le contrôle étroit des courants téthysiens de directions Est - Ouest qui leur permettent d'atteindre la côte atlantique en longeant les bordures Nord et Sud du Haut Atlas naissant (Andreu 1993a). Leur distribution est alors influencée par les courants océaniques Nord - Sud, entre Atlantique central et Atlantique sud, et Sud Ouest - Nord Est dans le passage transsaharien (fig. 75).

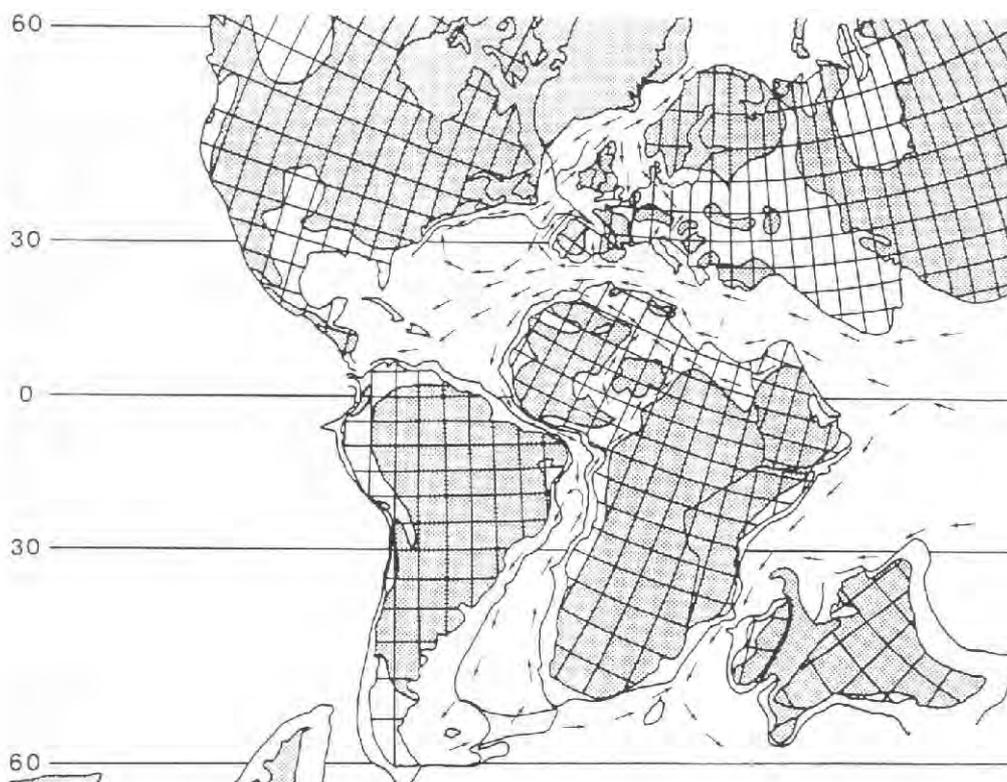


Fig. 75. Circulation océanique (en grisé les terres émergées) au cours du Cénomano-Turonien ; position des continents à l'Albien (100 Ma, Barron et al. 1981). La diffusion des faunes est sous le contrôle étroit des courants téthysiens et atlantiques (Andreu 1991).

4.6. Bivalves

Dans son étude sur la répartition paléobiogéographique des **inocérames** du Crétacé supérieur, Voigt (1996) reconnaît les espèces *Mytiloides labiatus*, *Mytiloides mytiloides*, *Mytiloides subhercynicus* comme cosmopolites; *Mytiloides kossmati* est limitée au SW de l'Europe et *Mytiloides labiatus* à la partie Nord africaine située à l'Est de l'Algérie (fig. 76).

A la suite de nos récoltes, il est maintenant possible d'étendre l'aire de distribution de ces inocérames à l'Afrique du Nord et de compléter ainsi les extensions paléogéographiques proposées par Dhondt 1992a et Voigt 1996.

La reconnaissance du genre *Sergipia* au Maroc, dont l'espèce *Sergipia* aff. *posidonomyaformis* (Hessel 1988) est présente dans le Turonien inférieur du Brésil, permet d'élargir sa répartition paléogéographique. *Sergipia* est aussi présent dans le Sud-Est de la France (Jolet et al. 1997, 2001). De plus, sa reconnaissance au Nigeria (Voigt 1996) conforte l'existence d'une liaison transsaharienne.

Bien qu'elles soient rares, les formes de **rudistes** recueillies sont comparables à celles des plates-formes Nord africaines (Razgallah et al. 1994) et Ouest européennes (Philip 1982). A l'échelle régionale, le niveau à *Eoradiolites*, proche de la forme *lyratus-zizensis* récoltée dans le bassin

d'Essaouira, est un indice confortant l'existence de communications, au Turonien moyen, entre ce domaine et le Sillon Préafricain. (Ettachfani & Bilotte 1990).

Dhondt et al. 1999 distinguent trois étapes dans le développement de la faune des **ostréidés** du Crétacé Nord-africain. La première, celle qui nous intéresse, a lieu entre l'Albien supérieur et le Cénomaniens supérieur et la distribution des ostréidés, contrairement à celle des ostracodes, a été influencée par des courants Ouest-Est dans le domaine téthysien. Les espèces *Costagyra olisiponensis*, *Ilymatogyra africana*, *Ceratostreon flabellatum*, *Rhynchostreon mermeti* et *Ryostrea delettei*, connues dans le Cénomaniens et le Turonien d'Algérie et de Tunisie (Dhondt 1992b), sont maintenant identifiées, dans des niveaux comparables et de même âge, au Maroc (Ettachfani 1992 et ce travail). Les peuplements d'ostréidés marocains sont relativement homogènes et diversifiés, et représentatifs des faunes téthysiennes.

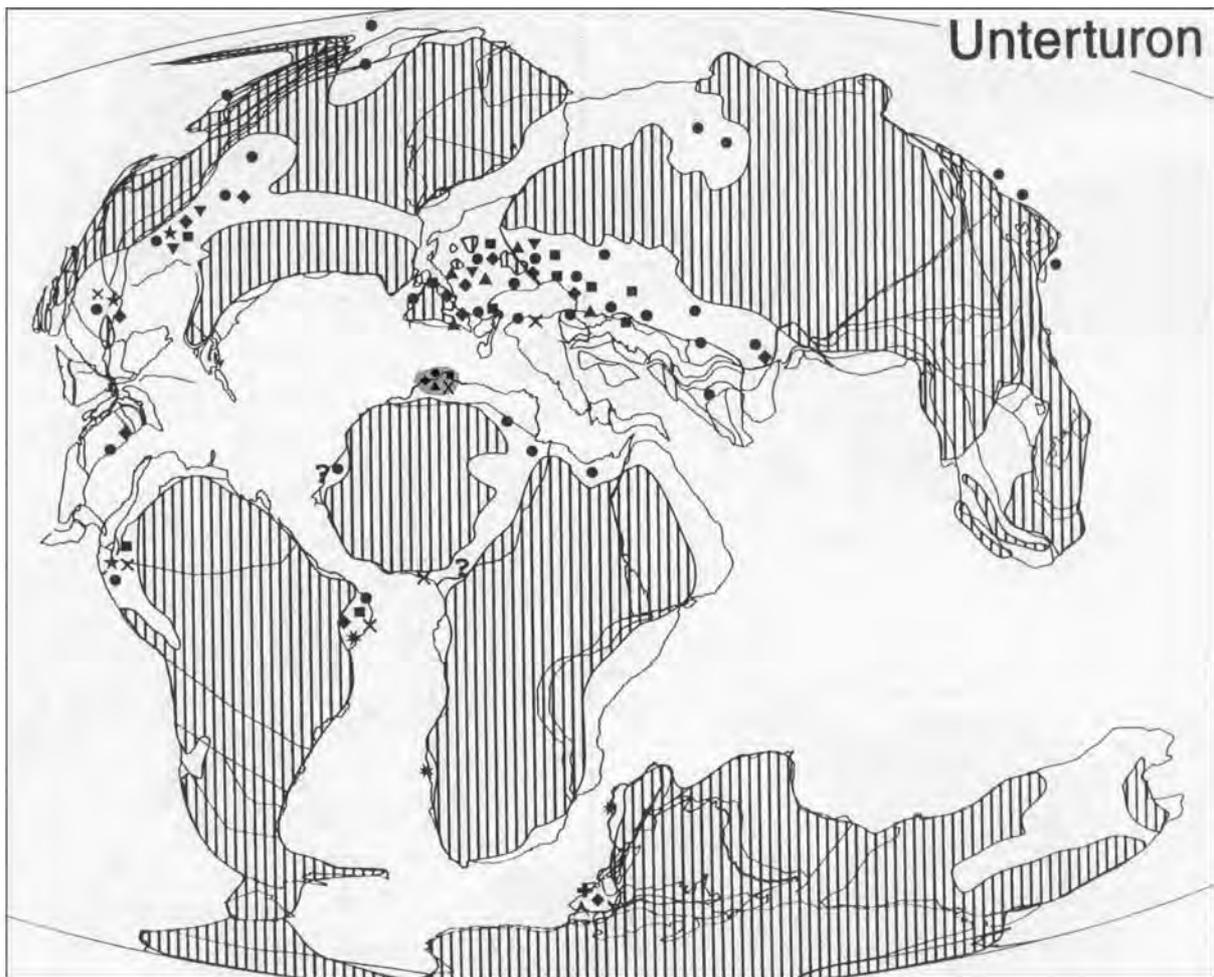


Fig. 76. Carte de répartition paléobiogéographique des inocérames dans le Turonien inférieur (Voigt 1996, complétée).

Taxons à dispersion cosmopolite : ● *Mytiloides labiatus*, ◆ *M. Mytiloides*, ▲ *M. kossmati*, ▼ *M. hattini*, ■ *M. subhercynicus*, X *Sergipia*.

Taxons qui s'étendent en nord et sud d'Amérique : * *Rhyssomytiloides*, ★ *Mytiloides opalensis*.

Taxons endémiques du Sud de l'Inde : + *Mytiloides borkeri*, ▲ *M. Labieformis*.

4.7. Echinodermes

Parmi les nombreuses espèces d'échinodermes répertoriées sur la figure 68, trois d'entre elles: *Tetragrama variolare*, *Heterodiadema libycum* et *Caenholectypus turonensis* reconnues dans le bassin d'Essaouira, ont un intérêt paléobiogéographique important.

Tetragrama variolare et *Heterodiadema libycum* sont connues au Portugal, en Tunisie, en Arabie Saoudite, au Niger et Nigeria (Néraudeau 1991, Busson et al. 1999); *Tetragrama variolare* apparaît en outre au Brésil (Bengtson 1983). *Caenholectypus turonensis* est identifiée au SW de l'Europe (Néraudeau & Moreau 1989), au Nord de l'Afrique dans le Tinrhert algérien (Néraudeau et al. 1993, Busson et al. 1999) et en Arabie Saoudite (in Busson et al. 1999).

La faune d'échinides de la plate-forme cénomano-turonienne marocaine est donc comparable à celle reconnue sur les marges Nord (SW de l'Europe) et Sud (Afrique du Nord, Arabie Saoudite) téthysiennes et sur les marges Ouest (Brésil) et Est (Niger et Nigéria) atlantiques.

Ces similitudes de faunes entre marges téthysiennes et atlantiques témoignent d'une homogénéisation des faunes à la suite de l'événement transgressif qui, dès la fin du Cénomaniens, permet à de nombreuses espèces d'échinides de peupler la Téthys depuis le SW de l'Europe jusqu'à l'Arabie, de prolonger leur migration, vers le Sud, au Niger et au Nigeria via le passage transsaharien (Néraudeau et al. 1993, Néraudeau & Mathey 2000), puis de coloniser le Brésil. (fig. 77).

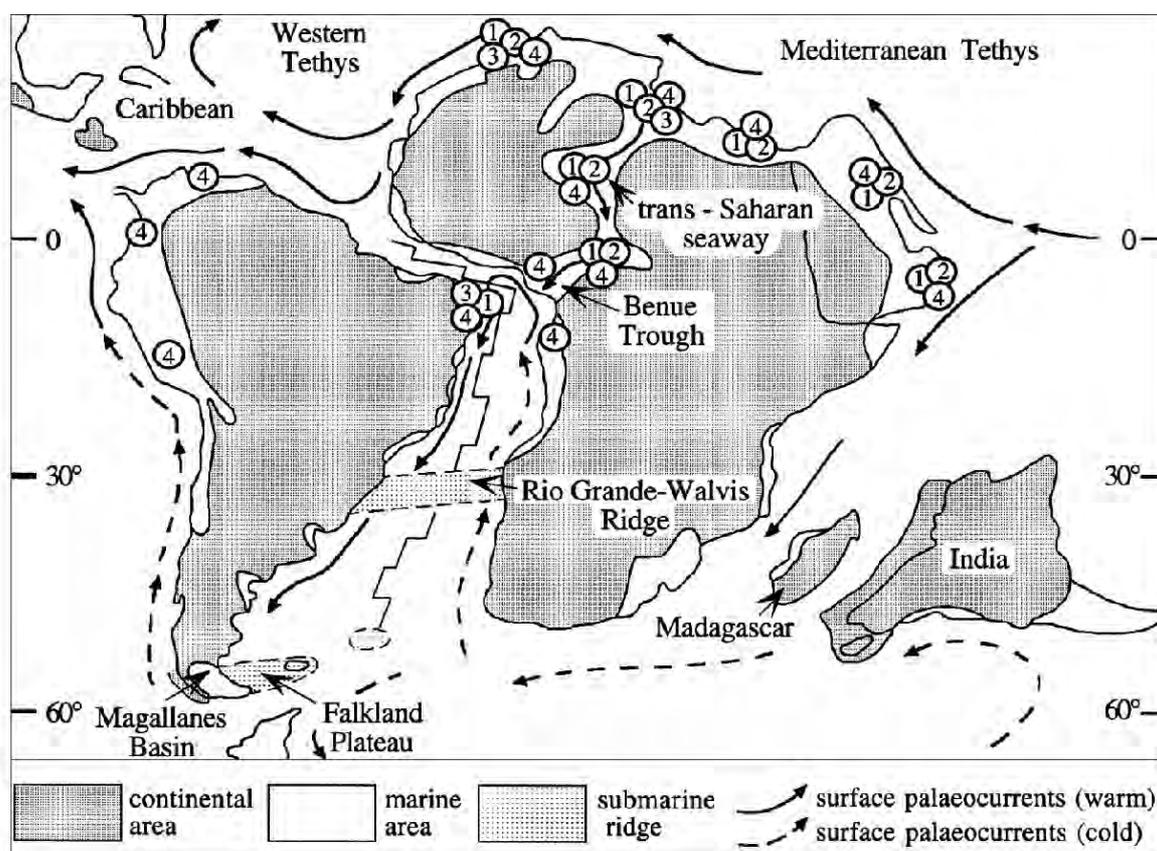


Fig. 77. Carte paléogéographique du Cénomaniens supérieur (d'après Sclater et al. 1977, Barron 1987, Funnell 1990), avec les directions principales des paléocourants (d'après Thurow et al. 1982, Wiedmann 1988, Rat 1989, Francis and Frakes 1993).

Les chiffres indiquent la distribution et l'origine sud atlantique des échinoides :

- (1) *Tetragrama variolare* et *Micropedina olisiponensis*, (2) *Heterodiadema libycum*, (3) *Phymosoma baylei*,
- (4) le groupe morphologique de *Mecaster pseudofourneli* probablement originaire de la méditerranée (Néraudeau & Mathey 2000).

4.8. Poissons et reptiles marins

D'un point de vue paléobiogéographique, la faune de **poissons** turonienne du Sillon Préafricain présente des affinités sud-américaines en particulier avec le Brésil (Cavin 1997a, Cavin & Dutheil

1999), ce qui témoigne de l'ouverture de cette partie de la plate-forme marocaine sur l'Atlantique central.

Dans la région de Goulmima, les nodules carbonatés du Turonien renferment, outre les poissons, une faune de **reptiles** incluant des plésiosaures et des mosasaures typiques des mers crétacées (Bardet 1999). Pour cet auteur, les mosasaures se seraient dispersés au Turonien, à partir de la Téthys, puis diversifiés pour devenir cosmopolites et coloniser l'ensemble du globe à la fin du Crétacé.

Bardet et al. 2003 signalent, toujours dans la région de Goulmima, la présence, pour la première fois en Afrique, d'une autre espèce de plésiosaure *Thililua longicollis* (pl. 32, fig. 1), dont la position exacte dans les dépôts turoniens reste encore inconnue. Cette espèce n'est connue actuellement qu'en Amérique du Nord. Sa présence au Maroc s'accorde avec les répartitions des autres groupes paléontologiques de part et d'autre de l'Atlantique à cette époque.

4.9. Conclusion

Nous avons montré tout au long de ce chapitre que l'ensemble de la biophase du Cénomano-Turonien du Maroc présente une très forte affinité avec les faunes téthysiennes.

Les distributions paléobiogéographiques des espèces et genres d'ammonites, foraminifères benthiques et planctoniques, ostracodes, inocérames, rudistes, ostréidés; échinodermes, poissons et reptiles marins, associés à la transgression du Cénomanién supérieur, montrent principalement que les relations fauniques se sont réalisées entre nos régions d'étude et le domaine sud-téthysien.

Les faunes téthysiennes marocaines (ammonites, foraminifères planctoniques et benthiques, ostracodes, bivalves et échinodermes) atteignent la marge sud atlantique via le passage transsaharien. Les relations avec l'Atlantique Sud, attestées par les similitudes spécifiques entre les échinodermes du Maghreb, du Niger, du Nigeria et du Brésil sont confortées par les répartitions des ammonites, ostracodes et inocérames. Ces influences fauniques téthysiennes persistent jusqu'au Turonien moyen où se développent alors des communications vers l'Ouest, en direction de l'Atlantique Central; ces résultats sont déduits de l'étude des poissons et des reptiles marins de la Famille des plésiosaures et mosasaures.

Ce n'est qu'au Turonien supérieur (?) que les influences atlantiques semblent devenir prédominantes, même sur le sillon Préafricain, sur la foi de l'ammonite *Coilopoceras* aff. *newelli*, espèce représentative des Amériques du Sud et Centrale (Meister & Rhalmi 2002).

5 - CONCLUSION

Nos recherches géologiques sur les séries céno-mano-turonienues du domaine Atlasique marocain et de ses annexes sahariennes ont amené des résultats d'ordre faciologique et paléoenvironnemental, biostratigraphique et paléobiogéographique.

Sur le plan faciologique et paléoenvironnemental, nous avons pu suivre la double avancée de la transgression céno-maniennne, à partir de l'Atlantique et de la Téthys, sur le bassin d'Essaouira, le Haut Atlas, le Moyen Atlas, la Haute Moulouya et le Sillon Préafricain.

Les faciès marins calcaires et argileux de l'Albien supérieur et du Cénomanien inférieur à moyen, qui apparaissent dans le bassin d'Essaouira, vont être relayés latéralement vers l'Est, et de façon progressive, par des argiles gréseuses, dolomitiques et à niveaux de gypse, de milieu lagunaire, qui vont se sédimenter sur l'ensemble de notre domaine d'étude.

Au Cénomanien supérieur, les dépôts marneux et carbonatés marins envahissent lentement le domaine et permettent une liaison franche entre les deux mers atlantique et téthysienne, au niveau de l'aire comprise entre la partie septentrionale du Haut Atlas central et la partie occidentale du Moyen Atlas.

Au Turonien inférieur-Turonien moyen, les dépôts s'homogénéisent et des faciès carbonatés pélagiques recouvrent la plus grande partie du Maroc septentrional. Au Turonien moyen - Turonien supérieur, on note le retour à des environnements plus confinés avec des dépôts dolomitiques, gréseux et à stromatolithes.

L'ensemble des caractéristiques sédimentaires et des associations de faciès s'organisent d'Ouest en Est selon un modèle de rampe carbonatée ouverte à l'Albien-Cénomanien sur l'Atlantique et au Cénomanien supérieur - Turonien inférieur à moyen sur la Téthys (la marge atlantique actuelle présente une organisation liée au domaine atlantique, les faciès les plus marins étant enregistrés au Sud, au niveau du bassin de Tarfaya par exemple, et les moins marins au Nord, au niveau du bassin d'Essaouira par exemple).

Sur le plan biostratigraphique, l'inventaire exhaustif et actualisé de la faune et de la flore réalisé à l'échelle du domaine d'étude permet de proposer une zonation biochronostratigraphique de l'intervalle Cénomanien-Turonien des Atlas marocains comparée avec la Tunisie, l'Europe et le Western Interior, USA (fig. 71).

Dans l'état actuel de nos connaissances, la limite Albien-Cénomanien n'est pas connue avec précision sur la majorité des coupes étudiées, exceptée sur la coupe synthétique du bassin d'Essaouira, d'où l'attribution à l'Albo-Cénomanien des dépôts intercalés entre l'Aptien, daté par ammonites, et le Cénomanien supérieur daté.

Le Cénomanien supérieur est daté sur la foi d'associations de foraminifères benthiques et d'ostracodes, d'apparitions de foraminifères planctoniques, d'ammonites et d'inocérames. Il est subdivisé en une partie inférieure, par la présence de *Neolobites vibrayanus*, et en une partie supérieure, avec l'apparition des foraminifères planctoniques de la zone à *Archaeocretacea*.

Le Turonien inférieur débute avec l'émergence de l'ammonite *Watinoceras* sp., associée au foraminifère planctonique *Helvetoglobotruncana helvetica*, et se termine avec les derniers *Mammites nodosoides*.

En l'absence de datations paléontologiques précises, la limite Cénomanien-Turonien est située entre les dernières *Asterohedbergella asterospinosa* et les premières *Watinoceras*. Arbitrairement, elle est localisée au changement de faciès qui apparaît entre les deux étages au niveau de la discontinuité D4.

Quelques bio-événements, au passage Cénomaniens-Turonien, sont également mis en évidence: bloom des calcisphères, *Heterohelix* shift, bloom des foraminifères planctoniques, filaments event, apparitions d'inocérames; ils seront traités en détail dans la 3^{ème} partie.

Le Turonien moyen est caractérisé par la présence de *Romaniceras ornatisimum* et *Helvetoglobotruncana helvetica*. Le Turonien supérieur est mal connu au Maroc, il n'est peut-être pas représenté partout. Cependant, dans le Sillon Préafricain et dans le bassin d'Agadir (non étudié dans ce travail), la présence respective des ammonites *Coilopoceras* aff. *newelli* et *Subprinocyclus neptuni* témoigne de son existence.

Nous avons reconnu deux zones à ammonites pour le Cénomaniens supérieur (zone à *Neolobites vibrayeanus* et zone à *Pseudaspidoceras pseudonodosoides*), quatre pour le Turonien inférieur (zones à *Watinoceras*, *Pseudaspidoceras flexuosum*, *Thomasites rollandi* et *Mammites nodosoides*), une pour le Turonien moyen non basal (zone à *Romaniceras ornatisimum*) et une pour le Turonien supérieur (zone à *Coilopoceras*).

Chez les foraminifères planctoniques, les trois zones du passage du Cénomaniens au Turonien ont été reconnues: *Cushmani*, *Archaeocretacea* et *Helvetica*.

Nous avons aussi défini deux zones à foraminifères benthiques: l'une dans le Cénomaniens, zone à *Thomasinella punica* subdivisée en trois sous-zones (*Sellialveolina viallii*, *Pseudorhapidionina dubia*, et *Spirocyclina atlasica*), et l'autre dans le Turonien, zone à *Gabonita levis*; deux zones à ostracodes, une pour le Cénomaniens, zone à *Reticulocosta boulhafensis*, et une pour le Turonien, zone à *Spinoleberis yotvataensis*.

Sur le plan paléobiogéographique, la biophase reconnue montre clairement une polarité faunique téthysienne au cours de la transgression du Cénomaniens supérieur - Turonien inférieur, les associations d'ostracodes téthysiens atteignant la position des côtes atlantiques actuelles du Maroc (Andreu 1991).

Les distributions paléobiogéographiques des ammonites, foraminifères benthiques, ostracodes, bivalves, échinodermes, poissons et reptiles marins, associées à cette transgression, montrent l'existence de communications marines entre les régions atlasiques étudiées, les différents pays de la marge Sud-téthysienne et l'Atlantique Central, par le passage transsaharien, puis l'Atlantique Sud.

La transgression cénomano-turonienne semble progresser de l'Est vers l'Ouest le long de la marge sud téthysienne, du Nord au Sud le long de la marge atlantique, et du Sud-Ouest vers le Nord-Est dans le passage transsaharien.

Les reconstitutions paléobiogéographiques encore imparfaites (absence de données sur un grand nombre de régions téthysiennes) et les relations fauniques régionales liées aux pressions exercées par les contraintes environnementales locales (emplacement et morphologie de l'aire de sédimentation, distribution des faciès et des faunes) et globales (mouvements des plaques, actions des courants) mettent en avant la complexité d'une telle étude. Les mouvements eustatiques globaux contrôlent en outre l'implantation et le développement des faunes ainsi que les relations fauniques entre les marges atlantique européenne et africaine, et les marges Nord et Sud téthysiennes.

PARTIE III

EVENEMENT OCEANIQUE GLOBAL

OAE 2

1 - INTRODUCTION	161
2 - OAE 2 ET CRITERES DE RECONNAISSANCE	163
3 - IMPACT DE L'OAE 2	167
4 - COMPARAISON AVEC D'AUTRES DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES	189
5 - CONCLUSION	193

La transgression cénomano-turonienne correspond au maximum jamais plus atteint dans l'histoire de la terre.

C'est la transgression la plus importante de tous les temps.

D'après la courbe eustatique de la charte des bassins européens (Haq et al. 1987; Hardenbol et al. 1998)

SOMMAIRE

ÉVÈNEMENT OcéANIQUE GLOBAL OAE 2

1. INTRODUCTION	161
2. OAE 2 ET CRITERES DE RECONNAISSANCE	163
2.1. Caractérisation lithostratigraphique	163
2.2. Caractérisation biostratigraphique	164
2.3. Caractérisation chimostratigraphique	164
2.3.1. Isotopes stables du carbone	166
2.3.2. Isotopes stables de l'oxygène	166
3. IMPACT DE L'OAE 2	167
3.1 Stratigraphie et paléoenvironnements	167
3.1.1. Coupe de Ouaouzaght	167
3.1.2. Coupe de Ben Cherrou	167
3.1.3. Coupe de Boulmane.	170
3.1.4. Coupe de Timahdit	170
3.1.5. Coupe de Mibladen	172
3.2. Intervalle d'imprécision de la limite Cénomanién-Turonien	174
3.3. Bio-événements marqueurs du turnover	174
3.3.1. Définitions	174
3.3.2. Bio-événements et paléoenvironnements	176
3.3.2.1. Bio-événements	176
3.3.2.2. Paléoenvironnements	177
3.3.2.3. Interprétations	178
3.3.3. Corrélation événementielles	180
3.4. Événement isotopique	180
3.4.1. Introduction	180
3.4.2. Coupe de Ben Cherrou	180
3.4.3. Coupe de Mibladen	181
3.4.4. Corrélations géochimiques	183
3.4.5. Conclusion	185
3.5. Transgression marine et anoxie	185
4. COMPARAISON AVEC D'AUTRES DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES	189
4.1. Introduction	189
4.2. Sur le plan biostratigraphique	189
4.2.1. Ammonites	189
4.2.2. Foraminifères planctoniques	189
4.2.3. Bio-événements	190
4.3. Sur le plan géochimique	190
4.4. Conclusion	192
5. CONCLUSION	193

1 - INTRODUCTION

Le passage Cénomanién-Turonien, autour d'une limite datée à 93.5 ± 0.2 Ma (Hardenbol et al. 1998; International Stratigraphic Chart, 2004), a fait l'objet de nombreuses études car il est associé à un événement anoxique enregistré en de nombreux points du globe. Les recherches d'ordre lithologique, biostratigraphique et géochimique, montrent la complexité des interprétations proposées, liées encore à une grande marge d'incertitude. S'il est impossible d'évoquer l'ensemble des articles de synthèse qui traitent de la limite Cénomanién-Turonien, nous nous fonderons dans notre travail essentiellement sur les travaux publiés depuis le 2nd symposium international sur les limites du Crétacé qui s'est tenu à Bruxelles (1995).

L'événement océanique global à la limite Cénomanién-Turonien est connu sous différentes appellations: OAE2 = Oceanic Anoxic Event 2, par opposition à OAE1 du Barrémien sommital-Albien et à OAE3 du Coniacien-Santonien (Schlanger & Jenkyns 1976; Jenkyns 1980; Schlanger et al. 1987) (fig. 78); CTBE = Cenomanian Turonian Boundary Event (Herbin et al. 1985); événement E2 en Atlantique (de Graciansky et al. 1982); ou encore événement à matière organique ou plutôt à "couches sombres et \pm finement laminées" (Busson & Cornée 1996).

Cet événement, globalement daté du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur (Schlanger & Jenkyns 1976), est souvent lié à une période d'appauvrissement des eaux océaniques en oxygène dissous qui se traduit généralement par des faciès de black-shales, riches en matière organique.

La plupart des auteurs relie cet événement à la plus grande transgression marine du Crétacé: UZA 2.5 (Hancock 1975; Vail et al. 1987; Haq et al. 1987).

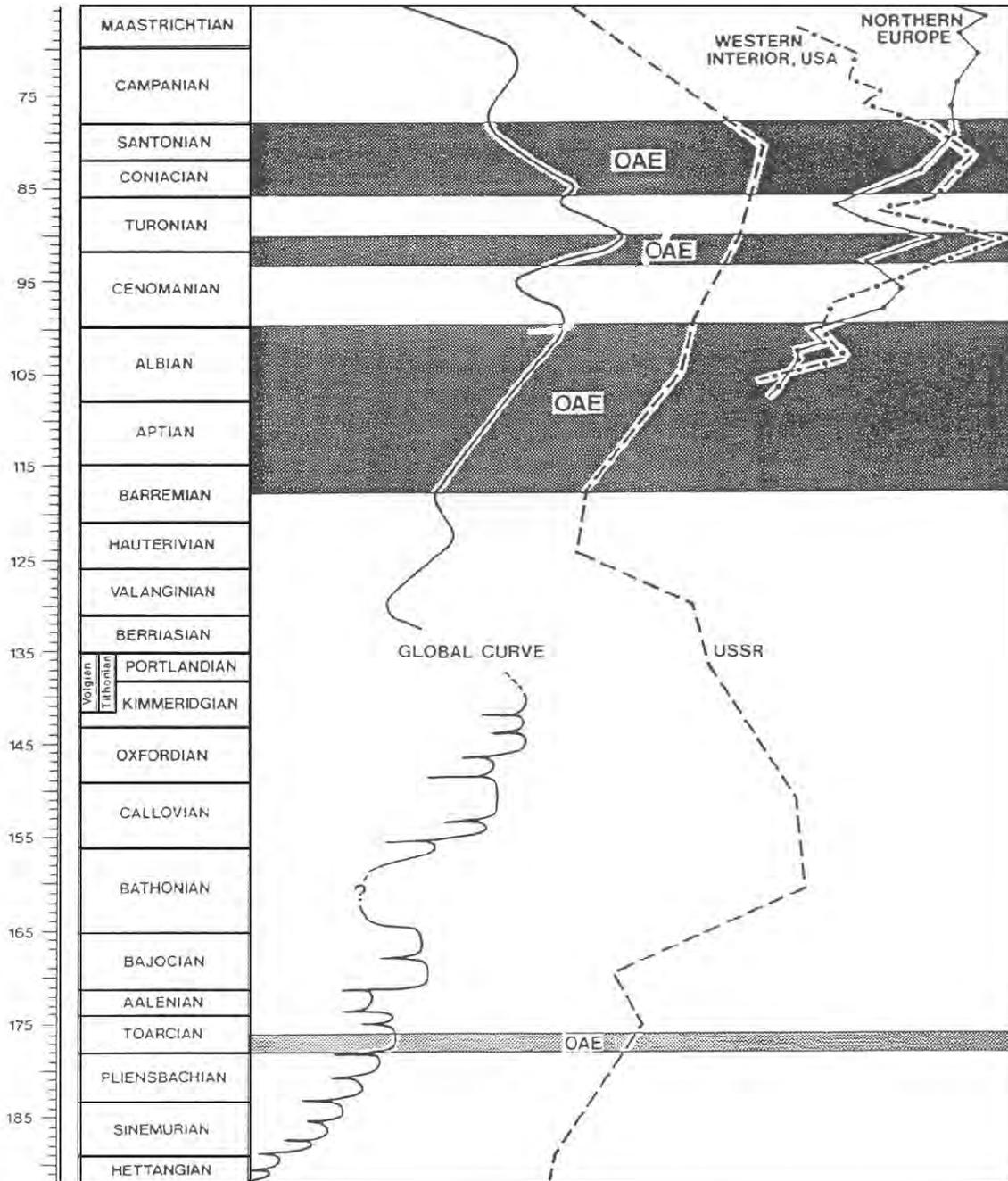


Fig. 78. Les principaux événements anoxiques océaniques du Mésozoïque et courbes eustatiques (Jenkyns, 1980).

2 - OAE 2 ET CRITERES DE RECONNAISSANCE

2.1. Caractérisation lithostratigraphique

Schématiquement, la grande diversité des couches plus ou moins riches en matière organique dans lesquelles s'expriment l'événement OAE2 se traduit par:

- * des cycles calcaires/marnes ou black-shales/silice;
- * des sédiments généralement sombres, laminés ou non, avec présence ou abondance de matière organique marine planctonique enfouie;
- * une absence ou au moins une rareté de la bioturbation;
- * une richesse en pyrite et en phosphate;
- * des restes de radiolaires souvent abondants;
- * des foraminifères planctoniques relativement abondants et peu diversifiés;
- * une anoxie régnant dans les eaux océaniques de bordure de plate-forme et parfois jusque sur le fond et se marquant par la présence de foraminifères benthiques rares ou oligospécifiques.

Ces faciès communément appelé "black-shales" prennent différentes dénominations et présentent des variations de faciès et d'épaisseur notables en fonction des régions. Nous citons à titre d'exemples: le membre Bridge Creek de la Formation Greenhorn, dans la coupe de Pueblo (Western Interior, Colorado, USA) proposée comme référence pour cette période (Bengtson 1996), qui se présente, sur une dizaine de mètres, sous la forme d'une alternance calcaires/marnes intercalée d'un niveau de black-shales épais de 5 cm (Cobban 1985); le niveau Thomel, dans les Alpes provençales (France), de couleur noire, épais d'une dizaine de mètres, et composé de séquences lithologiques répétitives calcaires/marnes (Crumière 1989); le niveau Bonarelli, en Italie centrale, épais d'un mètre et constitué d'une alternance black-shales/silice (Wonders 1980; Arthur & Premoli-silva 1982); le black band *s.l.*, en Angleterre, qui montre des marnes noires, laminées, intercalées dans les craies blanches très bioturbées des formations encadrantes (Hart & Bigg 1981); enfin l'horizon ou la Formation Bahloul en Tunisie centrale, qui se développe sur une trentaine de mètres avec des calcaires feuilletés intercalés de passées plus argileuses et riches en organismes planctoniques (Burollet et al. 1954; Burollet 1956; Robaszynski et al. 1990; Abdallah et al. 1995; Caron et al. 1999, 2006; Abdallah 2000).

D'après ces données bibliographiques, on peut conclure que cet événement s'exprime dans des lithologies variées d'environnements marins très différents. En effet, pendant cet épisode, des eaux pauvres en oxygène (hypoxiques) ont recouvert des domaines sédimentaires différents, présentant des paléobathymétries et des dynamiques océaniques variées (Busson & Cornée 1996).

Au Maroc, ce type de faciès, riche en matière organique autour de la limite Ce/Tu, appelé par certains auteurs black-shales, est connu depuis longtemps et affleure largement sur la façade atlantique dans les bassins de Tarfaya (Choubert et al. 1966; El Albani 1995; Wiedmann et al. 1978, 1982; Kuhnt et al. 1990; Lüning et al. 2004), d'Agadir (Wiedmann et al. 1978, 1982; Einsele & Wiedmann, 1982; El kamali 1990; Andreu 1991; Terrab 1996; Lüning et al. 2004), et dans le Haut Atlas (Choubert & Faure-Muret 1962; Thein 1988). Dans les Rides Rifaines, ces faciès sont appelés phtanites par les anciens géologues marocains (Choubert & Faure-Muret 1962); ils sont reconnus également par Wiedmann et al. 1978; Thurow & Kuhnt 1986; Kuhnt et al. 1990; Andreu 1991; Bachaoui et al. 1992; Lüning et al. 2004.

L'événement de la limite Ce/Tu est bref, plus ou moins synchrone dans les limites de la précision biostratigraphique, tout en étant extrêmement étendu à l'échelle globale (de Graciansky et al. 1984; Herbin et al. 1986). Dans le détail cependant, des travaux plus récents (Terrab 1996; Caron et al. 2006) ont montré qu'il y avait un décalage dans le temps et dans l'espace de cet événement, suivant la localisation des aires sédimentaires sur le globe.

Nous n'emploierons pas le terme habituel de "black-shales", car dans les régions étudiées de l'Atlas marocain, ces faciès ne sont ni noirs, ni constitués de shales, mais correspondent le plus souvent à des calcaires blancs/crayeux en plaquettes ou en petits bancs.

2.2. Caractérisation biostratigraphique

Suite aux discussions qui se sont déroulées lors du "Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries" (Bruxelles 1995), le Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP "Golden Spike", International Stratigraphic Chart 2006) pour la limite Ce/Tu a été placé dans la section de Pueblo, Colorado, dans le bassin du Western Interior, USA, à la base d'un banc (banc 86) qui coïncide avec la première apparition (FO = First Occurrence) de l'ammonite *Watinoceras devonense* (fig. 79).

D'un point de vue biostratigraphique et paléontologique, l'événement Ce/Tu se caractérise par:

- * l'extinction des foraminifères planctoniques du groupe des Rotalipores (Robaszynski & Caron 1979), liée vraisemblablement à l'importante transgression marine fini-cénomaniennne (Bréhéret 1995);
- * le remplacement des formes carénées (Rotalipores) du Cénomaniennne par des formes globuleuses (Whiteinelles) moins sensibles à la perturbation du paléoenvironnement (Hart 1980; Caron & Homewood 1982, 1983; Hart 1990; Grosheny & Malartre 1997a; Desmares et al. 2003; Caron et al. 2006);
- * l'abondance des radiolaires et/ou calcisphères (Abdallah & Meister 1997);
- * une crise majeure de l'écosystème benthique qui serait la conséquence d'une diminution voire de l'extinction de la majeure partie des foraminifères benthiques (Bilotte 1989; Philip 1991).

Ce bio-événement correspond à la zone à "grosses Globigérines" de Sigal (1977), définie comme la zone à *Archaeocretacea* par Robaszynski & Caron 1995. La base de cette zone (PRZ = Partial Range Zone) est définie par la L.O. (Last Occurrence) de *Rotalipora cushmani* et son sommet, par la F.O. (First Occurrence) de *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Dans une compilation récente, Caron et al. (2006) retiennent une série d'événements qui jalonnent le passage du Cénomaniennne au Turonien; la limite Ce/Tu se situerait chronologiquement entre 1/ la L.O. de *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* et *Neocardiceras juddii* (L.O. des ammonites cénomaniennes), 2/ la L.O. de *Anaticinella* sp. (foraminifère planctonique), 3/ la F.O. de *Watinoceras devonense* (ammonite turonienne).

2.3. Caractérisation chiostratigraphique

L'événement océanique global (OAE2) est la conséquence directe de la production et de la préservation de la matière organique dans les sédiments marins (Schlanger & Jenkyns 1976).

D'un point de vue géochimique, une importante anomalie positive du rapport isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) coïncide avec cet événement, c'est le pic III des auteurs (Dall'Agnolo et al. 2002; Caron et al. 2006). Les résultats du $\delta^{13}\text{C}$ sont exprimés en partie pour mille (‰) en référence à un standard. A l'origine, le standard international utilisé pour les carbonates était le PDB provenant d'un rostre de *Belemnitella americana* de la Pee Dee Formation du Crétacé de Caroline du Sud, U.S.A. L'épuisement de ce standard a nécessité l'utilisation de nouveaux étalons locaux dont le rapport par rapport au PDB est connu. Les rapports entre le ^{13}C et le ^{12}C mesurés dans les eaux océaniques sont exprimés par rapport au SMOW (Standard Mean Oceanic Water) qui est une eau de mer théorique proche de la moyenne des eaux océaniques actuelles. Des recommandations ont été

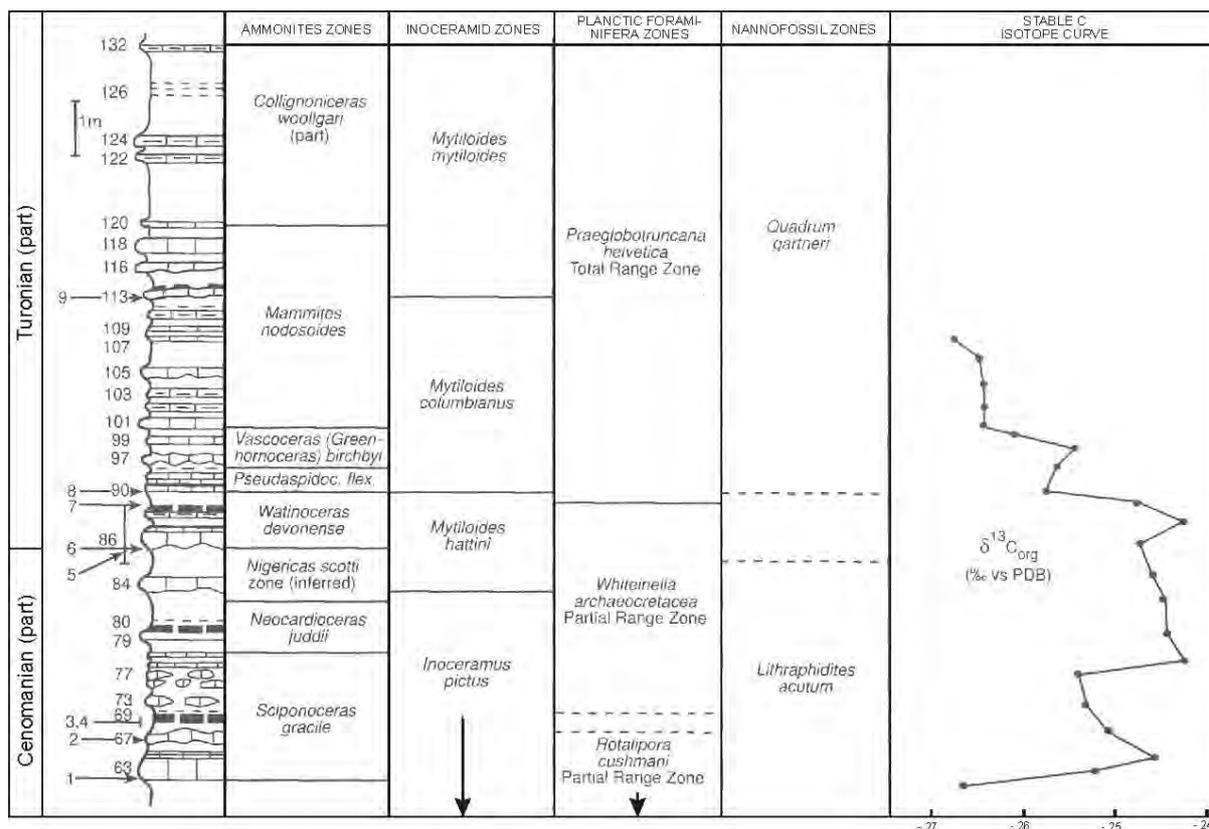


Fig. 79. Zonation intégrée par ammonites, inocérames, foraminifères planctoniques et nannofossiles du membre Bridge Creek de la coupe de Rock Canyon Anticline, Pueblo, proposée comme stratotype de la limite Cénomanién/Turonien, lors du Symposium des limites des étages du Crétacé, Bruxelles, 1995, avec indication de la base des zones et de l'excursion du carbone organique $\delta^{13}C_{org}$ (Pratt & Threlkeld, 1984).

1. FO de *Metoicoceras geslinianum* (d'ORBIGNY, 1850) ;
2. FO de *Euomphaloceras septemseriatum* (CRAGIN, 1893) ;
3. LO de *Rotalipora cushmani* (MORROW, 1934) avec d'autres morphotypes de *Rotalipora* ;
4. FO de *Whiteinella archaeocretacea* (PASSAGNO, 1967) ;
5. intervalle contient FO de *Quadrum gartneri* PRINS & PERCH-NIELSEN, 1977 ;
6. base de la zone à *Watinoceras devonense*, base du banc 86 correspond à FO de *Watinoceras devonense* WRIGHT & KENNEDY, 1981, et *Watinoceras spp.*; limite Cénomanién-Turonien proposée ;
7. FO de *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI, 1945) = (*Helvetoglobotruncana helvetica* HEREIN);
8. base de la zone à *Pseudaspidoceras flexuosum* ;
9. explosion de *Mytiloides mytiloides* (MANTELL, 1822), d'après KENNEDY & COBBAN, 1991, et COBBAN et al. rapport inédit, 1995, in Symposium on Cretaceous stage Boundaries, Bruxelles 1995, the Turonian stage and substage boundaries by Peter BENGTON 1996 [compiler].

réalisées à la suite du Meeting de Vienne, 1995, et publiées par Coplen 1996; on utilise depuis le VSMOW (V = Vienna) qui est disponible sous la forme d'échantillons pour comparaisons.

Au niveau de la limite Ce/Tu, le pic III du $\delta^{13}C$ indique une excursion positive, ce qui veut dire que le rapport $^{13}C/^{12}C$ est élevé. Ceci traduit qu'il y a moins de ^{12}C libre dans l'eau de mer, dû au fait que la photosynthèse l'utilise préférentiellement. Il est donc piégé ou fixé par la matière organique qui va s'accumuler sous le faciès black-shales (Jenkyns 1980; de Graciansky et al. 1986; Arthur et al. 1987; Schlanger et al. 1987, etc).

2.3.1. Isotopes stables du carbone

Les fluctuations du $\delta^{13}\text{C}$ ont été utilisées depuis longtemps comme un instrument de datation favorisant le calage chronologique local de l'événement riche en matière organique (OAE2). Des études récentes dans le Crétacé (Gale et al. 1993; Jenkyns et al. 1994; Paul et al. 1994; Accarie et al. 1996, 2000; Renard et al. 1997; Caron et al. 1999, 2006) ont montré, qu'au passage Ce/Tu, les courbes du $\delta^{13}\text{C}$ peuvent être mises en corrélation entre plusieurs bassins et qu'elles présentent toutes une excursion positive. Le pic III, en particulier, apparaît synchrone dans les limites des contraintes biostratigraphiques.

Ces corrélations, fondées sur le $\delta^{13}\text{C}$, ont été étendues à des régions riches en matière organique et à des régions qui en sont dépourvus sur l'ensemble du domaine océanique depuis le littoral jusqu'au bassin. Ces variations positives des isotopes du carbone correspondent à des périodes de transgression (Renard 1987 et Rey [Coord.] 1997).

2.3.2. Isotopes stables de l'oxygène

Sans valeur stratigraphique, les variations des isotopes de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates sont généralement interprétées comme un indicateur de fluctuations de salinité (par modification du bilan évaporation / précipitation et mélange eau de mer - eau météorique) ou de paléotempératures (Savin 1977; Anderson & Arthur 1983), ces variations sont influencées par la diagenèse et de ce fait, l'utilisation du rapport isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ comme outil de corrélation reste délicate.

3 - IMPACT DE L'OAE 2

3. 1. Stratigraphie et paléoenvironnement

Nous avons choisi 5 coupes représentatives du passage Cénomaniens-Turonien (Ce/Tu), pour la qualité de la préservation des affleurements et la richesse en résultats stratigraphiques. Il s'agit des coupes de Ouaouizaght et Ben Cherrou, dans le Haut Atlas central, de Boulmane et Timahdit, dans le Moyen Atlas, et de Mibladen, dans la Haute Moulouya.

3.1.1. Coupe de Ouaouizaght

Le passage Ce/Tu a été analysé sur une vingtaine de mètres; il montre la succession suivante (fig. 80).

1 - Calcaires massifs bioclastiques, parfois marneux (15 m). Dans le tiers inférieur, dominent les calcaires bioclastiques, organisés en bancs métriques à plurimétriques. Le microfaciès est celui d'une boue pelloïdale où les calcisphères et les stomiosphères dominent ("couscous à calcisphères") et sont associées à des microfilaments. Les foraminifères planctoniques sont représentés par *Guembeltria s.l.*, hétérohélicidés, quelques hedbergelles, *Rotalipora* aff. *cushmani* et *Anaticinella* sp. Dans le tiers supérieur, la série montre des calcaires biomicritiques de texture wackestone. Les bancs sont plus marneux et moins épais, décimétriques. La biophase est abondante, composée de *Inoceramus labiatoidiformis*, *Guembeltria cenomana*, *Heterohelix s.l.*, *Hedbergella* spp., *Whiteinella aprica*, *W. archaeocretacea* et calcisphères. Ponctuellement, apparaissent des microfilaments à la base de la série, *Rotalipora* aff. *cushmani* en milieu de série, et *Asterohedbergella asterospinosa* au niveau du dernier banc. L'ensemble de la faune traduit un environnement infralittoral ouvert.

2 - Au-dessus des calcaires massifs bioclastiques, et sur 3 m, se développent des calcaires plus fins, en petits bancs pluridécimétriques (5 à 20 cm), de texture mudstone, entrecoupés de deux bancs lumachelliques à petits lamellibranches. Dans les faciès, les hedbergelles, les hétérohélicidés et les microfilaments dominent dans les niveaux de base. *Mytiloides kossmati*, *M. mytiloides*, *M.* sp. aff. *modeliaensis*, des calcisphères, et *Guembeltria s.l.* sont aussi présents.

Le microfaciès général reflète des conditions de plate-forme ouverte de l'étage infralittoral.

3 - La succession précédente est surmontée par des bancs plurimétriques massifs de calcaires bioclastiques de milieu de plate-forme interne.

La limite Ce/Tu se localise dans les calcaires plus fins en petits bancs (2), dans un intervalle d'imprécision, épais d'un peu moins de 2 m, défini à la base par la L.O. de *Asterohedbergella asterospinosa*, du Cénomaniens supérieur, et au sommet par la F.O. de *Mytiloides mytiloides* associée à *Mytiloides kossmati*, du Turonien inférieur.

3.1.2. Coupe de Ben Cherrou

Sur les 20 m de part et d'autre de la limite Cénomaniens-Turonien, la Formation Ben Cherrou montre plusieurs ensembles lithologiques (fig. 81; les numéros d'échantillons ne suivent pas un ordre croissant).

1 - Bancs pluridécimétriques de calcaires massifs bioclastiques à lamellibranches (B17 à B23) riches en pellets à la base et plutôt massifs et bioturbés au sommet. L'environnement est celui d'une

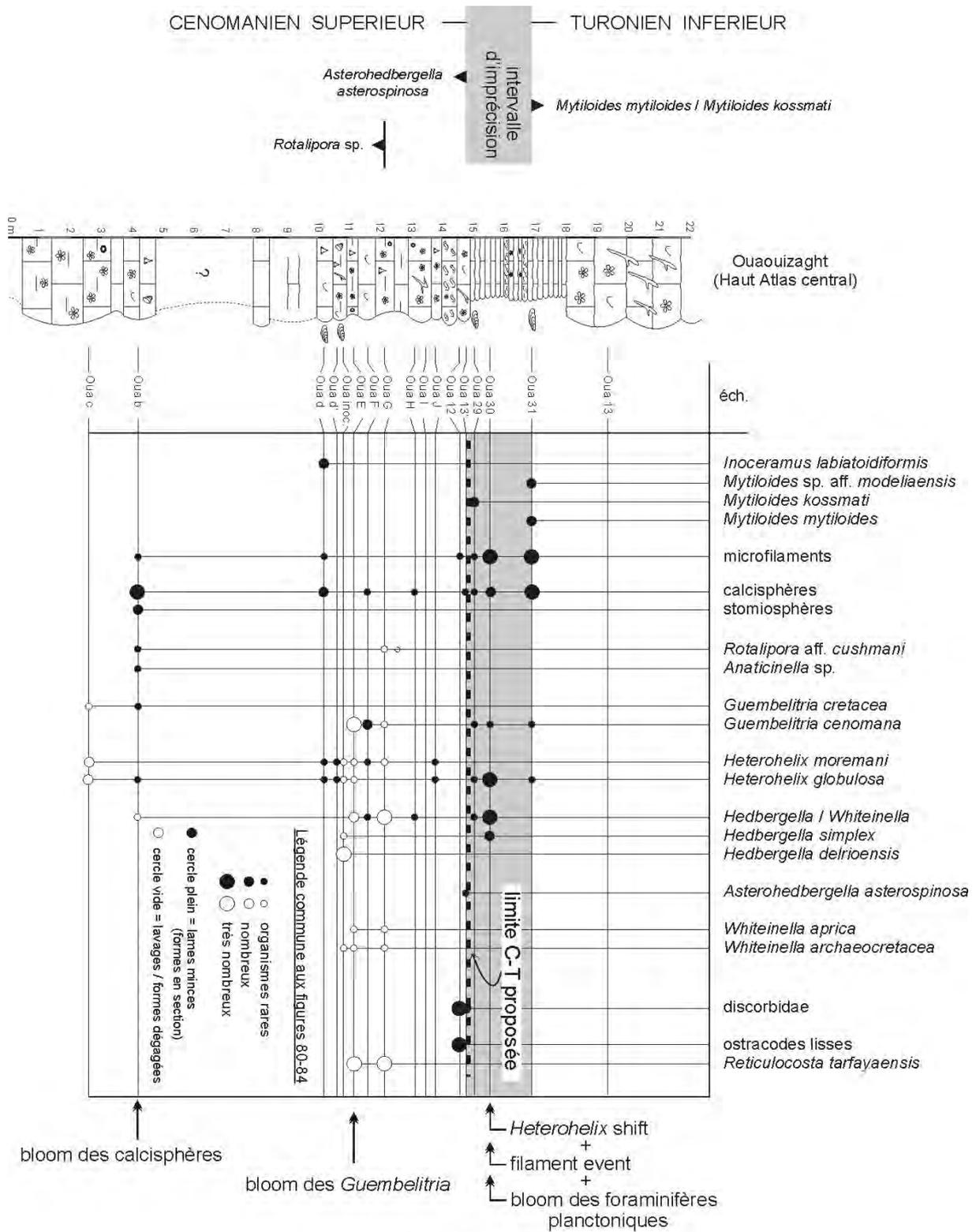


Fig. 80. Biostratigraphie autour de la limite Cénomanien-Turonien dans la coupe de Ouauizaght (Haut Atlas central, Maroc).

plate-forme infralittorale. La faune, rare dans son ensemble, montre des miliolidés, discorbidés et valves d'ostracodes.

2 - Alternance de dépôts pluricentimétriques de boue fine (Bc1 à Bc5) parfois déshydratée

entraînant des figures de "circum granular cracking" [Strasser, com. perso. 2002] avec des dépôts d'ostracodes en amas apportés par des courants de marée; l'ensemble de ces faciès se sont déposés dans un milieu intertidal.

3 - Boue carbonatée (4 m, Bc5 à Bc9) sous forme de bancs de calcaires massifs bioclastiques à lumachelliques à gros lamellibranches. Les faciès correspondent à un environnement subtidal, homogénéisé par la bioturbation. Un banc lumachellique (0,3 m) surmonte la série. De Bc6 à B26, la faune benthique est très diversifiée et constituée d'une association caractéristique du Cénomanién supérieur téthysien: *Pseudorhapidionina laurinensis*, *Pseudorhapidionina dubia*, *Pseudorhipidionina casertana*, *Spirocyclus atlasica*, *Pseudolituonella reicheli*, *Cuneolina gr. pavonia* et cf. *Charentia cuvillieri*. De B26 à Bc9, quelques représentants d'*Heterohelix moremani* et d'*Asterohedbergella asterospinosa* sont présents; l'ensemble de la microfaune est dépourvue de représentants du genre *Rotalipora* connus jusqu'alors dans la seule localité de Ouauizagth.

4 - Calcaires marneux et crayeux, fins, en petits bancs (à partir de Bc9) s'épaississant progressivement vers le haut, de texture mudstone à wackestone, dont la faune est constituée d'ammonites: *Watinoceras* sp., *Vascoceras proprium*, *Fagesia catinus*, d'inocérames: *Mytiloides kossmati*, et de foraminifères planctoniques: *Whiteinella* spp., *Praeglobotruncana stephani*, *Praeglobotruncana gibba* et *Helvetoglobotruncana helvetica* (ce dernier apparaît dans l'échantillon B30, juste au-dessus des premiers niveaux de calcaires blanchâtres en petits bancs associée à *Watinoceras* sp.). Ces faciès, de nature crayeuse, traduisent la phase d'inondation maximale de la plate-forme en relation avec une montée relative du niveau marin.

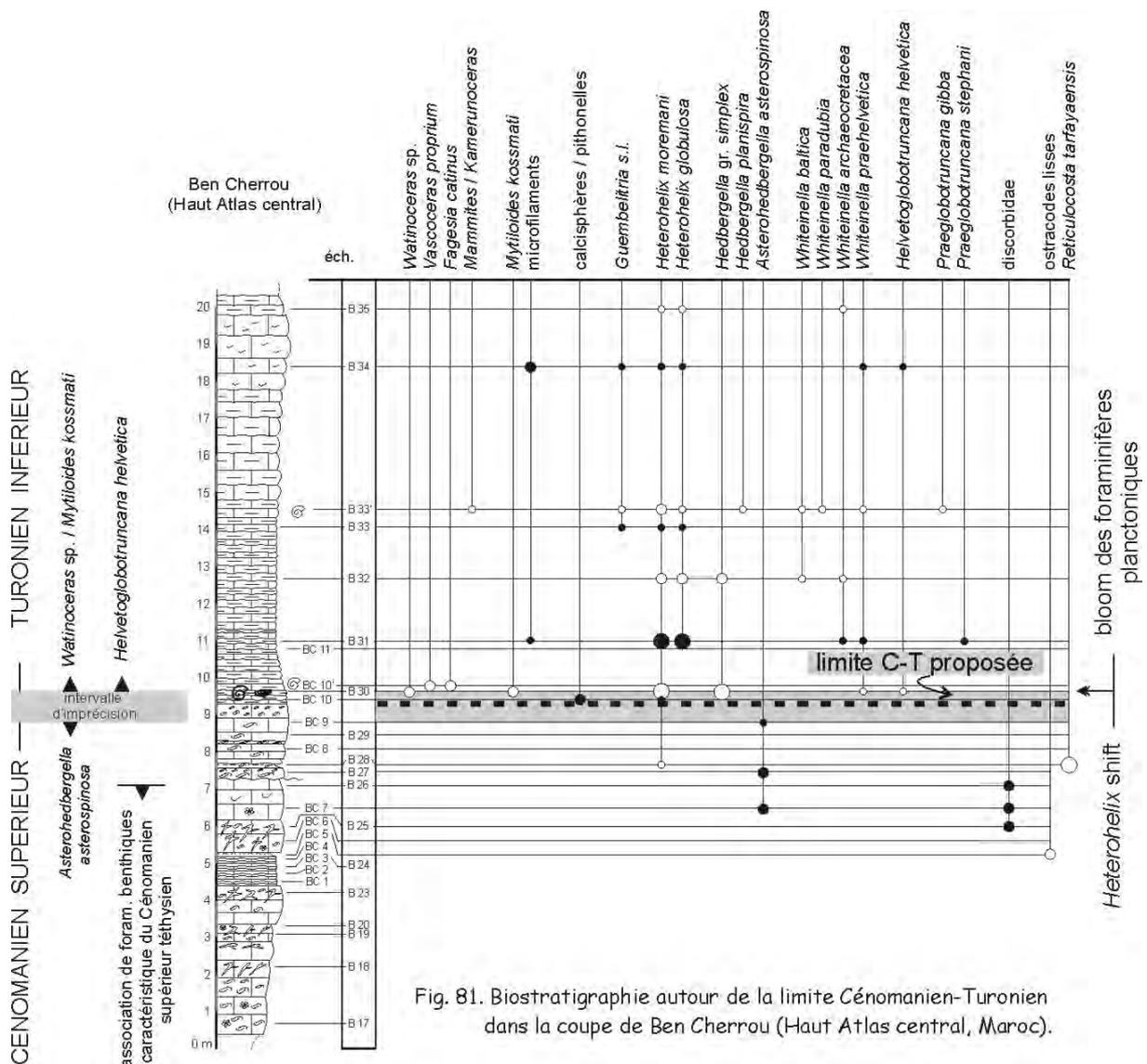


Fig. 81. Biostratigraphie autour de la limite Cénomanién-Turonien dans la coupe de Ben Cherrou (Haut Atlas central, Maroc).

La limite Ce/Tu est située dans les calcaires marneux fins en petits bancs (4), entre la L.O. du foraminifère planctonique *A. asterospinosa*, du Cénomanién supérieur, et les premières apparitions de l'ammonite *Watinoceras* sp., du Turonien basal, associée à la F.O. de *H. helvetica*, dans un intervalle d'imprécision de moins d'un m.

3.1.3. Coupe de Boulmane

La limite Cénomanién-Turonien a été précisément étudiée sur 25 m d'épaisseur (fig. 82).

1 - Marnes dolomitiques jaunâtres, d'épaisseur métrique à plurimétrique, à rares dents de poissons et bryozoaires, souvent riches en prismes d'inocérames.

2 - Calcaires jaunâtres, en bancs pluridécimétriques à métriques, de texture biomicritique, wackstone à packstone, à quelques lamellibranches et échinodermes. Un banc métrique de calcaire lumachellique (Bo67), ferruginisé, marque la fin de cet ensemble.

3 - Marnes grises (3 m), riches en pyrite, dans lesquelles s'intercale un niveau métrique de marnes sombres, noirâtres, riches en matière organique et en glauconie rappelant le faciès "black shales". C'est la première fois qu'un tel faciès est observé. Ces faciès marneux sont les prémisses de la transgression cénomano-turonienne sur le domaine atlasique marocain. Ils montrent une biophase riche en prismes d'inocérames, bryozoaires, calcisphères, foraminifères planctoniques globuleux: *Guembeltria*, *Whiteinella*, *Heterohelix*, *Hedbergella* associés à quelques formes carénées dont *Dicarinella hagni*.

Ces trois ensembles atteignent 12 mètres d'épaisseur.

4 - Succession de marno-calcaires, en bancs d'épaisseur décimétrique à pluricentimétrique, caractéristiques des faciès du Turonien. La microfaune est très diversifiée et constituée de *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Whiteinella*, *Guembeltria* et *Dicarinella*. Ce n'est que dans l'échantillon Bo74, 3 m au-dessus des marnes noirâtres, qu'apparaît pour la première fois *Helvetoglobotruncana helvetica*.

L'intervalle d'imprécision, dans lequel se localise la limite Ce/Tu et qui ne dépasse pas 5 m d'épaisseur, a pour limite supérieure la F.O. d'*Helvetoglobotruncana helvetica* du Turonien inférieur. La limite inférieure de cet intervalle reste non définie.

Charrière (1990) cite au sommet du banc lumachellique Bo67, une association d'ammonites: *Mammites nodosoides*, *Hoplitoides ingens*, *Vascoceras* sp. , *Euomphaloceras africanum*, *Pseudoaspidoceras paganum*, caractéristiques du Turonien inférieur. Ce banc ne nous a cependant pas livré d'ammonites. De ce fait et par corrélation avec les autres coupes, il sera rapporté, au moins pour sa partie inférieure, au Cénomanién supérieur.

3.1.4. Coupe de Timahdit

La coupe de Timahdit est analysée sur 23 mètres d'épaisseur (fig. 83). Trois ensembles lithologiques apparaissent.

1 - Succession pluridécimétrique (8 m) de bancs calcaires massifs bioclastiques, de texture wackestone à packstone, à bioclastes, lamellibranches, échinodermes et gastéropodes. La microfaune, rare, est composée essentiellement d'ostracodes, de quelques *Hedbergella* / *Whiteinella*. Dans le 1/3 inférieur apparaissent des discorbides, dans le 1/3 supérieur plutôt des *Guembeltria s.l.* et *Asterohedbergella asterospinosa*.

2 - Succession (8 m) de petits bancs pluricentimétriques (5 à 10 cm) homogènes, de calcaires marneux à quelques lamellibranches, serpules, échinodermes et gastéropodes. Le microfaciès est une biomicrite, calcaire wackestone, à spicules de spongiaires, ossicules d'ophiures, calcisphères/pithonelles, microfilaments, rares hétérohélicidés et *Guembeltria s.l.* Ce n'est qu'au 1/4 supérieur de ces bancs qu'apparaissent les premières ammonites *Pseudoaspidoceras* sp. dont la morphologie rappelle des formes de la zone à *Mammites nodosoides* du Turonien inférieur [com. perso., F. Amédéo 2003].

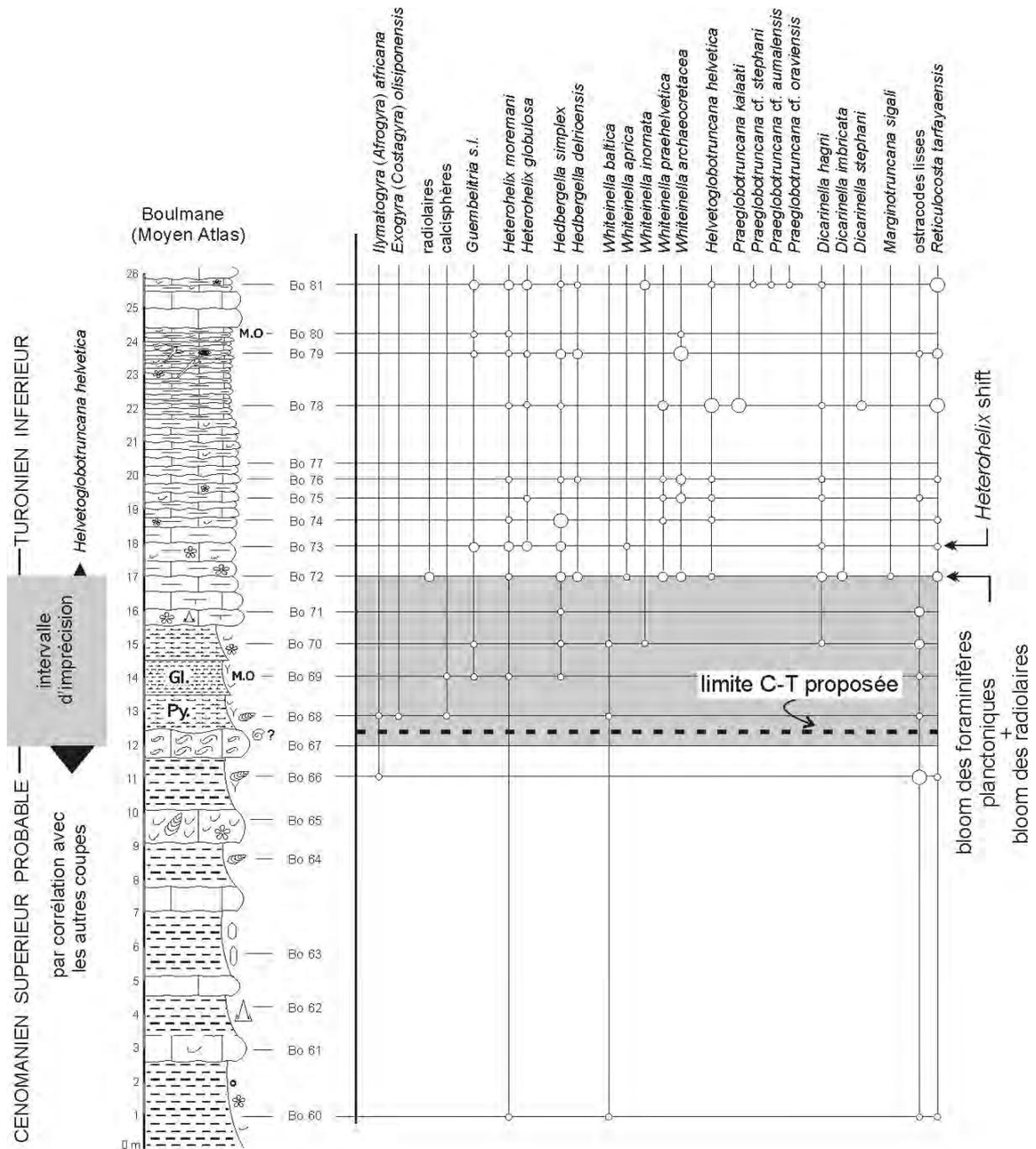


Fig. 82. Biostratigraphie autour de la limite Cénomanién-Turonien dans la coupe de Boulmane (Moyen Atlas, Maroc).

3 - Bancs de calcaires bioclastiques plus massifs, pluridécimétriques à métriques, riches en pellets et en *Pseudaspidoceras*. Le microfaciès est celui d'une pelbiomicrite à bioclastes variés, calcaire wackestone évoluant vers un calcaire packstone.

La limite Ce/Tu se localise à la base des petits bancs pluricentimétriques homogènes (2). L'intervalle d'imprécision est plus large que sur les autres coupes et avoisine 6 m d'épaisseur. Sa limite inférieure est matérialisée par la L.O. de *A. asterospinosa*. Sa limite supérieure est définie par les

premiers *Pseudaspidoceras* sp. (éch. Ti105) rattachés à la zone à *Mammites nodosoides*, qui datent le Turonien inférieur non basal.

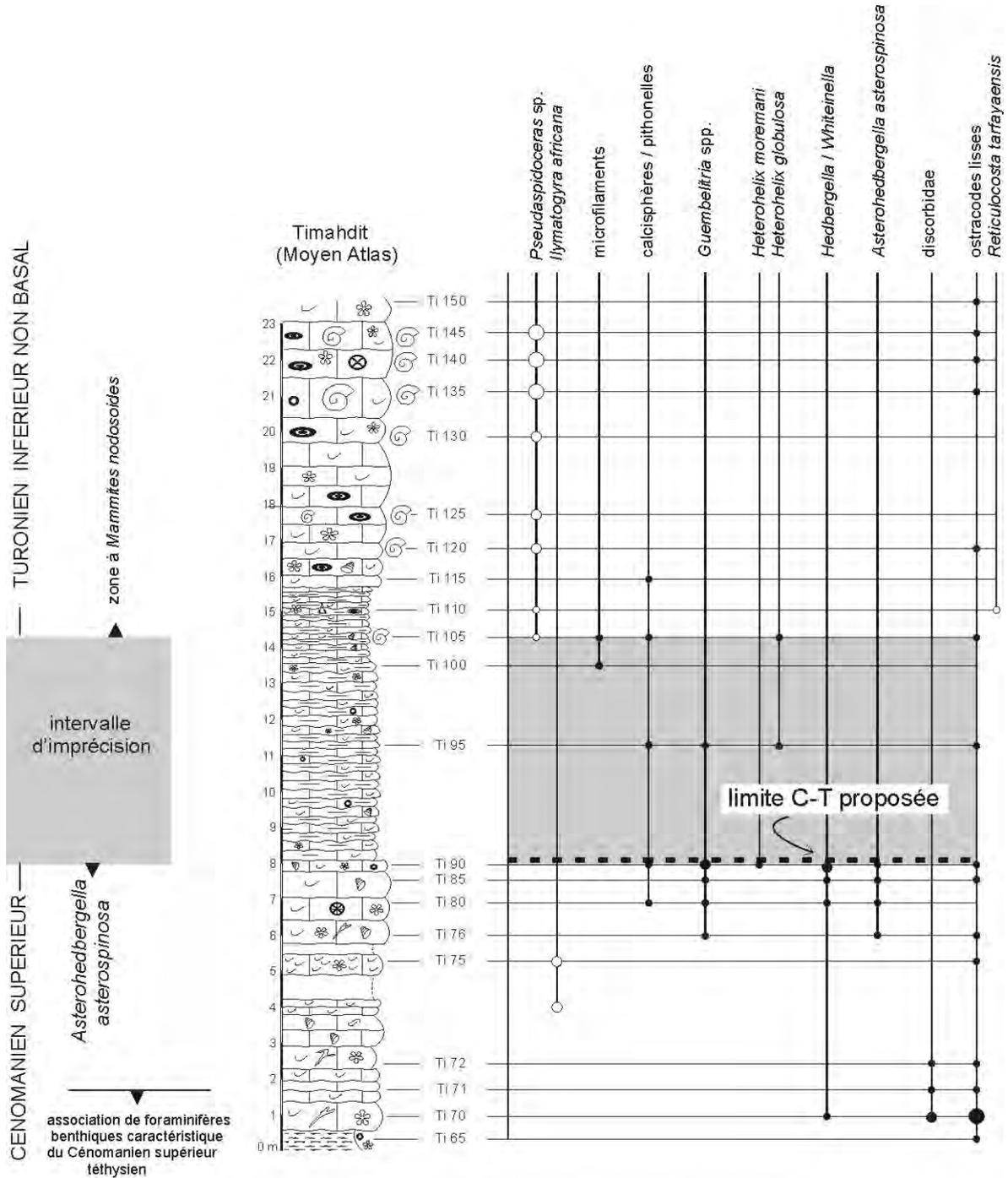


Fig. 83. Biostratigraphie autour de la limite Cénomanien-Turonien dans la coupe de Timahdit (Moyen Atlas, Maroc).

3.1.5. Coupe de Mibladen

Dans la coupe de Mibladen (fig. 84), les sédiments déposés au passage Ce/Tu ont été étudiés sur 13 m d'épaisseur.

1 - Sur les 4 premiers mètres, les faciès s'organisent selon un motif lithologique type dans lequel se succèdent du bas vers le haut les termes suivants: 1/ marno-calcaires en fines plaquettes, laminés, à rares bivalves; les hétérohélicidés, les hedbergelles et quelques discorbidés composent la biophase; 2/ bancs de calcaires massifs laminés, de texture microsparitique, à macrorestes de lamellibranches; 3/ bancs de calcaires massifs micritiques, laminés, à plaquettes centimétriques, à ostracodes lisses, *A. asterospinosa* et nombreux discorbidés.

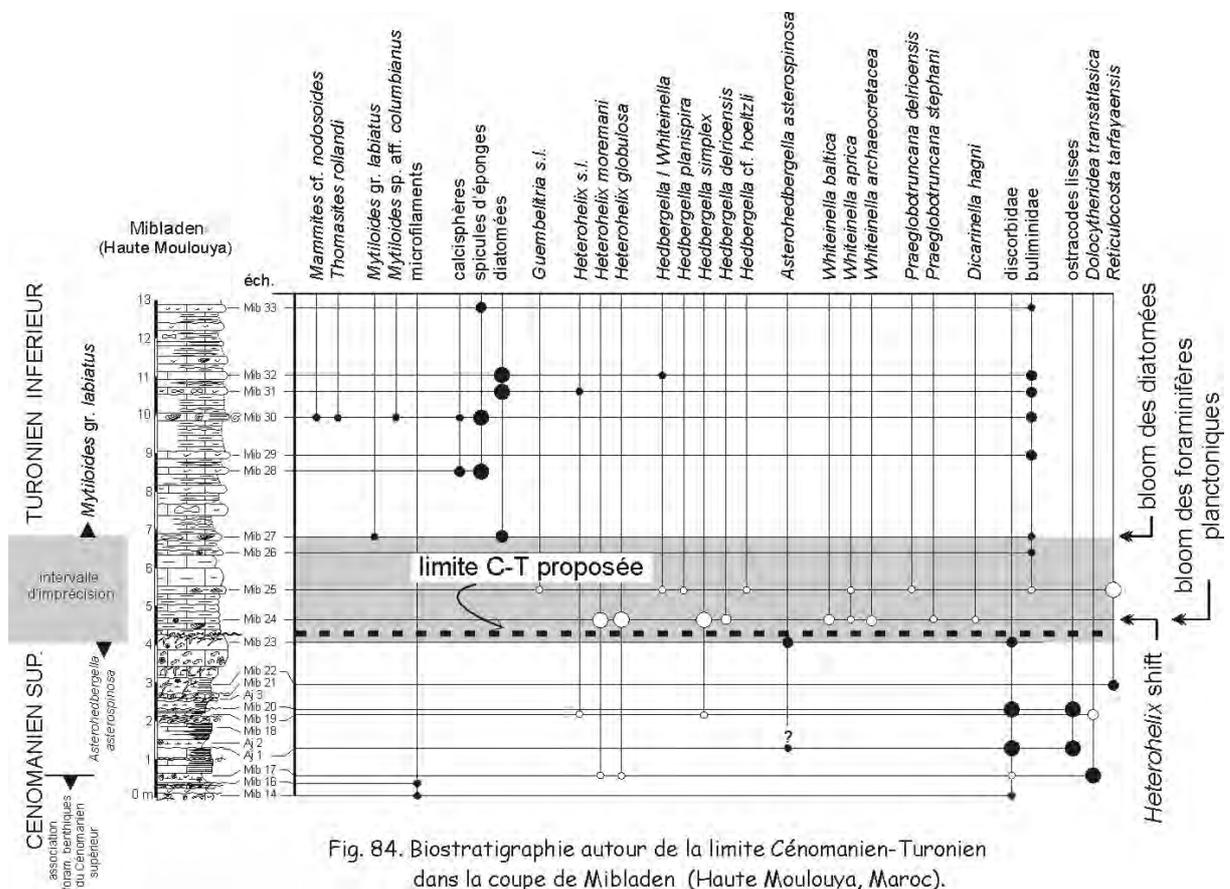
Une organisation similaire a été récemment décrite dans la localité type de la Formation Bahloul en Tunisie (Caron et al. 1999).

L'empilement de ces motifs s'organise en 5 séquences lithologiques, souvent complètes à 3 termes mais parfois à 2 seulement. La dernière séquence est bioturbée par des *Thalassinoides*. Le dernier terme de cette séquence est bien développé (80 cm d'épaisseur) et constitue un banc repère; la texture se compose d'une micrite à tests fins d'échinodermes et discorbidés, et contenant *A. asterospinosa*. Ce banc est couronné par une surface durcie tapissée de *Thalassinoides* silicifiés et de petits lamellibranches.

L'environnement général fluctue entre les domaines médiolittoral et infralittoral restreint comme en témoignent les premiers faciès à bivalves, la faible diversité spécifique et la microfaune dominée par les discorbidés et les ostracodes lisses.

2 - Au-dessus de ce hard-ground, le faciès typique est celui de calcaires marneux ou marno-calcaires micritiques et crayeux en petits bancs. Les premiers mètres ont livré une faune assez abondante de foraminifères planctoniques: *Heterohelix moremani*, *Heterohelix globulosa*, *Hedbergella simplex*, *Hedbergella delrioensis*, *Whiteinella baltica*, *W. aprica*, *W. archaeocretacea*, *Praeglobotruncana stephani*, *Dicarinella hagni*, associées à l'ostracode *Reticulocosta gr. tarfayaensis*.

3 - Se développe ensuite une alternance de calcaires marneux en petits bancs pluricentimétriques et de calcaires plus massifs noduleux. Ces derniers ont livré les Inocérames *Mytiloides gr. labiatus*, *Mytiloides* sp. aff. *colombianus*, puis les ammonites *Mammites* cf. *nodosoides*, *Thomasites rollandi*, des calcisphères, spicules d'éponges, diatomés, buliminidés et quelques hétérohélicidés et hedbergelles.



Par l'abondance des organismes planctoniques, les faciès 2 et 3 traduisent un environnement plus ouvert, de plate-forme externe.

La limite Ce/Tu se localise au-dessus du fond durci, dans les calcaires marneux ou marno-calcaires micritiques et crayeux en petits bancs (2). Elle montre un intervalle d'imprécision de 3 m d'épaisseur environ défini, à sa limite inférieure, par la L.O. de *Asterohedbergella asterospinosa*, du Cénomanién supérieur, et, à sa limite supérieure, par les premiers *Mytiloides* gr. *labiatus* du Turonien inférieur, puis par l'arrivée des *Mammites* cf. *nodosoides* et *Thomasites rollandi*, de la zone à *Mammites nodosoides*, du Turonien inférieur non basal.

3. 2. Intervalle d'imprécision de la limite Cénomanién-Turonien

La reconnaissance des limites inférieure et supérieure de l'intervalle d'imprécision ("precision interval" des anglo-saxons) ou zone d'incertitude repose essentiellement sur les marqueurs biostratigraphiques classiques: ammonites, foraminifères planctoniques et inocérames.

Dans les diverses coupes publiées dans la littérature récente, la limite Ce/Tu n'est généralement pas repérée avec précision. L'intervalle d'imprécision entre le Cénomanién et le Turonien est caractérisé par la combinaison de plusieurs groupes paléontologiques et reconnu dans plusieurs travaux: au Niger/Nigéria (Meister et al. 1992), en Tunisie (Robaszynski et al. 1990; Caron et al. 1999, 2006; Abdallah 2000) dans le Western interior (Kennedy & Cobban 1991; Caron et al. 2006). Dans tous les cas, cet intervalle est localisé dans la zone à *Archaeocretacea* définie à sa base par la L.O. de *R. cushmani*, du Cénomanién supérieur, et à son sommet par la F.O. de *H. helvetica*, du Turonien inférieur (Robaszynski & Caron 1995). Il est limité par la L.O. de *Pseudaspidoceras pseudonodosoides*, du Cénomanién supérieur sommital, et la F.O. de *Watinoceras devonense*, du Turonien basal (Bengtson 1996 [compiler], in colloque Bruxelles 1995), et situé dans la zone à *Mytiloides hattini*, surmontée par *M. columbianus*, suivie de l'association: *M. mytiloides*, *M. labiatus*, *M. kossmati* (Bengtson 1996 [compiler], in colloque Bruxelles 1995; Tröger 1998).

Dans nos régions d'étude, l'intervalle d'imprécision varie entre 1 et 6 m.

Ainsi, le Cénomanién supérieur est attesté par la présence de *Rotalipora* gr. *cushmani* puis par *Asterohedbergella asterospinosa*, qui marque la limite inférieure de l'intervalle (fig. 85), dans la coupe de Ouauizaght.

Les premiers marqueurs du Turonien, limite supérieure de l'intervalle d'imprécision, varient selon les régions. Ainsi, dans le Haut Atlas central, à Ben Cherrou, ce sont les premières *Watinoceras* sp. associées à *H. helvetica* qui datent sans équivoque le Turonien basal; dans le Moyen Atlas, à Boulmane et à Timahdit, ce sont respectivement *H. helvetica* et *Pseudaspidoceras* sp. de la zone à *M. nodosoides*, qui caractérisent le début du Turonien; dans le Haut Atlas central, à Ouauizaght, et dans la Haute Moulouya, à Mibladen, le début du Turonien est marqué respectivement par les associations d'inocérames: *Mytiloides mytiloides* - *Mytiloides kossmati* et *Mytiloides* gr. *labiatus* - *Mytiloides colombianus*.

Dans la presque totalité des coupes, la base de l'intervalle d'imprécision est définie par la L.O. de *Asterohedbergella asterospinosa*, et le sommet par différents marqueurs à valeur stratigraphique variable.

3. 3. Bio-événements marqueurs du turnover

3. 3. 1. Définitions

Un certain nombre de niveaux ou d'intervalles, répartis au sein des colonnes lithologiques, sont caractérisés par une abondance (explosion [bloom] ou prolifération) ou par une absence quasi-totale (extinction = mass extinction des anglo-saxons) des organismes, dont les plus marquants sont les foraminifères planctoniques, qui correspond à un événement biologique ou bio-événement.

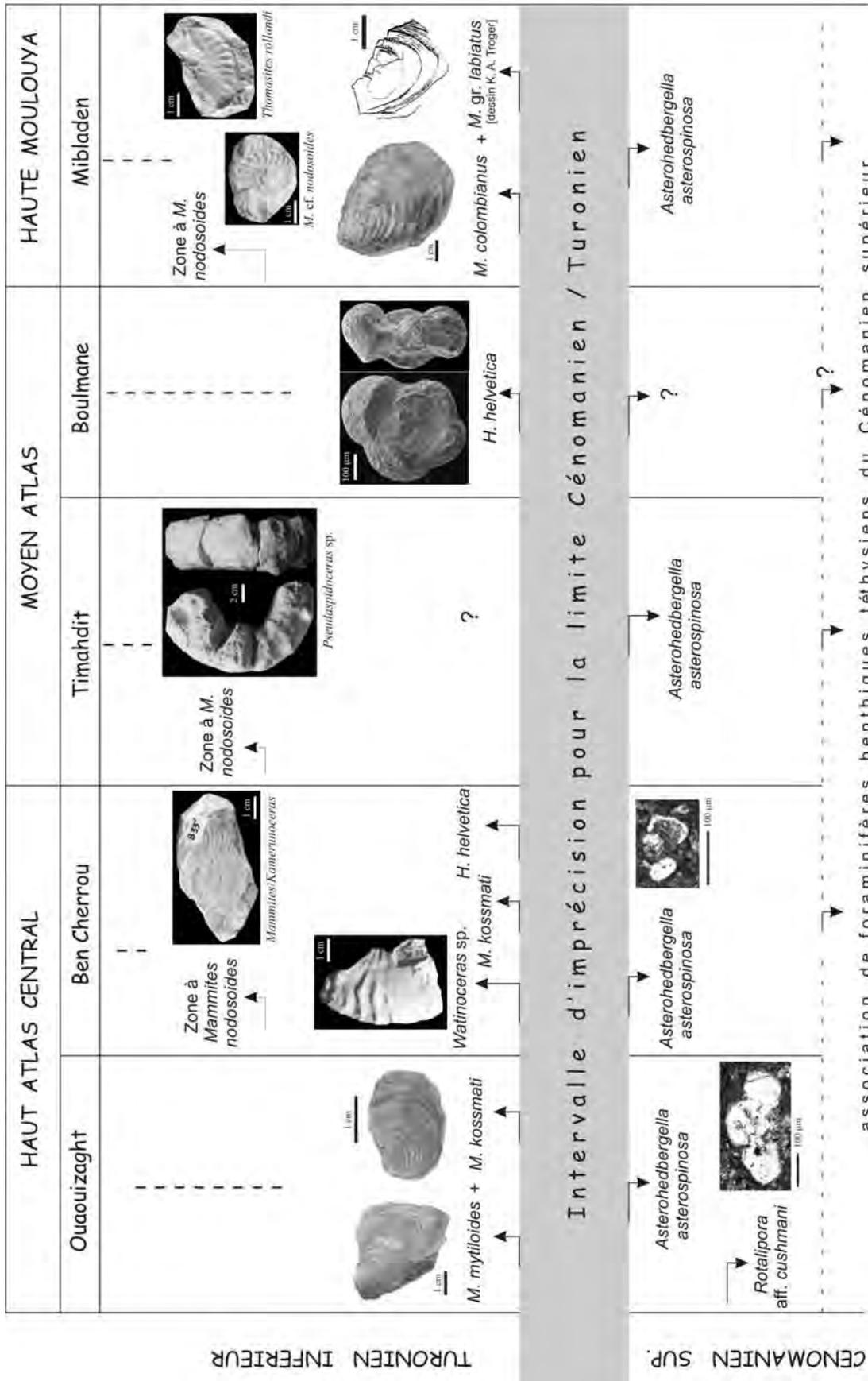


Fig. 85. Critères biostratigraphiques pour la définition des limites inférieure et supérieure de l'intervalle d'imprécision à la limite Cénomanién-Turonien dans les différentes coupes étudiées de l'Atlas marocain : Ouaouizaght et Ben Cherrou (Haut Atlas central), Timahdit et Boulmane (Moyen Atlas), et Mibladen (Haute Moulouya).

la durée relative de l'intervalle d'imprécision n'est pas respectée

L'expression "shift" est utilisée principalement pour les hétérohélicidés; elle a été définie par Leckie et al. 1998, sous l'appellation *Heterohelix* shift, et exprime une dominance spectaculaire de ces foraminifères planctoniques bisériés de toute petite taille; Hubert et al. 1999 proposent la terminologie "Heterohelix-dominated assemblage".

Le terme "turnover" englobe l'ensemble des changements qui affectent la structure et la composition d'une population sur un intervalle de temps relativement court.

3. 3. 2. Bio-événements et paléoenvironnements

3. 3. 2. 1. Bio-événements

Les séries du passage Cénomaniens-Turonien, dans les coupes étudiées, montrent l'enregistrement de plusieurs bio-événements, d'importance différente, que nous avons classés par ordre d'apparition chronologique.

1- Bloom des calcisphères

La plus grande proportion de calcisphères a été clairement identifiée comme étant des kystes calcitiques de dinoflagellés (Keupp 1979, 1984, 1987).

Ces sphères calcaires *incertae sedis*, formées d'une seule loge, sont fréquentes dans la coupe de Ouaouizaght, à la base de la Formation Ben Cherrou, datée du Cénomaniens supérieur.

Des récurrences apparaissent timidement dans le Turonien inférieur. Elles forment des boues denses - "couscous" à calcisphères - et s'accumulent sur la partie distale de la plate-forme.

2- Bloom des *Guembelitra*

Les *Guembelitra* sont des foraminifères planctoniques trisériés qui pullulent, notamment à partir du Cénomaniens supérieur, sur la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central).

3- L.O. *Rotalipora* aff. *cushmani*

Les dernières apparitions de *Rotalipora* aff. *cushmani*, forme index du Cénomaniens supérieur, ont été observées uniquement sur la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central) au niveau des premiers termes carbonatés de la Formation Ben Cherrou.

La disparition des derniers représentants de *Anaticinella* ? sp., à 8 m au-dessous de celles des *Rotalipora*, est considérée comme un élément supplémentaire de datation du Cénomaniens supérieur.

4- L.O. *Asterohedbergella asterospinosa*

La L.O. d'*Asterohedbergella asterospinosa* est l'événement le plus fréquemment observé au niveau de l'Atlas marocain; il marque la limite inférieure de l'intervalle d'imprécision (fig. 85).

5- Bloom des foraminifères planctoniques

Le bloom des foraminifères planctoniques est aussi l'un des événements le plus remarquable repéré régionalement, dans le Haut Atlas central, coupes de Ouaouizaght et Ben Cherrou, dans le Moyen Atlas, coupe de Boulmane, et dans la Haute Moulouya, coupe de Mibladen. Il se singularise par un assemblage de foraminifères, toutes espèces confondues, caractérisés par une importante prolifération des formes simples et globuleuses (Hedbergelles, Whiteinelles, *Guembelitra* et Hétérohélicidés) et dans une moindre mesure des formes complexes (*Praeglobotruncana*, *Helvetoglobotruncana* et *Dicarinella*). Cet événement coïncide avec l'*Heterohelix* shift des espèces *Heterohelix moremani* et *H. globulosa*.

6- Filament event

Le terme de filament est lié à l'aspect que présentent, en lame mince, des bivalves de toute petite taille, à carapace fine. Ce sont des formes opportunistes qui vivent en haute mer et qui envahissent les environnements riches en nutriments.

Ils apparaissent dans l'intervalle d'imprécision de la coupe de Ouaouizarth (Haut Atlas central).

Ce "filament event" se manifeste, autour de la limite Ce/Tu, en Tunisie et à Pueblo, Colorado, USA. Il a été proposé comme l'un des biomarqueurs pour cette dernière région (Caron et al. 2006).

7- F.O. *Helvetoglobotruncana helvetica*

La première apparition de *Helvetoglobotruncana helvetica*, espèce index du Turonien inférieur, définit la limite supérieure de l'intervalle d'imprécision à Boulmane (Moyen Atlas) et à Ben Cherrou (Haut Atlas central) où il est associé, dans cette dernière région, à la F.O. de *Watinoceras* sp.

8- Bloom des radiolaires

Les radiolaires sont des microfossiles planctoniques siliceux très répandus au niveau de la limite supérieure de l'intervalle d'imprécision de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas); ils sont associés au bloom des foraminifères planctoniques.

Ces niveaux signaleraient des renouvellements épisodiques d'eaux océaniques, riches en nutriments et en oxygène (Caron et al. 1999).

9- Bloom des diatomées

Les frustules (squelettes siliceux) des algues chrysophytes unicellulaires que sont les diatomées abondent dans la partie supérieure de l'intervalle d'imprécision de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya). Des récurrences sporadiques s'observent dans le Turonien inférieur de cette coupe.

La plupart de ces bio-événements, ainsi que leur succession chronologique, sont signalés pour la première fois au Maroc.

3. 3. 2. 2. Paléoenvironnements

Les assemblages de foraminifères planctoniques montrent des fluctuations de la diversité spécifique (nombre d'espèces) et de l'abondance des individus ou biomasse (nombre d'individus toutes espèces confondues).

Les foraminifères planctoniques appliquent des stratégies adaptatives ou stratégies de survie en réponse aux fluctuations de l'environnement marin et particulièrement aux variations de la tranche d'eau (Caron & Homewood 1982/83; Caron 1983; Robaszynski et al. 2000).

En période de diminution de la tranche d'eau, les espèces primitives, simples et globuleuses, à faible diversité spécifique compensée par un grand nombre d'individus -espèces dites r (r-selection de Mac Arthur & Wilson 1967) - sont prépondérantes. En période d'augmentation de la tranche d'eau, ce sont les espèces évoluées, à test trochospiralé et caréné, à haute diversité spécifique, équilibré par un faible taux de reproduction - espèces dites K - qui dominent.

Toutefois, dans une étude de relations entre les stratégies adaptatives des foraminifères planctoniques et les cortèges sédimentaires, Homewood (1996) et Grosheny & Malartre (1997) montrent que la stratégie r semble dominante pendant la partie transgressive des cycles ou pendant les cortèges transgressifs de 3^{ème} ordre; à l'inverse, la stratégie K se met en place pendant la partie régressive des cycles ou pendant les phases de haut et bas niveaux marins.

La figure 86 synthétise l'ensemble des données biostratigraphiques et paléo-environnementales obtenues, sur des différentes coupes étudiées de l'Atlas marocain, au passage Cénomaniens-Turonien.

Au Cénomaniens supérieur, les faciès carbonatés sont caractérisés par une productivité primaire intense dans les eaux océaniques superficielles où nutriments et oxygène sont concentrés. Le milieu est dit eutrophique et favorise la prolifération de foraminifères planctoniques opportunistes, formes simples et globuleuses: *Heterohelix*, *Guembelitra* et de petite taille *Hedbergella*, qui présentent une faible diversité spécifique et un grand nombre d'individus (espèces r). La stratification des eaux est très nette (Caron et al. 1999; Accarie et al. 2000): les eaux de surface montrent une salinité normale, elles sont fréquemment renouvelées; les eaux intermédiaires sont pauvres en oxygène, plus denses, et forment un obstacle au brassage des eaux du fond; les eaux du fond sont pauvres en oxygène (hypoxiques) voire anoxiques, et plus ou moins stagnantes. La présence de bioturbations, associées à

ces faciès carbonatés, indiquerait une fluctuation du taux d'oxygénation du fond et serait responsable d'une moins bonne préservation de la matière organique.

Au passage Cénomaniens-Turonien, intervalle situé dans la zone d'imprécision, les faciès sont caractérisés par des populations de foraminifères planctoniques diversifiées: les formes opportunistes (espèces r) sont nombreuses; progressivement, les formes évoluées (espèces K) font leur apparition (fig. 86) puis se développent. Des conditions mésotrophiques colonisent petit à petit le milieu auparavant eutrophique. A l'interface eau/sédiment, l'appauvrissement en oxygène atteint son maximum régional.

Au Turonien inférieur, les faciès sont représentés par des calcaires micritiques en petits bancs et des calcaires massifs bioclastiques et bioturbés; les populations de foraminifères planctoniques sont abondantes et diversifiées: les opportunistes sont toujours nombreux, mais l'apparition de formes évoluées est significative de modifications du taux d'oxygénation. En effet, les formes carénées (*Praeglobotruncana*, *Helvetoglobotruncana*) et bicarénées (*Marginotruncana* et *Dicarinella*) colonisent une tranche d'eau aux conditions océaniques normales où nutriments et oxygène sont mieux distribués: le milieu est alors interprété comme mésotrophique à oligotrophique. La présence de traces de bioturbation suggère que l'interface eau/sédiment est progressivement mieux ventilée et donc oxygénée.

Cette proposition d'évolution des paléoenvironnements concorde avec les observations relevées par Caron et al. 1999; Accarie et al. 2000 au passage Cénomaniens-Turonien de la Formation Bahloul en Tunisie centrale.

3. 3. 2. 3. Interprétations

Les sédiments océaniques déposés au passage Cénomaniens - Turonien montrent une continuité dans l'approvisionnement en ressources trophiques. Ce sont essentiellement des calcaires bioclastiques, généralement bioturbés, qui alternent avec des calcaires micritiques en petits bancs. Ils ont donc enregistré une succession de périodes bien oxygénées (calcaires bioturbés), interrompues par des épisodes mal oxygénés (calcaires non bioturbés ou marnes sombres). L'ensemble de ces dépôts montre une grande richesse en microplancton.

Cette richesse se manifeste principalement au Cénomaniens supérieur, dans des zones eutrophiques (les plus dysoxiques) où les formes simples globuleuses de foraminifères planctoniques dominent. Au passage Cénomaniens-Turonien, le milieu s'appauvrit progressivement en nutriments et passe à un stade mésotrophique illustré par l'apparition de formes complexes carénées. Ce n'est qu'au Turonien inférieur que se réalise le meilleur brassage entre les différentes tranches d'eau et le stade oligotrophique est atteint par diminution des ressources de surface, ce qui favorise la colonisation en profondeur des espèces de foraminifères planctoniques de grande taille (*Whiteinella* et *Hedbergella*) et des espèces carénées à bicarénées (*Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, *Helvetoglobotruncana*; fig. 86).

L'origine des nutriments pourrait être liée à des changements dans la ventilation des océans. L'enrichissement en nutriments s'effectue soit par des inondations massives d'eaux de ruissellement en provenance du continent (ce qui nous semble le plus probable sur nos plates-formes peu profondes), soit par des remontées d'eaux profondes froides ou upwellings, chargées d'éléments nutritifs dissous (exemple des black-shales cénomaniens de Tarfaya, marge atlantique du Maroc méridional). Ces changements sont influencés par les variations eustatiques globales, liées aux fluctuations climatiques et à des phénomènes astronomiques.

Le turnover qui apparaît dans les populations de foraminifères planctoniques se manifeste par l'élimination des formes complexes ou stratèges K (les *Rotalipora* en particulier) au profit de la prolifération des formes primitives ou stratèges r (*Asterohedbergella*, *Guembelitra*, *Heterohelix*, petites *Hedbergella* et *Whiteinella*) dans un milieu eutrophique. Le turnover disparaît avec la réapparition de ces formes complexes dans des milieux plus stables, mésotrophiques à oligotrophiques. La disparition du turnover est diachrone et se réalise en fonction des conditions paléoenvironnementales locales, influencées par la circulation des masses d'eaux océaniques responsables de l'acheminement des nutriments, sous la dépendance de la paléogéographie des sites étudiés.

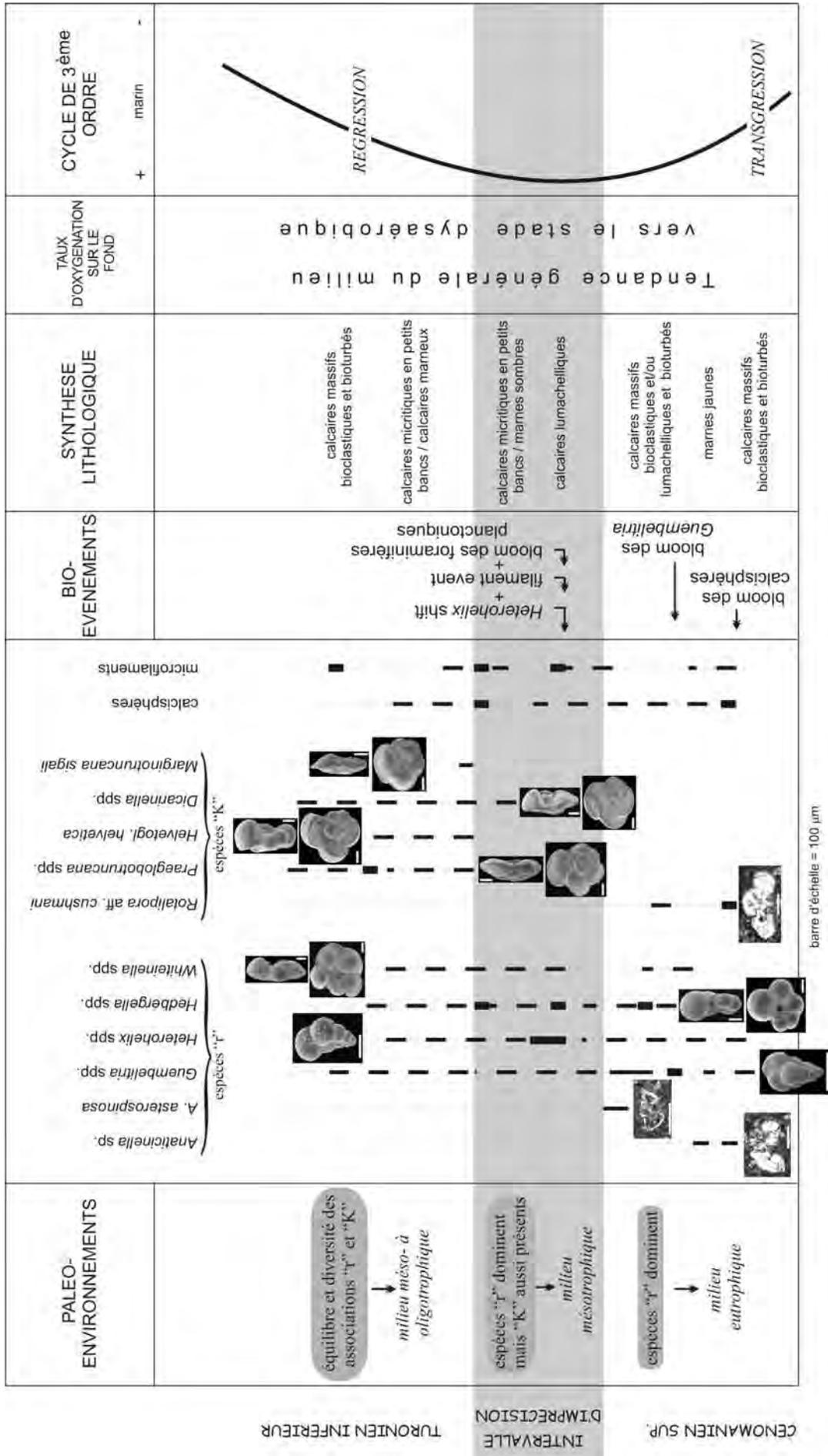


Fig. 86. Synthèse biostratigraphique et paléoenvironnementale au passage Cénomannien/Turonien dans l'Atlas marocain.

3.3.3. Corrélations événementielles

Nous avons proposé une mise en corrélation des coupes les plus représentatives du passage Cénomaniens-Turonien sur l'Atlas marocain, Ouauizaght et Ben Cherrou, dans le Haut Atlas central, Boulmane et Timahdit, dans le Moyen Atlas, et Mibladen, dans la Haute Moulouya, en prenant en compte les bio-événements décrits ci-dessus. Ces corrélations sont synthétisées sur la figure 87.

Les 2 isochrones utilisées et qui encadrent l'intervalle d'imprécision, correspondent à la L.O. d'*Asterohedbergella asterospinosa*, au Cénomaniens supérieur, bio-événement de la base de l'intervalle d'imprécision, et à l'apparition des premiers spécimens de la zone à *Mammites nodosoides*, du Turonien inférieur non basal, sommet de l'intervalle d'imprécision. Entre ces deux isochrones, les dépôts s'homogénéisent régionalement et enregistrent les autres bio-événements: le bloom des foraminifères planctoniques, associé généralement à l'*Heterohelix* shift, séparés ou associés, selon les localités, au bio-événement correspondant à la F.O. de *H. helvetica*.

Le filament event reconnu à Ouauizaght, le bloom des radiolaires à Boulmane, et le bloom des diatomées à Mibladen, sont des bio-événements locaux qui peuvent servir difficilement d'isochrones.

Nous proposons de situer la limite Ce/Tu au-dessus de la L.O. de *A. asterospinosa*. Elle coïnciderait ainsi avec les premiers faciès des calcaires micritiques en petits bancs et correspondrait à la partie basale inférieure de l'intervalle d'imprécision.

3.4. Evènement isotopique

3.4.1. Introduction

Les sédiments déposés dans l'intervalle de temps qui couvre le passage Cénomaniens-Turonien sont généralement riches en matière organique. Cet enrichissement est interprété comme la conséquence d'un événement anoxique, reconnu mondialement et considéré comme synchrone. Il est caractérisé par une anomalie (accident ou excursion) positive du $\delta^{13}\text{C}$ reconnue par différents auteurs: Pratt & Threlkeld 1984; Arthur et al. 1987; Leary et al. 1989; Hart et al. 1989; Gale et al. 1993; Lamolda et al. 1994; Accarie et al. 1996, 2000; Caron et al. 2006... Le $\delta^{13}\text{C}$ est considéré comme le marqueur chemostratigraphique le plus fiable en raison de la très faible sensibilité du rapport à la diagenèse d'enfouissement (Accarie et al. 1996, 2000).

Dans l'Atlas marocain, un essai d'interprétation de l'expression du $\delta^{13}\text{C}$ au passage Cénomaniens-Turonien a été tenté sur deux coupes sélectionnées par la qualité des affleurements et bien datées d'un point de vue stratigraphique: coupe de Ben Cherrou, Haut Atlas central, où l'intervalle d'imprécision de la limite Ce/Tu est inférieur à 1 m et, à 130 km au NE, coupe de Mibladen, Haute Moulouya, où l'intervalle d'imprécision avoisine 3 m.

Les mesures isotopiques du carbone ont été réalisées à l'aide d'un spectromètre de masse, à l'Institut de Géologie et Paléontologie de l'Université de Lausanne, Suisse (par S. Bruchez), sur la fraction carbonatée de la roche totale. La précision des mesures est généralement de ± 0.05 ‰. Les détails de la préparation des échantillons ainsi que les techniques de dosages sont décrites par Fontes et al. 1965 et Letolle et al. 1965.

3.4.2. Coupe de Ben Cherrou

L'analyse a porté sur 24 échantillons, couvrant 18 m de dépôt, de part et d'autre de la limite Ce/Tu (fig. 88). Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ obtenues pour cette coupe fluctuent entre -1,61 ‰ et 2,36 ‰. Dans le détail, la courbe du rapport isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ montre plusieurs événements correspondants aux pics I, II et III (fig. 88). Cette courbe débute par des valeurs proches de 1,5 ‰, puis une évolution générale croissante se dessine avec quelques fluctuations pour atteindre un maximum de 2,36 ‰, indexé III, près de la limite Ce/Tu au niveau de l'échantillon B30: c'est le pic III des auteurs. Cet accident positif

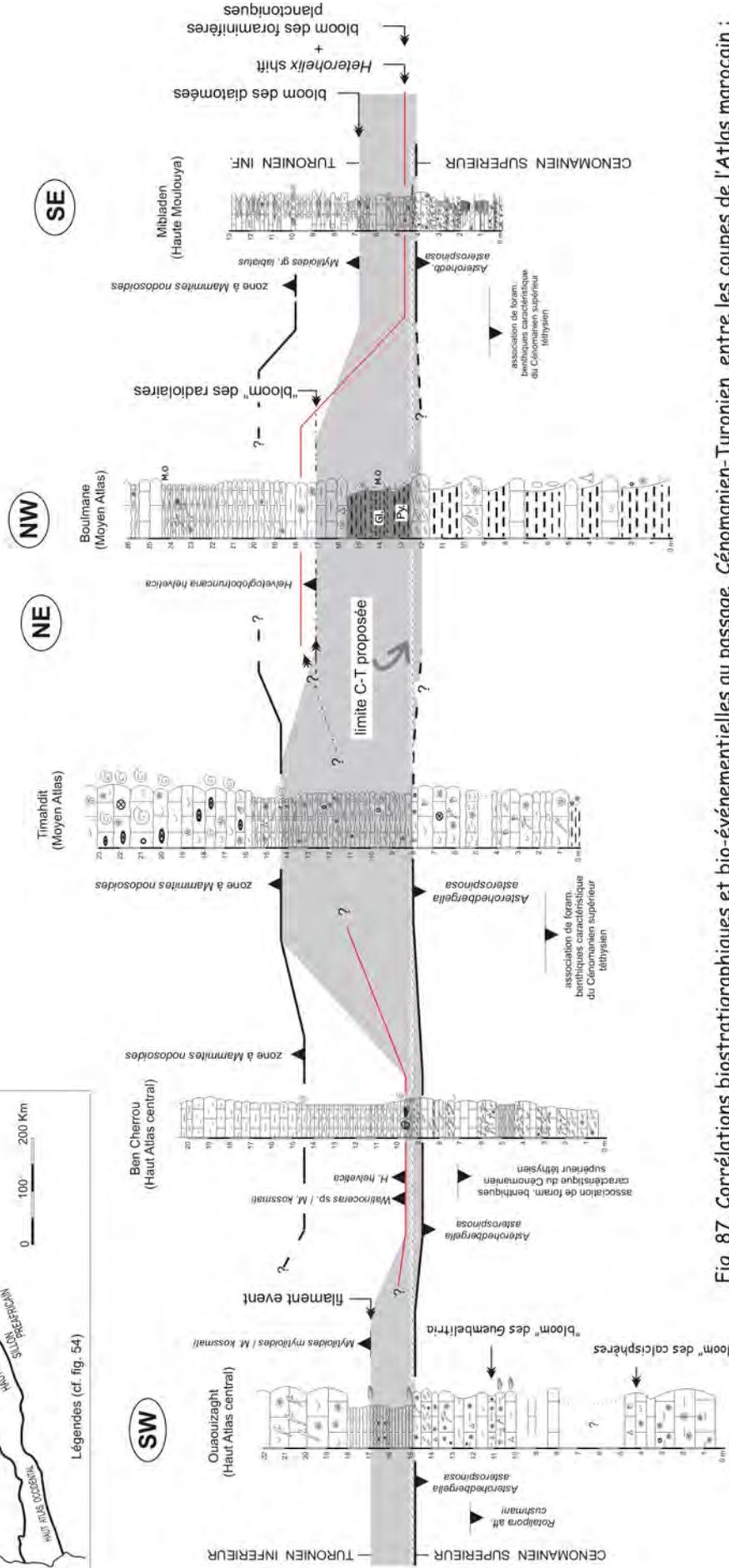
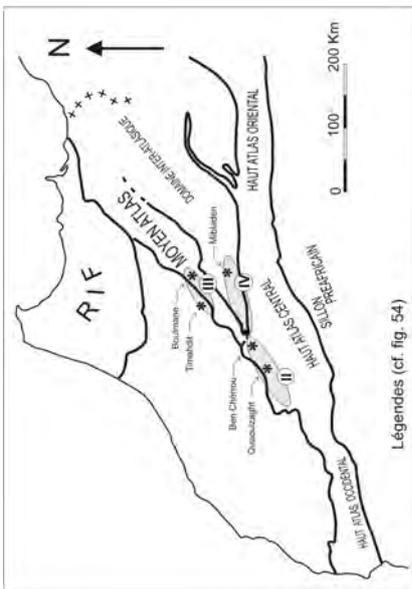


Fig. 87. Corrélations biostratigraphiques et bio-évènementielles au passage Cénomanien-Turonien entre les coupes de l'Atlas marocain : Ououizaigt et Ben Cherrou (Haut Atlas central), Boulimane et Timahdit (Moyen Atlas), Mbiadlen (Haute Moulouya), Maroc.

intervalle d'imprécision

est suivi d'une chute brutale (# 3 ‰) des valeurs jusqu'à l'échantillon B31. Ensuite, on note des fluctuations du rapport $\delta^{13}\text{C}$ entre -0.62 ‰ et 1.92 ‰.

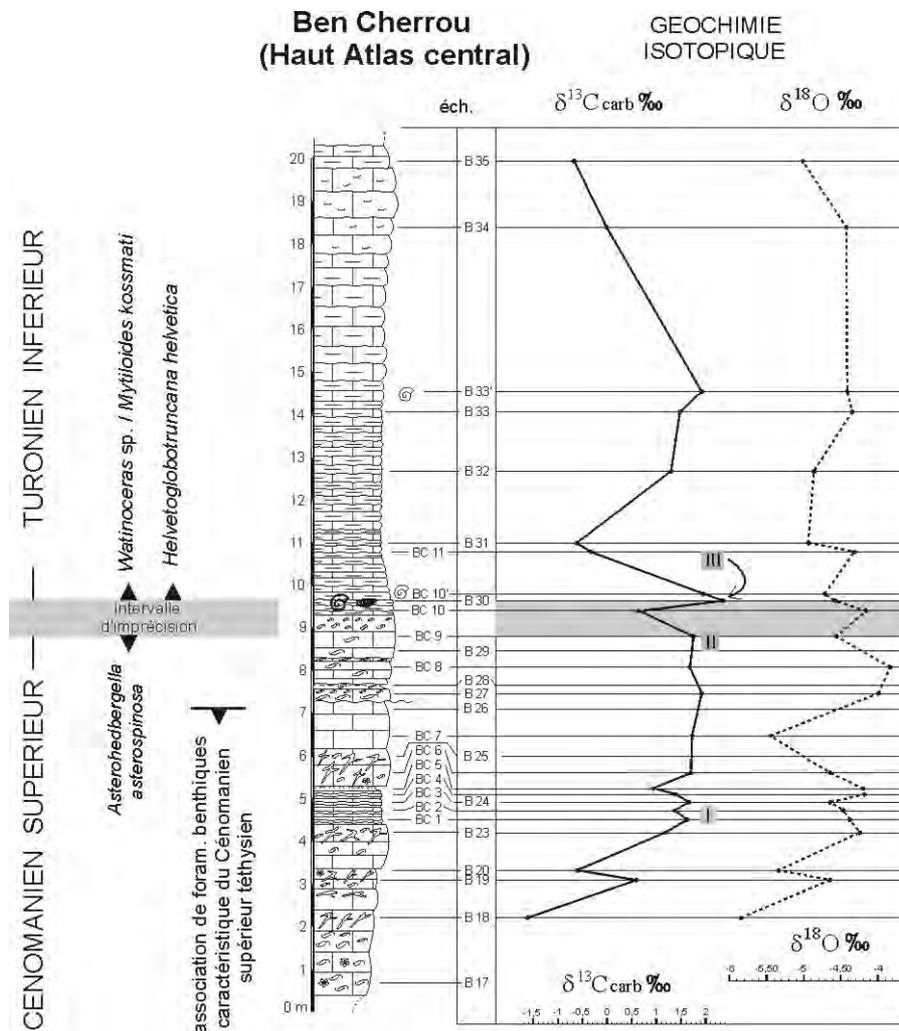


Fig. 88. Géochimie isotopique autour de la limite Cénomaniens-Turonien dans la coupe de Ben Cherrou (Haut Atlas central, Maroc).

3.4.3. coupe de Mibladen

Les résultats préliminaires des analyses isotopiques de 22 échantillons, répartis sur 13 m de part et d'autre de la limite Ce/Tu (fig. 89), montrent le même profil isotopique que celui de la coupe de Ben Cherrou. Les fluctuations des valeurs restent moins importantes et varient entre -1.63 ‰ et 1.26 ‰. On note cependant une chute brutale des valeurs isotopiques (# 3 ‰) comparable à celle de Ben Cherrou et qui se produit entre les échantillons Mib 23 et Mib 24, ce qui correspond au pic III des auteurs.

Les courbes du $\delta^{13}\text{C}$ relevées sur les 2 sections analysées enregistrent un enrichissement des valeurs, de l'ordre de 1.80 ‰ à Mib à 4 ‰ à Ben Cherrou, qui s'inscrit dans le Cénomaniens supérieur à la base de l'intervalle d'imprécision, au niveau du pic III. Un retrait très significatif de l'ordre de 3 ‰ des valeurs isotopiques sur les 2 sections est visible dès la base de l'intervalle d'imprécision ou surmonte son sommet au Turonien inférieur. Il correspond dans les deux cas à l'apparition des

premiers faciès calcaires micritiques en petits bancs. Cette excursion de très forte amplitude est suivie d'une croissance progressive des valeurs. Une organisation similaire mais nettement moins accentuée a été observée en Tunisie centrale (Accarie et al. 1996, 2000).

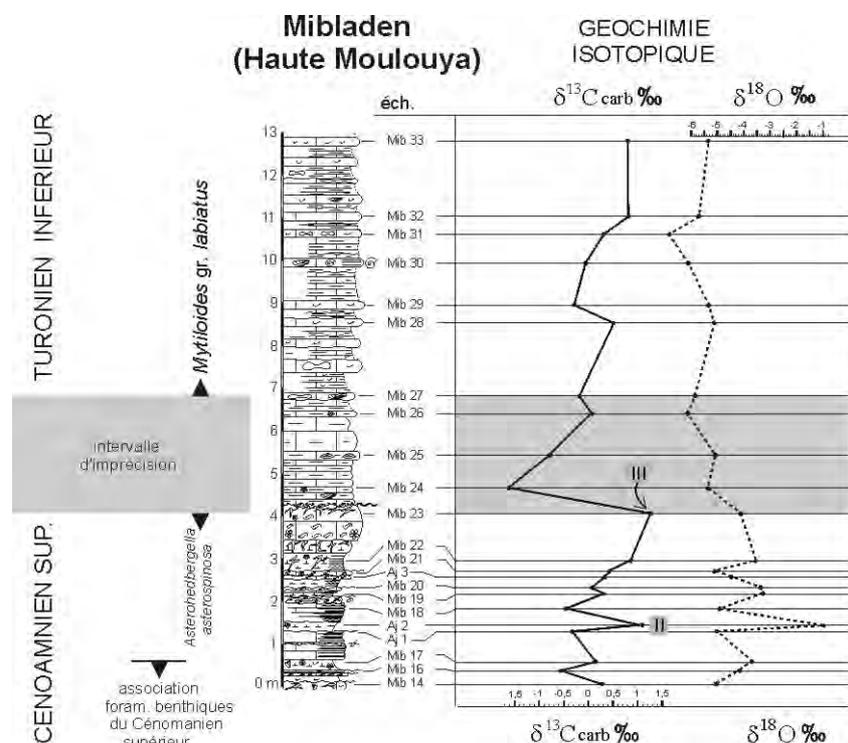


Fig. 89. Géochimie isotopique autour de la limite Cénomanién-Turonien dans la coupe de Mibladen (Haute Moulouya, Maroc).

Remarque: Les valeurs isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ (figs. 88 et 89) montrent aussi des fluctuations significatives mais leur utilisation reste, en l'état actuel des données figurées, spéculative et ne seront donc pas analysées ici.

3.4.4. Corrélations géochimiques

Malgré leur différence d'amplitude, les signaux isotopiques enregistrés dans les deux régions de l'Atlas marocain sont très semblables (fig. 90). La position du pic III du $\delta^{13}\text{C}$ est la plus importante et sera utilisée comme un instrument de corrélation stratigraphique, car elle a l'intérêt d'être enregistrée, de manière globale, dans les différents milieux depuis l'océanique jusque à l'épicontinental, et d'être considérée comme synchrone.

Dans les deux localités étudiées, le découpage chrono-stratigraphique présenté sur la figure 90 est fondé essentiellement sur les données biostratigraphiques, donc indépendamment des pics III du $\delta^{13}\text{C}$. Ainsi, l'accident positif majeur du $\delta^{13}\text{C}$ (pic III) prend place aux marges de l'intervalle d'imprécision de la limite Ce/Tu. Dans la Haute Moulouya, cette excursion se situe à la base de l'intervalle d'imprécision définie par la L.O. de *A. asterospinosa* du Cénomanién supérieur, tandis que dans le Haut Atlas central, elle intervient à la limite supérieure de cet intervalle défini par les premières ammonites du Turonien basal. On pourrait envisager alors un léger diachronisme de ce marqueur géochimique entre les deux régions.

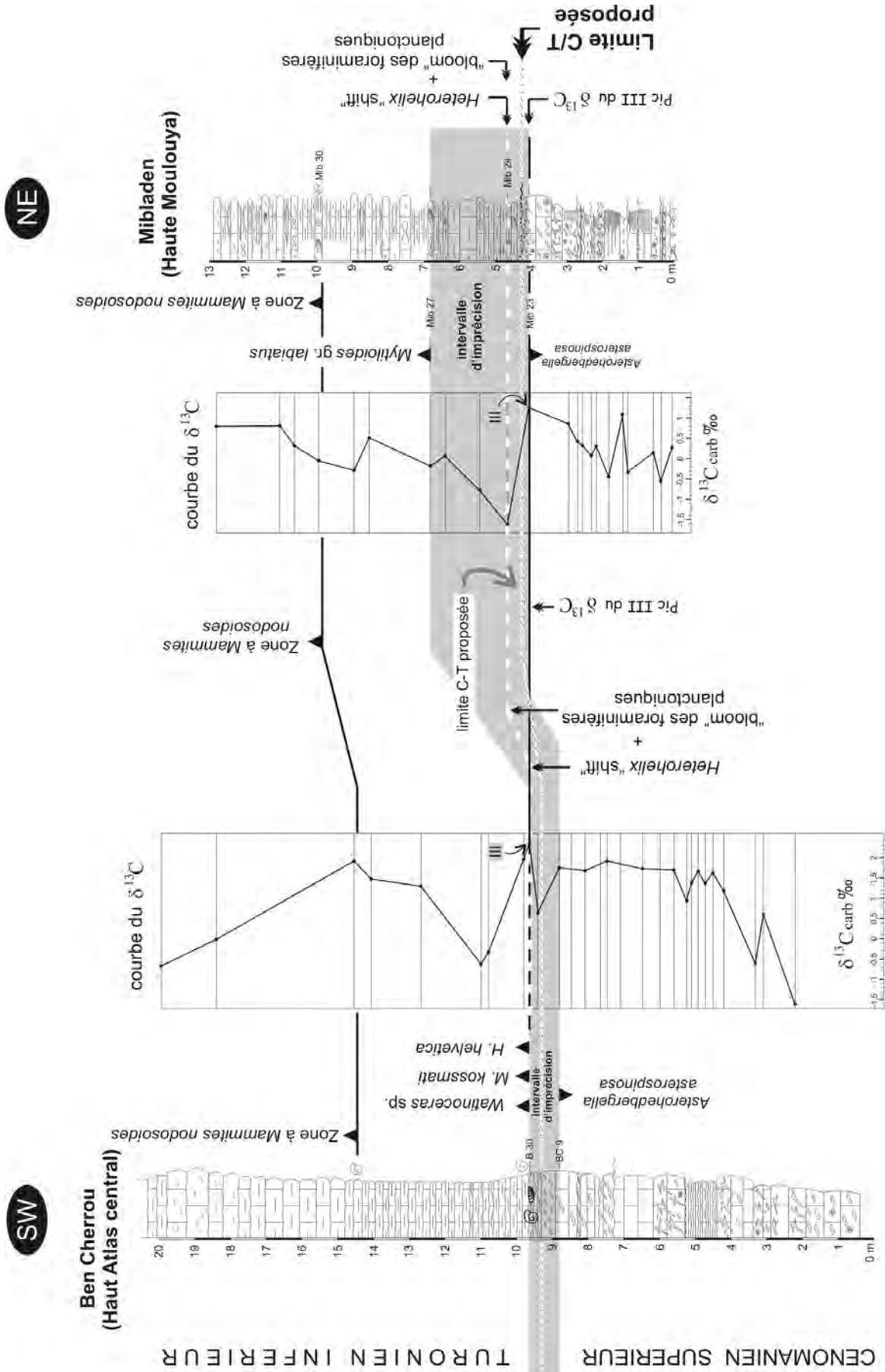


Fig. 90. Essai de corrélations stratigraphiques entre les coupes de Ben Cherrou (Haut Atlas central) et de Mibladen (Haute Moulouya), au passage Cénomanién-Turonien, Maroc, fondées sur le pic III du $\delta^{13}C$.

3.4.5. Conclusion

La courbe des fluctuations des isotopes stables du carbone à la limite Cénomanién-Turonien de l'Atlas marocain montre la même excursion positive que l'enregistrement de ces mêmes fluctuations dans l'océan global.

Quoiqu'il en soit, les résultats de ces premiers essais d'analyse géochimique dans les régions étudiées peuvent être ajoutés aux faisceaux d'arguments visant à préciser la limite Ce/Tu de l'Atlas marocain et servir de repère pour signaler cette dernière.

Sur d'autres sites où les marqueurs biostratigraphiques classiques (ammonites, inocérames, foraminifères planctoniques) sont rares ou font défaut (ce qui entraînerait un intervalle d'imprécision plus large), cette excursion du $\delta^{13}\text{C}$ pourrait servir de guide ou de "proxy" pour placer la limite Cénomanién-Turonien.

3.5. Transgression marine et anoxie

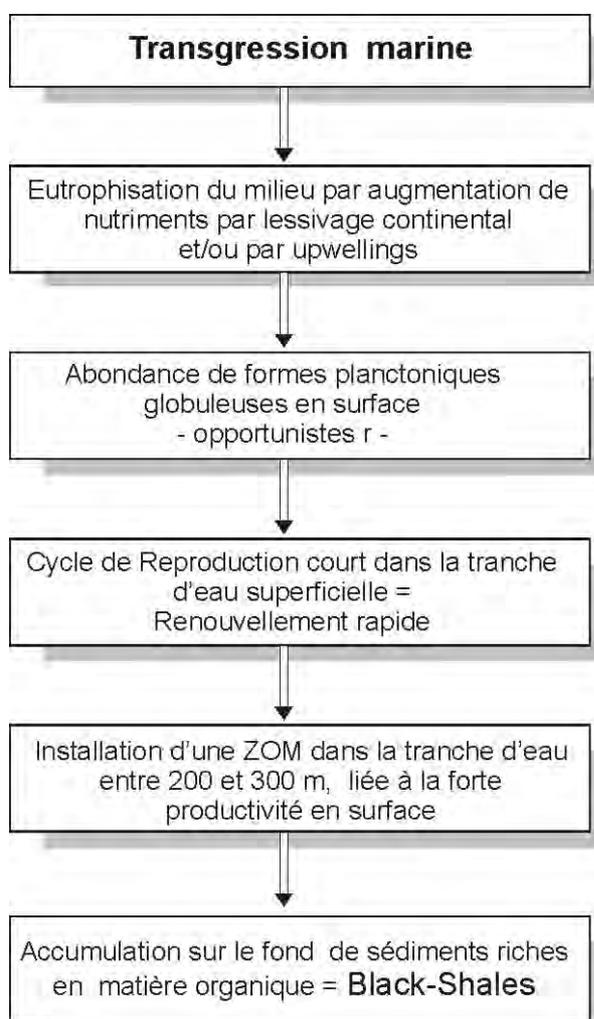


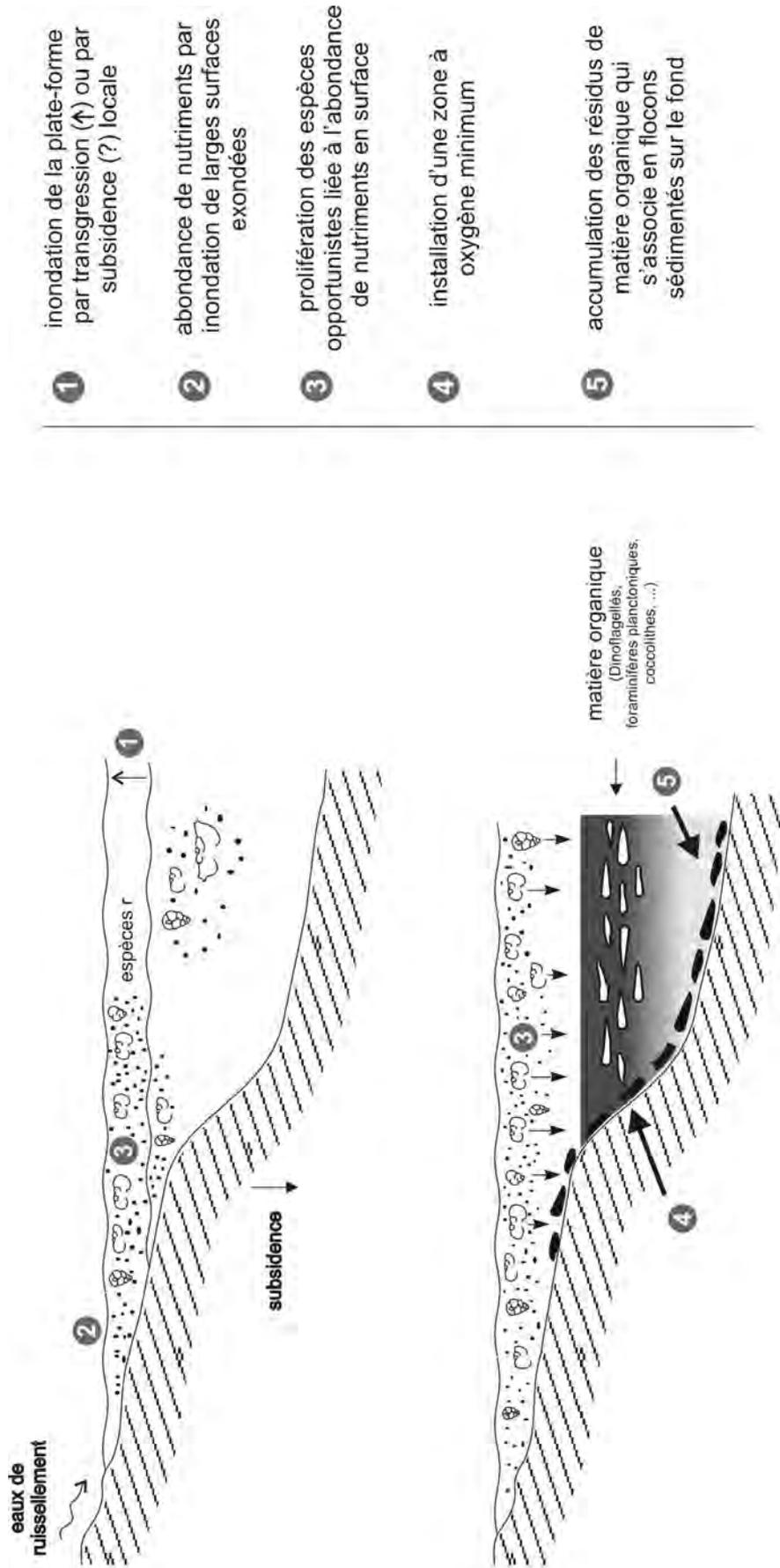
Fig. 91. Relation entre la transgression marine du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur et l'installation de l'anoxie.

ZOM = Zone à Oxygène Minimum

La relation entre transgression marine et anoxie est maintenant classique (Schlanger & Jenkyns 1976; Jenkyns 1980). La clé pour comprendre cette relation est la nature des faciès sombres, de texture mudstone, riches en matière organique (MO), déposés dans les bassins océaniques ou sur les plates-formes épicontinentales adjacentes. Ces faciès sont dominés par une abondante microfaune marine pélagique.

A la fin du Cénomanién, un changement majeur dans la circulation des eaux marines, va apporter des éléments nutritifs: soit par des phénomènes d'upwelling, depuis les fonds océaniques vers la surface de l'océan; soit à la suite d'un abondant lessivage continental. Dans les deux cas, on assiste à une eutrophisation des eaux de surface, ce qui va entraîner une productivité massive ou bloom. La prolifération, dans les eaux de surface, d'un microplancton abondant a pour conséquence une forte production de matière organique (résidu *post-mortem*) qui lors de sa descente dans la tranche d'eau est progressivement dégradée par oxydation. La matière organique non dégradée a tendance à s'accumuler aux profondeurs de 200 à 300 m par équilibre de densité. En conséquence, dans cette zone, les eaux sont sous-saturées en oxygène: c'est la Zone à Oxygène Minimum (ZOM) (fig. 91 et 92).

Le rapport exact entre cette ZOM et les sédiments riches en matière organique est sujet à de nombreuses controverses. Il est reconnu généralement que les dépôts riches en MO ne sont pas en rapport direct avec la sous-oxygénation de l'eau de mer, mais sont



Lorsque la productivité en surface est importante, les résidus post mortem ne sont pas brûlés entièrement, lors de la chute dans la colonne d'eau, car l'oxygène dissous dans l'eau de mer est insuffisant. Ces résidus ont une densité telle qu'ils vont se déposer et se concentrer autour de 200 - 300 mètres de profondeur. Une large bande dans laquelle l'oxygène est déficitaire va alors s'installer pour créer une zone à oxygène minimum qui va progressivement s'élargir, à la fois vers le haut et le bas de la colonne d'eau si l'apport de matière organique est abondant. Ces dépôts riches en matière organique sont appelés black shales.

Fig. 92. Relation entre transgression marine et installation de l'anoxie à l'échelle d'une plate-forme peu profonde.

contrôlés par le taux de production de MO, le taux de sédimentation, l'intensité des courants et la topographie du fond (Seuss et al. 1987; Jarvis et al. 1988). Principalement, ces couches riches en MO se localisent dans les aires subsidentes des bassins. En revanche, en position épicontinentale, elles passent latéralement à des dépôts plus calcaires, plus pauvres en MO et souvent non laminés (Busson et al. 1999).

Dans les coupes étudiées, les premières influences marines au cours du Cénomanién supérieur sont responsables de l'arrivée, dans l'aire sédimentaire, de foraminifères pélagiques de toutes tailles qui s'ajoutent aux foraminifères benthiques et aux ostracodes, dans un environnement infralittoral restreint. On assiste à une diversité spécifique moyenne et à un effectif très élevé. Il est probable qu'au cours de cette période, s'installe progressivement, une zone à oxygène minimum (fig. 93).

Au passage Cénomanién-Turonien, dans la partie inférieure de l'intervalle d'imprécision, les dépôts carbonatés, des calcaires mudstones en petits bancs non bioturbés, indiqueraient un manque d'oxygène dans les eaux du fond (Busson & Cornée 1996). Une ZOM se développe verticalement dans la colonne d'eau sans atteindre la surface où vivent les espèces généralement de petite taille, largement tolérantes aux perturbations de salinité, nutriments, température, et d'oxygène dissous - espèces r -. Ponctuellement, on observe des phénomènes de pyritisation qui affectent la faune tout particulièrement l'ostracode *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, forme tolérante aux stress écologiques, ce qui atteste d'une accumulation de MO sur le fond associée à des conditions réductrices (Andreu 1991).

La partie supérieure de l'intervalle d'imprécision est accompagnée d'une augmentation de la tranche d'eau. Elle est reconnue comme une transgression par l'ouverture du milieu de sédimentation et le passage à un environnement infralittoral ouvert, voire circalittoral, avec persistance des dépôts de calcaires micritiques en petits bancs, de texture mudstone. On note l'arrivée des foraminifères planctoniques carénés (espèces k) qui coexistent avec les formes précitées (espèces r). On assiste alors à une diversité spécifique importante et à un retour progressif aux conditions normales.

Ces importantes modifications fauniques dans le biota du Cénomanién supérieur et Turonien inférieur sont largement interprétées comme le résultat de fluctuations en oxygène dissous dans l'environnement paléocéanographique (Arthur et al. 1987; Jarvis et al. 1988). Des modèles ont été proposés par différents auteurs, qui postulent l'extension de la ZOM autant géographiquement (liée à la transgression) que verticalement (liée au dopage de la productivité) pendant les dépôts de ces sédiments riches en carbone organique.

Dans les coupes étudiées, la présence de bioturbation et l'absence de sédiments riches en MO ne prouvent pas l'absence d'une ZOM. En effet, l'abondance et la diversité faunique pélagique, la persistance de quelques formes benthiques, la forte valeur du $\delta^{13}\text{C}$ au passage Ce/Tu, suggèrent que ces eaux du fond ont été appauvries en oxygène, sans atteindre le stade de l'anoxie. L'hypothèse de conditions de fond dysaérobiques est très probable. On n'enregistre alors que l'écho lointain des phénomènes ayant conduit à l'anoxie qui sont nettement exprimés à l'Est: en Algérie (Naili et al. 1995; Lüning et al. 2004) et en Tunisie (Burolet 1956; Robazynski et al. 1990, 1993; Abdallah et al. 1995; Abdallah 2000; Accarie et al. 1996, 2000; Nederbraght & Fiorentino 1999; Caron et al. 1999), et également à l'Ouest, sur le littoral atlantique, dans les bassins de Tarfaya et d'Agadir.

En conclusion, le passage Cénomanién-Turonien sur les régions analysées est enregistré dans les sédiments et dans la succession des populations des foraminifères planctoniques, plus comme une transgression marine sur une plate-forme peu profonde que comme une arrivée de la tranche d'eau océanique à oxygène minimum.

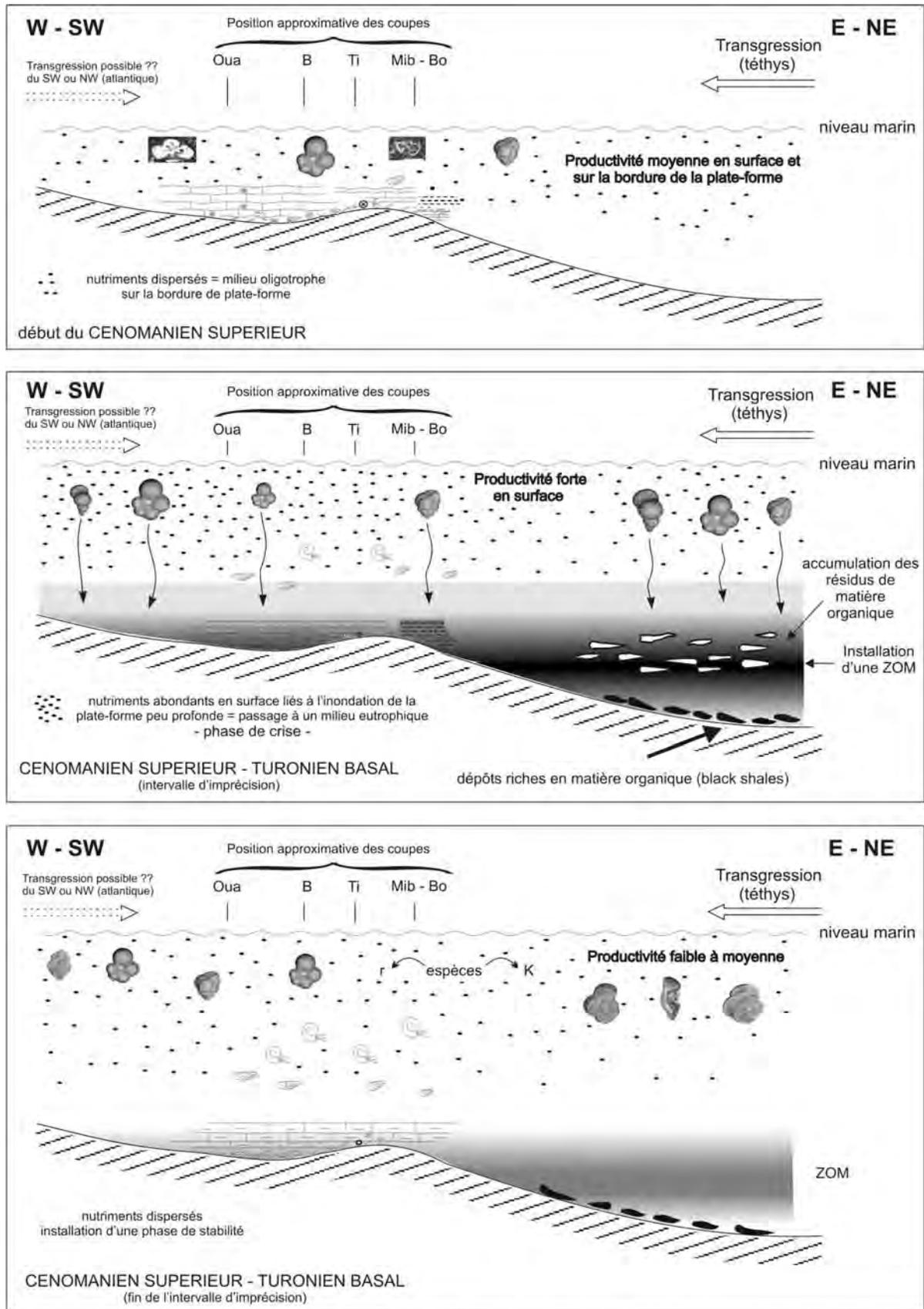


Fig. 93. Scénario des relations transgression-productivité-anoxie au cours du Cénomanien supérieur jusqu'au Turonien basal sur les plates-formes peu profondes de l'Atlas marocain. Selon la paléogéographie, la MO produite dans les eaux de surface sera brûlée dans les sédiments (cas de l'Atlas marocain), ou bien sera fixée en abondance dans les dépôts de type black-shales (cas de la marge atlantique à Tarfaya). (Légende : Oua = Ouaouizaght, B = Ben Cherrou, Ti = Timahdit, Mib = Mibladen, Bo = Boulmane).

4 - COMPARAISON AVEC D'AUTRES DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES

4.1. Introduction

Ainsi cerné, le passage Cénomaniens-Turonien de l'Atlas marocain doit être comparé à celui mis en évidence pour la même période - pour autant que les outils stratigraphiques et géochimiques utilisés soient similaires - dans d'autres régions paléogéographiques: depuis la Tunisie à l'Est, jusqu'au Western Interior à l'Ouest, en passant par l'Europe (fig. 94). Le choix de ces domaines est fondé sur leur richesse en résultats stratigraphiques, le nombre important des données bibliographiques et l'intérêt de leur position paléogéographique.

La corrélation est fondée sur la répartition des zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques, sur les événements biologiques et sur les accidents géochimiques.

4.2. Sur le plan biostratigraphique

4.2.1. Ammonites

Les corrélations par les ammonites sont plus ou moins précises et font appel à la zonation standard fondée sur les données du Western Interior (GSSP), (Bengtson [compiler] 1996) et confrontée à celle de la charte européenne (Hardenbol et al. 1998). Des corrélations sont également proposées avec la Tunisie où la succession des événements fauniques est relativement complète et fondée sur des ammonites d'affinité téthysienne (Robaszynski et al. 1990, 1993b; Chancellor et al. 1994; Caron et al. 1999, 2006; Abdallah et al. 1995, Abdallah 2000).

Au Maroc, les ammonites citées dans la fig. 94 sont tirées de la littérature récente (Charrière et al. 1998; Cizak et al. 1999; Rhalmi 2000; Ettachfani et al. 2005) ou proviennent de nos récoltes. Elles caractérisent l'intervalle de temps Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Deux zones d'ammonites sont identifiées de part et d'autre de la limite Cénomaniens-Turonien.

1 La zone à *Vascoceras* gr. *cauvini* reconnue dans le Moyen Atlas par Charrière et al., 1998, marque le Cénomaniens terminal; dans cette même région, au-dessous de cette zone, quelques spécimens de *Pseudaspidoceras* cf. *pseudonodosoides* sont rapportés. Cette zone est mise en corrélation en partie avec la zone à *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* en Tunisie et la zone à *Nigericeras scotti* à Pueblo, dans le Colorado.

2 La zone à *Watinoceras* sp. du Turonien basal, dont c'est la première citation au Maroc (Ettachfani et al. 2005), est présente dans tous les domaines paléogéographiques depuis la Tunisie jusqu'au Western Interior (fig. 94).

4.2.2. Foraminifères planctoniques

La fin du Cénomaniens est marquée par la disparition des Rotalipores, tout particulièrement *R. cushmani*. La L.O. de cette espèce est reconnue dans la zone à *Metoicoceras geslinianum* en Tunisie et dans son équivalent latéral, *Sciponoceras gracile*, à Pueblo et paraît synchrone dans les deux domaines. Dans les coupes étudiées, elle a été identifiée uniquement à Ouaouizaght (Haut Atlas central).

La L.O. d'*Anaticinella* sp. est reconnue en Tunisie et à Pueblo par Caron et al. 2006, dans l'intervalle d'imprécision, juste avant la F.O. des ammonites turoniennes. Elle n'a pas été identifiée avec précision au Maroc (1 spécimen en lame mince reconnu à Ouaouizaght). Dans nos coupes, c'est l'espèce *Asterohedbergella asterospinosa* qui a été identifiée et qui marque la fin du Cénomanién.

La F.O. de *Helvetoglobotruncana helvetica* est considérée, dans l'état actuel de nos connaissances, comme le marqueur du Turonien inférieur. Cet événement présente un diachronisme net entre le domaine téthysien et le domaine boréal. En effet, l'espèce apparaît avec la zone à *Mammites nodosoides* dans le Western Interior, comme dans l'ensemble des bassins sous influence boréale, alors qu'elle est associée à la zone à *Pseudaspidoceras flexuosum* en Tunisie, ou à son équivalent (*Fagesia catinus*) téthysien en Europe. Au Maroc, les premiers spécimens caractéristiques de *Helvetoglobotruncana helvetica* s.s. se trouvent associés à la F.O. de l'ammonite *Watinoceras* sp. du Turonien basal: c'est sa première citation dans une zone aussi ancienne du Turonien¹.

4.2.3. Bio-événements

Deux événements significatifs sont à consigner.

Tout d'abord, l'*Heterohelix* shift a été reconnu en Tunisie (domaine téthysien) dans la partie supérieure de la zone à *M. geslinianum* du Cénomanién supérieur non sommital, et dans son équivalent latéral (partie supérieure de la zone à *S. gracile*), à Pueblo, Colorado, où se font sentir les influences téthysiennes et boréales.

Au Maroc, cet événement n'est reconnu que dans l'intervalle d'imprécision de la limite Cénomanién-Turonien ou juste au-dessus de ce dernier et relèverait donc, dans les deux cas, du passage Cénomanién-Turonien.

L'apparition des filaments constitue également un bio-événement remarquable repéré à Pueblo, dans la zone à *Watinoceras devonense* du Turonien basal, et dans son équivalent (*Watinoceras* sp.), en Tunisie. Au Maroc, cet événement apparaît dans l'intervalle d'imprécision (Ettachfani et al. 2005) et s'associe souvent à l'*Heterohelix* shift.

4.3. Sur le plan géochimique

Le profil du $\delta^{13}\text{C}$ enregistré dans l'Atlas marocain peut être comparé aux enregistrements réalisés antérieurement sur les coupes de l'Oued Smara (Tunisie centrale, Accarie et al. 1996, 2000; Caron et al. 2006), de Eastbourne (Angleterre, Gale et al. 1993) et de Pueblo (USA, Western Interior, Pratt et Threlkeld, 1984 in Accarie et al. 1996; Pratt, 1985; Kennedy et Cobban 1991; Kennedy et al. 2000; Caron et al. 2006).

Il a été démontré que les anomalies des profils du $\delta^{13}\text{C}$ ne paraissent pas fondamentalement contrôlées par la lithologie ni par les influences des facteurs locaux (Accarie et al. 1996; Busson & Cornée 1996). Ainsi, sur les quatre domaines paléogéographiques envisagés ici, seul celui de la Tunisie centrale montre, au passage Cénomanién-Turonien, des faciès qui témoignent de l'important développement d'un environnement anoxique. Ainsi, une excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$, au niveau de la limite Ce/Tu, mesuré sur la fraction carbonatée - mais également sur le carbone organique dans l'exemple de Pueblo - est identifiée sur toutes les coupes (fig. 94).

Pour comparaison, on a rééchélonné les signaux de la courbe isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ des différents domaines étudiés en fonction des zones d'ammonites. Il en ressort que la position du pic ultime (pic III) du $\delta^{13}\text{C}$ relevée sur les différentes coupes prend place aux marges et/ou au sein de l'intervalle

¹ Deux hypothèses sont à suggérer: la première considère que l'apparition de l'espèce *helvetica*, associée à celle du genre *Watinoceras*, est intimement contrôlée par des facteurs locaux, tel un taux de sédimentation faible; la deuxième suppose que l'apparition et le développement plus tôt de *Helvetoglobotruncana helvetica*, espèce carénée K, nécessite un milieu oligotrophique et non anoxique; or, la limite Ce/Tu est considérée partout dans le monde, comme riche en matière organique, et donc peu favorable à l'expansion de cette espèce. Dans la coupe de Ben Cherrou, il n'y avait pas vraiment anoxie, le milieu est dysaérobie, et sans doute favorable, dès le Turonien basal, à l'épanouissement des espèces K, en l'occurrence d'*Helvetoglobotruncana helvetica*.

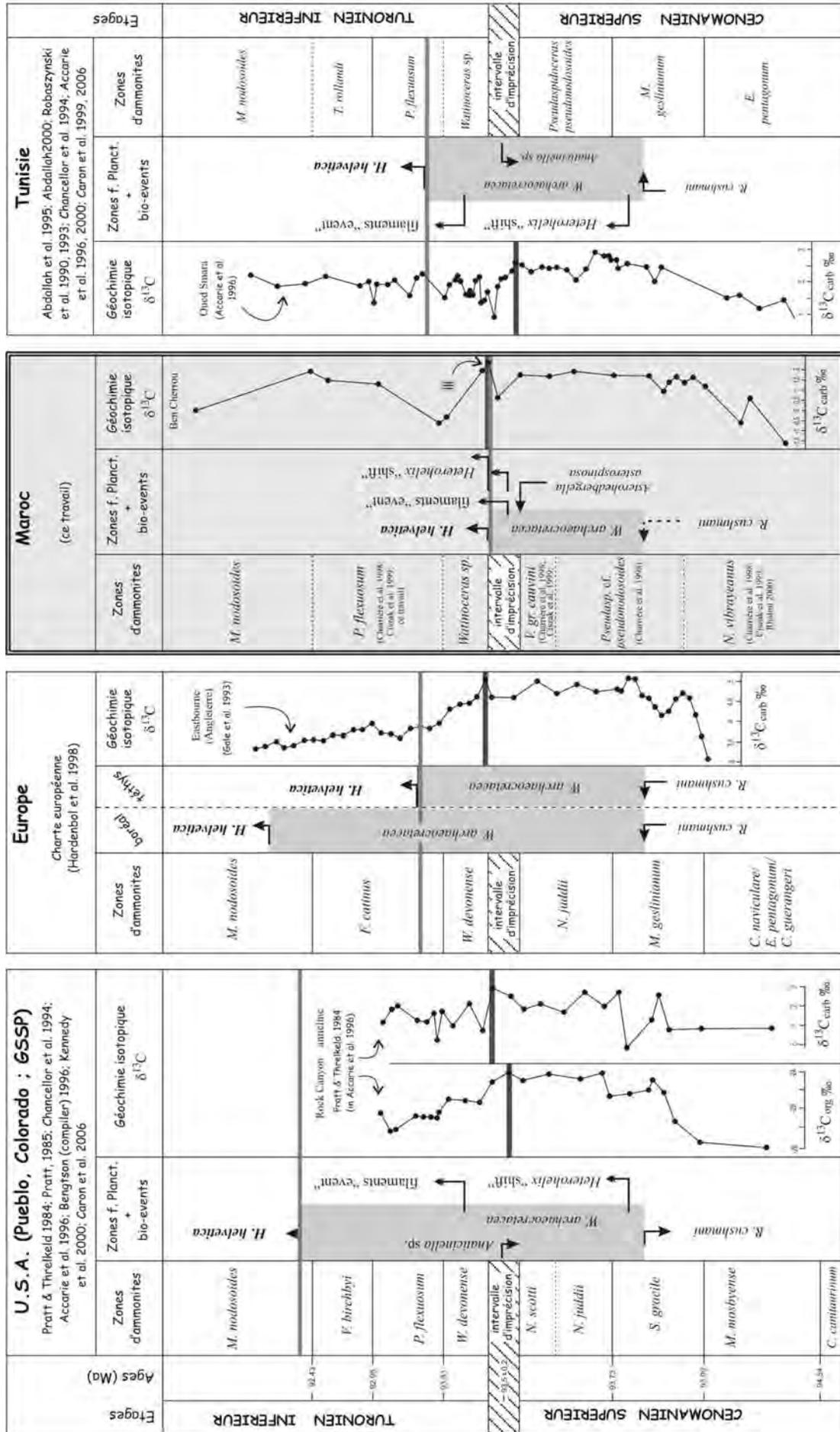


Fig. 94. Schéma synthétique stratigraphique de l'intervalle Cénomaniens-Turonien dans l'Atlas marocain ; comparaison avec la Tunisie (Téthys), l'Europe (Téthys - marge atlantique boréale) et le Western Interior, USA (atlantique boréal), fondées sur les zones à ammonifères planctoniques, les bio-événements et le $\delta^{13}C$. (Les âges sont adaptés d'après la charte de Hardenbol et al. 1998 ; les courbes des isotopes du carbone ont été rééchantonnées fonction des zones d'ammonites).

d'imprécision de la limite Ce/Tu dont la base est définie par la L.O. de l'ammonite *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* et de ses équivalents et la F.O. de l'ammonite *Watinoceras* sp. (*devonense*).

Dans les nombreux travaux antérieurs (voir ci-dessous), la limite Cénomaniens-Turonien est représentée, soit par une limite nette entre les deux étages, soit par un intervalle d'imprécision (zone d'incertitude) plus ou moins large en fonction des données biostratigraphiques. Dans le détail, le dernier maximum de l'excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ (pic III) se situe au-dessous de l'intervalle d'imprécision à Wadi Bahloul (région Kalaat Senan, Tunisie, Caron et al. 2006) et à Crête Azreg (région Kalaat Senan, Tunisie, Accarie et al. 1996, 2000). Il précède la limite Ce/Tu dans la coupe de Dover (Angleterre, Jarvis et al. 1988; Morel 1998) et dans le bassin Anglo-Parisien (Morel 1998). Dans les deux cas, cet accident du $\delta^{13}\text{C}$ s'inscrit stratigraphiquement dans le Cénomaniens supérieur sommital. Ce pic III se place sur la limite Ce/Tu en Espagne (Peter et al. 1997). Il peut également se situer à la base de l'intervalle d'imprécision comme à Pueblo (Caron et al. 2006), à Oued Smara (Accarie et al. 1996) et à Mibladen (ce travail), ou au sommet de ce dernier à Ben Cherrou (ce travail) et à Eastbourne (Angleterre, Gale et al. 1993).

Actuellement, l'emplacement exact de ce pic III, à la limite Ce/Tu, est sujet à une divergence d'interprétation. En effet, dans la coupe de référence pour la limite Ce/Tu de Pueblo, ce pic se place juste au-dessus de la limite Ce/Tu (Pratt & Threlkeld 1984 in Bengtson [compiler] 1996) (fig. 79) et sa position est reproduite dans beaucoup d'autres articles, en l'occurrence dans Kennedy & Cobban 1991, Kennedy et al. 2000 ..., alors qu'elle devrait être au-dessous de cette limite (lire explication in Caron et al. 2006).

D'une manière générale, ces différents domaines paléogéographiques montrent des événements géochimiques similaires malgré la grande distance qui les sépare.

4.4. Conclusion

Cette étude comparative pluridisciplinaire du passage Ce/Tu souligne plusieurs résultats.

La L.O. de *R. cushmani* est reconnue dans tous les domaines paléogéographiques et paraît synchrone. Elle est surmontée partout par la zone à *Whiteinella archaeocretacea*.

La fin du Cénomaniens est marquée par la L.O. de *Anaticinella* sp. à Pueblo et en Tunisie et par la L.O. du foraminifère planctonique *Asterohedbergella asterospinosa* au Maroc.

La présence de la zone à *Watinoceras* sp. paraît être généralisée dans tous les domaines paléogéographiques envisagés.

Helvetoglobotruncana helvetica apparaît plus tôt dans le domaine téthysien que dans le domaine boréal (Caron et al. 2006). Cette constatation se confirme également au Maroc dans les secteurs étudiés en domaine téthysien.

La chronologie des bio-événements est bien répartie dans le temps entre le Cénomaniens supérieur et le Turonien inférieur dans le bassin du Western Interior qui dépend de l'ouverture du jeune océan Atlantique (coupe de Pueblo) et dans la marge sud de la Téthys centrale (Tunisie), alors qu'elle est concentrée dans l'intervalle d'imprécision dans l'Atlas marocain.

La combinaison de l'ensemble de ces marqueurs stratigraphiques, dans un essai de comparaison avec la Tunisie, l'Europe et le Western Interior, met en évidence, dans les secteurs étudiés de l'Atlas marocain, un taux de sédimentation faible avec condensation de la faune et des bio-événements autour de la limite Ce/Tu.

Quelque soit la cause des fluctuations de la courbe du $\delta^{13}\text{C}$, la tendance générale du pic ultime au niveau de la limite Ce/Tu, va dans le sens de la synchronisation de cet événement à l'échelle globale.

5 - CONCLUSION

Le travail pluridisciplinaire mené sur le passage Cénomaniens-Turonien de l'Atlas marocain a permis de mettre en évidence des événements repères d'importance inégale et de nature variée: lithologique, paléontologique, paléoécologique et géochimique. La combinaison des approches multiples engendre une haute résolution stratigraphique et permet de mieux cerner la limite Ce/Tu jusque-là incertaine.

Sur le plan lithologique, l'intervalle qui enregistre l'OAE2 est bien repéré au-dessus des séries rouges de l'Albo-Cénomaniens, lorsque se déposent des calcaires et marno-calcaires à altération blanchâtre, pauvres en M.O., sans véritables black-shales.

La limite Ce/Tu se placerait au niveau du changement de faciès entre les derniers niveaux de calcaires massifs bioclastiques et lumachelliques et les premiers dépôts des calcaires marneux, crayeux, en petits bancs.

Sur le plan paléontologique, l'événement océanique global à la limite Ce/Tu est bien contraint par les ammonites et les foraminifères planctoniques. Il se caractérise par la faible représentation des ammonites et des foraminifères planctoniques dans le Cénomaniens supérieur et par la diversification importante de ces deux groupes dès le Turonien basal.

La limite Ce/Tu se trouve incluse dans un intervalle d'imprécision contraint par les données paléontologiques; la base de cet intervalle est définie par la L.O. du foraminifère planctonique *Asterohedbergella asterospinosa*, son sommet par la F.O. du foraminifère planctonique *Helvetoglobotruncana helvetica* associé à l'ammonite *Watinoceras* sp.

L'apparition précoce de *Helvetoglobotruncana helvetica* dans la zone à *Watinoceras* du Turonien basal est signalée pour la première fois au Maroc.

Sur le plan paléoécologique, à l'échelle des zones étudiées, on n'enregistre pas l'impact de l'anoxie globale mais les étapes de la transgression majeure fin Cénomaniens / début Turonien qui amène depuis l'E-NE une tranche d'eau océanique de plus en plus importante sur la plate-forme peu profonde de l'Atlas marocain. Avec cette élévation du niveau marin, arrivent les premiers foraminifères planctoniques, espèces r opportunistes. Leur prolifération se traduit par les bio-événements (séparés ou couplés selon les localités) que sont l'*Heterohelix* shift et les blooms des foraminifères planctoniques globuleux. On note également la nette réduction des foraminifères benthiques. Ces événements sont la réponse à une montée majeure du niveau des mers d'origine eustatique.

Sur l'ensemble de la région, on enregistre un turnover dans les populations de foraminifères planctoniques: les *Rotalipora* (présents seulement dans le SW) sont remplacées par les *Helvetoglobotruncana helvetica* (présents seulement dans le NE) après un intervalle pendant lequel dominent les formes globuleuses sur l'ensemble du secteur.

Sur le plan géochimique, une anomalie positive du rapport isotopique du carbone, pic III du $\delta^{13}\text{C}$, autour de la limite Ce/Tu, a été mise en évidence pour la première fois dans les domaines étudiés. Cette excursion du $\delta^{13}\text{C}$ pourrait servir de proxy pour placer la limite Ce/Tu sur des sites où les marqueurs biostratigraphiques sont rares ou font défaut.

Sur l'ensemble des coupes étudiées, l'événement anoxique, très discret sur le plan lithologique, est essentiellement marqué par les bio-événements et les profils géochimiques. La perturbation de l'environnement océanique a été globale (courbe du $\delta^{13}\text{C}$), mais l'enregistrement sédimentaire dépend aussi des conditions locales: proximité des terres émergées, importance de la subsidence et/ou uplift qui créent l'espace disponible, et de la profondeur d'eau océanique qui inonde cette partie de la plate-forme marocaine. Ces conditions locales vont influencer l'enregistrement des successions de foraminifères planctoniques à la limite Cénomanién-Turonien. Aussi, sur l'Atlas marocain, la limite Ce/Tu est-elle enregistrée dans les sédiments et dans la succession des populations de foraminifères planctoniques, plus comme une transgression marine sur une plate-forme peu profonde que comme une arrivée d'une tranche d'eau océanique à oxygène minimum (ZOM sur la bordure de plate-forme).

La compilation de l'ensemble des données biostratigraphiques, paléocéologiques et géochimiques permet de mettre en évidence la synchronisation de la majorité des événements à l'échelle de l'océan global.

La grande transgression marine du Crétacé UZA 2.5, maximum jamais plus atteint dans les temps phanérozoïques, serait le moteur principal de l'événement océanique anoxique global à la limite Cénomanién-Turonien. L'outil fondamental de son étude demeure la stratigraphie intégrée.

**CONCLUSIONS GENERALES
ET
PERSPECTIVES**

*Quand la prudence est partout,
le courage n'est nulle part....*

C. Mercier

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

Dans notre travail sur la transgression du Cénomanién-Turonien sur le domaine atlasique marocain, nous retrouvons, dans leurs grandes lignes, les acquis classiques de la stratigraphie et les grandes étapes de l'évolution sédimentaire publiés dans la littérature sur le Haut Atlas central et le Moyen Atlas, la Haute Moulouya et le Sillon Préafricain.

Cependant, notre recherche met aussi l'accent sur la découverte d'événements, antérieurement mal connus, qui ont marqué l'histoire géologique du "Crétacé moyen" marocain.

Nous avançons ainsi les résultats suivants.

Résultats lithostratigraphiques et paléogéographiques

En règle générale, les dépôts s'organisent en unités lithostratigraphiques régionales communes, séparées par des discontinuités à valeur régionale.

Ces unités lithostratigraphiques s'organisent en séquences de comblement ou d'ouverture, qui se succèdent au sein d'un cycle sédimentaire complet transgressif-régressif au cours de l'intervalle Albien (?) - Cénomanién-Turonien.

Les unités aptiennes?-cénomaniennes reposent souvent en discordance sédimentaire sur différents termes du Jurassique sous-jacent; dans le Moyen Atlas et la Haute Moulouya, ce contact est presque toujours tectonique. Les dépôts présentent un faciès continental, margino-littoral et lagunaire, et sont organisés de façon transgressive; leur caractère terrigène et souvent azoïque rend difficile la mise en évidence des discontinuités sédimentaires qui limitent ces unités et la réalisation des corrélations régionales.

De façon générale, au Cénomanién supérieur, s'amorce la transgression. Elle se manifeste par l'installation d'une plate-forme terrigène (marneuse) et carbonatée de vaste extension, qui s'accompagne du développement de faunes benthiques puis planctoniques, dans des environnements marins infralittoraux parfois confinés; les faciès sont le résultat d'une inondation continue et progressive du milieu de sédimentation, provoquée généralement par une élévation eustatique, mais aussi par un affaissement de la base des aires de sédimentation.

La discontinuité D4, qui limite le Cénomanién et le Turonien, est considérée comme un événement fondamental, isochrone, dans les corrélations régionales et interrégionales. Elle se présente sous la forme d'un fond durci, d'une zone de condensation, d'une limite de faciès, et reflète une modification du régime sédimentaire, une émergence, ou exprime un événement biologique, écologique et/ou géochimique. Elle est représentative, sur les régions étudiées, de la transgression globale du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur.

Les unités lithostratigraphiques turoniennes s'organisent en séquences transgressive-régressive et présentent le motif de base: calcaires micritiques blancs en plaquettes ou en petits bancs - calcaires massifs bioclastiques ou lumachelliques parfois dolomitiques. Ces unités enregistrent une évolution générale régressive.

Au passage Cénomanién-Turonien et jusqu'au Turonien inférieur à moyen, les conditions de dépôt s'homogénéisent et deviennent rapidement celles d'une plate-forme distale où se développe, sur l'ensemble du Maroc septentrional, une sédimentation carbonatée à faunes pélagiques, de milieu infralittoral ouvert à circalittoral. Parfois, apparaît sur le fond des bassins une accumulation de matière organique qui n'atteint jamais les véritables black shales, témoin de conditions hypoxiques voire anoxiques. Cet approfondissement est la conséquence d'une remontée eustatique et/ou de l'affaissement du fond par subsidence.

Au Turonien moyen-Turonien supérieur ?, on assiste à un retour à des conditions confinées avec la mise en place de faciès dolomitiques et gréseux qui soulignent le comblement des aires sédimentaires.

Ces unités, tant aptiennes?-cénomaniennes que turoniennes montrent une évolution sédimentaire semblable. Elles sont la conséquence du jeu combiné de la variation du niveau générale des eaux et de la subsidence. Le maximum de la transgression est atteint à la base des unités turoniennes. La tectonique locale, en particulier dans les synclinaux Moyen Atlasiques et la Haute Moulouya, a pu surimposer ses effets aux variations eustatiques, mais généralement, ces dernières constituent le facteur dominant à l'origine de l'accumulation des dépôts.

Les dépôts de l'Albien?-Cénomaniens-Turonien du domaine atlasique marocain s'inscrivent dans un cycle sédimentaire transgressif-régressif reconnu à l'échelle globale (Haq et al. 1978; Hardenbol et al. 1998).

A l'Albien?-Cénomaniens, se met en place, sur l'ensemble de nos régions d'étude, entre le bassin d'Essaouira à l'Ouest et le Sillon Préafricain à l'Est, des cuvettes ou petits bassins continentaux et/ou littoraux à lagunaires, de direction W-E ou SW -NE, à sédimentation de plaine côtière dolomitique et évaporitique alternativement inondé et/ou émergé traduisant des variations eustatiques à court terme. Dans les synclinaux Moyens Atlasiques et dans la Haute Moulouya, apparaissent, à la base, des conglomérats et microconglomérats mis en relation avec une tectonique distensive locale.

Au Cénomaniens-Turonien, s'installe une plate-forme à profil de rampe carbonatée monoclinale, ouverte vers l'Ouest et vers l'Est, qui inclut l'ensemble de nos régions d'étude.

Cette étude faciologique, à l'échelle d'une grande partie du Maroc septentrional, nous amène à reconsidérer la paléogéographie céno-mano-turonienne à l'échelle de la plate-forme nord-africaine.

Pendant les dépôts de l'Albien ?-Cénomaniens (Cénomaniens supérieur exclu), la mer atlantique envahit presque toutes les régions étudiées excepté le Sillon Préafricain qui paraît en liaison directe avec la Téthys. A partir du Cénomaniens supérieur et jusqu'au Turonien moyen, se produit un élargissement des communications régionales entre Atlantique et Téthys en liaison avec la montée eustatique globale. L'un des apports fondamentaux de notre étude est de montrer l'extension de la zone intermédiaire entre les plates-formes atlantique et néotéthysienne à cette période, zone comprise entre la partie septentrionale du Haut Atlas central, au Sud-Ouest, et la partie occidentale du Moyen Atlas, au Nord-Est. Cette zone intermédiaire était limitée auparavant à la partie orientale du Moyen Atlas. Au cours du Turonien moyen-Turonien supérieur?, on assiste à une baisse généralisée relative des niveaux des océans.

Le type de plate-forme carbonatée apparaît, aux mêmes étages Cénomaniens et Turonien, et sous des conditions environnementales semblables, sur la presque totalité des régions étudiées. Selon sa position géographique, chaque région, les polarités des sédiments et des faunes le montrent, est soit sous influence téthysienne, soit sous influence atlantique, soit sous influences mixtes. Du Cénomaniens supérieur jusqu'au Turonien moyen, on constate cependant que la mer téthysienne, venant de l'Est et du Nord-Est, recouvre au fil du temps les régions d'étude jusqu'à la côte atlantique actuelle.

Résultats paléontologiques et biostratigraphiques

L'utilisation d'un large éventail d'organismes - ammonites, foraminifères planctoniques, foraminifères benthiques, ostracodes, inocérames, rudistes, échinodermes, algues calcaires - a permis de fixer d'une manière claire les âges des dépôts du Cénomaniens supérieur-Turonien et de déboucher sur l'établissement d'une échelle biostratigraphique secondaire pour cette partie Nord-Ouest du continent africain.

Les résultats biostratigraphiques relatifs aux unités albo ?-cénomaniennes sont peu précis en raison de l'absence de fossiles marqueurs. La reconnaissance et la datation de l'Albien ainsi que sa relation d'une part avec l'Aptien et d'autre part avec le Cénomaniens reste problématique. Ce n'est qu'à partir du Cénomaniens supérieur, où la faune d'ammonites, de foraminifères benthiques et planctoniques, et d'ostracodes, devient abondante, que les associations permettent de subdiviser ce dernier en une partie inférieure, avec la présence de *Neolobites vibrayanus*, et en une partie supérieure, avec des foraminifères planctoniques de la zone à *Archaeocretacea*.

La limite Cénomaniens-Turonien se localise dans un intervalle d'imprécision de 1 à 6 m contraint par les données paléontologiques, entre les dernières *Asterohedbergella asterospinosa* du Cénomaniens supérieur et les premières *Watinoceras* associées à *Helvetoglobotruncana helvetica* du Turonien inférieur. Ce dernier se termine avec les derniers *Mammites nodosoides*.

Plusieurs bio-événements au passage Cénomaniens-Turonien ont été mis en évidence: le bloom des calciphères, l'*Heterohelix* shift, le bloom des foraminifères planctoniques, le filaments event et l'apparition d'inocérames.

La limite Turonien inférieur-Turonien moyen n'est pas définie avec une grande précision. Le Turonien moyen est caractérisé par la présence de *Romaniceras ornatissimum* et *Helvetoglobotruncana helvetica*. La présence du Turonien supérieur est douteuse, seule la présence locale, dans le Sillon Préafricain, de *Coilopoceras* aff. *newelli* témoigne de son existence.

Plusieurs espèces, appartenant aux différents groupes paléontologiques, sont mentionnées pour la première fois régionalement ou à l'échelle du Maroc; le détail a été exposé dans la conclusion relative à chaque région (partie I).

La confrontation des données biostratigraphiques a permis de proposer une échelle secondaire, de l'intervalle Cénomaniens-Turonien, calée sur l'échelle chronostratigraphique de référence. Bien que les marqueurs fassent souvent défaut, il a été possible de se caler sur la zonation standard, en utilisant les faunes secondaires et associées, principalement les foraminifères (fig. 71). Sans reprendre cette zonation, exposée dans le chapitre 3 de la partie II, il serait intéressant d'énumérer quelques faits nouveaux dont la portée dépasse souvent le cadre régional.

Nous avons reconnu deux zones à ammonites pour le Cénomaniens supérieur, et six zones pour le Turonien. L'élément original de cette zonation est la découverte, unique, d'un fragment attribué à *Watinoceras* sp., forme caractéristique de l'extrême base du Turonien.

Chez les foraminifères planctoniques de la famille des Globotruncanidae, les trois zones du passage Cénomaniens-Turonien ont été reconnues: *Cushmani*, *Archaeocretacea* et *Helvetica*. Les principales nouveautés que l'on peut formuler sur ce groupe sont les apparitions successives, dans le Cénomaniens supérieur, d'*Asterohedbergella asterospinosa*, *Rotalipora cushmani* et *Anaticinella* sp., l'apparition précoce, dès la base du Turonien inférieur, d'*Helvetoglobotruncana helvetica*, ce qui soulignerait une apparition diachrone, et la présence du genre *Pseudotextularia* dans la partie inférieure du Turonien.

Sans revenir sur le détail de la zonation proposée pour les foraminifères benthiques, on peut insister sur le développement massif de ce groupe en liaison avec l'installation de la plate-forme carbonatée du Cénomaniens supérieur, et sur la chute importante de sa diversité spécifique et de sa densité dès la base du Turonien, suite à un déséquilibre biologique en liaison avec l'enneigement de la plate-forme carbonatée.

Cinq apparitions d'espèces d'inocérames sont mises en évidence: *Inoceramus labiatoidiformis*, dans le Cénomaniens supérieur, et *Mytiloides kossmati*, *M. mytiloides*, *M. subhercynicus* et *M. hercynicus*, successivement dans le Turonien.

Les autres groupes: reptiles marins, poissons, ostréidés, rovéacrinidés, à valeur stratigraphique encore mal définie, ont un intérêt plutôt paléobiogéographique et leur distribution dans l'espace interviendra dans les reconstitutions des cartes paléobiogéographiques.

Ces nouvelles données biostratigraphiques viennent compléter la zonation standard éditée par Hardenbol et al. 1998, zonation complétée par l'illustration de la quasi-totalité de la faune recueillie, excepté celle du bassin d'Essaouira où nous renvoyons le lecteur au travail de l'auteur, 1992 (22 planches d'organismes).

Résultats paléocéologiques

Au cours du Cénomaniens, on observe une augmentation progressive du nombre de foraminifères benthiques et d'ostracodes, amenant à la mise en place d'associations diversifiées et caractéristiques, relayés par des foraminifères planctoniques. Ces assemblages se désorganisent à la fin du Cénomaniens en liaison avec la montée eustatique généralisée.

A la limite Cénomaniens-Turonien, se développe l'événement anoxique global OAE2 qui conduit à l'installation d'une zone à oxygène minimum entraînant une hécatombe parmi les populations de foraminifères benthiques et d'ostracodes au profit d'un épanouissement des foraminifères planctoniques. Ces derniers, qui répondent aux contraintes environnementales par des comportements adaptatifs ou des stratégies de survie, subissent aussi un turnover important. L'accumulation de matière organique sur le fond, en liaison avec le développement de l'anoxie, n'atteint pas cependant le stade des black-shales.

Résultats paléobiogéographiques

Les distributions paléobiogéographiques de l'ensemble de la biophase en liaison avec la transgression cénomano-turonienne, montrent l'existence de relations marines entre les régions étudiées, les différents pays de la marge Sud-téthysienne, et l'Atlantique Sud par le passage transsaharien. Cette influence Sud-téthysienne sera suivie par un élargissement des communications vers l'Ouest, en direction de l'Atlantique Central, puis vraisemblablement de l'Atlantique Nord.

Résultats géochimiques

Le rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$ augmente lorsque le plateau continental reçoit des sédiments riches en matière organique, lors de transgressions importantes par exemple. Au Cénomanién supérieur, la transgression est globale, et le maximum est atteint pour l'Afrique du Nord à la base du Turonien.

Nous avons mis en évidence, autour de la limite Cénomanién-Turonien, une excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ comparable à celle relevée sur les profils isotopiques, enregistrés pour la même période, dans d'autres domaines paléogéographiques. Ce pic de $\delta^{13}\text{C}$ peut donc servir comme outil de corrélation stratigraphique ou de proxy pour replacer la limite sur des sites où les marqueurs biostratigraphiques n'offrent pas un pouvoir de résolution suffisant.

La plupart des auteurs relie la transgression du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur au cycle eustatique UZA 2,5 de Haq et al. 1987. Cette transgression d'ordre 2 est considérée à l'échelle globale comme la plus remarquable et la plus brutale élévation du niveau marin et liée à l'augmentation du volume des rides médio-océaniques (Mackenzie & Pigott 1981), elle même sous la dépendance de l'ouverture de l'Atlantique Sud (Orlans et al. 1990). Elle est accompagnée par un épisode hypoxique à anoxique à caractère global qui entraîne l'extinction de nombreux organismes.

Perspectives

Il nous a paru nécessaire et utile d'homogénéiser la nomenclature lithostratigraphique à l'échelle de nos régions d'étude, Haut Atlas central, Moyen Atlas, Haute Moulouya et Sillon Préafricain, pour avoir une vue d'ensemble plus concrète des corrélations entre les formations ou les unités lithostratigraphiques qui composent ces dernières, et surtout dans une perspective de cartographie nationale.

Pour une étude plus complète de la plate-forme cénomano-turonienne, les changements climatiques, qui influent sur le taux d'accumulation des carbonates, doivent être pris en compte. Ainsi, la modélisation des paléoclimats nécessite de quantifier cette production carbonatée en masse ou en volume, quantification que nous tentons de réaliser en collaboration avec l'équipe du LMTG, Université Paul Sabatier, Toulouse III.

D'un point de vue paléogéographique, de nouvelles recherches dans le NW marocain, plateau des phosphates et région de Settat, et dans le SE, région d'Imilchil, apparaissent nécessaires pour mieux définir la position de la zone d'interférences et la période exacte des premières communications entre les eaux atlantiques et téthysiennes. La comparaison entre les dépôts du domaine atlantique, bassins d'Agadir et de Tarfaya, et du domaine téthysien, Hauts plateaux et Kem Kem, apporterait des réponses quant à la paléogéographie à l'échelle du Maroc méridional. Des cartes paléobiogéographiques plus précises, sur l'intervalle Cénomanién-Turonien, sont actuellement en cours de réalisation et feront l'objet de futures publications.

Des études, à la fois systématiques et paléoécologiques, fondées sur les associations d'ostracodes, les dents de poissons, les foraminifères, les inocérames, les reptiles marins, et les nannofossiles sont aussi en cours.

La crise biologique, à la limite Cénomanién-Turonien, est perçue à l'échelle globale, au même titre que la crise de la limite Crétacé-Tertiaire. Ces deux crises sont enregistrées dans les sédiments et les faunes marocaines et des études conjointes entre différentes équipes au sein de notre laboratoire tentent de les comparer.

Enfin, et bien qu'elles dépassent notre domaine d'étude, d'autres perspectives, comme la réalisation de cartes thématiques régionales (hydrogéologiques, géotechniques, pédologiques...), d'un guide touristique à affinités géologiques, la création d'un musée régional de géologie, s'ouvrent à la fin de ce travail. Elles font actuellement l'objet de priorités de notre équipe de recherche "LGTE".

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES



Une des couvertures du périodique d'Elf Aquitaine

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdallah, H., 2000.** Stratigraphie intégrée et paléogéographie des séries sédimentaires à la limite Cénomanién-Turonien en Tunisie méridionale. Doctorat d'Etat Es-Sciences, Université de Tunis II, Tunisie, 383 pp., [inédit].
- Abdallah, H. & Meister, C., 1997.** The Cenomanian-Turonian boundary in the Gafsa Chott area (southern part of central Tunisia): biostratigraphy, palaeoenvironments. *Cretaceous Research* 18, 197-236.
- Abdallah, H., Memmi, L., Damotte, R., Rat, P. & Magniez-Jannin, F., 1995.** Le Crétacé de la chaîne nord des Chotts (Tunisie du centre-sud): biostratigraphie et comparaison avec les régions voisines. *Cretaceous Research* 16, 487-538.
- Accarie, H., Emmanuel, L., Robaszynski, F., Baudin, F., Amédro, F., Caron, M. & Deconinck J.-F., 1996.** La géochimie isotopique du carbone ($\delta^{13}C$) comme outil stratigraphique. Application à la limite Cénomanién/Turonien en Tunisie centrale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 322, série IIa, 579-586.
- Accarie, H., Robaszynski, F., Amédro, F., Caron, M. & Zagrarni, M.-F., 2000.** Stratigraphie événementielle au passage Cénomanién-Turonien dans le secteur occidental de la plateforme de Tunisie Centrale (Formation Bahloul, région de Kalaat Senan). *Annales des Mines et de la Géologie, Tunis*, n° 40, pp.63-80.
- Ambroggi, R., 1963.** Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. *Notes & Mém. Serv. Géol. Maroc*, 1, 157, 321 pp.
- Ambroggi, R. & Choubert, G., 1952.** Anti-Atlas et vallée du Draa. In *Hydrogéologie du Maroc*. 19ème Congrès international de Géologie, Alger. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 97, 323-335.
- Amédro, F., Busson, G. & Cornée, A., 1996.** Révision des Ammonites du Cénomanién supérieur et du Turonien inférieur du Tinherth (Sahara Algérien): implications biostratigraphiques. *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat., Paris*. 4^{ème} série, 18-section C, 2-3, 179-232.
- Anderson, T.F. & Arthur, M.A., 1983.** Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In: *Stable isotopes in sedimentary Geology* (Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J. & Land, L.S.). *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Short Course* 10, 1-151.
- Andreu, B., 1986.** Evolution paléogéographique du Crétacé moyen sur une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Rev. Fac. Sciences Marrakech, Maroc*, n° sp. 2, 515-517, 3 fig.
- Andreu, B., 1989.** Le Crétacé moyen de la transversale Agadir-Nador (Maroc): précisions stratigraphiques et sédimentologiques. *Cretaceous Research* 10, 49-80.
- Andreu, B., 1991.** Les ostracodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien) le long d'une transversale Agadir - Nador (Maroc). Doctorat d'Etat Es-Sciences, Université Paul Sabatier, Toulouse. *Strata*, série 2, Vol. 14, 2 tomes, 765 pp, 243 figs., 14 tabs., 73 pls.
- Andreu, B., 1992a.** Associations d'ostracodes et paléoécologie du Crétacé (Barrémien à Turonien) le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, 99, 291-319.
- Andreu, B., 1992b.** Distribution stratigraphique des ostracodes du Barrémien au Turonien, le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Géologie Méditerranéenne*, XIX, 3, 165-187.
- Andreu, B., 1993a.** Associations d'ostracodes des marges téthysiennes et atlantiques de l'Albien au Turonien. *Geobios* 26, 1, 69-84.
- Andreu, B., 1993b.** Associations d'ostracodes et paléoenvironnements au passage Cénomanién-Turonien dans les régions d'Agadir (Haut Atlas) et de Boulmane (Moyen Atlas), Maroc. *Cretaceous Research* 14, 409-429.
- Andreu, B., 1995.** Trachyleberididae (Ostracodes) du Turonien supérieur (?)-Santonien de la région de Boulmane, Moyen Atlas (Maroc): systématique et biostratigraphie. *Revista Española de Micropaleontología*, vol. XXVII, 1, 85-142.
- Andreu, B., 2002.** Cretaceous ostracode biochronology of Morocco. *Eclogae Geologicae Helveticae* 95, 133-152.

- Andreu, B., Bilotte, M., Ettachfani, El M., & Grambast-Fessard, N., 1996.** Microfaunes (foraminifères, ostracodes) et microflores (algues, charophytes) de l'Albien supérieur ? - Cénomaniens-Turonien du Bassin d'Essaouira (Haut Atlas occidental, Maroc): biostratigraphie et paléoécologie. Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud. Actes du 12ème Colloque Africain de Micropaléontologie, 2ème Colloque de Stratigraphie et Paléoécologie de l'Atlantique Sud, Angers 1994, France. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 16, 521-539, 7 figs., 1 tab., 3 pls.
- Andreu, B., Canérot, J., Charrière, A. & Feist, M., 1988.** Mise en évidence du Wealdien (Barrémien) dans le Moyen Atlas (région de Boulmane, Maroc). C.R. Acad. Sci. Paris, 307, II, 2069-2075.
- Andreu, B. & Charrière, A., 1986.** Données stratigraphiques et sédimentologiques nouvelles sur le Crétacé du synclinal de Tighboula (Moyen Atlas, Maroc). Rev. Fac. Sciences Marrakech, n° sp. 2, 5-29.
- Andreu, B. & Ettachfani, El M., 1994.** Nouvelles espèces d'ostracodes du Cénomaniens du bassin d'Essaouira (Maroc). Implications paléoécologiques. Revue de Micropal., 37, 1, 3-29.
- Arnaud-Vanneau, A., Berthou, Y., Brun, L., Cherchi, A., Chiocchini, M., De Castro, P., Fourcade, E., Garcia Quintana, A., Hamaoui, M., Lamolda, M., Luperto Sinni, E., Neumann, M., Prestat, B., Schroeder, R. & Tronchetti, G., 1981.** Tableau de répartition stratigraphique des grands foraminifères caractéristiques du Crétacé moyen de la région méditerranéenne. Groupe de travail Européen des grands foraminifères. Cretaceous Research 2, 3-4, 383-393.
- Arnaud-Vanneau, A. & Prestat, B., 1984.** *Thomasinella* and Co. 2nd international symposium benthic foraminifera, Benthos'83, 19-26.
- Arthur, M.A. & Premoli-Silva, I., 1982.** Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys. In: Schlanger & Cita (Eds.). Nature and Origin of Cretaceous carbon-Rich Facies, London, Academic Press, 7-54.
- Arthur, M.A., Schlanger, S.O. & Jenkyns, H.C., 1987.** The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event II: Palaeoceanographic controls on organic matter production and preservation. In: Brooks, J. & Fleet, A.J., ed., Marine Petroleum Source Rocks, Geol. Soc. Epec. Pub., 26, 401-420.
- Bachaoui, El. M., Disnar, J.-R. & Desprairies, A., 1992.** Caractérisation et diagenèse de la matière organique à la limite du Cénomaniens-Turonien dans le domaine externe de la chaîne rifaine (Maroc). Influence de la tectonique. C. R. Acad. Sci. Paris, 314, II, 1211-1218.
- Bardet, N., 1999.** Les Vertébrés marins du Crétacé de Goulmima. In Le cadre du temps du Maroc en France. Maroc, Mémoire de la terre. pp. 156-159.
- Bardet, N., Suberbiola, X.P. & Jalil, N., 2003.** A new polycotyloid plesiosaur from the Late Cretaceous (Turonian) of Morocco. C. R. Palevol 2, 307-315
- Bartoux, J., 1924.** Moyenne, Haute Moulouya et Grand Atlas. Bull. Soc. Géol. France, t. XXIV, 238-240.
- Basse, E. & Choubert, G., 1959.** Les faunes d'ammonites du "Cénomano-Turonien" de la partie orientale du domaine atlasique marocain et de ses annexes sahariennes. Congreso Geologico Internacional. XX Sesión - Ciudad de Mexico, 1956, Symposium del Cretácico, pp. 59-82.
- Bassoullet, J.-P., Bernier, P., Conrad, M.-A., Deloffre, R. & Jaffrezo, M., 1978.** Les Algues dasycladales du Jurassique et du Crétacé. Geobios, Paléontologie, Stratigraphie, Paléoécologie, Mém. Spéc. 2, 330 pp., 1 tab., 40 pls.
- Bassoullet, J.-P., Bernier, P., Deloffre, R., Genot, P., Poncet, J. & Roux, A., 1983.** Les Algues udoteacées du Paléozoïque au Cénozoïque. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 7, 2, 449-621.
- Beauchamp, J., Ferrandini, J. & Ferrandini, M., 1985.** La série mésozoïque du Haut Atlas de Marrakech. Corrélations du mésozoïque et du Cénozoïque de l'Afrique de l'Ouest., Rev. Fac. Sciences Marrakech, Maroc, n° sp. 2, 42 pp.
- Bengtson, P., 1983.** The Cenomanian-Coniacian of the Sergipe Basin, Brazil. Fossils and Strata, 12, 78 pp.
- Bengtson, P., [compiler] et Cobban, W.A., Dodsworth, P., Gale, A.P., Kennedy, W.J., Lamolda, M.A., Matsumoto, T., Reyment, R.A., Seibertz, E. & Tröger, K.-A., 1996.** The Turonian stage and substage boundaries. In: Rawson, P.F., Dhondt, A.V., Hancock, J.M. & Kennedy W.J., eds, Proceedings "Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries" Brussels 1995. Bull. Institut. Roy. Sci. Nat. Belgique, Sciences de la Terre, 66 - suppl., 69-79.
- Benshili, Kh. & Elmi, S., 1994.** Enregistrement biostratigraphique et séquentiel des événements toarciens-bajociens dans le Moyen Atlas plissé (Maroc). Proceedings 3rd International meeting of Aalenian and Bajocian stratigraphy. Misc. Serv. Geol. Naz., 5, 277-283.

- Berthou, P.-Y., 1984.** Répartition stratigraphique actualisée des principaux foraminifères benthiques du Crétacé moyen et supérieur du bassin occidental portugais. *Benthos* 83, 45-54, 5 figs., 1 pl.
- Bilotte, M., 1981.** Quelques biotopes à Rudistes pendant le Crétacé supérieur: exemples pyrénéens. 106^{ème} Congrès National des Sociétés Savantes, Perpignan, Sciences, fasc. 1, 167-175.
- Bilotte, M., 1984a.** Le Crétacé supérieur des plates-formes Est-pyrénéennes. Atlas. Actes du Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul Sabatier. *Strata*, série 2, vol. 1, 45 pls.
- Bilotte, M., 1984b.** Les grands foraminifères benthiques du Crétacé supérieur pyrénéen. Biostratigraphie. Réflexion sur les corrélations mésogéennes. *Benthos* 83, 61-67, 1 fig., 3 tabs.
- Bilotte, M., 1985.** Le Crétacé supérieur des plates-formes Est-pyrénéennes. Thèse d'Etat, Toulouse. Actes du Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul Sabatier. *Strata*, série 2, vol. 5, 438 pp., 121 figs., 53 tabs.
- Bilotte, M., 1989.** Comparaisons entre événements sédimentologiques et biologiques dans le Crétacé moyen (Vraconien-Turonien) des plates-formes Est-pyrénéennes. In: Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien), Cotillon, P. (ed.). *Geobios*, Lyon, *Mém. Spéc.* 11, 255-266.
- Birkelund, T., Hancock, J. M., Hart, M. B., Rawson, P. F., Remane, J., Robaszynski, F., Schmid, F. & Surlyk, F., 1984.** Cretaceous stage boundaries - proposals. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 33, 3-20.
- Bourcart, J., 1936.** Sur la série stratigraphique de l'Atlas Central (territoire du Tadla) C. R. Som. *Soc. géol. Fr.*, Paris, 8, 139-140.
- Bourcart, J., 1942.** Notice explicative de la carte géologique d'exploration du territoire autonome de Tadla au 1/200 000. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 58 bis, 48 pp.
- Bréhéret, J.-G., 1995.** L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enregistrements sur les événements anoxiques. Thèse Doctorat Es-Sci., Univ. F. Rabelais, Tours, 3 vol., 564 pp.
- Brives, 1905.** Les terrains crétacés dans le Maroc Occidental. *Bull. Soc. géol. France*, 4, V, 81-96.
- Burrollet, P.-F., 1956.** Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Mines Géol.*, Tunis, 18, 345 pp.
- Burrollet, P.-F., Dumestre, A., Keppel, D. & Salvador A., 1954.** Unités stratigraphiques en Tunisie centrale. In: 19^{ème} Congrès. *Géol. Int.*, Alger, 21, pp. 243-254.
- Busson, G. & Cornée, A., 1996.** L'événement océanique anoxique du Cénomaniens supérieur-terminal: une revue et une interprétation mettant en jeu une stratification des eaux marines par le CO² mantellique. *Société Géologique du Nord*, 23, 143 pp., 25 figs., 2 tabs.
- Busson, G., Dhondt, A., Amédro, F., Néraudeau, D. & Cornée, A., 1999.** La grande transgression du Cénomaniens supérieur - Turonien inférieur sur la Hamada de Tinrhert (Sahara algérien): datations biostratigraphiques, environnement de dépôt et comparaison d'un témoin épicrotonique avec les séries contemporaines à matière organique du Maghreb. *Cretaceous Research* 20, 29-46.
- Butt, A. 1982.** Micropaleontological bathymetry of the Cretaceous of Western Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 37, 2-4, 235-275.
- Canérot, J., Andreu, B., Souhel, A., 2002 .** Mesozoic carbonate platforms and associated siliciclastic spreadings in Morocco. Nato Advanced Research Workshop (ARW). North African Cretaceous rudists and coral formations and their contributions to carbonate platform development, Tunisia, Abstracts 13-14.
- Canérot, J., Andreu, B., Chafiki, D., El Hariri, K. & Souhel, A., 2003.** Mesozoic carbonate platforms and associated siliciclastic spreadings in Morocco. E., Gili, H., Negra & P.W., Skelton (eds), North African Cretaceous Carbonate Platform Systems, 19-29.
- Canérot, J., Durand-Delga, M., Peybernès, B., Rahhali, I., Rey, J. & Saint-Marc, P., 1982.** Précisions stratigraphiques et lithostratigraphiques sur le Crétacé inférieur / moyen des bassins côtiers de Safi et d'Essaouira (Maroc). II^{ème} conférence scientifique internationale du P.I.C.G.-U.N.E.S.C.O. n° 183, Rabat, (inédit.).
- Caron, M., 1983.** La spéciation chez les foraminifères planctoniques: 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, Cambridge, pp. 17-86
- Caron, M, Dall'Agnolo, S., Accarie, H., Barrera, E., Kauffman, E.G., Amédro, F. & Robaszynski, F., (in press).** High-resolution stratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and Wadi

- Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio-events correlation. *Geobios* 39, Issue 2, 171-200.
- Caron, M. & Homewood, P., 1983.** Evolution of early planktic foraminiferes. *Marine Micropaleontology* 7, 453-462.
- Caron, M., Robaszynski, F., Amédro, F., Baudin, F., Deconinck, J.-F., Hochuli, P., Von Salis-Perch Nielsen, K. & Tribovillard, N., 1999.** Estimation de la durée de l'événement anoxique global au passage Cénomaniens/Turonien. Approche cyclostratigraphique dans la Formation Bahloul en Tunisie centrale. *Bull. Soc. géol. France*, 170, 2, 145-160.
- Carte géologique du Haut Atlas au Nord de Ksar Es Souk et de Boudnib 1956.** Feuilles Rich et Boudnib 1/200000. Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc.
- Carte géologique du Maroc 1956.** Feuille de Rabat au 1/500000. Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc, feuille n° 3, 70.
- Carte géologique du Maroc 1959.** Feuille de Ouarzazate 1/500000. Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc n° 70.
- Carte géologique du Maroc 1977.** Feuille d'Afourer 1/100000. Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc n° 247.
- Carte géologique du Maroc 1985.** Feuille de Béni Mellal 1/100000. Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc n° 341.
- Carte géologique du Maroc 1986.** Feuille de Tafilalt-Taouz 1/200000. Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc n° 244.
- Carte géologique du Maroc 1997.** Feuille de Tinejdad 1/100000. Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc n° 385.
- Carte géologique du Maroc 2004.** Feuille de Goulmima 1/100000. Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc n° 432.
- Cavin, L., 1995.** *Goulmimichtys arambourgi* n. g., n. sp., un pachyrhizodontidae (Actinopterygii, Teleostei) d'une nouvelle localité à nodules fossilifères du Turonien inférieur marocain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 321, série IIa, 1049-1054.
- Cavin, L., 1997a.** Nouveaux Teleostei du gisement du Turonien inférieur de Goulmima (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 325, série II a, 719-724.
- Cavin, L., 1997b.** Les Actinoptérygiens du Turonien de Goulmima (Maroc) et l'évolution des ichthyofaunes actinoptérygiennes entre le Jurassique supérieur et le Paléocène. Thèse de Doctorat de l'Université Paris VI, 218 pp., 5 pls. [inédit].
- Cavin, L., Boudad, L., Duffaud, S., Kabiri, L., Le Loeuff, J., Rouget, I. & Tong, H., 2001.** L'évolution paléoenvironnementale des faunes de poissons du Crétacé supérieur du bassin de Tafilalt et des régions avoisinantes (Sud-Est du Maroc): implications paléobiogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, 333, 677-683.
- Cavin, L. & Dutheil, D.B., 1999.** A new Cenomanian ichthyofauna from southeastern Morocco and its relationships with other early Late Cretaceous Moroccan faunas. *Geol. Mijnb.* 78, 261-266.
- Chancellor, G.R., Kennedy, W.J. & Hancock, J.M., 1994.** Turonian ammonite faunas from Central Tunisia: Special papers in Palaeontology, 50, 118 pp. 37 pls.
- Charrière, A., 1990.** Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale: le Moyen Atlas au Sud-Est de Fès (Maroc). Thèse Doctorat d'Etat Es-Science, Univ. Toulouse III, 589 pp. [inédit].
- Charrière, A., 1992.** Discontinuités entre les "Couches rouges" du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur dans le Moyen-Atlas (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 315, série II, 1389-1396.
- Charrière, A., 1996.** Contexte paléogéographique et paléotectonique de la formation des bassins crétacés du Moyen-Atlas (Maroc) à la lumière des données stratigraphiques récentes. *Bull. Soc. géol. France*, 167, 5, 617-626.
- Charrière, A., Andreu, B., Cizak, R., Kennedy, W.-J., Rossi, A. & Vila J.-M., 1998.** La transgression du Cénomaniens supérieur dans la Haute Moulouya et le Moyen Atlas méridional, Maroc. *Geobios* 31, 5, 551-569.
- Charrière, A., Dépêche, F., Feist, M., Grambast-Fessard, N., Jaffrezo, M., Peybernès, B. & Ramalho, M., 1994.** Microfaunes, microflores et paléoenvironnements successifs dans la formation d'El Mers (Bathonien - ?Callovien) du synclinal de Skoura (Moyen Atlas, Maroc). *Geobios* 27, 2, 157-174.
- Charrière, A. & Vila, J.-M., 1991.** Découverte d'Aptien marin à foraminifères dans le Moyen Atlas (Maroc): un golfe mésogéen à travers la « Terre des Idrissides »?. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, Série II, pp. 1579-1586.
- Charroud, M., 1990.** Évolution géodynamique de la partie sud-ouest du Moyen Atlas durant le passage jurassique-crétacé, le Crétacé et le Paléogène: un exemple d'évolution intraplaque. Thèse de Doctorat de 3ème Cycle, Université Mohamed V, Rabat, 1-232, [inédit].
- Choubert, G., 1948.** Essai sur la paléogéographie du Mésocrétacé marocain. vol. jubilaire 1920-1945, Société Sciences Naturelles, Maroc, pp. 307-329, 1 fig., 1 carte.

- Choubert, G., Fallot, P., Levy, R., Marçais, J., Suter, G. & Tilloy, R., 1956.** Carte géologique du Maroc au 1/500000, feuille de Rabat, Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc n° 70.
- Choubert, G. & Faure-Muret, A., 1956.** Lexique stratigraphique du Maroc. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 134, 165 pp.
- Choubert, G. & Faure-Muret, A., 1960-1962.** Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Livre à la mémoire du Professeur Paul FALLOT, tome 1, Bull. Soc. géol. France, Mém. H. s., 657 pp.
- Choubert, G., Faure-Muret, A., & Hottinger, L., 1966.** Aperçu géologique du bassin côtier de Tarfaya. In: Le bassin côtier de Tarfaya (Maroc méridional), t. 1, Stratigraphie. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 175, 7-106.
- Ciszak, R., Andreu, B., Charrière, A., Ettachfani, El M. & Rossi, A., 1999.** Le Crétacé antéturonien du Moyen Atlas méridional et de la Haute Moulouya, Maroc: stratigraphie séquentielle et paléoenvironnements. Bull. Soc. géol. France, t. 170, n° 4, 451-464.
- 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. & Zelts, F.B., eds., Fine-grained Deposits and biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Processes. SEPM, 2nd Annual Meeting, Golden, CO, Field Trip Guidebook, 4, 135-138.
- Colo, G., 1961.** Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 139, 226 pp. 2 vol.
- Coplen, T.B., 1996.** New guidelines for reporting stable hydrogen, carbon, and oxygen isotope – ratio data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 60, N° 17, pp. 3359-3360.
- Courville, P., Meister, C., Lang, J., Mathey, B. & Thierry, J., 1991.** Les corrélations en Téthys occidentale et l'hypothèse de la liaison Téthys-Atlantique Sud: intérêt des faunes d'ammonites du Cénomanién supérieur-Turonien moyen basal du Niger et du Nigéria (Afrique de l'Ouest). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, série II, 1039-1042.
- Courville, P., Lang, J., Mathey, B., Meister, C. & Thierry, J., 1996.** Les échanges fauniques (Ammonites) entre "plates-formes sahariennes / sud téthysiennes" et "marge atlantique" pendant les périodes transgressives cénomaniénienne et turonienne (Crétacé supérieur). *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud. Actes du 12ème Colloque Africain de Micropaléontologie, 2ème Colloque de Stratigraphie et Paléoécologie de l'Atlantique Sud, Angers 1994, France.* Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 16, 702-703.
- Crumière, J.P., 1989.** La série cénomano-turonienne en fosse vocontienne orientale et signification du black-shale "Thomel". In: Ferry, S. & Rubino, J.L., eds., *Eustatisme et séquences de dépôt dans le Crétacé du Sud-Est de la France*, Géotrope, Lyon, 1, 84-94.
- Daguin, F., 1926.** Fossiles du Lias inférieur récoltés au voisinage du sommet du Djbel ayachi (Haut-Atlas marocain oriental), par MM. Célerier et Charton. *B.S.G.F.*, t. XXVI, n° 1-2, 89-91.
- Daguin, F., 1931a.** Sur le Crétacé de la vallée de l'oued Ziz (Maroc du Sud - Confins de Tafilet). *Bull. Soc. géol. France*, série 5, I, t. 1, 537-545.
- Daguin, F., 1931b.** Sur une faune de rudistes du Crétacé des plateaux sahariens au Sud de l'Atlas marocain (vallée de l'oued Ziz). Description du gisement. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, T. LXI, 343-355.
- Dall'Agnolo, S. & Accarie, H., 2003.** The "X-files" of the Cenomanian/Turonian boundary. 11th Meeting of Swiss Sedimentologists, Fribourg, Suisse, Abstract, p. 30.
- Dall'Agnolo, S., Caron, M., Accarie, H., Amédro, F. & Robaszynski, F., 2002.** De la téthys centrale à l'atlantique ouest: corrélations stratigraphiques pendant l'événement OAE 2 (Cénomanién/Turonien). 19ème Colloque de Géologie Africaine, El Jadida, Maroc, p. 56.
- Daoudi, L., 1991.** Sédimentation et diagenèse des argiles du Jurassique supérieur à l'Éocène dans le Bassin du Haut Atlas Occidental (Maroc). Thèse de Doctorat de l'Université des Sciences et Techniques, Lille I, 206 pp. [inédit].
- Daoudi, L., 1996.** Contrôles diagénétique et paléogéographique des argiles des sédiments mésozoïques du Maroc. Comparaison avec les domaines atlantiques et téthysien. Thèse de Doctorat d'État, Université Cadi Ayyad, Fac. Sciences Marrakech, 297 pp. [inédit].
- Daoudi, L., Charroud, M., Deconinck, J. F. & Bouabdelli, M., 1995.** Distribution et origine des minéraux argileux des formations Crétacé-Eocène du Moyen Atlas Sud occidental (Maroc): signification paléogéographique. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, 4, 31-40.
- Delfaud, J., 1972.** Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. *Mém. B. R. G. M.*, 593-611.
- Delfaud, J., 1974.** L'apport du raisonnement séquentiel dans l'interprétation des assises carbonatées. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord. Alger*, t. 65, fasc. 1 et 2, 393-433.
- Delfaud, J., 1986.** Organisation scalaire des événements sédimentaires majeurs autour de

- la mésogée durant le Jurassique et le Crétacé. Conséquences pour les associations biologiques. Bull. centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 10, 2, 509-535.
- 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.
- Dhondt, A.V., 1992a.** Cretaceous inoceramid biogeography: a review. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 92 (1992), 217-232
- Dhondt, A.V., 1992b.** Palaeogeographic distribution of Cretaceous Tethyan non-rudist bivalves. In: H.A. Kollmann, Ed., New aspects on Tethyan Cretaceous fossil assemblages. – Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, 9, 75-94.
- Dhondt, A.V., Malchus, N., Boumaza, L. & Jaillard, E., 1999.** Cretaceous oysters from North Africa: origin and distribution. Bull. Soc. géol. France, 1999, t. 170, n° 1, pp. 67-76.
- Dubar, G., 1932.** Le Lias et le Jurassique de la Haute Moulouya et du Haut-Atlas (S et SE de Midelt). B.S.G.F., 5^{ème} série, t II, 573-594.
- Dubar, G., 1934.** Sur le Lias supérieur du Haut-Atlas de Midelt (Maroc). Ann. Soc. Géol. Nord, t. LIX, 82-91.
- Dubar, G., 1936.** Zones d'Ammonites du Lias dans le Haut-Atlas de Midelt. Ann. Soc. Géol. Nord, t. LXI, 213-223
- Dubar, G., 1941.** Carte géologique provisoire du Haut Atlas de Midelt au 1/200000. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 29.
- Dubar, G., 1948.** Notice explicative de la carte géologique provisoire du Haut Atlas de Midelt au 1/200000. Notes et Mémoires du Service géologique, Maroc, n° 59 bis.
- Dubar, G., 1952.** Livret guide de l'excursion A 34 Haut Atlas central. 19^o Cong. Géol. Intern. Alger, série Maroc, 4, 74 pp.
- Duée, G., Hervouet, Y., Laville, E., Luca, P. & Robillard, A., 1977.** L'accident nord-moyen-atlasique dans la région de Boulemane (Maroc): une zone de coulissement synsédimentaire. Annales Soc. Géol. Nord, XCVIII, 145-162.
- Dufaure, P., Fourcade, E. & Massa, D., 1984.** Réalité des communications marines transsahariennes entre la Téthys et l'Atlantique durant le Crétacé supérieur. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 298, série II, 15, 665-670.
- Duffaud, F., 1960.** Contribution à l'étude stratigraphique du bassin secondaire du Haut Atlas Occidental (Sud-Ouest marocain). Bull. Soc. Géol. France, 7, 2, 728-734.
- Duffaud, F., Brun, L. & Plauchut, B., 1966.** Le bassin du Sud-Ouest marocain. In: D. Reyre (editor). Bassins sédimentaires du littoral africain, I. Part. Firmin didot, Paris, pp. 5-12.
- Dunham, R.-J., 1962.** Classification of carbonate rocks: according to depositional texture. Classification of Carbonate Rocks. Symposium A. A. P. G., I, 108-121.
- Dutheil, D. & Larochène, M., 1999.** Biodiversité continentale du Tafilalet et des Kem Kem. In Le cadre du temps du Maroc en France. Maroc, Mémoire de la terre. pp. 152-155.
- Einsele, G. & Wiedmann, J., 1982.** Turonian Black Shales in the Moroccan Coastal Basins: first upwelling in the Atlantic Ocean ?. In: Rad, U. Von, ed., Geology of the North-West African Continental Margin, Springer-Verlag, p. 396-414.
- El Albani, A., 1995.** Les formations du Crétacé supérieur du bassin de Tafaya (Maroc méridional): sédimentologie et géochimie. Thèse d'Université des Sciences et Technologies de Lille, 198 pp. [inédit].
- El Kamali, N., 1987.** Le Cénomaniens supérieur et le Turonien de la région d'Imi N'Tanout et de Smimou. Mém. de C.E.U.S., Marrakech, 56 pp., 18 fig., 4 pl. [inédit].
- El Kamali, N., 1990.** Le Cénomano-Turonien du bassin d'Agadir (Haut Atlas occidental, Maroc): biostratigraphie, sédimentologie et essai de caractérisation des séquences de dépôt. Diplôme des études supérieures spécialisées, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 128 pp., 50 figs., 12 pls., [inédit].
- Elf-Aquitaine, 1975-1977** Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1 - Eléments d'analyse (1975); 2 - Eléments d'interprétation (1977). Centres de Recherches de Boussens et de Pau, tome 1: 173 pp.; tome 2: 231 pp.
- Ensslin, R., 1992.** Cretaceous synsedimentary tectonics in the Atlas system of Central Morocco. Geologische Rundschau 81/1, 91-104.
- Ensslin, R., 1993.** Die Kreide des zentralen Mittleren Atlas und der Haute Moulouya, Marokko. Stratigraphie, mikrofazies, paläogeographie und paläotektonik. Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen, (A), 153, 85 pp.
- Ettafchini, El M., 1992a.** Le Vraconien, Cénomaniens et Turonien du bassin d'Essaouira (Haut Atlas occidental, Maroc). Analyses lithologique, biostratigraphique et sédimentologique, stratigraphie séquentielle.

- Thèse de Doctorat de l'Université Paul Sabatier, Toulouse. Strata, série 2, vol.18, pp. 1-247, 87 figs., 28 pls.
- Ettachfani, El M., 2000.** Résumé sur les données biostratigraphiques du Cénomano-Turonien du Maroc. Fifth Annual Conference of IGCP Project 381, South Atlantic Mesozoic Correlation, International Geological Congress, Rio de Janeiro, Août 2000.
- Ettachfani, El M. & Andreu, B., 2001.** Biostratigraphie et paléobiogéographie du Cénomanién -Turonien du Maroc septentrional. 16ème Colloque des Bassins Sédimentaires Marocains, Meknès, Septembre 2001, pp. 44-45.
- Ettachfani, El M. & Andreu, B., 2004.** Le Cénomanién et le Turonien de la Plate-forme Préafricaine du Maroc. Cretaceous Research, 25, 2, 179-302.
- Ettachfani, El M. & Bilotte, M., 1990.** Première citation de *Eoradiolites* gr. *lyratus-zizensis* dans le Turonien du bassin d'Essaouira (Haut Atlas occidental, Maroc). Conséquences. 8ème Colloque des bassins sédimentaires marocains, El Jadida, Maroc, pp. 21-23.
- Ettachfani, El M. & Caron, M., 2003.** Le passage Cénomanién-Turonien dans l'Atlas marocain: approche pluridisciplinaire. 17ème Colloque des Bassins Sédimentaires Marocains, Institut Scientifique, Rabat, Maroc, Octobre 2003, pp. 65-66
- Ettachfani, El M., El kamali, N. & Bilotte, M., 1989.** Essai de caractérisation bio et lithostratigraphiques des séquences sédimentaires de la région d'Imi N'Tanout (Haut Atlas occidental, Maroc). Revue Sciences Géologiques, Strasbourg, 84, 71-81.
- Ettachfani, El M., Souhel, A., Andreu, B. & Caron, M., 2005.** La limite Cénomanién-Turonien dans le Haut Atlas central, Maroc. Geobios 38, 57-68.
- Fadile, A., 1987.** Structure et évolution alpine du Haut Atlas central sur la transversale Aghbala-Imilchil (Maroc). Thèse Docteur Ingénieur Sciences, Toulouse, 185 pp., 2 pls. [inédit].
- Fedan, B., 1977.** Etude structurale d'une portion de l'accident Nord-Moyen atlasique (Moyen Atlas central de Boulmane, Maroc). Bull. Inst. Scient. Rabat, 2, 87-6.
- Fedan, B., 1988.** Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements: (Moyen Atlas, Maroc) durant le méso-cénozoïque. Thèse Doctorat Es-Sciences, Université Mohammed V, Rabat, 338 pp. [inédit].
- Feléneq, R. & Lenoble, J-P., 1962.** Le gîte de plomb de Mibladen. Colloque sur les gîtes stratiformes. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, N°181, pp. 185-204.
- Ferrandini, M., 1988.** Les foraminifères benthiques du Cénomanién supérieur dans le Sud-Est marocain. Revue de Paléobiologie, Benthos' 86, Vol. Spéc. 2, 429-430.
- Ferrandini, M., Philip, J., Babinot, J-F., Ferrandini, J. & Tronchetti, G., 1985.** La plate-forme carbonatée du Cénomano-Turonien de la région d'Erfoud-Errachidia (Sud-Est Marocain): stratigraphie et paléoenvironnements. Bull. Soc. géol. France. (8), t. I, n° 4, 559-564.
- Ferré, B., Berthou, P.Y. & Bengtson, P., 1996.** Apport des crinoïdes roveacrinidés à la stratigraphie du Crétacé moyen du bassin de Sergipe (Nordeste, Brésil). Strata, 1, 8, 101-103.
- Ferré, B. & Granier, B., 2001.** Albian roveacrinids from the southern Congo Basin off Angola. Journal of South American Earth Sciences 14, 219-235.
- Ferré, B. & Granier, B., 2000.** *Roveacrinus berthouii* nov. Sp., Early Hauterivian representative of Roveacrinidae (Roveacrinida, Crinoidea) of Busot (Alicante, Spain. Geologica Carpathica, 51, 2, 101-107.
- Ferré, B. & Bengtson, P., 1997.** An articulated Roveacrinid from the Turonian of the Sergipe Basin, Brazil. 18th Symposium of the International Association of Sedimentologists, Regional Meeting of IGCP Project 381 "South Atlantic Mesozoic Correlations" and Second European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of South America. Gaea Heidelbergensis 3, 128-129.
- Floquet, M., 1991.** La plate-forme Nord-Castillane au Crétacé supérieur (Espagne). Arrière pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique, sédimentation et vie. Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon, 2 tomes, 925 pp., 333 figs., 2 pls.
- Folk, R L., 1959.** Pratical petrographic classification of limestones. A. A. P. G. 43, 1, p. 1 à 38.
- Fontes, J.C., Marce, A. & Letolle, R., 1965.** Analyse isotopique de l'oxygène en géologie, problèmes techniques. Rev. Géog. phys. Géol. dyn., VII, 123-133.
- Gale, A.S., Jenkyns, H.C., Kennedy, W.J., & Corfield, R.M., 1993.** Chemostratigraphy versus biostratigraphy data from around the Cenomanian-Turonian boundary, J. Geol. Soc. London, 150, 29-32.
- Graciansky, P.Ch. (de), Deroo, G., Herbin, J.-P., Jacquin, T., Magniez, F., Montadert, L. & Müller, C., 1986.** Ocean-wide stagnation

- episodes in the Late Cretaceous. *Geol. Rundschau* 75, 17-41.
- Graciansky, P.Ch. (de), Deroo, G., Herbin, J.-P., Montadert, L., Müller, C., Schaaf, A. & Sigal, J., 1984.** Ocean-wide stagnation in the late Cretaceous. *Nature*, 308, 5957, 346-349.
- Graf, A., Strasser, A. & Caron, M., 2003.** OAE 2 equivalent (upper Cenomanian) recorded in Bolivian shallow-water sediments. 11th Meeting of Swiss Sedimentologists, Fribourg, Suisse, Abstract, p. 39.
- Grosheny, D. & Tronchetti, G., 1991.** Les associations de foraminifères du passage Cénomanién-Turonien à Vergons. Colloque Groupe Français du Crétacé "les événements de la limite Cénomanién-Turonien". Grenoble, Livret-guide, 70-75.
- Grosheny, D. & Tronchetti, G., 1993.** La crise Cénomanién - 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.
- Grosheny, D. & Malartre, F., 1997a.** Stratégies adaptatives des foraminifères planctoniques et cortèges sédimentaires. Application au Cénomanién-Turonien du bassin du Sud-Est de la France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 324, série II a, 491-497.
- Hamaoui, M., 1964.** On a new genus of *Hedbergella* (foraminifera). *Israel Journal Earth Science* 13, 133-142.
- Hancock, J.M., 1975.** The petrology of the Chalk. *Proceedings of the Geologists Association*, 86, 499-535.
- Hessel Ribeiro, M.H., 1988.** Lower Turonian inoceramids from Sergipe, Brazil: systematics, stratigraphy and palaeoecology. *Fossils and strata*, 22, 1-49.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R., Wright, R. C., Stayer, L. E., Baum, G., Loutit, T., Gombos, A., Davies, T., Pflum, C., Komine, K., Posamentier, H., Du Chene, R. J., Colin, J. P., Ioannides, N., Sarg, J. F. & Morgan, B. E., 1987.** Mésozoïc-Cénozoïc cycle chart. Version 3. 1. A.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R., 1987.** Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Sciences* 235, 1156-1166.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.-B., Jacquin, Th., De Graciansky, P.-C. & Vail, P.-R., 1998.** Cretaceous biostratigraphy. In *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (eds De Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, Th. & Vail, P.-R.), SEPM Special Publication 60, pp. 763-781.
- Harries, P.J., Kauffman, E.G. & Crampton, J.S., 1996.** Lower Turonian Euramerican Inoceramidae: a morphologic, taxonomic, and biostratigraphic overview. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 77, 641-671.
- Hart, M.B., Leary, P.N., 1989.** The stratigraphic and palaeogeographic setting of the late Cenomanian "anoxic" event. *Journal of the Geological Society, London*, 146, 305-310.
- Hart, M.B. & Bigg, P.J., 1981.** Anoxic events in the late Cretaceous chalk seas of North West Europe. In: Neale, J.W. & Brasier, M.D. eds., *Microfossils from recent and fossil shelf seas*. The British Micropaleontology Soc., Chichester, spec. Publ. 14, 178-185.
- Hart, M.B., 1980.** A water depth model for the evolution of the planktonic foraminifera. *Nature* 286, 252-254.
- Hart, M.B., 1990.** Major evolutionary radiations of the planktonic foraminifera. In: Taylor, P.D. & Larwood, G.P. (eds): *Major evolutionary radiations*. The systematics Assoc., Clarendon Press Oxford, Spec. Vol. 42, 59-72.
- Hart, M.B., 1991.** The late Cenomanian calcisphere global bioevent. *Proceedings of the Ussher Society*, 7, 413-417.
- Hedberg, H. D., 1979.** Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédures. Traduction de l'anglais: Doin (ed.), Paris, 233 pp.
- Herbig, H. G., 1988.** Synsedimentary tectonics in the northern Middle Atlas (Morocco) during the late Cretaceous and Tertiary. In: JACOBSSHAGEN V.H. Ed. *The Atlas system of Morocco*. Lecture Notes in Earth Sciences, 15, Springer Verlag, 321-337.
- Herbin, J.-P., Montadert, L., Müller, C., Gomez, R., Thurow, J. & Wiedmann, J., 1986.** Organic-rich sedimentation at the Cenomanian-Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys. In: *North Atlantic Palaeoceanography*, Summerhayes, C.P. & Shackleton, N.J., eds. Geological Society of London, Spec. Publ. 21, 389-422.
- Hollard, H. et al., 1985.** Carte géologique du Maroc au 1/1000000, provinces du Nord. Notes et Mémoires du service géologique du Maroc, 260.
- Homewood, P.W., 1996.** The carbonate feedback system: interaction between stratigraphic accommodation, ecological succession and the carbonate factory, *Bull. Soc. géol. France*, 167, 6, 701-715.
- Hubert, B.T., Bralower, T.J. & Leckie, R.M., 1999.** Paleocological and geochemical signatures of Cretaceous anoxic events: a tribute to William

- V. Sliter: Journal of Foraminiferal research 29, 4, 313-506.
- Icame, N. S., 1994.** Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et diagenèse carbonatée des faciès du Crétacé moyen du bassin d'Essaouira (haut Atlas occidental, Maroc). Doctorat de 3^{ème} cycle, Université de Tunis II, 422 pp. [inédit].
- International Commission on Stratigraphy & Remane, J., Faure-Muret, A. & Odin, G.S. [Coord.], 2004.** International Stratigraphic Chart. In Remane, J., Cita, M.B., Dercourt, J., Bouysse, P., Repetto, F.L. & Faure-Muret, A. (eds).
- International Commission on Stratigraphy 2006.** International Stratigraphic Chart.
- Jagt, J.W.M., 2000.** Late Cretaceous-Early Palaeogene echinoderms and the K/T boundary in the southeast Netherlands and northeast Belgium. Scripta Geologica, 121, 480 pp.
- Jagt, J.W.M. & Odin, G.S., 2001.** The Campanian-Maastrichtian Stage Boundary. Characterisation at Tercis les Bains (France) and correlation with Europe and other Continents. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 19, volume 36 of the International Union of Geological Sciences, Special Publications Series, 143-644.
- Jarvis, I., Carson, G. A., Cooper, M.K.E., Hart, M.B., Leary, P.N., Tocher, B.A., Horne, D. & Rosenfeld, A., 1988.** Microfossil assemblage and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. Cretaceous Research 9, 3, 3-103.
- Jenkyns, H.C., 1980.** Cretaceous Anoxic Events: from continents to oceans. J. geol. Soc. London, 137, 171-188.
- Jenkyns, H.C., Gale, A.S. & Corfield, R.M., 1994.** Carbon- and Oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. Geological Magazine 131, 1-34.
- Jenny, J. 1988.** Mémoire explicatif de la carte géologique du Maroc, feuille d'Azilal au 1/100000. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, n° 339 bis.
- Jolet, P., Philip, J., Cecca, F., Thomel, G., Lopez, G., Tronchetti, G. & Babinot, J.F., 2001.** Integrated platform/basin biostratigraphy of the upper Cenomanian-lower Turonian in Provence (SE France). Geobios, 34, 2, 225-238.
- Jolet, P., Philip, J., Thomel, G., Lopez, G. & Tronchetti, G., 1997.** Nouvelles données biostratigraphiques sur la limite Cénomanién-Turonien. La coupe de Cassis (Sud-Est de la France): proposition d'un hypostratotype européen. C. R. Acad. Sc. Paris, Sciences de la terre et des planètes, t. 325, série II, n° 9, Fascicule a, pp. 703-709.
- Kennedy, W.J., Wright, C.W. & Hancock, M., 1987.** Basal Turonian Ammonites from west Texas. Palaeontology, 30, 1, 10 pp.
- 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. Newsletters in Stratigraphy, 24, 1-33.
- Kennedy, W.J. & Juignet, P., 1981.** Upper Cenomanian ammonites from the environs of Saumur, and the provenance of the types of *Ammonites vibrayeanus* and *Ammonites geslinianus*. Cretaceous Research 2, 19-49.
- Kennedy, W.J., Wright, C. W. & Hancock, J. M., 1987.** Basal Turonian ammonites from West Texas. Palaeontology 30, 27-74.
- 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, 3, 295-334.
- Keupp, H., 1979.** Lower Cretaceous Calcisphaerulidae and their relationship to calcareous Dinoflagellate cysts. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 3, 2, 651-663.
- Keupp, H., 1984.** Revision der Kalkigen Dinoflagellaten-Zysten G. DEFLANDRES, 1948. Paläont. Z. 58, 1/2, 9-31.
- Keupp, H., 1987.** Die Kalkigen Dinoflagellatenzysten des Mittelalb bis Untercenoman von Escalles/Boulonnais (Northern France). Facies 16, 37-88.
- Klasz, I. De, Marie, P. & Rerat, D., 1961.** Deux nouvelles espèces du genre *Gabonella* (foraminifère) du Crétacé du Gabon (Afrique équatoriale). Revue de Micropal., 4, 2, 77-79.
- 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., ed., Deposition of organic rich-facies, p. 133-160.
- Lamolda, M., Gorostidi, A. & Paul, C.R.C., 1994.** Quantitative estimates of calcareous nannofossil changes across the Plenian Marls (latest Cenomanian), Dover, England: implications for the generation of the Cenomanian-Turonian boundary event, Cretaceous Research 15, 143-164.
- Lefranc, J. P., (1981).** Etude de *Neolobites vibrayeanus* ammonite cénomaniénne du

- Sahara algérien. In: "106^{ème} Congrès national des Sociétés savantes", 1, 155-166.
- Le Marrec, A., 1985.** Carte géologique du Maroc au 1/100000, feuille de Demnat. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc. Rabat, n° 338.
- Leary, P.N., Carson, G.A., Cooper M.K.E., Hart M.B., Horne, D., Jarvis, I., Rosenfeld, A. & Tocher, B.A., 1989.** The biotic response to the Late Cenomanian oceanic anoxic event. Integrated evidence from Dover, SE England. *Journal of the Geological Society, London*, 146, 311-317.
- Leckie, R.M., Yuretich, R.F., West, O.L.O., Finkelstein, D., Schmidt, M.G., 1998.** Paleoceanography of the southwestern West Interior sea during the time of the Cenomanian-Turonian boundary (Late Cretaceous). In Dean, W. and Arthur M.A. eds, *Stratigraphy and Paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior Seaway, USA: SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 6, Tulsa, 101-126.
- Letolle, R., Marce, A. & Fontes, J.C., 1965.** Un spectromètre de masse pour mesure de précision des abondances isotopiques de l'oxygène et du carbonate. *Bull. Soc. Franç. Miner. Crist.*, LXXXIII, 417-421.
- Loeblich, A. & Tappan, Jr. H., 1964.** Treatise on Invertebrate Paleontology, part c, Protista 2, vol. 1, "The Camaebians" and Foraminiferida. In Moore R.C., *Geol. Soc. America and Univ. Kansas Press, New-york, Lawrence*, 900 pp.
- Loeblich, A. & Tappan, Jr. H., 1988.** Foraminiferal genera and their classification – plates, tome 1, 970 pp., tome 2, 212 pp., 847 pl.
- Lüning, S., Kolonic, S., Belhadj, E.M., Z., Cota, L., Baric, G. & Wagner, T., 2004.** Integrated depositional model for the Cenomanian-Turonian organic-rich strata in North Africa. *Earth-Science Reviews* 64, 51-117.
- Martin, J., 1981.** Le Moyen Atlas central, étude géomorphologique. Notes et Mémoires du service géologique du Maroc, 258 et 258 bis.
- Mattauer, M., Tapponnier, P. & Proust, F., 1977.** Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XIX, 3, 521-526.
- Mac Arthur, R.H. & Wilson, E.O., 1967.** The theory of Island biogeography, Princeton Univ. Press, 203 pp.
- Meister, C. 1989.** Les ammonites du Crétacé supérieur d'Ashaka – Nigéria: analyse taxonomique, ontogénique, biostratigraphique et évolutive. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 13, n° suppl., 84 pp.
- Meister, C. & Abdallah, H., 1996.** Les ammonites du Cénomanien supérieur et du Turonien inférieur de la région de Gafsa-Chotts, Tunisie du centre-sud. *Geobios, supp.* 29, 5, 3-49.
- Meister, C. & Rhalmi, M. 2002.** Quelques ammonites du Cénomanien-Turonien de la région d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (partie méridionale du Haut Atlas Central, Maroc). *Revue de Paléobiologie* 21, 2, 759-779.
- Meister, C., Alzouma, K., Lang, J. & Mathey, B., 1992.** Les ammonites du Niger (Afrique occidentale) et la transgression transsaharienne au cours du Cénomanien-Turonien. *Geobios* 25, 1, 55-100.
- Meister, C., Alzouma, K., Lang, J., Mathey, B. & Pascal, A., 1994.** Nouvelles données sur les ammonites du Niger oriental (Ténéré, Afrique occidentale) dans le cadre de la transgression du Cénomanien – Turonien. *Géobios* 27, 189-219.
- Meister, C., Mbina MOUNGUENGUI, M. & Lang, J., 2003.** Les Ammonites du Cénomano-Turonien du bassin côtier nord-gabonais: systématique et intérêt paléogéographique pour la liaison Téthys - Atlantique Sud. *Revue de Paléobiologie* 22, 1, 341-355.
- Michard, A., 1976.** Eléments de géologie marocaine. Notes et Mémoires du service géologique du Maroc, 252, 408 pp.
- Monbaron, M., 1985.** Carte géologique du Maroc: feuille de Béni-Mellal à 1/100000. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc. n° 341.
- Morel, L., 1998.** Stratigraphie à haute résolution du passage Cénomanien-Turonien. Thèse de Doctorat de l'Université Paris VI - Pierre et Marie Curie, France, 224 pp., [inédit].
- Naili, H., Belhadj, Z., Robaszynski, F. & Caron, M., 1995.** Présence de roches mères à faciès Bahloul vers la limite Cénomanien-Turonien dans la région de Tébessa (Algérie orientale). Notes du Serv. Géol. Tunisie, 61, 19-32.
- Nederbragt, A.-J., 1991.** Late Cretaceous biostratigraphy and development of Heterohelicidae (planktic foraminifera). *Micro-paleontology*, 37, 4, 329-372.
- Nederbragt, A.-J. & Fiorentino, A., 1999.** Stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian-Turonian Boundary Event in Oued Mellegue, North Western Tunisia. *Cretaceous Research* 20, 47-62.
- Néraudeau, D., 1991.** Les échinides du cénomanien supérieur du Nigeria septentrional (Nord du Fossé de la Bénoué) et du Niger. *Géol. Alp., Mém. H. S.*, 17, p. 93.
- Néraudeau, D., Busson, G. & Cornée, A., 1991.** Les échinides du Cénomanien supérieur et du Turonien inférieur de la Hamada de Tinrhert

- (Sahara algérien). Géologie Alpine, Hors Série 17, 95pp.
- Néraudeau, D. & Mathey, B., 2000.** Biogeography and diversity of South Atlantic Cretaceous echinoids: implications for circulation patterns. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 156, 71–88
- Néraudeau, D. & Mathey, B., 1989.** Paléoécologie et paléogéographie des faunes d'échinides du Cénomanién nord-aquitain (Charente-Maritime, France). *Geobios*, 22, 293-324.
- Noubhani, A., 1993.** Les séliaciens des bassins à phosphate du Maroc (Maastrichtien-Lutétien). Systématique, Biostratigraphie, Evolution et Dynamique des faunes. Thèse de l'université de Montpellier, 293 pp., 73 pl., 29 figs., 18 tab. [inédit].
- Noubhani, A. & Cappetta, H., 1997.** Les Orectolobiformes, Carcharhiniformes et Myliobatiformes (Elasmobranchii, Neoselachii) des bassins à phosphate du Maroc (Maastrichtien-Lutétien basal). Systématique, biostratigraphie, évolution et dynamique des faunes.- *Palaeo Ichthyologica*, München 8, 327pp., 31 figs., 17 tab., 73 pl.
- Paul, C.R.C., Mitchell, S., Lamolda, M. & Gorostidi, A., 1994.** The Cenomanian-Turonian boundary event in northern Spain. *Geological Magazine*, 131, 801-817.
- Perès, J. M. & Picard, J., 1959.** On the vertical distribution on benthic communities. *First inter. Oceanogr. Cinq.*, New-york.
- Perès, J. M., 1961.** Océanographie biologique et biologie marine. T. 2: la vie benthique. *Presse universitaire de France*, Paris, p. 541.
- Petitot, M.-L., 1950.** Sur quelques rudistes peu connus du Crétacé marocain. I.- *Apricardia archiaci* d'Orbigny. *Notes et Mémoires du Service géologique, Maroc*, n° 76, t. III, 175-185.
- Petitot, M.-L., 1951.** Sur quelques rudistes peu connus du Crétacé marocain. II.- *Eoradiolites lyratus* Conrad. *Notes et Mémoires du Service géologique, Maroc*, n° 83, t. IV, 147-157.
- Peryt, D., Wyrwicka, K., 1991.** The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event in SE Poland. *Cretaceous Research* 12, 65-80.
- Philip, J., 1982.** Paléobiogéographie des rudistes et géodynamique des marges mésogéennes au Crétacé supérieur. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXIV, 5-6, 995-1006.
- Philip, J., 1991.** L'enregistrement des événements de la limite Cénomanién-Turonien sur les plates-formes carbonatées de la Téthys. *Géol. Alpine, Mém. Hors série* 17, 105-106.
- Philip, J., Babinot, J. F., Tronchetti, G., Fourcade, E., Ricou, L. E., Guiraud, R., Bellion, Y., Herbin, J. P., Combes, P.J., Cornée, J. J., Dercourt, J., 1993.** Late Cenomanian (94 to 92 Ma). In *Atlas Tethys, Palaeoenvironmental maps*. Dercourt, J., Ricou, L. E. & Vrielynck (eds), pp. 153-178.
- Philip, J., Floquet, M., 2000.** Late Cenomanian (94.7 - 93.5 Ma). In *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps*. Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M. F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu, M. (eds), pp. 129-136.
- Pratt, L.M., 1985.** Isotopic studies of organic matter and carbonate in rocks of the Greenhorn marine cycle in Fine-grained deposits and biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: evidence of cyclic sedimentary processes, Pratt, L.M., Kauffman, E.G. & Zelt, F.B., (eds.), *SEPM Field Trip Guidebook*, 4, 38-48.
- Pratt, L.M. & Threlkeld, C.N., 1984.** Stratigraphic significance of C¹³/C¹² ratio in Mid-Cretaceous rocks of the Western Interior, U.S.A. In: *The Mesozoic of Middle North America*, STOTT, D.F. & GLASS, D.J., ed., *Canadian Society of Petroleum Geologists, Mem.* 9, 305-312.
- Premoli Silva, I. & Verga, D. 2004.** Practical manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. *International School on Planktonic Foraminifera, 3° course: Cretaceous*. Verga & Rettori eds. *Universities of Perugia and Milan, Tipografia Pontefelcino, Perugia (Italy)*.
- Purser, B.-H., 1980-1983.** Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. *Pub. IFP, ed. Technip. Tome 1: les éléments de la sédimentation et de la diagenèse*, 366 pp. *Tome 2: les domaines de sédimentation carbonatée néritiques récents, application à l'interprétation des calcaires anciens*, 389 pp.
- Raddi, Y. 1996.** Etude préliminaire du reptile fossile de Mibladène. *Service régional de la Géologie de Midelt. Rapport interne n° 76 /SRG / MID*, 9 pp.
- Rahhali, I., 1979 .** Le Cénomanién supérieur et le Turonien inférieur bitumineux du bassin côtier de Tarfaya et du Haut Atlas. *Mines, Géologie et Energie, Rabat*, n° 46, pp. 63-69.
- Rawson, P.F., Dhondt, A.V., Hancock, J.M. & Kennedy, W.J., Eds., 1996.** *Proceedings "Second International Symposium on cretaceous Stage Boundaries"* Brussels 8-16 September 1995. *Bulletin Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 66 Supplement, 57-79.
- Razgallah, S., Philip, J., Thomel, G., Zaghib-Turki, D., Chaabani, F., Ben Haj Ali, N. & M'Rabet, A., 1994.** La limite Cénomanién-Turonien en Tunisie centrale et méridionale:

- biostratigraphie et paléoenvironnements. *Cretaceous Research* 15, 507-533.
- Renard, M. (coord.), Daux, V., Corbin J.-C., Emmanuel, L. & Baudin, F., 1997.** III. La chimostratigraphie in: *Stratigraphie. Terminologie française*, Rey, J. (éd.), pp. 38-50.
- Renard, M., 1987.** 6 - Chimostratigraphie. in *stratigraphie: Principes, méthodes, applications*. Doin (éd.), Paris, pp.139-190.
- Rey, J., 1983.** Biostratigraphie et lithostratigraphie. Principes fondamentaux, méthodes et applications. Ed. Technip, 181 pp.
- Rey, J., (éd.) 1997.** Stratigraphie. Terminologie française. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, Mém. 19, 164 pp., 63 figs. et 8 tab.
- Rey, M. & Nouet, G., 1958.** Microfaciès de la région préifaine et de la Moyenne Moulouya (Maroc septentrional). *International sedimentary petro-graphical series*. Edited by Prof. J. Cuvillier & Dr. M. E. Schürmann. Volume III.
- Rhalmi, M., 1992.** Les systèmes sédimentaires cénomano-turonien et sénonien de la région manganésifère d'Imini (Haut Atlas central, Maroc) et leur évolution diagénétique. Thèse de Doctorat de l'Université de Bourgogne, 168pp., [inédit].
- Rhalmi, M., 2000.** Le Céno-mano-Turonien au Sud du Haut Atlas central marocain (bassins de Ouarzazate et Errachidia-Boudnib-Erfoud). Sédimentation, stratigraphie et diagenèse. Doctorat Es-Sciences, Université cadí Ayyad, Marrakech, 188 pp., [inédit].
- Robaszynski, F., 1999.** Cretaceous Stages Boundaries in central Tunisia: how to follow the Brussels 1995 Symposium Recommendations. Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 69-Supp. A: 161-165.
- Robaszynski, F., Amédro, F., [coord.] et Foucher, J.-C., Gaspard, J., Magniez-Jannin, F., Manivit, H. & Sornay, J., 1980.** Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques: foraminifères, nannoplanton, dinoflagellés et macrofaunes. *Revue Micropaléontologie*, 22, 195-321.
- Robaszynski, F. & Amédro, F., 1986.** The Cretaceous of Boulonnais (France) and a comparison with the Cretaceous of Kent (United Kingdom). – *Proceed. Geol. Ass.*, 97, 171-208.
- Robaszynski, F. & Caron, M., [coord.] 1979.** Atlas des foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (mer boréale et Téthys). Groupe de travail européen des foraminifères planctoniques. Cahiers de Micropaléontologie, ed. C.N.R.S., 1ère partie: 185 pp., 2ème partie: 181 pp.
- Robaszynski, F. & Caron, M., 1995.** Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bull. Soc. géol. France*, t. 166, n° 6, 681-692.
- Robaszynski, F., Caron, M., Amédro, F., Dupuis, C., Hardenbol, J., Gonzalez-Donozo, J.-M., Linares-Rodriguez, D & Gartner, S., 1993a.** Le Céno-manien de la région de Kalaat Senan (Tunisie centrale): litho-biostratigraphie et interprétation séquentielle. *Revue de Paléobiologie*, 12, 2, 351-505.
- Robaszynski, F., Caron, M. & Amédro, F., 1993b.** La limite Céno-manien-Turonien et la Formation Bahloul dans quelques localités de Tunisie centrale. *Cretaceous Research* 14, 477-486.
- Robaszynski, F., Caron, M., Dupuis, C., Amédro, F., Calandra, F., Deloffre, R., Gartner, S., Gonzalez-Donozo, J.-M., Hardenbol, J. & Linares-Rodriguez, D., 1990a.** Litho-biostratigraphie, microfaciès et séquences stratigraphiques dans le Turonien d'un secteur de Tunisie centrale. *Bull. Soc. géol. France*. (8), t. VI, n° 6, 1011-1024.
- Robaszynski, F., Caron, M., Dupuis, C., Amédro, F., Gonzalez-Donozo, J.-M., Linares-Rodriguez, D., Hardenbol, J., Gartner, S., Calandra, F. & Deloffre, R., 1990b.** A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of central Tunisia: formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 14, 1, 213-384.
- Robaszynski, F., Gonzalez-Donozo, J.-M., Linares, D., Amédro, F., Caron, M., Dupuis, C., Dhondt, A.V., Calandra & Gartner, S., 2000.** Le Crétacé supérieur de la région de Kalaat Senan, Tunisie centrale. Litho-biostratigraphie intégrée: zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossiles du Turonien supérieur au Maastrichtien. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 22, 2, 359-490, 51 fig., 24 pl.
- Roch, E., 1930.** Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, pp. 386-431 et 498-499.
- Roch, E., 1950.** Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 80, pp. 328-330.
- Rolley, J.-P., 1973.** Etude géologique de l'Atlas d'Afourer, Haut Atlas central, Maroc, Doctorat 3ème cycle, Université de Grenoble, 172 pp., [inédit].
- Rolley, J.-P., 1978.** Carte géologique du Maroc au 1/100000: feuille d'Afourer. Notice explicative. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*. Rabat, n° 247 et 247 bis, 103 pp.

- Russo, P., 1926.** extension des formations du Jurassique moyen et supérieur dans la vallée de la haute Moulouya (Maroc). B.S.G.F., 4, t. XXVI, 375-379.
- Saadi, Z., 1970.** Evolution géodynamique triasico-jurassique de la Haute Moulouya et du Moyen Atlas méridional. Place dans l'évolution méso-cénozoïque du domaine des chaînes atlasiques (Maroc). Doctorat d'Etat Es-Sciences, Université Mohammed V, Rabat, Maroc, 485 pp., [inédit].
- Sageman, B.B., Wignall, P.B. & Kauffman E.G., 1991.** Biofacies Models for Oxygen-Deficient Facies in Epicontinental Seas: Tool for Paleoenvironmental Analysis. – In: "Cycles and events in stratigraphy" Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds.). Springer Verlag Berlin, pp. 542-564.
- Saint-Marc, P., 1970.** Sur quelques foraminifères Cénomaniens et Turonien du Liban. Revue de Micropal. 13, 2, 85-94.
- Saint-Marc, P., 1977.** Répartition stratigraphique de grands foraminifères benthiques de l'Aptien, de l'Albien, du Cénomaniens et du Turonien dans les régions méditerranéennes. Revista Española de Micropaleontología, IX, 3, 317-325.
- Saint-Marc, P. & Rahhali, I., 1982.** Sur la présence du genre *Spirocyclus* (foraminifère) dans le Cénomaniens supérieur du Maroc. Rev. Micropal. 25, 2, 133-140.
- Saint-Marc, P., 1982.** Distribution paléocéologique et paléobiogéographique de grands foraminifères benthiques du Cénomaniens. Revista Española de Micropaleontología, vol. XIV, 247-262.
- Savin, S.M., 1977.** The history of the Earth's surface temperature during the past 100 million years. Annual Review of the Earth and Planetary Sciences, 5, 319-355.
- Schlanger, S.O. & Jenkyns, H.C., 1976.** Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. Geol. Mijnbouw 55, 179-184.
- Schlanger, S.O., Arthur, M.A., Jenkyns, H.C. & Scholle, P.A., 1987.** The Cenomanian-Turonian oceanic event. I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine δC^{13} excursion in Marine Petroleum source rocks, Brooks, J. & Fleet, A.J., ed., Geol. Soc. of London, Special Publication 26, 371-399.
- Schroeder, R. & Neumann, M., [coord.], 1985.** Les grands foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne. Geobios, Mém. Spéc. 7, 161 pp., 17 figs., 68 pls.
- Sereno, P.-C., Dutheil, D.-B., Larochene, M., Larsson, H.-C.-E., Lyon, G.-H., Magwene, P.-M., Sidor, C.-A., Varricchio, D.-J. & Wilson, J.-A., 1996.** Predatory Dinosaurs from the Sahara and late Cretaceous faunal differentiation. Science 272, 986-991.
- Seuss, E., Kulm, L.D. & Killingley, J.S., 1987.** Coastal upwelling and a history of organic-rich mudstone deposition off Peru. In Marine Petroleum Source Rocks (Eds. J. Brooks and A.J. Fleet). Geological Society Spec. Publ. 26, 181-197.
- Sigal, J., 1955.** Notes micropaléontologiques nord-africaines. I. Du Cénomaniens au Santonien: zones et limites en faciès pélagique. C.R. Soc. géol. France, 7, 8, 157-160.
- Sigal, J., 1956.** Sur la position systématique du genre *Thomasinella* SCHLUMBERGER (Foraminifères). Notes Micropal. Nord-africaines, 6. Bull. Soc. Géol. France. Série 6, t. 6, 102-105.
- Sigal, J., 1977.** Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques. Géol. Médit., t. IV, 2, 99-108.
- Souhel, A. & Canérot, J., 1989.** Polarités sédimentaires téthysienne puis atlantique: l'exemple des couches rouges jurassico-crétacés du Haut Atlas central (Maroc). Colloque franco-marocain de Géologie, Strasbourg, 1989. Sciences Géologiques, Mém. 83, 39-46.
- Souhel, A., 1987.** Dynamique sédimentaire des couches rouges intercalaires (Bathonien-Cénomaniens) dans l'Atlas de Beni-Mellal (Haut Atlas central, Maroc). Doctorat de 3ème cycle, Strata, série 2, Vol. 8, 173 pp., 79 figs., 3 pls.
- Souhel, A., 1996.** Le mésozoïque dans le Haut Atlas de Béni Mellal (Maroc). Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique. Doctorat d'Etat Es-Sciences, Strata, série 2, Vol. 27, 249 pp., 125 figs., 6 pls.
- Souhel, A., Canérot, J. & Andreu, B., 1986.** Précisions stratigraphiques et sédimentologiques sur le Jurassique moyen - supérieur et le Crétacé inférieur - moyen du synclinal d'Aït Attab (Haut Atlas central, Maroc). 5ème Conférence Scientifique PICG - UNESCO n° 183, Marrakech 1985, Maroc. Rev. Fac. Sci. Marrakech, n° spéc. 2, 463-477.
- Stamm, R. & Thein, J., 1982.** Sedimentation in the Atlas Gulf III: Turonian carbonates. In Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer - Verlag (ed.), pp. 459-474.
- Stampfli, G.M., Borel, G., Cavazza, W., Mosar, J. & Ziegler, P.A., 2001.** The Paleotectonic Atlas of the Peri-Tethyan Domain. European Geophysical Society (CD-ROM realized by Electronic Publishing et Consulting, Berlin).

- Termier, H., 1936.** Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. Notes & Mémoires du service géologique du Maroc, 33, Tome II: les terrains post-triasiques Tome III: Paléontologie, Pétrographie.
- Termier, H. & Dubar, G., 1940.** Carte géologique du Moyen Atlas septentrional au 1/200000. Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc n° 24.
- Terrab, S., 1996.** Le Cénomaniens-Turonien d'Agadir. Stratigraphie et diagenèse (nodulisation). Thèse d'Univ., Ecole des Mines de Paris, Mém. Sci. Terre, 27, 247 pp. [inédit].
- Thein, J., 1988.** Turonian paleogeography of the High Atlas mountains (Morocco) and the North Atlantic. Z. dt. Geol. Ges. 139, 261-287.
- Thurow, J. & Kuhnt, W., 1986.** Mid-Cretaceous of the Gibraltar Arch Area. In: North Atlantic Palaeoceanography, Summerhayes, C.P. & Shackleton, N.J., eds. Geological Society of London, Spec. Publ. 22, 423-445.
- Tröger, K. A., 1998.** Remarks concerning morphometric parameters, biostratigraphy and palaeobiogeography of Turonian inoceramids (Bivalvia) in Europe. Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1996, H. 11/12, 1489-1499.
- Tronchetti, G., 1981.** Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). Tome I: Systématique, 196 pp.; Tome II: Biostratigraphie, paléontologie, paléogéographie, 618 pp. Doctorat de l'Université de Provence, [inédit].
- Tronchetti, G., 1984.** Influence du substrat sur la salinité dans la répartition des foraminifères benthiques: exemple du Crétacé moyen et supérieur de Provence (SE de la France). 2nd International Symposium of Benthic Foraminifera (Pau, April 1983). Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 6, 567-571
- Tronchetti, G. & Grosheny D., 1991.** Les assemblages de foraminifères benthiques au passage Cénomaniens-Turonien à Vergons, S-E France. Geobios, 24,1, 13-31.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S., 1977.** Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration, C.E., Payton (Ed.), Am. Assoc. Petrol. Geol. 26, 49-97.
- Vail, P.-R., Colin, J.-P., Jan Du Chêne, R., Kuchly, J., Mediavilla, F. & Trifilieff, V., 1987.** La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. Bull. Soc. Géol. France. (8), t. 3, n° 7, 1301-1322.
- Verset, Y., 1988.** Mémoire explicatif de la carte géologique du Maroc au 1/100000, feuille de Quasba-Tadla. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, n° 340 bis, 131 pp.
- Voigt, S., 1996.** Paläobiogeographie oberkretazischer Inoceramen und Rudisten. Ozeanographische und klimatologische Konsequenzen einer neuen paläogeographie. Münchner Geowiss. Abh., (A), 31, 1-101.
- Wiedmann, J., Einsele, G. & Immel, H., 1978.** Evidence faunistique et sédimentologique pour un upwelling dans le bassin côtier de Tarfaya/Maroc dans le Crétacé supérieur. Actes VIème Colloque Africain de Micropal., Tunis, 1974, Ann. Mines Géol., 28, 1, II, 415-441.
- Wiedmann, J., Butt, A. & Einsele, G., 1982.** Cretaceous stratigraphy, environment and subsidence history at the Moroccan Continental Margin. In: Rad, U. Von, Hinz, K., Sarthein, M. & Seibold, E., eds., Geology of the North-West African Continental Margin, Springer-Verlag, p. 366-395.
- Wonders, A.A.H., 1980.** Middle and late Cretaceous planktonic foraminifera of the Western Mediterranean area. Utrecht Micropal. Bull. 24, 136 pp.
- Zemmouri, O., 1976.** Contribution à l'étude des schistes bitumineux du Moyen Atlas septentrional (Maroc). Thèse Doctorat 3^{ème} cycle, Besançon, 111pp., [inédit].

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Affleurements des terrains crétacés au Maroc et localisation des régions d'étude	4
Figure 2. Cadre lithostratigraphique adopté pour chacune des 5 régions étudiées	6
Figure 3. Cadres biochronostratigraphiques du Cénomaniens-Turonien. Comparaison entre l'Europe, Western Interior et la Tunisie de l'Albien supérieur au Turonien (Hardenbol et al. 1998).....	8
Figure 4. Classification des roches carbonatées. a - Dunham (1962), b - Folk (1959)	9
Figure 5. Zonation des milieux de dépôts sur un profil théorique de plateau continental (divers auteurs).....	10
Figure 6. Liste des figurés et légendes adoptées	11
Figure 7. Subdivisions adoptées pour les formations dans les régions d'étude	15
Figure 8. Localisation des coupes levées dans la région des synclinaux Haut Atlasiques (II) et Moyen Atlasiques (III), de la Haute Moulouya (IV) et du Sillon Préafricain (V)	16
Figure 9. Situation géographique et géologique de la région du Haut Atlas central. Localisation des coupes : (1) Tاراافت ; (2) Ouauizaght ; (3) Ben Cherrou.....	17
Figure 10. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Ouauizaght, synclinal de Ouauizaght (Haut Atlas central)	20
Figure 11. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes la coupe d'Aït Tاراافت, synclinal d'Aït Attab (Haut Atlas central)	21
Figure 12. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Ben Cherrou, synclinal de Naour (Haut Atlas central)	23
Figure 13. Faciès conglomératique, dans la coupe de Ben Cherrou, montrant un granoclassement positif (éch. B10)	24
Figure 14. Synthèse des différents critères faciologiques reconnus au sein des formations albiennes à turoniennes du Haut Atlas central, Maroc	25
Figure 15. Variations latérales et corrélations stratigraphiques entre les unités lithologiques qui subdivisent les formations albo-cénomaniennes à turoniennes du Haut Atlas central, Maroc	26
Figure 16. Vue d'ensemble de la Formation Ben Cherrou dans sa localité type (synclinal de Naour)	27
Figure 17. Distribution de la biophase dans les Formations de Ouauizaght et de Ben (Haut Atlas central, Maroc) : propositions d'attributions stratigraphiques	30
Figure 18. Aspect de la discontinuité D4 au sein de la Formation Ben Cherrou, exemple de la coupe de Ben Cherrou	31
Figure 19. Contexte stratigraphique du Moyen Atlas et situation des coupes étudiées : (1) Boulmane ; (2) Sidi Boulahfa ; (3) Achlouj ; (4) Timahdit	36
Figure 20. Cadre lithostratigraphique du Moyen Atlas, Maroc	37
Figure 21. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Boulmane, synclinal de Tighboula (Moyen Atlas)	40
Figure 22. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Sidi Boulahfa, synclinal d'Oudiksou (Moyen Atlas)	43
Figure 23. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Timahdit, synclinal d'El Koubbat (Moyen Atlas)	45
Figure 24. Variations latérales et corrélations stratigraphiques entre les unités des formations albo-cénomaniennes à turoniennes du Moyen Atlas, Maroc	46
Figure 25. A, Carte paléogéographique simplifiée [Dercourt et al. 1985, complétée Masse et al. 1993] de l'Aptien inférieur concernant la zone de jonction entre la Téthys et l'Atlantique central. B, Dispositif paléogéographique du Moyen Atlas central au cours de l'Aptien (Charrière 1996)	47

Figure 26. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe d'Achlouj, synclinal d'Oudiksou (Moyen Atlas)	51
Figure 27. Paléogéographie du Moyen Atlas au cours du Turonien inférieur et moyen montrant l'ouverture en direction du bassin téthysien (Charrière 1996)	53
Figure 28. Origine et répartition des cortèges argileux dans le bassin moyen atlasique au cours de l'Aptien-Cénomaniens [A] et du Turonien inférieur et moyen [B] (Daoudi et al. 1995)	53
Figure 29. Distribution de la biophase dans les Formations de Sidi Larbi et d'Aït Ben Ali / Calcaires blancs (Moyen Atlas, Maroc) : propositions d'attributions stratigraphiques	55
Figure 30. Carte géologique simplifiée de la Haute Moulouya et situation des coupes étudiées. (1) Mibladen ; (2) Col de Tizi N'Tanout ou Fillal ; (3) Moulay Yacoub	60
Figure 31. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Mibladen (Haute Moulouya)	62
Figure 32. Aspect général des faciès détritiques gréseux de l'unité B, dominés par un litage oblique vraisemblablement lié au remplissage de chenaux dans un environnement margino-littoral	64
Figure 33. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe du Col de Tizi N'Tanout ou Fillal (Haute Moulouya)	66
Figure 34. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Moulay Yacoub (Haute Moulouya)	67
Figure 35. Variations latérales et corrélations stratigraphiques entre les unités des formations albo-cénomaniennes à turoniennes de la Haute Moulouya, Maroc	69
Figure 36. Exemple de microfaciès du terme 3 illustrant la fin d'une séquence de la Formation d'Amghoursif, coupe de Mibladen, Haute Moulouya	70
Figure 37. Unité F de la Formation d'Anghoursif, coupe de Mibladen, Haute Moulouya : a, aspect général de la succession récurrente à 3 termes. b, détail de la dernière séquence montrant l'intensité des <i>Thalassinoides</i> bien visibles au niveau du terme 2	71
Figure 38. Distribution de la biophase dans les Formations de Midelt et d'Amghourzif (Haute Moulouya, Maroc) : propositions d'attributions stratigraphiques	76
Figure 39. Reconstitution schématique du cadre paléogéographique et paléostrucural du Crétacé du Moyen Atlas méridional et de la Haute Moulouya (Ciszak et al. 1999)	79
Figure 40. Situation géographique et géologique du flanc sud du Haut Atlas. Localisation des coupes : (1) Tinghir ; (2) Goulmima ; (3) Tadighoust ; (4) Ziz ; (5) Douar Slilim	81
Figure 41. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Goulmima (flanc sud du Haut Atlas)	84
Figure 42. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Tinghir (flanc sud du Haut Atlas)	85
Figure 43. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Tadighoust (flanc sud du Haut Atlas)	86
Figure 44. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Ziz (flanc sud du Haut Atlas)	87
Figure 45. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Douar Slilim (flanc sud du Haut Atlas)	88
Figure 46. Aspect de la discontinuité D3, exemple de la coupe de Ziz : a, contact entre les derniers bancs calcaires bréchifiés de l'unité C1 et les premiers bancs à stromatolithes de l'unité C2; b, aspect du faciès à bird-eyes sus-jacent	89
Figure 47. Aspect de la discontinuité D4, exemple de la coupe du Ziz : surface ondulée, légèrement ferruginisée et bioturbée, séparant les derniers niveaux calcaires bioclastiques de l'unité C2 et les calcaires micritiques en petits bancs de l'unité T1. La base de l'unité T1 présente des microsumps.....	90
Figure 48. Aspect de la discontinuité D4, exemple de la coupe de Tinghir : a, contact entre les derniers bancs de calcaires bioclastiques de l'unité C2 et les premiers bancs de calcaires micritiques de l'unité T1; b, aspect du fond-durci, surface ferruginisée et tapissée de tubes de serpules et de dents de poissons	92
Figure 49. Synthèse des différents critères faciologiques reconnus au sein des formations albiennes à turoniennes du bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (flanc sud du Haut Atlas)	93

Figure 50. Variations latérales et corrélations lithostratigraphiques des formations albiennes à turoniennes du bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (flanc sud du Haut Atlas)	94
Figure 51. Contact net et linéaire entre les sous-unités T1a (calcaires micritiques en petits bancs) et T1b (calcaires massifs bioclastiques) d'une même unité : exemple de l'unité T1 de Goulmima	95
Figure 52. Aspect de la discontinuité D5 sur la coupe de Tadighoust : surface oxydée, ferruginisée et tapissée de petits lamellibranches : <i>Astarte seguenzae</i> . La discontinuité D5 sépare les derniers bancs massifs (T1b) de l'unité T1 des premiers bancs micritiques blanchâtres (T2a) de l'unité T2.....	96
Figure 53. Distribution de la biophase dans les Formations d'Aoufous et d'Akrabou, bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (flanc sud du Haut Atlas) : propositions d'attributions stratigraphiques	101
Figure 54. Localisation des coupes (*) utilisées dans les corrélations lithostratigraphiques entre les synclinaux Haut (II) et Moyen (III) Atlasiques, la Haute Moulouya (IV), le Sillon Préafricain (V) et le bassin d'Essaouira (I coupe synthétique)	112
Figure 55. Essai de corrélations stratigraphiques dans l'intervalle Albien supérieur - Turonien et sens des influences téthysiennes (de l'Est et du Nord-Est) et atlantiques (du Sud-Ouest et du Nord-Ouest) dominantes	115
Figure 56. Carte paléogéographique du Maroc au Cénomanién supérieur 94,7 - 93,5 Ma (Canérot et al. 2003)	118
Figure 57. Distribution des ammonites dans les formations céno-mano-turoniennes des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes	121
Figure 58. Cadre biochronologique et propositions de corrélations fondées sur les faunes d'ammonites du passage Cénomanién-Turonien entre différents domaines paléogéographiques : Atlantique Nord ou Téthys occidentale, Atlantique central, Téthys méridionale, passage transsaharien et Atlantique Sud.....	123
Figure 59. Distribution des foraminifères planctoniques dans les formations céno-mano-turoniennes des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes	125
Figure 60. Distribution des foraminifères benthiques dans les formations céno-mano-turoniennes des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes	128
Figure 61. Distribution stratigraphique des espèces d'ostracodes dans le Cénomanién et dans le Turonien du Maroc (Andreu 2002)	130
Figure 62. Distribution des ostracodes dans les formations céno-mano-turoniennes des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes	131
Figure 63. Liste (classée par ordre alphabétique) de l'ensemble des espèces d'ostracodes rencontrées dans les différentes coupes étudiées dans ce travail	132
Figure 64. Biozones d'ostracodes de l'Aptien au Campanien du Maroc septentrional (Andreu 2002)	135
Figure 65. Synthèse des travaux récents sur la répartition stratigraphique des inocérames calée sur les zones à ammonites de référence.....	137
Figure 66. Distribution des lamellibranches dans les formations céno-mano-turoniennes des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes	138
Figure 67. Morphologie externe de quelques inocérames provenant des coupes de Mibladen (haute Moulouya) et Ouaouizaght (Haut Atlas central), (dessins K.A. Tröger 1998)	139
Figure 68. Distribution des échinodermes dans les formations céno-mano-turoniennes des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes	141
Figure 69. Distribution des poissons sélaciens et des reptiles marins dans les formations céno-mano-turoniennes des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes	143
Figure 70. Distribution des algues et des characées dans les formations céno-mano-turoniennes des Atlas marocains et de leurs annexes sahariennes	144
Figure 71. Essai de biozonation par ammonites, foraminifères planctoniques et benthiques, ostracodes et inocérames, du Cénomanién-Turonien des Atlas marocains et ses annexes sahariennes : comparaison avec les échelles chronostratigraphiques standard (Hardenbol et al. 1998) et avec les échelles européenne, du Western Interior (USA) et de Tunisie centrale.	147
Figure 72. Répartition paléogéographique des espèces d'ammonites du Cénomanién-Turonien sur les marges téthysiennes et atlantiques (Meister & Rhalmi 2002)	150
Figure 73. Répartition paléobiogéographique de <i>Pseudorhapydionina laurinensis</i> , <i>Pseudorhipidionina casertana</i> et <i>Neolobites vibrayanus</i> au Cénomanién supérieur, sur la marge téthysienne sud-occidentale (Charrière et al. 1998)	151

Figure 74. Extension de la province paléobiogéographique Afrique du Nord – Moyen-Orient, au Cénomanién supérieur - Turonien inférieur (Andreu 1993a)	152
Figure 75. Circulation océanique (en grisé les terres émergées) au cours du Cénomano-Turonien : position des continents à l'Albien (100 Ma, Barron et al. 1981), (Andreu 1991)	153
Figure 76. Carte de répartition paléobiogéographique des inocérames dans le Turonien inférieur (Voigt 1996, complétée)	154
Figure 77. Carte paléogéographique du Cénomanién supérieur (d'après Sclater et al. 1977, Barron 1987, Funnell 1990), avec les directions principales des paléocourants (d'après Thurow et al. 1982, Wiedmann 1988, Rat 1989, Francis and Frakes 1993). Les chiffres indiquent la distribution et l'origine sud atlantique des échinoïdes (Néraudeau & Mathey 2000)	155
Figure 78. Les principaux événements anoxiques océaniques du Mésozoïque et courbes eustatiques (Jenkyns 1980)	162
Figure 79. Zonation intégrée par ammonites, inocérames, foraminifères planctoniques et nannofossiles du membre Bridge Creek de la coupe du Rock Canyon Anticline, Pueblo, proposée comme stratotype de la limite Cénomanién/Turonien, lors du symposium des limites des étages du Crétacé, Bruxelles 1995, avec indication de la base des zones et de l'excursion du carbone organique $\delta^{13}\text{C}$ (Pratt & Threlkeld 1984)	165
Figure 80. Biostratigraphie autour de la limite Cénomanién-Turonien dans la coupe de Ouauizaght (Haut Atlas central, Maroc)	168
Figure 81. Biostratigraphie autour de la limite Cénomanién-Turonien dans la coupe de Ben Cherrou (Haut Atlas central, Maroc)	169
Figure 82. Biostratigraphie autour de la limite Cénomanién-Turonien dans la coupe de Boulmane (Moyen Atlas central, Maroc)	171
Figure 83. Biostratigraphie autour de la limite Cénomanién-Turonien dans la coupe de Timahdit (Moyen Atlas central, Maroc)	172
Figure 84. Biostratigraphie autour de la limite Cénomanién-Turonien dans la coupe de Mibladen (Haute Moulouya, Maroc)	173
Figure 85. Critères biostratigraphiques pour la définition des limites inférieure et supérieure de l'intervalle d'imprécision à la limite Cénomanién-Turonien dans les différentes coupes de l'Atlas marocain : Ouauizaght et Ben Cherrou (Haut Atlas Central), Timahdit et Boulmane (Moyen Atlas), et Mibladen (Haute Moulouya).	175
Figure 86. Synthèse biostratigraphique et paléoenvironnementale au passage Cénomanién/Turonien dans l'Atlas marocain	179
Figure 87. Corrélations biostratigraphiques et bio-événementielles au passage Cénomanién - Turonien entre les coupes de l'Atlas marocain : Ouauizaght et Ben Cherrou (Haut Atlas central), Boulmane et Timahdit (Moyen Atlas), Mibladen (Haute Moulouya), Maroc	181
Figure 88. Géochimie isotopique autour de la limite Cénomanién - Turonien dans la coupe de Ben Cherrou (Haut Atlas central, Maroc)	182
Figure 89. Géochimie isotopique autour de la limite Cénomanién - Turonien dans la coupe de Mibladen (Haute Moulouya, Maroc)	183
Figure 90. Essai de corrélations stratigraphiques entre les coupes de Ben Cherrou (Haut Atlas central) et de Mibladen (Haute Moulouya), au passage Cénomanién - Turonien, Maroc, fondées sur le pic III du $\delta^{13}\text{C}$	184
Figure 91. Relation entre la transgression marine du Cénomanién supérieur - Turonien inférieur et l'installation de l'anoxie.....	185
Figure 92. Relation entre transgression marine et installation de l'anoxie à l'échelle d'une plate-forme peu profonde	186
Figure 93. Scénario des relations transgression-productivité-anoxie au cours du Cénomanién supérieur Jusqu'au Turonien basal sur les plates-formes peu profondes de l'Atlas marocain	188
Figure 94. Schéma synthétique stratigraphique de l'intervalle Cénomanién - Turonien dans l'Atlas marocain ; comparaisons avec la Tunisie (Téthys), l'Europe (Téthys - marge atlantique boréale) et le Western Interior, USA (atlantique boréal), fondées sur les zones à ammonites et à foraminifères planctoniques, les bio-événements et le $\delta^{13}\text{C}$	191

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS
RESUME
SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE 1

1. Prologue	3
2. Contexte géographique et géologique	3
3. Historique	4
4. Cadre lithostratigraphique	5
5. Cadre biostratigraphique	7
6. Objectifs	7
7. Méthodologie et terminologie adoptée	7
8. Sommaire	11

PARTIE I: STRATIGRAPHIE REGIONALE 13

1. INTRODUCTION	15
2. HAUT ATLAS CENTRAL	17
2.1. Introduction	17
2.2. Faciès	18
2.2.1. Formation de Ouauizaght	18
2.2.2. Formation de Ben Cherrou	24
2.3. Discussion stratigraphique	29
2.4. Conclusion	31
3. SYNCLINAUX MOYEN ATLASIQUES	35
3.1. Introduction	35
3.2. Faciès	38
3.2.1. Formation de Sidi Larbi	38
3.2.2. Formation d'Aït Ben Ali / Formation des Calcaires blancs	47
3.3. Discussion stratigraphique	54
3.4. Conclusion	56
4. HAUTE MOULOUYA	59
4.1. Introduction	59
4.2. Faciès	61
4.2.1. Formation de Midelt	61

4.2.2. Formation d'Amghourzif	68
4.3. Discussion stratigraphique	75
4.4. Conclusion	77
5. SILLON PRAEFRICAIN -----	81
5.1. Introduction	81
5.2. Faciès	82
5.2.1. Formation d'Aoufous	83
5.2.2. Formation d'Akrabou	85
5.3. Discussion stratigraphique	99
5.4. Conclusion	102
6. CONCLUSION -----	105
PARTIE II: SYNTHÈSE ET INTERPRÉTATION -----	107
1. INTRODUCTION -----	109
2. DONNÉES LITHOSTRATIGRAPHIQUES -----	111
2.1. Introduction	111
2.2. Evolution de l'enregistrement sédimentaire	112
2.3. Corrélations lithostratigraphiques régionales entre unités et formations	116
2.4. Conclusion	117
3. DONNÉES BIOSTRATIGRAPHIQUES -----	119
3.1. Introduction	119
3.2. Ammonites	120
3.2.1. Taxons représentées	120
3.2.2. Distribution et valeur stratigraphique	120
3.3. Foraminifères planctoniques	122
3.3.1. Taxons représentés	122
3.3.2. Distribution et valeur stratigraphique	124
3.4. Foraminifères benthiques	126
3.4.1. Taxons représentés	126
3.4.2. Distribution et valeur stratigraphique	127
3.5. Ostracodes	129
3.5.1. Taxons représentés	129
3.5.2. Distribution et valeur stratigraphique	134
3.6. Bivalves	135
3.6.1. Taxons représentés	136
3.6.2. Distribution et valeur stratigraphique	140
3.7. Echinodermes	141
3.7.1. Taxons représentés	141
3.7.2. Distribution et valeur stratigraphique	141
3.8. Poissons et reptiles marins	142
3.8.1. Taxons représentés	142
3.8.2. Distribution et valeur stratigraphique	142
3.9. Algues, charophytes et cyanobactéries	142
3.9.1. Taxons représentés	142
3.9.2. Distribution et valeur stratigraphique	143
3.10. Autres groupes	144
3.10.1. Taxons représentés	144
3.10.2. Distribution et valeur stratigraphique	145

3.11 Conclusion	145
4. DONNEES PALEOBIOGEOGRAPHIQUES -----	149
4.1. Introduction	149
4.2. Ammonites	149
4.3. Foraminifères planctoniques	149
4.4. Foraminifères benthiques	149
4.5. Ostracodes	151
4.6. Bivalves	153
4.7. Echinodermes	154
4.8. Poissons et reptiles marins	155
4.9. Conclusion	156
5. CONCLUSION -----	157
PARTIE III: EVENEMENT OCEANIQUE GLOBAL OAE 2 -----	159
1. INTRODUCTION -----	161
2. OAE2 ET CRITERES DE RECONNAISSANCE -----	163
2.1. Caractérisation lithostratigraphique	163
2.2. Caractérisation biostratigraphique	164
2.3. Caractérisation chimiostratigraphique	164
2.3.1. Isotopes stables du carbone	166
2.3.2. Isotopes stables de l'oxygène	166
3. IMPACT DE L'OAE 2 -----	167
3.1. Stratigraphie et paléoenvironnements	167
3.1.1. Coupe de Ouauizaght	167
3.1.2. Coupe de Ben Cherrou	167
3.1.3. Coupe de Boulmane	170
3.1.4. Coupe de Timahdit	170
3.1.5. Coupe de Mibladen	172
3.2. Intervalle d'imprécision de la limite Cénomanién-Turonien	174
3.3. Bio-événements marqueurs du turnover	174
3.3.1. Définitions	174
3.3.2. Bio-événements et paléoenvironnements	176
3.3.2.1. Bio-événements	176
3.3.2.2. Paléoenvironnements	177
3.3.2.3. Interprétations	178
3.3.3. Corrélations événementielles	180
3.4. Evénement isotopique	180
3.4.1. Introduction	180
3.4.2. Coupe de Ben Cherrou	180
3.4.3. Coupe de Mibladen	181
3.4.4. Corrélations géochimiques	183
3.4.5. Conclusion	185
3.5. Transgression marine et anoxie	185
4. COMPARAISON AVEC D'AUTRES DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES -----	189
4.1. Introduction	189

4.2. Sur le plan biostratigraphique	189
4.2.1. Ammonites	189
4.2.2. Foraminifères planctoniques	189
4.2.3. Bio-événements	190
4.3. Sur le plan géochimique	190
4.4. Conclusion	192
5. CONCLUSION	193
CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	195
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	201
LISTE DES FIGURES	217
ATLAS	227

*La saisie du texte, la mise en page,
les figurations et le montage numérique
des planches photographiques,
ont été réalisés par l'auteur.*

ATLAS



Microscope Electronique à Balayage (MEB), Muséum Royal des Sciences Naturelles de Bruxelles (MRSNB), Belgique



Microscope Electronique à Balayage (MEB), Institut de Géologie, Fribourg, Suisse

AMMONITES
FORAMINIFERES PLANCTONIQUES
FORAMINIFERES BENTHIQUES
OSTRACODES
LAMELLIBRANCHES
ECHINODERMES
POISSONS SELACIENS
REPTILES MARINS
ALGUES CALCAIRES
STROMATOLITHES
DIATOMEES
INCERTAE SEDIS
RADIOLAIRES
EPONGES
GASTEROPODES
CORAX
CRUSTACES
SERPULIDAE
BRYOZOAIRE
ICHOFAUNE

La barre d'échelle représente 1 cm

figs. 1, 2 - *Watinoceras* sp.

Turonien basal de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B30

figs. 3, 4 - *Mammites / Kamerunoceras* sp.

Turonien inférieur de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B33'

fig. 5 - *Thomasites rollandi*

Turonien inférieur de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 30

fig. 6 - *Mammites* cf. *nodosoides*

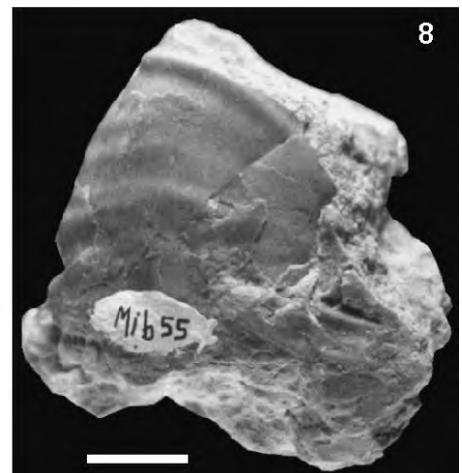
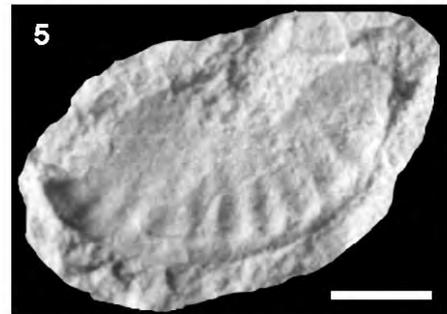
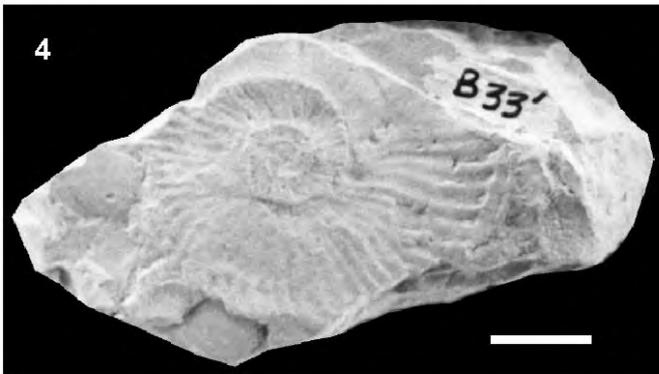
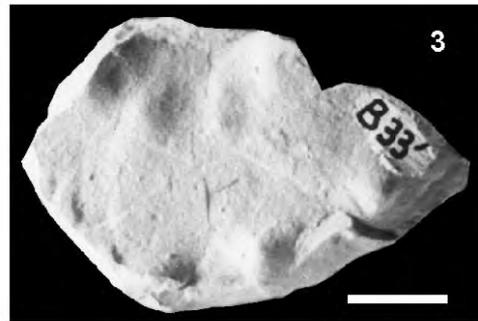
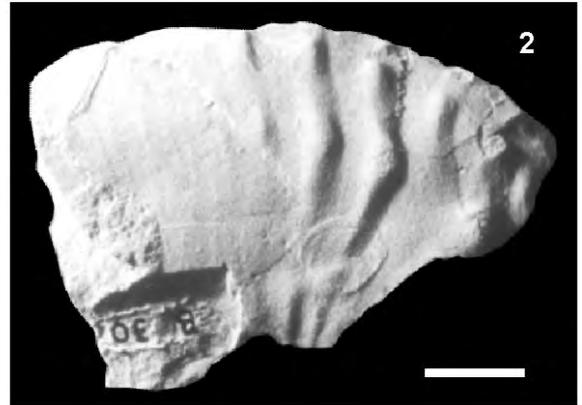
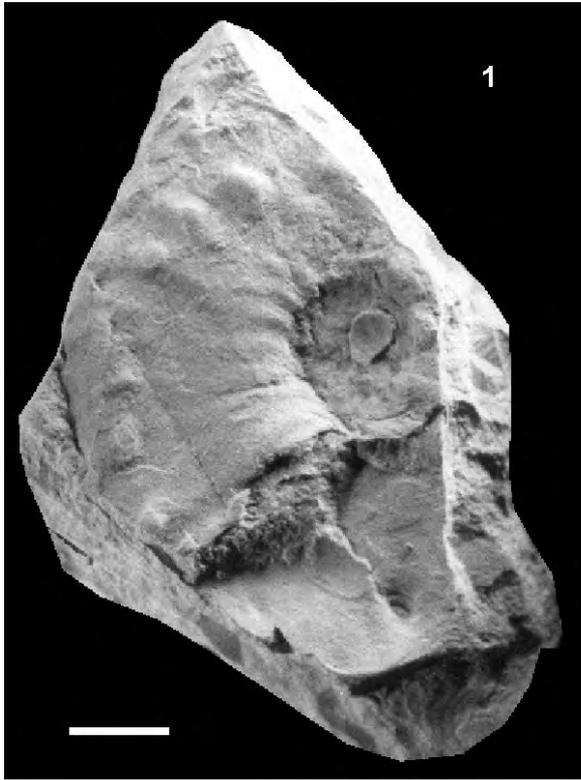
Turonien inférieur de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 30

figs. 7, 8 - *Lewesiceras* sp.

Turonien inférieur à moyen de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 55

Les déterminations ont été réalisées par Ricardo Martinez de l'Université autonome de Barcelone, Espagne, par Francis Amédro, Calais, France, et par J. W. Kennedy de l'Université d'Oxford, Angleterre; la prise des photos, par M. Ettachfini de l'Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc.

Les photographies sont numérisées et traitées sous Adobe Photoshop et CorelDRAW par l'auteur.



La barre d'échelle représente 2 cm

figs. 1, 2, 3 - *Pseudaspidoceras* sp.

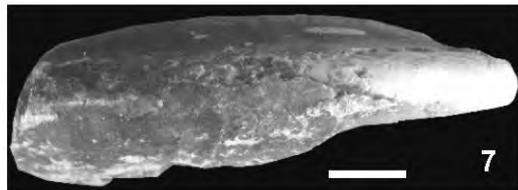
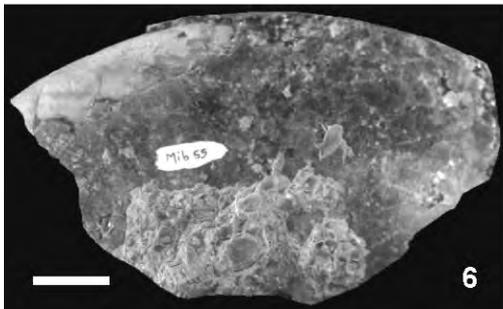
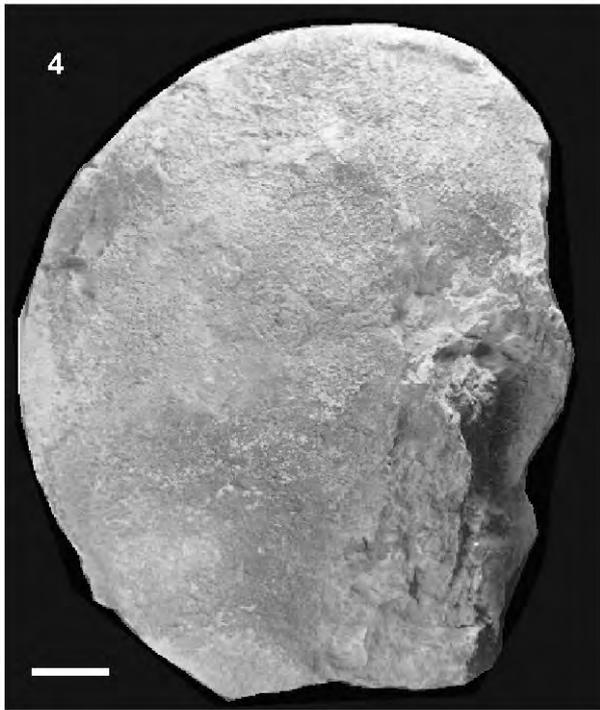
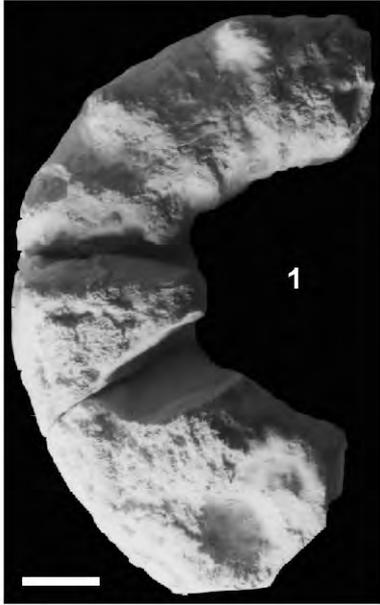
Turonien inférieur de Timahdit (Moyen Atlas), échantillon Ti 120

figs. 4, 5 - *Neoptychites cephalotus*

Turonien inférieur - moyen du col du Tizi N'Tanout ou Fillal (Moyen Atlas), échantillon TF 38

figs. 6, 7, 8 - *Neoptychites cephalotus*

Turonien inférieur à moyen de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 55



La barre d'échelle représente 1 cm

figs. 1, 2, - *Wrightoceras munieri*

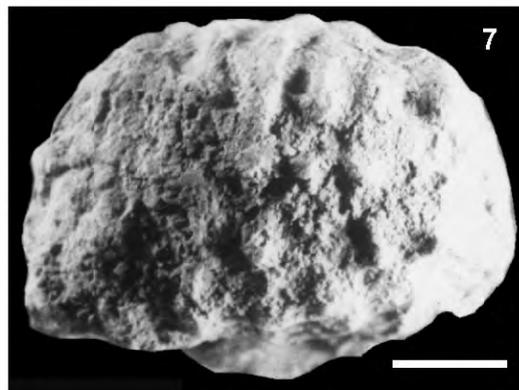
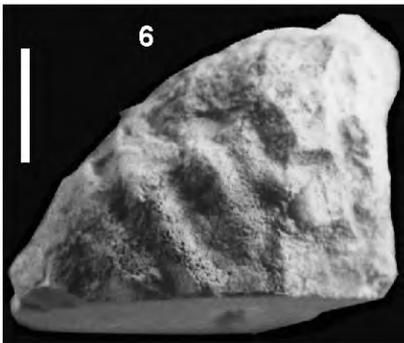
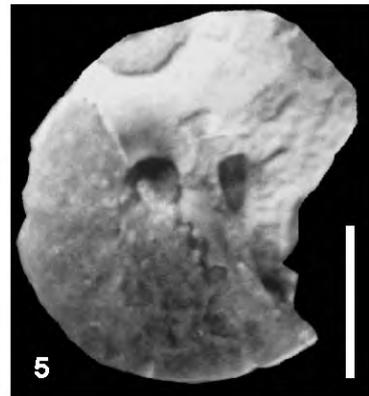
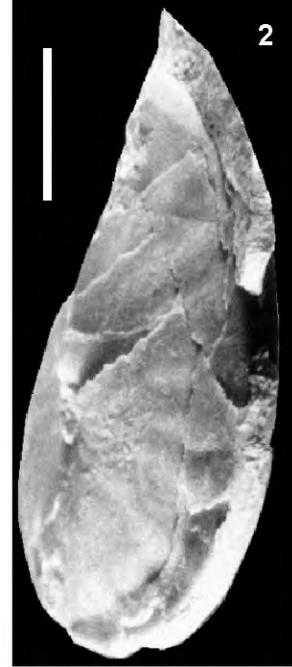
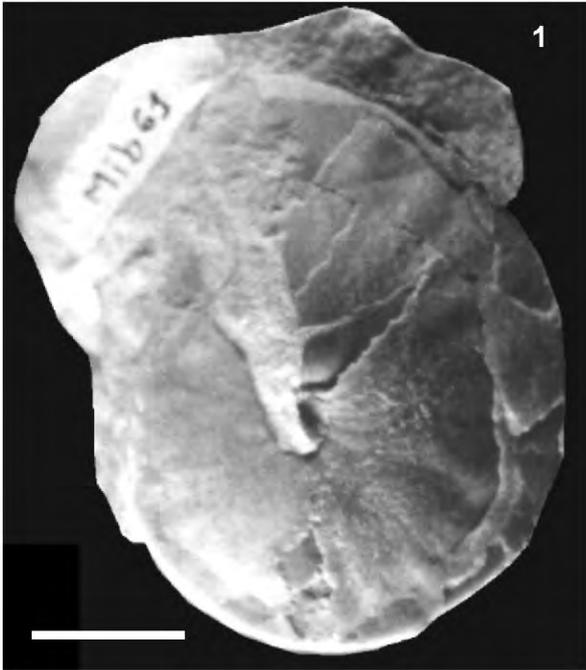
Turonien inférieur à moyen de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 61

figs. 3, 4, 5 - *Wrightoceras munieri*

Turonien inférieur à moyen de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 62

figs. 6, 7 - *Romaniceras ornatissimum*

Turonien moyen de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua 13'-14.



La barre d'échelle représente 200 μm

fig. 1 - *Rotalipora* sp. ? / *Anaticinella* sp.

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Cénomaniens supérieurs de Sidi Boulahfa (Moyen Atlas), échantillon SBH 195

fig. 2 - *Hedbergella delrioensis*

a : face ombilicale ; b : profil ; c : face spirale

Turonien inférieur de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 24

fig. 3 - *Hedbergella* cf. *planispira*

a : face ombilicale ; b : profil ; c : face spirale

Turonien inférieur de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 25

fig. 4 - *Hedbergella hoelzli*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien inférieur de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 25

fig. 5 - *Hedbergella* gr. *simplex*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien inférieur de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 30

fig. 6 - *Hedbergella simplex*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 72

fig. 7 - *Hedbergella simplex*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 73

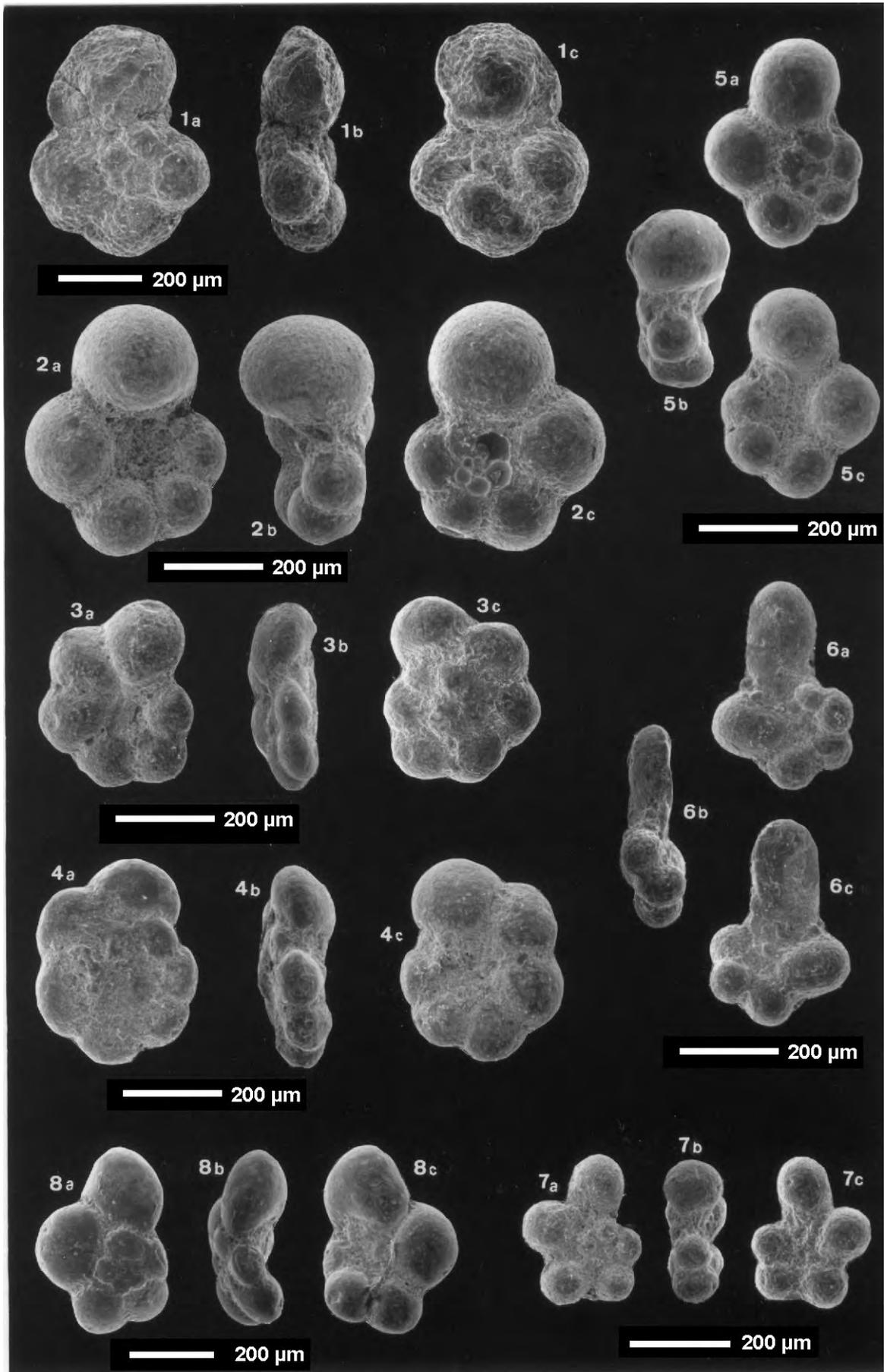
fig. 8 - *Hedbergella* / *Praeglobotruncana* cf. *oraviensis*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 81

La plupart des déterminations des foraminifères planctoniques ont été contrôlées par F. Robaszynski de l'Institut Polytechnique de Mons (Belgique) et M. Caron de l'Institut de Géologie de Fribourg (Suisse). Les photographies ont été réalisées, au Microscope Electronique à Balayage, par J. Cillis au Muséum Royal des Sciences Naturelles de Belgique (MRSNB) et par C. Neururer à l'Institut de Géologie, Fribourg, Suisse ; les films ont été développés par W. Miseur du service de la communication multimédia du MRSNB.

Les photographies sont numérisées et traitées sous Adobe Photoshop et CorelDRAW par l'auteur.



La barre d'échelle représente 200 μm

fig. 1 - *Praeglobotruncana delrioensis*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien inférieur de Sidi Boulahfa (Moyen Atlas), échantillon SBH 200

fig. 2 - *Praeglobotruncana stephani*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 6

fig. 3 - *Praeglobotruncana* gr. *stephani* → *Praeglobotruncana kalaati*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon, Ach 9

fig. 4 - *Praeglobotruncana* cf. *stephani* / *Dicarinella* gr. *hagni*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 78

fig. 5 - *Praeglobotruncana* gr. *stephani* / *Dicarinella* cf. *imbricata*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien inférieur à moyen de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 99

fig. 6 - *Whiteinella* cf. *aumalensis* / *Whiteinella archaeocretacea*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

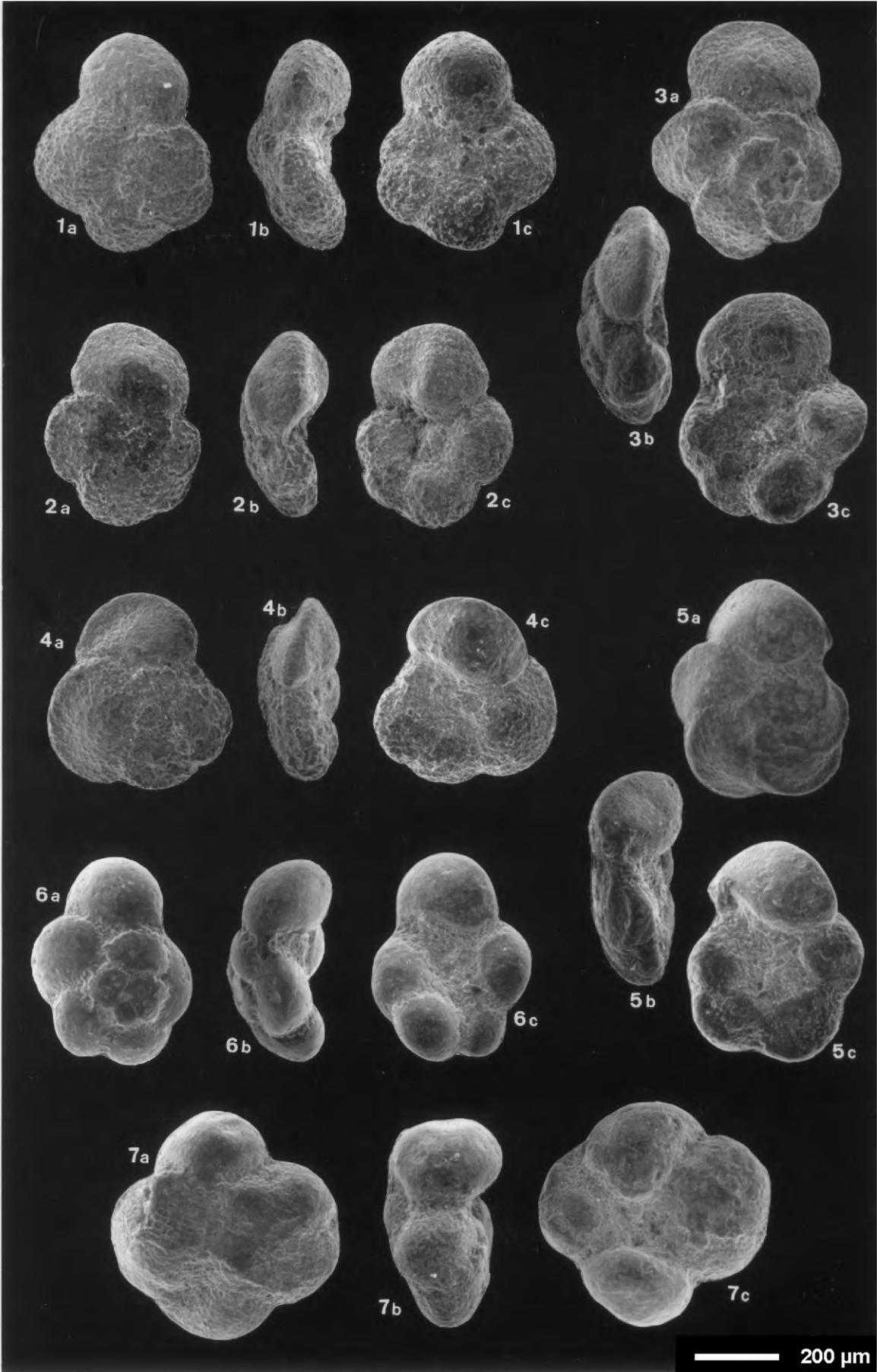
Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 81

fig. 7 - *Whiteinella* gr. *baltica*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Albo-Cénomaniens de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 11

→ : tendance évolutive (vers)



La barre d'échelle représente 200 μm

fig. 1 - *Praeglobotruncana cf. oraviensis*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 9

figs. 2 à 4 - *Praeglobotruncana kalaati*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

2, *Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 8*

3, *Cénomaniens supérieur - Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 3*
(forme évoluée)

4, *Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 78*

figs. 5 et 6 - *Whiteinella baltica*

a : face ombilicale ; b : profil ; c : face spirale

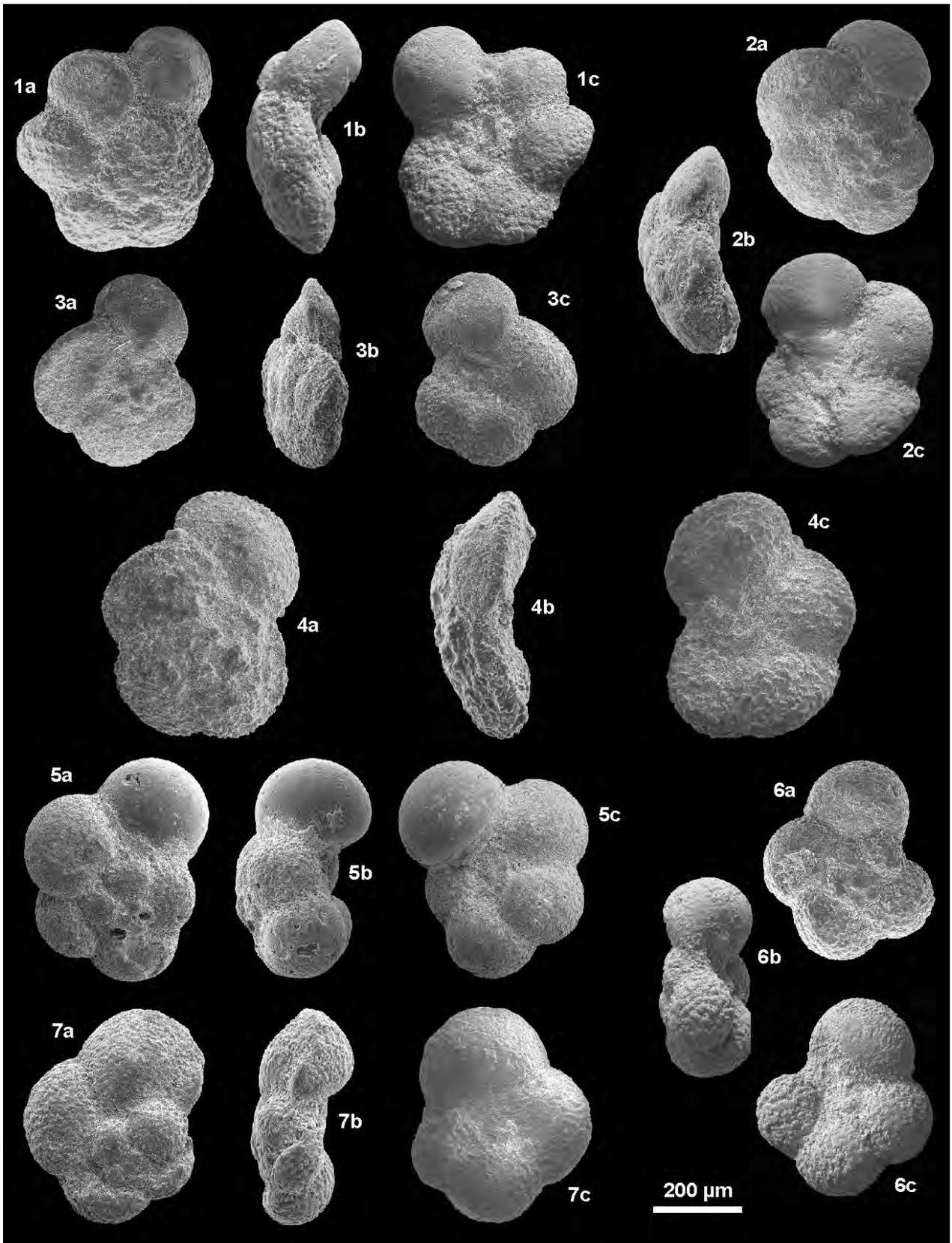
5, *Turonien inférieur du col de Tizi N'Tanout ou Filal (Haute Moulouya), échantillon TF 33*
(4 loges et demi)

6, *Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 9* (très belles pustules
surtout sur la vue de profil)

fig. 7 - *Whiteinella archaeocretacea*

a : face ombilicale ; b : profil ; c : face spirale

Turonien inférieur de Moulay Yacoub (Haute Moulouya), échantillon My 18 (dernière loge
pincée, bien visible en vue de profil; surfaces supérieure et inférieure couvertes de
pustules)



La barre d'échelle représente 200 µm

fig. 1 - *Whiteinella brittonensis*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien inférieur de Tizi N'Tanout ou Fillal (Haute Moulouya), échantillon TF 33

fig. 2 - *Whiteinella aprica*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien inférieur de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 24

fig. 3 - *Whiteinella aprica / archaeocretacea*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon, Ach 3

fig. 4 - *Whiteinella archaeocretacea*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien basal de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 32

fig. 5 - *Whiteinella archaeocretacea / inornata*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

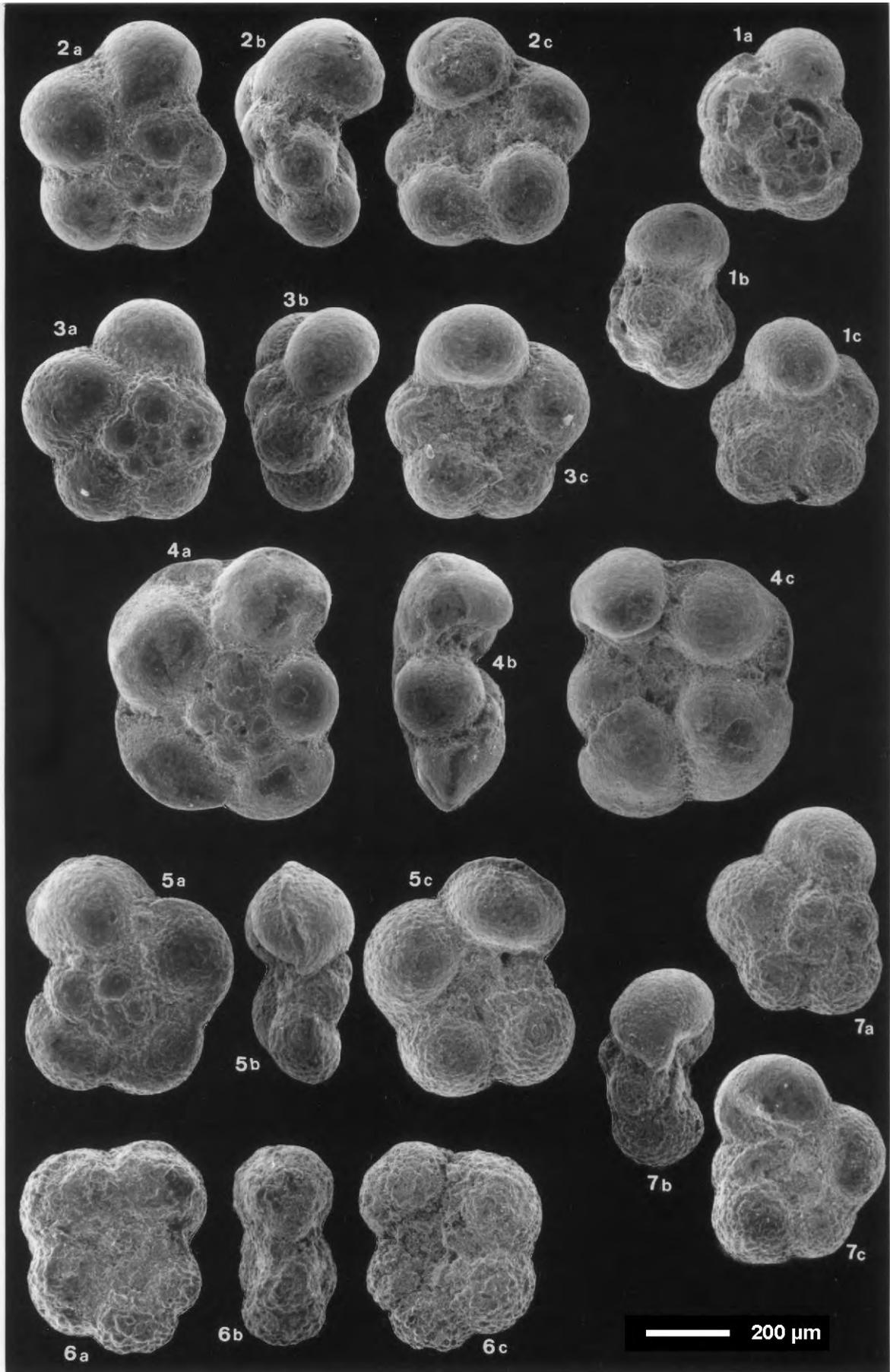
Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 76

fig. 6 et 7 - *Whiteinella praehelvetica*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

6, Cénomaniens supérieur de Sidi Boulahfa (Moyen Atlas), échantillon SBH 195

7, Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon, Ach 3



La barre d'échelle représente 200 µm

figs. 1 et 2 - *Whiteinella praehelvetica*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

1, Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 3

2, Turonien inférieur de Sidi Boulahfa (Moyen Atlas), échantillon SBH 200

figs. 3 à 7 - *Helvetoglobotruncana helvetica*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

3, Turonien inférieur de Sidi Boulahfa (Moyen Atlas), échantillon SBH 200

4 et 5, Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 9

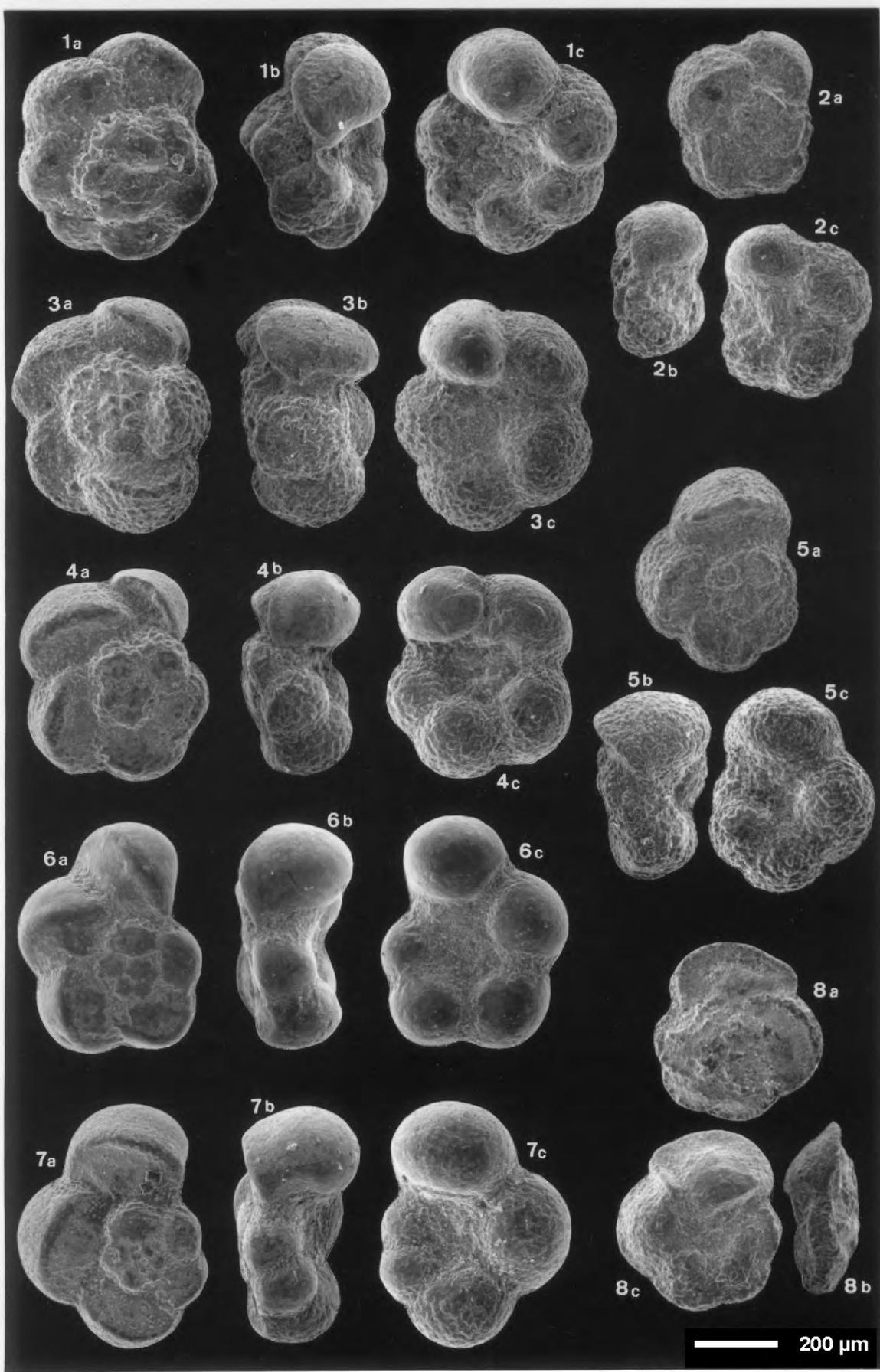
6 et 7, Turonien inférieur à moyen de Boulmane (Moyen Atlas). 6, échantillon Bo 96 :

7, échantillon Bo 105

fig. 8 - *Marginotruncana gr. sigali*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 72



La barre d'échelle représente 200 μ m sauf indication contraire

figs. 1 à 3 - *Helvetoglobotruncana helvetica*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale ; d : détail de c

1, *Turonien inférieur de Sidi Boulahfa (Moyen Atlas), échantillon SBH 200* (spécimen déformé, nombreuses pustules en surface)

2, *Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 78* (carène très visible en vue de profil, pustules bien nettes)

3, *Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 72* (pustules bien nettes et accolées)

fig. 4 - *Marginotruncana* sp. (primitive)

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

4, *Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 3*

5, *Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 78*

figs. 5 et 6 - *Marginotruncana sigali*

a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale

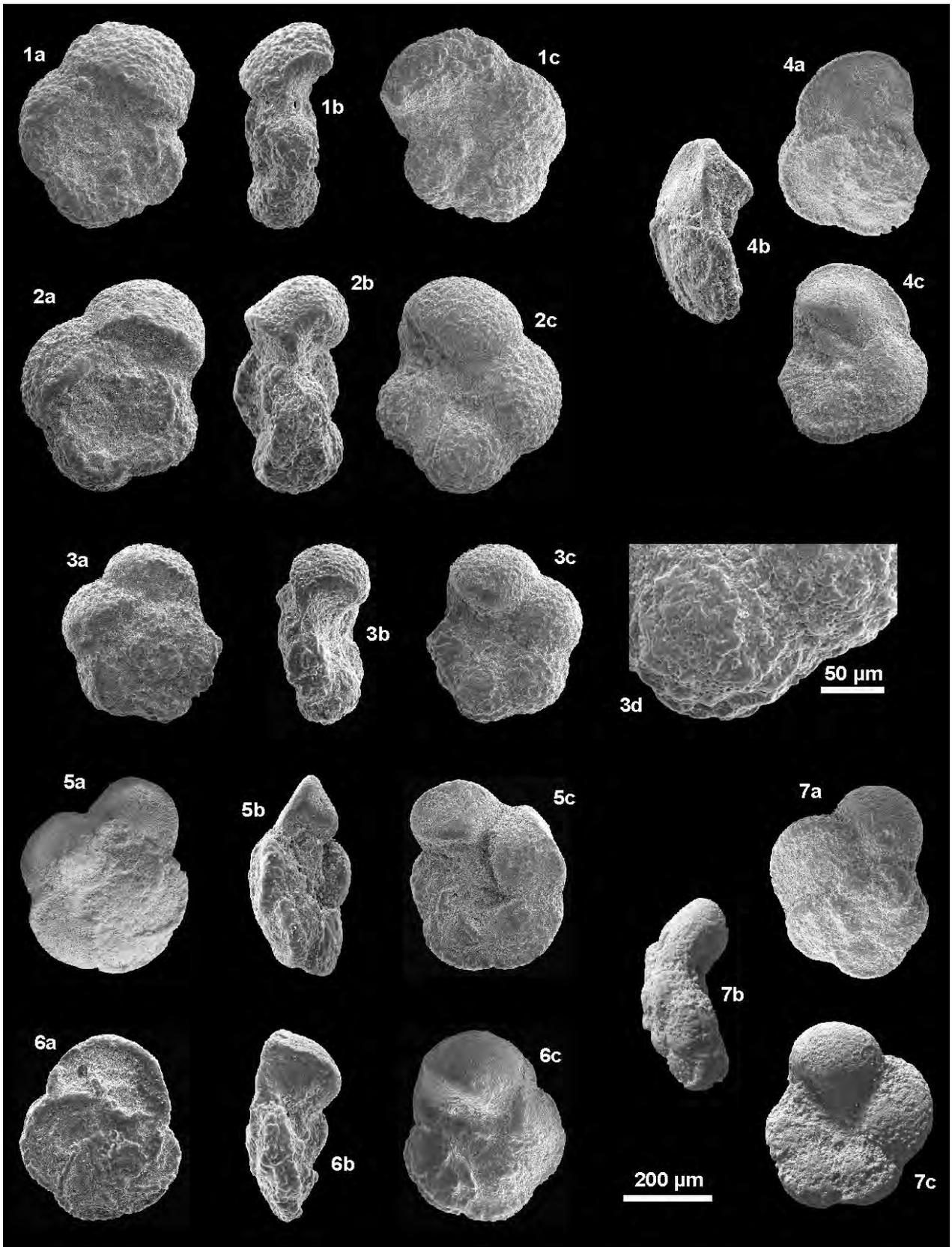
5, *Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 6* (forme primitive car retour sigmoïdal bien visible sur la face ombilicale, absence de deux carènes distinctes en vue de profil)

6, *Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 78* (deux carènes bien nettes en vue de profil)

fig. 7 - forme intermédiaire entre *Praeglobotruncana stephani* et *Dicarinella imbricata*

a : face ombilicale ; b : profil ; c : face spirale

Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 6



La barre d'échelle représente 200 μm

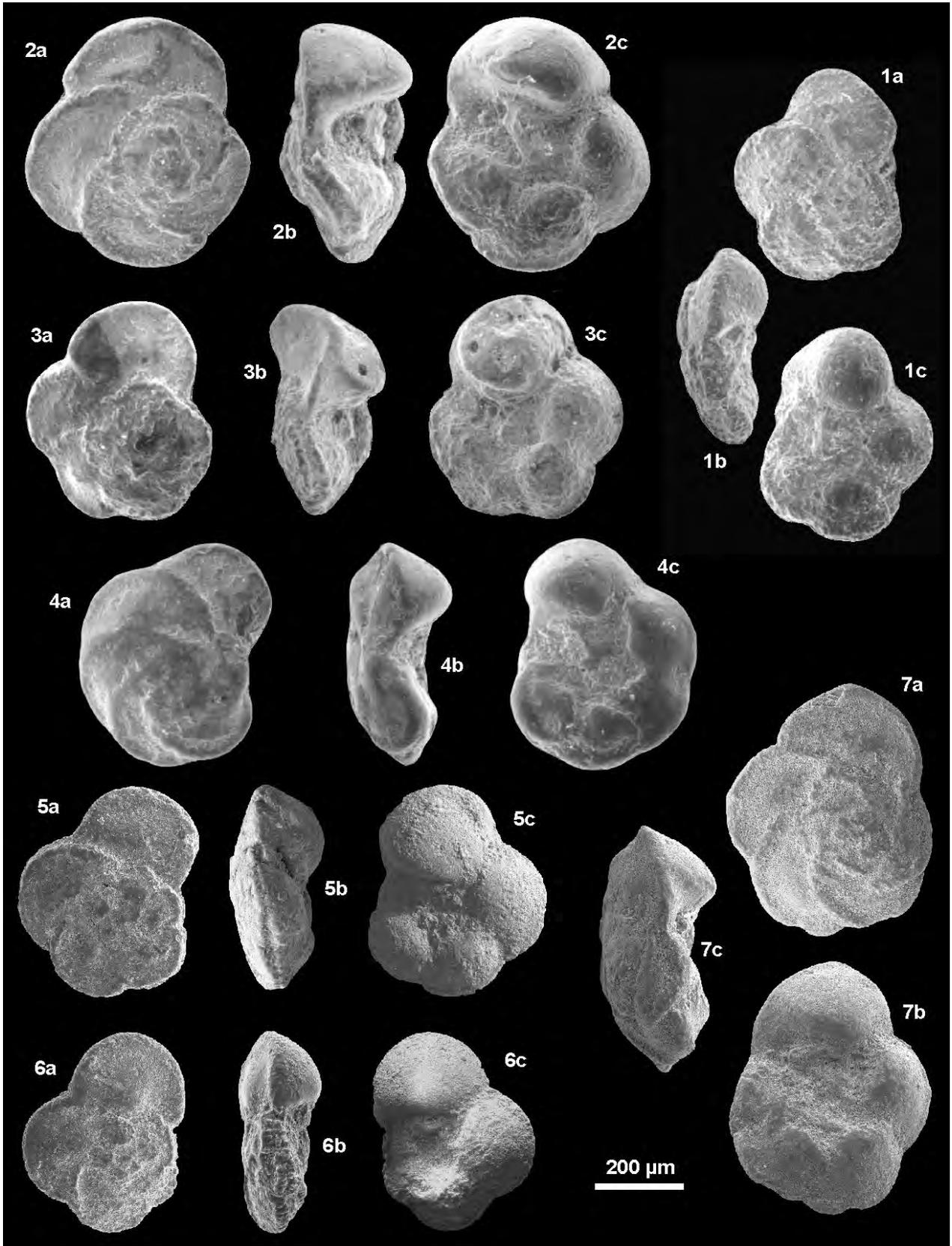
fig. 1 - *Praeglobotruncana* cf. *stephani* → *Dicarinella algeriana*
 a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale
Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 78

figs. 2 à 4 - *Dicarinella hagni*
 a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale
 2, *Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 3*
 3, *Turonien inférieur de Tizi N'Tanout ou Fillal (Haute Moulouya), échantillon TF 33*
 4, *Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 81*

figs. 5 et 6 - *Dicarinella* → *Marginotruncana* (primitive)
 a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale
Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 72

fig. 7 - *Marginotruncana marianosi* / *schneegansi*
 a : face spirale ; b : profil ; c : face ombilicale
Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 3

→ : tendance évolutive (vers)



La barre d'échelle représente 100 µm sauf indication contraire

fig. 1 - *Guembeltria cenomana*

vue latérale

Cénomaniensupérieur de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua E

figs. 2 à 4 - *Guembeltria cretacea*

vues latérales

2, *Cénomaniensupérieur de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua E*

3, 4, *Cénomaniensupérieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 69*

figs. 5 à 7 - *Heterohelix moremani*

vues latérales

5, *Turonien inférieur de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 78*

6, *Turonien inférieur de Moulay Yacoub (Haute Moulouya), échantillon My 18*

7, *Turonien inférieur à moyen de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 105*

figs. 8 à 12 - *Heterohelix globulosa*

8 et 9, vues latérales montrant l'ouverture

Turonien inférieur à moyen de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 105

10, vue latérale montrant l'ouverture

Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 8

11 et 12, vues latérales

Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 9

fig. 13 - forme intermédiaire entre *Heterohelix* et *Pseudotextularia*

vue latérale montrant l'ouverture et l'aspect de la dernière loge

Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 3

fig. 14 - *Pseudotextularia* sp. 1

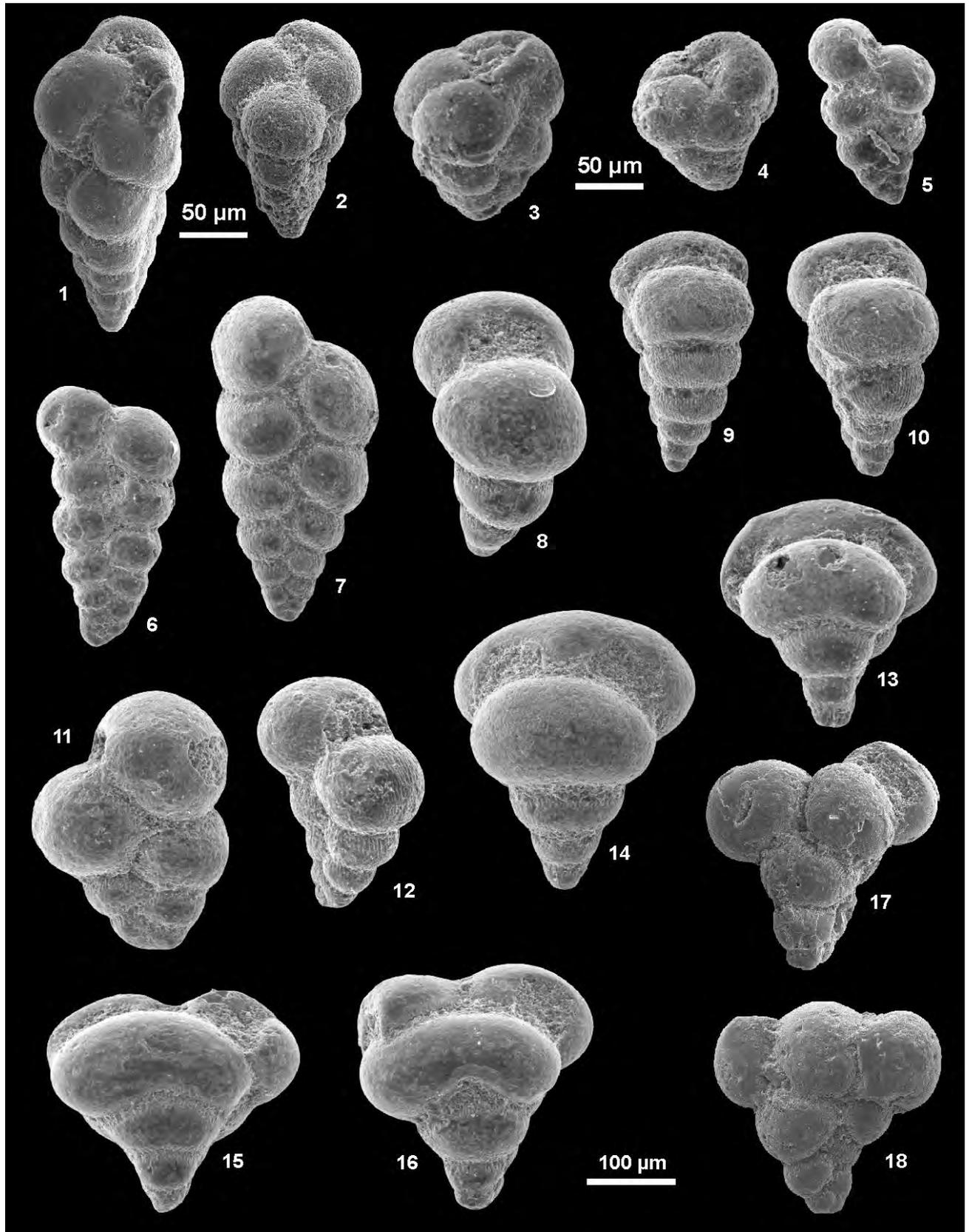
Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 13 (on constate le début de la subdivision de la dernière loge)

figs. 15 et 16 - *Pseudotextularia* sp. 2

Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 13 (la dernière loge est déjà subdivisée en deux)

figs. 17 et 18 - *Pseudotextularia* sp. 3

Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 22 (la dernière loge est typique du Genre)



La barre d'échelle représente 50 μm sauf indication contraire

fig. 1 - *Heterohelix moremani*

section axiale

Turonien inférieur de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 31

fig. 2 - *Heterohelix* cf. *globulosa*

section axiale

Turonien inférieur de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 31

figs. 3 à 5 - *Guembelitria* s.l.

sections transverses montrant la morphologie trisériée.

3, Cénomaniens supérieur de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua b

4, Cénomaniens supérieur de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua F

5, Turonien inférieur de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 34

fig. 6 - *Anaticinella* sp.

section axiale

Cénomaniens supérieur de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua b

fig. 7 - *Rotalipora* aff. *cushmani*

section axiale

Cénomaniens supérieur de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua b

fig. 8 - *Whiteinella* s.l.

section subaxiale

Turonien inférieur de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 31

figs. 9 et 10 - *Whiteinella praehelvetica*

sections subaxiales

Turonien inférieur de Ben Cherrou (Haut Atlas central). 9, échantillon B 34; 10, échantillon B 31

fig. 11 - *Praeglobotruncana gibba*

section subaxiale

Turonien inférieur de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 31

figs. 12 à 23 - *Asterohedbergella asterospinosa*

12 à 15, sections axiale (fig. 12), subéquatoriales (figs 13 et 14) à équatoriale (fig. 15)

Cénomaniens supérieur de Moulay Yacoub (Haute Moulouya), échantillon My 12

16 et 17, sections équatoriale (fig. 16) et axiale (fig. 17)

Cénomaniens supérieur de Moulay Yacoub (Haute Moulouya), échantillon My 13

18 et 19, sections axiale (fig. 18) et équatoriale (fig. 19)

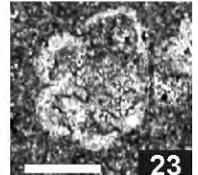
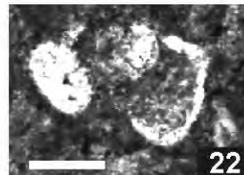
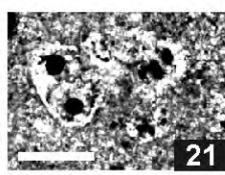
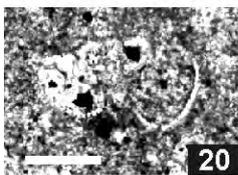
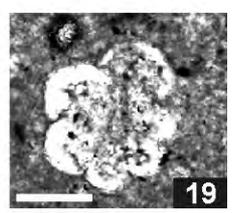
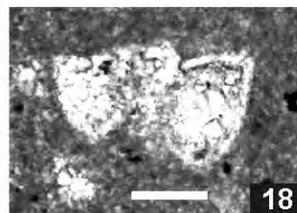
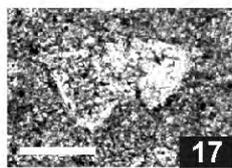
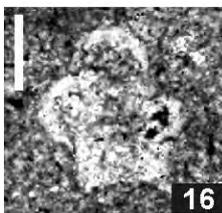
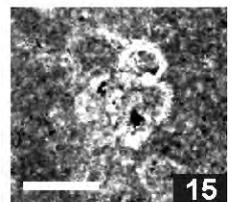
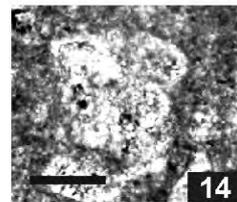
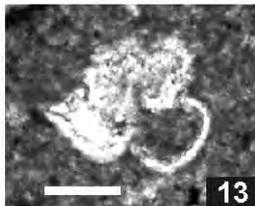
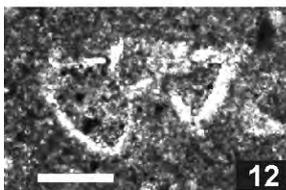
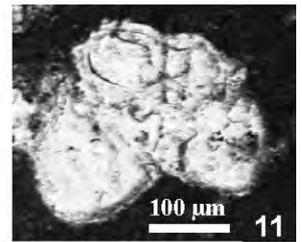
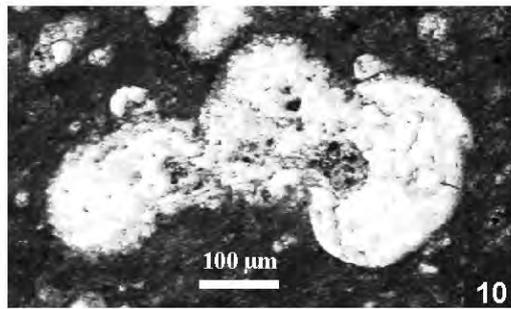
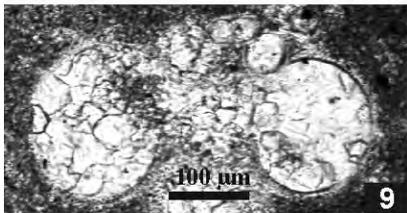
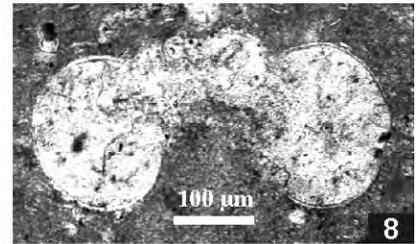
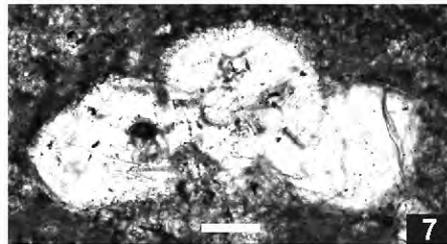
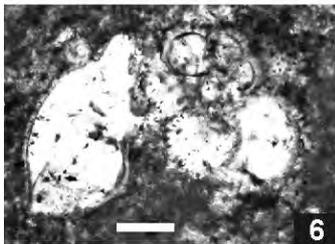
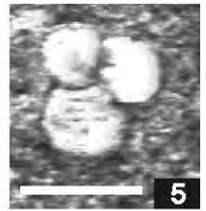
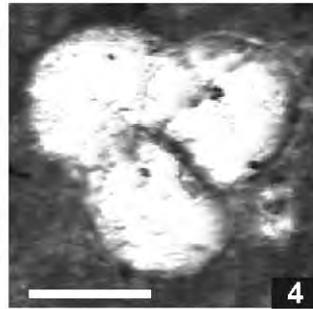
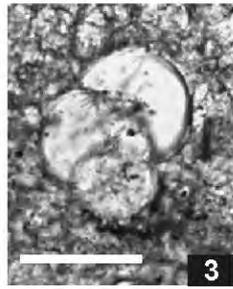
Cénomaniens supérieur de Moulay Yacoub (Haute Moulouya), échantillon My 14

20 et 21, sections axiales

Cénomaniens supérieur de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 23

22 et 23, sections axiale (fig. 22) et équatoriale (fig. 23)

Cénomaniens supérieur de Ben Cherrou (Haut Atlas central). 22, échantillon Bc 7; 23, échantillon B 26



La barre d'échelle représente 200 μm

SPIROCYCLINIDAE Munier-Chalmas, 1887

figs. 1 à 9 - *Spirocyclus atlasica*

1, section subaxiale

Cénomaniens supérieurs d'Aït Taraaft (Haut Atlas central), échantillon AT 13

2 à 6, sections subaxiales

Cénomaniens supérieurs de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 26

7, section subéquatoriale

Cénomaniens supérieurs de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 24

8 et 9, vues latérales

Cénomaniens supérieurs d'Aït Taraaft (Haut Atlas central), échantillon AT 12

CYCLAMMINIDAE Marie, 1941

fig. 10 - *Pseudocyclamina rugosa*

section transversale

Cénomaniens supérieurs du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 30

Les photographies des formes dégagées ont été réalisées au Microscope Electronique à Balayage, par M. J. Cillis, au Muséum Royal des Sciences Naturelles de Belgique (MRSNB); les films ont été développés par M. W. Miseur du service de la communication multimédia du MRSNB; les prises de vues des lames minces ont été réalisées par l'auteur sur un Microscope optique, au Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, Université Paul Sabatier, Toulouse III, France, et à l'Institut de Géologie, Fribourg, suisse.

Les photographies sont numérisées et traitées sous Adobe Photoshop et CorelDRAW par l'auteur.

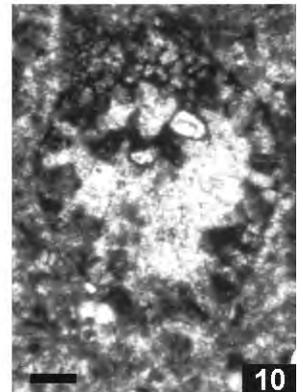
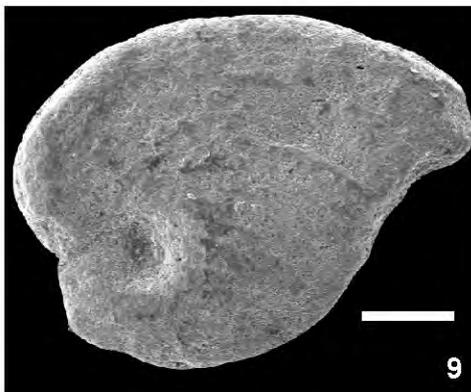
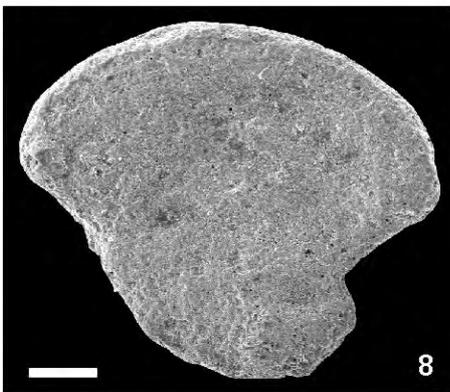
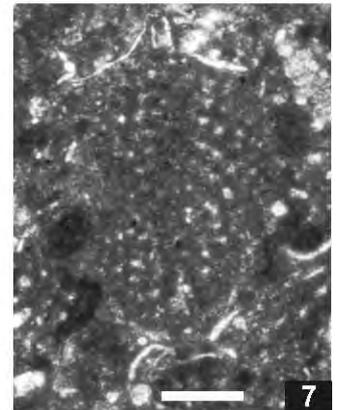
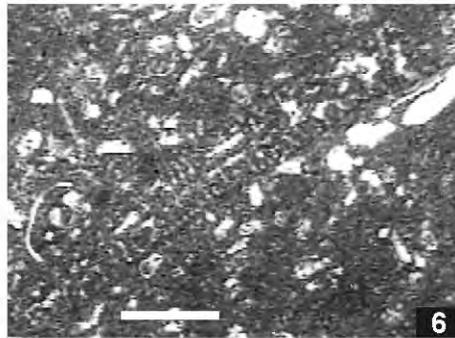
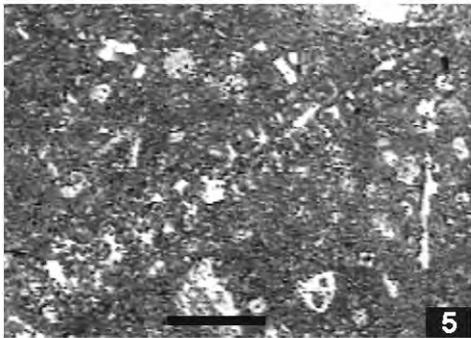
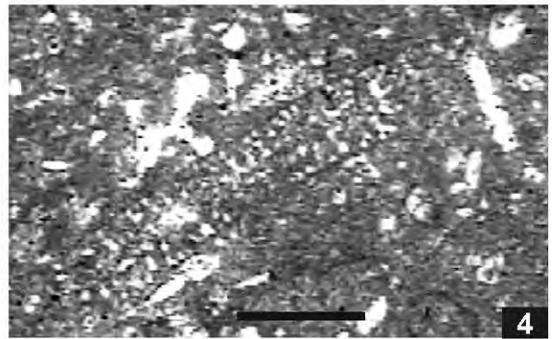
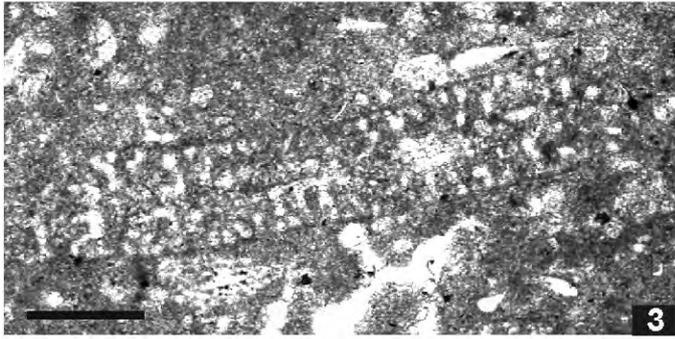
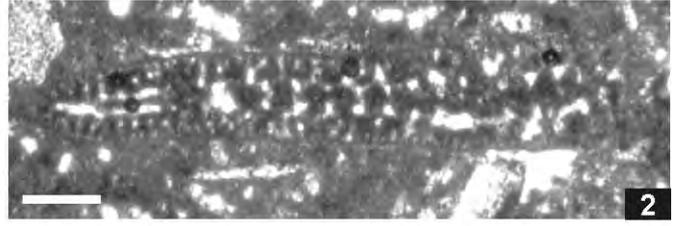
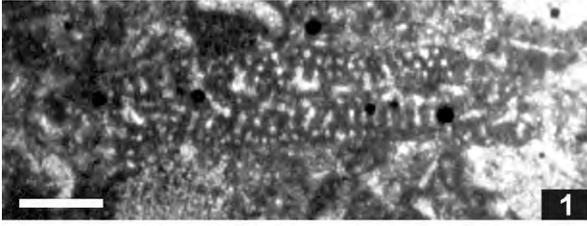


PLANCHE 14 FORAMINIFERES BENTHIQUES

La barre d'échelle représente 200 μ m

SORITIDAE Ehrenberg, 1839

figs. 1 à 5 - *Pseudorhapydionina dubia*

1 et 2, section subéquatoriale

Cénomaniens supérieurs de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 25

3, section subéquatoriale

Cénomaniens supérieurs de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon Bc 6

4, section transversale et oblique du stade déroulé

Cénomaniens supérieurs de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 25

5, portion subéquatoriale oblique

Cénomaniens supérieurs de Moulay Yacoub (Haute Moulouya), échantillon My 12

figs. 6 à 8 - *Pseudorhapydionina laurinensis*

6, microfaciès à *Pseudorhapydionina laurinensis*

Cénomaniens supérieurs de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 25

7, section subéquatoriale oblique

Cénomaniens supérieurs de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon Bc 6

8, section subéquatoriale

Cénomaniens supérieurs de Moulay Yacoub (Haute Moulouya), échantillon My 12

fig. 9 - *Pseudorhipidionina casertana*

9, section subéquatoriale

Cénomaniens supérieurs de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 25

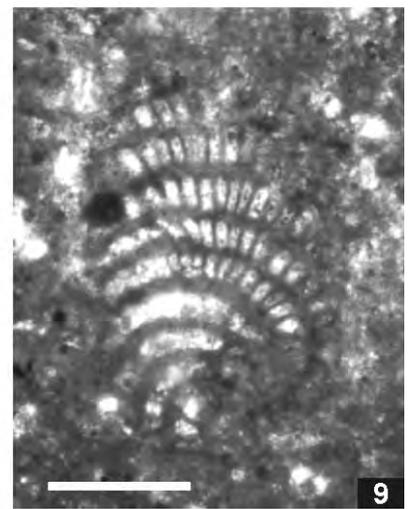
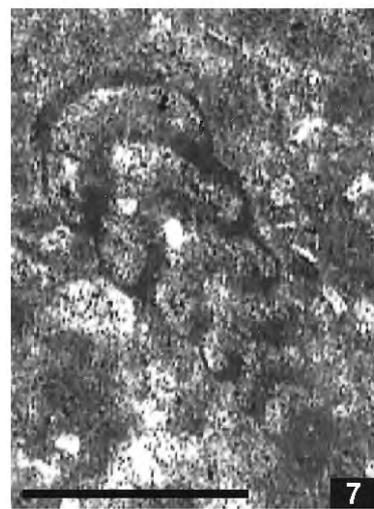
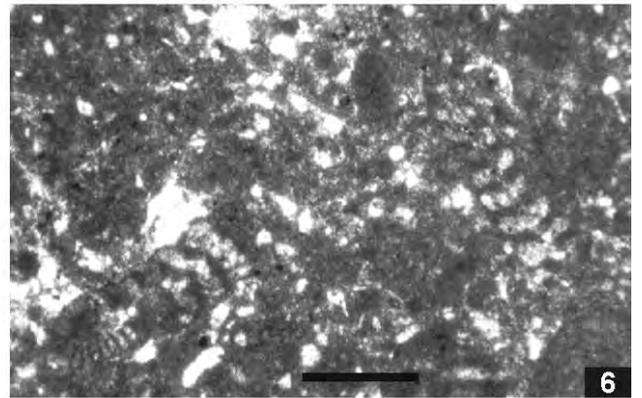
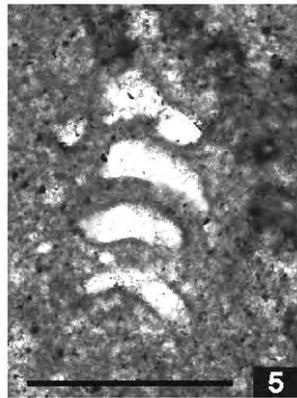
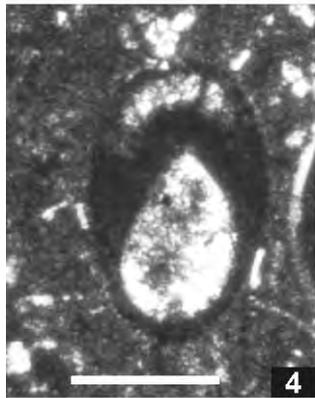
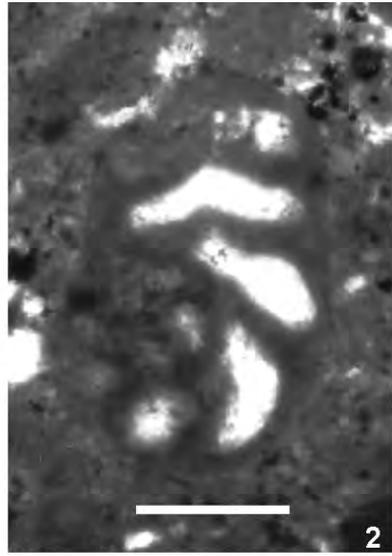


PLANCHE 15 FORAMINIFERES BENTHIQUES

La barre d'échelle représente 200 μm

SORITIDAE Ehrenberg, 1839 (suite)

figs. 1 et 2 - *Peneroplis turonicus*

sections équatoriales obliques

Cénomaniens supérieur de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon Bc 6

COSKINOLINIDAE Moullade, 1839

figs. 3 à 9 - *Pseudolituonella reicheli*

3, vue latérale

Cénomaniens supérieur de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 9

4 à 7, sections longitudinales

Cénomaniens supérieur. 4, 5 : Coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 34 ; 6, coupe d'Aït Taraaft (synclinal d'Aït Attab, Haut Atlas central), échantillon AT 13 ; 7, coupe de Ben Cherrou (synclinal de Naour, Haut Atlas central), échantillon B 25

8, vue latérale et 9, vue aperturale

Cénomaniens supérieur d'Aït Taraaft (Haut Atlas central), échantillon AT 12

THOMASINELLIDAE Loeblich & Tappan, 1984

figs. 10 et 11 - *Thomasinella punica*

vues latérales

Cénomaniens supérieur de Timahdit (Moyen Atlas), échantillon Ti 50

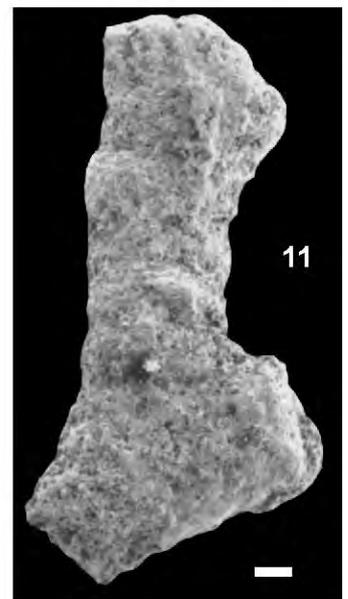
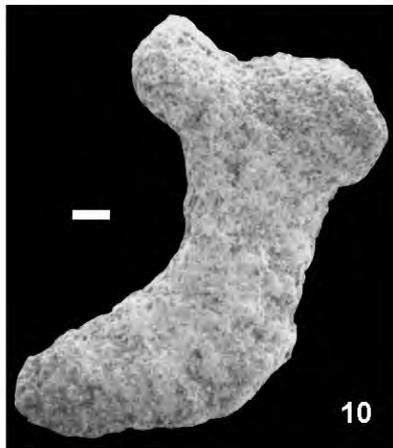
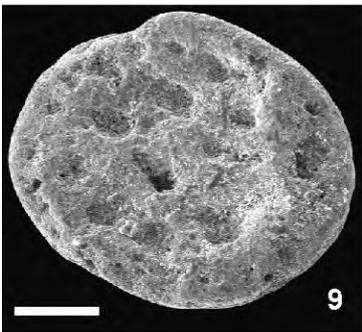
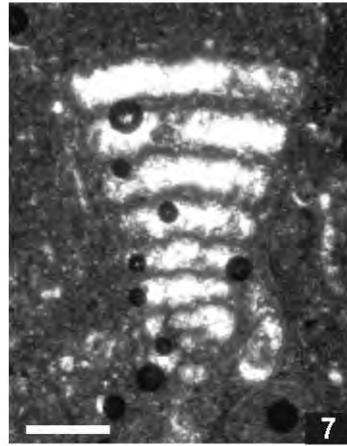
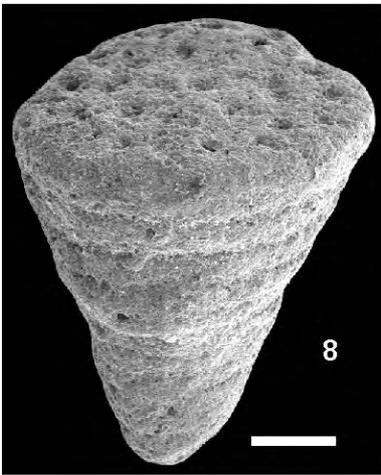
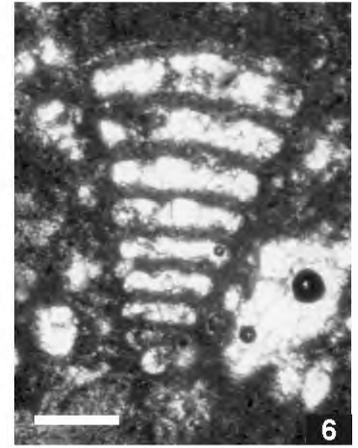
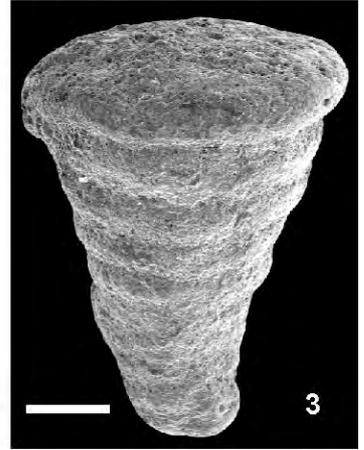
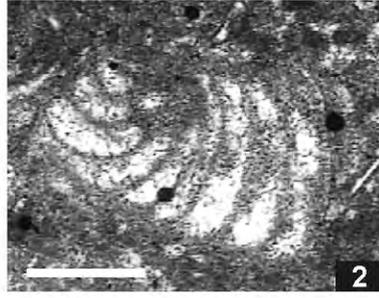
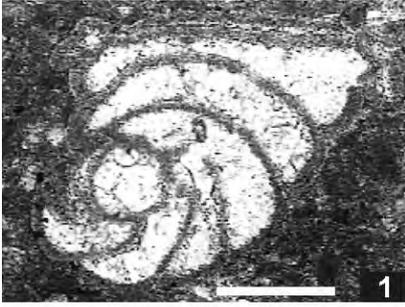


PLANCHE 16 FORAMINIFERES BENTHIQUES

La barre d'échelle représente 200 μm sauf indication contraire

ALVEOLINIDAE Ehrenberg, 1838

figs. 1 et 2 - *Cisalveolina fraasi*

1, section équatoriale et 2, section transversale oblique

Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 45

CHRYSALIDINIDAE Neagu, 1968

figs. 3 à 6 - *Chrysalidina gradata*

3 et 4, vues latérales du même individu

Cénomaniens supérieur de la coupe d'Ait Taraaft (Haut Atlas central), échantillon AT 12

5, section axiale et 6, section transversale

Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 45

CHARENTIIDAE Loeblich & Tappan, 1985

figs. 7 à 9 - *Charentia cuvillieri*

7, section équatoriale

Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon C9-33

8 et 9, sections subaxiales

Cénomaniens supérieur de la coupe de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 26

fig. 10 - *Moncharmontia* aff. *apenninica*

section subaxiale

Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 45

INVOLUTINIDAE Bütschli, 1880

figs. 11 et 12 - *Trocholina* gr. *Trocholina arabica*

11, section axiale

Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 45

12, section axiale

Cénomaniens supérieur de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 59

TEXTULARIIDAE Ehrenberg, 1838

fig. 13 - *Textularia* sp.

section subaxiale

Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 45

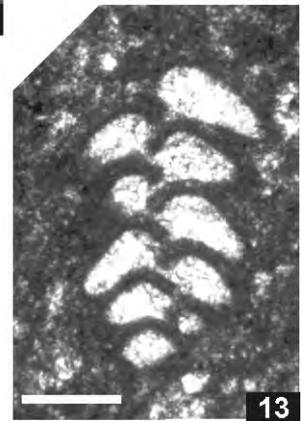
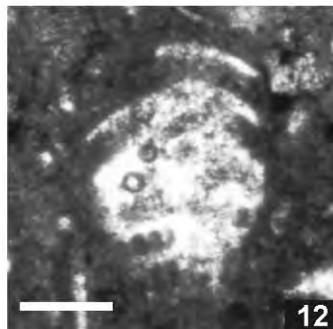
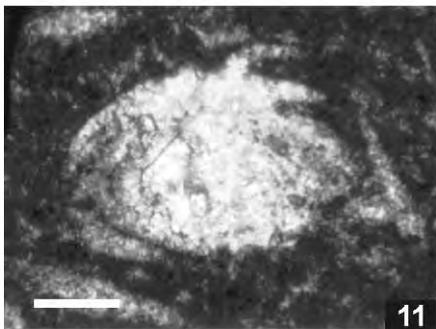
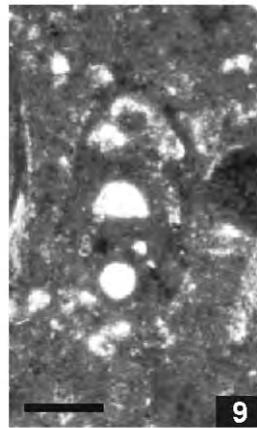
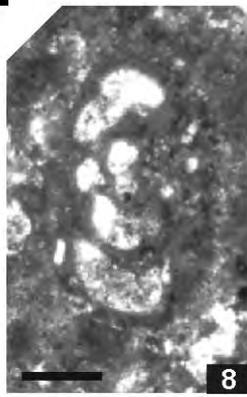
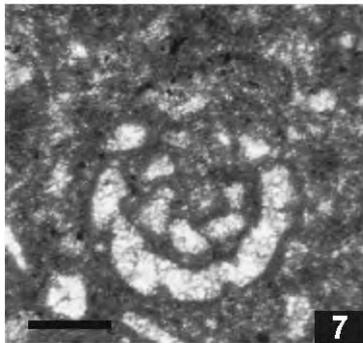
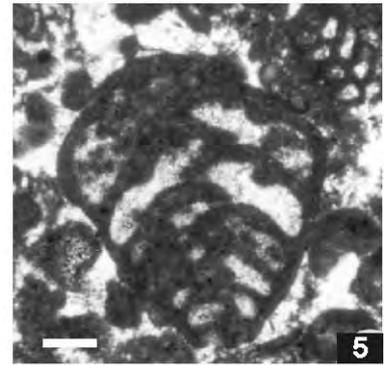
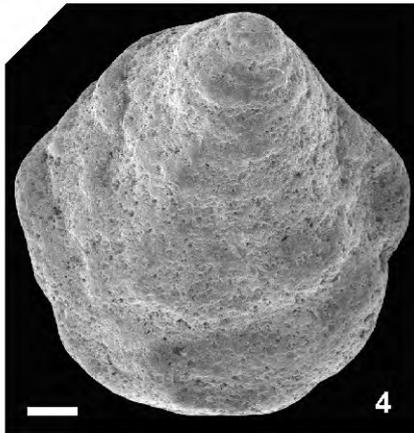
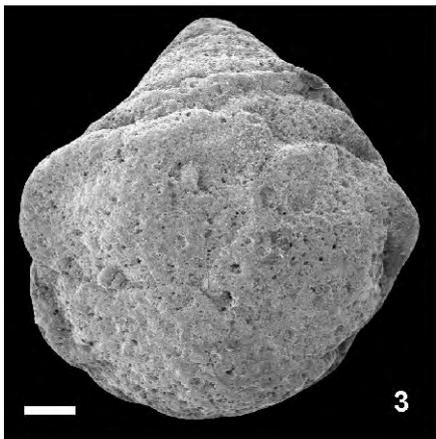
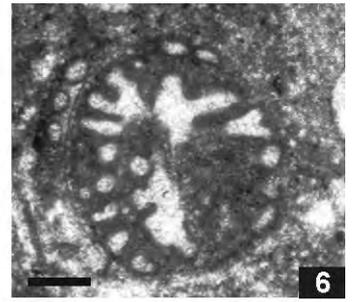
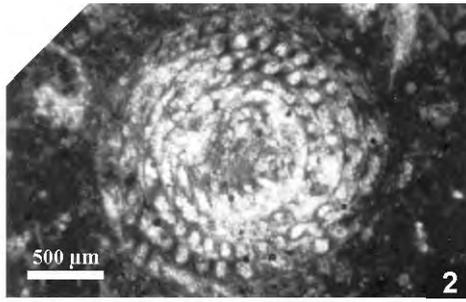
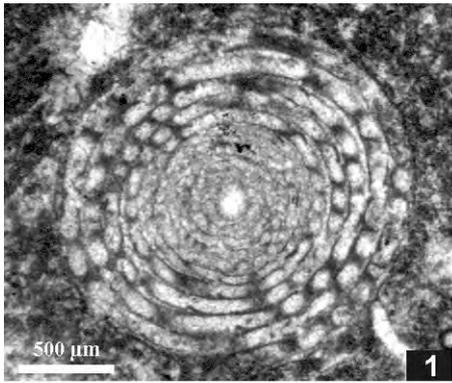


PLANCHE 17 FORAMINIFERES BENTHIQUES

La barre d'échelle représente 200 µm sauf indication contraire

CUNEOLINIDAE Saidova, 1981

figs. 1 à 9 - *Cuneolina* gr. *pavonia*

1, section longitudinale

Cénomaniens supérieur de la coupe d'Aït Taraaft (Haut Atlas central), échantillon AT 13

2, section longitudinale

Cénomaniens supérieur de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 59

3 et 4, vues latérales

Cénomaniens supérieur de la coupe d'Aït Taraaft (Haut Atlas central), échantillon AT 10

5, vue latérale

Cénomaniens supérieur de la coupe d'Aït Taraaft (Haut Atlas central), échantillon AT 12

6 et 7, vues latérales

Cénomaniens supérieur de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 11

8, microfaciès à *Cuneolina*

Cénomaniens supérieur de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 59

9, sections axiales

Cénomaniens supérieur de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 59

DICYCLINIDAE Loeblich & Tappan, 1964

fig. 10 - *Dicyclina* ou *Broeckina* sp.

section subéquatoriale oblique

Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 45

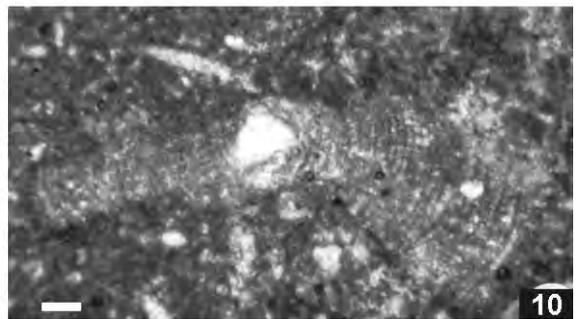
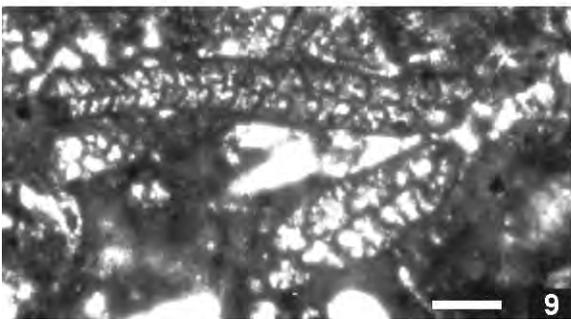
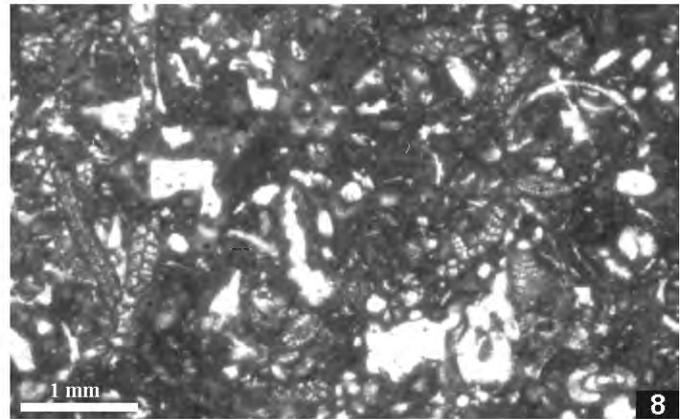
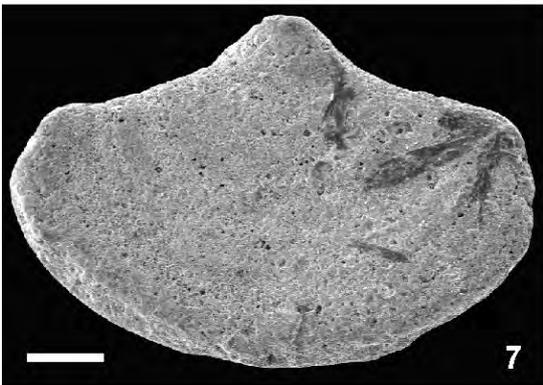
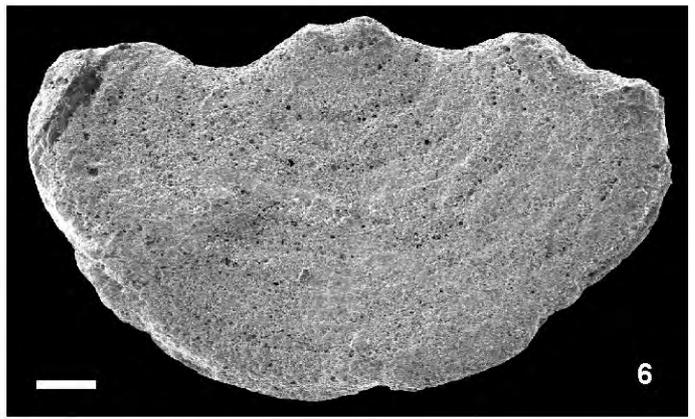
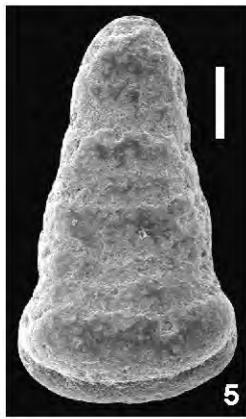
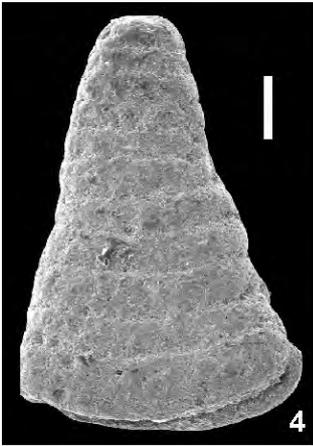
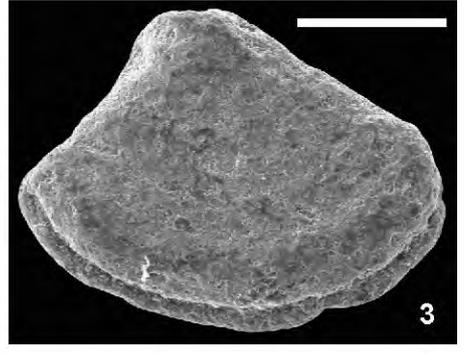
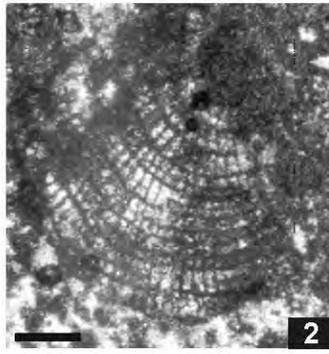
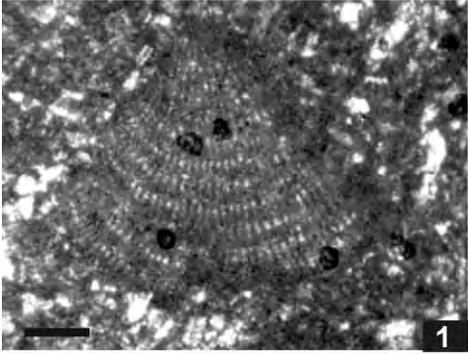


PLANCHE 18 FORAMINIFERES BENTHIQUES

La barre d'échelle représente 200 μm

VAGINULINIDAE Reuss, 1860

figs. 1 à 5 - *Neoflabellina* sp.

1 et 2, vues latérales

Turonien inférieur de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), 1, échantillon Bo 72 ; 2, échantillon Bo 78

3, 4 et 5, vues latérales

3 et 4, *Turonien inférieur de la coupe d'Achlouj (Moyen Atlas)*, échantillon Ach 3. 5, *Turonien inférieur de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya)*, échantillon Mib 24

figs. 6 à 9 - *Frondivaginulina inversa*

6 à 8, vues latérales

Turonien inférieur de la coupe de Sidi Boulahfa (Moyen Atlas), échantillon SBH 200

9, vue latérale

Turonien inférieur de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 78

figs. 10 et 11 - *Vaginulina* sp.

vues latérales

Turonien inférieur de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), 10, échantillon Bo 72 ; 11, échantillon Bo 81

figs. 12 et 13 - *Lenticulina rotulata*

12a, vue latérale, 12b, vue frontale

Turonien inférieur de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 78

13a, vue latérale, 13b, vue frontale

Turonien inférieur de la coupe de Sidi Boulahfa (Moyen Atlas), échantillon SBH 200

fig. 14 - *Lenticulina* sp.

14a, vue latérale, 14b, vue frontale

Turonien inférieur de la coupe de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 30

NODOSARIIDAE Ehrenberg, 1838

figs. 15 et 16 - *Nodosaria* sp.

vues latérales

Turonien inférieur : 15, coupe d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach6 ; 16, coupe de Sidi Boulahfa (Moyen Atlas), échantillon SBH 200

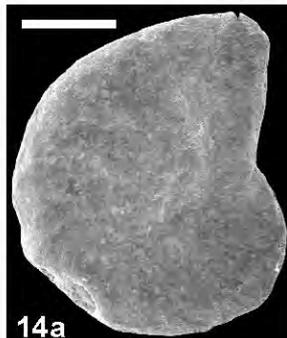
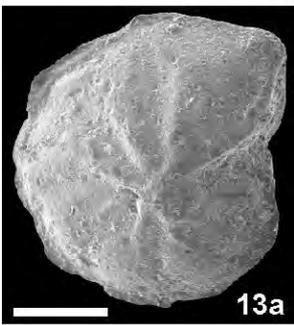
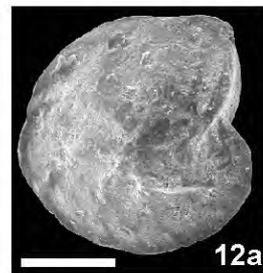
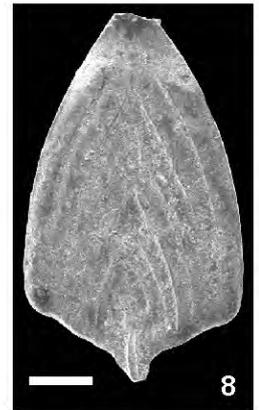
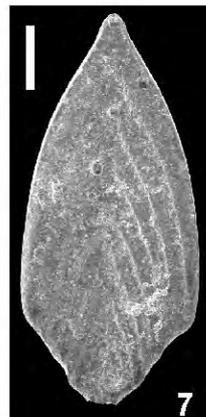
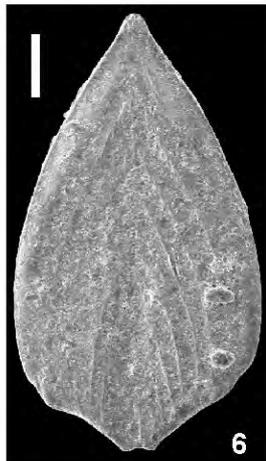
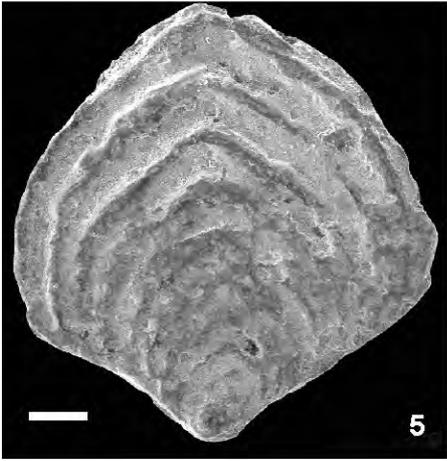
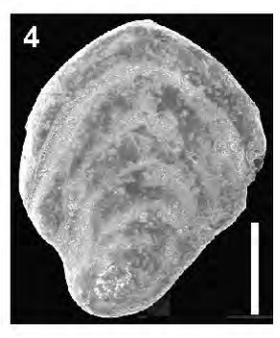
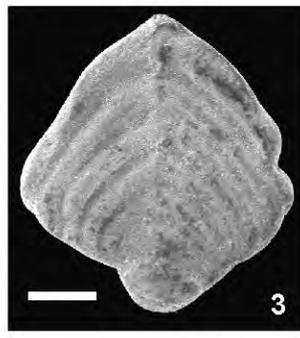
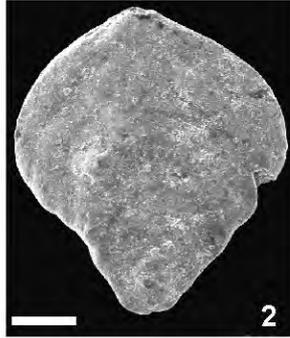
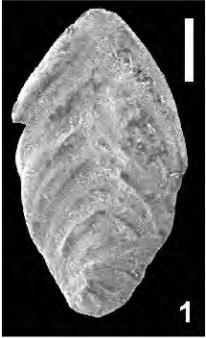


PLANCHE 19 FORAMINIFERES BENTHIQUES

La barre d'échelle représente 200 μm

LITUOLIDAE de Blainville, 1827

figs. 1 à 6 - Lituolidae indét. (? *Cribratina* sp.)

1, 3 à 6, vues latérales, 2, section subaxiale

Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain). 1 et 2, échantillon Ziz 45; 3 à 6, échantillon Ziz 20

figs. 7 à 10 - *Ammobaculites* sp.

7 à 9, vues latérales

Turonien moyen de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 102

10, vue latérale

Turonien inférieur de la coupe d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 9

TRITAXIIDAE Plotnikova, 1979

figs. 11 à 13 - *Tritaxia pyramidata*

vues latérales

Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (sillon Préafricain), échantillon Ziz 20

MILIOLIDAE Ehrenberg, 1839

fig. 14 - *Spiroloculina* sp.

vue latérale

Cénomaniens supérieur de la coupe d'Ait Taraaft (Haut Atlas central), échantillon AT 12

fig. 15 - *Spiroloculinidae* s.l.

15a et 15b, vues latérales du même individu

Turonien inférieur de la coupe d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 8

fig. 16 - *Quinqueloculina* sp.

section transverse

Cénomaniens supérieur de la coupe de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon Bc 6

fig. 17 - ? *Glomospira* sp.

section transverse

Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 69

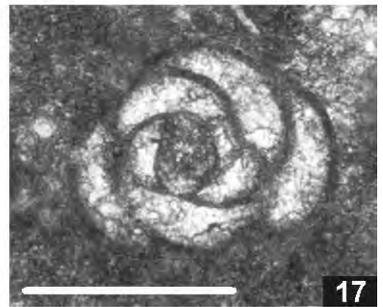
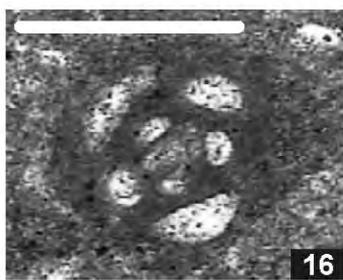
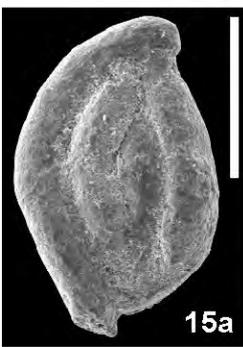
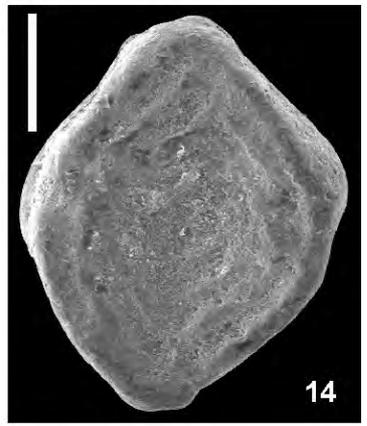
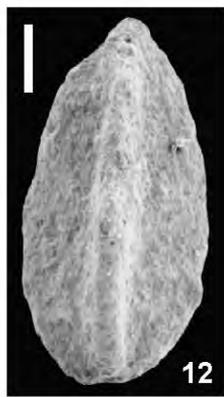
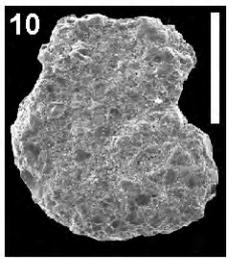
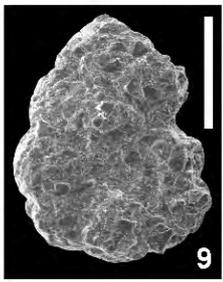
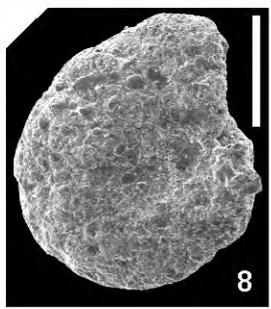
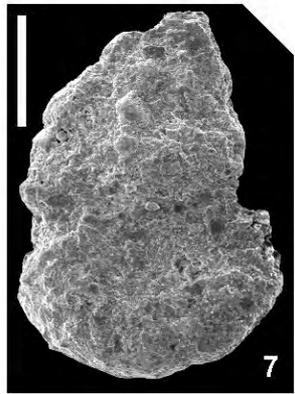
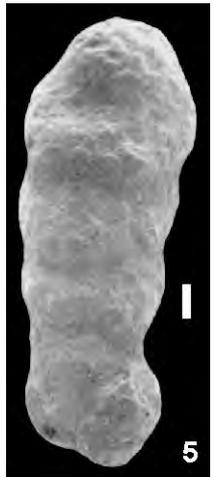
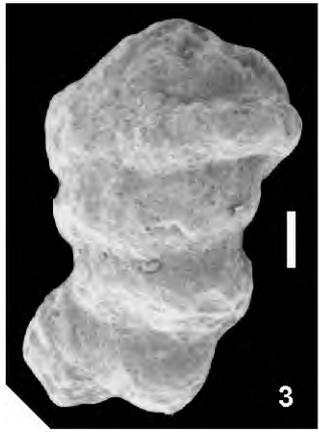


PLANCHE 20 FORAMINIFERES BENTHIQUES

La barre d'échelle représente 100 μ m sauf indication contraire

NEZZAZATIDAE Hamaoui & Saint-Marc , 1970

figs. 1 à 5 - *Nezzazata simplex*

1 à 3, sections axiales à subaxiales obliques

Cénomaniens supérieurs de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 30

4 et 5, sections subéquatoriales

Cénomaniens supérieurs de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain). 4, échantillon Ziz 45; 5, échantillon Ziz 35

figs. 6 et 7 - cf. *Trochospira avnimelchi*

6, section axiale oblique

Cénomaniens supérieurs de la coupe d'Aït Taraaft (Haut Atlas central), échantillon AT 13

7, section axiale oblique

Cénomaniens supérieurs de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 13

fig. 8 - *Nezzazata simplex*

sections axiales obliques

Cénomaniens supérieurs de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 35

fig. 9 - *Nezzazatinella picardi*

a, section subaxiale, b, section équatoriale

Cénomaniens supérieurs de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 45 bis

fig. 10 - cf. *Biconcava bentori*

section équatoriale

Cénomaniens supérieurs de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 45

OSANGULARIIDAE Loeblich & Tappan, 1964

fig. 11 - *Osangularia* sp.

vue latérale

Cénomaniens supérieurs de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 9

ROTALIIDAE Ehrenberg, 1839

figs. 12 à 15 - *Rotalia mesogeensis*

12, section axiale

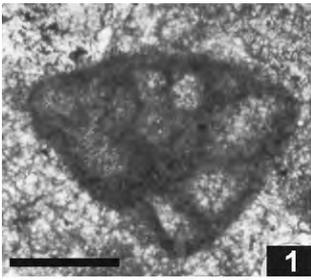
Cénomaniens supérieurs de la coupe de Moulay Yacoub (Haute Moulouya), échantillon My 12

13 et 14, sections axiales

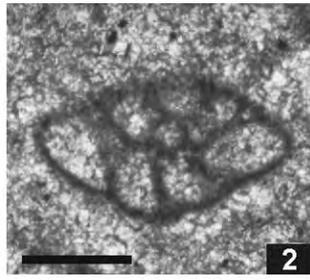
Cénomaniens supérieurs de la coupe de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 25

15, section axiale

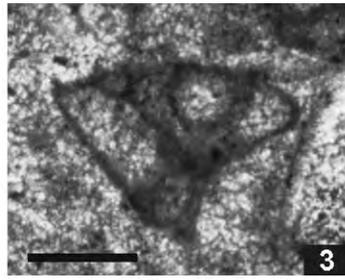
Turonien inférieur de la coupe de Tadighoust (Sillon Préafricain), échantillon Tad 27



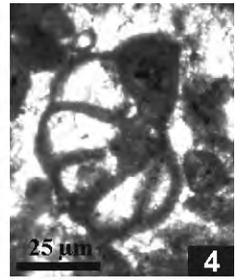
1



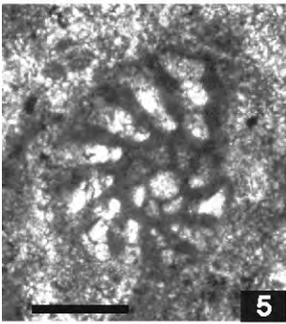
2



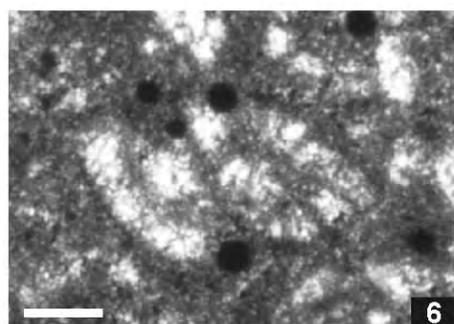
3



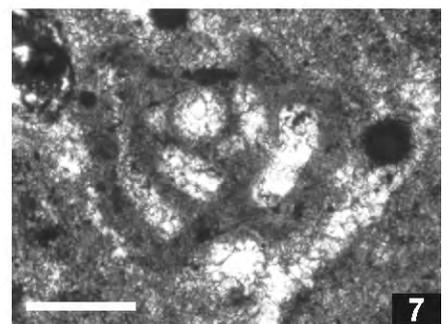
4



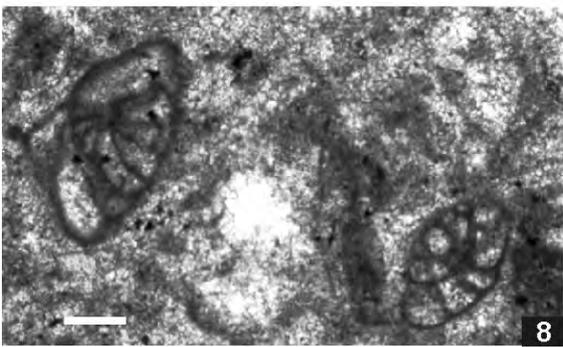
5



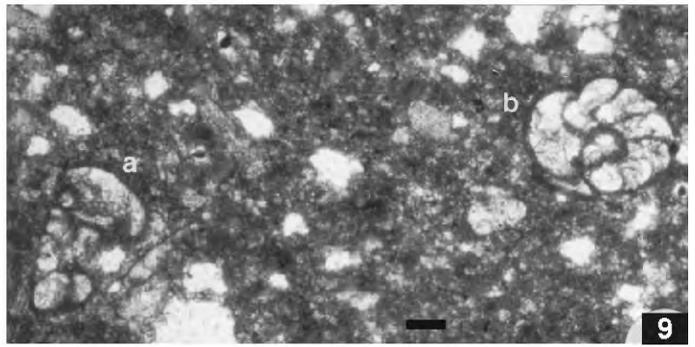
6



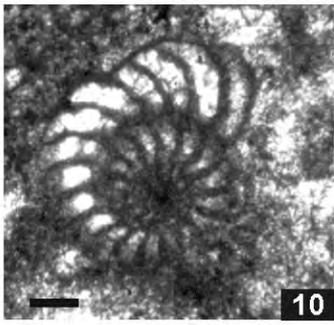
7



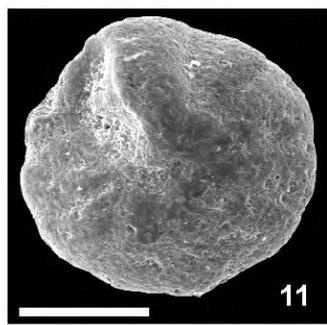
8



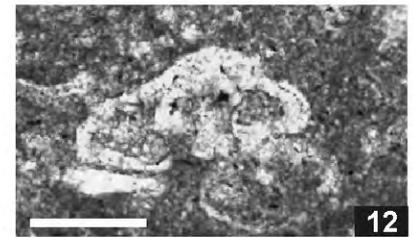
9



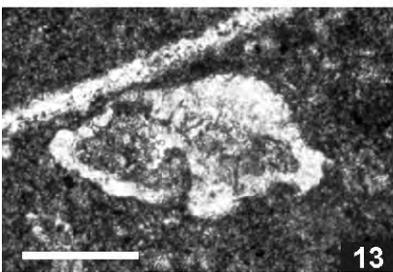
10



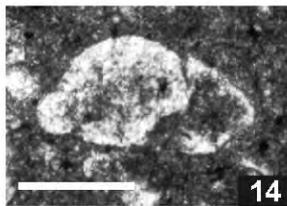
11



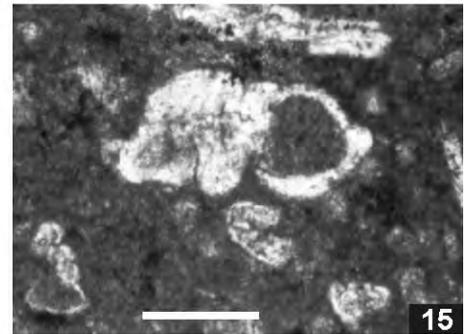
12



13



14



15

PLANCHE 21 FORAMINIFERES BENTHIQUES

la barre d'échelle représente 100 μm

BULIMINIDAE Jones, 1875

figs. 1 à 3 - Buliminidae *s.l.*

sections subaxiales

1, Turonien inférieur de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon Oua 30

2, Turonien inférieur de Tinghir (Sillon Préafricain), échantillon Tin 65

3, Turonien inférieur de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 32

figs. 4 à 6 - *Globulimina* sp.

Vues latérales

Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 25

CHILOGUMBELINIDAE Reiss, 1963

figs. 7 à 9 - *Gabonita levis*

vues latérales

Turonien inférieur d'Achlouj (Moyen Atlas). 7 et 8, échantillon Ach 10; 9, échantillon Ach 22

DISCORBIDAE Ehrenberg, 1838

figs. 10 à 13 - discorbidae *s.l.*

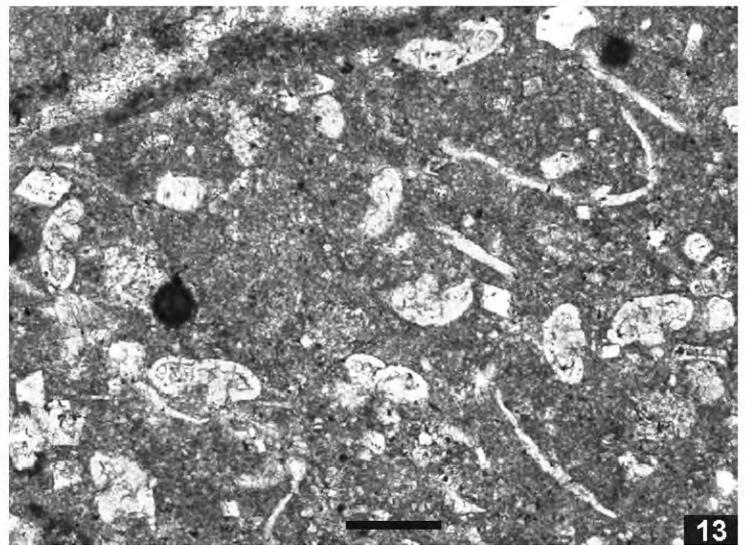
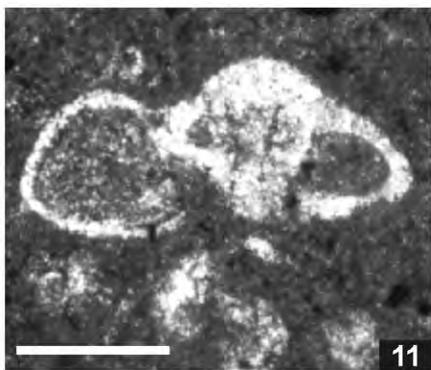
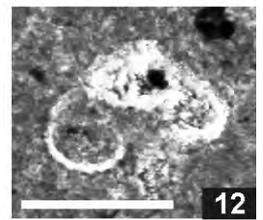
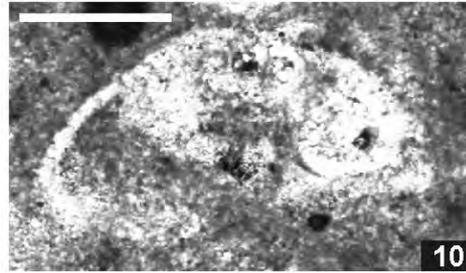
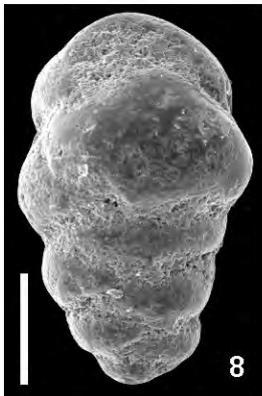
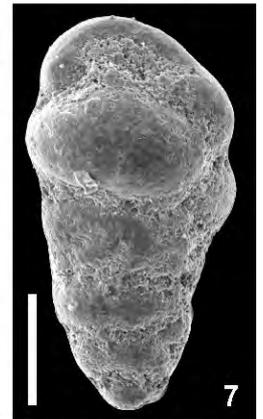
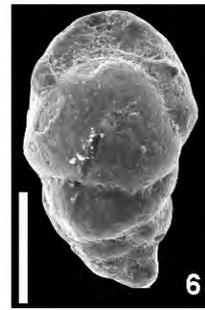
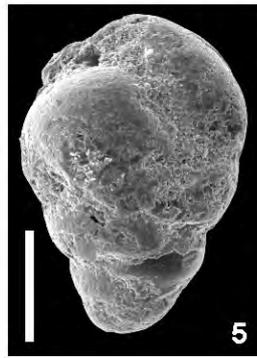
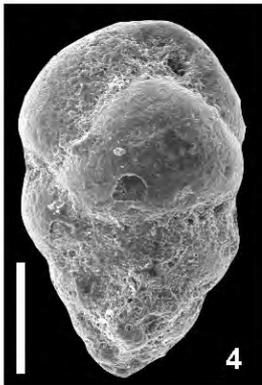
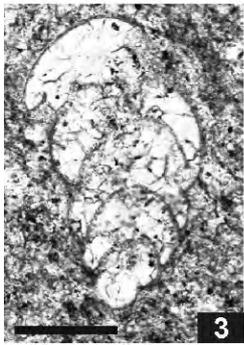
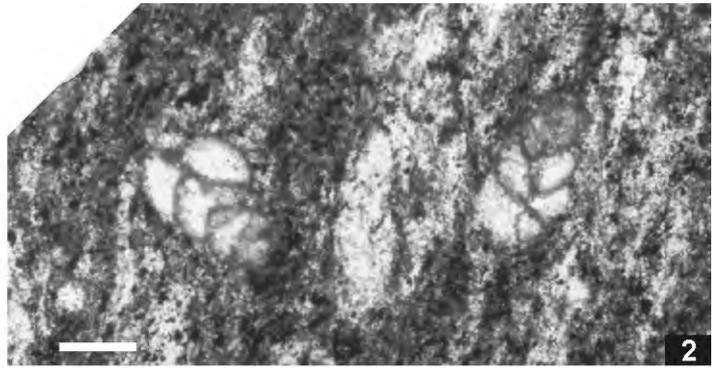
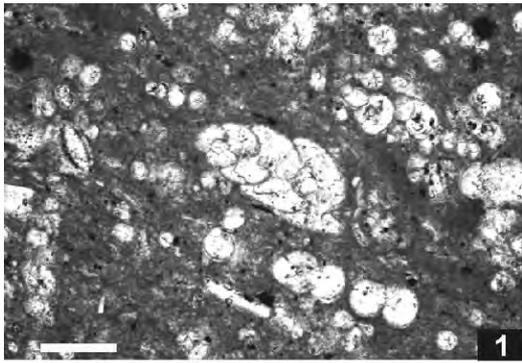
10 à 12, sections axiales à subaxiales

10 et 11, Cénomaniens supérieur de Ben Cherrou (Haut Atlas central), 10, échantillon BC 7;

11, échantillon B 26; 12, Turonien inférieur de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua 13'

13, microfaciès à discorbidae

Turonien inférieur à moyen de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 75



figs. 1 à 7 - *Cytherella* sp. (x80)

1, vue dorsale, femelle probable

2, vue ventrale, femelle probable

3, vue latérale gauche, femelle probable

4, vue latérale gauche, mâle probable

5, vue latérale gauche, femelle probable

6, vue latérale droite, femelle probable

7, vue latérale droite, mâle probable

*Cénomaniens supérieur de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 9***figs. 8 à 14 - *Bythocypris* sp. (x70)**

8, vue latérale droite

9, vue latérale gauche

10, vue latérale droite

11, vue latérale gauche

12, vue dorsale

13, vue ventrale

14, vue latérale gauche

*Turonien inférieur à moyen de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 96***figs. 15 à 21 - *Nigeroloxoconcha* sp. (x100)**

15, vue latérale gauche

16, vue latérale droite

17, vue latérale gauche

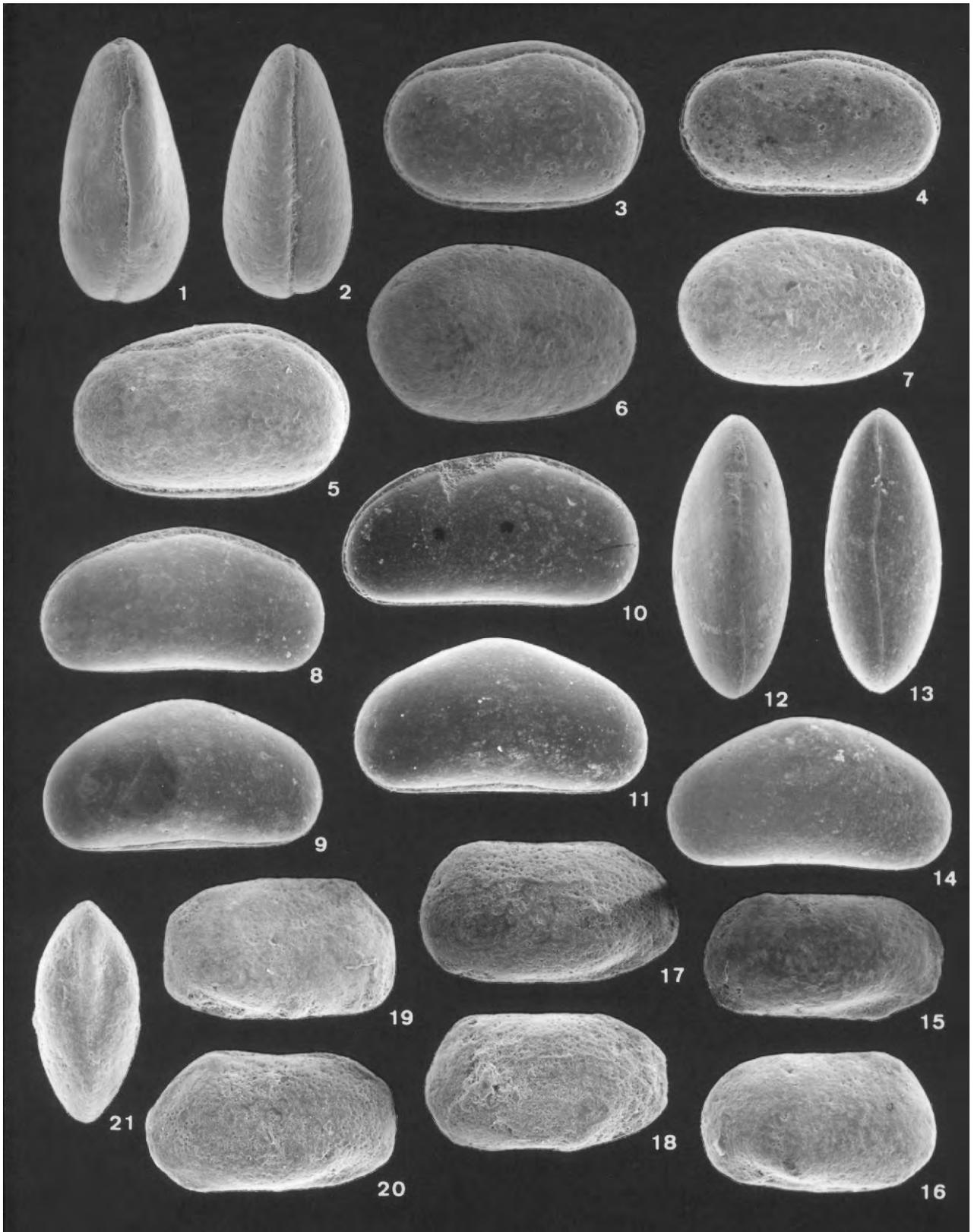
18, vue latérale gauche

19, vue latérale droite

20, vue latérale gauche

21, vue dorsale

Turonien inférieur de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 25



figs. 1 à 9 - *Veenia (Nigeria)* sp. (x70)

1, vue latérale gauche, mâle

2, vue latérale droite, mâle

3, vue dorsale, femelle

4, vue ventrale, femelle

5, vue dorsale, mâle

6, vue ventrale, mâle

7, vue latérale droite, femelle

8, vue latérale gauche, femelle

9, vue latérale droite, femelle

Turonien inférieur à moyen de la coupe de Sidi Bou Lahfa (Moyen Atlas), échantillon SBH 265

figs. 10 à 15 - *Rehacythereis* sp. 1 (x70)

10, vue latérale gauche

11, vue latérale droite

12, vue latérale droite

13, vue dorsale

14, vue ventrale

15, vue latérale gauche

Cénomaniens supérieur de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 9

figs. 16 à 22 - *Rehacythereis* sp. 2 (x80 sauf indication contraire)

16, détail de la photographie 17 montrant le bouton oculaire (x300)

17, vue latérale droite

18, vue latérale gauche

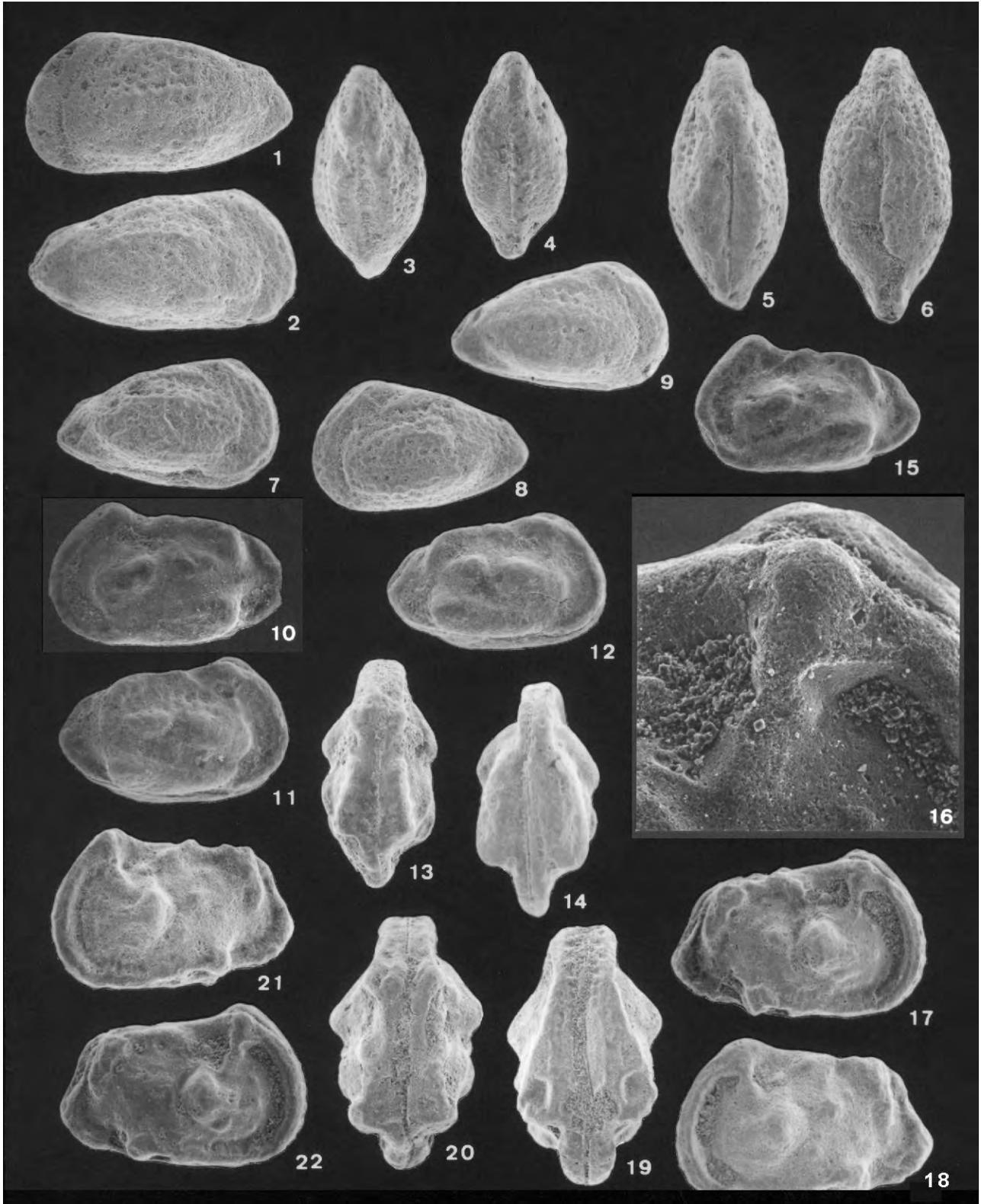
19, vue ventrale

20, vue dorsale

21, vue latérale gauche

22, vue latérale droite

Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 20



figs. 1 à 7 - *Neocyprideis* sp. (x100)

1, vue ventrale

2, vue dorsale

3, vue latérale droite

4, vue latérale gauche

5, vue latérale gauche

6, vue latérale gauche

7, vue latérale gauche

Cénomaniens supérieur de la coupe d'Aït Taraaft (Haut Atlas central), échantillon AT 12

figs. 8 à 12 - *Uroleberis* sp. (x80)

8, vue latérale droite

9, vue latérale gauche

10, vue latérale droite

11, vue dorsale

12, vue ventrale

Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain). 8, 9 et 12, échantillon Ziz 20 ; 10 et 11, échantillon Ziz 10.

figs. 13 à 19 - *Genus* indet sp. (x70)

13, vue latérale gauche

14, vue latérale droite

15, vue latérale droite

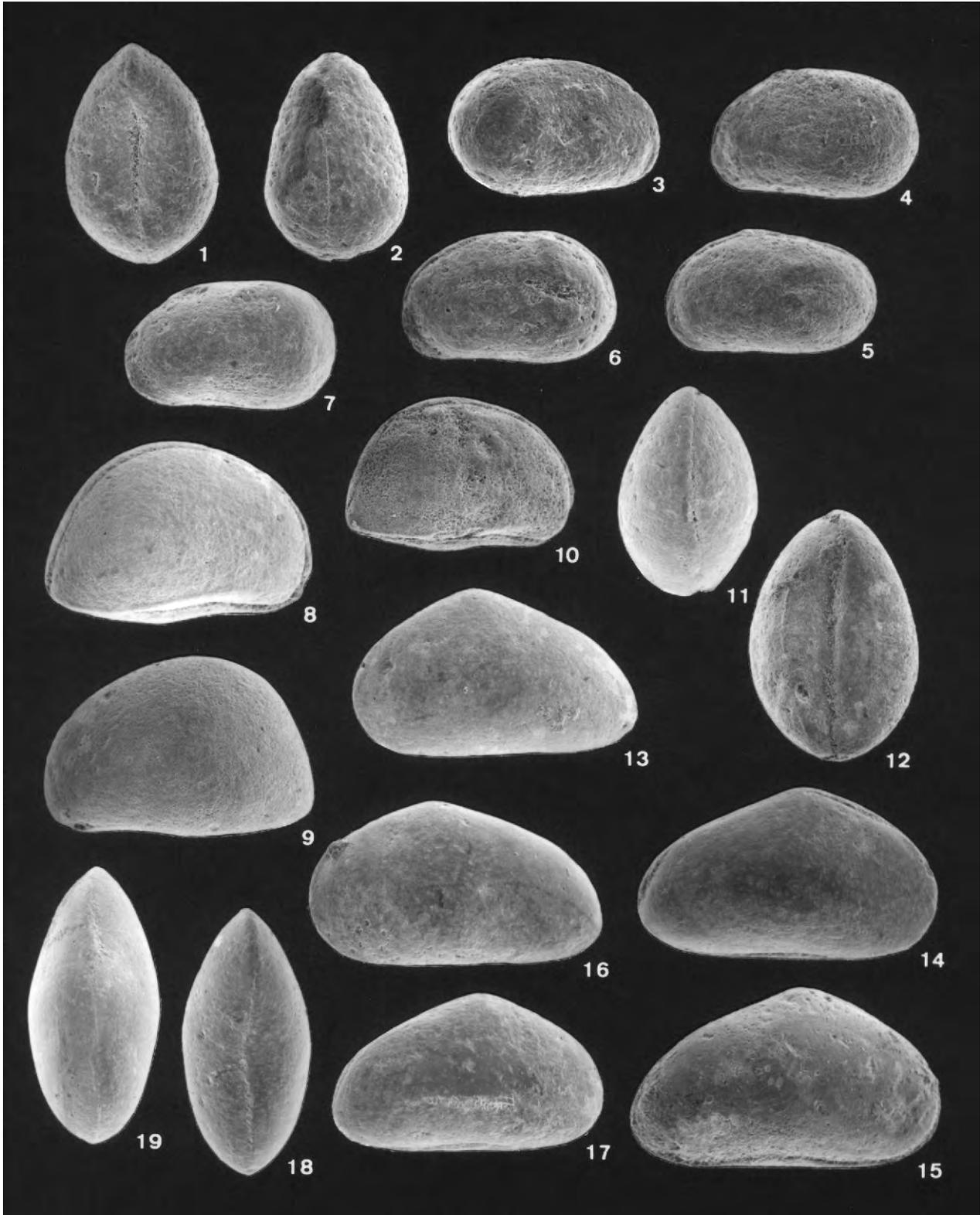
16, vue latérale gauche

17, vue latérale droite

18, vue ventrale

19, vue dorsale

Turonien inférieur de Tadighoust (Sillon Préafricain). 13, 14, 16 à 19, échantillon Tad 25; 15, échantillon Tad 30.



INOCERAMES

fig. 1 - *Mytiloides* sp. aff. *columbianus*

Turonien inférieur de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 30

fig. 2 - *Mytiloides mytiloides*

Turonien inférieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua 31

fig. 3 - *Mytiloides* cf. *subhercynicus*

Turonien inférieur de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib d

fig. 4 - *Mytiloides* cf. *kossmati*

Cénomaniens supérieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua 29 (entre Oua F et Oua 10).

fig. 5 - *Inoceramus* sp.

Turonien inférieur à moyen de la coupe de Tizi N'Tanout ou Fillal (Haute Moulouya), échantillon trouvé en éboulis

fig. 6 - Prismes d'inocérames (trouvés en lavage, et souvent mal interprétés)

Cénomaniens supérieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua E

fig. 7 - détail de la figure 6, remarquer la morphologie des prismes des inocérames

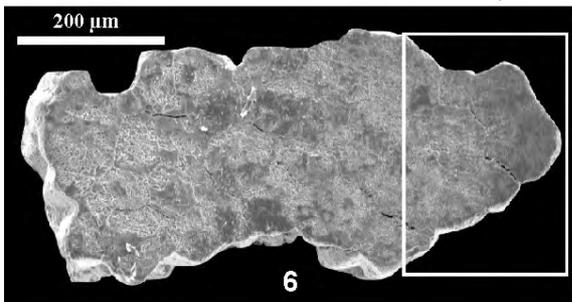
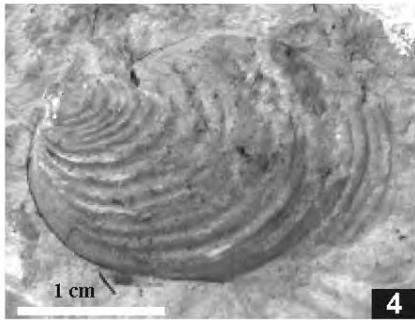
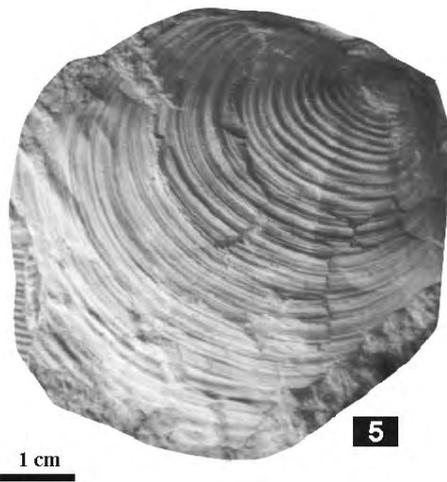
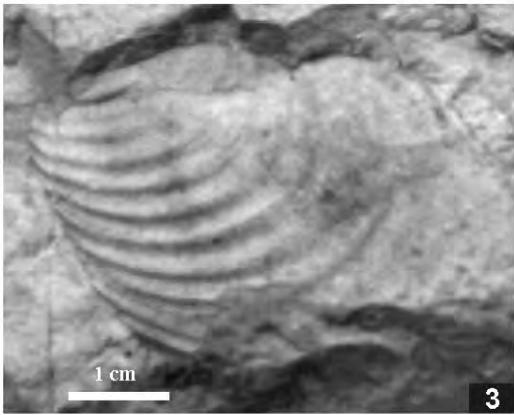
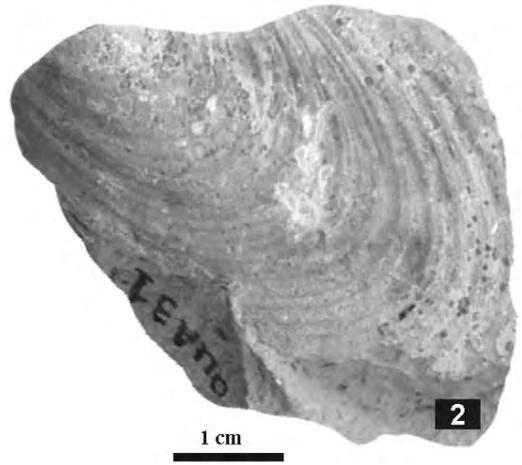
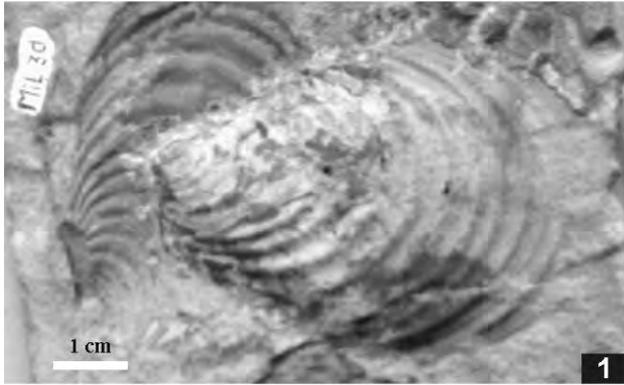
Cénomaniens supérieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua E

fig. 8 - un Prisme d'inocérane (trouvé en lavage)

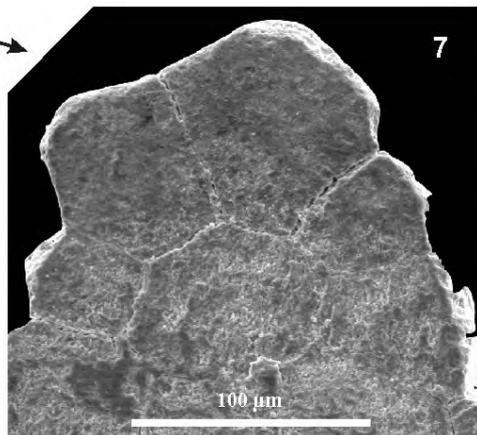
Turonien inférieur de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 70

Les déterminations des lamellibranches, tous groupes confondus, ont été réalisées par Karl-Armin Tröger de l'Institut de Géologie, Freiberg, Allemagne, par Annie Valerie Dhondt du Muséum Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Bruxelles, par Michel Bilotte de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, France, et par Gregorio Lopez de l'Université Autonome de Barcelone, Espagne.

Toutes les photographies sont numérisées et traitées sous Adobe Photoshop et CorelDRAW par l'auteur.



90°



RUDISTES

fig. 1 - *Eoradiolites* gr. *lyratus* - *zizensis* (en bouquet)
Turonien moyen du Bassin d'Essaouira (Haut Atlas occidental)

fig. 2 - *Eoradiolites zizensis* (en position de vie)
Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 46

fig. 3 - biosparite à *Eoradiolites* (calcaire baflestone)
Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 70

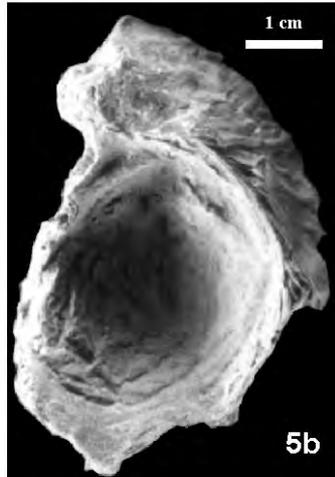
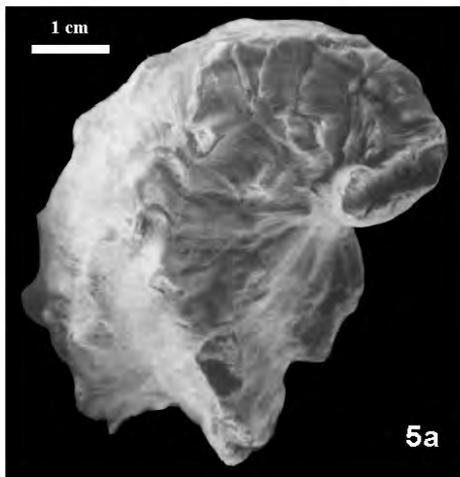
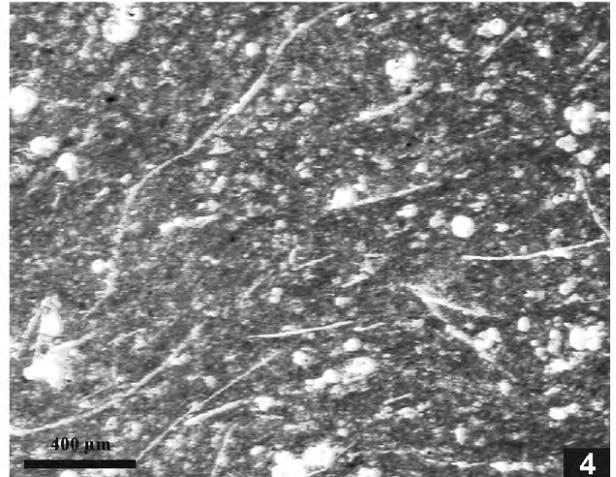
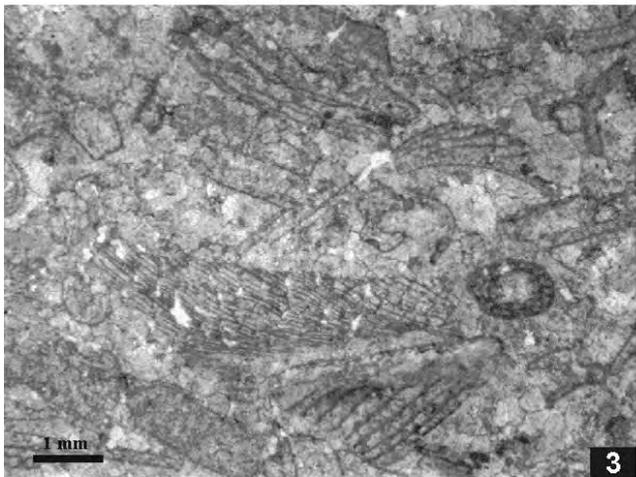
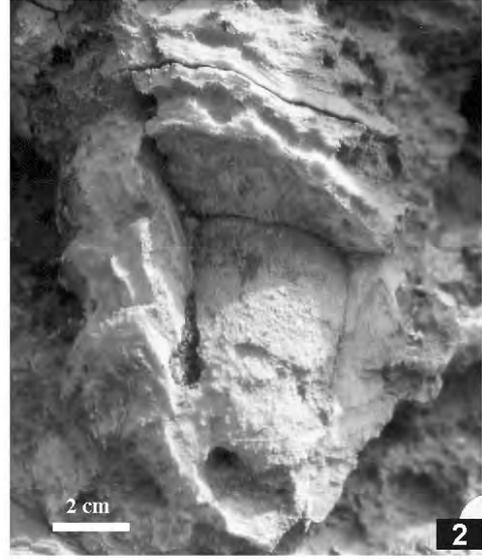
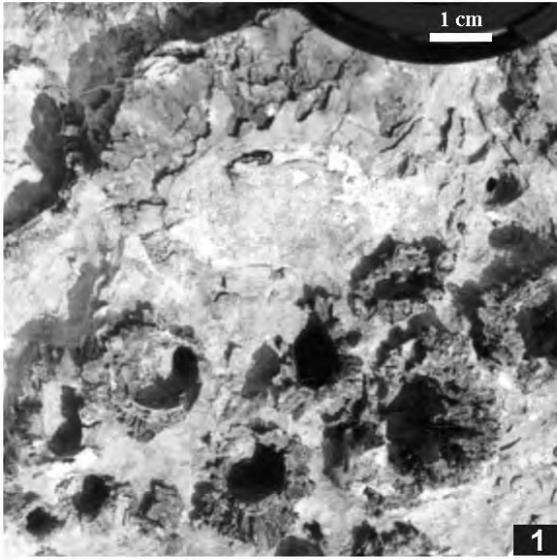
MICROFILAMENTS

fig. 4 - wackestone à microfilaments et foraminifères planctoniques
Turonien inférieur de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 34

AUTRES LAMELLIBRANCHES

fig. 5 - *Exogyra (Costagyra) olisiponensis*
 5a, vue externe ; 5b, vue interne
Cénomaniens supérieur de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 28

fig. 6 - *Gervillia solenoidea*
Cénomaniens supérieur de Tadighoust (Sillon Préafricain), échantillon Tad 21



La barre d'échelle représente 200 μ m

ROVERACRINIDAE, CRINOIDES PELAGIQUES

fig. 1 - *Drepanocrinus sessilis*

vue latérale d'une thèque

Turonien inférieur à moyen de la coupe d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 22

figs. 2 à 5 - Plaques brachiales isolées secondaires de Roveacrinidae

2, *Turonien inférieur de la coupe de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 35*

3, *Cénomaniens supérieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua inoc.*

4 et 5, *Cénomaniens supérieur de la coupe de Moulay Yacoub (Haute Moulouya), échantillon My 11*

fig. 6 - Calice de ? Roveacrinidae

a : vue ventrale ; b : vue dorsale

Cénomaniens supérieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua E

CRINOIDES

figs. 7 et 8 - Partie d'un "radix" de crinoïde

7, *Cénomaniens supérieur de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 11*

8, *Cénomaniens supérieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua G*

fig. 9 - Fragment isolé de crinoïde (? "Comatulid")

Cénomaniens supérieur de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 17

OPHIURIDAE

fig. 10 - Vertèbre isolée d'Ophiuridae

a : vue dorsale ; b : vue ventrale

Turonien inférieur à moyen de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 98

fig. 11 - Section d'une vertèbre isolée d'Ophiuridae

Turonien moyen de la coupe de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 43

fig. 12 - Segment d'une portion de bras d'Ophiuridae

Turonien inférieur à moyen de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 98

figs. 13 à 15 - ? *Ophiotitanos serrata*

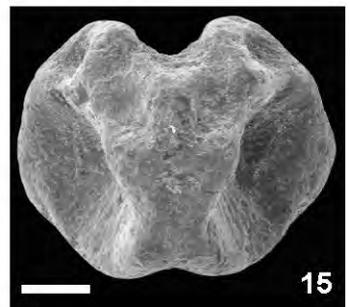
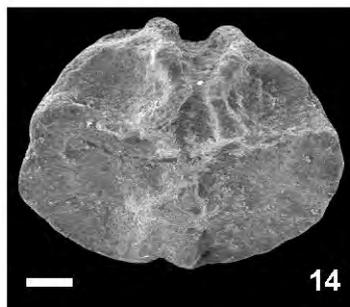
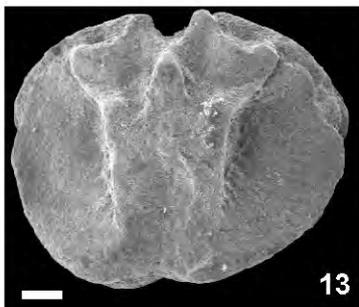
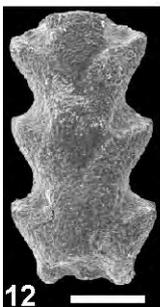
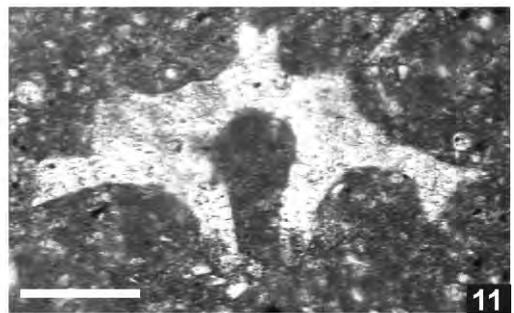
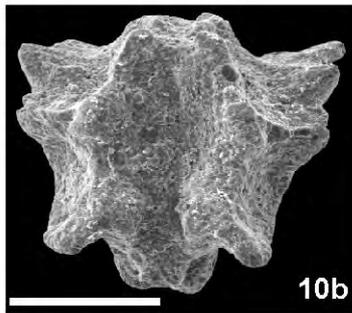
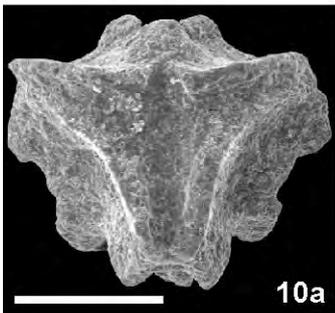
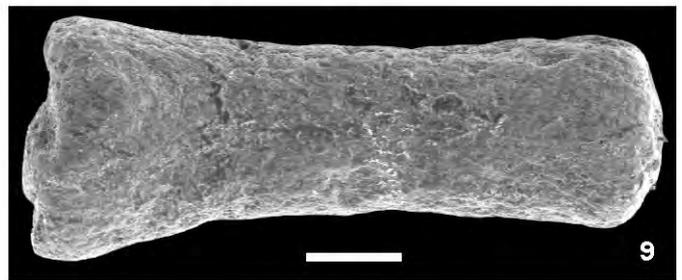
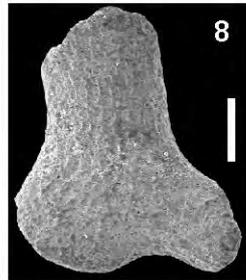
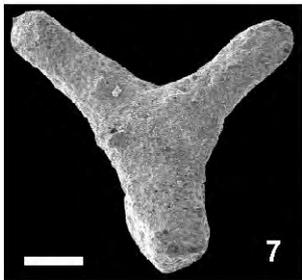
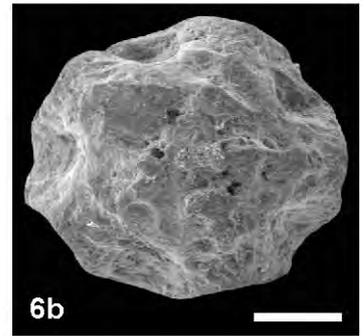
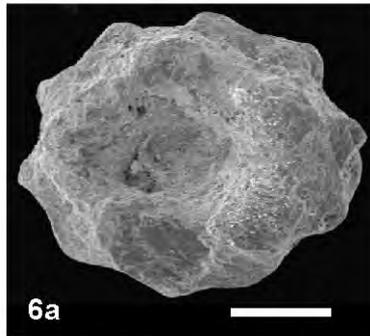
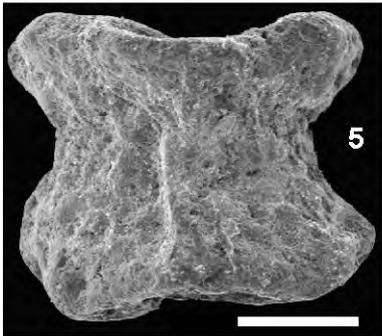
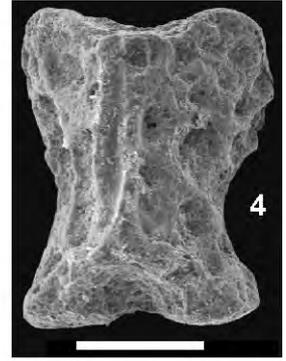
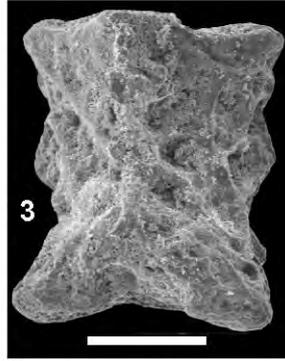
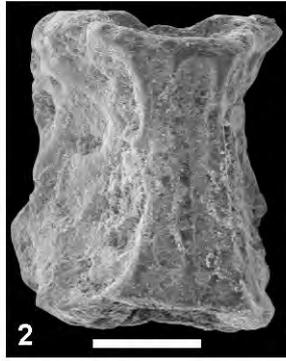
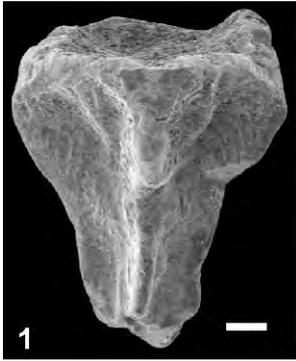
Vertèbres d'ophiure : articulation typique de zygospondyline

13 et 14, *Cénomaniens supérieur de la coupe d'Ait Attab (Haut Atlas central), échantillon AT*

12, 15, *Cénomaniens supérieur de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 17*

La plupart des déterminations ont été contrôlées par John W.M. Jagt du Muséum d'Histoires Naturelles de Maastricht, Hollande. Les photographies des formes dégagées des articles d'Echinodermes ont été réalisées, au Microscope Electronique à Balayage, par M. J. Cillis du Muséum Royal des Sciences Naturelles de Belgique (MRSNB); les films ont été développés par M. W. Miseur du service de la communication multimédia du MRSNB; les prises de vues en lames minces ont été réalisées par l'auteur sur le Microscope optique de l'Institut de Géologie, Fribourg, suisse.

Toutes les photographies sont numérisées et traitées sous Adobe Photoshop et CorelDRAW par l'auteur.



La barre d'échelle représente 200 µm

OPHIURIDAE

figs. 1 à 3 - Différentes sections de vertèbres d'ophiures

1, *Turonien moyen de la coupe de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 43*

2, *Turonien inférieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua 15*

3, *Turonien inférieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua 13'*

ASTERIDAE

fig. 4 - Élément squelettique d'Asteridae

Cénomaniens supérieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua E

ECHINOIDES

fig. 5 - Radiole d'échinoïde régulier (? Phymosomatid)

Cénomaniens supérieur de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 9

fig. 6 - Section transverse de radiole d'échinoïde régulier

Turonien moyen de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 75

figs. 7 et 8 - Radioles en éventail d'échinoïde

7, *Turonien inférieur de la coupe d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 13*

8, *Turonien inférieur à moyen de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 102*

fig. 9 - Partie de la lanterne d'Aristote d'un échinoïde

Cénomaniens supérieur de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 9

figs. 10 à 12 - *Nucleolites angustior*

10, face apicale ; 11-12, face buccale

Turonien de la coupe du Ziz, échantillon Ziz 105

HOLOTHURIDAE

figs. 13 à 16 - Osselets pouvant représenter des anneaux buccaux d'Holothuridae

13, *Cénomaniens supérieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua E*

Oua E

14, *Turonien inférieur à moyen de la coupe d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 20*

15 et 16, *Turonien inférieur de la coupe d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 4*

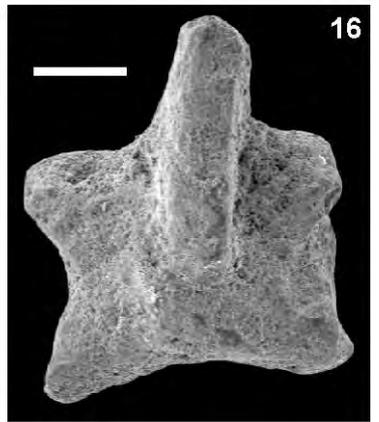
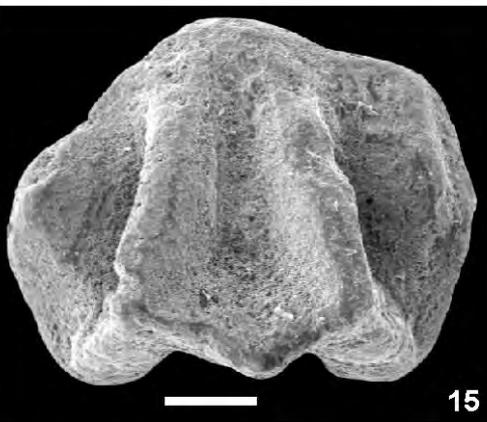
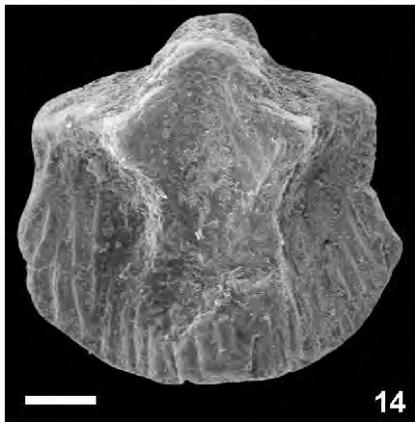
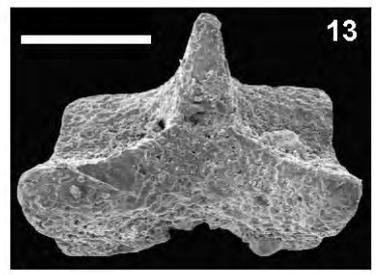
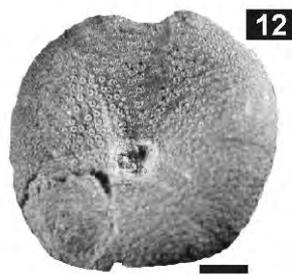
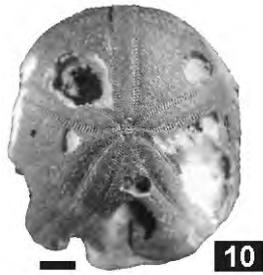
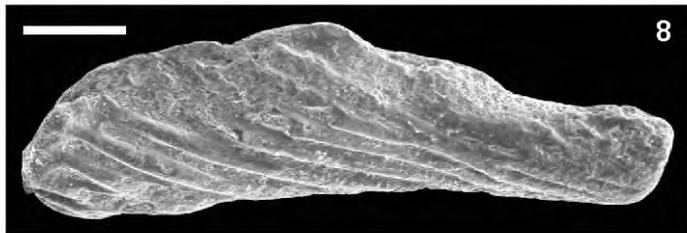
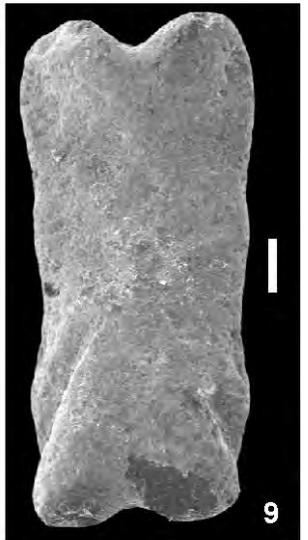
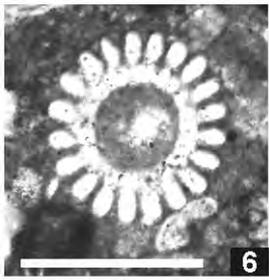
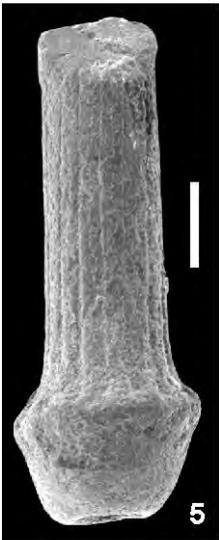
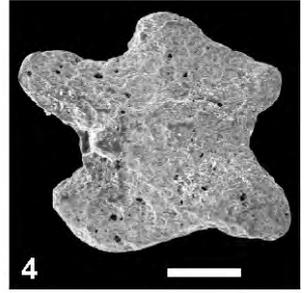
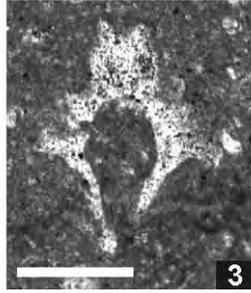
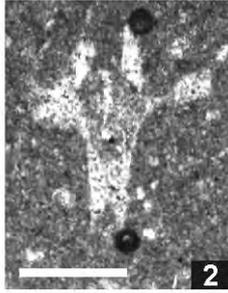
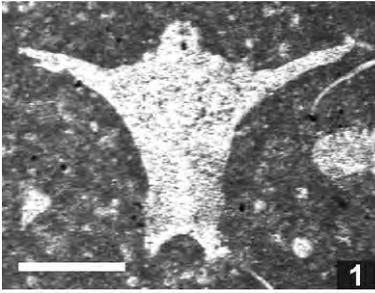


PLANCHE 29 POISSONS SELACIENS (Elasmobranches)

La barre d'échelle représente 500 μ m

BATOIDES (RAIES)

fig. 1 - *Ptychotrygon* sp.

a : vue occlusale ; b : vue linguale ; c : vue labiale ; d : vue basilaire

Turonien inférieur à moyen de la coupe d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 22

fig. 2 - *Ptychotrygon* sp.

a : vue linguale ; b : vue labiale ; c : vue basilaire

Turonien inférieur de la coupe d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 6

fig. 3 - *Ptychotrygon* sp.

a : vue occlusale ; b : vue linguale ; c : vue basilaire

Turonien inférieur de la coupe d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 9

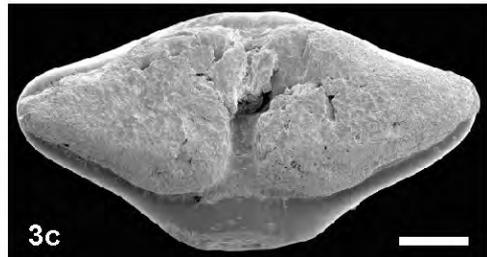
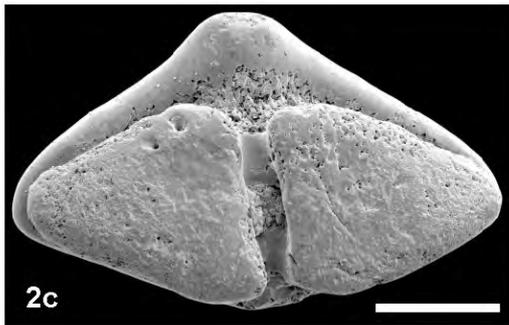
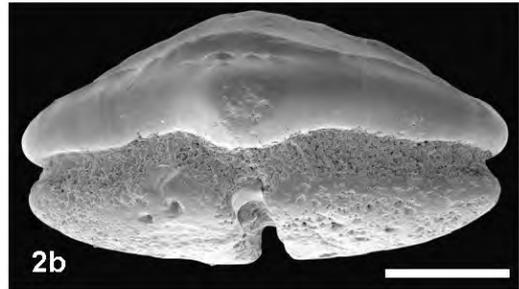
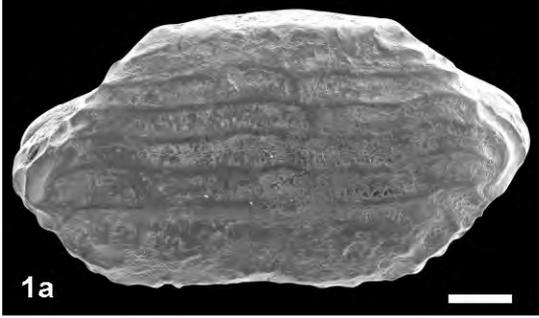


PLANCHE 30 POISSONS SELACIENS (Elasmobranches)

La barre d'échelle représente 500 μm

BATOIDES (RAIES)

fig. 1 - *Ptychotrygon* sp.

a : vue labiale ; b : vue basilair

*Cénomani*en supérieur de la coupe de Tadighoust (Sillon Préafricain), échantillon Tad xxx

fig. 2 - *Ptychotrygon* sp.

Vue labiale

Turonien inférieur à moyen de la coupe d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 22

fig. 3 - *Ptychotrygon* sp.

Vue linguale

Turonien inférieur à moyen de la coupe d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 22

fig. 4 - *Ptychotrygon* sp.

Vue occlusale - vue linguale

Turonien inférieur à Moyen de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 64

fig. 5 - *Ptychotrygon* sp.

Vue linguale

Turonien inférieur à Moyen de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 105

fig. 6 - *Ptychodus paucisulcatus*

a : vue sub-labiale ; b : vue occlusale ; c : vue labiale ; d : vue linguale

Turonien inférieur de la coupe de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B 32

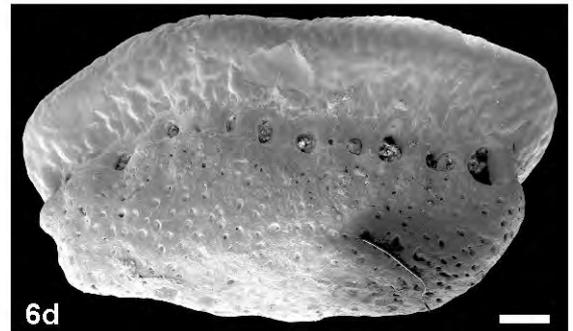
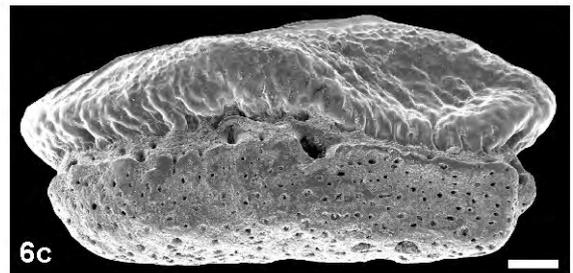
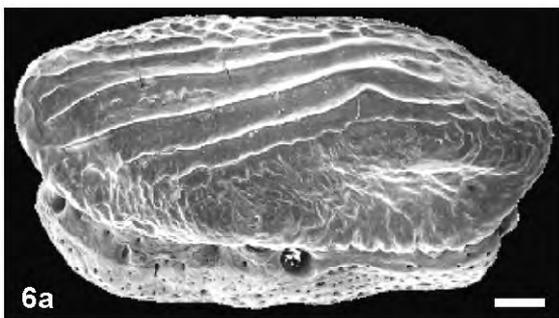
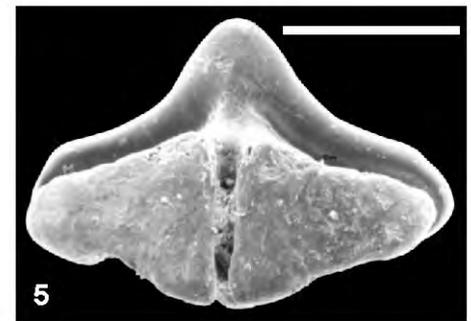
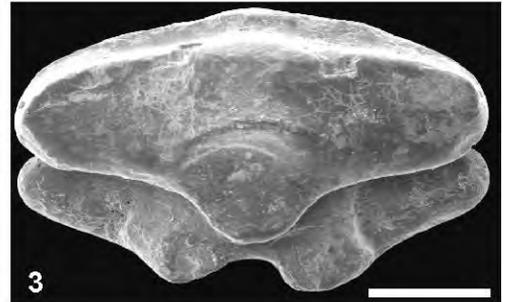
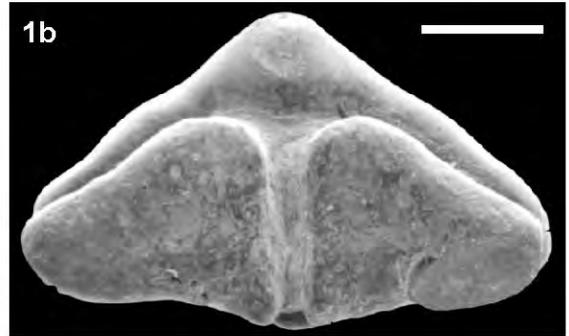


PLANCHE 31 POISSONS SELACIENS (Elasmobranches)

La barre d'échelle représente 500 μm sauf indication contraire

BATOIDES (RAIES)

figs. 1 et 2 - *Rhinobatos* sp.

1a : vue linguale ; 1b : vue basilaire ; 2a : vue linguale ; 2b : vue labiale, de dents d'individus femelles

Turonien inférieur de la coupe de Moulay yacoub (Haute Moulouya), échantillon My 18

fig. 3 - *Rhinobatos* sp.

Vue de profil de dent d'individu mâle

Turonien inférieur de la coupe de Moulay yacoub (Haute Moulouya), échantillon My 18

DENTICULES

fig. 4 - *Cretomanta* sp.

a : vue de profil ; b : vue basilaire

Turonien inférieur à moyen de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 60

fig. 5 - Dent de mâchoire ou denticule planctonophage

Vue occlusale

Turonien inférieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua 6

figs. 6, 7, 8 et 9 - Denticules dermiques

6 et 7 : vues occlusales ; 8 et 9 : vues de profils

6, 7 et 8 : *Turonien inférieur à moyen de la coupe d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 22* ; 9 : *Turonien inférieur de la coupe d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 9*

fig. 10 - Vertèbre de poisson

Turonien inférieur à moyen de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 98

SQUALES (REQUINS)

fig. 11 - *Scapanorhynchus* aff. *rapax* (couronne)

11, Vue linguale

Turonien inférieur de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 24

fig. 12 - *Squalicorax* aff. *falcatus*

a : vue labiale ; b : vue linguale

Turonien inférieur de la coupe d'Achlouj (Moyen Atlas), échantillon Ach 9

fig. 13 - *Squalicorax* aff. *falcatus*

13, Vue labiale

Turonien inférieur de la coupe de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B32

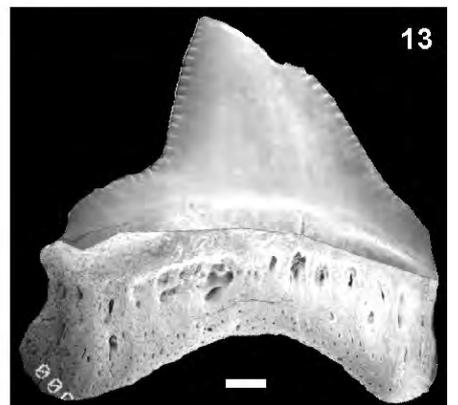
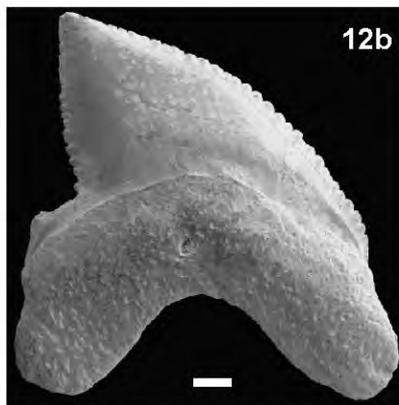
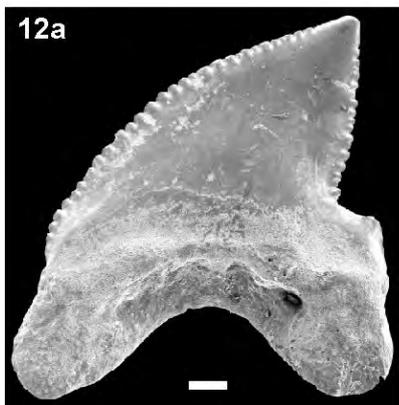
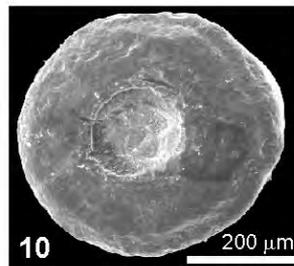
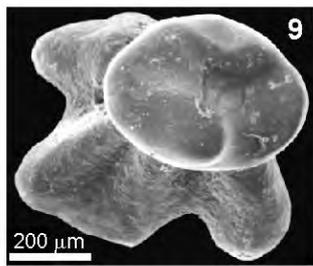
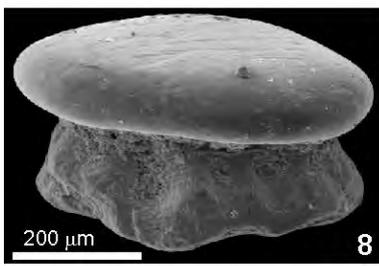
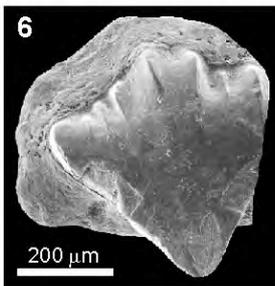
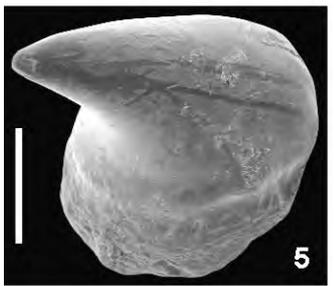
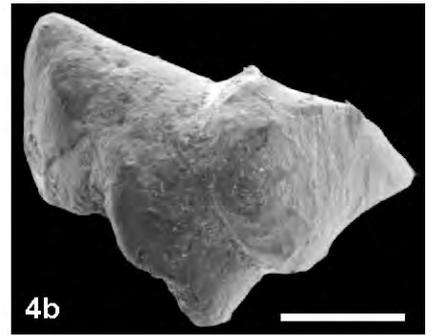
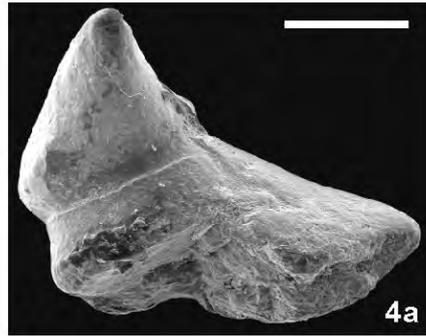
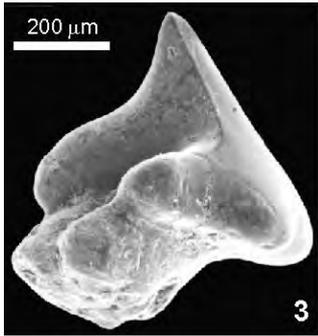
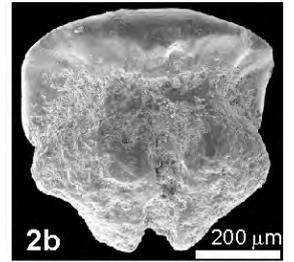
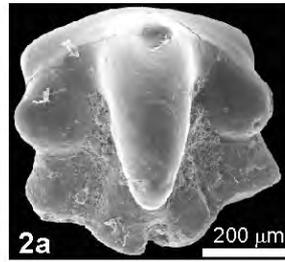
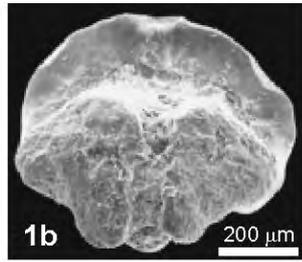
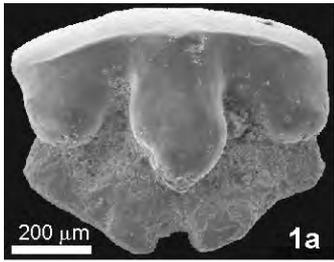


fig. 1 - *Thililua longicollis*

A, Crâne, mandibule et vertèbres associées en articulation en vue latérale droite

B, Interprétation. Abréviations : **Ax**, axis ; **C**, vertèbre cervicale ; **D**, dorsale ; **P**, pectorale ; **r**, côte (reproduction d'après Bardet et al. 2003)

Turonien de la coupe de Goulmima (Sillon Préafricain).

fig. 2 - *Elasmosaurus* sp.

Vertèbres et queue (il manque le crâne). Echantillon déposé au Ministère de l'Energie et des Mines de Midelt.

Turonien inférieur à moyen de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), niveau Mib 54 (spécimen 1)

fig. 3 - *Elasmosaurus* sp.

Détail de quelques vertèbres

Turonien inférieur à moyen de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), niveau Mib 54 (spécimen 1)

figs. 4 - *Elasmosaurus* sp.

Dents appartenant à un crâne. Echantillon déposé au Ministère de l'Energie et des Mines de Midelt.

Turonien inférieur de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), (spécimen 2)

fig. 5 - *Elasmosaurus* sp.

Vertèbre isolée

Turonien inférieur à moyen de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), niveau Mib 62 (spécimen 3)

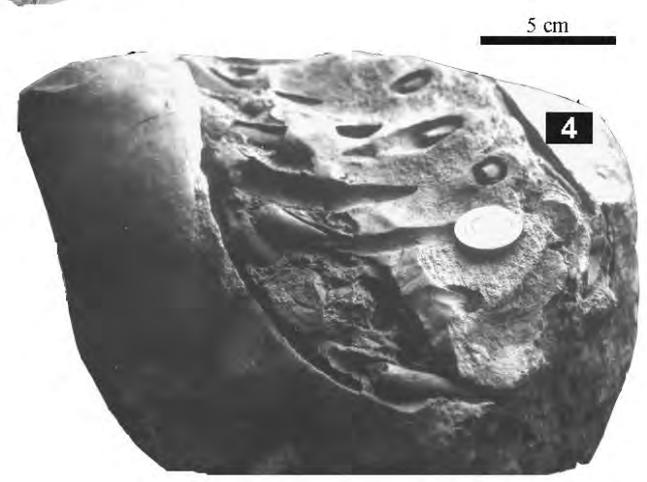
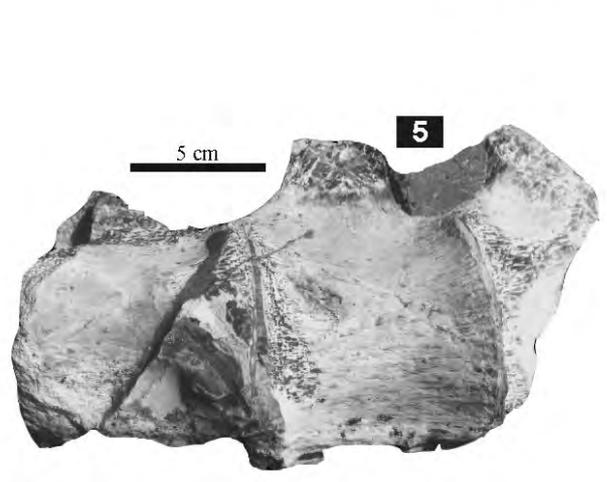
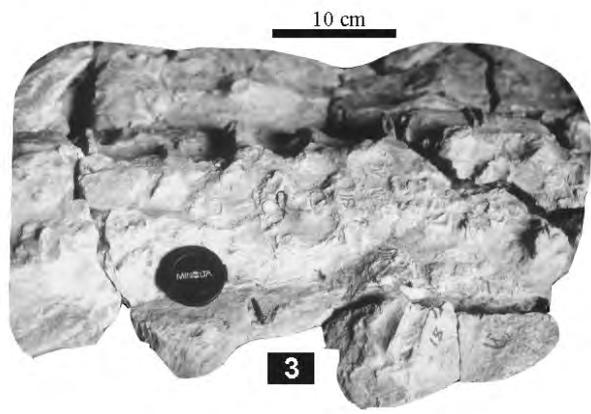
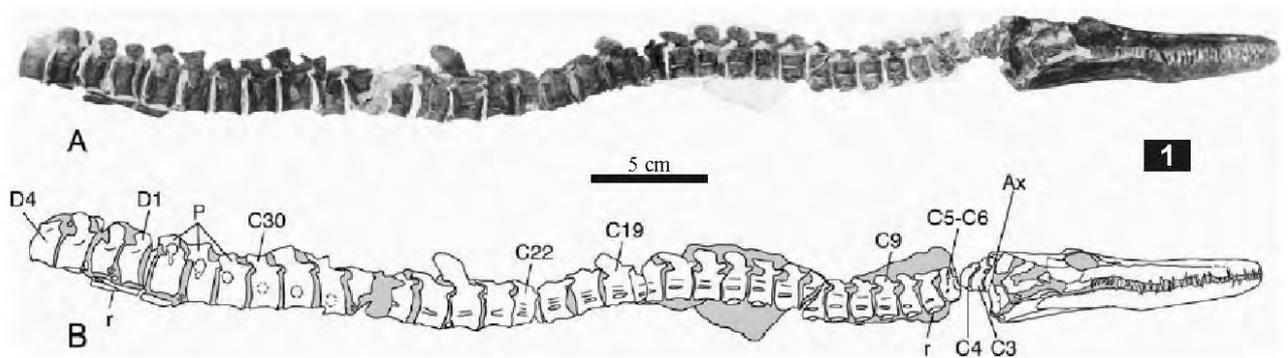


PLANCHE 33 ALGUES CALCAIRES, STROMATOLITHES et DIATOMÉES

ALGUES CALCAIRES

fig. 1 - *Heteroporella lepina*

1, section tangentielle

Cénomaniensupérieur de la coupe de Moulay Yacoub (Haute Moulouya), échantillon My 12

fig. 2 - Algue indéterminée

2, section transversale

Cénomaniensupérieur de la coupe de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B26

fig. 3 - *Terquemella* sp.

3, section transversale

Cénomaniensupérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 45 bis

fig. 4 - *Ethelia alba*

4, section transversale oblique

Cénomaniensupérieur de la coupe de Ben Cherrou (Haut Atlas central), échantillon B20

fig. 5 - *Neomeris pfenderae*

5, section transversale

Cénomaniensupérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 25

fig. 6 - Biomicrite à *Permocalculus* sp. (P)

Cénomaniensupérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 15

CYANO-BACTERIES, STROMATOLITHES

fig. 7 - Tapis algaire, stromatolithes

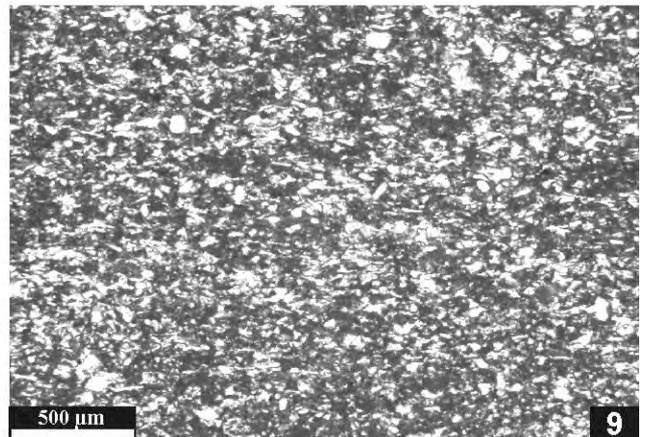
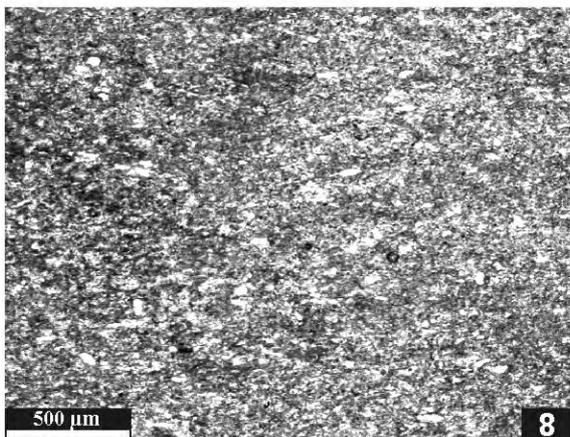
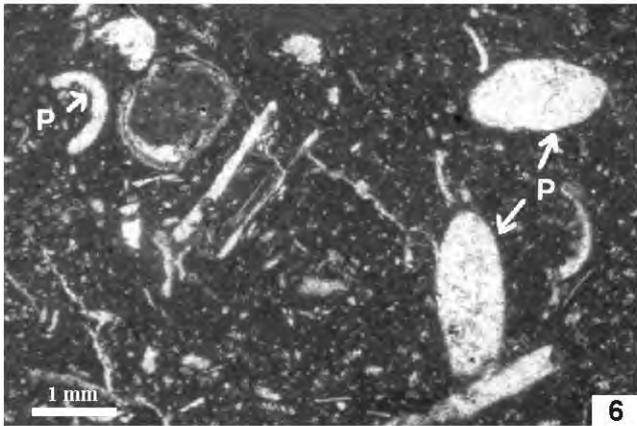
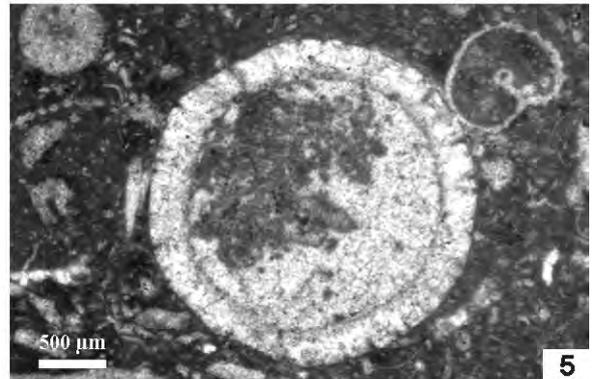
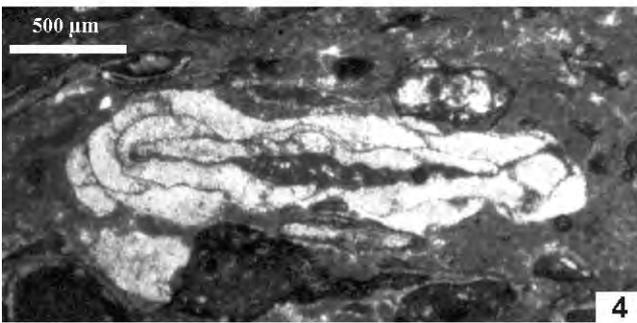
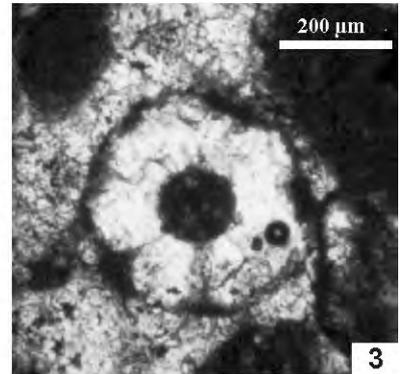
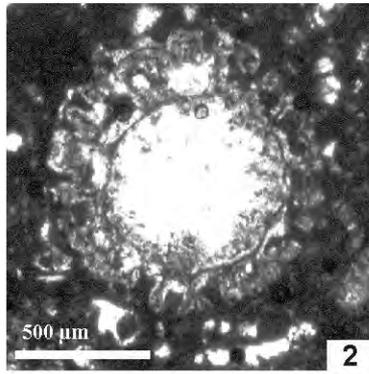
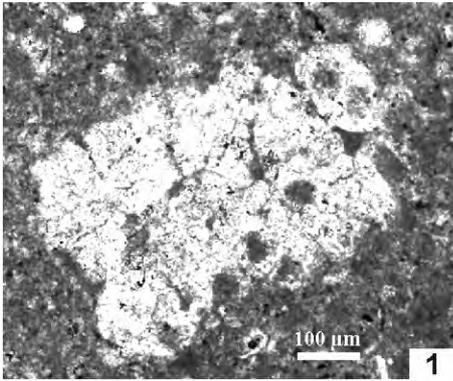
Cénomaniensupérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 45₃

ALGUES CHRYSOPHYTES, DIATOMÉES

figs. 8 et 9 - Microfaciès à diatomées (bloom des diatomées)

8, *Turonien inférieur de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 32*

9, *Turonien inférieur de la coupe de Sidi Boulahfa (Moyen Atlas), échantillon SBH 205*



INCERTAE SEDIS

figs. 1 et 2 - Calcaire marneux de texture wackestone à calcisphères et foraminifères planctoniques

1, *Cénomaniens supérieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua b*

2, *Turonien inférieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua 30*

fig. 3 - Bloom de calcisphères, détail de la figure 1

Cénomaniens supérieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua b

fig. 4 - Détail d'un stomiosphère

Cénomaniens supérieur de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua b

RADIOLAIRES

figs. 5 à 7 - *Holocryptocanium barbui* Dumitrica

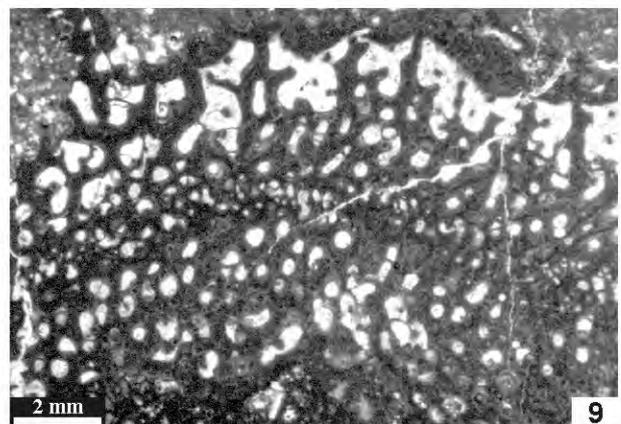
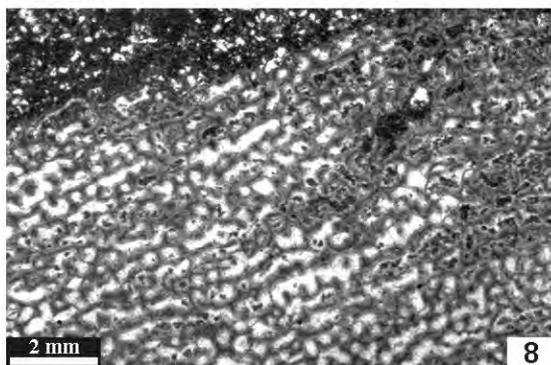
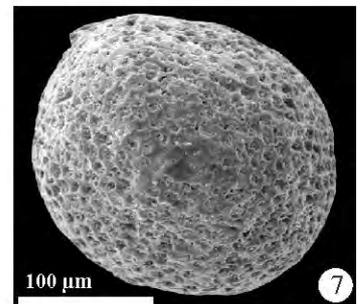
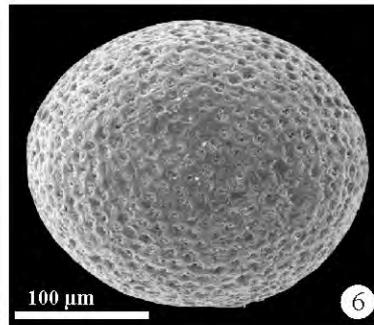
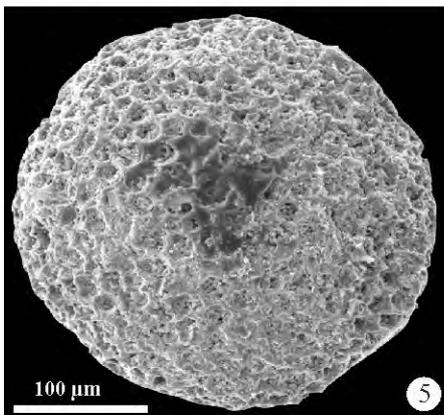
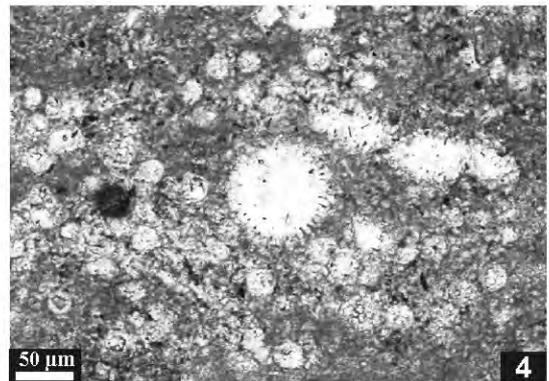
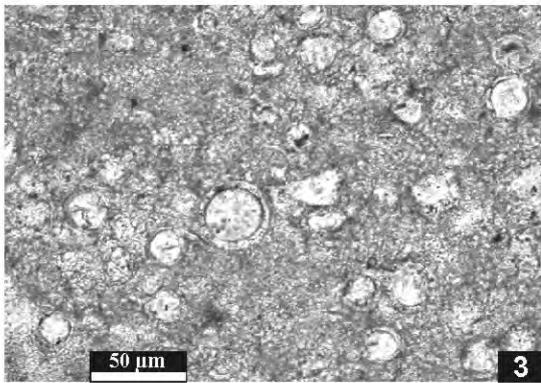
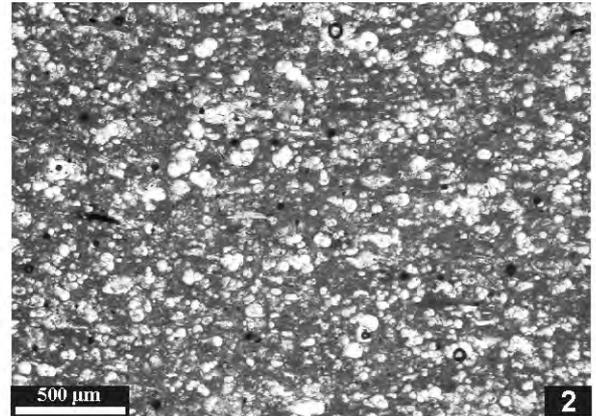
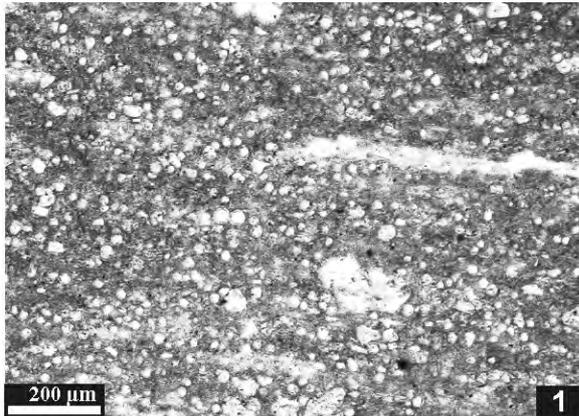
vues latérales de formes dégagées

Turonien inférieur de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 72

SPONGIAIRES

figs. 8 et 9 - Sections d'éponges de type Chaététidés

Cénomaniens supérieur de la coupe d'Ait Taraaft (Haut Atlas central), échantillon AT 13



SPONGIAIRES

figs. 1 et 2 - Sclérosponges (Stromatoporoides)

Lamelles horizontales traversées par les piliers verticaux. A la surface, présence de petits mamelons (au centre), point central d'un astrorhize, bien visible sur la figure 1

Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 40

GASTEROPODES

figs. 3 et 4 - Gastéropodes de type Nérinées

Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), faciès classique de l'unité C2

CORAUX

fig. 5 - Microfaciès à Polypiers : biomicrite à lamellibranches, gastéropodes, plaques d'échinodermes et débris d'algues (*Permocalculus*)

Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 25

fig. 6 - Coraux branchus en position de vie

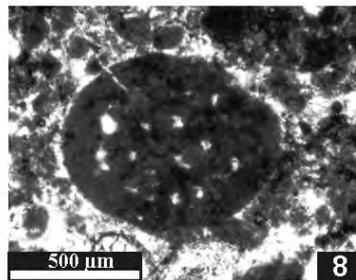
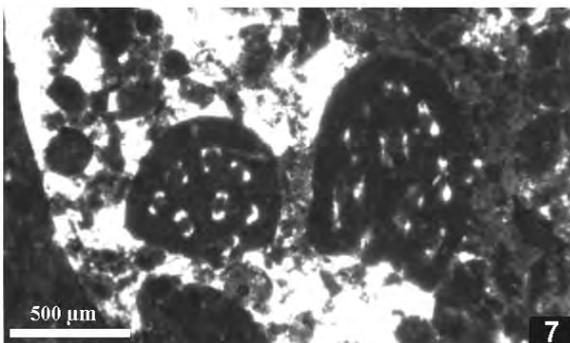
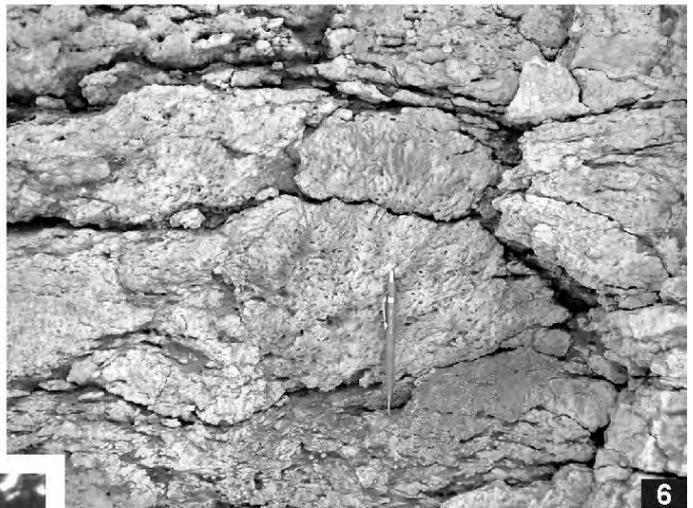
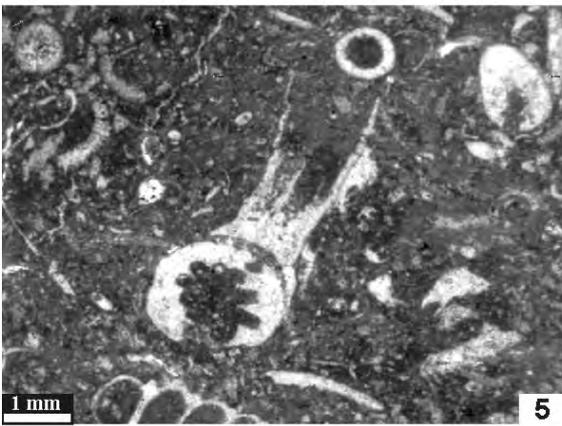
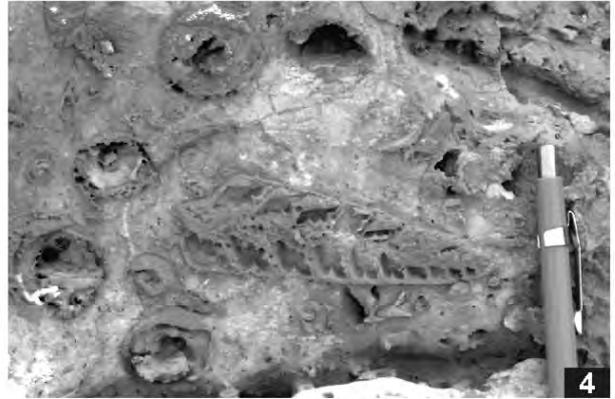
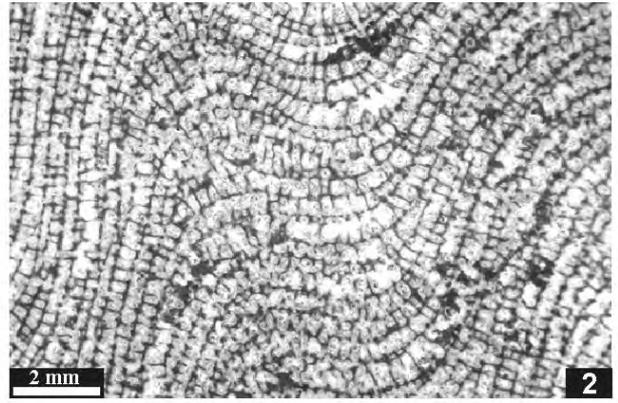
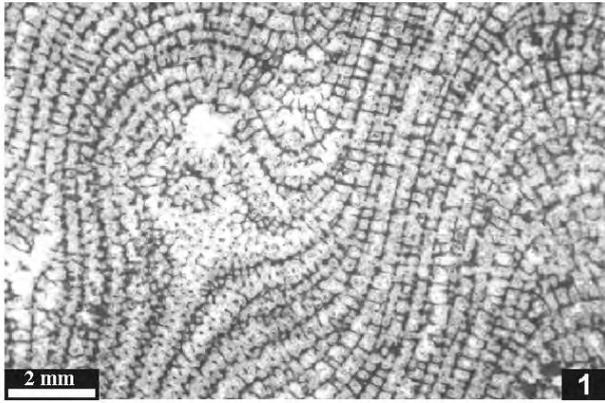
Cénomaniens supérieur de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), faciès classique de l'unité C2

CRUSTACES

figs. 7 et 8 - *Palaxius decemlunulatus*

sections transverses de coprolithes probables de Crustacés

Turonien inférieur à moyen de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), 7, échantillon Mib 54 ; 8, échantillon Mib 53



CRUSTACES

figs. 1 et 2 - Carinas de cirripèdes

1, vue externe ; 2, vue de profil

Cénomaniens supérieurs de la coupe de Mibladen (Haute Moulouya), échantillon Mib 9

SERPULIDAE

figs. 3 et 4 - Différentes morphologies de tubes d'annélides

3, *Cénomaniens supérieurs de la coupe d'Ait Taraaft (Haut Atlas central), échantillon AT 12*

4, *Turonien inférieur de la coupe de Tizi N'tanout ou Filal (Haute Moulouya), échantillon TF 35*

BRYOZOAIRES

fig. 5 - Bryozoaire indéterminé

fragment dégagé

Turonien inférieur à moyen de la coupe de Boulmane (Moyen Atlas), échantillon Bo 97

fig. 6 - Bryozoaire indéterminé

section transverse oblique

Cénomaniens supérieurs de la coupe du Ziz (Sillon Préafricain), échantillon Ziz 50

ICHTHOFAUNE

figs. 7 à 9 - *Thalassinoides*

7, *Cénomaniens supérieurs de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central), échantillon Oua 7*

8 et 9, faciès classique de comblement des sous-unités Tb

Turonien inférieur à moyen de la coupe de Ouaouizaght (Haut Atlas central)

