LE VRACONIEN, CENOMANIEN ET TURONIEN DU BASSIN D'ESSAOUIRA (HAUT ATLAS OCCIDENTAL, MAROC)

Analyse lithologique, biostratigraphique et sédimentologique, stratigraphie séquentielle

El Mostafa ETTACHFINI

Direction scientifique : Michel BILOTTE, Maître de Conférences Jacques REY, Professeur

Thèse d'Université soutenue le 7 Juillet 1992 à l'Université Paul-Sabatier Toulouse III

STRATA

Série 2, Vol. 18, p. 1-247, 87 fig., 28 pl.

1993

Adresse de l'auteur : Université Chouaïb Doukkali, Faculté des Sciences, B. P. 20, El Jadida, Maroc. Fax : (03) 34 21 87 - Tel : (03) 34 23 25 / 34 30 03. Je dédie ce travail à la mémoire de mon père

A ma mère

A mon frère

A mes soeurs

Remerciements

Ce travail est l'aboutissement de recherches effectueés sous la direction de Monsieur M. BILOTTE, dans le service du Professeur J. REY, au laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul Sabatier (UPS) de Toulouse III. Il intervient dans le cadre de l'action intégrée 86/210 avec le service de Monsieur K. TAJ-EDDINE du Laboratoire de Stratigraphie et de Paléontologie de l'Université Cadi Ayyad de Marrakech.

L'occasion m'est offerte de remercier ici les personnes qui m'ont fait l'honneur de participer au jury de thèse chargées de juger ce travail, et tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à sa réalisation.

En premier lieu, je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à Monsieur le Professeur J. REY pour m'avoir accueilli au sein de son équipe en me proposant ce sujet de recherche. Il a su, à tout moment, se montrer disponible et accueillant malgré les lourdes charges scientifiques et administratives qui lui incombent. 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. En tant que directeur de la revue Strata, il a aussi accepté la publication de ce mémoire. Qu'il en soit remercié.

C'est à Monsieur M. BILOTTE, Maître de Conférences (UPS, Toulouse III), que je dois mes tous premiers pas de futur géologue lors de mes premières investigations dans les Pyrénées ariègeoises, et plus tard dans le Haut Atlas marocain. Il a bien voulu suivre de très près l'ensemble de mes résultats et a toujours accepté avec gentillesse de corriger les premiers brouillons. Particulièrement intéressé par le sujet de thèse, il a toujours saisi avec vivacité l'essentiel des problèmes et ses avis m'ont été des plus utiles. De part sa participation au jury, il m'honore de son amitié.

Je suis fort reconnaissant à Monsieur le Professeur Y. GOURINARD (UPS, TOULOUSE III) d'avoir accepté la présidence du jury. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Monsieur le Professeur J. DELFAUD (Université de Pau et des Pays de l'Adour), a répondu avec gentillesse à mon invitation. Il a accepté d'être rapporteur et j'en suis très honoré. Je tiens à le remercier également pour ses conseils lors de mon séjour palois. C'est pour moi un très grand plaisir de le retouver aujourd'hui parmi les membres de jury.

Eminent spécialiste des organismes du Crétacé téthysien, Monsieur P. SAINT-MARC, Directeur de Recherches au CNRS (Université de Nice - Sophia Antipolis), a accepté avec sympathie le rôle de rapporteur. Je lui en suis très reconnaissant. Sa grande connaissance dans le domaine suscitera sans aucun doute d'ingénieuses critiques. Peut-être seront-elles à l'origine d'une collaboration future.

Monsieur B. ANDREU, Maître de Conférences (UPS, Toulouse III), a toujours marqué un intérêt bienveillant pour mon travail et a accepté de participer à ce jury. J'attends avec intérêt ses observations sur le mémoire, d'autant plus qu'il a lui même parcouru cette partie du Haut Atlas marocain. Je lui suis fort reconnaissant des déterminations et des photographies qu'il m'a fourni sur les Ostracodes.

Une pensée toute particulière s'adresse à Monsieur J. CANEROT, Maître de Conférences (UPS, Toulouse III). L''excellente relation que nous entretenons m'a permis d'avoir avec lui de nombreuses et fructueuses discussions particulièrement sur le chapitre géodynamique. Je lui en suis vivement reconnaissant.

Bien qu'ayant effectué moi même une partie des déterminations des fossiles récoltés, j'ai souvent fait appel aux compétences de nombreux et éminents spécialistes que je remercie vivement. Ainsi,

Monsieur M. BILOTTE (Université de Toulouse), a déterminé les Rudistes et a contrôlé de façon efficace mes déterminations des Foraminifères benthiques ; Monsieur J. REY (Université de TOulouse), a déterminé les Echinodermes ; Monsieur B. ANDREU (Université de Toulouse), les Ostracodes ; Madame M. J. FONDECAVE-WALLEZ (Université de Toulouse), la majorité des Foraminifères planctoniques ; Madame A. DHONDT (Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique), la plupart des espèces de Lamellibranches ; Monsieur B. GRANIER (Total, Paris), les Algues ; Madame N. GRAMBAST (Université de Montpelier), les Charophytes; Monsieur O. WITAM (Université de Marrakech), les quelques formes d'Ammonites de l'Albien; Madame D. GASPARD (Université Jussieu, Paris), les rares faunes albiennes de Brachiopodes; Monsieur G. BRETON (Muséum d'Histoire Naturelle, Le Havre), les carinas de Cirripèdes; Monsieur R. CUBAYNES (Université de Toulouse), les quelques dents de poissons; Monsieur G. TRONCHETTI (Université de Marseille), quelques formes naines benthiques de Foraminifères.

Je ne saurais terminer ces remerciements sans mentionner Monsieur le Professeur G. BUSSON (Muséum de Paris) pour la précieuse documentation qu'il m'a fait parvenir, Messieurs J. DELFAUD (Université de Pau et des Pays de l'Adour) et R. AIT OUALI (Université d'Alger) pour leurs discussions que nous avons eues sur les problèmes que pose la dolomitisation pour l'analyse des séries sédimentaires, Monsieur B. PEYBERNES (UPS, Toulouse) pour son soutien bibliographique, et Monsieur P. SOUQUET pour ses enseignements lors de mon DEA.

De fréquents contacts avec les géologues de l'industrie m'ont permis de tisser des liens scientifiques et amicaux avec, d'une part les chercheurs de la SNEAP Elf-Aquitaine production (Boussens), où j'ai effectué un stage de trois mois sur les données diagraphiques de l'Oxfordien du bassin de Paris, et d'autre part la Société Chérifienne des Pétroles et l'Office Nationale de la Recherche et des Etudes pérolières (Rabat), qui m'ont permis l'accès à de nombreux sondages du bassin d'Essaouira. A tous, j'adresse mes plus vifs remerciements.

Pendant les quatre premières années de mes recherches (DEA inclus), le financement de ma thèse a été géré par le CROUS dont je remercie le personnel pour leur chaleureux accueil.

Je ne saurais oublier tous ceux ou toutes celles qui ont contribué à la réalisation de ce travail, par leur concours technique, tant en France qu'au Maroc : Messieurs Y. FILHASTRE et R. PUERTOLAS, pour la réalisation des lames minces, J. C. MOLINIER, pour les travaux photographiques, D. NINICH, M. NAIBA, M. MAII et "CHERIF", pour avoir conduit la Land-Rover de la Faculté de Marrakech, Mesdames Houria, Latifa, F. RONCHINI, M. FILHASTRE, pour leur conseils techniques, et plus particulièrement Madame P. EICHEINE, pour ses conseils dans la réalisation des graphiques. La traduction des résumés a été réalisée par Mile B. COMPAN "la terrible" (espagnol), M. O. WITAM (Arabe), M. A. ALASRI (Anglais).

Je garderai le meilleur souvenir de mes camarades de 3ème cycle des Universités de Marrakech, d'Agadir et d'El Jadida. Ils sont trop nombreux pour être cités ici, mais je pense tout particulièrement à Mlle N. EL KAMALI avec qui de nombreuses discussions ont été menées, à mon frère Mohssine et à M. O. WITAM pour leur accompagnement notamment sur le terrain.

Je n'oublie pas tous mes autres camarades "toulousains" du Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie. Les nombreuses heures passées à discuter ont plus d'une fois orienté judicieusement ma démarche : MM. R. CISZAk, E-J. DEBROAS, J-L. LENOBLE, A. BOUCHOUATA, A. QUAJOUN, M. FRECHENGUES et H. M. VAN DE POEL.

Merci aussi à Soumia, ta présence constante auprès de moi m'a souvent réconforté et m'a aidé à surpasser les moments les plus difficiles.

Je tiens à rendre un hommage particulier à tous les membres de ma famille. Ils m'ont toujours laissé choisir librement le chemin que je m'étais tracé et il m'ont constamment soutenu au cours de mes études. Sans eux ce mémoire n'aurait jamais vu le jour.

Je leur dédie cette thèse.

Toulouse le 22 Juin 1992 El Mostafa ETTACHFINI

LE VRACONIEN, CENOMANIEN ET TURONIEN DU BASSIN D'ESSAOUIRA (HAUT ATLAS OCCIDENTAL, MAROC). ANALYSE LITHOLOGIQUE, BIOSTRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE, STRATIGRAPHIE SEOUENTIELLE

La série étudiée occupe la bordure septentrionale du Haut Atlas Occidental marocain. Elle est classiquement subdivisée en trois formations : la formation des Calcaires dolomitiques du Kéchoula (Vraconien), la formation des Marnes d'Aït Lamine (Cénomanien), et la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir (Turonien).

Sur la base de critères lithologiques, paléontologiques et sédimentologiques, et à partir de l'organisation séquentielle des dépôts, ces formations sont décomposées en unités lithostratigraphiques limitées par des discontinuités et organisées en séquences transgressives ou régressives qui sont engendrées par le jeu des oscillations eustatiques et de la subsidence du substrat. Les dépôts témoignent dans l'ensemble en faveur d'environnements de plate-forme confinée, peu profonde, au Vraconien et pendant la majeure partie du Cénomanien, et de plate-forme plutôt ouverte au Cénomanien terminal et au Turonien.

Des schémas de corrélations entre les coupes, et à l'échelle de l'unité, sont dressés. Ils permettent de mettre en évidence des aires de sédimentation à subsidence élevée, localisées dans la partie occidentale du bassin, à l'Est de la structure diapirique de Tidsi.

La répartition verticale de l'ensemble de la biophase (Foraminifères benthiques et planctoniques, Ostracodes, Algues et Characées, Lamellibranches et Echinodermes ; la plupart des organismes sont cités pour la première fois dans le bassin) est fortement influencée par les variations eustatiques ; une échelle biostratigraphique régionale nouvelle est proposée pour le Cénomanien et le Turonien.

Un essai d'interprétation de ces unités en terme de stratigraphie séquentielle débouche sur la mise en évidence de huit séquences de dépôt et de leurs cortèges respectifs, au sein des trois formations analysées ; ces séquences semblent pouvoir être mises en relation (partiellement ou totalement ?) avec les cycles eustatiques de troisième ordre proposés par HAQ et *al.* (1987). La première séquence de dépôt (SI) se confondrait avec la formation du Kéchoula ; elle serait en grande partie vraconienne. Les trois suivantes (SII, SIII et SIV) correspondent aux Marnes d'Aït Lamine ; elles couvrent le sommet du Vraconien ? et la majeure partie du Cénomanien. La cinquième (SV) regroupe le sommet de la formation des Marnes d'Aït Lamine et la base des Calcaires de la Casbah d'Agadir ; elle est datée du Cénomanien sommital-Turonien pro-parte. Enfin, les trois dernières (SVI, SVII et SVIII) qui constituent les Calcaires de la Casbah d'Agadir sont rapportées au Turonien moyen-supérieur.

Ce découpage permet de caler l'échelle biostratigraphique régionale sur la charte des cycles eustatiques globaux.

La démarche adoptée aboutit à une synthèse géodynamique des dépôts du bassin d'Essaouira au cours de l'intervalle Cénomanien-Turonien, intervalle pendant lequel l'influence des variations eustatiques globales l'emporte sur l'impact de la tectonique (halocinétique ?) locale.

Une vingtaine de planches photographiques illustrent la grande majorité des taxons recueillis.

Mots-clès : unités lithostratigraphiques, échelle biostratigraphique régionale, paléogéographie, stratigraphie séquentielle,

géodynamique, Vraconien à Turonien, Bassin d'Essaouira, Maroc.

THE VRACONIAN, CENOMANIAN AND TURONIAN SERIES OF THE ESSAOUIRA BASIN (WESTERN HIGH ATLAS, MOROCCO) LITHOLOGICAL, BIOSTRATIGRAPHICAL AND SEDIMENTOLOGICAL ANALYSIS, SEQUENCE STRATIGRAPHY

The studied series concerns the Western Hight Atlas margin of Morocco. This series is conventionally subdivided in three formations : the Kechoula dolomitic Limestones formation (Vraconian), the Aït Lamine Marly formation (Cenomanian), and the Agadir Casbah Carbonate formation (Turonian).

Based on lithologic, biostratigraphic and sedimentologic criteria, and on the depositional sequence organization, these formations are decomposed in lithostratigraphic units limited by discontinuities and organized in transgressive and regressive sequences which are generated by eustatic sea-level changes and subsidence rate variations. The deposits generally show shallow marine environments during the Vraconian and most of Cenomanian times, and open marine influences during the late Cenomanian and Turonian periods.

marine influences during the late Cenomanian and Turonian periods. Correlation diagrams between sections are given at a unit scale. They allow us to locate the sedimentation areas with high subsidence in the western part of the basin, east of the tidsi diapiric structure.

The vertical distribution of all the biophases (benthic and planktonic Foraminifera, Ostracoda, Algae and Characeae, pelicypods and echinoderms; most of the organisms are cited for the first time in this basin) is greatly influenced by eustatic variations of sea-level; a new biostratigraphic scheme is proposed for the Cenomanian and Turonian of the studied area.

An attempt to interpret these units in terms of sequence stratigraphy leads to the distinction of eight depositional sequences and their respective systems tracts, in the three analyzed formations. These sequences seem to be (partially or completely ?) related to third order cycles proposed by HAQ and *al.* (1987). The first depositional sequence (SI) correlates with the Kechoula formation ; it could correspond to the main part of the Vraconian. The three following sequences (SII, SIII and SIV) correspond to the Aït Lamine Marly formation ; it covers the uppermost Vraconian ? and the major part of the Cenomanian stage. The fifth one (SV) concerns the top of the Aït Lamine Marly formation and the lower part of the Agadir Casbah Carbonate formation ; its age is uppermost Cenomanian to Turonian *pro-parte*. Finally, the three last sequences (SVI, SVII and SVIII) which compose the Agadir Casbah Carbonate unit are related to mid - upper Turonian times.

This subdivision allows to connect the regional biostratigraphical diagram with the global eustatic cycles chart.

The used method, leads to a synthesis for the Essaouira Basin deposits of the Cenomanian - Turonian period, during which the influence of global eustatic changes prevails over local tectonics (tilted block and related halokinesis ?).

Twenty photographic plates shows the main collected taxons.

Key words : Lithostratigraphic units, regional biostratigraphic scale, paleogeography, sequence stratigraphy, geodynamics, Vraconian to Turonian, Essaouira Basin, Morocco.

RESUMEN (traduction de B. COMPAN & J. CANEROT, UPS Toulouse)

EL VRACONIENSE, CENOMANIENSE Y TURONIENSE DE LA CUENCA DE ESSAOUIRA (ALTO ATLAS OCCIDENTAL, MARRUECOS) ANALISIS LITOLOGICO, BIOESTRATIGRAFICO, SEDIMENTOLOGICO, Y ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

La serie estudiada ocupa el limite septentrional del Alto Atlas Occidental de Marruecos. Ha sido subdividida en tres formaciones : formacion calcareos dolomiticos del Kéchoula (Vraconiense), formacion Margas de Aït Lamine (Cenomaniense), y formacion Calcareos de la Casbah d'Agadir (Turoniense).

Sobre la base de criterios litologicos, paleontologicos, sedimentologicos y a partir de la organizacion secuencial de los depositos, estas formaciones han sido clasificadas en unidades litoestratigraficas limitadas por discontinuidades y a su vez agrupadas en secuencias transgresivas o regresivas que son generadas por el juego de oscilaciones eustaticas y por la subsidencia del subestrato. Los depositos representan un conjunto de ambientes de plataforma confinada, poco propunda, en el Vraconiense y durante la mayor parte del Cenomaniense ; de plataforma abierta en el Cenomaniense superior - Turoniense.

Algunos esquemas de correlaciones entre las secciones permiten poner en evidencia la sedimentacion con subsidencia elevada, localizada en la parte occidental de la cuenca, al Este de la estructura diapirica de Tidsi.

La reparticion vertical del conjunto de la biofase (Foraminiféros bentonicos y planctonicos, Ostracodos, Algas y Caraceas, Lamelibranquios y Equinodermos ; la mayor parte de los organismos son citados por primera vez en la cuenca) esta fuertemente influenciada por las variaciones eustaticas. Se propone una nueva escala bioestratigrafica regional para el Cenomaniense y Turoniense.

Un intento de interpretacion de estas unidades en terminos de estratigrafica secuencial llega a la evidencia de ocho secuencias de deposito con sus cortejos respectivos, dentro de las 3 formaciones analisadas ; estas secuencias parecen relacionadas (parcialmente o totalmente ?) con los ciclos eustaticos de tercer orden, propuesto por HAQ et al. (1987). La primera secuencia de deposito (SI) se confunderia con la formacion Kéchoula, que seria Vraconiense. Las 3 siguientes (SII, SIII y SIV) corresponden a las Margas de Aït Lamine que cubren el techo del Vraconiense ? y la mayor parte del Cenomaniense. La quinta (SV) reagrupa el techo de la formacion Margas de Aït Lamine y la base de los Calcareos de la Casbah de Agadir ; esta datada en parte como Cenomaniense superior - Turoniense. Finalmente, las 3 ultimas secuencias (SVI, SVII y SVIII), constituendo los Calcareos de la Casbah de Agadir corresponden al Turoniense medio - superior.

Esta division permite verificar la escala bioestratigrafica regional sobre la carta de los ciclos eustaticos globales.

La tentativa adoptada tiende a una sintesis geodinamica de los depositos de la cuenca de Essaouira en el curso del intervalo Cenomaniense - Turoniense, durante el cual la influencia de las variaciones eustaticas globales superan el impacto de la tectonica (halocinetica ?) local.

Una veintena de laminas fotograficas ilustran la gran mayoria de los taxones agrupados.

Palabras claves : unidad litoestratigrafica, escala bioestratigrafica regional, paleogeografica, estratigrafia secuencial, geodinamica, Vraconiense - Turoniense, Cuenca de Essaouira, Marruecos.

إن السلصلة التي تمت دل ستحا تنتمميا إلى الحدود الشمالية للأطملس الكبير الغربي المخربي . تقليديا ، تنقصم هذه السلسلة إلى ثلاثة تكوينات : تكوينة الكلس الدولومي لكيشولة (فراكوني) ، تكوينة هجيل آيت لامين (سينوماني) وتكوينة قصبة أكادبر (توروني).

بناءا على معايير ليتولوجيت ، باليونتولوجيا ورسوبيت ، وابتداء من التنظيم النعا قبي للمترسبات ، تنتشطس هذه النكوبينات إلى وحدات ليتو سترل تغرا فيت تمؤ ظَرة بتعطعات ومنظومت داخل تعا قبات نا نجت عن العوجات مستوى العروعي خسف الأساس. إن الرسوبات قد تو ضحت ، على العوم ، في مسطحت قليلته العقومة في الفراكوني وخلال الطرف الأكبر من السينوماني وفي مسطحت منتوحة في السينو ماني والتوروني .

إن أشكال النطابق بين المقاطع، وعلى سلم الوحمدات، قد تم رسمها . إنها تمكن من تحديد منا طق الترسب ذات خسف كبير والتي تقع فنما المجرء العربي للحوض ، نشرق البنيت الديا ببرية لتدزي إن التونريج العمودي المجموع المستخلات (١ لسخربات البانتونية

والبلا نكتونية ، الاوصتياكودات ، طحالب ، الكابراسيات ، صفائحيات الغلاصم و شوكيا ت ا لبحر ؛ إن معظيم ا لمستحنات قد ذكرت لأول مرة في حو ض الصويرة.) قد تائش ممدا بتموم ات مستويات البحار.

لقد عرضنا،من خلال هذه الدراسخ ، سلما بيومسترا تغرافيا جمهويا جديرا للسينومانو- توروندي. لقد حاولنا تفسير هذه الوحدات وذلك على ضود السترا تغرافيا النعاقبية مما مكننا من فن ثمان تعاقبات ظلمى و مكونا تعا. وقد يتبينى و كأن هذه النعاقبات كما صلة (نسبية أو كاملة ؟) بالادوار الثلاثية لتموجات مستويات البحان المعرفة من طرف ب. هاك وآخ (١٩٦٦) . النعاقبة الاولى (٢٦) تطابق تكوينة كيشولة ، إن الطرف الاعظم منها ينتهم الى الفرائوني النعاقبات الثلاث الآثية (١٦٣, ٢٦٦) قطابة تكوينة صميل النعاقبات الثلاث الآثية (١٢, ٢٦٦) قطابة تكوينة صميل النعاقبات الثلاث الآثية (١٢, ٢٦٦) قطابة تكوينة صميل النعوماني ، النعاقبة الخار كوني العلوي ؟ والطرف الاكبر من المسينوماني ، النعاقبة الخار والمرف السلمي لتكوينة كلس قرمبة الثلاثة الاواخي والطرف السلمي لتكوينة كلس قرمبة الثلاثة الاواخي واللواتي تُكَوّ تَن الطرف الاعلى كلس قرمبة الثلاثة الاواخي واللواتي تُكَوّ تَن العلوي . الثلاثة الاواخي واللواتي تُكَوّ تَن العلوي . الثلاثة الاواخي واللواتي أكوّ العلوي . الثلاثة الانواخي واللواتي أكوّ تن العلوي . الثلاثة الاواخي واللواتي أكوّ تن العلوي . الثلاثة الانواخي . الثلاثة الان والمي واللواتي أكوّ تن العلوي . الثلاثة الانواخي . الثلاثة الانتوريني الدينوماني العلوي . الثلاثة المنه والمواتي العلوي . الثلاثة المن واللواتي أتكور تن العلوي . الثلاثة الان التوريني . الثلاثة المنه التوريني العلوي . الثلاثة المنوابق التوريني العلوي . الثلاثة المنوابق التوريني العلوي . الثلاثة المنوابق التوريني . الثلاثية المنوريني العلوي . الثلاثة الانوابق التوريني . الثلاثة المنوابق التوريني . الثلاثية المنوابق التوريني العلوي . الثلاثية المنوابق التوريني . الثلاثي النه التوريني العلوي . الثلاثي المنوري . الثلاثي المنوري . الثلاثي المنوابق التوريني . المن المنوب . الثلاثي المنوري . الثلاثي المنه التوريني . المن المنوري . المن المنواب . المن المنوري . المن المنواب . المن المنوري . المنوري . المن المنوري . المن المنوري . المن المنوري . المن المنوري . المنوري . المن المنوري . المي . الموني . الموني . الموني . الموني

هذا التقسيم يُتمكِّنُ من متارنة السلم البيو دسترا تغرافي الجهوي مع أخطوط الادوار الكونية لتموجات مستويات البحار.

إن الطريقة العتبعة توصل إلى خلا صة جميو دينا ميكية لنهسبات حوض الصويرة خلال السينو مانو- تورونبي ، هذا الزمن الذي كانت فيه التموجات المستويات البحار تغلب بكثير على التكتونية (حركية العلج) المحلية .

لقد حريسنا على تقد يم العشرينات ما الوثائق المحورة والتي تبين الاغلبيخ الها ممقح للتاكسونات التي عشرنا عبيما.

كلما ت- مغا نتج: حوض الحويرة ، الاطلس الكبير الغربي، المغرب. وحدات ليتو مشرا تغرافية - صلم بيو مشرا تغراضي جمهوي، پاليو جغراطيا مشرا تغرافيا تعا قبيت ، جميو دينا هيكيت ، فراكو نبي إلى تورونبي.



CHAPITRE I INTRODUCTION GENERALE

SOMMAIRE

| 1, - INTRODUCTION |
|--|
| 2 CADRE GEOGRAPHIQUE |
| 2. 1 Aperçu climatologique et végétation17 |
| 2. 2 Aperçu hydrographique et hydrogéologique17 |
| 3 CADRE GEOLOGIQUE ET HISTORIQUE |
| 3. 1 Les conceptions structurales |
| 3. 2 Les conceptions stratigraphiques et lithologiques |
| 3. 2. 1 Les travaux anciens (1905-1976) |
| 3. 2. 2 Les travaux récents (1978-1991) |
| 4 BUT DE L'ETUDE |
| 5 METHODOLOGIE ET PRESENTATION |
| 5. 1 Méthodes d'étude27 |
| 5. 2 Figuration des coupes et légendes |

1. - INTRODUCTION

Les bassins sédimentaires d'Essaouira et d'Agadir sont limités au Sud par l'Accident Sud-Atlasique, au Nord par la Meseta marocaine, à l'Est par le Haut Atlas paléozoïque et à l'Ouest par l'Océan Atlantique (fig. 1).

Les appellations de ces bassins côtiers ont été différentes suivant les auteurs. Leur première mention, sous le nom de "bassin du Sud Ouest marocain", est dûe à E. ROCH (1930) ; cette désignation a été utilisée ensuite par les géologues de la Société Chérifienne des Pétroles -S.C.P.- (1960, 1966). Ultérieurement, G. CHOUBERT & A. FAURE-MURET (1962) ont introduit le terme de "Golfe Atlasique", nomination qui a été reprise par les géologues travaillant sur la marge continentale Nord-Ouest Africaine tels J. WIEDMANN & al. (1978-1982), A. BUTT (1982), etc ... Plus récemment, M. JAFFREZO, F. MEDINA & J. CHOROWICZ (1985) ont introduit le terme de "bassin occidental marocain". Nous adopterons cette dernière terminologie car le bassin d'Essaouira, qui sera l'objet de ce travail, fait partie intégrante de ce "bassin occidental marocain".

2. - CADRE GEOGRAPHIQUE

La région étudiée (fig.1) s'étend du Sud de Marrakech, à l'Est, jusqu'à Essaouira, à l'Ouest, sur environ 150 Km, et couvre du Nord au Sud, sur 30 Km environ, une zone de moyennes altitudes culminant à 1985 m sur le plateau de Lagla à l'Est du village d'Imi-N-Tanout.

2. 1. - Aperçu climatologique et végétation

Le climat du bassin d'Essaouira varie d'Ouest en Est. Les régions côtières présentent un climat doux à influence atlantique ; les régions internes ont un climat de type méditerranéen. La région même d'Essaouira présente un climat particulier, très humide et tempéré en toutes saisons.

Lié au climat humide de ce bassin, pousse l'Arganier (Argania spinosa), "l'arbre providence" de cette région ; il sert de nourriture aux chèvres qui grimpent jusqu'aux plus hautes branches pour en brouter les feuilles persistantes et les fruits ; ce derniers décortiqués, fournissent une huile actuellement coûteuse en raison de son extraction difficile. Notons, que chaque année, à Tamanar, se déroule le festival de l'Arganier.

2. 2. - Aperçu hydrographique et hydrogéologique

L'unité hydrographique principale du bassin d'Essaouira est un bassin versant de 1700 Km², recevant une pluviométrie moyenne de 500 mm/an. Ce bassin est parcouru par l'Oued Igrounzar qui reçoit l'Oued Zeltène ; l'ensemble





prend alors le nom de l'Oued Ksob qui coule en permanence et se jette dans l'Océan Atlantique à 2 Km au Sud d'Essaouira.

L'unité secondaire est formée d'une multitude de petits oueds éphémères qui drainent les eaux de ruissellement.

Le bassin hydrogéologique d'Essaouira est représenté, dans la zone côtière, par des aquifères sableux plio-quaternaires ; à l'Est, par des aquifères calcaires ou marno-calcaires anté-Pliocène.

D'un point de vue hydrochimique, la qualité de l'eau est médiocre en raison des faciès chlorurés sodiques qui prédominent dans l'ensemble des nappes phréatiques ; celles qui s'écoulent dans les fractures du Cénomano - Turonien, sont les moins chargées en sels minéraux de toutes les eaux souterraines de cette région.

3. - CADRE GEOLOGIQUE ET HISTORIQUE

3. 1. - les conceptions structurales

R. AMBROGGI (1963), distingue, dans la région d'Essaouira (du cap Hadid au cap Ghir), deux principales zones structurales (fig. 2) :



- le Sillon nord-atlasique, composé de synclinaux de grande amplitude séparés d'anticlinaux plus étroits, où viennent à l'affleurement des terrains jurassiques et surtout crétacés.

- la Zone pré-atlasique septentrionale, où les structures sub-tabulaires à ondulations larges sont constituées d'un matériel identique.

Dans cette conception, le bassin d'Essaouira empiète sur les deux zones.

F. DUFFAUD (1966), subdivise le bassin occidental marocain en trois régions (fig. 3) :

- une Zone Haute Centrale qui correspond au domaine des affleurements jurassiques.

- des Zones Nord et Sud-Atlasique où ressortent surtout des affleurements crétacés.

Dans cette conception, le bassin d'Essaouira englobe la Zone Nord-Atlasique et la déborde vers l'Est.



3. 2. - Les conceptions stratigraphiques et lithologiques

Le Crétacé affleure largement dans le bassin d'Essaouira où il ressort à la faveur de remontées anticlinales, d'Est en Ouest, dans la région d'Imi-N-Tanout (Carte d'Imi-N-Tanout, 1981), dans l'anticlinal d'Ida ou Zem-Zem (Carte d'El khemis des Meskala, 1970), et tout autour du diapir de Tidsi (Carte de Tamanar, 1970).

Depuis le début du siècle, ce Crétacé a attiré l'attention de nombreux chercheurs. En raison des limites du sujet, on ne présentera ici que les travaux relatifs au Crétacé moyen (Albien supérieur - Turonien).

3. 2 .1 - Les travaux anciens (1905-1976)

Le Cénomanien du Maroc occidental a été reconnu pour la première fois par A. BRIVES & M. P. LEMOINE (1905) en se fondant sur des critères paléontologiques, les Lamellibranches essentiellement.

Dans les calcaires durs à silex, la présence de l'espèce Astarte seguenzae a permis à BRIVES & BRALY (1905) de mettre en évidence le Turonien dans le Maroc Occidental ; THOMAS & PERON (1905), considèrent que cet étage surmonte partout le Cénomanien à Huîtres.

E. ROCH (1930-1950) définit, à partir des faciès du Cénomanien, deux aires de sédimentation : le "faciès occidental", caractérisé par le passage insensible de l'Albien au Cénomanien et par l'abondance des marnes vertes et des marnocalcaires à Lamellibranches ; le "faciès septentrional et oriental", caractérisé par un passage rapide de l'Albien au Cénomanien, par des séries détritiques peu fossilifères, avec fort développement des marnes vertes et rouges gypsifères ; il occupe une position plus interne (fig. 4). Au dessus, le Turonien (Cénomano? -



Turonien), beaucoup plus homogène, serait représenté partout par la formation des Calcaires à Astartes et silex.

Ces considérations débouchent sur la réalisation des premières cartes paléogéographiques. Conjointement, E. ROCH établit une liste des principaux fossiles (Lamellibranches, Gastéropodes, Echinodermes) caractéristiques de ces différents ensembles lithologiques.

G. CHOUBERT (1948), décrit la série type du Mésocrétacé des régions orientales comme étant formé de trois termes, devenus classiques par la suite, et constituant la "trilogie Mésocrétacé" (fig. 5) : ce sont de la base au sommet :



- des grès rouges continentaux azoïques attribués à l'Infracénomanien ou à l'Albien.

- des marnes versicolores à gypse rapportées à la partie inférieure du Cénomanien ; ce faciès lagunaire n'existe pas à l'Ouest où il est remplacé par des marno-calcaires et par des marnes vertes à faunes d'Huîtres.

- des calcaires et marno-calcaires blancs à silex qui s'étendraient sur le Cénomanien terminal et sur une partie, sinon sur la totalité, du Turonien.

Pour cette unité lithologique, CHOUBERT introduit la notion de "barre cénomano - turonienne".

Cette trilogie serait constante sur toute l'Afrique du Nord, de l'Atlantique jusqu'au Golfe de Gabès (Tunisie) .

E. BASSE & G. CHOUBERT (1956) donnent une liste des faunes d'Ammonites du "Cénomano-Turonien" de la partie orientale du domaine atlasique marocain et de ses annexes sahariennes ; en outre, ils font une comparaison avec le célèbre gisement de Settat (Maroc Occidental, sur la route Marrakech -Casablanca) découvert en 1924 par A. F. ROLLAND qui cite pour le Cénomanien : "Acanthoceras mantelli SOW, A. pentagonum BROWN & HILL, A. gentoni DEFRANCE, A. naviculare MANTELL et A. méridionale STOLICZKA" ; pour le Turonien inférieur : "Mammites salmuriensis COURT, Acanthoceras nodosoides CHOFFAT, Pseudotissotia meslei PERON, Pachydiscus rollandi PERON, etc ...", "gisement dont on ne connait pas les coordonnées et qui n'a pu être retrouvé...".

G. CHOUBERT & A. FAURE-MURET (1956-1962), reconnaissent dans la partie Ouest du bassin d'Essaouira un Cénomanien marin, avec des marnes et marno-calcaires jaunes ou blancs, au sommet duquel s'individualise la dalle calcaire turonienne débutant ici par un faciès bitumineux. Ils mettent en évidence l'origine atlantique de la transgression cénomanienne.

DUFFAUD & al. (1960-1966), dans le cadre des recherches menées par la S.C.P., ont proposé une première subdivision lithostratigraphique en formations rattachées à un cadre biostratigraphique. En effet, ils ont découpé l'intervalle Vracono - Turonien, dans le bassin d'Agadir, en trois formations, respectivement de bas en haut (fig. 6) :



fig. 6 : Cadre lithostratigraphique du Sud-Ouest Marocain au Crétacé moyen (d'aprés la S. C. P., 1966) 1 - Les Calcaires dolomitiques du Kéchoula (130 m), constitués de bancs calcaréo-dolomitiques massifs ; l'âge Vraconien alors invoqué pour cette unité lithologique résultait essentiellement de critères de position géométrique vis à vis des marnes de la formation de l'Oued Tidsi, datées de l'Albien par la présence des Ammonites : *Pervinquieria* gr. *pricei*, *Deiradoceras* gr. *albense* et *Hystoceras* orbignyi, cette dernière espèce étant considérée comme caractéristique de l'Albien supérieur - anté-Vraconien.

2 - Les Marnes d'Aït Lamine (240 m), épaisse série marneuse à intercalations de bancs calcaires, l'ensemble étant souvent très riche en Ostréidés. L'attribution stratigraphique de cette entité au Cénomanien découlait de la présence d'*Exogyra delettrei* et d'*E. africana* à sa partie inférieure, d'*E. columba* et d'*Alectryonia syphax* à sa partie supérieure.

3 - Les Calcaires de la Casbah d'Agadir (50 m), formant au dessus des Marnes d'Aït Lamine une puissante corniche calcaire. Alors que la partie inférieure est composée de calcaires lités, parfois crayeux à lits de silex, la partie supérieure en bancs plus massifs est souvent calcaréo-dolomitique. La présence d'une Ammonite *Leiwesiceras* sp. gr. *peramplus* MENT. et de nombreux Lamellibranches déterminés comme étant Astarte seguenzae ont permis une attribution au Turonien. Cet âge était conforté par la présence de *Barroisiceras* sp., *Plesiotissotia dullai* KARR. et *Hemitissotia turzoi* KARR. dans la formation susjacente des Calcaires et Marnes dolomitiques d'Anou n'Feg, datée du Coniacien.

Dans le but d'établir des cartes géologiques, les formations définies ci-dessus ont été intégrées par les travaux ultérieurs de R. AMBROGGI (1963) et A. MICHARD (1976), respectivement dans la région d'Agadir et dans le bassin d'Agadir-Essaouira (cartes de Tarhazoute, Tamanar ...).

3. 2. 2. - Les travaux récents (1978 - 1991)

Les derniers travaux réalisés dans le bassin d'Agadir-Essaouira (ou Golfe Atlasique) pour la période crétacée sont dûs à A. BUTT (1982), J. WIEDMANN & al. (1978-1982), P. WURSTER & al. (1982), G. EINSELE & al. (1982), R. STAMM & al. (1982), etc... ; ils ont pour but d'établir des reconstitutions paléogéographiques de la Marge Continentale Nord-Ouest Africaine à partir d'analyses biostratigraphiques (fig. 7 et tab. 1) et géochimiques, et de déboucher sur une comparaison avec la Marge Atlantique Nord-Américaine.

Ces divers travaux ont confirmé, dans le bassin d'Essaouira, une évolution transgressive du Cénomanien, avec un maximum de cette tendance atteinte au Turonien. Le bassin d'Agadir se révèle plus "océanique" que le bassin d'Essaouira.

J. BEAUCHAMP & al. (1985), ont reconnu, à l'Est du bassin d'Essaouira (Haut Atlas de Marrakech) dans la région d'Asni, que l'essentiel du Cénomanien (50 à 60 m) est constitué de dépôts détritiques rouges surmontés d'une barre calcaire (55 m) cénomano-turonienne au sein de laquelle s'organisent trois séquences de comblement.



J. CANEROT & al. (1982-1986), dans une révision biostratigraphique des séries du Crétacé du bassin d'Essaouira, ont montré l'existence de nombreux niveaux carbonatés cénomaniens riches en Foraminifères benthiques et en Dasycladales ; ces niveaux précèdent les calcaires et dolomies à silex de la corniche turonienne. Ces auteurs proposent aussi une comparaison avec différents bassins et plates-formes du Maghreb.

J. THEIN (1988) s'est essentiellement intéressé à la paléogéographie turonienne du Haut Atlas marocain et de l'Atlantique Nord. Fondées sur des analyses géochimiques, ses reconstitutions paléogéographiques mettent en évidence aux moins quatre oscillations du niveau marin d'importance diffèrente, engendrant chacune un cycle sédimentaire régressif.

ETTACHFINI & al. (1989) ont procédé à une étude bio et lithostratigraphique des séquences sédimentaires dans le Crétacé moyen (Vraconien à Turonien) de la région d'Imi-N-Tanout. En outre, ils ont proposé un premier essai d'interprétation en terme de stratigraphie séquentielle, et ont reconnu, aux imprécisions stratigraphiques près, 7 séquences de dépôt corrélables en nombre aux cycles eustatiques de 3^{ème} ordre du diagramme de HAQ & al. (1987).

N. EL KAMALI (1987 - 1990), dans son étude sur le Cénomano-Turonien de la région d'Imi-N-Tanout (1987) et du bassin d'Agadir (1990), a précisé le cadre biostratigraphique (tab. 1) et sédimentologique des formations : Calcaires dolomitiques du Kéchoula, Marnes d'Aït Lamine et Calcaires de la Casbah d'Agadir ; elle a, en outre, établi pour le bassin d'Agadir (1990) un découpage en séquences de dépôt démontrant ainsi que la sédimentation, dans ce bassin et pendant cette période, était sous contrôle eustatique dominant.

En faisant une analyse séquentielle et paléontologique (Ostracodes) sur une transversale Agadir-Nador, B. ANDREU (1985, 1989, et 1991) reconnaît dans la région d'Essaouira et d'Agadir, au dessus d'un Vraconien dolomitique, deux mégaséquences dans le Cénomanien, la première de comblement, la seconde

| | | LURONIEN | CENOWVNIEN | SUP. | |
|-------------------------------|---------------------------|--|---|---|-----------|
| FORA | WIEDMANN et al. (1982) | GNr. schneegansi GNr. sigali GNr. reazi / GNr hagai PraegNr. praebelvetica PraegNr. lehmani | Praegitr. stephant Thomastinella sp. Hedbergelia paradubia Roiatipora cushmant Roi. greenhornpeasis Cribratina tezana Spirophecianmina praegina tedb. defrioensis fedb. defrioensis praegitr. defrioensis | Rot. appennizica Tic rayaavdi digitalis Pianomatina burtorfi | B A |
| M I N I F E R E S AMMONITES & | EL KAMALI (1990) | Marginotr. schneegansi M. sigati Dicarinella hagni Praegitr. helvetica Dicarinella imbricata Gabouella levis Heterobella reussi Heterobella globulosa | Praeglit: stephani Praeglit: stephani Dicarinetla algeriana Roitalipora cushmani Roi, greenhornensis Cribratina sp. Lenticulna sp. Lenticulna sp. Lenticulna sp. Redb. delrioensis Roi. broizeni Roi. delrioensis Praeglit. aumalensis Praeglit. aumalensis Praeglit. aucomani Roi. appenninca | Rotalipora sp. | N I S S |
| | WIEDMANN et al. (1982) | Romaniceras deverianum Selwinoceras sp. Mammites sp. Mammites sp. Inoc. apultaus faoc. opultaus | | Stoliczkala dispar Paraturrilites (B.) bergeri Pervinquieria (P.) fallaz Histeroceras orbignyi | D'AGADI |
| INOCERAMES F 0 R A | EL KAMALI (1990) | Sub prinocyclur acptuni Allocroceras sp. Mammites nodosoides Inoceramus sp. Scaphiles sp. | | Mortoniceras (M.) fallar | I R |
| | WIEDMANN et al. (1982) | Gile d' helvetica Heterobeliz globulosa Heterobeliz moremani | Dicycline sp. Preestveoline sp. | Cuneolina sp. Tertularia sp. Milioliden | ΒA |
| MINIFERES A MMON | EL KAMALI (1987) | Praegiir, praethefretica Neterobelis reussi Gabonelis sp. | Spirocyclina allasica Dic schlumbergeri Fraestveol tumpfer Charentia cuvillieri | | SSIN D'ES |
| | WIEDMANN et al (1982) | Romansceras de versaoum | | Pervinquieria (P.) fallar | SSAOUI |
| NITES | EL KAMALI (1987) | | | | RA |

cyclique. Le passage Cénomano - Turonien est progressif et la polarité sédimentaire de l'ensemble est nettement atlantique.

4. - BUT DE L'ETUDE

Dans le cadre des études menées sur le Mésozoïque-Cénozoïque du bassin d'Agadir-Essaouira par le Laboratoire de Stratigraphie et Paléontologie de l'Université Cadi Ayyad de Marrakech en collaboration avec le Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul Sabatier de Toulouse, la révision d'ensemble du Crétacé moyen du bassin d'Essaouira m'a été confiée ; elle fait suite à celle déjà réalisée dans le bassin d'Agadir par N. EL KAMALI (1990).

Pour cet intervalle de temps, trois objectifs principaux ont été poursuivis, consistant :

1 - à établir une analyse lithologique détaillée permettant de déboucher sur une meilleure compréhension de l'installation et de l'évolution des plates-formes carbonatées au cours du Cénomanien et du Turonien.

2 - à dresser un inventaire faunistique des marqueurs biostratigraphiques (Foraminifères benthiques et pélagiques) et paléoécologiques (Ostracodes, Lamellibranches, Rudistes, Gastéropodes, Echinodermes et Végétaux) et permettant d'arriver à un cadre chronostratigraphique cohérent.

3 - à proposer une interprétation de la série stratigraphique en termes de séquences de dépôt sensu VAIL & al. (1987).

5. - METHODOLOGIE ET PRESENTATION

5. 1. - Méthodes d'étude

L'étude de la série cénomano-turonienne fait appel à des méthodes d'investigation variées. Celles-ci intègrent à la fois les données de la prospection sur le terrain et des analyses conduites au laboratoire.

Sur le terrain, une première approche consiste en la recherche de coupes et en un levé détaillé banc par banc, en individualisant les différentes unités lithologiques, tant par leurs caractéristiques géométriques (extension, taille et géométrie apparente des corps sédimentaires), sédimentologiques (nature des composants, relations bancs à bancs, séquences et discontinuités), que biologiques (microfaunes et macrofaunes).

Au laboratoire, les échantillons prélevés sont étudiés par des moyens optiques ; plus de 340 lames minces ont été confectionnées dans des roches essentiellement carbonatées pour compléter l'étude des affleurements, notamment par l'analyse microscopique des faciès, avec description et agencement (texture et structure) identifiés selon les terminologies de FOLK (1959) et DUNHAM (1962) (fig. 8), et avec reconnaissance des différents composants biologiques et lithologiques (éléments, nature des ciments ...). 150 lavages ont été faits dans les roches meubles, marnes et marno-calcaires ; ils ont permis de recueillir la biophase composée essentiellement de Foraminifères benthiques, de quelques planctoniques et de nombreux Ostracodes.

| Principaux allochems | Matrice à grains > 4 µm | | Matrice à grains $<4\mum$ | | |
|--------------------------------------|---------------------------------------|--|--------------------------------------|-------|--|
| bioclastes (squelettes calcaires) | biosparite | | biomicrite | 01 | |
| oolithes, ooïdes (< 2 mm) | oosparite | | oomicrite | 30°E | |
| pelotes lécales, péloïdes(<2mm) | pelsparite | | pelmicrite | 000 | |
| intraclastes (clastes divers) | intrasparite | | intramicrite | \$ | |
| calcaire formé in situ | biolithite (calcaire construit) | | dismicrite (calcaire fenestré) | B B B | |

a - Classification de FOLK (1959)

| EXERCIE | M | MUDSTONE | | ~ 0 (_ | < 10 % DS GRAINS | Grains flottents | * | |
|---------|---|---------------------------|-------|------------|---|---------------------|------------------|--|
| | ¥ | WACKESTONE | ::: | 599 | > 10 % DS GRAINS | Bud-supported | MICRITE > | |
| | P | PACESTORE | 10.00 | NE | AVEC matrice boucuse | Grains jointifs | | |
| Forte - | G | GRAINSTONE | 80000 | her. | SANS Matrice Boweuse | Srein-supported | NICETTE A 5 X | |
| | 8 | BOUNDSTONE Tens Erui D | | | a) Calcaire recristallisé 6) Dolomía | | | |

b - Classification de DUNHAM (1962)

fig. 8 : Classification des roches carbonatées a - classification de FOLK (1959) b - classification de DUNHAM (1962)

28



Les déterminations à intérêt biostratigraphique et/ou paléoécologique ont été faites, aussi bien sur les lames minces que sur les organismes dégagés.

Enfin, l'ensemble de ces données biologiques et sédimentologiques a été utilisé pour définir les caractéristiques des milieux de dépôt pour chacune des unités lithologiques étudiées. Nous avons adopté les terminologies les plus généralement utilisées (J. M. PERES et J. PICARD, 1959 ; J. M. PERES, 1961 ; Elf-Aquitaine, 1975, 1977 ; ...) (fig. 9). L'enchaînement vertical des dépôts et environnements aux diverses échelles a permi de définir des séquences majeures, selon la démarche classique de l'analyse séquentielle (J. DELFAUD, 1972, 1974, 1986). Ces données peuvent servir de base à une interprétation en termes de stratigraphie séquentielle permettant de proposer des corrélations à l'échelle du bassin et d'identifier le rôle des variations du niveau des mers dans le bassin sédimentaire. L'ensemble des résultats sera intégré dans un schéma d'évolution géodynamique permettant de situer le bassin d'Essaouira dans le contexte de la Marge Passive NW Africaine.

5. 2. - Figuration des coupes et légendes utilisées

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. 10).





CHAPITRE II

ETUDE REGIONALE DETAILLEE

Lithologie, Biostratigraphie et Sédimentologie

SOMMAIRE

| 1 Situation des coupes étudiées | 3 |
|---|---|
| 2 Description des formations4 | 0 |
| 2. 1 Formation des Calcaires dolomitiques du Kéchoula4 | 0 |
| 2. 1. 1 Description des coupes étudiées4 | 0 |
| 2. 1. 2 Environnements sédimentaires4 | 4 |
| 2. 1. 3 Argumentations biostratigraphiques4 | 4 |
| 2. 2 Formation des Marnes d'Aït Lamine4 | 6 |
| 2. 2. 1 Coupe type du Jbel Talbourine4 | 6 |
| 2. 2. 2 Coupes annexes | 2 |
| 2. 2. 3 Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires, | |
| conséquences paléogéographiques10 | 4 |
| 2. 2. 4 Argumentations biostratigraphiques | 9 |
| 2. 3 Formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir | 7 |
| 2. 3. 1 Coupe type de Dar Caïd Neknaffi | 8 |
| 2. 3. 2 Coupes annexes | 4 |
| 2. 3. 3 Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires, | |
| consequences paleogeographiques | 8 |
| 2. 3. 4 Argumentations biostratigraphiques | 3 |

1. - SITUATION DES COUPES ETUDIEES

Le Crétacé moyen a été étudié totalement ou partiellement dans 9 coupes. Celles-ci se situent sur les feuilles de Tamanar, d'El Khemis des Meskala, d'Imi-N-Tanout et d'Amezmiz(fig. 11).

* Feuille de Tamanar (1/100 000) ; 3 coupes ont été levées (fig. 12)

• coupe du Jbel Aghannbou (1) (X = 103,2; Y = 99,0); elle se développe sur le flanc NW du diapir de Tidsi, à 7 Km à l'Est du souk El Arba d'Ida ou Kred; la succession est relevée de l'oued Tidsi, au SE, vers Aït Ammar, au NW. Les couches plongent régulièrement vers l'Ouest, avec un pendage variant entre 20° et 70°. Cette coupe a été levée dans son intégralité.

• coupe de Dar Caïd Neknaffi (2) (X = 102,0 ; Y = 84,0); elle est localisée sur le flanc SE du diapir de Tidsi, sur la route secondaire menant d'Essaouira à As-Sabt des Neknaffa. Les couches ont un pendage très faible variant entre 5° et 15° et plongent régulièrement vers le Nord. La majeure partie des Marnes d'Aït Lamine ne présente pas de bonnes conditions d'affleurement.

• coupe du Jbel Igammoud (3) (X = 105.9; Y = 86.2); située à 7 Km à l'Est de la coupe de Dar Caïd Neknaffi, elle ne montre que la transition entre les Marnes d'Aït Lamine et les Calcaires de la Casbah d'Agadir.

* Feuille d'El Khemis des Meskala (1/100 000) ; 2 coupes y ont été étudiées (fig. 13)

• coupe du Douar Tama (4) (X = 122,5 ; Y = 82,2); elle est située à 1 Km au Sud du village de Bizdad ; les couches sont d'abord subverticales et plongent fortement (70° à 80°) vers le Nord ; un accident tectonique supprime la partie supérieure non sommitale des Marnes d'Aït Lamine. Au dessus, les Calcaires de la Casbah d'Agadir, affleurent avec un pendage vers le Nord plus faible.

• coupe du Jbel Talbourine (5) (X = 125,0 ; Y = 82,5); elle est distante de 3 Km, à l'Est, de la coupe de Tama ; étudiées dans la vallée d'El Kheneg, à 2 Km au Sud du village de Tnine Ida ou Zem-zem, sur le flanc Nord du Jbel Talbourine, les couches, fortement redressées, plongent régulièrement vers le Nord et montrent des affleurements exceptionnels qui ont permis un lever quasi-continu.







coupe d'Asni





5 Jbel Talbourine

36

* Feuille d'Imi-N-Tanout (1/100 000) ; deux coupes ont été analysées (fig. 14)

• coupe de Douar Tadnest 6 (X = 159,0 ; Y = 87,5); elle est située juste au Nord du Douar Tadnest, à 20 Km au NW du village d'Imi-N-Tanout. Les couches plongent toutes régulièrement vers le Sud avec un pendage variant entre 30° et 70°, et se prètent à un lever continu.

• coupe d'Imi-N-Tanout ⑦ (X = 171,0; Y = 69,3); elle est située le long de la route secondaire reliant Chichaoua à Agadir (S 511), immédiatement au Sud du village d'Imi-N-Tanout. Les couches plongent régulièrement d'environ 30° vers le Nord. Les trois formations habituelles du sommet du Crétacé moyen y sont bien développées.

* Feuille d'Amezmiz (1/100 000) ; 2 coupes ont été analysées partiellement, juste au niveau de la "barre cénomano-turonienne" (fig. 15)

• coupe d'Amezmiz \bigotimes (X = 230,5 ; Y = 71,0); elle est située à 1,5 Km au Sud du village d'Amezmiz ; les couches fortement redressées ont un pendage régulier vers le Nord.

• coupe d'Asni (9) (X = 252,0 ; Y = 76,0); elle est située à 22 Km à l'Est de la coupe d'Amezmiz, le long de la départementale (S501) reliant Wirgane à Asni. La "barre cénomano-turonienne" présente un pendage relativement faible, vers le Nord.




2. - DESCRIPTION DES FORMATIONS

2. 1. - Formation des Calcaires dolomitiques du Kéchoula

2. 1. 1. - Description des coupes étudiées

Compte tenu des limites stratigraphiques du sujet (le Cénomano-Turonien), la formation du Kéchoula a rarement été étudiée dans son intégralité, le plus souvent seulement au niveau de sa partie sommitale ; elle constitue partout le plancher de la formation des Marnes d'Aït Lamine. A ce titre, son analyse se limitera donc à une description sommaire de 4 coupes, réparties entre le diapir de l'Oued Tidsi, à l'Ouest, et le secteur SW de la plaine du Haouz, à l'Est ; il s'agit respectivement des coupes du Jbel Aghannbou, de Dar Caïd Neknaffi, du Jbel Talbourine et d'Imi-N-Tanout.

2. 1. 1. 1. - Coupe du Jbel Aghannbou (fig. 17)

Le Crétacé repose directement et par contact anormal sur les argiles rouges salifères et les dolérites du Trias (fig. 16) qui représentent les termes les plus anciens affleurant dans l'axe de la structure diapirique de l'Oued Tidsi. Il est constituée par :



fig. 16 : Albien supérieur en contact anormal avec le Trias, suivant un accident diapirique

| Iges | ges or mations hantillons (A) ithologie | | tructures et figures sédimentaires ioclastes | esmoceras sp. foutonithyris dutempleana licatula sp. | ytherella cf. sp. 5 ocytheropteron gr. glintzboeckeli ehacythereis aff. fahrioni aracypris mdaouerensis leocythere sp. 2 rotocythere (Protocythere)derooi chuleridea ? sp. | Organisation séquentielle marin | nvironnements | |
|-------------------|--|----|--|--|--|--|---------------|---------------------------------|
| -45 | An amine | Ä | | s e | <u> </u> | 0.00 04 04 04 04 04 04 04 04 04 04 04 04 0 | * * * * | ш |
| V R A C O N I E N | Calcaires dolomitiques du Kêchoula | A1 | | | | | | - médiolittoral à supralittoral |
| ALBIEN SUP. | Oued Tidsi | A0 | | | | | | infralittoral |
| TRIAS | Argiles d'Argana | | | | 18 % S | | mm | |
| | | | fig. 17 | ' : Formation des C cou | alcaires d pe du Jbe | olomitiques du Kèch I Aghannbou | oula | |

- la formation des Marnes de l'Oued Tidsi visible sur 7 m d'épaisseur.

Ces marnes de couleur verte, très fossilifères, d'apparence homogène, montrent, dans leur tiers supérieur, un unique niveau décimétrique de calcaire gréseux et dolomitique ; elles nous ont livré des Lamellibranches -*Plicatula* sp.-, des Gastéropodes, des Brachiopodes -*Moutonithyris dutempleana* (D'ORBIGNY) [dét. D. GASPARD]-, de nombreuses petites Ammonites pyriteuses -*Desmoceras* sp. ,[dét. O. WITAM], des rostres de Belemnites, des tubes de Serpules, des dents de poissons et des Ostracodes -*Cytherella* cf. sp. 5 Andreu, 1991, *Eocytheropteron* gr. *glintzboeckeli* DONZE & LE FEVRE, 1981, *Rehacythereis* aff. *fahrioni* (BISCHOFF,1963) : MAJORAN, 1989, *Paracypris mdaouerensis* BASSOULLET & DAMOTTE, 1969, *Neocythere* sp. 2, *Protocythere* (P.) derooi OERTLI, 1958 et Schuleridea ? sp.

- la formation des Calcaires dolomitiques du Kéchoula épaisse de 40 m.

Aux lacunes d'observation près, on peut distinguer 4 barres massives plurimétriques de nature calcaréo-dolomitique qui correspondent vraisemblablement à quatre séquences élémentaires de comblement granocroissantes et strato-croissantes. Ponctuellement, s'observent des laminations planes parallèles. Cette succession peut admettre des intercalations gréseuses ; des "mouches de Manganèse" apparaissent souvent.

Le microfaciès est celui de dolomicrites à dolomicrosparites, parfois finement quartzeuses.

2. 1. 1. 2. - Coupe de Dar Caïd Neknaffi (fig. 19)

Seule la partie supérieure de la formation du Kéchoula a été analysée.

Sur les 16 derniers mètres, s'individualisent deux séquences élémentaires plurimétriques :

- la séquence inférieure débute par une alternance de bancs décimétriques gréseux (fig. 18, [a]) et calcaréo-dolomitiques (fig. 18, [b]), se poursuit par des bancs plus épais de calcaires dolomitiques où s'observent des restes de coquilles de Lamellibranches et s'achève par des calcaires dolomitiques en bancs plus massifs.

- la séquence supérieure ne se compose que de calcaires dolomitiques, à coquilles de Lamellibranches à la base, azoïques et gréseux à stratifications parallèles et obliques planes, au sommet (fig. 19).

L'évolution de l'ensemble paraît grano et strato-croissante.

Les microfaciès observés vont de la dolomicrosparite à la dolosparite quartzeuse.

2. 1. 1. 3. - Coupe du Jbel Talbourine (fig. 20)

Seuls les derniers 18 m ont été étudiés.

Comme dans la coupe de Dar Caïd Neknaffi (fig. 19), c'est une organisation en comblement que l'on observe dans les trois dernières séquences élémentaires plurimétriques de la formation. Celles-ci sont essentiellement constituées par l'enchainement de deux types de faciès : des marnes silto-dolomitiques terrigènes et des calcaires dolomitiques gréseux. Le caractère strato et grano-croissant est encore net.







Ľ,

2. 1. 1. 4. - Coupe d'Imi-N-Tanout (fig. 21)

Au dessus des marnes vertes de l'Oued Tidsi, datées à leur base de l'Albien par des petites Ammonites pyriteuses assimilables à *Beudanticeras dupinianum* var. *africana* (Pervinquières)" [J. REY et *al.*, 1986], la formation du Kéchoula affleure sur une épaisseur de 20 m.

Elle se compose, pour l'essentiel, de quatre barres massives plurimétriques qui correspondent en fait à quatre séquences élémentaires de comblement grano et strato-croissantes. Chacune d'elle est constituée de l'enchaînement suivant : calcaires dolomitiques-calcaires dolomitiques et gréseux. Ces derniers peuvent présenter des terminaisons en coins et des chenalisations à grande échelle. Ponctuellement, on remarque la présence de lentilles dolomitiques à stromatolithes.

Les microfaciès, sont ceux de dolomicrites à dolomicrosparites quartzeuses.

2. 1. 2. - Environnements sédimentaires

Peu d'informations peuvent être déduites des observations rapportées cidessus. Le caractère presque uniquement calcaréo-dolomitique et légèrement détritique, les rares horizons où sont encore observables des restes de Lamellibranches (Ostréidés vraisemblablement), concourent à situer les dépôts de la formation du Kéchoula dans des environnements de plate-forme confinée de milieu médio à supralittoral.

A la fin de l'Albien, l'ensemble du bassin d'Essaouira s'inscrivait vraisemblablement dans ce contexe paléogéographique.

2. 1. 3. - Argumentations biostratigraphiques

Dans le bassin d'Essaouira, la formation des Calcaires dolomitiques du Kéchoula est avant tout considérée comme un repère lithologique majeur.

L'âge Vraconien qu'on lui a habituellement dévolu résulte essentiellement de sa position au dessus de la formation des Marnes de l'Oued Tidsi dont l'âge Albien est établi sans ambiguïté [J. REY & al. 1986]. La présence d'Ostracodes (particulièrement *Eocytheropteron* gr. glintzboeckeli, Protocythere (P.) derooi) confirme cet âge [B. ANDREU, 1991]. L'unique mention, non précisement située, de *Pervinquieria* (P.) fallax par J. WIEDMANN & al. (1982) n'a pu être confirmée dans les coupes que nous avons étudiées.

Dans le bassin d'Agadir, cette même formation du Kéchoula est datée du Vraconien en différents points par son Ammonitofaune (J. WIEDMANN & al., 1982) composée de : Stoliczkaia dispar, Paraturrilites (B.) bergeri, Pervinquieria (P.) fallax, Hysteroceras orbignyi. N. EL KAMALI, 1990, y a récoltée Mortoniceras (M.) fallax.





2. 2 - Formation des Marnes d'Aït Lamine

La formation des Marnes d'Aït Lamine se développe au dessus de la discontinuité régionale (D1) qui limite à son toit la formation du Kéchoula. Son épaisseur et sa lithologie varient d'Ouest en Est. En se fondant sur l'existence de critères sédimentologiques et paléontologiques, sur la présence de discontinuités physiques et sur l'organisation séquentielle, la formation d'Aït Lamine a pu être décomposée en quatre unités lithostratigraphiques C1 à C4, à leur tour subdivisées en plusieurs ensembles dénommés C1a, C1b ... etc (fig. 22). Ces différents unités et/ou ensembles ont fait l'objet, dans chaque coupe, d'une description détaillée. Lorsque pour une raison ou une autre, nous ne pouvons pas dissocier deux ou plusieurs ensembles, nous les regroupons sous un seul sigle, exemple C1cd, C2cde ...

| FORMATION | | Marnes d'Aït Lamine | | | | | | | | | | | | |
|-----------|-----|---------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|------|----|--|
| UNITES | | C | 1 | 2 | 107 | | C2 | | 2 | 50 - | C3 | - D4 | C4 | |
| ENSEMBLES | Cla | C1b | Clc | Cld | C2a | C2b | C2c | C2d | C2e | a | C3b | T | C4 | |



2, 2, 1, - coupe type du Jbel Talbourine (fig. 23)

La coupe du Jbel Talbourine a été étudiée dans la vallée d'El Kheneg, sur le flanc nord du Jbel Talbourine. Elle a été choisie comme coupe type en raison de la grande épaisseur des Marnes d'Aït Lamine (environ 288 m) et des bonnes conditions d'affleurement, permettant ainsi la reconnaissance et, par la suite, l'analyse des différentes unités (C1 à C4).

2. 2. 1. 1. - Unité C1 (fig. 24)

L'unité C1 est essentiellement constituée d'une alternance de marnes et de calcaires dolomitiques et bioclastiques. Epaisse de 95 m, elle peut être subdivisée en trois ensembles nommés C1b (l'ensemble C1a n'existe que dans la coupe d'Aghannbou), C1c et C1d et correspondant respectivement à trois séquences pluridécamétriques, la première d'ouverture, les deux suivantes de comblement.

* ensemble C1b (19 m) ; deux faciès principaux s'y observent :

• des marnes de teinte verdâtre, ponctuellement gréseuses, avec parfois une biophase composée de débris de Lituolidés, de Lamellibranches, de radioles d'Oursins et d'Ostracodes : *Perissocytheridea* sp. 2, *Schuleridea* ? sp. et *Cytheropteron* indét.

• des calcaires bioclastiques rarement dolomitiques ; de bas en haut, on observe le passage d'une dolomicrite fossilifère (mudstone) à Discorbidés, Ostracodes, Lamellibranches et Echinodermes, à des biomicrites (calcaire wackestone) à Foraminifères benthiques : *Cuneolina* gr. pavonia., Nezzazata sp.,



Miliolidés, Ammodiscidés, Serpules et rares Algues dasycladales, fragments de Lamellibranches, d'Echinodermes et d'Ostracodes.

L'ensemble C1b est couronné par un banc de 2 m de ces calcaires bioclastiques (biomicrite) bioturbés, renfermant *Hemicyclammina sigali* MAYNC, 1953, et des Discorbidés.

* ensemble C1c (48 m) ; on y retrouve une association binaire de faciès constituée de marnes dolomitiques jaunâtres et de calcaires dolomitiques finement gréseux et légèrement bioclastiques. On peut reconnaître au sein de cet ensemble deux séquences pluridécamétriques de comblement strato et granocroissantes :

- la première (25 m), présente à sa base, sur 4 m environ, une alternance de marnes jaunes ou vertes et de calcaires bioclastiques à Lamellibranches, suivie, sur 2,5 m, d'une succession de bancs centimétriques (2 cm) de calcaires marneux légèrement quartzeux à litages ondulés. Au-dessus vient une alternance pluridécimétrique à métrique de marnes jaunes à quelques quartz et de calcaires légèrement bioclastiques parfois stylolithisés.

La microfaune récoltée dans les niveaux marneux est exclusivement composée d'Ostracodes : Cytherella cf. sp. 11, ANDREU 1991, Metacytheropteron indét. et Cytherella indét.

- la seconde (23 m), débute au niveau d'une lacune d'observation de 4 m, au sein de laquelle apparaît seulement un banc de calcaire dolomitique gréseux et bioturbé (1 m) ; puis se développe une alternance de bancs pluridécimétriques à métriques de marnes dolomitiques jaunâtres et de calcaires dolomitiques souvent gréseux et bioturbés, quelquefois à Lamellibranches. Ils sont surmontés, sur 3 m, par une multitude de petits bancs décimétriques à pluridécimétriques (10 à 20 cm) de calcaires dolomitiques gréseux laminés.

Le microfaciès des calcaires de l'ensemble C1c montre de bas en haut l'évolution d'une biomicrite légèrement quartzeuse (wackestone) à *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Coscinophragma* sp., Textulariidés, Lamellibranches et Ostracodes, à une micrite fossilifère (mudstone) finement gréseuse à débris de Lamellibranches.

* ensemble C1d (28 m) ; il montre, dans ses 2/3 inférieurs, une alternance de bancs pluridécimétriques à métriques de marnes vertes et de calcaires fins bioclastiques, présentant souvent des stylolithes ; le 1/3 supérieur est composé surtout de dépôts rythmiques de marnes vertes relativement riches en quartz et de calcaires dolomitiques souvent laminés. Le dernier niveau, marneux, présente des traces de paléosols.

L'évolution la plus marquante affecte les bancs carbonatés qui vont de calcaires bioclastiques à la base à des calcaires dolomitiques au sommet.

La microfaune récoltée dans les premiers niveaux marneux se compose de *Cuneolina* gr. pavonia, Miliolidés, Bryozoaires, Ostracodes : Parakrithe sp. 1, *Cytherella*, Paracypris, Schuleridea, et Perissocytheridea indéterminés, Lamellibranches, Gastéropodes et radioles d'Echinodermes. Dans leur partie supérieure, ces mêmes marnes vertes, relativement riches en quartz, n'ont livré que quelques radioles d'Echinodermes et des Ostracodes du genre Cytherella. Le microfaciès des niveaux carbonatés est celui d'une biomicrite, parfois à ooïdes, renfermant une biophase composée de Foraminifères benthiques : *Cuneolina* gr. pavonia, Sellialveolina viallii COLALONGO, 1963, Dicyclina cf. schlumbergeri, Nezzazata sp., Miliolidés, Ammodiscidés (genre Glomospira), Textulariidés, Algues gymnocodiacées : Permocalculus sp., codiacées : Marinella sp. et dasycladacées : Terquemella sp., Montiella elitzae (BAKALOVA), Serpules, Ostracodes, Gastéropodes, Lamellibranches, fragments d'Echinodermes et articles d'Ophiures. A la partie supérieure (1/3 supérieur), ont été observées des microsparites pelletoïdales à Ostracodes, présentant une structure microlitée d'origine vraisemblablement algaire, et des fenestrae.

Conclusion : L'ensemble C1b, marque une mise en eau progressive de la plateforme. Celle-ci se manifeste uniquement par une augmentation du pourcentage des bioclastes témoignant d'un léger approfondissement dans un environnement infralittoral restreint.

Les ensembles C1c et C1d attestent respectivement du maintien temporaire d'un environnement infralittoral restreint à médiolittoral, puis de son évolution vers un environnement lagunaire voire supralittoral.

> L'unité C1 correspond à une séquence hectométrique à évolution cyclique. Elle est couronnée par un niveau de 30 cm de marnes verdâtres à traces de paléosols interprétée comme une discontinuité majeure (D2) au niveau régional.

2. 2. 1. 2. - Unité C2 (fig. 26)

Au dessus de la discontinuité D2, se développe une série épaisse de 117 m, constituée de nombreux faciès lithologiques. Elle peut être subdivisée en 4 ensembles nommés C2a, C2b, C2cd et C2de correspondant respectivement à 4 séquences pluridécamétriques, la première de comblement, la deuxième d'ouverture, les deux dernières de comblement.

* ensemble C2a (21 m) ; on observe la répétition en trois séquences plurimétriques de comblement du motif suivant : calcaires bioclastiques à lumachelliques-calcaires dolomitiques gréseux à grès calcareux.

- la première séquence (6 m), débute par un banc de 2 m de calcaires bioclastiques bioturbés à stylolithes et grains de quartz, et se poursuit par une succession plurimétrique de calcaires dolomitiques gréseux très bioturbés à laminations parallèles et obliques planes ; s'y intercalent deux niveaux de marnes jaunes à grains de quartz et restes organiques parmi lesquels des Lamellibranches, des radioles d'Echinodermes et des Ostracodes indéterminables (fig. 25).

- la deuxième séquence (7,5 m), présente un motif comparable, avec une alternance de calcaires bioclastiques et de calcaires dolomitiques gréseux. En fin de série, on note l'apparition de marnes vertes gréseuses azoïques (30 cm).

| _ | | | | | | | |
|---------------|--------|-----------|---------------------------------|-----------------|--|--|---|
| Epaisseur (m) | Unités | Ensembles | Echantillons (K) | Lithologie | Structures et figures sédimentaires | Bioclastes | Discorbidés Ammodiscidés Lituolidés Miliolidés Mezzazata sp. Nezzazata sp. Cuneolina gr. pavonia Hemicyclammina sigali Coscinophragma sp. Textulariidés Sellialveolina viallii Dicyclina cf. schlumbergeri Permocalculus sp. Marinella sp. Montiella elitzae Terquemella sp. |
| 00 | | | K42 K41 K40 | | | יד | |
| 90 | | | K39 K38 K37 K36 | | - all | *₹ ∪*₹№ | •• •• •• |
| 80 | | Cld | K35 K34 | | AT ANY | * | |
| 70 | | | K32 K31 K30 K20 K20 | | | 0*Fn 5*** | * * * * * |
| 60 | | | | | | J | |
| 50 | 11 | | K27 | | 2,00,2 | v | |
| 40 | | Clc | к 26 — | | | U S | |
| 30 | | | K25/// K24// K222/ | | | 0.00 | • • |
| 20 | | L | K20 K19 K18 K17 | (清京) (東京)(京) | | | |
| 10 | | CID | | | | ************************************** | |
| 0 | | | × 2 2 2 2 2 | 27 7 87 | | ∵ * | |



fig 24 lithologie. répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C1 de la formation des Marnes d'Ait Lamine dans la coupe du Jbel Talbourine



fig. 25 : détail de la succession lithologique et milieu de dépôt de la première séquence plurimétrique de comblement (b à g) dans l'ensemble C2a (J. Talbourine)

LEGENDE

a = marnes vertes à traces de paléosols, renfermant quelques Ostracodes ; milieu supralittoral

- b = calcaires quartzeux à stylolythes : biomicrite quartzeuse (packstone à wackestone) à Foraminifères et Algues ; milieu infralittoral restreint
- c = marnes jaunes à Lamellibranches, radioles d'Oursins et Ostracodes ; milieu infralittoral restreint
- d = calcaires dolomitiques gréseux à Foraminifères et Algues, litage horizontal et oblique plan, bioturbation intense au sommet ; milieu médiolittoral
- e = calcaires dolomitiques gréseux : packstone à pellets, bioturbation intense ; milieu médiolittoral
- f = marnes jaunes terrigènes à rares Lamellibranches et radioles d'Echinodermes ; milieu médiolittoral à supralittoral
- g = calcaires dolomitiques gréseux azoiques ; milieu médiolittoral à supralittoral
- - h = calcaires bioclastiques : biomicrite (packstone à wackestone) à Foraminifères et Algues, milieu infralittoral restreint

- la troisième séquence (7,5 m) débute par un banc de 2,5 m de calcaires bioclastiques à lumachelliques suivi d'une succession pluridécimétrique alternante de calcaires dolomitiques, parfois à laminations parallèles, et de grès calcareux.

L'ensemble C2a se caractérise par un contenu biologique riche, différemment réparti au sein des trois lithologies dominantes :

• les calcaires wackestone à packstone (biomicrite) parfois à pellets, renferment une biophase variée composée de *Cuneolina* gr. pavonia, *Pseudocyclammina rugosa* (D'ORBIGNY 1850), *Sellialveolina viallii*, *Ovalveolina* sp. aff. crassa, Peneroplis parvus DE CASTRO 1965, Lituolidés (?Ammobaculites), Ammodiscidés et petits Foraminifères benthiques indéterminés, Algues calcaires : *Permocalculus* sp., *Boueina hochstetteri* TOULA var. moncharmonti DE CASTRO, 1965, et Montiella elitzae, Serpules, Spongiaires, Ostracodes, Echinodermes : *Heterodiadema libycum* (DESOR) et *Tetragramma variolare* (BRONGNIART) [dét. J. REY], Lamellibranches : *Plicatula* sp. et *Ceratostreon flabellatum* (GOLDFUSS, 1833), Gastéropodes du genre Nerinea et articles d'Ophiures.

• les dolomicrites wackestone à mudstone légèrement bioclastiques et finement gréseuses, ne montrent plus que quelques Ammodiscidés, tests d'Ostracodes, coquilles de Lamellibranches et radioles d'Oursins.

· les grès calcareux à quartz grossiers et sub-arrondis, sont azoïques.

Cette succession reproduit la séquence virtuelle et son évolution montre le passage d'un environnement marin restreint (lagon infralittoral à médiolittoral), à un environnement continental (supralittoral).

* ensemble C2b (23 m) ; les marnes jaunes et les calcaires bioclastiques, s'y organisent en trois séquences métriques stratodécroissantes.

- la première (11 m), débute par un banc (2 m) de calcaires bioclastiques fins à stylolithes, se poursuit par une succession pluridécimétrique de marnes jaunes et de calcaires bioclastiques légèrement gréseux et bioturbés, et s'achève par un banc (3,5 m) de calcaires bioclastiques également stylolithisés. On note la présence de Lamellibranches (Pectinidés à la base) et de Gastéropodes.

Les niveaux marneux ont livré à la base une faune composée de *Cuneolina* gr. *pavonia*, Miliolidés, Ostracodes : *Parakrithe* sp. 2, *Cytheromorpha* sp., *Genus* indét. sp. 2, *Perissocytheridea*, *Cytherella*, *Paracypris*, *Spinoleberis* et *Cythereis* indéterminés, radioles d'Echinodermes et Gastéropodes ; au sommet, seulement des grains de quartz.

- la deuxième (7,5 m) montre, au dessus d'une succession pluridécimétrique à métrique de marnes jaunes et de calcaires souvent bioclastiques rarement bioturbés, d'abord, un banc de 2 m de calcaires bioclastiques légèrement gréseux, puis, un banc de 0,5 m de calcaires bioclastiques qui clôt la succession. Sa surface supérieure est recouverte par une abondante macrofaune de Nérinées, de Naticidés, de Lamellibranches : *Chlamys* cf. *subacuta* (LAMARCK,1819), *Rynchostreon* sp., *Exogyra* sp., et par quelques Echinodermes de la Famille des Pseudodiadematidae.

Le premier niveau marneux est très riche en Bryozoaires ; il contient également des carinas de Cirripèdes et des Lamellibranches, à l'inverse des autres niveaux qui se sont révélés quartzeux et azoïques.

- la troisième (4,5 m) est représentée uniquement par un niveau de marnes jaunâtres lumachelliques, surmonté d'un banc de calcaire bioclastique à Lamellibranches, à Gastéropodes, dont des Nérinées, et à Echinodermes : Archiacia saadensis PERON & GAUTHIER.

La biophase, en provenance du niveau marneux, a révélé la présence de Lituolidés, d'Ostracodes : *Paracypris mdaouerensis*, *Rehacythereis* aff. *fahrioni*, *Neocythere* sp. 1, *Cytherella* indét., de Bryozoaires, de pinces de Crabes, de Lamellibranches, de fragments et de nombreux radioles réguliers d'Echinodermes (radioles en "éventail").

Sur les quelques échantillons étudiés dans les roches indurées, le microfaciès observé correspond toujours à une biomicrite (wackestone à packstone) avec microfaune à *Pseudocyclammina rugosa*, *Dicyclina* cf. schlumbergeri, Sellialveolina viallii, Nezzazatidés, Textulariidés, Miliolidés, Ammodiscidés, Algues dasycladacées (*Terquemella*), petits Foraminifères benthiques indéterminables, Ostracodes, Lamellibranches, Gastéropodes, Echinodermes et articles d'Ophiures.

* ensemble C2cd (28 m) ; il est composé d'une alternance pluridécimétrique de marnes d'abord jaunes puis vertes et de bancs souvent dolomitiques dont le dernier, laminé, couronne l'ensemble.

La microfaune des premiers niveaux marneux est abondante et diversifiée, surtout très riche en Ostracodes avec Paracypris mdaouerensis, Perissocytheridea sp. 2, Metacytheropteron sp. 2, Cytherella cf. sp. 11, Paracypris cf. dubertreti DAMOTTE & SAINT-MARC, 1972, Asciocythere sp., Cythereis ? sp., Cytheromorpha sp., Cytherella, Dordoniella, Perissocytheridea, Cytherelloidea, Metacytheropteron et Bairdia indéterminés. ; les Foraminifères benthiques sont représentés par Sellialveolina viallii et Cuneolina gr. pavonia, par des Miliolidés et autres petits benthiques, Bryozoaires, carinas de Cirripèdes, Lamellibranches, Gastéropodes et radioles d'Echinodermes.

Par la suite, les autres niveaux marneux, ne renferment plus que *Cuneolina* gr. *pavonia*, de petits benthiques indéterminables, des Ostracodes : *Parakrithe* sp. 1, *Cytherella*, *Paracypris*, *Oertliella* et genres indéterminés, quelques Bryozoaires, des dents de Poissons, des pinces de Crabes, des Lamellibranches, de petits Gastéropodes et des radioles d'Echinodermes.

Le dernier niveau marneux est azoïque et riche en quartz.

Le microfaciès, analysé uniquement à la base de l'ensemble C2cd, est celui d'une biodolomicrite à biodolomicrosparite (packstone) à ooïdes et pellets, renfermant une biophase composée de *Sellialveolina viallii*, Miliolidés, Ammodiscidés, Nezzazatidés, Algues calcaires : *Boueina hochstetteri* var. *moncharmonti*, *Montiella elitzae*, fragments de Lamellibranches, d'Echinodermes et de Gastéropodes.

* ensemble C2de (45 m) ; on y reconnaît à la base une alternance de marnes vertes ou jaunes et de calcaires bioclastiques à lumachelliques. En montant dans

la série apparaissent progressivement des calcaires dolomitiques, des marnes rouges marmorisés et des bancs de gypse. L'épaisseur des marnes s'accroît au fûr et à mesure que l'on s'élève dans la série.

La microfaune en provenance des niveaux marneux inférieurs est composée de Nezzazata simplex OMARA, 1956 [dét. G. TRONCHETTI], Sellialveolina viallii, Pseudorhapidionina aff. laurinensis, Biconcava bentori HAMAOUI & SAINT-MARC, 1970, Cuneolina gr. pavonia, de quelques Lituolidés et Miliolidés, de nombreux Ostracodes : Paracypris mdaouerensis, Kalyptovalva tifratinensis ANDREU, 1991, Cytherella indét., Dolocytheridea indét., Parakrithe sp. 1, Cytheropteron indét., Metacytheropteron sp. 2, Spinoleberis sp., Cytherelloidea cf. sp. 4 ANDREU, 1991, Cythereis ? sp., Veeniacythereis gr. jezzineensis (BISCHOFF, 1963). Perissocytheridea sp. 2 et Perissocytheridea ? sp. 3 ; à la partie médiane, les livrent Thomasinella punica SCHLUMBERGER, 1893, des niveaux marneux mdaouerensis, Cytherella cf. sp. 5, Spinoleberis Ostracodes : Paracypris kasserinensis BISMUTH & SAINT-MARC, 1981, Peloriops ziregensis (BASSOULLET & DAMOTTE, 1969), Ovocytheridea, Cytherella, Pterygocythere et Cythereis? indéterminés ; quelques Cunéolines et Alveolinidés (Sellialveolina "viallii") associés à Ovocytheridea et Dolocytheridea indéterminés persistent sous les niveaux à gypse qui terminent cette séquence.

En outre, les Bryozoaires, les Serpules, les pinces de Crabes, les Lamellibranches, les Gastéropodes et les articles d'Echinodermes (radioles, appareils masticateurs, ...) sont relativement abondants.

Le microfaciès des calcaires (Echantillon K86 de la fig. 26) montre une biomicrite (wackestone) à *Cuneolina* gr. *pavonia*, Miliolidés, petits Foraminifères benthiques, Algues dasycladales (*Terquemella* sp.), valves d'Ostracodes, Serpules, fragments d'Echinodermes et articles d'Ophiures.

Conclusion : L'ensemble C2a traduit une tendance plus marine que le sommet de l'unité précédente, dans un milieu vraisemblablement peu ouvert (environnements infralittoraux restreints à supralittoraux). Le caractère supralittoral apparaît de plus en plus accusé vers le haut de cet ensemble.

L'ensemble C2b marque les étapes d'une mise en eau progressive et modérée qui ne dépasse pas le stade du milieu marin infralittoral ouvert comme en témoignent :

· la succession grano et strato-décroissante de la séquence C2b.

• les critères biologiques tels l'abondance et la diversification macrofaunique (la présence de Nérinées, Plicatules, Pectinidés et Echinodermes) et microfaunique.

Les ensembles C2cd et C2de traduisent d'abord une stagnation de ces influences marines dans un environnement infralittoral, puis un retour à un milieu beaucoup plus confiné probablement médiolittoral à supralittoral qui se manifeste par la présence de niveaux gypseux au sommet de l'ensemble C2de.

fig. 26 : Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C2 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe du J. Talbourine

| Epaisseur (m) | Unités | Ensembles | Echantilions (K) | Lithologie | Structures et figures sédimentaires | Bioclastes | Ceratostreon flabellatum Plicatula sp Heterodiadema libycum Tetragramma variolare Pectinides Chlamys cf. subacuta Archiacia saadensis Archiacia saadensis Biconcava bentori Nezzazatides Biconcava bentori Nezzazati simplex Pseudorhap aff laurinensis Thomasinella punica |
|---------------|--------|-----------|---|--|--|------------------|---|
| 210 | - | | | | Ĵ | | |
| 200 | | | К90 — К89 — | | | ŀ | |
| 190 | | C2de | K88 | | | € Y © € Y 22 | |
| 1.80 | | | к86 к85 | | | <i>rr</i> F ¥ | |
| 170 | | - | к84 к83 — | | J*:5 | F.¥ | •••• |
| 160 | ~ | D. | K82 K81 K80 K79 K78 K77 | | | 4 er | |
| 150 | 3 | C2(| K76- K75- K74- K73- K72- K71- | | | + | |
| 140 | | _ | K70- K69- K68- K67- | | | · | |
| 130 | | C2b | K64 K63 K61 K61 K61 K61 K61 K60 K59 | | | + * + | ••• |
| 120 | | | K58 K57 K56 | | The second secon | * | |
| 110 | | C2a | K55 K54 K52 K51 K50 K50 | | | ** | |
| 100 | | | K48- K47- K40- K45- K44- K43- | 17.773 1.777 1.777 1.777 1.777 | | f ¥ 22 | |

| 57 | | | | |
|--|--|--|--|--|
| Permocalculus sp Montiella elitzae Boueina neonsetteri var manchamantu Terquemella sp. Terquemella sp. Certacodes indet. Parakrithe sp. 2 Genus indet. sp. 2 Cytheromorpha sp. Neocytheres aff. fahrioni Paracyptis mdaouerensis Perissocytheridea sp. 2 Paracypris cf. dubertreti Cytherella cf. sp. 1 Asciocythere sp. Metacytheropteron sp. 2 Cytherello dea cf. sp. 4 Kalyptovalva 7 tifratinensis Veenacytheris sp. Parakrithe sp. 1 Cytherello dea cf. sp. 4 Kalyptovalva 7 tifratinensis Veenacytheris sp. Perissocytheris sp. Perissocytheris sp. Perissocytheridea 7 sp. 3 Cytherella cf. sp. 5 Spinoleberis kasserinensis Peloriops ziregensis | Organisation séquentielle marin + - + - | | | |
| | | | I infralitioral restreint I infralitioral ouvert - infralitional restreint - médiolitioral - supralitioral I a supralitioral I a supralitional I a supralitiened I a supraliti | |

L'unité C2 correspond dans son intégralité à une hectométrique évolution séquence à cyclique de débutant par une phase mise en eau, et s'achèvant par l'émersion de la plate-forme avec le d'évaporites. Celles-ci, au toit de l'unité, dépôt prennent valeur de discontinuité sommitale (D3), et ce d'autant plus que les calcaires qui les recouvrent marins et témoignent de l'amorce sont d'un nouveau cycle.

2. 2. 1. 3. - Unité C3 (fig. 27)

Cette troisième unité affleure sur environ une quarantaine de mètres d'épaisseur. Elle est constituée d'une succession de bancs marneux et de calcaires dolomitiques, bioclastiques ou lumachelliques. Elle peut apparemment être subdivisée en deux ensembles C3a et C3b, correspondant à deux séquences, la première plurimétrique apparemment d'ouverture, la seconde pluridécamétrique de comblement.

* ensemble C3a (4,5 m) ; les faciès observés sont les suivants :

• des calcaires bioclastiques parfois lumachelliques. En lame mince, il s'agit d'une biomicrite à Ostracodes (wackestone), montrant quelques pellets et renfermant une biophase composée de Miliolidés, de petits Foraminifères benthiques, d'Algues dasycladales : *Heteroporella lepina* PRATURLON, 1966, et de quelques Gastéropodes.

• des marnes jaunes à Lamellibranches ; la microfaune recueillie est à base de *Thomasinella punica*, Bryozoaires, Ostracodes indéterminables, Gastéropodes et radioles d'Echinodermes.

Un banc de 0,5 m de calcaire lumachellique coiffe cet ensemble.

* ensemble C3b (\approx 40,5 m); son évolution se suit à la faveur de deux séquences pluridécamétriques de comblement.

- Dans la première (16,5 m), on observe la répétition du motif calcaires bioclastiques et/ou lumachelliques-calcaires marneux ou marnes. Les marnes de couleur jaune à la base à ocre rouge au sommet, sont azoïques et riches en sable siliceux ; leur épaisseur s'accroît à mesure que l'on s'élève dans la série.

On remarque parfois la présence de calcaires dolomitiques à litages parallèles très fins.

- Dans la seconde (24 m), on distingue une partie inférieure (11,5 m) avec alternance marnes-calcaires lumachelliques, bioclastiques à dolomitiques bioturbés ; une partie médiane (6 m) où les bancs calcaires bioclastiques et dolomitiques se développent au dépend des niveaux marneux, ces bancs présentant parfois des litages plans parallèles ; une partie sommitale peu affleurante, mais dont la base, seule visible semble témoigner de la lithologie marneuse (marnes ocres) de l'ensemble.

La biophase en provenance des niveaux marneux et lumachelliques inférieurs est composée d'Ostracodes : *Cytherella* indét., Bryozoaires, carinas de



Cirripèdes, Lamellibranches et radioles d'Echinodermes ; les autres niveaux marneux sont azoïques.

Sur les quelques échantillons analysés, le microfaciès le plus représentatif de l'ensemble C3b est celui d'une oomicrosparite (grainstone à packstone) d'abord à Ammodiscidés et Ostracodes, puis à pellets, renfermant *Cuneolina* gr. pavonia, Dicyclina ? sp., Trochospira avnimelchi ? HAMAOUI & SAINT-MARC, 1970, autres Nezzazatidés, Algues dasycladacées : Terquemella sp., et Lamellibranches.

A la base de la deuxième séquence, on remarque la présence d'une biomicrite à Ostracodes (wackestone), à rares microfaunes de *Cuneolina* sp., Miliolidés, Algues calcaires, Serpules et fragments d'Echinodermes.

Conclusion : L'ensemble C3a confirme le retour de conditions marines au dessus des marnes gypseuses de l'ensemble C2de.

Les séquences observées dans l'ensemble C3b attestent tant par leur caractères lithologiques que biologiques de l'installation d'environnements restreints infralittoraux à médiolittoraux.

> L'unité C3 son est représentée dans ensemble comme une séquence pluridécamétrique cyclique. discontinuité sommitale correspondant à la La vraisemblablement discontinuité régionale D4 est située au niveau de la lacune d'observation.

2. 2. 1. 4. - Unité C4 (fig. 28)

Bien qu'elle affleure très mal, puisque souvent masquée par de nombreux dépôts superficiels, son épaisseur est estimée à une trentaine de mètres. Les zones préservées montrent des alternances pluridécimétriques à métriques de marnes jaunes et de calcaires bioclastiques. Cette unité est interprétée comme la partie inférieure d'une séquence pluridécamétrique cyclique qui se poursuit dans les calcaires blancs de la formation de la Casbah d'Agadir.

La succession lithologique, relevée de manière discontinue au Jbel Talbourine, paraît marquer une évolution en deux temps.

Au dessus de la lacune d'observation au sein de laquelle se situerait probablement la discontinuité D4, apparaît un premier ensemble (6 m) composé de calcaires bioclastiques-calcaires dolomitiques lités et de marnes dures jaunâtres, organisé apparemment en séquences métriques de comblement. Un niveau de 10 cm de calcaires lumachelliques à placage d'Huîtres forme un horizon repère.

Le second ensemble, partiellement masqué par des éboulis, montre la superposition suivante :

 une alternance de marnes jaunes et de calcaires dolomitiques à Lamellibranches.

 une alternance de calcaires bioclastiques à lumachelliques et de calcaires dolomitiques légèrement gréseux parfois lités (lits de 10 à 20 cm).



• un niveau marneux (6 m), au sein duquel apparaît un banc calcaire dolomitique à Lamellibranches.

La microfaune récoltée dans les premiers niveaux marneux est composée de *Cuneolina* gr. pavonia, Bryozoaires, Ostracodes : *Cytherella* cf. sp. 16 ANDREU, 1991, *Perissocytheridea* sp. 2, *Ovocytheridea*, *Cytheropteron*, *Schuleridea* et *Cytherella* indéterminés, dents de Poissons de la famille des Paléospinacidés (Sélaciens) [dét. R. CUBAYNES], Lamellibranches : *Rhynchostreon mermeti* (COQUAND, 1862), Gastéropodes et radioles d'Echinodermes ; on note également la présence de rares quartz bipyramidaux.

Les marnes supérieures à éléments de quartz livrent des fragments de *Cuneolina* sp., des formes naines de Foraminifères benthiques, de très rares spicules massifs de Spongiaires, des Ostracodes : *Cytherella* cf. sp. 16, *Kalyptovalva*? indét. et *Cytherella* indét., des Lamellibranches et des radioles d'Echinodermes.

Les microfaciès des calcaires, analysés dans quelques échantillons, montrent :

• à la base, une biodolomicrite à ooïdes (packstone) renfermant une biophase composée de *Pseudocyclammina rugosa*, *Dicyclina* cf. *schlumbergeri*, *Cuneolina* gr. *pavonia*, Algues gymnocodiacées : *Permocalculus* sp., valves d'Ostracodes, fragments de Lamellibranches, Gastéropodes et Echinodermes.

• au sommet, une oodolomicrite bioturbée à agrégats ; les oolithes à cortex fibro-radié sont souvent de type β (B-H. PURSER, 1980) et affectés de microstylolithes. Le contenu biologique correspond à une faune assez diversifiée de Miliolidés, Ammodiscidés, Algues Udotéacées indéterminables, Ostracodes, Lamellibranches, Gastéropodes et Echinodermes.

Conclusion : Malgré les nombreuses lacunes d'observations, la phase biologique de l'unité C4 montre une diversité spécifique non négligeable, ce qui n'était pas le cas dans l'unité sous-jacente C3.

Cette unité C4 ne dépasse pas le stade de l'environnement infralittoral restreint ; l'évolution dans le sens d'un approfondissement net ne sera atteint que dans les premiers niveaux micritiques de la formation des calcaires de la Casbah d'Agadir sus-jacente.

2. 2. 2. - Coupes annexes

Les variations latérales de faciès ont été recherchées sur tout l'étendue du bassin. La coupe de Douar Tama, située à 3 Km à l'Ouest de la coupe type, et celles de Jbel Igammoud, de Dar Caïd Neknaffi et de Jbel Aghannbou située de part et d'autre de l'accident diapirique de Tidsi, vont nous permettre d'étudier l'évolution latérale vers l'Ouest d'une partie et/ou de la totalité de la série.

2. 2. 2.1. - Coupe du Douar Tama

Cette coupe est située à 3 km à l'Ouest du Jbel Talbourine ; la formation des Marnes d'Aït Lamine, épaisse d'environ 250 m s'y montre plus calcaire. Malgré

les nombreuses lacunes d'observations, et un accident tectonique local qui supprime la partie supérieure de l'unité C3 et la majeure partie non sommitale de l'unité C4, la description des unités (C1 à C4) a été totalement ou partiellement réalisée.

2. 2. 2. 1. 1. - Unité C1 (fig. 29)

L'unité C1 se développe au dessus de la discontinuité D1 qui limite à son toit la formation du Kéchoula. Elle est à dominance de calcaires dolomitiques et bioclastiques ; elle est épaisse d'environ 126 m. On y reconnaît la subdivision habituelle en trois ensembles C1b, C1c et C1d qui correspondent respectivement à trois séquences pluridécamétriques, la première d'ouverture, les deux autres de comblement.

* ensemble C1b (24 m) ; les calcaires dolomitiques, bioclastiques à lumachelliques sont dominants ; les lacunes d'observations, limitées aux interbancs correspondent probablement à des niveaux marneux.

Cet ensemble montre la succession suivante :

• pelbiomicrites (packstone) à grains de quartz fins et rares rhomboèdres de dolomie ; elles renferment des Ostracodes, des petits Foraminifères benthiques, des coquilles de Lamellibranches, de Brachiopodes et d'Echinodermes.

• biomicrites (wackestone à mudstone) parfois pelletoïdales, renfermant une biophase composée de *Cuneolina* gr. *pavonia*, Ammodiscidés, Miliolidés, Nezzazatidés, petits Foraminifères benthiques indéterminables, Bryozoaires, Serpules, valves d'Ostracodes, Lamellibranches, Gastéropodes, Echinodermes et articles d'Ophiures.

Les derniers niveaux sont très laminés et s'enrichissent en Bryozoaires et ooïdes.

Au sommet, un banc de 4 m riche en Huîtres termine cet ensemble.

* ensemble C1c (66 m) ; il débute par une répétition, sur plusieurs mètres, du motif dolomies marneuses - calcaires bioclastiques bioturbés, puis il évolue vers une succession décamétrique de marno-calcaires dolomitiques - calcaires dolomitiques et/ou bioclastiques, gréseux au sommet.

Les dolomies marneuses se présentent souvent sous forme de petits lits très altérés ; les calcaires dolomitiques gréseux sont parfois lités et présentent ponctuellement des figures de chenalisations. Le caractère stratocroissant de l'ensemble est net.

De bas en haut, les microfaciès de l'ensemble C1c sont les suivants :

• biomicrites (packstone) à Lamellibranches, Echinodermes et Ostracodes.

• biomicrites à biosparites (packstone à grainstone) bioturbées, s'enrichissant progressivement en ooïdes, avec biophase composée de *Cuneolina* gr. *pavonia*, Miliolidés, Ammodiscidés, petits Foraminifères benthiques, Algues dasycladales : *Terquemella* sp., Ostracodes, Serpules, Lamellibranches, Gastéropodes, Echinodermes. Une forte micritisation autour des bioclastes et les grains de quartz apparaissent souvent.

• dolomicrites (wackestone) à Lamellibranches et Ostracodes, gréseuses à leur sommet.

* ensemble C1d (36 m); il est plutôt carbonaté dans sa partie inférieure (calcaires bioclastiques et calcaires dolomitiques); dans sa partie supérieure, des intervalles marneux, masqués par des dépôts superficiels, s'insèrent entre des calcaires dolomitiques et gréseux.

Un banc de 2 m de marnes verdâtres, azoïques, termine cet ensemble.

Dans les faciès de biomicrites (wackestone/packstone) de la partie inférieure prolifère une microfaune de : Sellialveolina viallii, Chrysalidina cf. gradata, Cuneolina gr. pavonia, Miliolidés, Ammodiscidés, Textulariidés, Nezzazatidés, Algues calcaires : Boueina hochstetteri var. moncharmonti, Permocalculus sp., Montiella cf. elitzae, Marinella lugeoni PFENDER, 1939, et Neomeris sp., Ostracodes, Serpules, Lamellibranches, Gastéropodes, Echinodermes. Ponctuellement, ces biomicrites renferment des pellets et des ooïdes. Dans la partie supérieure, le microfaciès est celui d'une dolomicrite à Ostracodes (wackestone/mudstone) ou d'une dolomicrosparite pelletoïdale (grainstone) à rares fragments de Lamellibranches et de petits Foraminifères benthiques.

Conclusion : Comme dans la coupe type (Jbel Talbourine), l'unité C1 traduit d'abord l'installation d'un environnement infralittoral interne, puis son évolution progressive vers des milieux plus restreints lagunaires médiolittoraux voire supralittoraux.

> L'unité C1 correspond à une séquence hectométrique à évolution cyclique. Elle s'achève par des marnes verdâtres azoïques qui, par analogie à la Talbourine, sont coupe du Jbel associées à la discontinuité D2.

2. 2. 2. 1. 2. - Unité C2 (fig. 30)

L'unité C2 se développe au dessus de la discontinuité D2. Elle est puissante d'environ 100 m ; les calcaires bioclastiques et les calcaires gréseux dominent dans sa partie inférieure ; les marnes et les calcaires dolomitiques, dans sa partie supérieure. Cinq ensembles semblent pouvoir être distingués : C2a, C2b, C2c, C2d et C2e. Ils sont assimilés à cinq séquences décamétriques à pluridécamétriques, la première de comblement, la deuxième d'ouverture, les trois dernières de comblement.

* ensemble C2a (40 m) ; il est composé d'une succession de calcaires bioclastiques à lumachelliques et de calcaires dolomitiques gréseux à grès calcareux, organisée en cinq séquences plurimétriques à décamétriques stratocroissantes.

- la première (5,5 m) débute par un banc massif (3,5 m) de calcaires bioclastiques bioturbés à stylolithes, riches en Coelentérés, Bryozoaires, Nérinées et fragments d'Huîtres ; elle se poursuit dans une superposition de multiples bancs pluridécimétriques de calcaires dolomitiques, progressivement de plus en plus gréseux et parfois très altérés.



fig. 29 : lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C1 de la formation des Marnes d'Ait Lamine dans la coupe du Douar Tama la deuxième (5,5 m) présente un agencement comparable ; les calcaires bioclastiques de base sont maintenant stratifiés (10 à 20 cm) et d'aspect rognogneux.

- la troisième (8,5 m) débute par un ensemble de petits lits de calcaires bioclastiques et lumachelliques, rognogneux au sommet, et s'achève par un banc de 2 m de grès calcareux.

- la quatrième (9,5 m) reproduit le même motif, à savoir, calcaires bioclastiques à lumachelliques - calcaires dolomitiques gréseux à grès calcareux de teinte rougeâtre ; les calcaires bioclastiques sont plus développés, lités, par endroit d'aspect rognogneux, avec horizons lumachelliques.

- la cinquième (11,5 m), décamétrique, montre de la base au sommet :

- calcaires bioclastiques, lumachelliques à sa surface (4,20 m).
- · dolomics marneuses jaunâtres en nombreux petits bancs (3,50 m).
- grès à ciment calcaire, friables, de couleur rougeâtre (1,50).
- bancs gréseux et dolomitiques en petits lits de 10 à 20 cm (2,30 m).

En lames minces, les calcaires bioclastiques de l'ensemble C2a, sont représentés :

• à la base, par une biomicrite à Algues et Echinodermes (packstone) légèrement quartzeuse.

• à la partie médiane, par une pelbiodolomicrite à Lamellibranches et Echinodermes (packstone à grainstone).

• au sommet, par une oobiosparite (grainstone) à pellets et Echinodermes ; les bioclastes sont entourés d'un cortex de ciment sparitique et présentent des phénomènes de pression-dissolution.

La biophase est composée de Cuneolina gr. pavonia, Pseudocyclammina rugosa, Sellialveolina viallii, Ovalveolina sp. aff. crassa, Nezzazata sp., Miliolidés, Ammodiscidés, Textulariidés, Ophtalmidiidés, Algues calcaires : Marinella lugeoni, Montiella elitzae, Terquemella sp. et Neomeris sp., quelques Bryozoaires et Coclentérés, Ostracodes, et articles d'Ophiures.

Les calcaires dolomitiques gréseux correspondent à une dolomicrite à Echinodermes (wackestone). Les grès à phase de liaison micritique, renferment une biophase variée mais fragmentée dans laquelle on reconnaît *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Neomeris* sp., *Marinella lugeoni*, *Montiella elitzae*, des Miliolidés, Ammodiscidés, Ostracodes et Lamellibranches ; les grains de quartz associés sont anguleux à subarrondis, témoignage d'un transport modéré.

* ensemble C2b (8,5 m) ; il est organisé en deux séquences plurimétriques de comblement enchaînant des marnes vertes ou jaunes à Huîtres et des calcaires bioclastiques, bioturbés, lités et à aspect rognogneux à la base, massifs et à Nérinées au sommet.

Un banc de 0,5 m de calcaire lumachellique à Huîtres coiffe cet ensemble.

Le dernier niveau marneux de teinte jaunâtre, a livré une faune assez riche en Lituolidés, Bryozoaires, Ostracodes (*Cytherella* indét.), carinas de Cirripèdes, radioles d'Echinodermes, Lamellibranches et Gastéropodes. Le microfaciès des calcaires évolue d'une biomicrite bioclastique (packstone) à une biosparite bioclastique (packstone à grainstone) ; la biophase est diversifiée en Algues : Neomeris sp., Terquemella sp., Montiella elitzae, Marinella lugeoni, "Lithocodium", "Diversocallis" et ? Pseudolithothamnium album, en Foraminifères benthiques : Cuneolina gr. pavonia, Biconcava bentori, Ovalveolina sp. aff. crassa, Ammodiscidés, en Lamellibranches, en Echinodermes et en Gastéropodes.

Dans les trois ensembles qui suivent (C2c, C2d et C2e), les marnes vertes ou jaunes et les calcaires dolomitiques parfois gréseux, souvent laminés, y atteignent une importance notable dans une suite de séquences de comblement stratocroissantes.

* ensemble C2c (10 m) ; il apparaît composé de bancs métriques à plurimétriques de marnes verdâtres et de calcaires dolomitiques, bioclastiques à leur base et finement lités à leur sommet.

* ensemble C2d (20,5 m) ; il montre une alternance de marnes jaunes ou vertes et de calcaires dolomitiques gréseux, certains affectés d'un litage interne parallèle très fin. On remarque dans la partie médiane un banc de 2 m de grès altéré de teinte ocre.

Les marnes basales renferment une microfaune assez abondante d'Ostracodes : Spinoleberis kasserinensis, Cytherella cf. sp. 5, Paracypris mdaouerensis, Metacytheropteron sp. 1 ANDREU, 1991, Spinoleberis sp., Bairdia, et Ovocytheridea indét., de Foraminifères benthiques : Cuneolina gr. pavonia, Biconcava bentori, Ammodiscidés. Des pinces de Crabes, des radioles d'Echinodermes, des Lamellibranches et des Gastéropodes complètent cette microfaune.

Les marnes sommitales sont azoïques et relativement riches en éléments de quartz.

Les faciès pétrographiques des calcaires associés évoluent de la biomicrite à la biomicrosparite (packstone à grainstone) à pellets et éléments de quartz fins ; ils renferment une biophase composée de *Sellialveolina viallii*, *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Nezzazata* sp., Ammodiscidés, Miliolidés, nombreux petits Foraminifères benthiques, Algues calcaires, Lamellibranches et Gastéropodes ; les dolomicrosparites ne montrent que de rares fragments de Lamellibranches.

* ensemble C2e (20,5 m) ; il débute par une alternance métrique de calcaires dolomitiques et /ou gréseux et de marnes dolomitiques jaunes ou vertes à Ostracodes : *Metacytheropteron* sp. 1, *Perissocytheridea* sp. 2, *Cytherella*, *Paracypris* et *Ovocytheridea* indéterminés, Ammodiscidés, Lituolidés, radioles d'Echinodermes, Lamellibranches et Gastéropodes, et s'achève par un ensemble de bancs métriques de calcaires dolomitiques gréseux souvent laminés.

Les microfaciès relevés de bas en haut s'enchaînent dans une suite d'énergie décroissante :

• peldolomicrosparites quartzeuses à ooïdes (packstone à grainstone) renfermant de petits Foraminifères benthiques (Miliolidés, Textulariidés, Nezzazatidés ...).





69

fig. 30 : Lithologie, repartition des organismes et organisation sequentielle de l'unité C2

de la formation des Marnes d'Ait Lamine dans la coupe du Douar Tama

• biomicrite à rares pellets, (wackestone à packstone) à Sellialveolina viallii, Textulariidés, Miliolidés, Ammodiscidés, Nezzazatidés, Discorbidés, Algues calcaires : Boueina sp. et Montiella sp.

• dolomicrite quartzeuse à Ostracodes et débuts d'encroutements algaires. Le dernier niveau montre un faciès "oncoïdal".

Conclusion : Lithologiquement, les deux ensembles C2a et C2b sont semblables à ceux décrits au Jbel Talbourine. L'ensemble C2a s'est déposé probablement dans un environnement infralittoral restreint à supralittoral ; l'ensemble C2b traduit le retour à des environnements infralittoraux ouverts (?).

Les ensembles C2c, C2d et C2e, marquent la persistance de ces environnements, puis le retour à un milieu marin plus restreint, vraisemblablement médiolittoral, en fin de cycle.

> L'unité C2, correspond donc à une séquence hectométrique à évolution cyclique. La discontinuité D3 se situerait entre les derniers dépôts littoraux et les marnes et calcaires beaucoup plus marins de l'unité sus-jacente.

2. 2. 2. 1. 3. - Unité C3 (fig. 31)

Pour des raisons tectoniques, seule la partie inférieure de cette unité est conservée ici. Elle est représentée, sur environ une vingtaine de mètres, par une alternance plurimétrique de marnes jaunes à Huîtres, à intercalations de petits bancs (30 cm) de calcaires dolomitiques, et de calcaires lumachelliques et bioclastiques. Elle a été dénommée C3ab.

Les premiers niveaux marneux sont riches en Bryozoaires et ont fourni une faune à base de Thomasinella punica. Les Ostracodes sont assez abondants et composés d'Ovocytheridea gr. reniformis BOLD, 1964, Metacytheropteron sp. 2, Cytherella indét. Des Serpules, des pinces de Crabes, des radioles d'Echinodermes, des Lamellibranches : Rhynchostreon mermeti, Ilymatogyra africana (LAMARCK, 1801), et des Gastéropodes complètent la biophase.

Dans les niveaux supérieurs, un seul intervalle marneux a été analysé. L'ostracofaune est composée de Paracypris mdaouerensis, Ovocytheridea gr. reniformis, Cytherelloidea cf. sp. 4 ANDREU, 1991, Cytherella cf. sp. 5, Metacytheropteron sp. 1, Perissocytheridea ? sp. 3, Cytheromorpha sp., Cythereis ? sp., Paranotacythere ? sp., Loxoconcha, Cytherella, et Ovocytheridea indéterminées. Des Foraminifères benthiques : Cuneolina gr. pavonia et Ammodiscidés, des Bryozoaires, des Serpules, des pinces de Crabes, des carinas de Cirripèdes, des Lamellibranches et des Gastéropodes s'ajoutent à ces derniers.

Conclusion : Bien qu'incomplète, l'unité C3 témoigne, dans ses termes inférieurs, d'un dépôt en milieu marin affirmé, que l'on peut situer dans l'étage infralittoral s. l.

fig. 31 : Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle des unités C3 et C4 de la formation des Marnes d'Ait Lamine dans la coupe du Douar Tama. Relation avec l'unité T1 de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir



2. 2. 2. 1. 4. - Unité C4 (fig. 32)

Pour les raisons tectoniques déjà évoquées, seule sa partie sommitale est conservée, sur les 14 derniers mètres. elle montre, aux lacunes d'observations près, une alternance métrique à plurimétrique de marnes blanchâtres et de calcaires lumachelliques à Huîtres.

Le dernier niveau marneux (30 cm), qui précède ici les calcaires de la Casbah d'Agadir, a livré une microfaune naine mais franchement marine de Globigérinacées : *Heterohelix moremani* (CUSHMAN, 1938) et d'Ostracodes dont *Oertliella ? tarfayaensis* REYMENT, 1978.

Conclusion : Analysée seulement dans sa partie sommitale, l'unité C4 confirme la tendance à l'approfondissement et à l'ouverture aux conditions marines qui s'étaient déjà dessinées au même niveau dans la coupe type précédemment analysée.

2. 2. 2. 2. - Coupe du Jbel Igammoud (fig. 32)

Elle est située à 12 Km à l'Ouest de la coupe de Douar Tama. Sa description est limitée à la partie sommitale de la formation des Marnes d'Aït Lamine. Elle est assimilable partiellement à l'unité C4. Cette unité affleure sur une épaisseur de 16 m et montre de bas en haut la succession suivante :

• marnes jaunes fossilifères (2 m) à Lamellibranches : Rhynchostreon mermeti, Bryozoaires, Foraminifères : Cuneolina gr. pavonia, Thomasinella punica, Nezzazata simplex ?, quelques Miliolidés, Ammodiscidés et Anomalinidés. L'Ostracofaune, très diversifiée, est composée de Cytherella gr. parallela (REUSS, 1846), Cytherelloidea cf. sp. 4, Paracypris mdaouerensis, Ovocytheridea gr. reniformis, Spinoleberis kasserinensis, Xestoleberis sp. et Amphicytherura sp.

• calcaires marneux et dolomitiques (4 m) à Lamellibranches : Rhynchostreon mermeti, et à Echinodermes : Petalobrissus inflatus (GAUTHIER).

Après une lacune de 4 m, on retrouve :

• calcaires micritiques (2 m) légèrement gréseux au sommet ; il s'agit d'une biomicrite (calcaire wackestone), composée de *Cuneolina* gr. pavonia, Nezzazatinella picardi HENSON, Pseudorhapidionina dubia (DE CASTRO, 1965), cf. Nummoloculina regularis PHILIPPSON, 1887, Pseudocyclammina rugosa et de carapaces d'Ostracodes.

• marnes jaunes (4 m) à Lamellibranches : Gyrostrea delettrei (COQUAND, 1862). La biophase est à base de Gabonita levis (DE KLASZ, MARIE & RERAT, 1961); quelques formes de Gabonita cf. obesa, Heterohelix moremani, Witheinella baltica DOUGLAS & RANKIN, 1969, Witheinella inornata (BOLLI, 1957), Hedbergella simplex (MORROW, 1934) et Hedbergella delrioensis (CARSEY, 1926) sont présentes.

Les Ostracodes sont représentés par Ovocytheridea gr. reniformis, Veeniacythereis gr. jezzineensis, Paracypris et Cytherella indéterminés.

Ces marnes précèdent les calcaires micritiques à Globigérinacées et spicules de Spongiaires de la formation des calcaires de la Casbah d'Agadir sus-jacente.



Conclusion : Etudiée seulement à sa partie sommitale, l'unité C4 montre des tendances à l'ouverture aux conditions marines dans des environnements infralittoraux restreints à ouverts, comme en témoigne la présence de Foraminifères planctoniques à partir du dernier niveau marneux de la formation.

2. 2. 2. 3. - Coupe de Dar Caïd Neknaffi (fig. 33)

Elle est située sur le flanc SE du diapir de Tidsi. Son analyse est limitée uniquement à la partie supérieure qui affleure sur une épaisseur d'environ 77 m. Un découpage sédimentologique en deux unités stratigraphiques mises en corrélation avec les unités C3 et C4 est proposé. L'unité C3 présente une évolution en comblement ; l'unité C4 correspond à la partie inférieure d'une séquence pluridécamétrique d'abord d'ouverture puis de comblement, cette dernière évolution s'observant dans la formation sus-jacente des Calcaires de la Casbah d'Agadir.

2. 2. 2. 3. 1. - Unité C3

Cette unité est agencée en alternances pluridécimétriques à métriques de marnes - calcaires ou marnes - dolomies marneuses ; son épaisseur est d'environ 54,5 m ; elle peut-être subdivisée en deux séquences pluridécamétriques de comblement.

- Dans la première (28 m), le motif lithologique de base correspond à la succession marnes - calcaires.

Les marnes de couleur jaunâtre, alternent avec des niveaux de dolomies marneuses et renferment généralement des Lamellibranches.

Les bancs calcaires montrent une stratocroissance nette et renferment toujours des coquilles de Lamellibranches. Un banc de calcaire dolomitique à Huîtres termine cette séquence.

- Dans la seconde (26,5 m), le tiers inférieur est constitué par une alternance de marnes jaunes et de calcaires bioclastiques, essentiellement à Lamellibranches; le reste de la série est formé par l'alternance de marnes vertes et de bancs de dolomies marneuses souvent laminées à leur sommet. Un banc de 4 m, lumachellique, à surface ferrugineuse et bioturbée, termine cette seconde séquence.

Les marnes vertes ont livré une faune à prédominance de Lamellibranches : Exogyra sp., Gyrostrea delettrei, Rhynchostreon mermeti et Ostrea sp. Ponctuellement, des restes de Bryozoaires sont présents.

Les calcaires bioclastiques correspondent à des biodolomicrosparites (grainstones) à ooïdes ; l'assemblage faunistique reconnu se compose d'Ammodiscidés, de petits Foraminifères benthiques indéterminables et de quelques Algues.

Conclusion : L'unité C3 est à prédominance marneuse (environ 60% de son épaisseur totale). La faune recueillie, surtout dans les niveaux marneux, traduit dans son ensemble des conditions d'environnements infralittoraux restreints à médiolittoraux.

L'unité C3 est limitée à son toit par un banc épais (4 m) de calcaires lumachelliques à surface ferrugineuse et bioturbée ; cette surface paraît devoir être assimilée à la discontinuité D4.
2. 2. 2. 3. 2. - Unité C4

L'unité C4 se développe au dessus de la discontinuité D4. Elle est épaisse d'environ 23 m, et constituée d'une alternance pluridécimétrique à métrique de marnes jaunes et de calcaires bioclastiques. Cette unité correspond à la majeure partie inférieure d'une séquence pluridécamétrique cyclique qui se poursuit ensuite dans les calcaires micritiques de la formation sus-jacente de la Casbah d'Agadir.

Une évolution lithologique en deux temps paraît marquer cette unité ; les 2/3 inférieurs sont organisés en séquences métriques de comblement grano et stratocroissantes ; dans le 1/3 supérieur au contraire, les séquences de comblement sont grano et stratodécroissantes.

La microfaune récoltée dans les niveaux marneux est abondante et composée de : Cuneolina gr. pavonia, Nezzazata simplex, Lituolidés, de nombreux Ostracodes : Cytherella gr. parallela, Ovocytheridea gr. reniformis, Cytherella cf. sp. 5, Perissocytheridea sp. 2, Semicytherura sp. 1, Cytherelloidea cf. sp. 4, Cythereis algeriana BASSOULLET & DAMOTTE, 1969, Kalyptovalva ? tifratinensis, Genus indét. sp. 1, Cytheropteron, Cytherelloidea et Paracypris indéterminés. Des Bryozoaires, des carinas de Cirripèdes : Virgiscalpellum sp. et Arcoscalpellum sp. [dét. G. BRETON], des Gastéropodes, des radioles d'Oursins et des Lamellibranches : Exogyra sp., Rhynchostreon sp. et Gyrostrea sp., complètent la faune. L'avant dernier niveau marneux a fourni en outre, des formes naines de

L'avant dernier niveau marneux a fourni en outre, des formes naines de Foraminifères planctoniques (Globigérinacées ?) et/ou benthiques (Anomalinidés).

Les microfaciès carbonatés analysés dans quelques échantillons, montrent une microsparite pelletoïdale ou à ooïdes (packstone à grainstone) à bioclastes variés ; le contenu microfaunique est à base de *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Nezzazata simplex*, Ammodiscidés, Textulariidés, Serpules et Ostracodes.

Dans la partie médiane de cette unité s'observe un mince niveau de 2 cm d'épaisseur, (échantillon N16, fig. 33) correspondant à une pelbiomicrite laminée légèrement détritique (calcaire wackestone) ; l'alternance d'horizons de petits Foraminifères benthiques et de pellets souligne cette lamination.

Conclusion : Par rapport à l'unité sous jacente (C3), l'unité C4 montre une diversification faunistique bien marquée, traduisant de bas en haut le retour à un milieu marin vraisemblablement infralittoral restreint puis progressivement plus ouvert aux influences marines.

| Ages | Formations | Unités | Ensembles | Echantilions(N) | Lithologie | Structures et figures sédimentaires | Bioclastes | Exogyra sp. Rhynchostreon mermet/ Gyrostrea sp. Gyrostrea sp. Rhynchostreon sp. Ammodiscidés Cuneolina gr. pavonia Textulariidés Nezzazata simplex Lituolidés Globigérinacées |
|------------|------------------------------------|--------|-----------|-----------------|------------|--|---------------|---|
| 5 TURONIEN | Calcaires de la Casbah d'Agadir | T1 | T1a | N20 | | | (< ★ ⊂ ⊂ ★ | |
| | | C4 | C4 | C>N | | | 2 ** ** | 7 |
| CENOMANIEN | Marnes d'Ait Lamine | C3 | C3ab | N12 | | | | |
| | | | | N 10 | | L. | 0 0 0 | 5 m 0 |





2. 2. 2. 4. - Coupe du Jbel Aghannbou (fig. 34)

Dans le flanc NW du diapir de Tidsi, la formation des Marnes d'Aït Lamine est puissante d'environ 217 m. Elle permet l'analyse dans des conditions d'affleurements exceptionnelles des unités C1 à C4.

2. 2. 2. 4. 1. - Unité C1 (fig. 35)

L'unité C1 est, en général, constituée d'une alternance de marnes et de calcaires dolomitiques. Epaisse de 92 m, elle peut être subdivisée en trois ensembles C1a, C1b, C1cd qui correspondent respectivement à trois séquences pluridécamétriques, la première de comblement, la deuxième d'ouverture et la dernière de comblement.

* ensemble C1a (38 m) ; deux faciès principaux le composent :

• des marnes dolomitiques dont l'épaisseur s'accroît au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série ; leur teinte est ocre ; elles sont azoïques et renferment en abondance des petits éléments quartzeux.

• des calcaires dolomitiques parfois bioclastiques. Ces dolomicrosparites sont souvent riches en coquilles de Lamellibranches ; plus rarement sont conservés des fragments de test d'Echinodermes.

L'ensemble Cla s'achève par un banc de 2 m de calcaires dolomitiques bioclastiques et riches en Lamellibranches (*Exogyra* sp.), très bioturbé à son sommet et renfermant *Plicatula* sp.

* ensemble C1b (20 m) ; les deux faciès dominants à parts égales sont maintenant :

 des marnes vertes, fossilifères au sommet de l'ensemble où elles livrent :
 Thomasinella punica, des Lituolidés indéterminables, des Ostracodes : Cytherella indét.
 des dents de Poissons, des radioles d'Oursins, des Lamellibranches :
 Exogyra sp. ... et des Gastéropodes.

• des calcaires dolomitiques et bioclastiques ; de bas en haut on observe le passage de dolomicrosparites finement gréseuses, puis à pellets, ooïdes et Foraminifères benthiques : *Cuneolina* sp., *Sellialveolina* sp. ?, Ammodiscidés, à des dolomicrosparites bioclastiques à Lamellibranches et Gastéropodes.

L'ensemble C1b est couronné par un banc métrique lumachellique à Exogyra sp. et Plicatula sp.

* ensemble C1cd (34 m) ; il est composé des deux faciès de l'ensemble C1b : marnes vertes et calcaires dolomitiques et bioclastiques.

L'organisation séquentielle permet la reconnaissance de quatre séquences plurimétriques de comblement, grano et stratocroissantes :

- la première (7,5 m) débute par une alternance marnes - dolomies marneuses (3 m) et s'achève par un banc de 3,5 m de calcaires dolomitiques, gréseux, et stromatholitiques au sommet.

Les marnes vertes ont fourni Thomasinella punica, des Lituolidés et quelques Lamellibranches.

- la deuxième (10 m) présente à sa base une succession centimétrique de marnes vertes et de calcaires dolomitiques gréseux, suivis de petits bancs pluricentimétriques de calcaires dolomitiques gréseux et bioturbés à Lamellibranches. Ceux-ci montrent des stratifications parallèles et obliques planes, et des rides tidales. Ponctuellement, on remarque des amalgames de bancs. Ces rides sont générées par des rythmes de marées ascendantes (flots) et descendantes (jusants) (REINECK & al., 1975).



- la troisième séquence (6,5 m) est comparable à la précédente avec toutefois une réduction de l'intervalle marneux inférieur et son remplacement par des niveaux à stromatolithes.

Le contenu biologique est réduit à quelques radioles d'Oursins et dents de Poissons.

- la quatrième séquence (10 m) n'est reconnue, au dessus d'une lacune de visibilité de 4,5 m, que par son terme supérieur composé de bancs pluridécimétriques de calcaires dolomitiques gréseux et bioturbés à rares stratifications obliques planes. Elle est limitée au sommet par une surface ferrugineuse.

L'ensemble Clcd, montre une succession débutant avec des dolomicrosparites à rares Lamellibranches recristallisés, se poursuit par des peldolomicrosparites quartzeuses à Ammodiscidés, et s'achève par une dolosparite finement quartzeuse totalement recristallisée (cristallin rock) à rares pellets, Lamellibranches et Gastéropodes.

Ponctuellement, la présence de dolomicrites bioturbées s'accompagne d'une biophase rare, à *Broekina* sp. aff. *alaouitensis*, Nezzazatidés et Lamellibranches.

Conclusion : L'ensemble C1a marque, au dessus de la discontinuité D1, des dépôts d'environnements médiolittoraux à supralittoraux (?). L'ensemble C1b traduit une mise en eau progressive de la plate-forme, qui se marque en particulier par la présence et la diversification d'une biophase témoignant d'un environnement infralittoral restreint.

L'ensemble C1cd marque la stagnation des influences marines acquises au cours de l'évolution précédente (ensemble C1b). Les séquences et les figures sédimentaires observées sont interprétées comme typiques du milieu "tidal-flat" (GINSBURG, 1975; REINECK & al., 1975; PURSER, 1980, 1983).

l'unité C1 correspond à une séquence pluridécamétrique à évolution cyclique. La surface ferrugineuse sommitale, bioturbée, occupe la place de la discontinuité régionale D2.

2. 2. 2. 4. 2. - Unité C2 (fig. 36)

L'unité C2 se développe au dessus de la discontinuité D2. Elle est constituée, sur 51 m environ, d'une succession de niveaux marneux et de bancs de calcaires dolomitiques. Elle peut être subdivisée en trois ensembles C2a, C2b et C2cde correspondant respectivement à trois séquences pluridécamétriques à décamétriques, la première de comblement, la deuxième apparemment d'ouverture, et la dernière de comblement.

* ensemble C2a (14 m) ; sur les 8 premiers mètres, les lacunes d'observations sont fréquentes et l'on a pu observer un banc de 0,8 m de calcaire dolomitique, stromatolithique à son sommet, et un autre banc de 1 m de calcaire à silex, à quartz bipyramidaux, à structures alvéolaires de type "cargneule" et à rides asymétriques ; au dessus se développent des bancs pluridécimétriques de calcaires dolomitiques à aspect ondulé et à rares Lamellibranches alternant avec des marnes vertes azoïques. L'ensemble est surmonté par un banc de 1 m de calcaires dolomitiques, lumachelliques à son sommet.

| Epaisseur (m) | Unités | Ensembles | Echantilions (A) | Lithologie | Structures et figures sédimentaires Bioclastes | <i>Exogyra</i> sp. <i>Plicatula</i> sp. Pectinidés | Lituolidés Cuneolina sp. Cuneolina sp. ? Ammodiscidés Ammodiscidés Thomasinella punica Broekina sp. aff. alaouite Nezzazatidés Ostracodes indétermin | Organisation séquentielle marin + - + - | Environnements |
|-------------------|--------|-----------|---|------------|--|--|--|--|---------------------------------|
| 990 880 770 | | Clcd | A 38 A 376 A 336 A 337 A 337 A 337 A 337 A 337 A 327 A 227 A 277 A | | | | | D27 | médiolittoral |
| 50 g | CI | CID | A 197 A 1 1 1 1 1 1 9 8 7 6 | | | | •••• | | infralittoral restrein |
| 30 20 10 | | CIa | A3- A3- A3- A2- | | | | | | médiolittoral à supralittoral ? |

Analysé sur un seul échantillon (A39), le microfaciès de l'ensemble C2a montre une dolomicrosparite fossilifère (quelques fragments de Lamellibranches recristallisés), présentant des structures en fenestrae.

* ensemble C2b (26 m) ; c'est un ensemble à prédominance de calcaires bioclastiques. Il montre à sa partie inférieure une succession de lits pluridécimétriques à métriques de calcaires bioclastiques fins ; la partie supérieure est constituée par une alternance de calcaires bioclastiques et de marnes vertes à grains de quartz bipyramidaux, radioles d'Oursins et dents de Poissons, et contenant à leur partie sommitale une faune composée de *Thomasinella punica*, Ostracodes : *Cytherella* indét., radioles et tests d'Echinodermes.

Un banc de 0,5 m de calcaires lumachelliques à Lamellibranches : Exogyra sp., Plicatula sp. et Pectinidés, et Echinodermes : Tetragramma variolare, Heterodiadema libycum et Discoides subuculus KLEIN, termine cet ensemble.

Le microfaciès des calcaires est souvent celui d'une biomicrite (packstone) à *Cuneolina* sp., Ammodiscidés, Algues corallinacées, dasycladacées : *Neomeris* sp., et codiacées : *Boueina hochstetteri*, Ostracodes, Echinodermes et Gastéropodes, s'enrichissant progressivement en Lamellibranches (Pectinidés et Plicatules) et en Echinodermes.

* ensemble C2cde (10m) ; il est composé essentiellement par une succession de bancs pluridécimétriques de dolomies marneuses, alternant avec des marnes jaunâtres, et il s'achève par un banc de 2,5 m de calcaires dolomitiques gréseux.

Un banc de 15 cm de calcaires lumachelliques à surface ferrugineuse coiffe cet ensemble.

La microfaune récoltée dans le premier niveau marneux est composée essentiellement de *Thomasinella punica*. Juste au dessus, un second niveau a livré exclusivement des Ostracodes appartenant à l'espèce *Protobuntonia* semmamaensis BISMUTH & LE FEVRE, 1981.

Le microfaciès des bancs indurés va de la dolomicrite à la dolomicrosparite pelletoïdale à grains de quartz.

Conclusion : Les dépôts de l'ensemble C2a, témoignent en faveur d'un environnement confiné, médio à supralittoral, par l'existence, dans les premiers niveaux, de calcaires cargneulisés à silex.

L'ensemble C2b traduit l'expression d'un milieu marin infralittoral restreint à ouvert, comme en témoigne l'enrichissement progressif de la faune sensible surtout à la partie supérieure.

L'ensemble C2cde s'est déposé dans une vasière littorale plus ou moins fermée aux influences marines comme en témoigne la présence de nombreux individus de *Protobuntonia semmamaensis* (in ANDREU, 1991). Il traduit le retour à un environnement plus restreint (médiolittoral) que dans l'ensemble précédent.

> l'unité C2 correspond également à une séquence pluridécamétrique à évolution cyclique. Elle est limitée à son toit par un horizon, de 15 cm d'épaisseur, très lumachellique et ferrugineux, qui est assimilé à une nouvelle discontinuité (D3).

lis. 36 : Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité CZ de la formation des Marnes d'Ait Lamine dans la coupe du Jbel Aghannbou



2. 2. 2. 4. 3. - Unité C3 (fig. 37)

Au dessus de la discontinuité D3, se développent des dépôts à tendance silicoclastique, épais d'environ 40 m, et présentant de nombreuses structures et figures sédimentaires. Ces dépôts sont regroupés dans une unique séquence pluridécamétrique régressive C3ab découpée en trois séquences de comblement pluridécamétriques à plurimétriques d'ordre inférieur :

- première séquence (11,5 m) : elle est représentée essentiellement par des calcaires dolomitiques à rides, litages obliques plans et "flasers bedding".

Ponctuellement, on remarque des faciès plus grossiers à débris et fragments de Lamellibranches.

- deuxième séquence (21 m) : elle débute par une alternance pluridécimétrique de marnes vertes et de calcaires dolomitiques fins à rides ; elle se poursuit par une succession plurimétrique de bancs de calcaires dolomitiques gréseux à galets mous et litage plan de haute énergie ; les bases des bancs sont souvent ravinantes.

- troisième séquence (7,5 m) : au dessus d'une lacune d'observation de 1 m, se développe un banc (2 m) de calcaires bioclastiques à Lamellibranches surmonté d'une multitude de petits lits de faible épaisseur (5 cm) de calcaires dolomitiques, suivis d'une alternance décimétrique à pluridécimétrique de marnes jaunes et de calcaires marneux bioturbés. Le dernier banc est gréseux.

La microfaune en provenance des niveaux marneux sommitaux est diversifiée et composée de *Cuneolina* gr. pavonia, Lituolidés, Ostracodes : Ovocytheridea gr. reniformis, Bairdia sp. 3 ANDREU, 1991, Perissocytheridea ? sp. 1, Cythereis ? sp., Paracypris, Cytherelloidea et Cytherella indéterminés. ; on note aussi la présence d'un microflore de Characées attribué au genre Lamprothamnium n. sp. [détermination N. GRAMBAST]. En outre, les dents de Poissons et des fragments de Lamellibranches sont relativement abondants.

Les microfaciès observés évoluent depuis des dolomicrites (Wackestone) finement quartzeuses à débris de Lamellibranches recristallisés jusqu'à des biodolomicrosparites bioturbées à pellets, fragments de Lamellibranches, Gastéropodes et Echinodermes ; ils s'achèvent par des dolomicrosparites à rares fragments de Lamellibranches recristallisés.

Conclusion : Cette unité C3 traduit l'installation d'un environnement confiné médio à supralittoral où se font sentir des influences continentales. la présence des Characées du genre *Lamprothamnium* confirme cette conclusion.

l'unité C3 s'achève par un banc de calcaire dolomitique discontinuité gréseux. La sommitale (D4) est matérialisée par la limite entre ce banc et les calcaires micritiques de milieu plus ouvert qui le surmontent (unité C4).

2. 2. 2. 4. 4. - Unité C4 (fig. 38)

L'unité C4 se développe au dessus de la discontinuité D4 qui limite à son toit l'unité C3. Epaisse d'environ 34 m, elle est constituée par une alternance pluridécimétrique à métrique de marnes jaunes ou vertes et de calcaires parfois dolomitiques. Cette unité correspond à la partie inférieure d'une séquence pluridécamétrique cyclique qui débute dans les termes supérieurs de la formation



\$8

des Marnes d'Aït Lamine et qui se poursuit dans la formation sus-jacente des Calcaires de la Casbah d'Agadir.

Les nombreuses lacunes d'observations ne permettent pas de suivre l'évolution sédimentaire intime de cette unité. Les enseignements que livrent les cortèges faunistiques semblent indiquer d'abord une stagnation des milieux de sédimentation (dépôts de plate-forme marine restreinte), ensuite une ouverture à des conditions plus océaniques.

A la partie inférieure, les niveaux marneux n'ont fourni que des petits Foraminifères benthiques et des Ostracodes indéterminables ; la partie supérieure est plus riche en organismes avec : *Cuneolina* gr. *pavonia* dominante, des petits Foraminifères benthiques, des Ostracodes : *Cytherella* sp. 16 ANDREU, 1991, *Ovocytheridea* et *Cytherella* indét., des Lamellibranches, des Gastéropodes et des radioles d'Oursins.

Le dernier niveau marneux a fourni une microfaune naine composée de Gabonita levis et Hedbergella sp., et des Ostracodes indéterminables appartenant aux genres Ovocytheridea et Cytherella ; on note encore la présence de rares grains de quartz bipyramidaux.

Les microfaciès des calcaires de l'ensemble C4 sont les suivants :

 biomicrites légèrement quartzeuses (packstone) à Algues codiacées : Boueina sp., à Ostracodes, Serpules, Lamellibranches, Echinodermes et Gastéropodes.

• oobiodolomicrites s'enrichissant parfois en pellets (packstone) accompagnées d'une microfaune composée de *Cuneolina* gr. pavonia, de petits Foraminifères benthiques, d'Ammodiscidés, de Miliolidés, de Nezzazatidés, de Discorbidés, d'Ostracodes, d'Algues calcaires : *Neomeris* sp., *Marinella lugeoni*, ? *Pseudolithothamnium album*, de Lamellibranches et de fragments d'Echinodermes.

· dolomicrosparites à rares petits Foraminifères benthiques.

Conclusion : La dernière unité C4 de la formation des Marnes d'Aït Lamine traduit un retour brusque, au dessus de la discontinuité D4, à un milieu marin infralittoral évoluant progressivement vers un approfondissement, comme en témoigne la faune recueillie dans les niveaux marneux.

L'augmentation du taux des bioclastes et l'apparition de Foraminifères planctoniques dans les derniers niveaux marneux de l'unité C4 sont à mettre en relation avec une évolution transgressive correspondant à une montée relative du niveau marin.

A une quarantaine de kilomètres de la coupe type, ce sont les coupes de Douar Tadnest et d'Imi-N-Tanout qui vont nous permettre de suivre l'évolution latérale de la formation des Marnes d'Aït lamine à l'Est.

2. 2. 2. 5. - Coupe du Douar Tadnest (fig. 40)

Elle a été étudiée sur le flanc sud du Jbel Askri zmar, depuis sidi Lagragra, au Nord, jusqu'au douar Tadnest, au Sud. La formation des Marnes d'Aït Lamine est ici épaisse d'environ 219 m. Elle se développe au dessus de la discontinuité D1. Bien



qu'apparaissant sous des faciès très confinés, il est encore possible, compte-tenu des bonnes conditions d'affleurements, d'y différencier les unités C1 à C4.

2. 2. 2. 5. 1.- Unité C1

C'est une unité stratocroissante à dominance gypsifère ; elle est épaisse de 130 m et représentée par un seul ensemble nommé C1cd qui correspond à une séquence hectométrique de comblement.

Cet ensemble est composé de plusieurs séquences élémentaires pluridécimétriques à pluridécamétriques de comblement. L'organisation type, visible à la partie inférieure de la série, enchaîne marnes dolomitiques - calcaires dolomitiques (ou dolomies) - gypses (fig. 39) ; les termes marneux disparaissent dans la partie supérieure de la série où les bancs de gypses atteignent leur plus fort développement (jusqu'à 20 m).

Les bancs calcaires dolomitiques présentent souvent des figures sédimentaires de dessication (mud cracks), d'échappement de fluides (tepecs), et des structures stromatolithiques bien développées au sommet de l'unité.

D'un point de vue biologique, les marnes basales ont livré quelques radioles d'Oursins et des Ostracodes du genre *Cytherella*, alors que des restes d'Ostréidés (*Costagyra olisiponensis* (SHARPE, 1850)) sont ponctuellement visibles dans l'ensemble de la série.

L'étude des lames minces montre l'appartenance des microfaciès à des dolomicrosparites quartzeuses, parfois bioclastiques (packstone, rarement wackestone), à fragments de Lamellibranches, d'Echinodermes et de rares Serpules ; quelques Foraminifères dont *Cuneolina* sp., *Sellialveolina* viallii et des formes naines de Miliolidés, Textulariidés, Nezzazatidés et Ostracodes, sont aussi visibles.

Ces faciès sont accompagnés sporadiquement d'une biomicrite (packstone à wackstone) à petits rhomboèdres de dolomie et contenant *Thomasinella punica*, des Algues calcaires : *Boueina hochstetteri* var. *moncharmonti*, *Neomeris* sp., *Terquemella* ? sp., des Bryozoaires, des fragments d'Echinodermes et des articles d'Ophiures. On remarque fréquemment l'existence d'un cortex ferrugineux autour des bioclastes.

Conclusion : L'unité C1 est représentée par une suite de séquences dans lesquelles les faciès gypseux sont dominants. Malgré son caractère très confiné, elle marque l'enregistrement d'un moment positif du niveau marin dans des environnements médio à supralittoraux.

> L'unité C1 est interpretée comme une séquence hectométrique de comblement. Elle s'achève par une multitude de petits bancs de calcaires marneux à aspect stromatolithique. La discontinuité D2, se place vraisemblablement au sommet de ces niveaux.



fig. 39 : détail d'une séquence élémentaire décamétrique de sebkha paralique ou de lagune côtière marine (b à e), relevée dans l'unité C1 (Douar Tadnest)

LEGENDE

| a | = | faciès | gypseux | de | milieu | supralittoral |
|---|---|--------|---------|----|--------|---------------|
|---|---|--------|---------|----|--------|---------------|

- b = marnes grises à Lamellibranches, radioles d'Echinodermes et Ostracodes ; milieu infralittoral restreint à médiolittoral
- c = biodolomicrite gréseuse à Lamellibranches, Serpules, fragments d'Echinodermes, valves d'Ostracodes et quelques Foraminifères benthiques ; milieu infralittoral restreint à médiolíttoral
- d = dolomies massives de couleur beige, à structure stromatolithique, figures de dessication et "tepee"; milieu médiolittoral à supralittoral

e = faciès gypseux ; milieu supralittoral

_ _ _ _ _ _ _ _ _

f = marnes grises à Lamellibranches et Gastéropodes ; milieu infralittoral restreint à médiolittoral

2. 2. 2. 5. 2. - Unité C2

L'unité C2 se développe au dessus de la discontinuité D2. La mise en place de cette unité s'accompagne d'un net changement de faciès qui se traduit par le passage des dolomies et gypses aux calcaires et marnes. L'unité C2 est épaisse de 33 m et peut-être décomposée en deux ensembles désignés C2cd et C2de, interprétés respectivement comme deux séquences décamétriques à pluridécamétriques de comblement.

* ensemble C2cd (18,5 m) ; il est constitué d'une alternance plurimétrique de marnes vertes à Huîtres et de calcaires bioclastiques en bancs stratocroissants.

Il se termine par des calcaires dolomitiques laminés à structures en "tepee", recouverts d'une surface ferruginisée.

Le microfaciès le plus représenté est celui de biomicrites (packstone à wackestone), avec rares éléments de quartz à la base de la série ; la biophase est assez diversifiée et composée de Foraminifères : *Thomasinella punica*, *Charentia cuvillieri* NEUMANN, 1965, *Trochospira avnimelchi*?, *Dicyclina* cf. schlumbergeri, Cuneolina sp., Miliolidés, Textulariidés, Nezzazatidés, Discorbidés, d'Algues, d'Ostracodes, de rares Bryozoaires et Serpules, de fragments d'Echinodermes, de Lamellibranches (dont peut-être des tests de Radiolitidés [EL KAMALI, 1987]) et de Gastéropodes.

* ensemble C2de (14,5 m) ; il débute par une alternance plurimétrique de marnes et de calcaires dolomitiques légèrement bioclastiques, et se poursuit par des calcaires dolomitiques fins à structures en "tepee", admettant de petits bancs gypseux.

L'étude microscopique d'un seul échantillon (15), montre une biodolomiocrite (wackestone/packstone) à Thomasinelles ; celui-ci contient en outre des Nezzazatidés, des Algues dasycladales : *Heteroporella lepina*, des tests d'Ostracodes, de Lamellibranches et d'Echinodermes.

Conclusion : L'unité C2 marque l'apparition, à sa partie inférieure, d'une biophase assez diversifiée traduisant une mise en eau progressive de la plateforme dans un environnement infralittoral restreint évoluant à sa partie supérieure vers un environnement supralittoral.

> L'unité C2 est assimilée à une séquence pluridécamétrique de comblement. Elle est limitée à son toit par un niveau gypseux de 1 m qui pourrait correspondre, à l'échelle régionale, à la discontinuité D3.

2. 2. 2. 5. 3. - Unité C3

Elle est épaisse de 26 m et constituée par des faciès comparables à ceux de l'unité précédente, avec toutefois disparition des niveaux gypseux ; elle est

représentée par un seul ensemble, nommé C3ab, qui correspond à une séquence pluridécamétrique de comblement.

Cette séquence est composée par une alternance plurimétrique de marnes gris-vert à Huîtres et de calcaires bioclastiques souvent dolomitiques, d'aspect parfois stromatolithique ; la stratocroissance des bancs est nette.

Les microfaciès, analysés uniquement à la partie supérieure de l'unité C3, montrent une évolution depuis une biomicrite à Ostracodes (wackestone) jusqu'à une peldolomicrosparite (packstone) bioclastique. La biophase est composée de Discorbidés, d'Ammodiscidés, de Miliolidés, d'Algues calcaires, de tests d'Ostracodes et d'Echinodermes, de Lamellibranches et de Gastéropodes.

Cette séquence se termine par des calcaires dolomitiques à faciès pelletoïdal et bioclastique à *Charentia cuvillieri*, Ammodiscidés, Miliolidés ... ; ils montrent un aspect onduleux (stromatolithes ?) et des marques de ferruginisation.

Conclusion : Dans son intégralité, l'unité C3 marque un retour, au dessus du niveau gypseux sommital de l'unité C2, à un milieu marin corrélativement plus ouvert, probablement situé dans l'infralittoral restreint à médiolittoral.

L'unité C3 correspond à une nouvelle séquence pluridécamétrique de comblement. La discontinuité D4 (peu nette sur le terrain) se situe probablement au niveau de la surface ferrugineuse sommitale.

2. 2. 2. 5. 4. - Unité C4

L'unité C4 se développe au dessus de la discontinuité D4 qui limite à son toit l'unité C3. Epaisse d'environ 30 m, elle est constituée d'une alternance plurimétrique de marnes vertes et de calcaires bioclastiques rarement dolomitiques. Certains bancs sont couronnés d'un niveau lumachellique à Huîtres. Cette unité marque plus que précédemment un net retour des influences marines.

Les calcaires montrent la succession des faciès suivantes :

• oodolomicrosparite (packstone à grainstone) à Ammodiscidés et à quelques Algues calcaires du genre Cayeuxia.

• biomicrite (packstone) riche en Foraminifères benthiques : Charentia cuvillieri, Pseudorhapidionina dubia, Cuneolina sp., Nezzazatidés, Ammodiscidés, Miliolidés, Discorbidés, et en Algues calcaires : Marinella lugeoni et Permocalculus sp.

• biomicrosparite (packstone) à Thomasinella punica, Charentia cuvillieri, Ammodiscidés, Discorbidés, à petits Foraminifères planctoniques (Hedbergella sp.), à Algues calcaires : Terquemella sp., Neomeris sp., Boueina hochstetteri var. moncharmonti et Permocalculus sp.

Des radioles d'Echinodermes, des Lamellibranches et des Gastéropodes s'ajoutent à cette microfaune.

| | _ | | - | | | | | | | | _ | | | _ | _ | _ | | _ |
|--|---------------------|--------|-----------|--------------------------|------------|--|--|-------------------------|-----------------------------|--------------|------------------------|------------------------------------|----------------------|--------------------------|--------------|--------------------------|------------------------|---|
| Epaisseur (m) Anes | Formations | Unités | Ensembles | Echantillons (Td) | Lithologie | Structures et figures sédimentaires | Bioclastes | Costagyra olisiponensis | Cuneolina sp. Miliolides | Nezzazatidés | Sellialveolina viallii | Thomasinella punica Discorbidas | Charentia cuvillieri | Trochospira avnimelchi ? | Ammodiscidés | Pseudorhapidionina dubia | Nezzazatinella picardi | ppinocyclinia autasica Pseudorhapidionina aff. laurinensis |
| 240 NJINUCI | the strate | E | 13115 | Ta 17- Ta 16- | | 7 | e ** | | | | • | | • | | | | | : : |
| 20 | | - | H | Ta 9 Ta 8 | | | ∪*¢ \ | | | | | ? | | | | 1 | | |
| 100 | | 2 2 | CA | 40- 38- 36- 33- | | | \¥¥ \¥ | | • | • | | • | • ; | •••• | | ÷ | • | |
| 80 | | m | C3b | 28 26 21 | | The second second |), , , , , , , , , , , , , , , , , , , | | | | | | • | **** | * | | | |
| 60 | | - | 2de | 15- | | | ∪¥ ∪¥ | | | • | | • | | | - | | | |
| 40 | | C | 2cd C | | | F. | | | 8 | • | • | | | • | • | | | |
| 20 NJIW WUNJU 80 40 40 40 40 40 40 40 40 40 40 40 40 40 | Maches d'Att Lamine | C1 C1 | Cled | | | | · · · · · · · · · · · · · · · · · · · | | • | | | | • | | | | | |



Les échantillons sans préfixe Td' m'ont été confiés par N. EL KAMALI

fig. 40 : Lithologie, repartition des organismes et organisation sequentielle de toutes les unites de la formation des Marnes d'Ait Lamine

dans la coupe du Douar Tadnest. Relation avec la première unité (T1) de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir

Les calcaires qui couronnent cette unité sont encore riches en microorganismes tels : Spirocyclina atlasica SAINT-MARC & RAHHALI, 1982, Pseudorhapidionina aff. laurinensis, Nezzazatinella picardi, Pseudocyclammina rugosa, Discorbidés, Miliolidés, Ammodiscidés, Algues calcaires : Permocalculus sp., Terquemella sp. et Neomeris sp., associées à des petits Foraminifères planctoniques : Hedbergella delrioensis et Praeglobotruncana praehelvetica (TRUJILLO, 1960).

Conclusion : Dans la coupe du Douar Tadnest, l'unité C4 de la formation des Marnes d'Aït Lamine traduit un retour progressif, au dessus de la discontinuité D4, à un milieu marin de plus en plus ouvert, comme en témoigne la reconnaissance des premières microfaunes planctoniques à *Hedbergella delrioensis* et *Praeglobotruncana praehelvetica* dont l'apparition est située dans la zone à Archaeocretacea (ROBASZYNSKI & CARON [coord.], 1979).

2. 2. 2. 6. - Coupe d'Imi-N-Tanout (fig. 41)

Elle a été relevée dans le Jbel Ougous, entre le douar de Addar, au Sud, et le village d'Imi-N-Tanout, au Nord. La formation des Marnes d'Aït Lamine y est bien développée et puissante d'environ 260 m. On y reconnaît le découpage habituel en 4 unités (C1 à C4).

2. 2. 2. 6. 1. - Unité C1 (fig. 43)

L'unité C1 est composée de trois types de faciès à savoir : marnes dolomitiques, calcaires dolomitiques ou dolomies et gypse. Epaisse de 95 m, elle n'est représentée, par comparaison aux coupes précédentes, que par les ensembles C1c et C1d, qui correspondent à deux séquences pluridécamétriques de comblement.

* ensemble C1c (39 m) ; il est organisé en plusieurs séquences élémentaires métriques à plurimétriques associant des calcaires dolomitiques et des marnes dolomitiques grisâtres. Les 10 derniers mètres sont représentés par une alternance de marnes dolomitiques et/ou de calcaires dolomitiques, lités, et de niveaux gypseux (fig. 42).

Les marnes sont azoïques et très riches en grains de quartz.

Les bancs calcaires dolomitiques sont souvent massifs et présentent parfois à leur sommet des figures en "bosse" sans structure interne visible, qui correspondent vraisemblablement à des figures de charges ou de tassement différentiel.

Un banc de 1 m de gypse massif et saccharoïde, avec intercalation de petits lits fibreux, termine cet ensemble.

L'étude microscopique des bancs carbonatés révèle le plus souvent une dolomicrite à dolomicrosparite (mudstone à wackestone) parfois à lithoclastes ; la biophase est rare et composée seulement de quelques Ammodiscidés, *Cuneolina* sp., de petits Foraminifères benthiques, de fragments d'Algues calcaires, d'Ostracodes et de Lamellibranches.



vers le village d'Imi-N-Tanout

fig. 41 : Panorama de la formation des Marnes d'Ait Lamine, coupe d'Imi-N-Tanout



fig. 42 : détail d'une séquence élémentaire de sebkha en comblement (b à f) relevée dans l'unité C1 de la coupe d'Imi-N-Tanout

* ensemble C1d (56 m) ; les nombreuses lacunes d'observation empêchent de voir, en détail, la relation entre les différents faciès de cet ensemble ; celui-ci est apparemment constitué, à la partie inférieure, par une alternance métrique de marnes grisâtres terrigènes (à grains de quartz) et de dolomies ; à la partie supérieure, par des dolomies et des calcaires dolomitiques à gréseux présentant des chenalisations à grande échelle.

Le microfaciès est celui d'une dolomicrite à dolomicrosparite (mudstone à wackestone) gréseuse, renfermant par endroits des ooïdes ou des pellets, des structures en fenestrae et des microchenaux ; la biophase est très appauvrie et composée essentiellement de carapaces d'Ostracodes.

Ponctuellement, on constate la présence de biomicrite (packstone) à intraclastes, accompagnée de fragments d'Algues calcaires, d'Ostracodes, de Lamellibranches, d'Echinodermes, d'articles d'Ophiures et de Gastéropodes ; les bioclastes sont entourés d'un cortex micritique.

Un banc de 70 cm de calcaires dolomitiques bioturbés à aspect stromatolithique coiffe l'ensemble C1d ; en lame mince, il montre des alternances de minces lits sombres et clairs.



Conclusion : Au dessus de la discontinuité D1 qui couronne la formation des Calcaires dolomitiques de Kéchoula, l'unité C1 des Marnes d'Aït Lamine rend compte, comme sur la coupe de Douar Tadnest, d'environnements médio à supralittoraux.

> L'unité C1, peut-être interprétée comme une de comblement. séquence hectométrique Sa limite supérieure est fixée au toit du dernier banc de dolomitique stromatolithique. calcaire et La discontinuité D2 se situerait probablement entre ce banc et les calcaires bioclastiques de milieu plus ouvert qui le recouvrent.

2. 2. 2. 6. 2. - Unité C2 (fig. 44)

Au dessus de la discontinuité D2, et sur 80 m d'épaisseur, se développent trois ensembles désignés C2c, C2d et C2e, et correspondant à trois séquences pluridécamétriques de comblement ; chacun est constitué de calcaires bioclastiques à la base, et de dolomies et de marnes au sommet.

* ensemble C2c (26,5 m) ; il est composé essentiellement par :

• à sa partie inférieure, une alternance plurimétrique de calcaires bioclastiques et lumachelliques et de niveaux marneux.

 à sa partie supérieure, une succession pluridécimétrique à métrique de dolomies laminées ou à stromatolithes et de marnes grisâtres azoïques et terrigènes (quartz).

L'étude microscopique des bancs indurés révèle, à la partie inférieure, une biomicrite à Lamellibranches (packstone à grainstone) et à lithoclastes, composée par une faune assez diversifiée : *Cuneolina* sp., *Sellialveolina* sp., *Trocholina* gr. *T. arabica* HENSON, *Pseudorhapidionina* aff. *laurinensis*, Ammodiscidés, Textulariidés, Nezzazatidés, Algues : *Terquemella* sp., *Neomeris* sp. et *Montiella* sp., Serpules, fragments d'Echinodermes et de Gastéropodes, articles d'Ophiures et tests d'Ostracodes ; la partie supérieure montre essentiellement une dolomicrite sableuse (mudstone) à tous petits grains de quartz.

* ensemble C2d (41 m) ; il est comparable à l'ensemble précédent, avec toutefois un développement important des marnes grises azoïques.

Le microfaciès évolue depuis une biodolomicrite (wackestone) à grains de quartz, à *Sellialveolina* sp., Ammodiscidés, Algues : *Neomeris* sp., *Terquemella* sp., rares Bryozoaires, Ostracodes, Lamellibranches et fragments d'Echinodermes, jusqu'à une dolomicrite voire une dolomicrosparite.

* ensemble C2e (12,5 m) ; il est réduit en épaisseur, et débute par quelques bancs de dolomies bioclastiques et lumachelliques. Il s'achève par des marnes rouges ocres et sableuses qui précèdent un horizon (20 cm) de gypse à aspect fibreux.

| Epaisseur (m) | Unités | Ensembles | Echantilions (I) | Lithologie | Structures et figures sédimentaires Bioclastes | Pseudorhap. aff laurinensis Trocholina gr. T. arabica Nezzazatidés Cuneolina sp. Seillalveolina sp. Textulariidés Ammodiscidés Ammodiscidés Discorbidés Montiella sp. Neomeris sp. Terquemella sp. 0stracodes indéterminés + ui ella sp. 1 ella sp |
|---------------|--------|-----------|---|--------------------------------------|--|---|
| 180 | _ | | 161 | • • • • | ~*** | D3 |
| 170 | | C2e | 1 60 | 9.9.9 1-1-1 | (; ; ; * | |
| 160 | | | | | | ralittor |
| 150 | | | | | | d n s |
| 1 40 | C2 | C2d | | //_/ | | treint å |
| 8 30 | | | 1 58 1 57 1 56 | | | 0 L a l r e s |
| 120 | | | 155- | | * * * * | |
| 110 | | C2c | 134~ | | | 1 n f c |
| 100 | | | 1 52 1 51 1 505 1 508 1 508 | | *n **n | |
| | _ | | | | | |

fig. 44 : Lithologie, répartition des organismes et organisation sequentielle de l'unité C2 de la formation des Marnes d'Ait Lamine dans la coupe d'Imi-N-Tanout

Le microfaciès des carbonates est celui d'une biodolomicrite (wackestone) ; la biophase, peu caractéristique, est réduite à quelques Ammodiscidés et Discorbidés, tests d'Ostracodes, fragments de Lamellibranches et d'Echinodermes.

Conclusion : Après un épisode marin basal (base de C2c) de faible amplitude, l'unité C2 des Marnes d'Aït Lamine est essentiellement caractérisée par l'importance de ses faciès confinés de type évaporitique qui témoignent de la pérennité des environnements infralittoraux restreints à supralittoraux.

> L'unité C2 correspond à une séquence pluridécamétrique de comblement. Elle est limitée à son toit par un niveau gypseux de 20 cm à aspect fibreux qui pourraît correspondre, à l'échelle régionale, à la discontinuité D3.

> > 2. 2. 2. 6. 3 . - Unité C3 (fig. 45)

L'unité C3 affleure sur environ 66 m d'épaisseur. Elle comprend plusieurs types de faciès regroupés au sein d'un ensemble (C3ab) dont l'évolution se suit à la faveur de deux séquences pluridécamétriques de comblement.

- la première (34 m) est dominée par des marnes beiges et des dolomies souvent laminées au sein desquelles sont visibles des structures en "tepee". Sur les 16 derniers mètres apparaissent des marnes gypsifères associées à des bancs métriques de gypse massif saccharoïde, de couleur grisâtre, alternant avec des lits de gypse à aspect fibreux.

Un lavage, réalisé dans les premiers niveaux marneux, a fourni une faune d'Ostracodes diversifiée et composée de Cytherella cf. sp. 5, Cytherella aegyptiensis COLIN & EL DAKKAK, 1975, Paracypris mdaouerensis, Metacytheropteron parnesi SOHN, 1968, Peloriops ziregensis, Ovocytheridea indét., un nombre très important de Thomasinella punica, des Bryozoaires, des radioles d'Oursins, des dents de Poisson, des carinas de Cirripèdes et des Lamellibranches : Neitea sp. et Rhynchostreon mermeti.

<u>Remarque</u> : Par analogie faunistique avec la coupe du jbel Talbourine, ce niveau marneux, épais de 4 m, pourraît correspondre totalement ou partiellement à l'ensemble C3a.

- la deuxième (? 32 m) ; elle n'est que partiellement visible sur ses 14 mètres inférieurs. Elle se compose d'une succession de calcaires lumachelliques -calcaires dolomitiques, ces derniers finement lités et parfois gréseux dans les derniers niveaux visibles.

Le microfaciès, analysé sur quelques échantillons, est celui d'une biomicrite (packstone) à Lamellibranches, radioles d'Echinodermes et quelques Ostracodes, évoluant vers une dolomicrosparite bioturbée (packstone) à quartz, rares pellets et Ammodiscidés.



Conclusion : L'unité C3 révèle, à sa base, des influences marines infralittorales de durée limitée et au sommet, des environnements confinés dominant et qui s'individualisent de façon spectaculaire par le développement massif d'évaporites (médio à supralittoral).

> L'unité C3 correspond à une nouvelle séquence comblement. pluridécamétrique de La lacune d'observation située partie supérieure, à sa ne permet d'appréhender ni la position, ni l'aspect que peut revêtir la discontinuité D4 dans ce domaine littoral.

2. 2. 2. 6. 4. - Unité C4 (fig.46)

La lacune d'observation, qui affecte le toit de l'unité C3, atteint vraisemblablement la base de l'unité C4 qui n'est ici représentée que par ses dix derniers mètres. Ceux-ci sont constitués essentiellement de calcaires dolomitiques et bioclastiques, plus rarement d'horizons marno-calcaires.

L'un d'eux (échantillon 166a) a livré une biophase composée de : Cuneolina gr. pavonia, Miliolidés, nombreux Ostracodes dont Cytherella cf. sp. 5, Cythereis algeriana, Cytheromorpha sp., Bairdia, Ovocytheridea, Cytherella, Paracypris et Dolocytheridea indéterminables, radioles d'Oursins, Lamellibranches, Gastéropodes, Bryozoaires. Quelques rares grains de quartz apparaissent aussi.

Le microfaciès des carbonates correspond à une biomicrite à biodolomicrite (wackestone) riche en Ostracodes, en fragments d'Echinodermes, en Foraminifères dont Cuneolina gr. pavonia, Pseudorhapidionina aff. laurinensis, Pseudorhapidionina dubia, Spirocyclina atlasica, Biconcava bentori, Discorbidés, Ammodiscidés, Miliolidés, Textulariidés et en Algues dasycladales du genre Terquemella.

Conclusion : L'unité C4 traduit les conditions les plus marines de toute la formation d'Aït Lamine. Celles-ci relèvent vraisemblablement d'un environnement infralittoral. Cette mise en eau n'est que le prémice de l'inondation qui va se manifester dans les termes inférieurs de la formation sus-jacente des Calcaires de la Casbah d'Agadir.



2. 2. 3. - Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires, conséquences paléogéographiques

L'analyse séquentielle appliquée à la formation des Marnes d'Aït Lamine a permis la mise en évidence, au sein de cette épaisse série, de 4 unités majeures C1 à C4. Chacune de ces unités a parfois pu être subdivisée en ensembles a, b, c, d, e.

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 de l'organisation séquentielle (tendances transgressive et régressive). L'identification de lacunes est fondée sur l'absence, dans certaines coupes, d'entités ayant ces caractéristiques faciologiques et séquentielles.

Les limites des unités correspondent généralement à des discontinuités sédimentaires d'échelle régionale, à l'exception de la limite supérieure de la dernière unité (C4) dont le passage aux termes inférieurs de la formation susjacente des Calcaires de la Casbah d'Agadir est apparemment moins tranché.

Cette approche permettra, dans un esprit de synthèse, de proposer la mise en place de corrélations lithostratigraphiques entre les différentes coupes, de suivre le sens des évolutions sédimentaires, et de déboucher sur un schéma paléogéographique d'ensemble du bassin d'Essaouira. C'est ce qui va être tenté, unité par unité, dans le développement de ce paragraphe.

2. 2. 3. 1. - Unité C1

* <u>Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires</u> : <u>interprétations</u> (fig. 47, tab. 2)

Au dessus de la discontinuité D1, qui limite à son toit les Calcaires dolomitiques du Kéchoula, l'unité C1 se compose de 4 ensembles C1a à C1d.

• l'ensemble a n'est identifié qu'à la base de la coupe du Jbel Aghannbou (NW du diapir de Tidsi). Il s'agit d'une série de comblement, enchaînant des marnes dolomitiques terrigènes et azoïques et des calcaires dolomitiques très rarement bioclastiques.

Ces faciès confinés sont les témoins de la persistance d'environnements médio à supralittoraux déjà installés dans les calcaires dolomitiques du Kéchoula sous- jacents.

• l'ensemble b a été individualisé dans la coupe du J. Aghannbou, au NW, et dans les deux coupes proches de Douar Tama et de Jbel Talbourine, à l'Est. Il est composé de marnes vertes peu fossilifères et de calcaires dolomitiques et bioclastiques s'organisant en séquence pluridécamétrique d'ouverture. Plus à l'Est encore, à Douar Tadnest et Imi-N-Tanout, cet ensemble semble faire totalement défaut.

L'ensemble b témoigne d'une sédimentation essentiellement carbonatée. Un régime marin relativement franc, bien que très peu profond, se marque par l'apparition et par l'augmentation de la fréquence des organismes et des bioclastes, dans un environnement infralittoral. Ce type d'évolution est lié vraisemblablement à une élévation relative du niveau marin (montée des eauxsubsidence).

• les deux ensembles supérieurs C1c à dominance dolomitique et gréseuse, et C1d à dominance bioclastique et argileuse, sont bien différenciés dans les deux coupes proches de Douar Tama et du Jbel Talbourine sous des faciès de plate-forme



restreinte, et dans celle, plus éloignée, d'Imi-N-Tanout, mais sous des faciès plus littoraux.

Dans la coupe d'Aghannbou au NW, comme dans celle de Tadnest au NE, il a été impossible de dissocier les deux ensembles. L'épaisseur est maximale (95 à 130 m) à l'Est, sous des faciès de type "lagune côtière ou sebkhra paralique", où la lithologie gypseuse est dominante, et minimale (34 m) à l'Ouest, avec des faciès de plate-forme proximale peu profonde.

On constate le maintien des conditions les plus marines à l'Ouest et les plus littorales à l'Est. Dans ces deux cas, les faciès sont peu tranchés et difficile à dissocier en deux ensembles c et d. A l'inverse, les coupes de D. Tama et de J. Talbourine, au centre du bassin, enregistrent deux types d'évolution comparable et autorise la distinction des ensembles c et d, au sein d'une évolution générale régressive.

Cette unité s'achève sous la discontinuité sommitale D2.

* Essai de reconstitution paléogéographique (fig. 48)

Pendant le dépôt de l'unité C1, on constate que la zone de transition entre les dépôts occidentaux, les plus marins, et orientaux, les plus confinés, se situe dans l'aire Tama-Talbourine (Anticlinal d'Ida ou Zem-Zem). Cette région a enregisté au cours du Crétacé inférieur une activité tectonique notable [J. REY & A. ROSSI, communication orale]. Celle-ci a vraisemblablement induit une paléotopographie résiduelle qui est enregistrée encore à la base de la formation d'Aït Lamine. La figure 48 rend compte de la distribution géographique des faciès et des environnements sédimentaires de l'unité C1.

2. 2. 3. 2. - Unité C2

* <u>Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires</u> : <u>interprétations</u> (fig. 49, tab. 2)

Superposée à la discontinuité D2, l'unité C2 est constituée de 5 ensembles, C2a à C2e.

• l'ensemble a, apparaît sous deux faciès différents : des calcaires dolomitiques à silex, et à structures alvéolaires de type "cargneule" dans la coupe du J. Aghannbou ; des calcaires bioclastiques à gréseux dans les deux coupes proches de D. Tama et du J. Talbourine. A D. Tadnest comme à Imi-N-Tanout, cet ensemble semble faire totalement défaut. Organisés en une séquence pluridécamétrique de comblement, ces faciès traduisent des dépôts de faible profondeur essentiellement carbonatés. Les influences terrigènes sont cependant mieux exprimées que dans l'unité sous-jacente C1.

La création de l'espace disponible pour le dépôt de cet ensemble pourrait être liée à un phénomène de subsidence localisé à l'Ouest de l'aire Tama-Talbourine (cf. Chapitre III, fig. 86).

• l'ensemble b, succède à l'ensemble a et ne s'observe, comme lui, que dans la coupe du J. Aghannbou, au NW, et dans les deux coupes proches de D. Tama et de J. Talbourine, à l'Est. Il est composé par l'association de deux faciès dominants : des marnes jaune-verdâtre fossilifères et des calcaires bioclastiques, dont l'organisation traduit une évolution vers des environnements de plus en plus ouverts (infralittoral ouvert).



L'affirmation d'une sédimentation marine, homogène à l'échelle des trois points d'observations, est liée à une augmentation relative de la tranche d'eau.

· les trois ensembles supérieurs c, d et e correspondent à autant de séquences pluridécamétriques de comblement. Ils ne sont dissociables que dans les coupes d'Imi-N-Tanout et de D. Tama où ils sont représentés par une suite de faciès : calcaires bioclastiques, calcaires dolomitiques laminés, marnes terrigènes azoïques, qui à l'Est, se complètent par des horizons de gypse. Dans les coupes de D. Tadnest et du J. Talbourine, des faciès comparables ne montrent pas une organisation séquentielle aussi nette, et ont été regroupés uniquement sous deux ensembles C2cd et C2de. A l'Ouest, au J. Aghannbou, il a été impossible de repérer ces ensembles.

Dans leur intégralité, les trois ensembles c, d et e sont sujets à de nettes variations latérales de puissance. Sous faciès carbonatés dominants, les épaisseurs maximales (= 70 m) sont atteintes dans l'aire Tama-Talbourine, alors qu'ils ne représentent plus qu'une dizaine de mètres en direction du NW (Aghannbou). Sous faciès terrigènes dominants, on constate une nette diminution d'épaisseur entre les coupes d'Imi-N-Tanout (80 m) et de Tadnest (33 m).

Quoiqu'il en soit, les trois ensembles c, d et e ou leurs équivalents, sont la traduction d'une phase régressive : les environnements infralittoraux s. l. , à l'Ouest, font place, vers l'Est, à des environnements de plate-forme proximale puis margino-littorale à lagune évaporitique. Cette évolution rend compte d'une phase régressive continue, de l'Ouest vers l'Est, avec comblement de l'espace marin disponible.

L'unité C2 est coiffée par la discontinuité régionale D3.

* Essai de reconstitution paléogéographique (fig. 50)

L'unité C2 montre une bipartition des dépôts, les plus marins situés à l'Ouest, les plus littoraux localisés à l'Est, semblable à celle de l'unité précédente C1. Les dépôts les plus marins sont centrés sur l'aire Tama-Talbourine.

La diminution d'épaisseur et le caractère plus confiné de la série d'Aghannbou, surtout pendant l'intervalle C2cde, pourraient être liés à une évolution positive de la zone du diapir de l'Oued Tidsi (cf. fig. 86).

2. 2. 3. 3. - Unité C3

* Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires : interprétations (fig. 51, tab. 2)

Superposée à la discontinuité D3, l'unité C3 comprend deux ensembles a et b.

· l'ensemble inférieur a est représenté dans la coupe de J. Talbourine par des marnes jaunes fossilifères et des calcaires bioclastiques organisés en séquence plurimétrique apparemment d'ouverture. A l'Est, dans la coupe d'Imi-N-Tanout, il pourrait être repéré à la base de l'unité sous la forme de marnes jaunes très fossilifères (cf. fig. 45). Dans les autres coupes, il n'a jamais été formellement identifié et dissocié de l'ensemble supérieur b (d'où la notation C3ab).

Après la phase régressive qui marque la fin de l'unité C2, une nouvelle transgression, rapide si l'on juge la faible épaisseur des dépôts, et extensive si l'on considère leurs répartitions (la transgression atteint au moins Imi-N-Tanout), se développe. Par ces caractères, elle s'apparente à une transgression eustatique.




• l'ensemble b, est représenté, dans tout le bassin, par des faciès de calcaires dolomitiques gréseux légèrement bioclastiques et de marnes vertes silteuses peu fossilifères ; ces dernières sont associées à Imi-N-Tanout à des niveaux gypseux.

L'organisation générale est régressive et caractérisée par des arrivées de terrigènes fins dans des milieux infralittoraux restreints à médiolittoraux. La tranche d'eau qui accompagne ces dépôts étant toujours très faible, l'espace sédimentaire est vraisemblablement engendré par une subsidence continue.

L'unité C3 présente une épaisseur maximale (66 m) à l'Est, dans la coupe d'Imi-N-Tanout; la subsidence est sans doute à l'origine de l'épaisseur inhabituelle de la série margino-littorale. Cette épaisseur décroît considérablement en direction du NE (26 m à D. Tadnest). Elle diminue plus modérément vers l'Ouest (J. Talbourine et J. Aghannbou), alors que les milieux de sédimentation restent uniformes et toujours marqués par des influences terrigènes notables.

C'est dans la coupe de Dar Caïd Neknaffi que se localise la sédimentation la moins confinée.

L'unité C3 est couronnée par la discontinuité régionale D4.

* Essai de reconstitution paléogéographique (fig. 52)

Trois aires de sédimentation semblent pouvoir être distinguées de l'Est vers l'Ouest :

- une aire margino-littorale (Imi-N-Tanout, Tadnest), où se situent, comme précédemment, les dépôts les plus confinés ; les variations des faciès au sein de chaque coupe et entre les coupes elles mêmes sont liées à la position de ces dernières, en domaine intermédiaire entre le domaine marin et le domaine continental ;

- une aire intermédiaire (Talbourine, Aghannbou), plus carbonatée, où les influences marines sont présentes malgré le caractère toujours restreint des dépôts ;

- une aire centrale (Dar Caïd Neknaffi) relativement plus marine. Il n'est pas déraisonnable d'envisager pour la localisation de cette aire une liaison avec un jeu possible du diapir de l'Oued Tidsi ; ce n'est encore là qu'une supposition.

En conclusion, l'unité C3 est le résultat d'une transgression rapide et extensive, vraisemblablement pelliculaire. La plate-forme qui en résulte oscille entre les milieux littoraux et confinés sans que se dégage une nette zonéographie.

Le comblement paraît lié à une subsidence généralisée du domaine de sédimentation qui compense une baisse générale du niveau marin.

2. 2. 3. 4. - Unité C4

* Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires : interprétations (fig. 53, tab. 2)

L'unité C4 n'est pas subdivisée en ensembles. Elle présente une épaisseur maximale à l'Ouest du bassin sous un faciès dominant de marnes jaunes ou vertes fossilifères ; cette épaisseur décroît progressivement en direction de l'Est, en concomitance avec le remplacement progressif des marnes par des calcaires bioclastiques puis dolomitiques. Elle est surmontée par des calcaires micritiques et bioclastiques à silex dont l'apparition traduit le passage à la formation sus-jacente des Calcaires de la Casbah d'Agadir.





du bassin est le résultat d'une baisse générale des eaux

Au cours de cette période, une nouvelle transgression se développe, caractérisée par une généralisation de la sédimentation carbonatée. Ces calcaires très bioclastiques, ont un cachet "marin ouvert" attesté par l'abondance de Foraminifères benthiques et les premières apparitions d'organismes planctoniques ; ils témoignent d'environnements nettement infralittoraux.

Compte tenue de son extension à tout le domaine étudié, cette transgression est probablement liée à un mouvement eustatique positif majeur qui occulte totalement un jeu possible du substratum.

L'unité C4 présente une répartition relativement continue et uniforme. Néanmoins, le faible taux de sédimentation ainsi que l'importance de la dolomitisation vers l'Est semblent souligner la persistance d'environnements moins profonds dans la partie orientale du bassin que dans sa partie occidentale.

Cette évolution dans le temps et dans l'espace montre que la transgression dépasse largement la région d'Imi-N-Tanout, considérée comme le siège de dépôts margino-littoraux (unités précédentes).

* Essai de reconstitution paléogéographique (fig. 54)

L'amorce de cette nouvelle transgression homogéneise les dépôts sur toute la plate-forme et repousse les limites du bassin, tant vers le Nord que vers l'Est, hors des limites de l'étude.

2. 2. 3. 5. - Conclusions (fig. 55)

Elles concernent deux aspects principaux de la formation des Marnes d'Aït Lamine.

* Aspect de l'évolution séquentielle

La formation d'Aït Lamine n'est pas une entité homogène. Elle peut être décomposée en unités d'ordre inférieur (tab. 2).

Ces unités s'organisent en séquences d'évolution transgressive ou régressive qui témoignent, dans l'acquisition de l'espace disponible à la sédimentation, du jeu combiné des variations discontinues du niveau marin, et des variations continues et progressives de la subsidence. Ce type d'évolution se prête parfaitement à une reconstitution en séquences de dépôts *sensu* Vail et *al.* (1987), considérées comme le résultat des cycles de variations eustatiques (cf. Chapitre III).

* Aspect paléogéographique

Pendant leur dépôt, les unités C1 à C2 traduisent la mise en eau lente et progressive de la plate-forme d'Essaouira, sous polarité atlantique, avec déplacement progressif des zones isopiques en direction de l'Est.

Dans son intégralité, l'unité C3 marque un léger retrait de la mer vers l'Ouest.

Des morphologies locales, d'origine vraisemblablement tectonique, en particulier au voisinage du diapir de Tidsi, et ayant eu une incidence dans la répartition des dépôts, sont gommées dans le processus général d'inondation, qui se développe avec la sédimentation de l'unité C4.





| | JIQUES | Carte d'IMI-N-TANOUT | s à silex | caires dolomitiques et bioclastiques. rnes jaunes-vertes fossilitéres. | s terrigènes azoïques, qqs bancs de gypse. es dolomitiques légèrement bioclastiques. s fossilitères | es laminées, marmes terrigènes azoliques, vuelques bancs de gypse au sommet. es biodastiques à la base. | es dolomítiques terrigênes azoïques. e bien développé. | irres dolomitiques ou dolomies rarement bioclastiques. | | ux et dolomies. | ensembles non recoenus les épaisseurs des unités et des |
|---------------|-------------------|----------------------------------|--|---|---|---|---|---|---|--|--|
| | CRITERES FACIOLOC | Carte d'EL KHEMIS DES MESKALA | Calcaires micritiques et bioclastiques | stiques. | es légèrement tossilitères. marnes c légèrement bioclastiques. calcaire bioclastiques marnes jaune | e au sommet. seux, rarement tie médiane. ssillitères à la base. es, calcaires biodastiques calcaires biodastiques et calcaires biodastiques et dolormitiques gréseux | jaunes terrigènes fères. | mitiques et/ou gréseux. | calcaires bioclastiques | I terrigênes. Calcaires dolomitiques grêsei | r la formation |
| | | W Carte de TAMANAR | Y | calcaires biocla marnes jaunes | marnes vertes-jaunes terrigèn calcaires dolomitiques gréseux ? calcaires | quelques bancs de gyps bancs dolomitiques, gré- bioclastiques à la par marnes vertes-jaunes fossiittèr calcaires dolomitiques rarement bioclastiques | marnes dolomitiques vertes. rarement fossili | calcaires bioclastiques, dolo | marnes vertes fossillitéres, calcaires dolomitiques marnes terrigènes | marnes silleuses | mités et ensembles proposés pour aut Atlas occidental, Maroc. |
| IL-N- NOUT | ine | onsT-N-iml | | 12 | 2 2 2 2 2 | CS CS CS | Cld | Clc | | | férents u ouira. H |
| IN TAV | | D. Tadnest | | 3 | CCab | J. S. C. | 5 | | 71111. | | des dif |
| AUN (ALA | 90 | J. Talbouri | | 1 2 | ខ្លីខ្ល | C2de C2de C2dd C2dd C2dd | Gd | Clc | 18: | | ulation e bassir |
| EL KA | | smeT .O | | 1 2 | C3ab | C26 C26 C26 C28 C28 | Cld | Clc | C.P. | | récapit dans l |
| WAR | ype | Caïd Nekna | | 3 | C3ab | ¢• | | ς. | | | ques et Lamine |
| TAM | nc | J. Aghannb | | 13 | C3ab | C20de C2b C2a | C18 | | Cla Cla | | ciologi s d'Alt l |
| 8 | s | ENSEMBRE | | 3 | 8 8 | 23a 22 22 23 | Gd | ç | C1b C1a | | tères fa Mames |
| 100 00 | | сэтии | | 1 40 2 | s ca s | s cs 8 | 70- | 10 | ž | 5 | 2 : Cri des |
| RTE 1 | SN | OLTAMPOR | паdeeЭ Саерал | | | enimsJ fiA'b | Marnes (| | | Kéch | Tab. |
| CA | | SEDA | .Я∪Т « | 1 | | NAINAMO | CEN | | 0 | VRAG. | |

117

les épaisseurs des unités et des ensembles ne sont pas respectées

C



2. 2. 4. - Argumentations biostratigraphiques

L'étude lithologique et l'analyse sédimentologique de la formation des Marnes d'Aït lamine se sont accompagnées d'une analyse paléontologique.

Celle-ci repose sur les données fournies essentiellement par les Foraminifères benthiques et planctoniques, les Ostracodes et les Algues, et, dans une moindre mesure, par les Lamellibranches, et les Echinodermes (la macrofaune est en effet peu variée et le plus souvent mal conservée).

La présence de ces organismes dans le bassin d'Essaouira est reconnue depuis longtemps (DUFFAUD, 1960; WIEDMANN & al., 1978, 1982; BUTT, 1982; FERRANDINI & al., 1985). De nombreux Foraminifères benthiques ont déjà été cités par CANEROT & al. (1982) dans la coupe du Jbel Talbourine, par EL KAMALI (1987) dans la coupe du Douar Tadnest, par ETTACHFINI & al. (1989) dans le secteur d'Imi-N-Tanout (coupes d'Imi-N-Tanout et de D. Tadnest); ANDREU (1991) a plus particulièrement étudié les faunes d'Ostracodes.

Nous ne proposerons pas ici une description systématique des taxons, mais seulement quelques commentaires sur leur valeur stratigraphique, permettant de proposer une identification des associations régionales les plus significatives sur le plan biostratigraphique.

2. 2. 4. 1. - Les Foraminifères (tab. 3)

Les Foraminifères sont relativement abondants sur la plate-forme Crétacée du bassin d'Essaouira. Nous les présenterons selon la classification systématique de LOEBLICH & TAPPAN (1964) modifiée légèrement par des travaux plus récents.

En l'absence de la description des formes, nous ne donnons pas de listes synonymiques.

2. 2. 4. 1. 1. - Les Foraminifères benthiques

Vingt grands Foraminifères benthiques ont été couramment ou ponctuellement observés dans la formation d'Aït Lamine. Il s'agit des formes suivantes :

Famille HORMOSINIDAE Hackel, 1894 Sous-famille HORMOSININAE Hackel, 1894 *Thomasinella punica* Schlumberger, 1893 pl. 1, fig. 1 à 6

C'est vraisemblablement l'espèce la plus fréquente et la plus abondante observée dans la formation d'Aït Lamine et tout particulièrement à la base des unités C3 et C4. Elle est citée en de nombreux points du bassin d'Essaouira (EL KAMALI, 1987; ETTACHFINI & al., 1989; ANDREU, 1991).

C'est à BRUN, 1970 (in BRUN & al., 1970) que l'on doit la première reconnaissance marocaine, dans le Cénomanien moyen à supérieur de la fosse des Hahas.

Il semble que *Thomasinella punica* n'ait jamais été observée en dehors du Cénomanien. C'est en tout cas la distribution qui lui est habituellement affectée (SIGAL, 1956; SAINT-MARC, 1977; ARNAUD-VANNAUD & PRESTAT, 1984).

Famille LITUOLIDAE De Blainville, 1825 Charentia cuvillieri Neumann, 1965 pl. 2, fig. 1 et 2

Elle a été initialement reconnue dans la coupe de Douar Tadnest (EL KAMALI, 1987 ; ETTACHFINI & al., 1989). Nos dernières observations précisent sa position à la partie supérieure des unités C2 et C3 et dans l'unité C4. Cette espèce est présente également dans le Cénomanien supérieur de la région d'Erfoud-Errachidia (FERRANDINI, 1988).

Primitivement décrite dans le Cénomanien de l'île Madame (France), cette espèce franchit les limites de l'étage tant par la base, où elle apparaît dans l'Albien supérieur, que par le sommet, où elle se perpétue pendant une partie au moins du Turonien dans les Pyrénées (BILOTTE, 1984). Cette dernière extension n'a pas été prise en compte par SCHROEDER & NEUMANN [coord.], (1985).

Sous-famille SPIROCYCLININAE Munier-Chalmas, 1887 Spirocyclina atlasica Saint-Marc & Rahhali, 1982 pl. 2, fig. 3 à 7

Quelques sections de ce Lituolidae ont été observées exclusivement à la partie sommitale de l'unité C4 à l'Est du bassin dans les coupes d'Imi-N-Tanout et de D. Tadnest, ce qui confirme sa citation dans le Cénomanien supérieur du même secteur (EL KAMALI, 1987; ETTACHFINI & al., 1989).

A l'origine, cette espèce a été décrite dans le Cénomanien supérieur du Haut Atlas central, région d'Aït Attab ; elle a été par la suite signalée depuis la région d'Erfoud-Errachidia à l'Est, jusqu'au Haut Atlas de Marrakech, région d'Asni à l'Ouest (FERRANDINI & al., 1985), et dans le moyen Atlas, synclinal d'El Koubbat (ANDREU, 1991).

Sous-famille CYCLAMMININAE Marie, 1941 Hemicyclammina sigali Maync, 1953 pl. 1, fig. 12

Cette espèce n'a été observée qu'à la base de la formation (ensemble C1b) dans la coupe du J. Talbourine. C'est sa première citation dans le bassin d'Essaouira, alors qu'elle a déjà été signalée dans le Cénomanien supérieur de la région d'Erfoud-Errachidia (FERRANDINI, 1988).

Décrite à l'origine dans le Cénomanien moyen d'Algérie, elle a été par la suite retrouvée dans l'Albien et dans le Cénomanien de la région méditerranéenne (SAINT-MARC, 1970, 1977). HAMAOUI (1965 et 1979) la signale en association avec le Foraminifère planctonique *Gabonita levis* dans le Cénomanien supérieur d'Israël. BILOTTE (1984) la cite dans le Cénomanien inférieur à moyen des Pyrénées.

Pseudocyclammina rugosa (d'Orbigny), 1850 pl. 1, fig. 7 à 11

Plusieurs sections de cette espèce ont été observées pour la première fois, à la base de l'unité C2 dans les deux coupes proches de J. Talbourine et de D. Tama, et dans l'unité C4 de J. Talbourine et de J. Igammoud. Elle a été signalée dans le Cénomanien supérieur de la région d'Erfoud-Errachidia (FERRANDINI & al., 1985; FERRANDINI, 1988).

C'est une espèce ubiquiste à large extension stratigraphique, puisque souvent fréquente dans l'Albien téthysien (REY, BILOTTE & PEYBERNES, 1977; SAINT-MARC, 1977).

Famille ATAXOPHRAGMIIDAE Schwager, 1877 Sous-famille ATAXOPHRAGMIINAE Schwager, 1877 Cuneolina gr. pavonia pl. 3, fig. 1 à 9

De nombreux spécimens du genre *Cuneolina* ont été recueillis dans toute la formation (dans les niveaux favorables), avec une fréquence optimale à la base de l'unité C4. La variété des morphotypes, dont l'aspect varie du conique au flabelliforme, n'a pas permis de fixer une espèce avec précision. C'est la raison pour laquelle toutes ces formes sont intégrées dans le groupe *pavonia* qui semble se rapprocher de l'espèce de d'Orbigny, 1846.

La valeur stratigraphique de ce taxon est relativement faible puisque connue au moins de l'Aptien supérieur au Turonien (SAINT-MARC, 1977). Le genre est aussi fréquent dans le Sénonien Pyrénéen (BILOTTE, 1984).

Famille DICYCLINIDAE Loeblich & Tappan, 1964
 Sous-famille DICYCLININAE Loeblich & Tappan, 1964
 Dicyclina cf. schlumbergeri
 pl. 4, fig. 1 à 4

Cet organisme s'observe fréquemment associé à *Cuneolina* gr. *pavonia*, ce qui rend sa distinction parfois délicate sur des sections non orientées.

En outre, l'absence de beau matériel et de sections convenables ne permet pas de suggérer une similitude avec l'espèce de Munier-Chalmas, 1887.

Au Maroc, D. schlumbergeri a été signalée dans le Cénomanien supérieur de la région d'Erfoud-Errachidia (FERRANDINI & al., 1985; FERRANDINI, 1988) et dans le Cénomanien du bassin d'Essaouira (EL KAMALI, 1987; ETTACHFINI & al., 1989).

Famille CHRYSALIDINIDAE Neagu, 1968
 Sous-famille CHRYSALIDININAE Banner, Simmons & Whittaker, 1991
 Chrysalidina cf. gradata
 pl. 2, fig. 8

Le genre *Chrysalidina* n'a été observé qu'une fois et seulement en section, à la base de la formation (ensemble C1d), dans la coupe de D. Tama. Il s'agit de sa première mention dans le Haut Atlas occidental. En outre, la rareté des sections ne nous permet pas de confirmer avec exactitude l'espèce de d'Orbigny, 1839.

Au Maroc, C. gradata a été citée dans le Cénomanien supérieur de la plateforme Nord saharienne "région d'Erfoud-Errachidia" (FERRANDINI & al., 1985; FERRANDINI, 1988).

Primitivement décrite dans le Cénomanien de l'île Madame, cette espèce a été par la suite reconnue dans tout le cénomanien de la région méditerranéenne, mais il est probable qu'elle soit limitée au Cénomanien moyen et supérieur (SCHROEDER & NEUMANN [coord.], 1985).

Famille RHAPYDIONINIDAE Keijezer, 1945 Sous-famille SELLIALVEOLININAE Fleury & Fourcade, 1990 Sellialveolina viallii Colalongo, 1963 pl. 4, fig. 5 à 9 et pl. 5, fig. 1 à 6

c'est une espèce fréquente dans la partie inférieure de la formation. Elle est particulièrement abondante au sommet de l'unité C1, dans les deux coupes proches de J. Talbourine et de D. Tama, et existe également sur toute l'étendue de l'unité C2 des mêmes coupes ; quelques sections ont été reconnues dans les unités C1 et C2 des coupes du D. Tadnest et d'Imi-N-Tanout. Au Maroc, l'espèce a été signalée pour la première fois dans le Cénomanien inférieur à moyen de la coupe du J. Talbourine (CANEROT & al., 1982); dans la coupe de D. Tadnest, elle a été par erreur attribuée à *Praealveolina simplex* par EL KAMALI (1987).

D'après FLEURY & FOURCADE (1990), Sellialveolina viallii représente, par l'ensemble de ses caractéristiques structurales et par sa distribution temporelle, une version extrapolée de Sellialveolina "Ovalveolina" maccagnoae. Nous supposons que les individus cités comme O. maccagnoae par CANEROT & al. (1982) dans la coupe du J. Talbourine sont en réalité des S. viallii.

Il est possible que les Praealvéolines citées dans la littérature marocaine par WIEDMANN & al., 1982 et BUTT, 1982, mais jamais illustrées, restent douteuses.

Sellialveolina viallii, dont les caractéristiques ont été abondamment décrites et illustrées depuis sa création, semble avoir vécu dans toute la téthys méditerranéenne depuis l'Albien supérieur jusqu'à la fin du Cénomanien moyen (SAINT-MARC, 1977; BISMUTH & al., 1981; DE CASTRO, 1988).

Famille OVALVEOLINIDAE Fleury & Fourcade, 1990 Ovalveolina sp. aff. crassa pl. 5, fig. 7 et 8

Cette espèce se trouve localisée dans l'unité C2 (ensembles C2a et C2b) des coupes de J. Talbourine et de D. Tama. Les quelques sections que nous possédons répondent au genre *Ovalveolina* Reichel, 1936, mais l'état du matériel ne nous autorise pas à confirmer avec certitude l'espèce de de Castro, 1966. Quoiqu'il en soit, il s'agit de sa première mention dans le bassin d'Essaouira.

Stratigraphiquement, l'espèce s'étend du Vraconien jusqu'à la fin du Cénomanien moyen ; SAINT-MARC, (1977) et DE CASTRO, (1988), pensent qu'elle ne dépasse pas le Cénomanien inférieur.

Famille SORITIDAE Ehrenberg, 1839 Sous-famille MEANDROPSININAE Henson, 1948 Broekina sp. aff. alaouitensis pl. 5, fig. 9

De très rares sections ont été observées dans l'ensemble C1cd de la coupe du J. Aghannbou. Nous rapportons à l'espèce *Broekina alaouitensis* Saint-Marc, 1977, ces quelques spécimens qui présentent de grandes affinités de forme et de structure avec l'espèce syrienne. Il s'agit ici encore, de la première citation au Maroc.

Cette espèce a été décrite dans le Cénomanien moyen sommital de la Syrie Nord Occidental.

Sous-famille PENEROPLINAE Schultze, 1854 Peneroplis parvus de Castro, 1965 pl. 5, fig. 10

Quelques spécimens de ce taxon ont été observés dans l'ensemble C2a de la coupe du J. Talbourine. Il s'agit de leur première mention dans le bassin d'Essaouira. Ils ont été trouvés en association avec Sellialveolina viallii et Ovalveolina sp. aff. crassa.

Peneroplis parvus a une répartition stratigraphique allant du Vraconien au Cénomanien moyen. Dans sa localité type (Campanie, Italie), son apparition et sa disparition coïncident avec celle de S. viallii (DE CASTRO, 1985).

Initialement décrite dans la partie inférieure du Cénomanien de la côte Est du Golf de Suez, *N. simplex* ne saurait en constituer un élément de reconnaissance en raison de sa présence déjà, dans l'Aptien méditerranéen (SAINT-MARC, 1977), dans l'Albien pyrénéen (PEYBERNES, 1976) et dans le Turonien yougoslave (POLSAK & *al.*, 1982).

Trochospira avnimelchi Hamaoui & Saint-Marc, 1970 pl. 7, fig. 8

Deux sections subaxiales obliques proviennent respectivement de la partie moyenne de l'unité C2 de la coupe de D. Tadnest, et de niveaux comparables (partie supérieure de l'unité C3) à ceux citées par CANEROT & al., (1982) dans la coupe du J. Talbourine.

Au Maroc, l'espèce a été signalée également dans le Cénomanien supérieur de la région d'Erfoud-Errachidia (FERRANDINI & al., 1985; FERRANDINI, 1988). Trochospira avnimelchi est une forme qui s'est épanouie surtout dans le

Trochospira avnimelchi est une forme qui s'est épanouie surtout dans le Cénomanien moyen et supérieur d'Italie (CHIOCCHINI & al., 1984), de France (BILOTTE, 1984), du Portugal (BERTHOU, 1984). Sa présence dans l'Albien supérieur - anté Vraconien (SAINT-MARC, 1977) élargit considérablement sa répartition.

Biconcava bentori Hamaoui & Saint-Marc, 1970 pl. 7, fig. 1 à 5

Biconcava bentori est fréquente, essentiellement sous forme dégagée dans l'unité C2 des deux coupes proches de D. Tama et de J. Talbourine ; quelques sections ont été reconnues dans l'unité C2 de D. Tama et dans l'unité C4 d'Imi-N-Tanout.

Au Maroc, l'espèce a été citée dans le Cénomanien inférieur à moyen de la coupe de J. Talbourine dans des niveaux comparables (CANEROT & al., 1982), et dans le Cénomanien supérieur de la région d'Erfoud-Errachidia (FERRANDINI, 1988).

Décrite à l'origine dans le Cénomanien moyen à Cénomanien-Turonien d'Israël et du Liban, *Biconcava bentori* est considérée, dans l'état actuel des connaissances, comme principalement caractéristique du Cénomanien moyen -Cénomanien supérieur des régions méditerranéennes.

Nezzazatinella "valvulammina" picardi (Henson) pl. 7, fig. 9 et 10

Initialement reconnue dans le Cénomanien de la coupe de D. Tadnest (EL KAMALI, 1987), elle a été observée par la suite au sommet de la formation (unité C4) de la même coupe (D. Tadnest) et dans celle de J. Igammoud. Dans la région d'Erfoud-Errachidia, FERRANDINI, (1988), l'a signale dans le Cénomanien supérieur.

Peu connue dans la littérature, cette espèce présente une large extension stratigraphique, puisqu'elle franchit les limites de l'étage Cénomanien, tant par la base où elle apparaît dans l'Albien supérieur, que par le sommet où elle dépasse le Turonien, dans les Pyrénées (BILOTTE, 1984).

Famille MILIOLIDAE Ehrenberg, 1839 Sous-famille MILIOLINELLINAE Vella, 1959 cf. Nummoloculina regularis Philippson, 1887 pl. 8, fig. 3

Cette espèce, dont c'est la première citation dans le bassin d'Essaouira, est plutôt rare. Elle n'a été reconnue qu'une fois et seulement en section incomplète dans l'unité C4 de la coupe du J. Igammoud.

Nummoloculina regularis est souvent citée dans le Cénomanien moyen -Cénomanien supérieur des régions méditerranéennes (SAINT-MARC, 1977 ; France, BILOTTE, 1984 ; Portugal, BERTHOU, 1984 ; Grèce, FLEURY, 1971 ; ...).

2. 2. 4. 1. 2. - Les Foraminifères planctoniques

Huit espèces de Foraminifères planctoniques [détermination M. J. WALLEZ-FONDECAVE] ont été reconnues souvent sur des formes dégagées ; elles sont toutes localisées à l'extrême sommet de l'unité C4 de la formation des Marnes d'Aït Lamine. Elles se poursuivent, pour la plupart, dans la formation sus-jacente des Calcaires de la Casbah d'Agadir.

Famille ROTALIPORIDAE Sigal, 1958 Sous-famille HEDBERGELLINAE Loeblich & Tappan, 1961 Hedbergella simplex (Morrow), 1934 pl. 11, fig. 1

Des spécimens de ce taxon ont été reconnus dans la coupe du J. Igammoud. Il s'agit de leur première mention dans le bassin d'Essaouira. L'espèce a déjà été signalée dans le Vracono-Cénomanien du bassin d'Agadir et dans le Cénomanien supérieur - Turonien inférieur du Haut Atlas central et du domaine Rifain (ANDREU, 1991).

C'est une espèce ubiquiste à large extension stratigraphique, elle s'étend depuis l'Albien jusqu'au Coniacien basal (ROBASZYNSKI & CARON [coord.], 1979; CARON, 1985).

Hedbergella delrioensis (Carsey), 1926 pl. 11, fig. 2

Plusieurs individus de cette espèce ont été observés pour la première fois dans la coupe du J. Igammoud à l'Ouest ; quelques sections proviennent aussi de la coupe de D. Tadnest à l'Est.

Au Maroc, *H. delrioensis* a été signalée depuis le Vraconien jusqu'au Turonien dans le bassin d'Agadir (EL KAMALI, 1990; ANDREU, 1991) et à la limite Cénomano-Turonien dans le Haut Atlas central et dans le domaine Rifain (ANDREU, 1991).

Sans valeur stratigraphique stricte, cette espèce a une répartition allant de l'Aptien au Santonien.

Praeglobotruncana praehelvetica (Trujillo), 1960 pl. 10, fig. 15 et pl. 12, fig. 8

Elle a été observée, seulement en section, au sommet de l'unité C4 dans la coupe du D. Tadnest en association avec le Lituolidae *Spirocyclina atlasica* [détermination confirmée par CARON & ROBASZYNSKI] ; elle s'observe jusque dans le Turonien basal de la même coupe.

L'espèce a été signalée dans le Turonien inférieur du bassin d'Agadir (WIEDMANN & al., 1978), dans le Turonien inférieur à moyen de la Tunisie (BISMUTH & al., 1981), et également dans le Cénomanien sommital-Turonien basal de Pologne (PERYT & al., 1991).

P. praehelvetica marque l'intervalle Cénomanien supérieur (zone à Archaeocretacea), Turonien moyen (zone à Helvetica), dans le domaine téthysien (ROBASZYNSKI & CARON [coord.], 1979; ROBASZYNSKI, 1981).

Famille GLOBOTRUNCANIDAE Brotzen, 1942 Whiteinella baltica Douglas & Rankin, 1969 pl. 12, fig. 2

C'est sa première citation dans le bassin d'Essaouira, toujours au sommet de l'unité C4, dans la coupe du J. Igammoud. Elle a déjà été mentionnée dans le Cénomanien du bassin d'Agadir et à la limite Cénomanien-Turonien dans le Haut Atlas central et dans le domaine rifain (ANDREU, 1991).

La signification stratigraphique de ce taxon est relativement précise puisqu'il est connu du Cénomanien moyen sommital au Turonien moyen (zone à Helvetica).

Whiteinella inornata (Bolli), 1957 pl. 11, fig. 3

Cette espèce dont c'est la première citation dans le bassin d'Essaouira, n'a été reconnue, dans la formation des Marnes d'Aït Lamine, que dans la seule coupe du J. Igammoud à l'extrême sommet de l'unité C4.

En Tunisie centrale, l'espèce couvre la totalité du Turonien (ROBASZYNSKI & al., 1990). Sur le pourtour téthysien, W. inornata se répartie depuis le Cénomanien supérieur sommital et dépasse le Coniacien (CARON, 1985).

Famille HETEROHELICIDAE Cushman, 1927 Sous-famille HETEROHELICINAE Cushman, 1927 Heterohelix moremani (Cushman), 1938 = Heterohelix washitensis (Tappan), 1940 pl. 10, fig. 8 à 10

Des spécimens de petite taille appartenant à ce taxon ont été reconnus au sommet de l'unité C4 dans les deux coupes du J. Igammoud et de D. Tama.

Au Maroc, l'espèce a déjà été signalée dans le Turonien du bassin d'Essaouira (WIEDMANN & al., 1978, 1982; BUTT, 1982), et à la limite Cénomanien-Turonien du Haut Atlas central (ANDREU, 1991).

En Tunisie, région d'El Kef, *H. moremani* est dominante en fraction fine au sommet du Cénomanien supérieur, mais son extension va de l'Albien supérieur au Coniacien (NEDERBRAGT, 1991).

Famille CHILOGUMBELINIDAE Reiss, 1963 Gabonita levis (de Klasz, Marie & Rérat), 1961 pl. 10, fig. 3 à 7

C'est une espèce de très petite taille, fréquente à la partie sommitale de l'unité C4, dans les coupes du J. Igammoud et du J. Aghannbou. C'est sa première citation dans le bassin d'Essaouira, alors qu'elle a déjà été signalée dans la partie inférieure du Turonien du Haut Atlas de Marrakech, région d'Asni, dans la région d'Erfoud-Errachidia (FERRANDINI & al., 1985 ; FERRANDINI, 1988), et dans le Turonien inférieur à moyen du bassin d'Agadir (EL KAMALI, 1990).

Décrite à l'origine sous le nom de Gabonella levis dans le Turonien du Gabon, elle a été par la suite retrouvée dans le Turonien supérieur - Sénonien inférieur du Sahara Espagnol (ROVEDA, 1964), et dans le Cénomanien supérieur d'Israël (HAMAOUI, 1965).

A l'occasion du VI^e Colloque Africain de Micropaléontologie, DE KLASZ & al., (1977), donnent une répartition de cette espèce du Cénomanien supérieur au Coniacien basal.

Gabonita cf. obesa pl. 10, fig. 1 et 2

Quelques spécimens de ce taxon, dont c'est la première citation dans le bassin d'Essaouira, ont été trouvés en association avec G. *levis* dans la coupe du J. Igammoud. Malgré leur conservation médiocre, ils présentent une affinité de forme semblable à l'espèce de de Klasz, Marie & Rérat, 1961.

C'est à FERRANDINI (1988) que l'on doit la première citation au Maroc (espèce non figurée), dans le Turonien inférieur de la région d'Erfoud-Errachidia.

Initialement reconnue dans le cénomanien du Gabon, G. obesa présente une répartition qui, dans l'état actuel des connaissances, va du Cénomanien moyen au Turonien inférieur (DE KLASZ & al., 1977).

Les associations de Foraminifères

Dans le bassin d'Essaouira, trois grandes associations de Foraminifères peuvent être distinguées (tab. 3). Elles sont réparties sur les unités C1, C2 et C4 de la formation d'Aït Lamine ; l'unité C3, pauvre en Foraminifères ne présente pas d'association caractéristique.

D'un point de vue stratigraphique, les deux premières associations comprenant les unités C1 (à l'exclusion de l'ensemble basal C1a) et C2 sont caractérisées par la présence de 16 espèces de Foraminifères benthiques dont les plus caractéristiques datent le Cénomanien inférieur à moyen (cf. tab. 4). Il s'agit des espèces : Thomasinella punica SCHLUMBERGER, 1893, Sellialveolina viallii COLALONGO, 1963, Peneroplis parvus DE CASTRO, 1965, Biconcava bentori HAMAOUI & SAINT-MARC, 1970 et Pseudorhapidionina aff. laurinensis.

La troisième association englobe l'unité C4. Elle est composée de 12 espèces de Foraminifères benthiques et de 8 espèces de Foraminifères planctoniques. Cette unité est attribuée au Cénomanien supérieur sommital (cf. tab. 4, 5). L'association la plus caractéristique est composée de : *Thomasinella punica*, *Biconcava bentori*, cf. *Nummoloculina regularis* PHILIPPSON, 1887, et *Spirocyclina atlasica* SAINT-MARC & RAHHALI, 1982 ; ces individus sont associées à *Gabonita levis* (DE KLASZ, MARIE & RERAT), 1961, *Gabonita* cf. obesa, *Praeglobotruncana praehelvetica* (TRUJILLO), 1960, *Heterohelix moremani* (CUSHMAN), 1938, *Whiteinella baltica* DOUGLAS & RANKIN, 1969 et *Whiteinella inornata* (BOLLI), 1957.

Ces différentes formes planctoniques accompagnent habituellement la transgression Cénomanien terminal - Turonien basal en de nombreux points de la mésogée.

| | | | FORAMINIFERES | |
|------------|--------|-----------|---|-------------------------------|
| _ | | _ | BENTHIQUES PLANCTONIQUES | |
| FORMATIONS | UNITES | ENSEMBLES | Hemicyclammina sigali Maync, 1953 Thomasinella punica Schlumberger, 1893 Broekina sp. alf. alaouitensis Sellialveolina viallii Colalongo, 1963 Cuneolina gr. pavonia Chrysalidina cf. gradata Dicyclina cf. schlumbergeri Peneroplis parvus de Castro, 1965 Ovalveolina sp. alf. crassa Dicyclina sp. alf. crassa Dicyclina sp. alf. crassa Peneroplis parvus de Castro, 1965 Ovalveolina sp. alf. crassa Dicyclina sp. alf. crassa Peeudocyclammina rugosa (d'Orbigny), 1850 Biconcava bentori Hamaoui & Saint-Marc, 1970 Biconcava bentori Hamaoui & Saint-Marc, 1970 Frochospira avnimelchi Hamaoui & Saint-Marc, 1970 Nezzatats simpler Omara, 1956 Peeudorhapidionina alf. laurinensis Charentia cuvillieri Neu mann, 1965 Peeudorhapidionia dubia (de Castro), 1961 Praeglobotruncana praehelvetica (Trujilo), 1960 Hedbergella delrioensis (Carsey), 1926 Whiteinella inornata (Bolli), 1957 Heterohelir moremani (Cushman), 1938 | ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES |
| | C.A | | | 10. nital |
| | D4 | 64 | | Cén 1 |
| | C3 | СЗъ | | i a |
| ш | D3 | C3 a | | n moyer rieur |
| MIN | | C2d | | 10manie supė |
| TLA | C2 | CZ¢ | | Cér |
| IV. D | | C2b | | - 212 |
| NES | D2 | C2a | | ferieur |
| MAR | | Clc | | anien in i moyen |
| | C1 | С1Ь | | Cenom |
| Kech. | D1 | Cla | | Vrac. |
| tab | . 3 : | Disti | ribution verticale des Foraminifères de la formation des Marnes d'Ait Lamine ns le bassin d'Essaouira, au sein des unités lithostratigraphiques. | |

| Espèces | ALB. SUP. | C E N inférieur | OMAN moyen | I E N | TURONIEN |
|---|-----------|--------------------|---------------|--------|----------|
| Pseudocyclammina rugosa (d'Orbigny), 1850 | | | | | - |
| Hemicyclammina sigali Maync, 1953 | | | | 1 | |
| Charentia cuvillieri Neumann, 1965 | | | | | |
| Cuneolina pavonia d'Orbigny, 1846 | | | | 1 | |
| Nezzazata simplex Omara, 1956 | - | | | 1 | |
| Nezzazatinella picardi (Henson) | | | | | > |
| Trochospira avnimelchi Hamaoui & Saint-Marc, 1970 | | | | 1 1 | - |
| Peneroplis parvus de Castro, 1965 | | | | 1 | |
| Sellialveolina viallii Colalongo, 1963 | | | l | i T | |
| Ovalveolina crassa de Castro, 1966 | | | | í I | |
| Trocholina gr. T. arabica Henson | | | | - | |
| Biconcava bentori Hamaoui & Saint-Marc, 1970 | i | • | | i | |
| Thomasinella punica Schlumberger, 1893 | | _ | | 1 + | |
| Chrysalidina gradata d'Orbigny, 1839 | I I | | 1 | 1 | |
| Pseudorhapidionina dubia (de Castro), 1965 | I | - | | 1 | |
| Dicyclina schlumbergeri Munier-Chalmas, 1887 | 1 | | | 1 | |
| Pseudorhapidionina laurinensis (de Castro), 1965 | | | | | |
| Nummoloculina regularis Philippson, 1887 | 1 | | - | 1 | × |

tab. 4 : tableau synthèthique de répartition stratigraphique des grands Foraminifères benthiques du Crétacé moyen de la région méditerranéenne (ne sont rapportées que les espèces présentes dans le bassin d'Essaouira)

> Références bibliographiques : P. SAINT-MARC, 1977 ; A. ARNAUD-VANNAUD & al., 1981 ; M. BILOTTE, 1984, 1985 ; M. CHIOCCHINI & al., 1984 ; R. SCHROEDER & M. NEUMANN [coord.], 1985.

| STRATIGRAPHIE | VRAC. | CE1 | NOMA | NIEN | I i | URON | IEN | CONI | AC. |
|---|----------------|-------------|--------------|-------------|--------------------|--------------|------------|--------------|--------------|
| Zones de Foraminifères planctoniques Espèces | R. appenninica | R. brotzeni | R. reicheili | R. cushmani | W. archaeocretacea | H. helvetica | M. sigali | D. primitiva | D. concavata |
| Hedbergella simplex (Morrow), 1934 | | | | | + | | | | |
| Hedbergella derioensis (Carsey), 1926 | | | 1 | 1 | + | I T | 1 | | 1 |
| Heterohelix moremani (Cushman), 1938 | | | | | + | | - L . I | | |
| Gabonita obesa (de Klasz, Marie & Rerat), 1961 | | | | 1 | + | | 1 | | |
| Whiteinella baltica Douglas & Rankin, 1969 | | | i | | + | | • | 4 | |
| Whiteinella paradubia (Sigal), 1952 | | | 1 | | + | | | | |
| Gabonita levis (de Klasz, Marie & Rerat), 1961 | | | 1 | | Ŧ | 1 | 1 | | |
| Whiteinella brittonensis (Loeblich & Tappan), 1961 | | | 1 | | + | | + | | - |
| Praeglobotruncana praehelvetica (Trujillo), 1960 | | | 1 | | + | 1 | | | |
| Whiteinella archaeocretacea Pessagno, 1967 | | | 1 | | - | | | | _ |
| Heterohelix reussi (Cushman), 1938 | | | 1 | | - | 1 | 1 | | |
| Whiteinella inornata (Bolli), 1957 | | | 1 | 1 | + | 1 | 1 | | -> |

tab. 5 : Extension verticale synthéthique des Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen du domaine téthysien (ne sont rapportées que les espèces présentes dans le bassin d'Essaouira)

Références bibliographiques : I. DE KLASZ & J. E. VAN HINTE, 1974 ; F. ROBASZYNSKI & M. CARON [coord.], 1979 ; F. ROBASZYNSKI, 1981 ; M. CARON, 1985 ; A. J. NEDERBRAGT, 1991

2. 2. 4. 2. - Les Ostracodes (tab. 6)

Dans le bassin d'Essaouira, les Ostracodes [détermination B. ANDREU] sont assez fréquents, mais mal conservés, dans les niveaux marneux plus ou moins bioclastiques des unités C2, C3 et C4.

Trois grandes associations peuvent être distinguées dans les différentes unités de la formation des Marnes d'Aït Lamine (tab. 6) :

- la première association se situe à la partie inférieure de la formation. Les espèces d'Ostracodes sont peu nombreuses et non caractéristiques semble t-il de la partie inférieure du Cénomanien ; elle se compose des espèces suivantes : Schuleridea ? sp., Perissocytheridea sp. 2, Cytherella cf. sp. 11 ANDREU, 1991 et Parakrithe sp. 1.

- la deuxième association s'étend sur la partie médiane et supérieure de la formation ; elle se compose de 29 espèces d'Ostracodes (cf. tab. 6). Parmi celles-ci, 7 espèces ont été reconnues dans l'intervalle Cénomanien moyen - Cénomanien supérieur du Maroc (ANDREU, 1991, cf. tab. 7) et d'Afrique (in ANDREU, 1991) : Protobuntonia semmamaensis BISMUTH & LE FEVRE, 1981, Spinoleberis kasserinensis BISMUTH & SAINT-MARC, 1981, Kalyptovalva? tifratinensis ANDREU, 1991, Veeniacythereis gr. jezzineensis (BISCHOFF), 1963, Metacytheropteron gr. parnesi SOHN, 1968 (sensu ANDREU, 1991), Cytherella aegyptiensis COLIN & EL DAKKAK, 1975 et Ovocytheridea gr. reniformis BOLD, 1964.

- la troisième association apparaît à la partie sommitale de la formation. Les individus sont abondants mais la diversité spécifique est plus faible que dans l'association précédente. Elle se compose de 18 espèces (cf. tab. 6), parmi lesquelles 5 seulement sont caractéristiques du Cénomanien supérieur sommital et du passage au Turonien (cf. tab. 7), en Afrique du Nord tout au moins : Spinoleberis kasserinensis, Kaliptovalva ? tifratinensis, Veeniacythereis gr. jezzineensis, Cythereis algeriana BASSOULLET & DAMOTTE, 1969 et Oertliella ? tarfayaensis REYMENT, 1978.

La majorité de ces Ostracodes ont déjà été citées au Maroc et en Afrique. Metacytheropteron gr. parnesi et Cytherella gr. parallela, sont présentes en outre sur la marge européenne.

La répartition des espèces d'Ostracodes dans le bassin d'Essaouira (tab. 6) est grosso-modo conforme à celle proposée par ANDREU (1991, cf. tab. 7) sur la transversale Agadir-Nador (Maroc). Quelques différences d'ordre stratigraphique et spatiale apparaissent cependant :

• les espèces Veeniacythereis gr. jezzineensis et Cytherelloidea cf. sp. 4 ANDREU, 1991, limitées au Cénomanien inférieur à moyen (ANDREU, 1991) ont été reconnues dans le Cénomanien supérieur.

• Ovocytheridea gr. reniformis, espèce limitée au plus bas à la partie sommitale du Cénomanien supérieur, semble exister depuis le Cénomanien moyen.

• les espèces Paracypris cf. dubertreti DAMOTTE & SAINT-MARC, 1972, Ovocytheridea gr. reniformis et Oertliella ? tarfayaensis sont citées pour la première fois dans le bassin d'Essaouira.

• l'espèce Rehacythereis aff. fahrioni (BISCHOFF, 1963) MAJORAN, 1989, mentionnée au Liban, en Tunisie puis en Algérie est enfin reconnue au Maroc.

Conclusion

Les associations d'Ostracodes ont permis de confirmer les grandes subdivisions obtenues par les Foraminifères (pour de plus amples informations

| | | | OSTRACODES | |
|------------|--------|-----------|--|-------------------------------|
| FORMATIONS | UNITES | ENSEMBLES | Schuleridea ? sp. Schuleridea ? sp. Paracypris mdaouerensis Bassoullet & Damotte. 1969 Paracyptis mdaouerensis Bassoullet & Damotte. 1969 Cytherella cf. sp. 5 Andreu. 1991 Perissocytheridea sp. 2 Cytherella cf. sp. 11, Andreu. 1991 Parakrithe sp. 1 Parakrithe sp. 1 Parakrithe sp. 1 Parakrithe sp. 1 Parakrithe sp. 1 Parakrithe sp. 1 Paracythere sp. 2 Construction sem maeansis Bismuth & Le Févre. 1981 Mencythere sp. 1 Mencythere sp. 1 Mencythere sp. 1 Mencythere sp. 1 Mencythere sp. 1 Metacythereopteron sp. 1 Andreu. 1991 Metacythereopteron sp. 1 Metacythereopteron sp. 2 Cythereis ? sp. Spinoleberis kasserinensis Bismuth & Le Févre. 1981 Spinoleberis kasserinensis Bismuth & Saint-Marc. 1981 Metacythereopteron sp. 2 Cythereis ? sp. Spinoleberis kasserinensis Bismuth & Saint-Marc. 1981 Metacythereopteron sp. 2 Cythereis as 2 Cythereis ? sp. Spinoleberis & Damotte, 1969 Periosory tariedea sp. 3 Cytherelis a segvitiensis Colin & El Dakkak. 1975 Ovorytheridea sp. 1 Metacythereis gr. 1 Metacythereis sp. 1 Kalyptovalva ? tifratinensis Bold. 1964 Periosocytheridea sp. 1 Metacythereis sp. 1 Metacythereis sp. 1 Kalyptovalva ? tifratinensis Bold. 1964 Paranotacythere? sp. Cytherella cf. sp. 1 Metacythereis sp. 1 Seriosocytheridea sp. 1 Ketoleberis sp. 1 Barrdis sp. 16 Andreu. 1991 Cytherella cf. sp. 16 Andreu. 1991 Cytherella sp. 16 Cytherella sp. 16 Cytherella sp. 10 Cytherella | ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES |
| | CA | CA | | D. |
| | D4 | | | I Cé |
| | C3 | С3ь | | en à |
| ЧE | D3 | C2e | | n moye |
| MIN | | C2 d | | manier |
| TLA | C2 | C2c | | Céno |
| IV. | | С2ъ | | |
| ES D | D2 | CZa | | rieur |
| ARN | | Cld | | n inféi |
| W | CI | Clc | | imanie è mo |
| | | C1b | | Cénc |
| | | Cla | | SC. |

| Stratigraphie | VRAC. | CEN | IOMANI | EN | Τl | JRONIEN | 1 |
|--|----------|------|--------------|-------------|------|---------|------|
| Espèces | | inf. | moy. | sup. | inf. | moy. | sup. |
| Cytherella gr. parallela (Reuss), 1846 | | | | | | | |
| Paracypris mdaouerensis Bassoullet & Damotte, 1969 | ••• | | · · · · | | | | |
| Cytherella sp. 5 Andreu, 1991 | 4 | | = = = = | | | | |
| Veeniacythereis gr. jezzineensis (Bischoff, 1963) | | | | | 1 | | |
| Metacytheropteron sp. 1, Andreu, 1991 | | | | | 1 | | |
| Peloriops cf. ziregensis Bassoullet & Damotte, 1969 | | | | | | | |
| Metacytheropteron gr. parnesi Sohn, 1968 (sensu Andreu, 1991) | | | | | | | |
| Cytherelloidea cf. sp. 4, Andreu, 1991 | | | | | | | |
| Protobuntonia semmamaensis Bismuth & Le Fèvre, 1981 | | | | | | | |
| Cythereis algeriana Bassoullet & Damotte, 1969 | | | | | | | |
| Bairdia sp. 3, Andreu, 1991 | | | | | | | |
| Cytherella aegyptiensis Colin & El Dakkak, 1975 | | | : 1 | | | | |
| Kalyptovalva ? tifratinensis Andreu, 1991 | | | : - | | | | |
| Paracypris cf. dubertreti Damotte & Saint-Marc, 1972 | | | | | | | |
| Spinoleberis kasserinensis Bismuth & Saint-Marc, 1981 | | | · - | | | | |
| <i>Cytherella</i> cf. sp. 11, Andreu | | | 1 1 | | | | |
| Ovocytheridea reniformis Bold, 1964 | | | 1 1 | _ | | 1 | |
| Oertliella ? tarfayaensis Reyment, 1978 | | | | | | _ | |

tab. 7 : tableau synthétique résumé à partir des données biostratigraphiques de B. ANDREU, 1991, sur une transversale Agadir-Nador (Maroc). (ne sont rapportées que les espèces présentes dans le bassin d'Essaouira)

répartition stratigraphique générale des espèces d'Ostracodes au Maroc.

- - répartition stratigraphique locale des espèces d'Ostracodes dans le bassin d'Essaouira.

relatives à la stratigraphie des Ostracodes du Maroc, se rapporter aux travaux de B. ANDREU, 1991).

Leur présence dans l'unité C3 s'est avérée efficace dans la subdivision du Cénomanien, en l'absence de Foraminifères.

De cet inventaire d'associations définies ci-dessus, on constate que :

- les unités C2 (à l'exception de l'ensemble basal C2a) et C3 relèvent d'un Cénomanien moyen - Cénomanien supérieur.

- l'unité C4, comme pour les Foraminifères, est datée du Cénomanien supérieur sommital.

2. 2. 4. 3. - Les Algues calcaires et les Characées (tab. 8)

Les Algues sont relativement fréquentes dans les Marnes d'Aït Lamine [détermination controlée par B. GRANIER].

Les Characées, rares et localisées, sont représentées par une nouvelle espèce du genre Lamprothamnium [dét. N. GRAMBAST].

Leur distribution (tab. 8) reflète, comme pour les Foraminifères, les changements d'environnements. Ainsi, on distingue 3 associations d'Algues calcaires réparties respectivement sur les unités C1, C2 et C4 ; dans l'unité C3, ces Algues sont pratiquement absentes, alors qu'apparaissent les Lamprothamnium.

Les extensions stratigraphiques des Algues sont souvent très larges. Parmi les espèces reconnues dans les faciès carbonatés et bioclastiques de la formation des Marnes d'Aït Lamine, seule Heteroporella lepina PRATURLON, 1966, est habituellement considérée comme caractéristique du Cénomano-Turonien (BASSOULLET & al., 1978; CHIOCCHINI & al., 1979). Nous signalons en outre les espèces suivantes : Boueina hochstetteri var. moncharmonti (DE CASTRO), 1963, décrite dans l'Aptien d'Italie, qui par la suite a été citée dans le Crétacé inférieur en de nombreux points du pourtour méditerranéen (BASSOULLET & al., 1983), nous l'avons identifié pour la première fois dans le Cénomanien du bassin d'Essaouira ; Boueina hochstetteri TOULA 1883, Permocalculus sp., Lithocodium sp., Diversocallis sp. et ? Pseudolithothamnium album.

2. 2. 4. 4. - La macrofaune (tab. 8)

La macrofaune est représentée essentiellement par des Lamellibranches et par quelques Echinodermes. Leurs déterminations ont été réalisées respectivement par A. DHONDT et J. REY.

Parmi les nombreux Lamellibranches récoltées dans toute la série, 6 espèces seulement ont été reconnues ; elles sont caractéristiques du Cénomanien de la plate-forme Nord-africaine [communication personnelle A. DHONDT]. Il s'agit des formes suivantes : Costagyra olisiponensis (SCHARPE), Ceratostreon flabellatum (GOLDFUSS), Chlamys cf. subacuta (LAMARCK), Ilymatogyra africana (LAMARCK), Rhynchostreon mermeti (COQUAND), et Gyrostrea delettrei (COQUAND).

Les Echinodermes bien conservés sont rares et proviennent généralement des ensembles a et b de l'unité C2 et de l'unité C4 : Tetragramma variolare (BRONGNIART), Heterodiadema libycum (DESOR), Archiacia saadensis PERON & GAUTHIER, Discoides subuculus KLEIN et Petalobrissus inflatus (GAUTHIER). Ils sont habituellement cités dans le Cénomanien d'Algérie et/ou de la Tunisie.

Ces espèces d'Echinodermes sont signalées pour la première fois dans le bassin d'Essaouira, à l'exception de *Heterodiadema libycum*, déjà citée dans le Jbel Lemgo à l'Ouest d'Imi-N-Tanout (ROCH, 1930), et *Archiacia saadensis* qui avait été reconnue par CANEROT & al., 1982, dans la coupe du J. Talbourine.



tab. 8 : Distribution verticale de la Flore et de la Macrofaune de la formation des Marnes d'Ait Lamine dans le bassin d'Essaouira au sein des unités lithostratigraphiques. La confrontation des données biostratigraphiques livrées par les différents groupes paléontologiques permet de déboucher sur les propositions chronostratigraphiques suivantes :

 les unités C1 (excepté l'ensemble C1a) et C2 relèvent d'un Cénomanien inférieur et moyen (d'après les Foraminifères benthiques en particulier).

Par sa position géométrique, l'ensemble C1a se trouve vraisemblablement inclus dans l'intervalle Vraconien - Cénomanien inférieur.

• les unités C2 et C3, tant par leurs associations d'Ostracodes que de Foraminifères (*Peneroplis parvus* et *Sellialveolina viallii* dans l'unité C2) paraissent devoir être cantonnées dans le Cénomanien inférieur pro-parte à supérieur pro-parte.

• les nouvelles associations qui apparaissent dans l'unité C4, associations d'Ostracodes (avec présence d'Oertliella ? tarfayaensis en particulier), de Foraminifères benthiques (présence de Spirocyclina atlasica) et surtout des planctoniques (Gabonita levis, Witheinella inornata, Praeglobotruncana praehelvetica ...) imposent un âge Cénomanien sommital au moins .

2. 3. - Formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir

La formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir succède en continuité sédimentaire normale à la formation des Marnes d'Aït Lamine. Elle se présente le plus souvent en falaise dont l'épaisseur varie entre 50 m et 80 m environ. Sa lithologie est pratiquement constante sur toute l'étendue du bassin.

Comme la formation des Marnes d'Aït Lamine, les Calcaires de la Casbah d'Agadir ont pu être décomposés en 4 unités lithostratigraphiques T1 à T4, limitées par des discontinuités d'ampleur régionale, correspondant respectivement à 4 séquences décamétriques cycliques ou de comblement.

Chaque unité a pu, souvent, être subdivisée en ensembles a, b, c (fig. 56). Ces différents unités et/ou ensembles ont fait l'objet dans chaque coupe d'une analyse détaillée.

| FORMATION | Calcaires de la Casbah d'Agadir | | | | | | | | | | | |
|-----------------|---------------------------------|-----------|----|----------|---------|---------|-------|----|-----|-----|--|--|
| UNITES | Т | 1 4 | | T2 | | ŝ | Т3 | 50 | T4 | INC | | |
| ENSEMBLES | Tla | Tlb | a | T2b | T2c | T3a | T3b | a | T4b | | | |
| fig. 56 : Propo | sition de sul | bdivision | en | unités e | t enser | nbles d | le la | | | _ | | |

Le motif lithologique de base de chaque séquence ou pour chaque unité correspond généralement à l'enchaînement : calcaires micritiques en plaquettes et à "silex" noduleux ou stratiformes (fig. 57) - calcaires bioclastiques et dolomitiques rarement à "silex" noduleux.

La différenciation entre les nodules silicifiés et l'encaissant (calcaire) est d'ordre diagénétique et se fait par un transfert de carbonates (BEAUDOIN et al., 1989; TERRAB, Ecole des Mines de Paris, Thèse en cours [Bassin d'Agadir]).

Compte-tenue de l'uniformité de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans le bassin d'Essaouira, nous décrirons d'abord en détail la composition des unités et ensembles de la coupe de Dar Caïd Neknaffi choisie comme coupe de référence en raison des bonnes conditions d'affleurements et d'accès.

Les autres coupes étudiées seront décrites plus brièvement. Nous insisterons sur leurs particularités pour rendre compte des variations latérales de faciès.



2. 3. 1. - Coupe type de Dar Caïd Neknaffi (fig. 58, 61)

Les couches étudiées affleurent au SE du diapir de l'Oued Tidsi. La formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir surmonte la formation des Marnes d'Aït Lamine. Elle se présente sous la forme d'une grande falaise (fig. 58) d'environ 70 m d'épaisseur, recoupée par la route secondaire menant à As-Sabt des Neknaffa, ce qui en facilite son approche. Le pendage des couches est très faible. On peut la décomposer en 4 unités lithostratigraphiques T1 à T4.

2. 3. 1. 1. - Unité T1

L'unité T1 est épaisse de 22 m. En fonction des critères lithologiques, on peut y distinguer deux ensembles T1a et T1b.

* ensemble T1a (12,5 m) ; il débute, sur 1 m d'épaisseur, par une multitude de bancs de calcaires micritiques feuilletés (l'épaisseur des bancs est de l'ordre de 5 à 10 cm). Viennent ensuite, sur environ 3 m d'épaisseur, des bancs plus épais (30 à 50 cm) admettant à leur sommet quelques nodules de silex. Le reste de la série, plus uniforme, est composé de bancs pluridécimétriques de calcaires micritiques très fins.

* ensemble T1b (9,5 m) ; il est constitué par un ensemble de bancs, dont l'épaisseur varie de 0,5 m à 2 m, de calcaires massifs à traces de Lamellibranches, présentant quelques bioturbations et de très rares nodules de silex ; le dernier banc est nettement dolomitique, sa surface sommitale est assimilée à la discontinuité D5.

Le microfaciès de l'unité T1 est celui d'un calcaire mudstone à wackestone à microstructure laminée. La biophase est composée de rares spécimens de Gabonita levis, Heterohelix moremani et autres sections de Globigérinacées indéterminables, de fragments de Lamellibranches et d'Echinodermes.



Conclusion : La succession des deux ensembles de l'unité T1 atteste d'une ouverture du milieu (T1a) suivie d'un comblement (T1b). Elle témoigne en faveur d'un dépôt dans un environnement infralittoral ouvert jusqu'au sommet de l'ensemble T1b où le confinement (ou la stagnation) se concrétise par une sédimentation de type dolomitique.

L'unité T1 correspond à une séquence pluridécamétrique de comblement. La discontinuité D5 est exprimée par la surface supérieure du banc dolomitique.

2. 3. 1. 2. - Unité T2

L'unité T2 se développe sur une épaisseur de 16 m. Elle est représentée par des calcaires micritiques, crayeux et bioclastiques. Elle peut être subdivisée en trois ensembles T2a, T2b et T2c, intégrés respectivement à deux séquences plurimétriques, la première de comblement (ensemble T2a), la deuxième cyclique "ouverture-comblement" (ensembles T2b et T2c).

* ensemble T2a (7 m) ; il débute par un banc métrique de calcaires micritiques en petits lits, et se poursuit par une succession plurimétrique de calcaires massifs.

Le microfaciès est celui d'un calcaire wackestone à packstone à Foraminifères agglutinés et valves d'Ostracodes.

* ensemble T2b (7,5 m) ; on reconnaît le développement des calcaires micritiques à silex stratiformes et/ou noduleux, intercalés de niveaux crayeux. Certains bancs présentent des phénomènes de compaction (pl. , fig.).

La biophase, en provenance de ces niveaux crayeux et dont la microfaune est difficile à extraire, se compose de Foraminifères planctoniques : Gabonita levis, Heterohelix moremani, Heterohelix reussi (CUSHMAN, 1938), Hedbergella simplex, Hedbergella delrioensis, Whiteinella inornata, Whiteinella brittonensis (LOEBLICH & TAPPAN, 1961), Whiteinella paradubia (SIGAL, 1952), Whiteinella baltica et Whiteinella archaeocretacea PESSAGNO, 1967, d'Ostracodes : Oertliella ? tarfayaensis, de dents de poissons, d'articles de Crinoïdes et de prismes d'Inocérames. La partie sommitale de cet ensemble est marquée par la réduction considérable (voire l'absence) du nombre de Foraminifères planctoniques ; scule Oertliella ? tarfayaensis persiste.

Ce type d'association est fréquemment interprété comme résultant de l'installation d'une zone à oxygène minimum responsable d'un "événement anoxique" (CARON, 1983 ; ROBASZYNSKI, 1989 et ANDREU, 1991).

L'extension verticale de cette zone anoxique n'atteint pas la surface des eaux où, dans la tranche d'eau superficielle, vivent les genres primitifs (non carénées) tels, Hedbergella, Whiteinella et Heterohelix (fig. 59, 60).

Le microfaciès est celui d'un calcaire wackestone, présentant des alternances inframillimétriques de Whiteinellidés, Hétérohelicidés et spicules de Spongiaires.

* ensemble T2c (1,5 m) ; il est représenté par un seul banc massif de calcaires dolomitiques et bioclastiques, à surface ferrugineuse, tapissée de petit Lamellibranche Astarte seguenzae THOMAS & PERON.

Il s'agit d'un calcaire packstone-grainstone à rares Globigérinacées, fragments d'Echinodermes, Lamellibranches et Gastéropodes

Conclusion : L'unité T2 traduit, dans son intégralité, un environnement relativement ouvert par rapport à l'unité précédente (T1), au moins pour son



- Les espèces primitives à évolution lente colonisent les eaux superficielles.
- Les espèces de plus en plus complexes se développent dans les eaux plus profondes.



dans les sédiments du rebord de la plate-forme des mers tempérées et chaudes (ici au Turonien ; CARON, 1983) ensemble T2b ; cet environnement apparaît favorable à l'épanouissement des Foraminifères planctoniques.

L'unité T2. dont les dépôts traduisent une séquentielle de type "comblementorganisation ouverture-comblement", enregistre donc clairement variations eustatiques du niveau des marin. La discontinuité D6 au toit de l'ensemble T2c est matérialisée par une surface ferruginisée et riche en Astarte seguenzae.

2. 3. 1. 3. - Unité T3

L'unité T3 se développe au dessus de la discontinuité D6. Elle est constituée, sur 10 m d'épaisseur, par deux ensembles, T3a et T3b, qui correspondent à une séquence décamétrique apparemment de comblement.

* ensemble T3a (6,5 m) ; il est représenté par une suite de bancs pluridécimétriques à métriques de calcaires blancs micritiques à nodules de silex, admettant un niveau à forte concentration de Lamellibranches.

* ensemble T3b (3,5 m) ; il est composé de 3 bancs métriques stratocroissants de calcaires bioclastiques à surfaces ferrugineuses, dont la dernière est assimilée à une discontinuité régionale (D7).

Le microfaciès est celui d'un calcaire packstone à grainstone à Lamellibranches, tests d'Echinodermes et Serpules.

Conclusion : Dans leur ensemble, les dépôts de l'unité T3 paraissent moins ouverts que ceux de l'unité T2, tout en répondant à des critères de dépôt sur plateforme infralittorale.

> L'unité T3 s'apparente à une séquence décamétrique de comblement. Les bancs sommitaux admettent des surfaces ferruginisées à Lamellibranches et Serpules ; la dernière est assimilée à la discontinuité régionale D7.

2. 3. 1. 4. - Unité T4

Au dessus de la discontinuité D7 qui limite à son toit l'unité T3, se développe, sur une épaisseur de 22 m, l'unité T4. Elle débute par des calcaires micritiques (ensemble T4a), surmontés de calcaires bioclastiques et dolomitiques (ensemble T4b); leur superposition traduit une séquence pluridécamétrique cyclique (ouverture-comblement).

* ensemble T4a (6,5 m) ; il est composé, dans les 2/3 inférieurs, par une succession métrique de banc de calcaires micritiques à nodules de silex ; le 1/3 supérieur est représenté par un banc massif dont la surface supérieure est riche en Echinodermes : *Hemiaster latigrunda* PERON & GAUTHIER, *Caenholectypus* cf. *turonensis* et un individu de la famille des Pseudodiadematidae, et en Lamellibranches dont *Ilymatogyra africana*.

Le microfaciès de ce dernier banc est celui d'un calcaire wackestone à quelques Agglutinés et valves d'Ostracodes.



(*) Marnes d'Ait Lamine

fig. 61 : lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle des unités de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans la coupe de Dar Caid Neknaffi.

* ensemble T4b (15,5 m) ; il est composé de plusieurs bancs métriques à plurimétriques de calcaires d'abord bioclastiques, puis bioclastiques et dolomitiques. Les surfaces sommitales des bancs, rarement bioturbées, sont souvent oxydées et renferment des Serpules et des Lamellibranches ; cette oxydation est de plus en plus marquée en montant dans la série, et va de pair avec un développement massif de l'espèce Astarte seguenzae.

Le microfaciès des quelques échantillons analysés indique un calcaire packstone à wackestone à Globigérinacées, Hétérohelicidés, *Gabonita* sp., Lamellibranches et débris d'Echinodermes.

Conclusion : On retrouve donc dans l'unité T4 les conditions de sédimentation comparables à celles reconnues dans les autres unités, mais avec affirmation de la sédimentation carbonatée de type plate-forme (ensemble T4b).

L'unité T4 correspond séquence à une pluri-(ouverture-comblement). décamétrique cyclique Elle est limitée à son toit par un banc de calcaire dolomitique à surface ferrugineuse et lumaseguenzae, assimilée à une chellique à Astarte nouvelle discontinuité D8.

2. 3. 2. - Coupes annexes

Sept successions ont été dressées, d'Ouest en Est, sur près de 150 km depuis la côte atlantique jusqu'au Sud de Marrakech, dans les localités de Jbel Aghannbou, Douar Tama, Jbel Talbourine, Douar Tadnest, Imi-N-Tanout, Amezmiz et Asni.

2. 3. 2. 1. - Coupe du Jbel Aghannbou (fig. 62)

Elle est située au NNW de la coupe de référence, sur le flanc Ouest du diapir de l'Oued Tidsi.

Au dessus de l'unité C4 de la formation des Marnes d'Aït Lamine, les Calcaires de la Casbah d'Agadir, épais d'environ 46 m, affleurent dans les abrupts d'une falaise d'accès parfois difficile. On y reconnaît quatre unités lithologiquement, sédimentologiquement et faunistiquement comparable (voir coupe de référence).

2. 3. 2. 1. 1. - Unité T1

L'unité T1 (14 m) est constituée, dans sa majeure partie, par des calcaires micritiques stratifiés et laminés, en petits bancs (T1a), surmontés d'un unique banc massif de calcaires micritiques et dolomitiques (T1b).

* ensemble T1a (11 m) ; il est représenté par une multitude de petits bancs pluricentimétriques (3 à 5 cm) de calcaires blancs micritiques, à silex stratiformes à la base et noduleux par la suite, dans lesquels s'individualise un niveau de calcaires crayeux blanchâtres d'une épaisseur de 2,5 m.

La microfaune récoltée dans les niveaux crayeux est très riche en Ostracodes dont Oertliella ? tarfayaensis ; les Foraminifères sont plus rares mais plus diversifiés avec Heterohelix moremani, Hedbergella delrioensis et Whiteinella baltica. * ensemble T1b (3 m) ; il s'exprime par une barre massive de calcaires dolomitiques et bioclastiques, à surface ferrugineuse, renfermant des Lamellibranches et des Gastéropodes.

Le microfaciès est celui d'un calcaire mudstone à wackestone à rares spicules de Spongiaires. La biophase est de petite taille et composée de Gabonita levis, Heterohelix reussi, de quelques Globigérinacées indéterminables, de valves d'Ostracodes, de Lamellibranches et de débris d'Echinodermes.

> L'unité T1 correspond à une séquence décamétrique de comblement. Elle est couronnée par une surface ferrugineuse attribuée à la discontinuité D5 d'extension régionale.

2. 3. 2. 1. 2. - Unité T2

L'unité T2 (12 m environ) débute au dessus de la discontinuité D5, par des calcaires micritiques stratifiés à silex (T2b), surmontés de barres de calcaires bioclastiques et dolomitiques également à silex (T2c).

* ensemble T2b (3 m) ; on y observe la superposition de plusieurs bancs épais de 0,3 m à 0,5 m de calcaires micritiques à nombreuses silicifications stratiformes et rognogneuses.

Le microfaciès évolue depuis un calcaire packstone à laminations inframillimétriques perturbées par la bioturbation et à rares spicules de Spongiaires jusqu'à un calcaire wackestone/mudstone à Filaments. La biophase est assez diversifiée et représentée par *Heterohelix reussi*, *Gabonita levis*, Globigérinacées, petits Foraminifères agglutinés, valves d'Ostracodes, fragments d'Echinodermes, Lamellibranches et Gastéropodes.

* ensemble T2c (9 m) ; on y reconnaît plusieurs barres massives de calcaires à Lamellibranches, de 0,7 m à 1,5 m d'épaisseur, renfermant toujours des silex noduleux et stratiformes. Le dernier banc est dolomitique, plus grossier et renferme des grains de quartz.

L'unité T2 s'apparente ici à une séquence décamétrique de comblement. A son sommet, la discontinuité D6 se surimpose aux calcaires dolomitiques et gréseux de la phase de comblement.

2. 3. 2. 1. 3. - Unité T3

Au dessus de cette discontinuité D6 et sur 9 m d'épaisseur se développent deux ensembles, T3a et T3b, qui constituent une nouvelle séquence décamétrique de comblement.

* ensemble T3a (3 m) ; il est représenté par des petits bancs de calcaires micritiques stratifiés et laminés, très riches en silex noduleux. La base de cet ensemble est altérée ; son sommet est souligné par une multitude de nodules silicifiés d'environ 5 cm de diamètre.

Le microfaciès est celui d'un calcaire packstone/wackestone, dans lequel des phénomènes de dolomitisation secondaire sont très intenses. Aucune biophase n'a été mise en évidence. * ensemble T3b (6 m) ; il montre deux barres massives de calcaires légèrement altérés à rares nodules de silex, renfermant des Lamellibranches et des Serpules. La base de la première barre renferme des empreintes d'Inocérames ; la surface sommitale du dernier banc est tapissée par Astarte seguenzae.

> L'unité T3 correspond à une séquence décamétrique de comblement. Elle est limitée à son sommet par une surface ferrugineuse à Astarte seguenzae abondants. Cette surface est mise en corrélation avec la discontinuité régionale D7.

2. 3. 2. 1. 4. - Unité T4

L'unité T4 se développe au dessus de la discontinuité D7, sur une épaisseur de 11 m. Sa base est représentée, sur 1,5 m, par plusieurs bancs décimétriques de calcaires micritiques à nodules de silex correspondant à l'ensemble T4a.

L'ensemble T4b, épais de 9 à 10 m, est d'accès difficile ; il est représenté par une barre de calcaires dolomitiques parfois riches en quartz, avec de nombreuses Serpules et Lamellibranches.

Son microfaciès est celui d'une dolomicrosparite.

L'unité T4 correspond à une nouvelle séquence décamétrique de comblement. La discontinuité sommitale D8, peu nette à l'affleurement, est matérialisée par surface légèrement une ferrugineuse à Serpules et traces de Lamellibranches ; supporte les marnes jaunes sénoniennes celle-ci sus-jacentes de la formation d'Anou n'Feg.

<u>Remarque</u> : L'épaisseur des calcaires micritiques stratifiés formant la base de chaque unité diminue au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série ; au même temps, les barres massives de calcaires qui les surmontent sont de plus en plus épaisses (elles montrent une organisation grano et stratocroissante). Ceci est à mettre en relation avec le comblement de la plate-forme turonienne, résultat d'une baisse globale des eaux.

Les autres coupes annexes sont situées à l'Est de la coupe de référence. Nous les décrivons successivement en nous déplaçant d'Ouest en Est.

| Epaisseur (m) | Ages | Formations | Unitès | Ensembles | Echantillons (A et CI3) | Lithologie | Structures et figures sédimentaires | Bioclastes | Inoceramus sp. Astarte seguenzae | Gabonita levis Globigérinacées Procedeire concei | Heterohelix moremani Heterohelix moremani Hedbergella delrioensis Whiteinella baltica | Agglutinės | valves d'Ostracodes Oertliella ? tarfayaensis | Organisation sequentielle marin + – | Environnements |
|---------------|------|------------|--------|-----------|-------------------------|------------|--|---------------------------|-------------------------------------|--|--|------------|--|--|----------------|
| | SEN. | | | | | | | n | | : : | | | | D8~ | |
| 260 | | adir | T4 | T4b | | |) n | n | | | | * * * * * | | 1 | |
| | | A S A S | L | -ea | A84- A83- | | | •cr | | :: | | | | ~D7 | |
| 250 | N | b a h | T3 | t, T3b | c13-13 | | | n | | | | : | | [| I s. |
| 240 | NIE | Cas | - | | A82 | | B. | | 6.5% | | | * | • • • | -1067 | 0 1 3 |
| 1213 | IRO | e la | T2 | T20 | 481- | +++ | ~ | | | | | | | | i 1 1 |
| 230 | Γſ | res d | - | T1b T2b | A80 | 777 | | * F * F F F F | | | | ÷ | : | -los | [r a] |
| | | alcal | Γl | la | C13c C13b Ab | | * | | | •••• | | | | | i n |
| 220 | 2.6 | 0 | | T | C13a.J | | | * | | | | 2 62 | | | |
| | CEN. | : | C4 | C4 | Af | | <u>L</u> | | | • | 10.00 | 5 2.3 | | | |

(*) Marnes d'Ait Lamine

fig. 62 : lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle des unités de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans la coupe du Jbel Aghannbou.
2. 3. 2. 2. - Coupe de Douar Tama (fig. 63)

La formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir, atteint ici 78 m de puissance; on peut la subdiviser lithologiquement en 4 unités.

2. 3. 2. 2. 1. - Unité T1

L'unité T1 (31 m) montre les deux ensembles habituels T1a et T1b.

* ensemble T1a (21 m) ; il débute au dessus du dernier niveau marneux à Oertliella? tarfayaensis et Heterohelix moremani de la formation des Marnes d'Aït Lamine, et sur 15 m environ, par une multitude de bancs pluricentimétriques à pluridécimétriques (5 cm à 20 cm) de calcaires blancs micritiques, dont les premiers renferment déjà Astarte seguenzae. Au dessus (à 6 m environ), des calcaires micritiques finement stratifiés (l'épaisseur d'une strate varie de 1 à 2 cm), à silex stratiformes, suivis de bancs plus épais (0,5 m) de calcaires, également micritiques, à Lamellibranches, s'organisent en trois séquences plurimétriques stratodécroissantes de comblement. Le toit de cet ensemble est souligné par de nombreux nodules de silex.

Le microfaciés des calcaires évolue depuis une micrite (calcaire mudstone) à *Heterohelix reussi*, *Gabonita levis*, Witheinellidés, à quelques Filaments, à spicules de Spongiaires, à valves d'Ostracodes, à fragments de Lamellibranches et d'Echinodermes, jusqu'à une biomicrite (packstone à wackestone) à *Gabonita* ? sp., valves d'Ostracodes, Lamellibranches, plaques et radioles d'Echinodermes.

* ensemble T1b (10 m) ; il est constitué par plusieurs barres pluridécimétriques à plurimétriques (0,5 m à 5 m) de calcaires à Lamellibranches renfermant, dans leur partie inférieure, des lentilles de silex pluridécimétriques (20 cm d'épaisseur au maximum) ; leur partie supérieure présente de nombreuses surfaces ferrugineuses à Huîtres et Astarte seguenzae.

L'unité T1 est limitée à son toit par plusieurs surfaces ferrugineuses à Astarte seguenzae, la dernière étant assimilée à la discontinuité D5.

2. 3. 2. 2. 2. - Unité T2

L'unité T2 atteint une épaisseur de 21,5 m ; elle est représentée par des calcaires micritiques et bioclastiques. Elle peut-être subdivisée, par référence à la coupe type, en trois ensembles T2a, T2b et T2c.

* ensemble T2a (2,5 m) ; il est composé d'un unique banc de calcaires bioclastiques à Lamellibranches recouvert d'une surface ferrugineuse.

* ensemble T2b (3 m) ; il est représenté, dans sa moitié inférieure, par plusieurs bancs décimétriques à pluridécimétriques (10 cm à 20 cm) de calcaires micritiques ; la moitié supérieure est constituée du même faciès, mais avec des strates plus épaisses (40 cm à 60 cm) à nodules de silex.

* ensemble T2c (16 m) ; on y retrouve plusieurs barres massives métriques à plurimétriques de calcaires bioclastiques à Lamellibranches. La partie inférieure admet des lentilles de silex.

Le microfaciès analysé sur un seul échantillon (T52, fig. 63) montre une biomicrite (calcaire wackestone) à Hétérohelicidés (*Heterohelix reussi*), Whiteinellidés, valves d'Ostracodes et coquilles de Lamellibranches (Ostréidés).



fig. 63 : lithologie, répartition des organismes et organisation sequentielle des unités de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans la coupe du Douar Tama.

L'unité T₂ est couronnée par une surface ferrugineuse à nombreux Lamellibranches débris de recristallisés. Cette surface est interprétée comme la discontinuité régionale D6.

2. 3. 2. 2. 3. - unité T3

L'unité T3 se développe au dessus de la discontinuité D6, elle est constituée, sur 16,5 m, des deux ensembles T3a et T3b.

* ensemble T3a (2 m) ; on y observe trois bancs pluridécimétriques à métriques de calcaires micritiques à silex noduleux, de plus en plus nombreux vers le sommet de l'ensemble.

* ensemble T3b (14,5 m) ; il se compose de plusieurs barres métriques à plurimétriques de calcaires dolomitiques à Lamellibranches, à rares nodules de silex.

Le microfaciès analysé au niveau d'un seul échantillon de l'ensemble T3b (T53, fig. 63) correspond à une biodolomicrosparite légèrement gréseuse (packstone à grainstone) à Lamellibranches et Echinodermes. La dolomitisation se présente sous forme de rhomboèdres de dolomie.

> La discontinuité D7 limitant au toit l'unité T3, est peu nette sur le terrain. Elle est matérialisée par la surface qui sépare les bancs massifs de calcaires dolomitiques de l'ensemble T3b des calcaires micritiques à silex qui les surmontent.

2. 3. 2. 2. 4. - Unité T4

L'unité T4 est épaisse de 9 m et organisée de la même manière que l'unité T3, avec, à la base et sur 2 m d'épaisseur, des calcaires micritiques non stratifiés à nombreux nodules de silex, correspondant à l'ensemble T4a, surmontés, sur 7 m, de barres massives (T4b) de calcaires dolomitiques, à quelques silex noduleux et renfermant de rares traces de Lamellibranches.

> L'unité T4 correspond à une nouvelle séquence décamétrique de comblement. La discontinuité sommitale D8, non discernable, se situerait vraisemblablement au sommet des derniers bancs calcaires de la formation de la Casbah d'Agadir qui supportent les marnes jaunes sus-jacentes de la formation sénonienne d'Anou n'Feg.

2. 3. 2. 3. - Coupe du Jbel Talbourine (fig. 64, 65)

La formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir affleure sur une épaisseur d'environ 68 m. On y reconnaît les 4 unités lithostratigraphiques T1 à T4 dans des conditions d'affleurements exceptionnelles. C'est aussi la seule coupe qui nous a livré pour un biostrome à Rudistes (ETTACHFINI et BILOTTE, 1990).



2. 3. 2. 3. 1. - Unité T1

Aux lacunes d'observations près, l'unité T1 épaisse de 20 m, montre une organisation en deux séquences élémentaires de comblement, décamétriques, composant respectivement les ensembles T1a et T1b.

* ensemble T1a (9 m) ; il présente à sa base une succession pluricentimétrique (épaisseur des strates : 5 cm) de calcaires micritiques.

Ces calcaires, de type mudstone, sont riches en Globigérinacées et contiennent quelques fragments d'Ostréidés ; le sommet de la séquence est représentée par un banc métrique de calcaires bioclastiques à surface lumachellique, où s'observent aussi des concentrations de Manganèse.

* ensemble T1b (11 m) ; il se compose d'abord, et sur 6,5 m, de calcaires micritiques en bancs pluridécimétriques (20 cm et plus) avec, à la base, des passées riches en Lamellibranches (Astarte seguenzae) ; il se poursuit, sur 4,5 m, par deux barres massives de calcaires bioclastiques à Lamellibranches (Huîtres, Pectinidés, ...) et Gastéropodes, constituant l'épisode de comblement de la deuxième séquence de l'unité T1.

L'unité T1 présente une évolution en comblement. Elle est limitée à son toit par une surface ferrugineuse à nodules de Manganèse assimilée à la discontinuité D5.

2. 3. 2. 3. 2. - Unité T2

L'unité T2 se superpose à la discontinuité D5. Elle est composée, sur 29 m d'épaisseur, des trois ensembles habituels de cette unité : T2a, T2b et T2c.

* ensemble T2a (2,5 m); il présente à sa base, sur 0,5 m, des calcaires micritiques laminés, suivis d'une barre de calcaires bioclastiques à Lamellibranches (*Exogyra* et *Plicatula*?). L'ensemble correspond à une séquence plurimétrique de comblement.

* ensemble T2b (13,5 m) ; il montre une alternance pluridécimétrique à métrique de micrites blanches à Lamellibranches, admettant à la base des rubans et/ou des nodules de silex, à leur partie supérieure des dendrites et des "mouches" de Manganèse.

Le microfaciès est celui d'un calcaire wackestone à rares Globigérinacées et Filaments, à valves d'Ostracodes et à coquilles de Lamellibranches.

Le toit de cet ensemble est souligné par une abondante faune de Lamellibranches.

* ensemble T2c (13 m) ; il est représenté par un ensemble de barres plurimétriques de calcaires bioclastiques à lamellibranches.

L'unité T2 s'apparente à une séquence pluri-"comblement-ouverturedécamétrique de type comblement". La discontinuité D6, au toit de l'unité, représentée par une limite de faciès entre les est massifs calcaires bioclastiques et les calcaires micritiques en plaquettes qui les surmontent.

| Epaisseur (m) | Ages | Formations | | Ensembles | Echantillons (K) | Lithologie | Structures et figures sédimentaires | Bioclastes | Astarte seguenzae Eoradiolites gr. lyratus-zizensis | Globigèrinacèes | Agglutinės | Terquemella sp. Algues calcaires | valves d'Ostacodes | Organis séquer m a | ation tielle rin + – | Environnements | | | | |
|---------------|-----------|------------|----|-----------|-------------------------|------------|--|------------|--|-----------------|------------|-------------------------------------|--------------------|--------------------------|-------------------------------|----------------|--|---|--|--|
| 360 | SEN. | | | | | <u> </u> | | J | • | | | | | ~~~~ | ~D8~7 | | | | | |
| 350 | | | T4 | a¦ T4b | | | | 0 | • | | | | | | | | | | | |
| 340 | | Agadir | T3 | a¦ T3b | KR J | | 5000 | ₽₩∪ | | • | • | •• | ••••• | ~ | -D6 | | | | | |
| 330 | IEN | asbah d'/ | | T2C | | | | | | | | | | | | oral s. | | | | |
| 320 | I U R O N | de la Ca | T2 | T2b | к110- | | | | | ••••• | | | | | | ralitt | | | | |
| 310 | | lcaires | | са | | | Fe. Min | E | 1 | ••••• | | | | \sim | -DS | ìnſ | | | | |
| 300 | | Ca | Ca | Ca | Ca | Са | Γl | TIb | | | Pe. Min U | , F | • | | | | | , | | |
| 290 | CEN, | (.) | C4 | C4 T1a | К109- К108- К107- | | | | | | | | | . <i>Í</i> | | | | | | |

(*) Marnes d'An Lamine

fig. 65 : lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle des unités de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans la coupe du Jbel Talbourine.

Au dessus de la discontinuité D6, se développe, sur une épaisseur de 8 m, l'unité T3. Elle est constituée à la base par des calcaires micritiques en plaquettes correspondant à l'ensemble T3a ; l'ensemble T3b épais de 6 m, est composé de calcaires bioclastiques à Lamellibranches et à quelques nodules de silex. L'ensemble correspond à une séquence plurimétrique de comblement.

C'est à la partie supérieure de cet ensemble qu'apparaît un biostrome à Radiolitidés : *Eoradiolites* gr. *lyratus-zizensis* [dét. M. BILOTTE]. Epais de 20 cm, cet horizon est visible sur plusieurs centaines de mètres ; les Rudistes ont une disposition générale en "bouquets" (clusters), mais nous n'avons pas repéré de véritables bioconstructions récifales.

Le microfaciès, analysé au sommet de l'unité, montre une évolution depuis une biomicrosparite (calcaire packstone) à Echinodermes, jusqu'à une oobiosparite (calcaire grainstone) à grains de quartz. La biophase est composée de quelques Globigérinacées, Agglutinés, *Terquemella* sp., autres Algues calcaires, valves d'Ostracodes, Echinodermes et Lamellibranches dont des Radiolitidés.

Un banc de 0,2 m à débris de Radiolitidés termine cette unité.

L'unité T3 correspond à une séquence plurimétrique de comblement. La discontinuité D7 se situerait entre les derniers dépôts de calcaires à Radiolitidés et les calcaires micritiques à silex de milieu plus marin de l'unité T4 sus-jacente.

2. 3. 2. 3. 4. - Unité T4

Epaisse de 11 m, l'unité T4 repose sur les calcaires à Rudistes. On y reconnaît, à la base, les calcaires micritiques en plaquettes et à nodules de silex correspondant à l'ensemble T4a (2 m). Ils sont surmontés par plusieurs bancs métriques à surfaces ferrugineuses et riches en *Astarte seguenzae* appartenant à l'ensemble T4b (9 m).

> L'unité T4 correspond à une séquence décamétrique de comblement. la limite de cette unité est fixée au niveau de la dernière surface ferrugineuse de l'ensemble T4b, assimilée à la discontinuité D8.

2. 3. 2. 4. - coupe de Douar Tadnest (fig. 66, 67)

La série est épaisse d'environ 54 m. Elle se dépose au dessus des derniers bancs calcaires de la formation des Marnes d'Aït lamine. On reconnaît les 4 unités lithostratigraphiques de la formation.

Dans leur ensemble, celles-ci témoignent en faveur de conditions de sédimentation plus confinées que dans les coupes précédemment décrites.

2. 3. 2. 4. 1. - Unité T1

L'unité T1 est épaisse de 23 m ; on y reconnaît les deux ensembles classiques de cette unité, T1a et T1b.



* ensemble T1a (12 m) ; il est constitué d'une multitude de bancs pluricentimétriques de calcaires micritiques à silex noduleux et stratiformes.

Ces calcaires, mudstone à wackestone, renferment *Praeglobotruncana* praehelvetica, Heterohelix reussi, Gabonita sp., des Globigérinacées indéterminables, des Calcisphères, de rares spicules de Spongiaires, des valves d'Ostracodes, des fragments d'Echinodermes et de Lamellibranches.

* ensemble T1b (11 m); il débute, sur 2,5 m, par un banc de calcaires bioclastiques bioturbés à nombreux nodules de silex, renfermant des Echinodermes cités par EL KAMALI (1987) : Nucleolites angustior, Cidaris sp., et des Lamellibranches; il se poursuit par une épaisse barre massive (8,5 m) de calcaires bioclastiques à surface ferrugineuse tapissée de lamellibranches : Plicatula sp., Astarte seguenzae ...

De bas en haut, les calcaires wackestones à rares Filaments et spicules de Spongiaires font place à des calcaires packstones à grainstones. La biophase est composée de Textulariidés, Agglutinés, Algues calcaires : *Permocalculus* sp., Bryozoaires, Serpules, valves d'Ostracodes, débris d'Echinodermes, de Lamellibranches et de Gastéropodes.

> L'unité interprétée **T1** est comme une séquence pluridécamétrique de comblement. Elle s'achève par bioclastiques une barre massive de calcaires à surface ferrugineuse riche en Lamellibranches. équivalente vraisemblablement à la discontinuité D5.

2. 3. 2. 4. 2. - Unité T2

Au dessus de la discontinuité régionale D5, se développe l'unité T2, réduite à 5,5 m d'épaisseur. Elle est constituée, à la base, sur 2,5 m, de calcaires micritiques en plaquettes et à lentilles de silex assimilables à l'ensemble T2b ; au sommet, d'un banc massif, de 3 m, de calcaires bioclastiques également à silex et à grains de quartz, mis en parallèle avec l'ensemble T2c.

Le microfaciès, analysé uniquement à la base de l'unité, montre un calcaire wackestone à packstone à microstructures laminées. la biophase est composée de : Globigérinacées, *Heterohelix reussi*, Agglutinés, quelques spicules de Spongiaires et Filaments, fragments de Lamellibranches et d'Echinodermes.

Cette unité est couronnée par une surface ferrugineuse riche en Astarte seguenzae et où apparaissent aussi quelques sections de Nautiles (EL KAMALI, 1987).

> L'unité assimilable T2 est à une séquence comblement. plurimétrique de la surface ferrugineuse sommitale à Astarte seguenzae et Nautiles pourraît correspondre à la discontinuité régionale D6.

2. 3. 2. 4. 3. - Unité T3

Cette troisième unité affleure sur environ 10,5 m d'épaisseur. Elle est constituée par 4 m de calcaires micritiques en plaquettes et à nodules de silex qui



(*) Marnes d'Ait Lamine

Les échantillons numérotes sans préfixe "Td" m'ont été confiés par EL KAMALI

fig. 67 : lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle des unités de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans la coupe de Douar Tadnest.

correspondent à l'ensemble T3a ; l'ensemble T3b, épais de 6,5 m, comprend deux barres de calcaires dolomitiques et bioclastiques.

Le microfaciès montre de bas en haut l'évolution d'un calcaire wackestone à Globigérinacées, Filaments, rares spicules de Spongiaires et valves d'Ostracodes, à un calcaire packstone puis grainstone légèrement gréseux à débris de Lamellibranches d'Echinodermes et de Gastéropodes.

Cette unité est couronnée par une surface ferrugineuse à nombreuses Astarte seguenzae.

L'unité T3 présente une évolution en comblement. La discontinuité régionale D7 est matérialisée par la surface sommitale ferrugineuse à Astarte seguenzae.

2. 3. 2. 4. 4. - Unité T4

Elle se développe au dessus de la discontinuité D7 ; l'unité T4 montre, sur une épaisseur de 15 m, une série de bancs métriques à plurimétriques de calcaires dolomitiques ponctuellement gréseux et bioturbés.

Le microfaciès, analysé au niveau d'un seul échantillon (62, fig. 67), est celui d'une dolosparite bioturbée à grains de quartz.

L'unité T4 est assimilée à une nouvelle séquence pluridécamétrique de comblement. la discontinuité sommitale D8 (peu nette sur le terrain) se situerait vraisemblablement entre le dernier banc de la formation, légèrement à surface ferrugineuse, et les dolomies marneuses jaunes sénoniennes de la formation sus-jacente d'Anou n'Feg.

2. 3. 2. 5. - Coupe d'Imi-N-Tanout (fig. 68, 69)

La formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir se présente sous la forme d'une grande falaise d'environ 59 m d'épaisseur. Son étude est néanmoins facilitée, sur la rive droite de l'Oued Imi-N-Tanout, par le tracé de la piste qui mène au village du même nom. On y retrouve une organisation en 4 séquences de comblement pluridécamétriques à décamétriques correspondant aux unités habituelles de cette formation. Les conditions de sédimentation deviennent plus confinées.

2. 3. 2. 5. 1. - Unité T1

Elle est épaisse d'environ 23,5 m, et montre les deux ensembles habituels de cette unité.

* ensemble T1a (10,5 m) ; il est composé de calcaires micritiques fins en plaquettes à rares nodules de silex.

Leur microfaciès évolue depuis une micrite fossilifère (calcaire mudstone) à Praeglobotruncana praehelvetica, Globigérinacées, Microfilaments, rares spicules de Spongiaires, valves d'Ostracodes, fragments d'Echinodermes et de



Lamellibranches, jusqu'à une dolomicrosparite à rhomboèdres de dolomies zonés formant une mozaïque homogène (cristallin rock).

* ensemble T1b (13 m) ; une seule grande barre massive de calcaires dolomitiques à traces de lamellibranches compose cet ensemble.

Conclusion : les dépôts de l'ensemble T1a traduisent la phase maximale d'inondation de la plate-forme ; ils se sont déposés vraisemblablement dans un environnement infralittoral ouvert.

L'ensemble T1b atteste, tant par son caractère lithologique que biologique, de l'installation d'environnements restreints infralittoraux à médiolittoraux.

> L'unité **T1** correspond à une séquence pluridécamétrique de comblement. La discontinuité sommitale D5 est fixée au sommet des calcaires dolomitiques, d'autant plus les calcaires que micritiques qui les surmontent sont de milieu plus ouvert.

2. 3. 2. 5. 2. - Unité T2

Au dessus de la discontinuité régionale D5 qui limite à son toit l'unité T1, se développe, sur une épaisseur de 11 m, l'unité T2. On y reconnaît à la base un ensemble de 2 m de calcaires micritiques fins en bancs pluridécimétriques, mis en corrélation avec l'ensemble T2b. La partie sommitale de cette unité (ensemble T2c) a un aspect massif ; elle est constituée, sur 9 m, de bancs plurimétriques de calcaires dolomitiques à traces de Lamellibranches. La surface du dernier banc est ferrugineuse.

De bas en haut, le microfaciès évolue depuis un calcaire wackestone à rares Microfilaments et spicules de Spongiaires, Globigérinacées, *Gabonita* sp., Agglutinés, valves d'Ostracodes et fragments de Lamellibranches, jusqu'à un grainstone fortement dolomitisé (cristallin rock) à fantômes de Lamellibranches.

Conclusion : l'ensemble T2b confirme, au dessus de la discontinuité D5, le retour des conditions marines dans un environnement infralittoral.

L'ensemble T2c marque le retour à un milieu marin plus restreint vraisemblablement médiolittoral.

L'unité T2 est couronnée par une surface ferrugineuse sommitale qui occupe vraisemblablement la place de la discontinuité régionale D6.

2. 3. 2. 5. 3. - Unité T3

Cette unité est représentée uniquement par son ensemble supérieur T3b ; épaisse de 11 m, elle est composée de calcaires dolomitiques et bioclastiques à Lamellibranches, Echinodermes et Gastéropodes. Des structures stylolithiques sont observables à son sommet.

Le microfaciès totalement dolomitique est qualifié de packstone à grainstone à grains de quartz.

Conclusion : L'unité T3 s'est déposée dans un environnement restreint vraisemblablement médiolittoral.

| Epaisseur (m) | Ages | Formations | Unitės | Ensembles | Echantillons (I) | Lithologie | Structures et figures sédimentaires | Bioclastes | Astarte seguenzae | Praeglobotruncana praehelvetica Globigérinacées Gabonita sp. | Agglutinės | valves d'Ostracodes | Organisation sequentielle marin + - | Environnements |
|---------------|-------|------------|--------|-----------|---------------------|------------|--|-------------|-------------------|--|------------|---------------------|--|----------------|
| | SEN. | | | | 185 | | | AU | | | •••• | | D8 | |
| 320 | | | | ą | 184 | | | Y | | | | • | | al |
| | | - | T. | T4 | | | 2 | 2 | | | | | (| ittor |
| 310 | | gad | - | "m" | 183 | 行行 | in . | * | | | • | | DT | édio |
| 300 | | 1 d'A | T3 | T3b | 182 | | \square | - 74 | | | | | | .es |
| | I E N | asbal | - | | 180 | *** | 10 | x | | | | | D6 ?~~ | 1 |
| 290 | N O | la Ca | T2 | T2c | 179 — | | \square | - | | | • • • | • • • | | trein |
| | T U R | de | _ | р. | 178~ 177 176~ | 222 | S. | | | : • • | ÷ | • | D5 | i res |
| 280 | | aires | | TIb | | | | <pre></pre> | | | | - | | ert |
| 3 | | Calci | II | | 175- | | | , , | | | | | | I ouv |
| 270 | | 22 | | 1a | 173 | | ; | ÷ | | • | | | | LLOLS |
| | 20 | | | T | 169 | | | * | | | | | | ſŗali |
| 260 | CEN. | Ξ | C4 | C4 | | | | * | | | | | | in |

(*) Marnes d'Ait Lamine

fig. 69 : lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle des unités de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans la coupe d'Imi-N-Tanout.

La limite de cette unité est fixée sur la surface qui indique la disparition de ces calcaires dolomitiques et l'apparition des calcaires micritiques à nodules de "silex" de l'unité sus-jacente.

2. 3. 2. 5. 4. - Unité T4

Elle correspond à la dernière unité de la formation. L'unité T4 est représentée sur 1,5 m par son ensemble T4a, constitué de calcaires micritiques en plaquettes à nodules de "silex" ; l'ensemble T4b, épais de 12 m, présente des calcaires dolomitiques à nodules silicifiés à sa base, et par endroits des figures de base de bancs.

Ces calcaires dolomitiques correspondent à des oodolosparites (grainstone) à pelletoïdes. L'assemblage faunistique reconnu se compose de Lamellibranches et de Gastéropodes. Un banc de 0,5 m, à surface très bioturbée, et renfermant Astarte seguenzae, termine cette unité.

Conclusion : L'unité T4 révèle, à sa base, des influences marines infralittorales de courte durée ; par la suite ce sont les environnements médiolittoraux qui dominent.

L'unité T4 est limitée à son toit par une surface ferrugineuse, bioturbée, à Astarte seguenzae véritable fond durci ; formant un cette surface paraît devoir être assimilée à la dernière discontinuité régionale D8.

2. 3. 2. 6. - Coupe d'Amezmiz (fig. 70, 71)

Sur la rive droite de l'Oued Amezmiz, la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir est épaisse d'environ 39 m. Elle se développe au dessus des argiles rouges à gypse, marnes et calcaires dolomitiques (DAOUDI, 1991) de la formation des "Marnes d'Aït Lamine".

La formation de la casbah d'Agadir révèle à sa base (ensemble T1a) des influences marines infralittorales fugaces ; par la suite, ce sont essentiellement des dépôts dolomitiques qui dominent, témoignages de la pérennité des environnements infralittoraux restreints à supralittoraux. Bien qu'apparaissant sous des faciès margino-littoraux, les unités T1 à T4 sont encore différenciées.

2. 3. 2. 6. 1. - Unité T1

Au dessus des derniers niveaux de marnes vertes et de calcaires dolomitiques bioturbés de la formation des "Marnes d'Aït Lamine", se développent, aux lacunes d'observations près et sur 2,5 m, une multitude de bancs pluricentimétriques de calcaires et calcaires dolomitiques assimilables à l'ensemble T1a de cette unité.

L'ensemble T1b (5 m) est représenté par une suite de bancs calcaréodolomitiques à fantômes de Lamellibranches. Le dernier banc, en surplomb, est bioclastique, à Lamellibranches et Gastéropodes, et s'achève par une surface discrètement ferrugineuse. La limite de cette unité est fixée sur la surface qui indique la disparition de ces calcaires dolomitiques et l'apparition des calcaires micritiques à nodules de "silex" de l'unité sus-jacente.

2. 3. 2. 5. 4. - Unité T4

Elle correspond à la dernière unité de la formation. L'unité T4 est représentée sur 1,5 m par son ensemble T4a, constitué de calcaires micritiques en plaquettes à nodules de "silex" ; l'ensemble T4b, épais de 12 m, présente des calcaires dolomitiques à nodules silicifiés à sa base, et par endroits des figures de base de bancs.

Ces calcaires dolomitiques correspondent à des oodolosparites (grainstone) à pelletoïdes. L'assemblage faunistique reconnu se compose de Lamellibranches et de Gastéropodes. Un banc de 0,5 m, à surface très bioturbée, et renfermant Astarte seguenzae, termine cette unité.

Conclusion : L'unité T4 révèle, à sa base, des influences marines infralittorales de courte durée ; par la suite ce sont les environnements médiolittoraux qui dominent.

L'unité T4 est limitée à son toit par une surface ferrugineuse, bioturbée, à Astarte seguenzae véritable fond durci ; formant un cette surface paraît devoir être assimilée à la dernière discontinuité régionale D8.

2. 3. 2. 6. - Coupe d'Amezmiz (fig. 70, 71)

Sur la rive droite de l'Oued Amezmiz, la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir est épaisse d'environ 39 m. Elle se développe au dessus des argiles rouges à gypse, marnes et calcaires dolomitiques (DAOUDI, 1991) de la formation des "Marnes d'Aït Lamine".

La formation de la casbah d'Agadir révèle à sa base (ensemble T1a) des influences marines infralittorales fugaces ; par la suite, ce sont essentiellement des dépôts dolomitiques qui dominent, témoignages de la pérennité des environnements infralittoraux restreints à supralittoraux. Bien qu'apparaissant sous des faciès margino-littoraux, les unités T1 à T4 sont encore différenciées.

2. 3. 2. 6. 1. - Unité T1

Au dessus des derniers niveaux de marnes vertes et de calcaires dolomitiques bioturbés de la formation des "Marnes d'Aït Lamine", se développent, aux lacunes d'observations près et sur 2,5 m, une multitude de bancs pluricentimétriques de calcaires et calcaires dolomitiques assimilables à l'ensemble T1a de cette unité.

L'ensemble T1b (5 m) est représenté par une suite de bancs calcaréodolomitiques à fantômes de Lamellibranches. Le dernier banc, en surplomb, est bioclastique, à Lamellibranches et Gastéropodes, et s'achève par une surface discrètement ferrugineuse.



L'unité T1 est assimilable à une séquence plurimétrique de comblement. La discontinuité régionale D5 se situerait probablement au niveau du dernier banc bioclastique à surface ferrugineuse.

2. 3. 2. 6. 2. - Unité T2

Epaisse d'environ 15,5 m, l'unité T2 paraît constituée uniquement d'un seul ensemble désigné T2bc. Cet ensemble montre, à sa base, des calcaires dolomitiques fins à concrétions centimétriques de nodules ferrugineux, à sa partie médiane, des calcaires dolomitiques à traces de Lamellibranches recristallisés, à sa partie supérieure, une grande barre dolomitique correspondant à une brèche de dissolution.

> L'unité T2 paraît correspondre à une séquence pluridécamétrique de comblement. la discontinuité régionale D6 est fixée au toit de la brèche de dissolution.

2. 3. 2. 6. 3. - Unité T3

Cette troisième unité affleure sur environ 7 m d'épaisseur. On ne reconnaît là encore que l'ensemble supérieur T3b. Il débute, sur 1 m, par des calcaires dolomitiques bioclastiques à nombreux Lamellibranches, et se poursuit par des bancs métriques à plurimétriques de dolomies grossières à stratifications planes parallèles à grande échelle présentant par endroits des restes de Lamellibranches.

Un banc de 20 cm de dolomies très gréseuses à nodules ferrugineux (Fer et Manganèse) termine cette unité.

L'unité T3 correspond à une séquence plurimétrique de comblement. Elle est limitée à son toit par un niveau dolomitique et gréseux qui pourrait occuper la place de la discontinuité D7.

2. 3. 2. 6. 4. - Unité T4

L'unité T4 se développe au dessus de la discontinuité D3. Elle est épaisse de 9 m. On y retrouve la répétition du motif calcaires dolomitiques et dolomies à rares Lamellibranches, mis en corrélation avec l'ensemble T4b. Les derniers bancs présentent des stratifications planes parallèles.

> L'unité T4 est interprétée comme une séquence plurimétrique de comblement. La discontinuité sommitale D8 est fixée au contact entre les derniers bancs dolomitiques de cette formation et les marnes blanches de la formation sus-jacente d'Anou n'Feg.



Calcaires de la casbah d'Agadir dans la coupe d'Amezmiz.

2. 3. 2. 7. - Coupe d'Asni (fig. 72)

Elle est située au Sud de Marrakech, à 32 km environ à l'Est de la coupe d'Amezmiz. La formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir se développe au dessus des derniers mètres de calcaires dolomitiques bioturbés à Lamellibranches, à litages plans parallèles et à structures silicifiés (?) ; ces faciès mudstone à wackestone, dolomitisés, correspondent en partie à l'unité C4 de la formation des "Marnes d'Aït Lamine".

La formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir a été analysée dans sa partie inférieure et médiane qui affleure sur une trentaine de mètres d'épaisseur environ. L'accès aux termes supérieurs s'est révélé impossible.

Un découpage sédimentologique en deux unités lithostratigraphiques mises en parallèle avec les unités T1 et T2 est proposé. l'environnement et l'évolution sédimentaire d'ensemble est semblable à ceux reconnus dans la coupe précédente d'Amezmiz.

2. 3. 2. 7. 1. - Unité T1

L'unité T1 est épaisse de 11,5 m ; on y distingue les deux ensembles T1a et T1b.

* ensemble T1a (3,5 m) ; il est constituée de calcaires micritiques blancs bioclastiques à fragments de Lamellibranches, d'Echinodermes et de Gastéropodes. Ces biomicrites (calcaire wackestone) renferment une biophase assez abondante composée de Lunatriella ? sp. [dét. M. CARON], Praeglobotruncana praehelvetica, Gabonita sp., Witheinellidés, Rotalia mesogeensis TRONCHETTI, 1981, Textulariidés Agglutinés et valves d'Ostracodes.

L'ensemble T1a s'achève sous une surface très bioturbée.

* ensemble T1b (8 m) ; il est représenté essentiellement par des calcaires dolomitiques à restes de Lamellibranches.

Analysé au niveau d'un seul échantillon (C15-20), le microfaciès montre une biodolomicrite (packstone) à Polypiers, plaques d'Echinodermes et rares Agglutinés.

L'ensemble T1b est couronné par un banc (2 m) de dolomies rosâtres à Lamellibranches, dont la surface est très bioturbée.

L'unité T1 correspond à une séquence décamétrique de comblement. La discontinuité régionale D5 est matérialisée par une surface très bioturbée.

2. 3. 2. 7. 2. - Unité T2

Elle se développe au dessus de la discontinuité D5. L'unité T2 est épaisse de 18 m environ. Les deux faciès, reconnus dans l'unité T1 sous-jacente, sont à nouveau superposés, avec des épaisseurs variables. En effet, cette unité débute par 2 m de calcaires micritiques et bioclastiques (Lamellibranches) à surface bioturbée, assimilables à l'ensemble T2b.

L'ensemble T2c (16 m), débute par des calcaires bioclastiques bioturbés, riches en Lamellibranches, et se poursuit par une multitude de bancs métriques à plurimétriques de calcaires dolomitiques ou dolomies peu fossilifères à traces de Lamellibranches. Un banc de 0,5 m, bréchifié, termine cette unité.

En lames minces, les microfaciès sont représentés par des biomicrosparites à pellets. La biophase est composée de *Gabonita* sp., Witheinellidés, Agglutinés, fragments de Lamellibranches et d'Echinodermes. Quelques Filaments et spicules de Spongiaires sont présents à la base, des Algues calcaires et des valves d'Ostracodes, à la partie médiane.

L'unité T 2 correspond à une évolution en comblement. Elle est limitée à son toit par un niveau bréchique (brèche de dissolution) de 0,5 m qui pourrait correspondre à l'échelle régionale à la discontinuité D6.



(*) Marnes d'Ait Lamine

fig. 72 : lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de la barre dite "cénomano-turonienne" dans la coupe d'Asni.

3. 3. - Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires, conséquences paléogéographiques

L'étude de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir a permis de mettre en évidence, 4 unités lithostratigraphiques : T1 à T4.

Ces unités sont séparées les unes des autres par des discontinuités d'ordre au moins régional.

Nous allons proposer, à l'échelle du bassin, les corrélations lithostratigraphiques entre les différentes coupes et nous allons suivre le sens des évolutions sédimentaires, afin de déboucher sur un schéma paléogéographique pour chacune des unités.

2. 3. 3. 1. - Unité T1

* <u>Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires</u> : interprétations (fig. 73, tab. 9)

L'unité T1 se compose de deux ensembles T1a et T1b.

• l'ensemble inférieur a est représenté, depuis la côte Atlantique à l'Ouest jusqu'à la région d'Imi-N-Tanout à l'Est, par des faciès de calcaires blancs micritiques en plaquettes et à silex stratiformes et/ou noduleux. Plus à l'Est encore, dans les coupes d'Amezmiz et d'Asni, des niveaux dolomitiques apparaissent au sein de ces calcaires blancs micritiques et le faciès siliceux disparaît.

Les caractères de l'ensemble a témoignent en faveur d'une sédimentation fine essentiellement carbonatée. Un régime marin plus franc est marqué par l'augmentation de la fréquence des organismes planctoniques. Ceux-ci sont caractéristiques d'eaux infralittorales ouvertes, voire circalittorales (?).

Ce type d'évolution est le résultat d'un accroissement de la tranche d'eau par montée eustatique ou d'un approfondissement par subsidence.

L'ensemble a représente la phase transgressive de l'unité T1.

 l'ensemble b est représenté dans tout le bassin par des faciès de calcaires massifs bioclastiques, parfois dolomitiques, associés à l'Ouest d'Imi-N-Tanout à de rares nodules de silex.

Malgré la répartition continue et uniforme de cet ensemble, on constate le maintien des conditions les plus marines à l'Ouest et les moins marines à l'Est.

Les ensembles de l'unité T1 sont organisés en une séquence pluridécamétrique qui rend compte de l'évolution ouverture-comblement. Cette unité présente son épaisseur maximale à Douar Tama (31 m). Cette épaisseur décroît progressivement tant vers l'Est et le Nord-Est que vers le Nord-Ouest. A Amezmiz, à l'Est, elle atteint son épaisseur minimale (7,5 m), sous des faciès de plate-forme littorale ; A Aghannbou, au Nord-Ouest, l'épaisseur est réduite à 14 m, avec des faciès de plate-forme ouverte.

On constate donc que c'est à l'Est de la zone du diapir de l'Oued Tidsi que l'épaisseur de l'unité T1 est maximale. Nous pensons que cette structure a joué un rôle dans la création de l'espace disponible pour la sédimentation.

Cette unité s'achève sous la discontinuité sommitale D5.





* Essai de reconstitution paléogéographique (fig. 74)

De l'Ouest vers l'Est, les dépôts de l'unité T1 indiquent l'existence d'une sédimentation carbonatée sur une plate-forme non zonée de type rampe, sur laquelle les faciès les plus confinés apparaissent à l'Est.

2. 3. 3. 2. - Unité T2

* <u>Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires</u> : <u>interprétations</u> (fig. 75, tab. 9)

Superposée à la discontinuité D5, l'unité T2 est constituée de 3 ensembles T2a à T2c.

• l'ensemble a n'est identifié qu'à la base des coupes de Dar Caïd Neknaffi et de Jbel Talbourine, en raison d'une organisation en séquence plurimétrique de comblement, enchaînant des calcaires micritiques et des calcaires massifs bioclastiques à Lamellibranches. Dans la coupe de Douar Tama, cet ensemble pourrait être représenté à la base de l'unité sous une lithologie de calcaires bioclastiques (fig. 63).

Ces faciès peu profonds sont les témoins de la persistance d'environnements infralittoraux restreints comparables à ceux mis en place au cours de l'évolution précédente (ensemble T1b).

La création de l'espace disponible pour le dépôt de cet ensemble paraît liée à un mouvement positif du diapir de l'Oued Tidsi, à l'origine d'une subsidence de l'aire Neknaffi-Tama-Talbourine.

• l'ensemble b a été individualisé dans toutes les coupes, à l'exception de celle d'Amezmiz où il est associé à l'ensemble supérieur c (T2bc). Il est composé, à l'Ouest d'une ligne Tadnest - Imi-N-Tanout, de calcaires micritiques très fossilifères, en plaquettes et à silex stratiformes et noduleux ; à l'Est de cette ligne, par des calcaires fins micritiques ou dolomitiques rarement bioclastiques.

L'ensemble b s'est déposé dans un environnement infralittoral ouvert en liaison avec un épaississement relatif et continu de la tranche d'eau (montée des eaux-subsidence).

• l'ensemble c se moule sur les mêmes limites que celles de l'ensemble précédent ; il est représenté, à l'Ouest de la ligne Tadnest - Imi-N-Tanout, par des barres massives essentiellement de calcaires bioclastiques, rarement dolomitiques, à rares grains de quartz et nodules de silex. A l'Est, ne subsistent que les calcaires dolomitiques rarement bioclastiques ; à Amezmiz, comme à Asni, ces faciès sont associés à leur sommet à une brèche de dissolution.

L'ensemble c est la traduction d'une phase régressive qui enregistre le déplacement vers l'Ouest d'environnements médiolittoraux puis supralittoraux, déjà bien établis à l'Est.

Dans son intégralité, l'unité T2 présente une importante variation latérale de puissance. Sous faciès carbonatés dominants, l'épaisseur maximale est enregistrée dans la coupe du J. Talbourine (29 m) ; cette épaisseur diminue progressivement vers l'Ouest et le Nord-Ouest où elle atteint son minimum à J. Aghannbou (12 m), alors qu'elle ne représente plus que quelques mètres (5,5 m) au Nord-Est





(D. Tadnest). Au contraire, sous faciès dolomitiques dominants, on note une augmentation d'épaisseur d'Ouest (Imi-N-Tanout : 11 m) en Est (Asni : 18 m).

L'unité T2 est couronnée par la discontinuité régionale D6.

* Essai de reconstitution paléogéographique (fig. 76)

Trois grandes aires de sédimentation semblent au moins pouvoir être distinguées, de l'Est vers l'Ouest :

- une aire littorale (Amezmiz, Asni), où se situent les dépôts les plus confinés ;

- une aire proximale (Imi-N-Tanout, Tadnest, Aghannbou), plus carbonatée et relativement plus marine ;

- une aire distale (Talbourine, Tama, Neknaffi), franchement marine. L'épaississement de la série, en liaison avec une subsidence élevée, et le caractère marin de cette aire de sédimentation située à l'Est du diapir de l'oued Tidsi, vont de pair avec un jeu probable de ce dernier.

2. 3. 3. 3. - Unité T3 :

* <u>Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires</u> : <u>interprétations</u> (fig. 77, tab. 9)

L'unité T3 se développe au dessus de la discontinuité régionale D6 qui limite à son toit l'unité T2. Elle se compose de deux ensembles a et b.

• l'ensemble a a été individualisé depuis J. Aghannbou à l'Ouest jusqu'à D. Tadnest à l'Est. Il est composé de calcaires micritiques, souvent en plaquettes et renfermant de nombreux nodules silicifiés. Plus à l'Est, à Imi-N-Tanout comme à Amezmiz, cet ensemble semble faire totalement défaut.

L'affirmation d'une sédimentation carbonatée marine, homogène et continue à l'échelle des points d'observations témoigne d'un nouvel épaississement de la tranche d'eau.

• l'ensemble b est représenté par des barres massives de calcaires bioclastiques et/ou dolomitiques, à quelques grains de quartz et rares nodules de silex, qui, à l'Est (Amezmiz), se complètent par des niveaux de dolomies plus ou moins gréseuses.

L'organisation générale est régressive évoluant d'environnements infralittoraux s. l. à des environnements médiolittoraux puis supralittoraux. La tranche d'eau qui accompagne ces dépôts est toujours très faible. L'espace disponible que la sédimentation parvient à compenser, est l'expression d'une subsidence continue et/ou de variations modérées du niveau marin.

L'unité T3 présente une épaisseur maximale à D. Tama (16,5 m). Cette épaisseur décroît progressivement tant vers le Nord-Ouest (Neknaffi, Aghannbou), où les influences marines sont dominantes, que vers l'Est (Tadnest, Imi-N-Tanout, Amezmiz) où les influences littorales sont les plus marquées.

L'unité T3 est coiffée par la discontinuité régionale D7.

* Essai de reconstitution paléogéographique (fig. 78)

La figure 78, illustre la répartition géographique des faciès de l'unité T3. La zonation qui s'en dégage se calque toujours sur les zones isopiques des ensembles

(D. Tadnest). Au contraire, sous faciès dolomitiques dominants, on note une augmentation d'épaisseur d'Ouest (Imi-N-Tanout : 11 m) en Est (Asni : 18 m).

L'unité T2 est couronnée par la discontinuité régionale D6.

* Essai de reconstitution paléogéographique (fig. 76)

Trois grandes aires de sédimentation semblent au moins pouvoir être distinguées, de l'Est vers l'Ouest :

- une aire littorale (Amezmiz, Asni), où se situent les dépôts les plus confinés ;

- une aire proximale (Imi-N-Tanout, Tadnest, Aghannbou), plus carbonatée et relativement plus marine ;

- une aire distale (Talbourine, Tama, Neknaffi), franchement marine. L'épaississement de la série, en liaison avec une subsidence élevée, et le caractère marin de cette aire de sédimentation située à l'Est du diapir de l'oued Tidsi, vont de pair avec un jeu probable de ce dernier.

2. 3. 3. 3. - Unité T3 :

* <u>Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires</u> : <u>interprétations</u> (fig. 77, tab. 9)

L'unité T3 se développe au dessus de la discontinuité régionale D6 qui limite à son toit l'unité T2. Elle se compose de deux ensembles a et b.

• l'ensemble a a été individualisé depuis J. Aghannbou à l'Ouest jusqu'à D. Tadnest à l'Est. Il est composé de calcaires micritiques, souvent en plaquettes et renfermant de nombreux nodules silicifiés. Plus à l'Est, à Imi-N-Tanout comme à Amezmiz, cet ensemble semble faire totalement défaut.

L'affirmation d'une sédimentation carbonatée marine, homogène et continue à l'échelle des points d'observations témoigne d'un nouvel épaississement de la tranche d'eau.

 l'ensemble b est représenté par des barres massives de calcaires bioclastiques et/ou dolomitiques, à quelques grains de quartz et rares nodules de silex, qui, à l'Est (Amezmiz), se complètent par des niveaux de dolomies plus ou moins gréseuses.

L'organisation générale est régressive évoluant d'environnements infralittoraux s. l. à des environnements médiolittoraux puis supralittoraux. La tranche d'eau qui accompagne ces dépôts est toujours très faible. L'espace disponible que la sédimentation parvient à compenser, est l'expression d'une subsidence continue et/ou de variations modérées du niveau marin.

L'unité T3 présente une épaisseur maximale à D. Tama (16,5 m). Cette épaisseur décroît progressivement tant vers le Nord-Ouest (Neknaffi, Aghannbou), où les influences marines sont dominantes, que vers l'Est (Tadnest, Imi-N-Tanout, Amezmiz) où les influences littorales sont les plus marquées.

L'unité T3 est coiffée par la discontinuité régionale D7.

* Essai de reconstitution paléogéographique (fig. 78)

La figure 78, illustre la répartition géographique des faciès de l'unité T3. La zonation qui s'en dégage se calque toujours sur les zones isopiques des ensembles





précédents. Elle résulte, après une phase d'incursion de l'océan Atlantique, d'une stagnation puis de l'avancée des faciès confinés calcaréo-dolomitiques limités auparavant à l'Est du bassin (depuis Imi-N-Tanout jusqu'à Amezmiz). Ces derniers atteignent en fin de cycle l'aire Tama-Talbourine.

2. 3. 3. 4. - Unité T4

* <u>Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires</u> : <u>interprétations</u> (fig. 79, tab. 9)

Superposée à la discontinuité D7, l'unité T4 est constituée de deux ensembles T4a et T4b.

• l'ensemble inférieur a est constitué de calcaires micritiques feuilletés, ou non feuilletés, renfermant des nodules de silex. Il est bien différencié dans la coupe de Dar Caïd Neknaffi en raison d'une organisation en séquence plurimétrique apparemment d'ouverture. Dans les coupes de D. Tadnest et d'Amezmiz, il ne semble pas être présent.

Après la phase régressive de la fin de l'unité T3, une nouvelle transgression de très courte durée est responsable des dépôts infralittoraux de cet ensemble. Son origine est à rechercher dans le jeu combiné d'une élévation modérée du niveau marin liée à une subsidence.

 l'ensemble supérieur b est représenté, dans tout le bassin, par des faciès de calcaires bioclastiques et dolomitiques à quelques grains de quartz et rares nodules silicifiés. Dans le secteur Tadnest - Imi-N-Tanout - Amezmiz, le faciès dolomitique est dominant.

L'ensemble b est la traduction de la phase régressive ultime de cette unité.

Dans son ensemble, l'épaisseur maximale de cette unité est enregistrée dans la coupe de Dar caïd Neknaffi (22 m). Cette épaisseur décroît brutalement vers le Nord-Ouest (J. Aghannbou) où elle atteint 11 m environ, et d'une manière progressive vers l'Est. Dans l'aire Tama-Talbourine, au centre du bassin, l'unité T4 est représentée par une dizaine de mètres de série.

La création de l'espace disponible pour le dépôt de l'unité pourrait être liée à une subsidence localisée dans l'aire Neknaffi. Un nouveau jeu du diapir de l'Oued Tidsi est sans doute responsable des variations d'épaisseurs observées entre les deux flancs de cette structure.

L'unité T4 s'achève sous la discontinuité sommitale D8.

* Essai de reconstitution paléogéographique (fig. 80) :

L'unité T4, qui termine la série turonienne, présente les plus grandes extensions de faciès confinés. En effet, les faciès dolomitiques, parfois terrigènes, de plate-forme proximale à littorale atteignent des domaines précédemment épargnés par ce type de sédimentation. C'est dans l'aire de Neknaffi que se situe la sédimentation la plus marine. Ces faits plaident, eux aussi, en faveur d'un jeu probable du diapir de Tidsi.



mint





2. 3. 3. 5. - Conclusions (fig. 81) :

L'étude de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir, dans le bassin d'Essaouira, débouche sur un schéma d'évolution séquentielle et sur un schéma de reconstitution paléogéographique.

- Evolution séquentielle

La comparaison des enchaînements verticaux des faciès a permis de découper la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir en 4 unités (tab. 9).

Ces unités s'organisent en séquences cycliques ou de comblement engendrées par le jeu relatif des oscillations eustatiques, combinées à la subsidence du substrat. Ce type d'évolution se prête à une comparaison avec les séquences de dépôt au sens de VAIL et *al.* (1987) (cf. chap. III).

Les corrélations entre les différentes unités ou leurs ensembles ont révélé des variations notables d'épaisseur, particulièrement au voisinage du diapir de Tidsi où la subsidence est élevée, ce qui laisse supposer une liaison entre l'activité de ce dernier et l'importance de l'espace disponible acquis pour la sédimentation.

- implications paléogéographiques

Les dépôts des unités T1 à T4 traduisent un retrait continu de la mer vers l'Ouest, donc, évolution générale regressive, à l'échelle de la formation. Ce recul est accompagné du déplacement progressif des zones isopiques dans le même sens. la répartition des faciès est localement influencée par les mouvements diapiriques déjà évoqués.

| | | E rte d'AMEZMIZ | liques jaunâtres g y p s e | ques 7 | 1111 | tures 7 | 1111. | che de dissolution e calcaires dolomi- al bioclastiques. | tires calcarres iniques micritiques et ns bioclastiques | | lomitiques et liques | ures, dolomitiques aon, bioclastiques, n petits lits | ioclastiques ment fossiliferes | bles non reconnus s des unités et des s sont pas respectées | | | |
|--------------|---------------------|-----------------------|-------------------------------|--|--|--|--|--|---|--------------------------------|-------------------------------------|--|-----------------------------------|---|---------------|---|--|
| | TERES FACIOLOGIQUES | TANOUT | s et marnes dolomi I | calcaires dolom iti queiques siler dolo | calcaires dolom it queiques silex dolo cal aniquit | quelques silex dol | queiques siler dolo calguorit | queiques siler dolo cal giorit. | dolo gres itiques et bioclastic | 11111111111 | barres massives d tigues raremen | calcaires calc micritiques dolor fins fi | | calcaires do bioclas | calc: ou I | es dolomitiques et b aunes-vertes lègère | ensem les épaisseur ensembles ne |
| | | Carte d'IMI-N- | dolomies | lomitiques | WITTEN. | calc dolomi calc micri | calc. micrit. (silex) | 21 adas quarte 25 | uettes | | ues, à rares | en plaquettes | calcaire marnes ja | s d'Ais Lamine es et Marnes iques d'Anou Contacten! | | | |
| | | EL KHEM IS ESKALA | ESKALA es jaunes | | astiques et dol | clastiques trains de guariz | lastiques ains de quariz ules silicifiés | res dolomitiqu ex présent. | ifères en plaq noduleux | et calcaires llibranches | non, bioclastiq ex | es fossilifères es et noduleus | es I | (*) Marnes (&) Calcair dolomiti n Feg ((| | | |
| | CRI | Carte d'E DES M | tes dolomitiqu | calcaires biocl | aquettes à nod | e calcaires bio | iquettes à nod | tives de calcair oclastiques, sib | ques très fossi stratiforme et | s micritiques tiques à Lame | lomitiques ou nodules de sil | ancs micritiqu ilex stratuform | bioclastiques unes fossilifér | les proposés Essaouira. | | | |
| | | W Carte de TAMANAR | calcaires et marn | barres massives de qqs quartz | alc. micritiques en pli | barres massives d queiques nodules de siler | alc. micritiques en pla | barres mass et/ou bit | calcaires micrition silex | IIIII calcaire bioclas | calcaires massifs, do | calcaires bl | calcaires marnes ja | nts unités et ensemb adir dans le bassin d | | | |
| ZIWZ | | ineA | | 0 | - | 0. | 0 | ľ2c | [2b | 11 | 911 | Tla | 2 | luffère 1 d Ag Marc | | | |
| AME' | | zi m z ə m A | | T4b | 11 | T3b | 11 | | 2071 | | TIb | Tla | 2 | des d asbat | | | |
| I-N- KOUT | nou | nT-N-iml | | T4b | T4a | T3b | 11 | T2c | TZb | | TIb | Tla | C. | ation e la C Occid | | | |
| IM TAN | 15 | D. Tadnes | | T4b | 11 | T3b | T3a | T2c | T2b | 111 | TIb | Tla | 2 | apitul res d | | | |
| HEMIS | oui. | J. Talbour | | T4b | T 4a | T3b | T3a | T2c | T2b | T2a | TIb | Tla | 2 | l réc Calcai | | | |
| EL K MES | | emeT.G | | T4b | T 4a | T3b | I T3a | T2c | T2b | T2a | Tib | L1a | 2 | ues e des (| | | |
| ANAS | 11160 | Caid Nekı | | T4b | 142 | T3t | a T3a | T2c | T2b | T2a | TIE | | 2 | logiq ation | | | |
| EA3 | noqu | ansdaa.l | | T4t | T4 | T3b | a 13a | 120 | T2t | | Ĩ | | 2 | facio form | | | |
| 0 0 0 0 | SE | ENSEMBL | | T4t | T48 | T3b | T3a | T26 | TZb | T2a | TH | Ē | 2 | tères ar la | | | |
| 1/10 | | SATINU | a c | 2 Þ.I | 54 | 7. ET | ž | 3 | Z.I. | Ye ye | 3 | LT. | C4 | Crit | | | |
| RTE | SNO | FORMAT | (%) | Calcaires de la Casbah d'Avadir (& | | | | | | | (.) | ab. 9 | | | | | |
| CA | | AGES | NOD | - | _ | _ | | N B I | N O | חצ | T | | CEN | 1 | | | |


2. 3. 4. - Argumentations biostratigraphiques

Dans le bassin d'Essaouira, la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir apparaît comme un important repère lithologique.

Elle a livré des Foraminifères planctoniques et une macrofaune peu diversifiée. La plupart des organismes sont mentionnés pour la première fois dans cette région. Quelques Foraminifères benthiques, des Algues calcaires et des Ostracodes complètent la faune, rare dans son ensemble.

2. 3. 4. 1. - Les Foraminifères (tab. 10)

Ce groupe de micro-organismes est représenté de façon prédominante par des formes planctoniques, situées à différents niveaux de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir.

2. 3. 4. 1. 1. - Les Foraminifères planctoniques

Onze espèces de Foraminifères planctoniques ont été recensées. Parmi elles, sept espèces ont déjà été signalées au sommet de la formation d'Aït Lamine (Cénomanien sommital) et ne seront pas reprises dans l'analyse qui va suivre : Praeglobotruncana praehelvetica, Hedbergella gr. simplex, Hedbergella delrioensis, Heterohelix moremani, Whiteinella inornata, Whiteinella baltica et Gabonita levis. Leur répartition temporelle, au sein des différentes unités lithologiques, est donnée dans le tableau 10.

Les autres espèces sont présentées selon la classification de LOEBLICH & TAPPAN (1964) modifiée par les travaux postérieurs.

Famille HETEROHELICIDAE Cushman, 1927 Sous-famille HETEROHELICINAE Cushman, 1927 Heterohelix reussi (Cushman), 1938 = Heterohelix globulosa (Ehrenberg), 1840 pl. 10, fig. 11 à 14

C'est l'espèce la plus fréquemment observée dans la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir et tout particulièrement dans les unités T1 et T2. Elle est citée en de nombreux points du bassin d'Essaouira (WIEDMANN & al., 1978, 1982; BUTT, 1982; EL KAMALI, 1987 et ETTACHFINI & al., 1989).

Au Maroc, elle est citée au passage Cénomanien supérieur - Turonien inférieur dans le Haut Atlas Central (ANDREU, 1991) et dans le bassin de Tarfaya (WIEDMANN & al., 1974), dans le Turonien inférieur de la région d'Erfoud-Errachidia (FERRANDINI & al., 1985; FERRANDINI, 1988) et dans le Turonien inférieur et moyen du bassin d'Agadir (EL KAMALI, 1990).

En Espagne (FLOQUET, 1991) et en Pologne (PERYT & al., 1991), *H. reussi* est limitée au Cénomanien final - Turonien basal. En Tunisie, l'espèce couvre la totalité du Turonien (ROBASZYNSKI & al., 1990).

Heterohelix reussi a pour répartition stratigraphique l'intervalle Cénomanien sommital (zone à archaeocretacea) - base du Santonien (cf. tab. 5).

Famille GLOBOTRUNCANIDAE Brotzen, 1942 Whiteinella brittonensis (Loeblich & Tappan), 1961 pl. 12, fig. 1

Plusieurs individus de cette espèce ont été observés, pour la première fois, dans l'ensemble T2b de la coupe de Dar Caïd Neknaffi, alors que celle-ci a déjà été reconnue dans le Cénomanien supérieur du bassin d'Agadir (EL KAMALI, 1990 ; ANDREU, 1991).

Cette forme apparaît dans le Cénomanien supérieur et s'étend jusque dans le Santonien inférieur (?).

Whiteinella paradubia (Sigal), 1952 pl. 11, fig. 5

Des spécimens de ce taxon ont été reconnus dans la coupe de Dar Caïd Neknaffi au niveau de l'ensemble T2b. Il s'agit de leur première mention dans le Haut Atlas Occidental.

Au Maroc, l'espèce a été signalée à la limite Cénomanien supérieur -Turonien inférieur du domaine rifain (ANDREU, 1991).

W. paradubia a été citée en de nombreux points de la région téthysienne : depuis le Cénomanien moyen sommital jusqu'au Turonien inférieur en Pologne (PERYT & al., 1991 ; dans le Turonien moyen d'Israël (HONIGSTEIN & al., 1989) ; dans le Turonien supérieur d'Espagne (FLOQUET, 1991) ; dans le Turonien de Tunisie (ROBASZYNSKI & al., 1990).

Whiteinella paradubia possède une large extension stratigraphique, elle est connue depuis la base du Cénomanien supérieur jusqu'au Coniacien basal probable (cf. tab. 5).

Whiteinella archaeocretacea Pessagno, 1967 pl. 11, fig. 4

W. archaeocretacea a été observée dans la coupe de référence (Dar Caïd Neknaffi) au niveau de l'ensemble T2b. C'est sa première citation dans le Haut Atlas Occidental.

Au Maroc, W. archaeocretacea a été signalée dans le Cénomanien supérieur -Turonien inférieur du Haut Atlas Central et du domaine rifain (ANDREU, 1991).

C'est une espèce très répandue sur le pourtour téthysien ; elle s'étend sur l'intervalle Cénomanien supérieur (zone à archaeocretacea) - Coniacien (zone à concavata).

2. 3. 4. 1. 2. - Les Foraminifères benthiques

Les Foraminifères benthiques ne sont représentés que par une seule espèce : Rotalia mesogeensis Tronchetti, 1981 (pl. 8, fig. 10).

Initialement reconnue dans le Cénomanien de la plate-forme provençale, cette espèce, citée pour la première fois dans le Haut Atlas Occidental, n'a été observée qu'une fois, et seulement en section, à la base de l'unité T1 dans la coupe d'Asni. Elle est associée à *Praeglobotruncana praehelvetica* et *Lunatriella*? sp.

Conclusion

Dans le bassin d'Essaouira, les Foraminifères sont présents essentiellement dans les unités T1 et T2 (à l'exception de l'ensemble T2c) de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir. L'association (tab. 10) dominée par les Foraminifères planctoniques relève du Cénomanien supérieur sommital (zone à Archaeocretacea) - Turonien moyen (zone à Helvetica). Au cours de cette période, on constate la disparition de presque tous les grands Foraminifères benthiques reconnus dans la formation des Marnes d'Aït Lamine sous-jacente, au profit de formes planctoniques. Bien qu'en nombre limité, celles-ci marquent le maximum de la transgression "cénomanoturonienne", comme c'est en général le cas dans le domaine téthysien.

2. 3. 4. 2. - Les Ostracodes (tab. 10)

L'ostracofaune de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir est pauvre comparée à celle de la formation des Marnes d'Aït Lamine.

Seule l'espèce Oertliella ? tarfayaensis persiste et prolifère à la partie inférieure de la formation dans les faciès crayeux "anoxiques" des ensembles T1-T2.

Cette présence est compatible avec l'âge Cénomanien sommital - Turonien moyen (cf. tab. 7) qui lui est habituellement dévolu (ANDREU, 1991).

2. 3. 4. 3. - Les Algues calcaires (tab. 10)

La flore algaire est très rare dans les Calcaires de la Casbah d'Agadir. Quelques spécimens appartenant aux genres *Permocalculus* et *Terquemella* ont été observés dans les faciès calcaréo-dolomitiques et bioclastiques.

Les deux genres cités ne fournissent pas d'argument de datation supplémentaire.

2. 3. 4. 4. - La macrofaune (tab. 10)

La macrofaune, abondante, est essentiellement composée de Lamellibranches (dont les Rudistes) et d'Echinodermes ; quelques rares Nautiles sont parfois présents.

Les Lamellibranches (Rudistes exclus) sont représentés par deux espèces dominantes dont l'association caractérise le Turonien Nord Africain : *Ilymatogyra africana* (LAMARCK) [dét. A. DHONDT], localisée au sommet de l'ensemble T4a de la coupe de Dar Caïd Neknaffi, et *Astarte seguenzae* THOMAS & PERON, particulièrement répandue dans les faciès calcaréo-dolomitiques et bioclastiques de la formation.

La récolte de Rudistes, attribués au genre *Eoradiolites* gr. *lyratus-zizensis* (pl. 22, fig. 1) [dét. M. BILOTTE], au toit de l'unité T3 de la coupe de J. Talbourine est une découverte paléontologique et paléogéographique importante (ETTACHFINI & BILOTTE, 1990).

Les Echinodermes [dét. J. REY], localement nombreux, sont surtout concentrés dans les faciès micritiques, au sommet de l'ensemble T4a de la coupe de Dar Caïd Neknaffi : *Hemiaster latigrunda* PERON & GAUTHIER et *Caenholectypus* cf. *turonensis*, fréquemment cités dans le Turonien d'Algérie. C'est leur première mention dans le bassin d'Essaouira.

Quelques exemplaires de Nucleolites angustior GAUTHIER (pl. 22, fig. 4) ont été reconnus dans les faciès calcaires bioclastiques, à la base de l'ensemble T1b, dans la coupe de D. Tadnest. Ils avaient été cités par EL KAMALI, 1987 et ETTACHFINI & al., 1989. Cette forme apparaît aussi dans le Turonien de la plateforme Nord saharienne (FERRANDINI & al., 1985). Bien que réduites, les nouvelles données paléontologiques relatives à la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir permettent de proposer les attributions suivantes :

• les unités T1 et T2 (à l'exception de l'ensemble T2c), tant par leur association de Foraminifères planctoniques (présence de *Praeglobotruncana praehelvetica* dans l'unité T1 et de *Whiteinella Paradubia* dans l'ensemble T2b), que par la présence d'Ostracodes (présence d'Oertliella ? tarfayaensis dans les ensembles T1a et T2b) relèvent vraisemblablement d'un Turonien inférieur à moyen.

La base du Turonien n'est pas biologiquement positionnée avec précision. Nous la plaçons, en l'absence d'argument rigoureux, à la base des calcaires micritiques à silex qui débutent l'ensemble T1a. • L'ensemble T2c et les unités T3 et T4, situés au-dessous de la

• L'ensemble T2c et les unités T3 et T4, situés au-dessous de la formation des Calcaires et Marnes dolomitiques d'Anou n'Feg, datée du Coniacien par Ammonites (DUFFAUD & al., 1966, cf. fig. 6), se trouvent ainsi inclus dans l'intervalle Turonien moyen pro-parte - Turonien supérieur (?).

L'unique mention de *Romaniceras deverianum*, forme index du Turonien supérieur 1, non précisément située par J. WIEDMANN & *al.*, 1982, n'a pu être confirmée dans les coupes que nous avons étudiées.

Il apparaît ainsi que la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir analysée dans le bassin d'Essaouira, est synchrone dans ses limites extrêmes, inférieures et supérieures, à la formation type, définie dans le bassin d'Agadir où, rappelons le, N. EL KAMALI, 1990, a récolté, à la base, *Mammites nodosoides* du Turonien inférieur 2, et au sommet, *Subprionocyclus neptuni* du Turonien supérieur 2.



tab. 10 : Distribution verticale des organismes de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans le bassin d'Essaouira au sein des unités lithostratigraphiques

187

CHAPITRE III

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE

SOMMAIRE

| 1 STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE | |
|--|-----|
| 1. 1 Rappels | |
| 1. 2 Applications au Crétacé moyen du bassin d'Essaouira | 192 |
| 1. 3 Comparaison avec la charte des cycles eustatiques de 3 ^e ordre | |
| proposée par HAQ & <i>al.</i> (1987) | 200 |
| 2 EVOLUTION GEODYNAMIQUE | |
| 2. 1 Histoire géologique sommaire du golfe atlasique | 202 |
| 2. 2 Evolution de la marge atlantique Ouest-marocaine | 202 |
| 2. 2. 1 Intervalle Jurassique terminal - Crétacé inférieur | 202 |
| 2. 2. 2 Intervalle Cénomanien - Turonien | 204 |
| 2. 3 Conclusions | |

1. - STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

1. 1. - Rappels

La stratigraphie séquentielle (P. R. VAIL & al., 1977) analyse les enchaînements de dépôts liés aux variations eustatiques globales du niveau des mers au cours des temps géologiques. Ces dernières contrôlent en partie l'espace disponible sur la plate-forme continentale pour l'accumulation des sédiments. Cet espace est régi également par la subsidence et par le taux des apports sédimentaires qui, sur les marges et les plates-formes stables, sont considérés comme évoluant plus lentement que les variations du niveau marin.

La méthode consiste à reconnaître, à ordonner et à subdiviser dans l'espace et dans le temps les empilements sédimentaires sous forme de séquences de dépôt.

Une séquence de dépôt (P. R. VAIL & al., 1987) est composée de plusieurs prismes ou cortèges sédimentaires génétiquement liés et déposés au cours d'un cycle complet de variations du niveau marin. Elle est limitée à sa base et à son sommet par deux chutes eustatiques successives ou discordances, et/ou par leurs équivalents latéraux, apparemment concordantes, en direction du bassin ; ce sont ces limites qui ont valeur de lignes-temps.

Un cortège sédimentaire est formé par un assemblage latéral de systèmes de dépôt contemporains mais pouvant présenter des lithofaciès différents ; ces derniers dépendent principalement de l'environnement de dépôt et de la tranche d'eau originelle.

Chaque cortège sédimentaire peut-être constitué à son tour par une ou plusieurs séquences d'ordre inférieur ou paraséquences. Au sens de C. CRAMEZ (1990), une paraséquence est l'unité stratigraphique composée de couches sédimentaires génétiquement liées et limitées par deux surfaces de ravinement consécutives, induites par les inondations marines.

Sur la plate-forme se rencontrent trois types de cortèges sédimentaires, selon le contexte eustatique prévalant lors de leur dépôt : le prisme de bas niveau marin ou de bordure de plate-forme (suivant le type de discordance qui limite la base de la séquence de dépôt), l'intervalle transgressif et le prisme de haut niveau marin.

• le prisme de bas niveau marin, "PBN", ou de bordure de plate-forme, "PBP", est un ensemble sédimentaire sus-jacent à une discordance majeure et localisé sur la partie distale à centrale de la plate-forme (au delà du rebord de la rupture de pente côtière), généralement progradant et déposé sous faible tranche d'eau au cours d'une baisse du niveau marin (HAQ & al., 1987; VAIL & al., 1987; REY, 1988; REY & al., 1989; CRAMEZ, 1990 et HAQ, 1991).

Une surface dite de transgression ou d'inondation, "ST", sépare le cortège progradant du PBN ou de PBP du cortège rétrogradant constitutif de l'intervalle transgressif.

• l'intervalle transgressif, "IT", s'étend sur la majeure partie de la plateforme lors de la remontée relative du niveau marin. Les dépôts rétrogradants ou agradants expriment une tendance générale à l'approfondissement. Une nouvelle surface d'inondation dite maximale "SIM" (ou discontinuité de montée rapide des eaux ou surface de base de progradation "SBP") limite physiquement les dépôts rétrogradants ou agradants de l'intervalle transgressif de ceux progradants du prisme de haut niveau marin (PHN) sus-jacent. Elle est soulignée dans les zones distales de la plate-forme par un ou plusieurs horizons de condensations (surfaces ou intervalles condensés "S.C").

 le prisme de haut niveau marin, "PHN", couvre la totalité de la plate-forme. La vitesse de montée des eaux est en décélération et il y a alors comblement de l'espace disponible créé lors de la phase transgressive précédente. Les sédiments associés à une période de haut niveau marin ont une allure progradante ; ils sont limités à leur sommet par une nouvelle discordance ou discontinuité de baisse brutale des eaux.

Pour VAIL & al. (1987), il existe deux types de discordances majeures :

- les discordances de type I sont ducs aux chutes du niveau marin relatif au delà de la bordure de la plate-forme, ce qui a pour conséquence le déplacement vers le bassin des faciès littoraux et l'exondation totale de la plate-forme côtière.

- dans les discordances de type II la mer se maintient en partie sur la plateforme ; cette discordance est caractérisée par un déplacement des faciès littoraux vers la bordure de la plate-forme côtière, sans cependant l'atteindre. Par conséquent, cette dernière ne sera que partiellement exondée.

Ces discordances de type I et II correspondent respectivement aux limites de séquences de dépôt de type I et II.

Le modèle de dépôt établi par VAIL & al. (1987), est proposé pour les sédiments clastiques. Pour les sédiments carbonatés, l'organisation des dépôts, en fonction des variations de l'espace disponible, s'effectue globalement de la même manière que dans le cas des sédiments clastiques selon les modifications du niveau d'énergie (J. F. SARG, 1988). On retrouvera donc les mêmes cortèges sédimentaires avec la même disposition spatio-temporelle (fig. 82).

Récemment, B. U. HAQ, J. HARDENBOL & P. R. VAIL (1987) ont proposé pour le Mésozoïque et pour le Cénozoïque, un diagramme des cycles eustatiques où apparaissent les fluctuations custatiques, les discordances de type I ou II, les séquences de dépôt, ainsi que la succession la plus probable des cortèges sédimentaires qui leur sont associées. L'ensemble est calé sur les chronozones à Ammonites, Foraminifères planctoniques, Nannofossiles, Radiolaires, Diatomées et Dinoflagellés, sur les âges radiochronométriques et sur les résultats magnétostratigraphiques (inversion de polarité magnétique).

1. 2. - Applications au Crétacé moyen du bassin d'Essaouira

Les séries vracono-turoniennes, du bassin d'Essaouira, peuvent-être découpées en huit séquences génétiques de dépôt, séparées par des discordances majeures qui s'expriment par les discontinuités choisies comme limites des unités lithostratigraphiques précédemment décrites (fig. 83).

- séquence de dépôt SI

La séquence de dépôt SI englobe la formation du Kéchoula. Elle est constituée de calcaires dolomitiques et gréseux a caractère grano et stratocroissant correspondant au sommet d'un prisme de haut niveau marin. Cette séquence s'achève par un fond durci "D1" (pl. 23, fig. 1 et 2), limite supérieure de la formation. La séquence de dépôt SI aurait un âge Vraconien.



- séquence de dépôt SII

La séquence de dépôt SII est constituée par l'unité C1 de la formation des Marnes d'Aït Lamine. Elle est limitée, à la base, par la discontinuité D1 (qui limite à son toit la séquence précédente SI), et au sommet, par la discontinuité régionale D2. Sur des critères de position géométrique et d'éléments de datation, cette séquence serait d'âge Vraconien - cénomanien inférieur. Trois cortèges sédimentaires peuvent être distingués :

* <u>un prisme de bordure de plate-forme</u> (PBP) ?

Il englobe l'ensemble C1a. Il est reconnu uniquement à proximité du diapir de Tidsi (Jbel Aghannbou), où il est composé de l'alternance de marnes terrigènes azoïques et de calcaires dolomitiques et bioclastiques. L'ensemble présente un caractère strato-croissant dénotant un dispositif en comblement.

Dans la partie centrale du bassin (aire Tama-talbourine), la séquence peut débuter par la partie apicale du cortège de bordure de plate-forme.

Ce cortège est limité à son sommet par une surface de transgression, lumachellique, à *Exogyra* sp. et *Plicatula* sp.

* un intervalle transgressif (IT)

Il correspond à l'ensemble C1b de l'unité C1. Il se développe au-dessus de la surface de transgression au Jbel Aghannbou et/ou au-dessus de la discontinuité D1 dans l'aire Tama-talbourine. Ce cortège montre l'alternance de marnes jaunes fossilifères et de calcaires bioclastiques à Foraminifères benthiques, organisés en une séquence d'ouverture ; la bioturbation est relativement intense. De bas en haut, on constate une augmentation du taux des bioclastes en accord avec une montée du niveau marin (BOISSEAU & DUPONT, 1989).

La surface d'inondation maximale, peu matérialisée, serait représentée par un horizon très bioclastique et lumachellique.

Ce cortège, d'épaisseur pratiquement constante à l'Ouest, s'amincit et disparaît vraisemblablement en direction de L'Est.

* <u>un prisme de haut niveau marin</u> (PHN)

Il englobe les deux derniers ensembles (C1c et C1d) de l'unité C1.

Dans la coupe de référence, chacun de ces ensembles pourrait être assimilé à une paraséquence. La première serait alors à dominance de calcaires dolomitiques et gréseux ; la seconde, à dominance de calcaires bioclastiques à grands Foraminifères benthiques et Algues calcaires. Ces deux paraséquences sont séparées par une surface majeure d'inondation (cf. fig. 24). Une organisation similaire est signalée dans le Crétacé terminal des Pyrénées (BILOTTE, 1991).

L'évolution générale des deux paraséquences traduit une diminution de la tranche d'eau au sommet, où des marnes terrigènes mêlées à des traces de paléosols soulignent l'émersion et sont liées à la discontinuité majeure D2 (pl. 25, fig. 1) qui sépare la séquence SII de la séquence sus-jacente.

Dans sa partie la plus occidentale (J. Aghannbou), le prisme de haut niveau marin s'achève par des calcaires dolomitiques et gréseux strato-croissants, bioturbés, à nombreuses rides, stratifications obliques (pl. 24, fig. 1 à 4) caractéristiques de dépôts de marais maritimes (tidal-flat).

Dans la partie orientale, les faciès margino-littoraux composant l'unité C1 correspondent aux dépôts proximaux du seul cortège de haut niveau marin de cette séquence.

- séquence de dépôt SIII

Lithologiquement, elle est mise en corrélation avec l'unité C2 de la formation des Marnes d'Aït Lamine. Sa limite inférieure (D2) se superpose au PHN de la séquence SII précédente. La discontinuité régionale D3, qui couronne l'unité C2, est considérée comme limite supérieure de la séquence. Stratigraphiquement, cette séquence se place en grande partie dans le Cénomanien moyen. Trois cortèges sédimentaires ont été reconnus :

* un prisme de bordure de plate-forme ?

L'ensemble C2a est assimilé au sommet d'un cortège sédimentaire de bordure de plate-forme. Dans l'aire Tama-Talbourine, ce prisme est représenté par une sédimentation alternante de calcaires bioclastiques et dolomitiques, calcaires gréseux à grès calcareux, organisés en trois séquences élémentaires grano et strato-croissantes ; au voisinage du diapir de Tidsi (J. Aghannbou), par des faciès de calcaires dolomitiques silicifiés et cargneulisés (pl. 25, fig. 2). le PBP disparaît latéralement en direction de l'Est.

le changement lithologique entre les faciès à dominante gréseuse (ensemble C2a) et les faciès marneux et carbonatés (ensemble C2b) souligne la surface de transgression.

* un intervalle transgressif

L'intervalle transgressif englobe l'ensemble C2b. Il est bien individualisé dans la coupe de référence (J. Talbourine). Il est organisé en trois séquences élémentaires, ou paraséquences, dites épisodiques (CRAMEZ, 1990), grano et stratodécroissantes, enchaînant des marnes fossilifères et des calcaires bioclastiques riches en Pectinidés, Plicatules, Nérinées (cf. pl. 25, fig. 3) et Echinodermes. Une succession comparable, sans organisation nette, peut-être reconstituée au voisinage du diapir de Tidsi.

la surface de condensation à nombreux Echinodermes et Lamellibranches, limitant le toit de l'ensemble C2b (au J. Talbourine et au J. Aghannbou), représente la discontinuité de montée rapide des eaux (surface d'inondation maximale).

Cet intervalle transgressif peut atteindre la partie orientale du bassin (Tadnest, Imi-N-Tanout) où s'observent, à la base de l'unité, des faciès bioclastiques à microorganismes.

* un prisme de haut niveau marin

Il couvre les ensembles C2c, C2d et C2e de l'unité C2. Il est constitué, à sa partie inférieure, d'une alternance de marnes peu fossilifères et de calcaires dolomitiques et bioclastiques ; il s'y développe une faune benthique (Foraminifères et Ostracodes) dominante. L'influence terrigène est de plus en plus marquée vers le sommet de la série. Des pulsations successives de remontée relative du niveau marin sont ressenties entre les différents ensembles composant le PHN ; ces derniers s'identifient à des paraséquences.

Des faciès calcaréo-dolomitiques gréseux à l'Ouest, et gypseux à l'Est, couvrent la totalité du cortège. La discontinuité régionale D3 coiffe la série (pl. 25, fig. 4).

- séquence de dépôt SIV

Elle est représentée par l'unité C3 de la formation des Marnes d'Aït Lamine. Cette séquence est limitée respectivement à sa base et à son sommet par les discontinuités D3 et D4 précédemment décrites. Sur des critères de position, cette séquence est datée du Cénomanien moyen *pro-parte* - Cénomanien supérieur. Deux cortèges semblent pouvoir être distingués :

* un intervalle transgressif ?

Il n'est pas nettement identifié. Il pourrait correspondre à la partie basale de cette unité, ensemble C3a, qui n'est pas formellement dissocié de l'ensemble supérieur C3b correspondant lui au PHN.

Son extension régionale présumée atteint la région d'Imi-N-Tanout. C'est dans la coupe de référence (J. Talbourine) qu'il est le mieux caractérisé en raison d'une alternance de marnes fossilifères et de calcaires bioclastiques de cachet infralittoral.

la surface d'inondation maximale repérée uniquement dans la coupe de réference prend l'aspect d'un horizon de 0,5 m à condensation de Lamellibranches

- un prisme de haut niveau marin

Il est constitué par l'ensemble C3b de l'unité C3. Il se compose d'une superposition de séquences élémentaires plurimétriques de comblement, enchaînant des marnes gréseuses rarement fossilifères et des calcaires bioclastiques et dolomitiques. L'influence terrigène est bien marquée sur presque toute l'étendue du bassin.

La séquence de dépôt SIV s'achève sous la discontinuité D4 (pl. 26, fig. 3).

- séquence de dépôt SV

Elle occupe une position charnière entre les formations des Marnes d'Aït Lamine et des Calcaires de la Casbah d'Agadir dont elle regroupe les unités C4 et T1.

Son extension géographique minimale va de la côte Atlantique, à l'Ouest, à la région d'Asni, à l'Est. Sa limite inférieure est fixée au niveau de la discontinuité D4. La discontinuité D5 est retenue comme limite supérieure de cette séquence. Les éléments de datation la situent dans l'intervalle Cénomanien sommital - partie inférieure du Turonien inférieur à moyen. Elle est représentée par deux cortèges sédimentaires :

- un intervalle transgressif

L'intervalle transgressif est assimilé à l'unité C4 de la formation des Marnes d'Aït Lamine. Ce cortège montre l'alternance de marnes fossilifères et de calcaires bioclastiques, organisés en séquence d'ouverture. La biophase est composée, à la base, de Foraminifères benthiques ; au sommet apparaissent les formes planctoniques.

la surface d'inondation maximale, peu matérialisée (observée dans la coupe de Douar Tama, et plus discrètement dans celles de Douar Tadnest et d'Imi-N-Tanout), est représentée par un horizon condensé et/ou ferrugineux, lumachellique (pl. 26, fig. 4).

- un prisme de haut niveau marin

Il englobe l'unité T1 de la formation des Calcaires de la Casbah d'agadir. Sa base est représentée par des calcaires micritiques en plaquettes et à silex, renfermant une biophase planctonique. Ce cortège se charge progressivement en bancs plus massifs carbonatés et dolomitiques, évoluant en comblement.

Des faciès de calcaires bioclastiques à l'Ouest et calcaréo-dolomitiques à l'Est couvrent la totalité du cortège. Ces calcaires sont coiffés par la discontinuité régionale D5 (pl. 27, fig. 2).

Ainsi, le passage de la formation des Marnes d'Aït Lamine aux Calcaires de la Casbah d'Agadir, se fait d'une façon progressive par le biais d'une surface d'inondation maximale (BILOTTE, ETTACHFINI & SEVERAC, 1991).

- séquence de dépôt SVI

Cette séquence s'accorde avec l'unité T2 de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir. Elle est limitée au toit par la discontinuité D6 (pl. 27, fig. 3). Les éléments de datation la positionnent en grande partie dans la partie supérieure du

Turonien inférieur à moyen. Trois cortèges sédimentaires peuvent y être reconnus :

* un prisme de bordure de plate-forme ?

Il englobe l'ensemble T1a. Ce cortège est connu dans l'aire Neknaffi-Tama-Talbourine. Il montre une organisation des dépôts en comblement, enchaînant des calcaires micritiques et des calcaires bioclastiques à Lamellibranches.

La surface de transgression qui devrait limiter ce cortège n'a pas été identifiée.

Cette série pourrait être interpretée, comme représentant soit la partie apicale d'un prisme de bordure de plate-forme, soit la base d'un intervalle transgressif ?

* un intervalle transgressif

Le cortège d'intervalle transgressif est présent sur toute l'étendue du bassin. Il correspond, pour l'essentiel, à l'ensemble T2b de l'unité T2.

Il est composé globalement de calcaires micritiques à silex, associés dans la coupe type à des niveaux crayeux.

La lithologie et les peuplements de Foraminifères planctoniques plaident en faveur d'une augmentation de la profondeur avec installation de milieu "anoxique". La mise en place de conditions anoxiques, en mer profonde, se réaliserait durant la période pendant laquelle la vitesse de remontée du niveau marin sur les plates-formes est maximale (BUSSON 1984, 1988).

Ce corps sédimentaire est limité à son sommet par une mince accumulation de Lamellibranches (bien visible dans les coupes de Dar Caïd Neknaffi et de J. Talbourine) qui exprime la surface d'inondation maximale. Une organisation similaire a été signalée dans le Lias moyen du bassin Aquitain (REY & CUBAYNES, 1991).

* un prisme de haut niveau marin

Il est confondu avec l'ensemble T2c, et se compose, essentiellement, de calcaires bioclastiques à l'Ouest, qui passent à des calcaires dolomitiques mêlés à des brèches de dissolution à l'Est. Dans son ensemble, ce lithofaciès témoigne en faveur d'une diminution de la tranche d'eau.

- séquence de dépôt SVII

Elle couvre l'unité T3 de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir. Elle débute au dessus de la discontinuité D6, qui limite à son toit la séquence précédente, et s'achève par la discontinuité D7, qui limite l'unité T3. Pour des raisons de position, cette séquence est attribuée à la partie inférieure du Turonien moyen à supérieur (?). Elle paraît être composée de deux cortèges sédimentaires.

* un intervalle transgressif (?)

Il correspond à l'ensemble T3a de l'unité T3. Il est composé de calcaires micritiques en plaquettes à nombreux nodules de silex, marquant un approfondissement du milieu. Ces faciès disparaissent à l'Est du Douar Tadnest.

Le sommet de ce cortège est souligné par de nombreux nodules de silex (particulièrement à l'Ouest, dans la coupe du J. Aghannbou). Il est interprété comme une surface d'inondation maximale (?).

* un prisme de haut niveau marin

Il est parallélisé avec l'ensemble supérieur b de l'unité T3. Il est matérialisé par des barres massives de calcaires essentiellement bioclastiques, parfois gréseuses. A l'Est, il se composé de calcaires dolomitiques et/ou de dolomies gréseuses. Dans la coupe du J. Talbourine, ces faciès sont associés, à leur sommet, à un horizon à Rudistes qui souligne la discontinuité D7 (pl. 27, fig. 4). Une organisation sédimentaire identique a déjà été révélée dans le Turonien des Pyrénées (BILOTTE, 1981).

- séquence de dépôt SVIII

Lithologiquement, elle est confondue avec la dernière unité (T4) de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir. Elle se compose de dépôts marins à l'Ouest du bassin. Ceux-ci deviennent de plus en plus confinés dans la partie Est.

La discontinuité régionale D8 (pl. 28, fig. 1 à 4) est retenue comme limite supérieure de la séquence. Sur des critères de position, cette séquence est rapportée à la partie supérieure du Turonien moyen à supérieur (?). Deux cortèges sédimentaires semblent pouvoir être distingués :

* un intervalle transgressif

Il englobe l'ensemble T4a de l'unité T4. Il est composé de calcaires micritiques feuilletés à nodules silicifiés, organisés en séquence plurimétrique apparemment d'ouverture. Le dernier banc, riche en Echinodermes, visibles uniquement dans la coupe de Dar Caïd Neknaffi, matérialise la surface d'inondation maximale.

Vers l'Est, dans les coupes de Tadnest et d'Amezmiz, ce cortège disparaît et la surface d'inondation maximale se superpose à la limite supérieure de la séquence précédente.

* <u>un prisme de haut niveau marin</u>

Il est mis en corrélation avec l'ensemble T4b de l'unité T4. La profondeur des dépôts diminue, ce qui se traduit par le développement important des bancs carbonatés et surtout dolomitiques, dans une succession essentiellement stratocroissante, et par la disparition de presque tous les Foraminifères planctoniques.

Dans la coupe d'Imi-N-Tanout, un microfaciès d'oodolosparite pelletoïdale, reconnu au dessous d'une surface très bioturbée observée au sommet de l'unité T4, confirme ainsi les conclusions précédentes. La surface bioturbée souligne la discontinuité D8 (pl. 28, fig. 4).

Remarques

• L'évolution minéralogique des argiles du Cénomanien de la coupe d'Imi-N-Tanout, montre l'existence d'une liaison étroite entre les assemblages argileux et les variations de la tranche d'eau (DAOUDI 1991). Cet auteur met en évidence la présence de quatre oscillations eustatiques, engendrant, chacune, un cycle sédimentaire regressif. Le dernier cycle est cependant incomplet.

• Sur la base de critères géochimiques et faciologiques, THEIN (1988) a subdivisé le Turonien en 4 ensembles (Turonien I à Turonien IV) qu'il met en relation avec quatre oscillations du niveau marin.

• El KAMALI (1990) met en place, dans le bassin d'Agadir, sept séquences de dépôt dont la première est confondue avec la formation vraconienne du Kéchoula, et les six autres sont réparties dans le Cénomanien et le Turonien. L'avant dernière séquence de dépôt est composée de deux mésoséquences (paraséquences ?).

• Enfin, ANDREU (1991) reconnaît dans la région d'Agadir et d'Essaouira, un nombre comparable de séquences de dépôt dans le Cénomanien et au passage Cénomanien - Turonien.



F = fossilifere ; légendes dans le texte

199

1. 3. - Comparaison avec la charte des cycles eustatiques de 3^e ordre proposé par de HAQ et al. (1987) (fig. 84)

Dans l'intervalle Vraconien - Turonien, HAQ & al. (1987) reconnaissent, en fonction des variations globales du niveau marin, huit cycles de 3^e ordre. Les septs premiers sont répartis entre le Vraconien et le Turonien moyen et relèvent du supercycle UZA-2. Le dernier en position charnière entre le Turonien supérieur et le Coniacien inférieur et correspond à la base du supercycle UZA-3.

Sans être parfaits, les arguments biostratigraphiques présentés antérieurement, les cortèges sédimentaires reconnus, les discontinuités limites des séquences définies, concourent à permettre une mise en corrélation (totale ou partielle) assez satisfaisante des huit séquences de dépôt identifiées aux huit cycles de 3^e ordre du diagramme des cycles eustatiques.

Les corrélations proposées s'établissent de la façon suivante (fig. 84) :

* la séquence de dépôt SI, limitée à la formation vraconienne du Kéchoula, paraît être chronologiquement assimilable au cycle UZA-2. 1.

* les séquences de dépôt SII, SIII et SIV, qui couvrent la majeure partie de la formation des Marnes d'Aït Lamine sur l'intervalle partie supérieure du Vraconien - Cénomanien moyen à supérieur, se rattacheraient respectivement aux cycles UZA-2. 2, 2. 3 et 2. 4.

* la séquence de dépôt SV, à l'articulation Marnes d'Aït Lamine - Calcaires de la Casbah d'Agadir, datée du Cénomanien sommital - partie inférieure du Turonien inférieur à moyen, serait mise en corrélation avec le cycle de 3^e ordre UZA-2. 5.

* la séquence de dépôt SVI datée pour sa majeure partie de la partie supérieure du Turonien inférieur à moyen, pourrait être mise en parallèle avec le cycle UZA- 2. 6.

* les séquences de dépôt suivantes SVII et SVIII datées de l'intervalle Turonien moyen *pro-parte* à Turonien supérieur ?, sembleraient être assimilables aux cycles UZA-2. 7 et UZA-3. 1. Selon ce diagramme, le cycle UZA-3. 1 occupe le Turonien supérieur et le Coniacien inférieur.

Dans nos propositions précédentes (ETTACHFINI & BILOTTE, 1990), les séquences SVI et SVII avaient été considérées comme deux paraséquences d'une même séquence de dépôt, et la séquence SVIII avait été mise en corrélation avec le cycle UZA-2. 7. Cette hypothèse ne peut être actuellement tranchée de manière satisfaisante en l'absence de critères chronologiques précis.

Une séquence supplémentaire a été mise en évidence dans le Turonien moyen de la Tunisie (ROBASZYNSKI & al., 1990).

L'évolution générale transgressive de la série cénomanienne à turonienne est conforme à la courbe eustatique à "long terme" du diagramme des cycles eustatiques. L'épaississement maximum de la tranche d'eau marine se réalise en effet au Cénomanien sommital, et atteint son paroxysme au Turonien inférieur à moyen. Ceci concorde grosso-modo avec le pic de la courbe eustatique de la charte d'HAQ & al. (1987).

Ainsi, l'identification de ces huit séquences de dépôt, dans le bassin d'Essaouira, et leur mise en corrélation avec les cycles eustatiques de 3^e ordre d'HAQ & al. (1987), permet d'améliorer les propositions de datation de ces séries dont les environnements sont peu propices au développement des peuplements d'Ammonites et de Foraminifères planctoniques (ETTACHFINI, 1992). Elle prouve, par ailleurs, le rôle majeur des variations globales du niveau marin dans l'organisation des dépôts sur cette plate-forme.

| | d'après HAQ & al., 1987, version 3.1A | \$98V | 1.N dns | 00 [M] das] | EN DA | INON TU | ,mi TT | ·dr | NSINY ; | CENOW | .1ui | traconten | ити л : | |
|----------------------------|---------------------------------------|---|------------------------|-----------------------|-------------|----------------------|---------------|--------------------|------------|--------------------|-----------------|------------------------------|--|--|
| | | càcies 2nbeu- | ٤ - | vzn | n z - v z n | | | | | | | | | |
| | | 3e ordre | 3.2 | 3.1 | 2.7 | 2.6 | 2.5 | | 2.4 | 23 | 2.2 | 2.1 | | |
| STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE | | courbe eustatique 250 m 200 m 150 m | X | | | | | $\left(\right)$ | | | | | 1 | |
| | | Courbe d'onlap côtier continent 53 0.7 | 12 | | | | | | | / | | | corteges sédimentaires non représentés | |
| | ires | səgər ToD Finaminas | NHd | d NHG | NHd | П | NHd | NHd | Ц | ç qêq | 11 | 7 PBP 7 | | |
| | 10dəp əp səstənbəş | | a file | svil _{D6} | AS | DA. | | | SIII | D2 | IIS | - bi SI | | |
| | | səldməsnä | a 1 | april ala | e'a | 5 | £ | C2cde | 5 | C2a | CIP | Cla | Π | |
| RAPH | səninU | | D8 | F8 2 2 | II | 5 | 202 | | g | D2 - | 5 | - 10 | bien | |
| STRATIC | səso | V8es brob | CON. 7 | upeneur 7 uroniem | uayom t | Cénoman. Iommital | rens wetan | nsiname 16que s | i Cenc | uadow 8 J unusw | ona) Inferen | frac (ta adi (raconien | Al | |
| BIU | s | Formation | Appu a Free Tibu | ab series safes de | Cast | | | əuim | ะๆ มง.ค | Rarnes | | 333 | Tidsi | |

et le diagramme des cycles eustatiques de 3e ordre de HAQ & al. (1987)

201

2. - EVOLUTION GEODYNAMIQUE

2. 1. - Histoire géologique sommaire du golfe atlasique

La naissance du bassin atlasique débute dès le Trias, avec la phase de "rifting continental", suivant la géosuture potentielle de Tizi n'Test (PROUST et al., 1977). Le bassin atlasique d'orientation SW-NE, ainsi individualisé sous forme de graben, reçoit alors une alimentation essentiellement détritique provenant des domaines adjacents (Meseta au Nord et Anti-Atlas au Sud). Les évaporites associées aux dépôts terrigènes s'accumulent dans des dépressions peu profondes (THOMPSON, 1976; LE PICHON et al., 1977; STETS & WURSTER, 1982) (fig. 85).

Ce rifting atlasique semble contemporain de la phase majeure du "rifting atlantique" d'âge Carnien, (COUSMINER & MANSPEIZER, 1977). Leur synchronisme laisse supposer une interdépendance des deux systèmes (STETS & WURSTER, 1982).

Pendant le Jurassique, s'individualise, par élargissements du graben triasique, un sillon dont la polarité téthysienne est attestée par l'organisation sédimentaire (STETS & WURSTER, 1982 ; SOUHEL & CANEROT 1989). La forte épaisseur des dépôts indique une élévation du niveau marin et une subsidence accrue.

BOUCHOUATA & CANEROT (1992) ont montré que le décrochement sénestre (géosuture de Tizi n'Test) s'accompagne d'un basculement de blocs avec diapirisme associé, notamment au cours du Lias moyen et supérieur. C'est la période de rifting maximum.

Au Crétacé inférieur et moyen, la subsidence du rift intra-continental atlasique se poursuit mais s'atténue ; en revanche, le rifting atlantique s'affirme et se prolonge jusqu'à l'Aptien (CANEROT et al., 1982). A l'Albien, la marge devient stable (phase de drifting) et à polarité sédimentaire atlantique. Les dépôts marins s'étendent loin vers l'Est, et forment le "Golfe atlasique" en "doigt de gant" pointé vers l'Ouest (CHOUBERT & FAURE-MURET, 1962 ; DUFFAUD & al., 1966 ; BEHRENS & al., 1978 ; WURSTER & STETS, 1982).

Pendant les phases transgressives et régressives du Crétacé supérieur et au cours du Cénozoïque, un important changement dans l'évolution structurale apparaît sur la marge, à la suite de la compression alpine de direction N-S à NNW-SSE (F. MEDINA, 1983). Le rift atlasique évolue alors en chaîne montagneuse (la chaîne atlasique). L'inversion structurale (MICHARD & al., 1975) s'accompagne au moins localement de mouvements latéraux (LAVILLE & al. 1977).

2. 2. - Evolution de la marge atlantique Ouest-marocaine

Les travaux de stratigraphie séquentielle menés par les équipes des universités de Marrakech et de Toulouse montrent les parts respectives de l'eustatisme et de la tectonique dans la sédimentation des séries du Haut Atlas Atlantique. En outre, les apports complémentaires de la cartographie et de l'analyse structurale avec identification des déformations synsédimentaires, permettent de souligner le rôle fondamental du socle comme moteur du diapirisme des évaporites triasiques pendant la période de mise en place de la marge au cours du Jurassique et du Crétacé inférieur (BOUCHOUATA & al., 1991).

2. 2. 1. - Intervalle Jurassique terminal - Crétacé inférieur

L'analyse des faciès, les attributions stratigraphiques et le découpage séquentiel des séries du Tithonique terminal - Néocomien, montrent d'importantes variations latérales d'épaisseur. Celles-ci témoignent en faveur d'une dynamique de basculements de blocs décakilométriques basculés et affaissés vers l'Ouest. Ces basculements sont liés au fonctionnement précoce des failles du socle d'orientation NNE-SSW dominante (phase "néocimmérienne").



Au cours de cette période, l'évolution de la marge atlantique s'effectue sous régime distensif quasi-permanent, localement accompagné d'halocinèse des évaporites triasiques (IBNOUSSINA, 1988; GHARIB, 1989; BEN ABBES TAARJI, 1989; REY & TAJ-EDDINE, 1989; TAJ-EDDINE & *al.*, 1989 et TAJ-EDDINE, 1991) (fig. 86).

Dans la conception de ces auteurs (fig. 86), les failles normales ont un regard vers l'Est. Il est alors nécessaire de supposer la présence d'une zone haute située à l'Ouest du bassin d'Essaouira. Cette zone expliquerait la polarité et le sens de plongement des failles normales situées de part et d'autre de ce dispositif, à la fois sur son bord occidental (côté Atlantique) et sur son bord oriental (côté bassin d'Essaouira). L'ensemble de ces failles s'intègre bien dans un réseau de cassures subméridiennes à jeu normal contemporain de l'ouverture de l'Atlantique.

Le décrochement senestre régional E-W est accompagné de plusieurs relais distensifs (BOUCHOUATA & al., 1992) qui ont conduit à la mise en place du sillon atlasique au Jurassique. Un changement probable dans la direction des contraintes a par la suite, au Crétacé inférieur, conduit à l'ouverture de la marge atlantique [comm. orale J. CANEROT].

À la fin de l'Hauterivien et au Barrémien, les contraintes tectoniques s'estompent graduellement (IBNOUSSINA, 1988 ; BEN ABBES TAARJI, 1989 ; GHARIB, 1989).

Au cours de l'Aptien - Albien, on note la persistance d'une dynamique de blocs, et d'un diapirisme associé au moins jusqu'à l'Aptien supérieur [comm. orale J. REY, d'après les travaux en cours de A. ROSSI].

2. 2. 2. Intervalle Cénomanien - Turonien

Le Cénomanien - Turonien du bassin d'Essaouira se compose de deux formations et s'ordonne en sept séquences de dépôt (SII à SVIII) assimilables à sept cycles eustatiques de 3^e ordre de la charte d'HAQ et al., 1987 (cf. fig. 84).

Les épaisseurs maximales des séries sont enregistrées à l'Est de la ride diapirique de Tidsi (synclinal de compensation du diapir), dans l'aire Tama-Talbourine, et plus à l'Est encore, dans la coupe d'Imi-N-Tanout.

Les débordements successifs vers l'Est des intervalles transgressifs au cours du Cénomanien et au passage Cénomanien - Turonien sont en accord avec la montée générale des caux à long terme, enregistrée pendant cette période.

Les dispositifs tecto-sédimentaires (blocs crustaux, rides diapiriques et synclinaux de compensation associés) mis en place durant le Tithonique terminal - Néocomien (TAJ-EDDINE & al., 1990; TAJ-EDDINE, 1991) sont encore reconnus et influencent la sédimentation cénomano-turonienne. Leur rôle est cependant atténué comme en témoignent les faibles variations de faciès et d'épaisseur des dépôts à partir du Cénomanien sommital.

Le schéma géodynamique que nous proposons (fig. 87) s'intègre harmonieusement dans l'évolution de la marge atlantique (blocs basculés et zones hautes, ombilies de subsidence).

La mise en évidence des prismes de bordure de plate-forme dans les séquences SII et SVI, partie centrale et occidentale du bassin, est conforme avec ce schéma de dynamique de blocs. Néanmoins, la présence de ce cortège au sein de la séquence SII dans la coupe de Jbel Aghannbou (NW du diapir du Tidsi), en tête de bloc, est à considérer avec prudence. Son attribution stratigraphique au Vraconien - Cénomanien inférieur ne repose en effet sur aucun argument paléontologique décisif.

Le schéma proposé demeure donc imprécis, la localisation des limites de blocs, l'individualisation de leur géométrie et l'appréciation du sens de plongement des failles normales n'ayant pu être établis avec la rigueur requise.

L'intervalle de temps considéré correspond au passage du stade "rift évolué", au Crétacé inférieur, au stade "marge passive", néo-Crétacé.

Toutes ces faits plaident en faveur de la persistance de la distension atlantique (la subsidence du rift intra-continental atlasique continue),



vraisemblablement jusqu'au Turonien (?), dans une région ne comportant que la partie orientale, amont, d'un prisme sédimentaire d'extension régionale, dont la forme est très allongée, et qui s'étendrait largement vers l'Ouest, sous l'océan actuel.

L'organisation séquentielle confirmerait l'existence de ce prisme, d'une largeur de 150 Km, qui présenterait un volume d'environ 1300 Km³, et à polarité nettement atlantique (présence des prismes de bordure de plate-forme vers l'Ouest, et des intervalles transgressifs plus développés à l'Ouest qu'à l'Est).

2. 3. - Conclusions

Dans l'ensemble de la région étudiée, les dépôts des séries cénomanoturoniennes sont contrôlés essentiellement par les variations eustatiques du niveau des mers. Ces dernières sont probablement liées à l'évolution tectonique de l'Atlantique, "alors en expansion, avec production de croûte océanique" (FLOQUET, 1984). Cette tectonique en extension commande une dynamique de blocs, avec diapirisme associé, qui accentue les fluctuations de l'évolution de la marge passive atlantique et induit une disharmonie généralisée entre le socle hercynien et sa couverture mésozoïque.



CHAPITRE IV

CONCLUSIONS GENERALES

L'étude du Crétacé Vraconien à Turonien du bassin d'Essaouira débouche sur des résultats, d'ordre lithostratigraphique et paléogéographique, biostratigraphique et sur des apports nouveaux relatifs à la stratigraphie séquentielle.

• Résultats lithostratigraphiques et paléogéographiques

Des compléments ont été apportés au cadre lithostratigraphique préexistant (les formations ont été décrites par DUFFAUD & al., 1966).

Sur le plan lithostratigraphique, nous avons découpé la formation des Marnes d'Aït Lamine et celle de la Casbah d'Agadir, en huit unités, limitées par des discontinuités d'ordre eustatique et d'extension régionale (émersion de l'aire de sédimentation, fond-durci à encroûtements ferrugineux et/ou à fossiles ferruginisés et/ou oxydés ...). Chacune de ces unités est subdivisée en ensembles, eux mêmes séparés par des discontinuités locales, d'ordre inférieur (surface de transgression, surface d'inondation maximale, surface de ravinement ...).

Ces unités et ensembles, organisés en séquences d'évolution transgressive et/ou régressive, et individualisés par un assemblage faunique caractéristique, sont le résulat du jeu combiné des variations discontinues du niveau marin et des variations continues et progressives de la subsidence du substrat.

L'ensemble des données recueillies nous a conduit à dresser des schémas de corrélations entre ces unités (appartenant aux différentes coupes), et à placer chacune dans un cadre paléogéographique précis. Ainsi, les unités C1 et C2, de la formation des Marnes d'Aït Lamine, traduisent, sous polarité atlantique, la mise en eau lente, par étapes progressives, avec déplacement des zones isopiques (faciès surtout littoraux) en direction de l'Est. L'unité C3 de la formation des Marnes d'Aït Lamine marque, au-dessus de l'unité C2, une première phase de transgression rapide et extensive, de très courte durée, suivie d'un retrait, généralisé, de l'océan atlantique. Ce retrait est attesté par le développement du faciès terrigène (marnes et calcaires dolomitiques gréseux) sur toute l'étendue du bassin. Les unités C4, de la formation des Marnes d'Aït Lamine, et T1 de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir, témoignent en faveur d'une inondation maximale sur le bassin, sous faciès carbonaté dominant à "cachet" nettement marin. Les unités T2, T3 et T4, des Calcaires de la Casbah d'Agadir, traduisent une stagnation du régime de haut niveau marin (unité T2), puis un recul continu vers l'Ouest de l'océan avec déplacement des zones isopiques (faciès carbonatés et dolomitiques dominant) dans le même sens (unités T3 et T4).

La répartition des aires de sédimentation et des faciès qui les accompagnent est localement influencée par les mouvements diapiriques de la ride de Tidsi. Mais ce phénomène est atténué dans la phase d'inondation maximale (unités C4 et T1).

• <u>Résultats</u> biostratigraphiques

L'étude paléontologique des séries vraconiennes à turoniennes argumente nos propositions d'attributions stratigraphiques.

Ce sont principalement les associations de Foraminifères benthiques et planctoniques, et d'Ostracodes, qui sont à l'origine des datations présentées. Les Algues calcaires et les Charophytes, la macrofaune (Lamellibranches et Echinodermes) ont été utilisées le plus souvent dans la confirmation de ces attributions. Nous avons reconnu : - 21 espèces de Foraminifères benthiques, parmi lesquelles 9 sont citées et illustrées pour la première fois dans le bassin d'Essaouira : Hemicyclammina sigali, Broekina sp. aff. alaouitensis, Chrysalidina cf. gradata, Peneroplis parvus, Ovalveolina sp. aff. crassa, Pseudocyclammina rugosa, Trocholina gr. T. arabica, cf. Nummoloculina regularis et Rotalia mesogeensis.

- 12 espèces de Foraminifères planctoniques, dont 9 sont aussi mentionnées et illustrées pour la première fois dans le bassin et/ou dans le Haut Atlas Occidental : Gabonita cf. obesa, Gabonita levis, Hedbergella simplex, Hedbergella delrioensis, Whiteinella baltica, Whiteinella inornata, Whiteinella brittonensis, Whiteinella paradubia et Whiteinella archaeocretacea.

- 42 espèces d'Ostracodes, parmi lesquelles : *Paracypris* cf. dubertreti, Ovocytheridea gr. reniformis et Oertliella ? tarfayaensis sont identifiées pour la première fois dans le bassin, et *Rehacythereis* aff. fahrioni reconnuc pour la première fois au Maroc et 10 n. sp. (publication en cours).

- 14 genres et/ou espèces d'Algues calcaires, parmi lesquelles : Boueina hochstetteri, Boueina hochstetteri var. moncharmonti, Permocalculus sp., Diversocallis sp., Lithocodium sp., et ? Pseudolithothamnium album sont citées pour la première fois, dans notre domaine d'étude.

- une nouvelle espèce de Characée : Lamprothamnium n. sp. (publication en cours avec la collaboration de Mme GRAMBAST).

- 16 genres et/ou espèces de Lamellibranches, parmi lesquels : *llymatogyra* africana, Chlamys cf. subacuta, Ceratostreon flabellatum, Inoceramus sp., et Eoradiolites gr. lyratus-zizensis (Rudiste), dont c'est la première citation dans le bassin.

- 8 espèces d'Echinodermes, dont 5 sont citées, pour la première fois, dans le bassin : Tetragramma variolare, Discoides subuculus, Petalobrissus inflatus, Hemiaster latigrunda et Caenholectypus cf. turonensis.

La confrontation de l'ensemble de ces données, la répartition verticale des organismes au sein des unités lithostratigraphiques antérieurement définies, nous amènent aux propositions chronostratigraphiques suivantes :

- la formation des Calcaires dolmitiques du Kéchoula, avant tout considérée comme repère lithologique net, est rapportée au Vraconien.

- la base de l'unité C1, de la formation des Marnes d'Aït Lamine, s'est déposée dans l'intervalle Vraconien - Cénomanien inférieur.

- les unités C1 (base exclue) et C2 relèvent d'un Cénomanien inférieur et moyen.

- les unités C2 et C3 sont attribuées au Cénomanien inférieur pro-parte à Cénomanien supérieur pro-parte.

- les unités C4, de la formation des Marnes d'Aït Lamine, et T1, de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir, sont datées du Cénomanien sommital - partie inférieure du Turonien inférieur à moyen.

- l'unité T2 (à l'exception de sa partie sommitale, ensemble T2c) est cantonnée dans la partie supérieure du Turonien inférieur à moyen.

- Sur des critères de position, la partie sommitale de l'unité T2 et les unités T3 et T4 de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir, se trouvent incluses dans l'intervalle Turonien moyen *pro-parte* à Turonien supérieur (?).

• Apports de la stratigraphie séquentielle

Les résultats sédimentologiques et biostratigraphiques nous ont permis de proposer une interprétation des unités lithostratigraphiques en terme de stratigraphie séquentielle.

Les huit séquences de dépôt ont été ajustées (partiellement ou totalement) à huit cycles eustatiques de 3^e ordre du diagramme d'HAQ & al. (1987) :

- la formation du Kéchoula, correspond à la partie sommitale de la séquence de dépôt SI. Cette dernière est mise en corrélation avec le cycle eustatique de 3^e ordre UZA-2.1

- les unités C1, C2 et C3 de la formation des Marnes d'Aït Lamine correspondent respectivement aux séquences de dépôt SII, SIII et SIV. Ces séquences s'apparentent aux cycles respectives UZA-2.2, 2.3 et 2.4

- les unités, C4 de la formation des Marnes d'Aït Lamine, et T1 de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir, constituent la séquence de dépôt SV. Celle-ci est parallélisée au cycle de 3^e ordre UZA-2.5

- l'unité T2 englobe la séquence de dépôt SVI, elle est mise en corrélation avec le cycle UZA-2.6

- les unités suivantes T3 et T4 de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir sont assimilées respectivement aux séquences de dépôt SVII et SVIII. Ces dernières se rattachent aux cycles UZA-2.7 et UZA-3.1.

Ces mises en corrélation des séquences de dépôt avec les cycles eustatiques de 3^e ordre confirment l'influence dominante de l'eustatisme sur la sédimentation pendant la période Vraconien - Turonien.

Le découpage proposé a permis de caler notre échelle biostratigraphique régionale aux datations proposées pour les cycles eustatiques de 3^{e} ordre dans la charte (HAQ & al., 1987). L'âge de ces séries, souvent dépourvues de faunes significatives, pourraît être éventuellement précisé.

La démarche adoptée, qui s'inscrit dans la logique des travaux réalisés par les universités de Marrakech et de Toulouse, aboutit à une synthèse géodynamique régionale au cours de l'intervalle Cénomanien - Turonien, intervalle pendant lequel l'influence tectonique (blocs basculés ?, tectonique salifère ?) se surimposant au contrôle eustatique, pourrait être à l'origine de la localisation des aires à subsidence élevée (zone de compensation du diapir de Tidsi), surtout à l'Est de la ride diapirique de Tidsi, dans l'aire Neknaffa ? -Tama-Talbourine. La stratigraphie séquentielle a en effet permis de décéler dans ce secteur un développement, particulièrement important des prismes de bordure de plateforme.

ANNEXE

;

| Echantillons (2 et C9) | Lithologie | Bioclastes | Lituolides Lituolides Textulariides Nezzazatides Neizorbides Miliolides Pseudolituonella reicheli Chrysalidina gradata Charentia cuvillieri Charentia cuvillieri Ferquemella sp. Permocalculus sp. Bairdia cf. sp. 7 Dolocytheridea atlasica Paracypris cf. dubertreti | Kaliptovalva ? tifratinensis Metacytheropteron gr. parnesi Cythereis algeriana Cythereis aff. namousensis Peloriops ziregensis Veeniacythereis gr. jezzineensis Bythocypris ? cf. symmetrica Ostracodes indeterminės |
|---|------------|------------|--|---|
| C9-35 C9-34 C9-29 C9-25 C9-15 C9-15 C9-15 | | | | |
| Z2 Z1 | | | ^{10 m} 5 0 | ¢ ⊂oraux |

Coupe de la vallee de l'oued Ziz (région d'Erfoud-Errachidia)

-

I

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 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, p. 102 à 105.
- SOUHEL A. & CANEROT J. (1989) Polarités sédimentaires téthysienne puis atlantique : l'exemple des couches rouges Jurassico-Crétacées du Haut Atlas Central (Maroc). Revue Sciences Géologiques, Strasbourg, Mém. 84, p. 39 à 46, 5 fig.
- STAMM R. & THEIN J. (1982) Sedimentation in the Atlas Golf III : Turonian Carbonates. in Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer-Verlag (Ed.), p. 459 à 474.
- STETS J. & WURSTER P. (1982) Atlas and Atlantic Structural Relations. in Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer-Verlag (Ed.), p. 69 à 85.
- TAJ-EDDINE K., GHARIB A., BEN ABBES TAARJI R., IBNOUSSINA M.,CANEROT J. & REY J. (1989) - Le Néocomien du versant Nord du Haut Atlas Occidental : stratigraphie, rôle de l'eustatisme, de la tectonique distensive et de l'halocinèse. Revue Sciences Géologiques, Strasbourg, Mém. 84, p. 61 à 69, 4 fig.
- TAJ-EDDINE (1991) Le Jurassique terminal et le Crétacé basal dans l'Atlas Atlantique (Maroc) : Biostratigraphie, Sédimentologie, Stratigraphie séquentielle et Géodynamique. Thèse d'Etat, Université Cadi Ayyad, Marrakech. Strata, Série 2, Vol. 16, 285 pp., 132 fig., 9 pl.
- THEIN J. (1988) Turonian paleogeography of the High Atlas Montains (Morocco) and the North Atlantic. Z. dt. geol. Ges., 139, p. 261 à 287, 9 fig., 1 pl.
- THOMPSON Th. L. (1976) Plate tectonics in oil and gas exploration of continental margins. A. A. P. G. Bull., vol. 60, p. 1463 à 1501.
- VAIL P-R., COLIN J-P., DU CHENE R-J., 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, p. 1301 à 1322.
- 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 : C.E. PAYTON (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. A.A.P.G., Mém. 26, p. 49 à 97.
- WIEDMANN J., BUTT A. & EINSELE G. (1978) Vergleich von Marokkanieschen kreide-kustenaufschlussan und tiefseebohrungen (D.S.D.P) stratigraphie, palaoenvironment und subsidenz an einem passiven kontinentalrand. Geologische Rundschau, n° 67, p. 454 à 508.
- WIEDMANN J., BUTT A. & EINSELE G. (1982) Cretaceous stratigraphy, environment and subsidence history at the Moroccan Continental Margin. *in* Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer-Verlag (Ed.), p. 366 à 396.
- 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, Annales des Mines et de la Géolgie, n° 28, t. II, p. 415 à 441.
- WURSTER P. & STETS J. (1982) Sedimentation in the Atlas Golf II : Mid-Cretaceous Events. in Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer-Verlag (Ed.), p. 439 à 458.

- ROBASZYNSKI F. (1981) -Répartitions comparées de Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen dans la Téthys et la Mer Boréale par rapport à une zonéographie macropaléontologique. Cretaceous Research, 2, p. 409 à 416.
- ROBASZYNSKI F. (1989) Evénements à l'échelle globale pendant la partie moyenne du Crétacé. Compte-rendu de la table ronde tenue au terme du Colloque du Groupe Français du Crétacé à Lyon le 28 Octobre 1987. Géobios, Mém. Spec. n° 11, p. 311 à 319, 2 fig.
- 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 Micropal., ed. C.N.R.S., lère partie : 185 p., 2ème partie : 181 p.
- ROBASZYNSKI F., CARON M., DUPUIS C., AMEDRO F., GONZALEZ-DONOZO J-M., LINARES-RODRIGUEZ D., HARDENBOL J., GARTNER S., CALANDRA F., & DELOFFRE R. (1990) - A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of central Tunisia : formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. Bull. centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine. Vol. 14, n° 1, p. 213 à 384.
- ROCH E. (1930) Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. Notes et Mém. du service géologique du Maroc, p. 386 à 431 ; 498 à 499.
- ROCH E. (1930) Carte géologique au 1/200 000 : Abda Djebilet Occidental Zone synclinale de Mogador, Atlas Occidental.
- ROCH E. (1950) Histoire stratigraphique de Maroc. Notes et Mém. du service géologique du Maroc, n° 80, p. 328 à 330, 1 tab.
- ROVEDA V. (1964) Découverte de Gabonella dans le crétacé supérieur du Sahara Espagnol. Revue de Micropal., vol. 7, n° 3, p. 195 à 204.
- SAINT-MARC P. (1970) Sur quelques foraminifères Cénomanien et Turonien du Liban. Revue de Micropal., vol. 13, n° 2, p. 85 à 94, 2 fig., 2 pl.
- SAINT-MARC P. (1977) Broeckina alaouitensis (Foraminifère), nouvelle espèce du Cénomanien. Revue de Micropal., vol. 20, n° 3, p. 167 à 173, 1 fig., 2 pl.
- SAINT-MARC P. (1977) Répartition stratigraphique de grands foraminifères benthiques de l'Aptien, de l'Albien, du Cénomanien et du Turonien dans les régions méditerranéennes. Revista Espagnola de Micropal., vol. IX, n° 3, p. 317 à 325, 2 tab.
- SAINT-MARC P. (1982) Distribution paléoécologique et paléobiogéographique de grands foraminifères benthiques du Cénomanien. Revista Espagnola de Micropaleontologia, vol. XIV, p. 247 à 262, 5 fig.
- SAINT-MARC P. & RAHHALI I. (1982) Sur la présence du genre Spirocyclina (Foraminifère) dans le Cénomanien supérieur du Maroc. Revue de Micropal., vol. 25, n° 2, p. 133 à 140.
- SARG J-F. (1988) Carbonate sequence stratigraphy in sea-level changes : an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. p. 155 à 181, special publication n° 42.
- SCHROEDER R. & NEUMANN M. [Coord.] (1985) Les grands foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne. Géobios, Mém. spéc. n° 7, 161 p., 17 fig., 68 pl.
- PERES J. M. (1961) Océanographie biologique et biologie marine. T. 2 : la vie benthique. Presse universitaire de France, Paris, p. 541.
- PERES J. M. & PICARD J. (1959) On the vertical distribution on benthic communities. First inter. Oceanogr. Cinq., New-york.
- PERYT D. & WYRWICKA K. (1991) The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event in SE Poland. Cretaceous research, 12, p. 65 à 80.
- PEYBERNES B. (1976) Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées Franco-Espagnoles entre la Garonne et la Méditerrannée. Thèse Doct. d'Etat Sci. Nat., Toulouse, 459p.
- POLSAK A., BAUER V. & SLISKOVIC T. (1982) Stratigraphie du Crétacé supérieur de la plate-forme carbonatée dans les Dinarides externes. Cretaceous Research, 3, p. 125 à 133.
- PRATURLON A. (1966) Heteroporella lepina, new dasycladal species from upper Cenomanian-lower Turonian of Central Apennines. Bullettino della Società Paleontologica Italiana, vol. 5, nº 2, p. 202 à 205, 1 fig., 2 pl.
- PROUST F., PETIT J. P. & TAPONNIER P. (1977) L'accident de Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas Occidental (Maroc). bull. Soc. Géol. France, (7), t. 19, n° 3, p. 541 à 551.
- PURSER B-H. (1980) Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Ed. Technip, tome 1, 366 p.
- PURSER B-H. (1983) Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Ed. Technip, tome 2, 389 p.
- REINECK H. E. & SINGH I. B. (1975) Depositional Sedimentary Environments. 439 p., Springer-Verlag (Ed.).
- REY J. (1983) Biostratigraphie et lithostratigraphie. Principes fondamentaux, méthodes et applications. Ed. Technip, 181 p. 107 fig., 10 tab.
- REY J. (1988) Stratigraphie séquentielle et corrélations eustatiques. Applications aux dépôts de plate-forme. Rapport interne Elf-Aquitaine.
- REY J., BILOTTE M. & PEYBERNES B. (1977) Analyse biostratigraphique et paléontologique de l'Albien marin d'Estremadura (Portugal). Géobios, n° 10, fasc. 3, p. 369 à 393, 3 fig., 3 pl.
- REY J., CANEROT J., ROCHER A., TAJ-EDDINE K. & THIEULOY J. P. (1986) -Le Crétacé inférieur sur le versant Nord du Haut Atlas (région d'Imi-N-Tanout et d'Amezmiz) : données biostratigraphiques et évolutions sédimentaires. Cinquième conférence scientifique internationale du P.I.C.G.-U.N.E.S.C.O. n° 183, Marrakech, p. 393 à 411.
- REY J. & CUBAYNES R. (1991) Séquences lithoclinales et séquences génétiques de dépôt dans le Lias moyen du Bassin Aquitain. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 312, Série II, p. 1557 à 1563.
- REY J. & TAJ-EDDINE K. (1989) La stratigraphie séquentielle : une nouvelle lecture des séries sédimentaires. Exemples d'application dans le Haut Atlas atlantique (Maroc). Revue Sciences Géologiques, Strasbourg, Mém. 84, p. 47 à 60, 6 fig.

Occidental). Thèse de 3^e cycle. Univ. Cadi Ayyad, Marrakech. Mém. 2 de l'Action intégrée 210/86.

- JAFFREZO M., MEDINA F. & CHOROWICZ J. (1985) Données microbiostratigraphiques sur le Jurassique supérieur du Bassin de l'Ouest Marocain. Comparaison avec les résultats du leg 79 D. C. C. P. et de la campagne Cyamaz 1982. Bull. Soc. Géol. France. (8), t. 1, n° 6, p. 875 à 884.
- JANSA L-F. & WIEDMANN J. (1982) Mesozoïc-Cenozoïc development of the eastern north American and northwest African continental margins : a comparison. in Geology of the northwest African continental margin. Springer-Verlag (Ed.), p. 215 à 269.
- KLASZ I. DE, MARIE P. & MEIJER M. (1960) Gabonella nov. gen., un nouveau genre de foraminifères du Crétacé supérieur et du Tertiaire basal de l'Afrique occidentale. Revue de Micropal., vol. 3, nº 3, p. 167 à 182.
- KLASZ I. DE, MARIE P. & RERAT D. (1961) Deux nouvelles espèces du genre Gabonella (Foraminifère) du Crétacé du Gabon (Afrique équatoriale). Revue de Micropal., vol. 4, n° 2, p. 77 à 79.
- KLASZ I. DE & VAN HINTE J-E. (1977) Remarques sur le genre Gabonella (Foraminifères) et description de deux nouvelles espèces du Crétacé supérieur du Gabon. Actes Vlème Colloque Africain de Micropal., Tunis, 1974, Annales des Mines et de la Géolgie, n° 28, t. 1, p. 481 à 497.
- LAVILLE E., LASAGE J. L. & SEGURET M. (1977) Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant Sud du Haut Atlas. Bull. Soc. Géol. France, 19, (7), p. 527 à 539.
- LE PICHON X., SIBUET J. C. & FRANCHETEAU J. (1977) The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. Tectonophysics, vol. 38, p. 169 à 209.
- LOEBLICH A. R. & TAPPAN 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, 900p.
- MAYNC W (1953) Hemicyclammina sigali n. gen. n. sp. from the Cenomanian of Algeria. Reprinted from contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, vol. IV, part. 4, p. 148 à 150, 1 fig.
- MEDINA F. (1983) Télédetection géologique et analyse structurales des tectoniques superposées dans le Haut Atlas Occidental. Thèse de 3ème cycle, université Pierre et Marie-Curie, Paris.
- MICHARD A. (1976) Eléments de géologie marocaine. Notes et Mémoires du service géologique du Maroc, n° 252, 408 p.
- MICHARD A., WESTPHAL M., BOSSERT A. & HAMZEH R. (1975) Tectonique de blocs dans le socle atlaso-mesetien du Maroc : une nouvelle interprétation des données géologiques et paléomagnétiques. Earth Planet. Sci. Letters, 24, p. 363 à 368.
- NEDERBRAGT A. J. (1991) Late Cretaceous biostratigraphy and development of Heterohelicidae (planktic foraminifera). Micropaleontology, vol. 37, n° 4, p. 329 à 372, 12 pl., 13 fig., 1 tab.
- NEUMMAN M. (1967) Manuel de micropaléontologie des foraminifères. Vol. 1, 297 p., 12 tab., 182 fig., 60 pl.

Errachidia (Sud-Est Marocain) : stratigraphie et paléoenvironnements. Bull. Soc. Géol. France. (8), t. I, n° 4, p. 559 à 564.

- FERRANDINI M. (1988) Les Foraminifères benthiques du Cénomanien supérieur dans le Sud-Est marocain. Revue de pléobiologie, vol. spéc. n° 2, Benthos '86, p. 429 à 430.
- FLEURY J-J. (1971) Le Cénomanien à foraminifères benthoniques du massif de Varassova (zone de Gavrovo, Akarnanie, Grèce continentale). Revue de Micropal. vol. 14, n° 3, p. 181 à 194, 3 fig., 3 pl.
- FLEURY J-J. (1980) Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. Soc. Géol. Nord, Lille, Publ. n° 4 ; (Thèse Sci., Lille).
- FLEURY J-J. & FOURCADE E. (1990) La super-famille Alveolinacea (Foraminifères) : systématique et essai d'interprétation phylogénétique. Revue de Micropal., vol. 33, n° 3-4, p. 241 à 268.
- FLOQUET (1984) Discontinuités sédimentaires et corrélations : exemples dans le Crétacé supérieur mésogéen et atlantique. Bull. Soc. Géol. France, Paris, (7), t. XXVI, n° 6, p. 1211 à 1221, 2 fig.
- FLOQUET M. (1991) La plate-forme Nord-Castillane au Crétacé supérieur (Espagne). Arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique, sédimentation et vie. Mém. Géol. de l'Univ. de Dijon, 2 tomes, 925 p., 333 fig., 2 pl.
- FOLK R. L. (1959) Pratical petrographic classification of limestones. A. A. P. G. Bull., 43, 1, p. 1 à 38.
- GHARIB (1989) Etude stratigraphique, sédimentologique et géodynamique des formations hautériviennes entre Imi-N-Tanout et Smimmou (Haut Atlas Occidental, Maroc). Thèse de 3^e cycle, Marrakech, 178p.
- HAMAOUI M. (1965) Sur la présence de Gabonella (Foraminiferida) en Israël. Revue de Micropal., vol. 8, n° 1, p. 33 à 36.
- HAMAOUI M. (1979) Contribution à l'étude du Cénomano-Turonien d'Israël. Comparaisons micropaléontologiques avec quelques régions mésogéennes. Thèse d'Université Pierre et Marie Curie, 121 p., 6 tab., 61 fig.
- HAQ B. U. (1991) Sequence stratigraphy and sea-level change. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., 12, p. 3 à 39.
- HAQ B-U., HARDENBOL J. & VAIL P-R. (1987) The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. Science, washington, 235, p. 1156 à 1167.
- HAQ B. U., HARDENBOL J., VAIL P. R., WRIGHT R. C., STOVER 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.
- HONIGSTEIN A., LIPSON-BENITAH S., CONWAY B. FLEXER A. & RESENFELD A.
 (1989) Mid-Turonian anoxic event in Israël. A multidisciplinary approach.
 Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 69, p. 103 à 112.
- IBNOUSSINA M. (1988) Etude stratigraphique et sédimentologique du Jurassique terminal - Néocomien de la région d'Ichemraren - Imi-N-Tanout (Haut Atlas

- 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, vol. 10, n° 2, p. 509 à 535, 13 fig., 4 tab.
- DUFFAUD F. (1960) Contribution à l'étude stratigraphique du bassin secondaire du Haut Atlas occidental (Sud-Ouest marocain). Bull. soc. Géol. France. Série 7, t. 2, p. 728 à 734.
- DUFFAUD F., BRUN L. & PLANCHUT B. (1966) Le bassin du Sud-Ouest marocain. In: D. REYRE (editor). Bassins sédimentaires du littoral Africain, I. Part. firmin didot, Paris, p. 5 à 12.
- DUNHAM R. J. (1962) Classification of carbonate rocks : according to depositional texture. Classifiaction of Carbonate Rocks. Symposium A. A. P. G., 1, p. 108 à 121.
- EINSELE G. & WIEDMANN J. (1982) Turonian black shales in the Moroccan Coastal Basins : First upwelling in the Atlantic Ocean ? *in* Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer-Verlag (Ed.), p. 396 à 414.
- ELF-AQUITAINE (1975) Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1 - Eléments d'analyse. Centres de recherches de Boussens et de Pau, 173 p.
- ELF-AQUITAINE (1977) Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2 - Eléments d'interprétation. Centres de recherches de Boussens et de Pau, 231 p.
- EL KAMALI N. (1987) Le Cénomanien supérieur et le Turonien de la région d'Imi N'tanout et de Smimou. Mém. de C.E.U.S., Marrakech, 56 p., 18 fig., 4 pl.
- 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. Thèse de 3ème cycle, Marrakech, 128 p., 50 fig., 12 pl.
- ETTACHFINI 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, Mém. 84, p. 71 à 81, 3 fig., 2 tab.
- ETTACHFINI 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, p. 21 à 23, 4 fig.
- ETTACHFINI (1992) Biostratigraphie et stratigraphie séquentielle : leurs contributions réciproques pour le calage stratigraphique des dépôts cénomano-turoniens dans le bassin d'Essaouira (Maroc). 14^c Réunion des Sciences de la Terre, Toulouse, Soc. Géol. France, edit. paris. Résumé p. 59.
- FERRANDINI M. & FERRANDINI J. (1985) Biozonation et sédimentologie de la plateforme carbonatée Cénomano-Turonienne du Sud-Est Marocain et du Haut Atlas central au Haut Atlas de Marrakech. Cinquième conférence scientifique internationale du P.I.C.G.-U.N.E.S.C.O. n° 183, Marrakech, p. 531 à 532.
- FERRANDINI M., PHILIP J., BABINOT J-F., FERRANDINI J. & TRONCHETTI G. (1985) - La plate-forme carbonatée du Cénomano-Turonien de la région d'Erfoud-

- CARTE TOPOGRAPHIQUE DU MAROC au 1/100 000 (1978) Feuille de Tamanar
- CASTRO DE P. (1965) Su alcune Soritidae (Foraminiferida) del Cretacico della Campania. Note stratigrafiche sul gruppo montuoso del Tifata. Estratto dal "Bolletino della Società dei Naturalisti in Napoli", vol. LXXIV, p. 342 à 345, 22 pl.
- CASTRO DE P. (1985) Ovalveolina crassa DE CASTRO, 1966. Ovalveolina maccagnoae DE CASTRO, 1986. Cisalveolina lehneri REICHEL, 1941. Cisalveolina frassi (GUEMBEL, 1872). Sellialveolina viallii COLALONGO, 1963. Géobios, Lyon, Mém. spéc., N° 7, p. 102 à 109 et 123 à 138, fig. 9, 15 à 17.
- CASTRO DE P. (1988) Les Alvéolinidés du Crétacé d'Italie. Revue de Paléobiologie, vol. spéc. n° 2, Benthos '86, p. 401 à 416., 7 pl.
- CHIOCCHINI M., MANCINELLI A. & ROMANO A. (1983) Stratigraphic distribution of benthic foraminifera in the Aptian, Albian and Cenomanian carbonate sequences of the Aurunci and Ausoni mountains (Southern Lazio, Italy). Benthos '83, p. 167 à 181.
- CHIOCCHINI M., MANCINELLI A., MOLINARI-PAGANELLI V. & TILLA-ZUCCARI (1979) - répartition stratigraphique des Algues Dasycladales et Codiacées dans les successions mésozoïques de plate-forme carbonatée du Lazio centre-méridional (Italie). Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Vol. 3, N° 2, p. 525 à 535, 1 fig., 2 tab., 2 pl.
- CHOUBERT G. (1948) Essai sur la paléogéographie du Mésocrétacé marocain. vol. jubilaire 1920-1945, Société Sciences Naturelles, Maroc, p. 307 à 329.
- CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1956) Lexique stratigraphique du Maroc. Notes et Mém. du service géologique du Maroc, n° 134, 165 p.
- CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (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. hors série.
- COUSMINER H. L. & MANSPEIZER W. (1977) Autunian and Carnian palynoflorules contribution to the chronology and tectonic history of the Moroccan pre-Atlantic borderland. In. : Swain F. M. (Ed.), Stratigraphy, Micropaleontology of Atlantic basins and borderland. Elsevier, Amsterdam, p. 185 à 204.
- CRAMEZ C. (1990) Glossaire de stratigraphie séquentielle. Anglais-Français. Revue de l'Institut Français du Pétrole, vol. 45, n° 3, p. 435 à 453.
- DAOUDI L. (1991) Sédimentation et diagenèse des argiles du Jurassique supérieur à l'Eocène dans le bassin du Haut Atlas occidental (Maroc). Thèse de l'Université des Sciences et Techniques, Lille, 206 p., 80 fig., 3 tab.
- DELFAUD J. (1972) Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. Mém. B. R. G. M., p. 593 à 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, p. 393 à 433.

Réunion des Sciences de la Terre, Toulouse, Soc. Géol. France, edit. paris. Résumé p. 27.

- BOUCHOUATA A., CANEROT J., REY J., SOUHEL A., BEN ABBES TAARJI R. & TAJ-EDDINE K. (1991) - Diapirisme et dynamique de la marge Ouest-Marocaine durant le Jurassique et le Crétacé. Réunion spécialisée de la Société Géologique de France sur l'halocinèse. Paris. Résumé p. 13.
- BRIVES (1905) Les terrains crétacés dans le Maroc Occidental. Bull. Soc. Géol. France, 4^e série, t. V, p. 81 à 96, 14 fig., 1 pl.
- BRUN L. & GROSDIDIER E. (1970) Découverte de deux repères micropaléontologiques dans le crétacé moyen du golfe de Guinée. Propositions pour une biozonation du Cénomanien du Gabon. IVème Colloque Africain de Micropal., Abidjan, 1970, p. 73 à 87, 2 fig., 1 pl.
- BUSSON G. (1984) Relations entre les gypses des plates-formes du Nord-Ouest Africain et les black shales de l'Atlantique au Cénomanien inférieur-moyen. C.R. Acad. Sc. Paris, t 298, série II, n° 18, p. 801 à 804.
- BUSSON G. (1988) Relations entre les types de dépôts évaporitiques et la présence de couches riches en matière organique (roches-mères potentielles). Revue de l'Institut Français du Pétrole, vol. 43, n° 2, p. 181 à 215.
- BUT A. (1982) Micropaleontological bathymetry of the Cretaceous of Western Morocco. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 37, n° 2-4, p. 235 à 275.
- CANEROT J., DURAND-DELGA M., PEYBERNES 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). Ilème conférence scientifique internationale du P.I.C.G.-U.N.E.S.C.O. n° 183, Rabat, (sous presse).
- CANEROT J., CUGNY P., PEYBERNES B., RAHHALI I., REY J., & THIEULOY J-P. (1986) - Comparative study of the lower and mid-Cretaceous sequences on different Maghrebian Shelves and Basins. Their place in the evolution of the North African Atlantic and Neotethysian Margins. Marine Geology, Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 55, p. 213 à 232. Elsevier Sciences Publisheres, B. V., Amsterdam.
- CARON M. & HOMEWOOD P. (1983) Evolution of early planktic foraminiferes. Marine Micropal., 7, p. 453 à 462.
- CARON M. (1985) Cretaceous planktonic foraminifera. In : Bolli, H. M., Saunders J. B. and Perch-Nielsen K. Eds., Plankton stratigraphy. Cambridge : Cambridge University Press.
- CARTE GEOLOGIQUE DU MAROC au 1/100 000 (1981) Feuille d'Imi-N-Tanout
- CARTE GEOLOGIQUE DU MAROC au 1/100 000 (1970) Feuille d'El Khemis des Meskala
- CARTE GEOLOGIQUE DU MAROC au 1/100 000 (1970) Feuille de Tamanar

CARTE TOPOGRAPHIQUE DU MAROC au 1/100 000 (1974) - Feuille d'Amezmiz

CARTE TOPOGRAPHIQUE DU MAROC au 1/100 000 (1974) - Feuille d'Imi-N-Tanout

- BEHRENS M., KRUMSIEK K., MEYER D. E., SCHAFER A., SIEHL A., STETS J., THEIN J. & WURSTER P. (1978) - Sedimentationsablaufe im Atlas-Golf (Kreide Kustenbecken Marokko). Geologysche Rundschau, 67/2, p. 424 à 453.
- BEN ABBES TAARJI R-K. (1989) Etude stratigraphique, sédimentologique et géodynamique du Jurassique terminal-Néocomien du diapir de Tidsi (Essaouira, Maroc). Thèse de 3ème cycle, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 248 p., 13 pl.
- BERTHOU P. Y. (1984) Répartition stratigraphique actualisée des principaux Foraminifères benthiques du Crétacé moyen et supérieur du bassin occidental Portugais. Benthos '83, p. 45 à 54, 5 fig., 1 pl.
- BILOTTE M. (1981) Quelques biotopes à Rudistes pendant le Crétacé supérieur : Exemples pyrénéens. 106ème Congrès National des Sciences Savantes, Perpignan, Sciences, fasc. 1, p. 167 à 175.
- BILOTTE M. (1984) Les grands foraminifères benthiques du Crétacé supérieur Pyrénéen. Biostratigraphie. Réflexion sur les corrélations mésogéennes. Benthos '83, p. 61 à 67, 1 fig., 3 tab.
- BILOTTE M. (1984) 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 pl.
- 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 p., 121 fig., 53 tab.
- BILOTTE M. (1991) Séquences de dépôt et limites de blocs dans le Crétacé terminal et le Paléocène basal du bassin d'avant-pays sous-pyrénéen (petites Pyrénées - Dômes annexes, France). Bull. centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine. Vol. 1, n° 2, p. 411 à 437, 12 fig., 6 pl.
- BILOTTE M., ETTACHFINI El M. & SEVERAC J-P. (1991) Approches, physique, paléontologique et sédimentologique des discontinuités sédimentaires dans les Pyrénées orientales. Comparaison avec le Haut Atlas Marocain. Colloque international sur les événements de la limite Cénomanien-Turonien. Géologie Alpine, Mém. hors série nº 17, Résumé p. 15.
- BISMUTH H., BOLTENHAGEN C., DONZE P., LE FEVRE J. & SAINT-MARC P. (1981) - Le Crétacé moyen et supérieur du Djebel Semmama (Tunisie du centrenord); microstratigraphie et évolution sédimentologique. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 5, p. 193 à 267, 9 fig., 11 pl.
- BLONDEL T. J. A. (1991) Les séries à tendance transgressive marine du Miocène inférieur à moyen de Tunisie Centrale : biostratigraphie, paléoenvironnements et analyse séquentielle des formations du Groupe Hajeb el Aïoun intégrés au contexte géodynamique, climatique et eustatique régional et global. Thèse de Doctorat ès-Sciences, Université de Genève, p. 260 à 283.
- BOISSEAU T. & DUPONT G. (1989) Analyse séquentielle en milieu carbonaté : principe et intérêts des courbes d'histogrammes pondérés. Réunion spécialisée de la Société Géologique de France et du Comité Français de Stratigraphie. Strata, Série 1, Vol. 5, p. 21 à 23, 1 fig.
- BOUCHOUATA A. & CANEROT J. (1992) Rifting, dynamique de blocs et halocinèse dans l'Atlas marocain : exemple de la ride de Talmest (Haut Atlas Central). 14^e

- AMBROGGI R. (1963) Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. Notes et Mémoires du service géologique du Maroc. n° 157, 321 p.
- ANDREU B. (1985) Evolution paléogéographique du Crétacé moyen sur une transversale Agadir-Nador. Cinquième conférence scientifique international du P.I.C.G.-U.N.E.S.C.O. n° 183, Marrakech. p. 515 à 517.
- ANDREU B. (1989) Le Crétacé moyen de la transversale Agadir-Nador (Maroc) : Précisions stratigraphiques et sédimentologiques. Cretaceous Research, n° 10, p. 49 à 80.
- ANDREU B. (1991) Les Ostrcodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien) le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). Thèse d'Etat, Toulouse. Strata, Série 2, Vol. 14, 2 tomes, 765 p., 243 fig., 14 tab., 73 pl.
- 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, vol. 2, n° 3-4, p. 383 à 393.
- ARNAUD-VANNEAU A., BOISSEAU T. & DARSAC C. (1988) Le genre Trocholina Paalzow 1922 et ses principales espèces au Crétacé. Revue de pléobiologie, vol. spéc. n° 2, Benthos '86, p. 353 à 377, 7 fig., 1 tab., 6 pl.
- ARNAUD-VANNEAU A. & PRESTAT B. (1984) Thomasinella and Co., 2nd international simposium benthic foraminifera (Pau, April, 1983), p. 19 à 26, 1 fig., 2 pl.
- BANNER F. T., SIMMONS M. D. & WHITTAKER J. E. (1991) The Mesozoic Chrysalidinidae (Foraminifera, Textulariacea) of the middle East : the Redmond (Aranco) taxa and their relatives. Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.), vol. 47, n° 2, p. 106 à 115.
- BASSE E. & CHOUBERT G. (1956) Les faunes d'Ammonites du Cénomano-Turonien de la partie orientale du domaine atlasique marocain et de ses annexes sahariennes. XXème Congrès Géologique International, Mexico, p. 59 à 81.
- BASSOULLET J-P., BERNIER P., CONRAD M-A., DELOFFRE R. & JAFFREZO M. (1978) - Les Algues dasycladales du Jurassique et du Crétacé. Géobios, Paléontologie, Stratigraphie, Paléoécologie, Mém. spécial 2, 330 p., 1 tab., 40 pl.
- 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, vol. 7, N° 2, 449 à 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. Contribution au P.I.C.G.-U.N.E.S.C.O. n° 183, cinquième conférence scientifique internationale, Marrakech, Maroc. 42 p.
- BEAUDOIN B., EL KAMALI N. & MARRAKCHI C. (1989) Nodulisation et compaction dans la série Turonienne du bassin d'Agadir (Maroc). 2ème Congrès Français de Sédimentologie, Paris, p. 23 à 24.

TABLE DES MATIERES

1

| Remerciements | 5 |
|---------------|---|
| Résumés | 7 |

CHAPITRE I : INTRODUCTION

| 1 INTRODUCTION | 17 |
|--|----|
| 2 CADRE GEOGRAPHIQUE | |
| 2. 1 Aperçu climatologique et végétation | 17 |
| 2. 2 Aperçu hydrographique et hydrogéologique | 17 |
| 3 CADRE GEOLOGIQUE ET HISTORIQUE | |
| 3. 1 Les conceptions structurales | 19 |
| 3. 2 Les conceptions stratigraphiques et lithologiques | 20 |
| 3. 2. 1 Les travaux anciens (1905-1976) | |
| 3. 2. 2 Les travaux récents (1978-1991) | 24 |
| 4 BUT DE L'ETUDE | 27 |
| 5 METHODOLOGIE ET PRESENTATION | 27 |
| 5. 1 Méthodes d'étude | 27 |
| 5. 2 Figuration des coupes et légendes | |

CHAPITRE II : ETUDE REGIONALE DETAILLEE

Lithologie, Biostratigraphie et Sédimentologie

| 1. SITUATION DES COUPES ÉTUDIÉES | 33 |
|---|----|
| 2 DESCRIPTION DES FORMATIONS | 40 |
| 2. 1 Formation des Calcaires dolomitiques du Kéchoula | 40 |
| 2. 1. 1 Description des coupes étudiées | 40 |
| 2. 1. 1. 1 Coupe du Jbel Aghannbou | 40 |
| 2. 1. 1. 2 Coupe de Dar Caïd Neknaffi | 42 |
| 2. 1. 1. 3 Coupe du Jbel Talbourine | 42 |
| 2. 1. 1. 4 Coupe d'Imi-N-Tanout | 44 |
| 2. 1. 2 Environnements sédimentaires | 44 |
| 2. 1. 3 Argumentations biostratigraphiques | 44 |

| 2 Formation des Marnes d'Aït Lamine | 46 |
|---|-----|
| 2. 2. 1 Coupe type du Jbel Talbourine | 46 |
| 2. 2. 1. 1 Unité C1 | |
| 2. 2. 1. 2 Unité C2 | |
| 2. 2. 1. 3 Unité C3 | |
| 2. 2. 1. 4 Unité C4 | 60 |
| 2. 2. 2 Coupes annexes | 62 |
| 2. 2. 2. 1 Coupe du Douar Tama | 62 |
| 2. 2. 2. 1. 1 Unité C1 | 63 |
| 2. 2. 2. 1. 2 Unité C2 | 64 |
| 2. 2. 2. 1. 3 Unité C3 | 70 |
| 2. 2. 2. 1. 4 Unité C4 | 72 |
| 2. 2. 2. 2 Coupe du Jbel Igammoud | 72 |
| 2. 2. 2. 3 Coupe du Dar Caïd Neknaffi | 74 |
| 2. 2. 2. 3. 1 Unité C3 | 74 |
| 2. 2. 2. 3. 2 Unité C4 | 75 |
| 2. 2. 2. 4 Coupe du Jbel Aohannbou | 78 |
| 2, 2, 2, 4, 1, - Unité C1 | 78 |
| 2 2 2 4 2 - Unité C2 | 80 |
| 2. 2. 2. 4. 3 Unité C3. | |
| 2. 2. 2. 4. 4 Unité C4 | 84 |
| 2. 2. 2. 5 Coupe du Douar Tadnest | |
| 2. 2. 2. 5. 1 Unité C1. | |
| 2, 2, 2, 5, 2, - Unité C2 | |
| 2, 2, 2, 5, 3, - Unité C3. | |
| 2. 2. 2. 5. 4 Unité C4 | 91 |
| 2. 2. 2. 6 Coupe d'Imi-N-Tanout | 94 |
| 2. 2. 2. 6. 1 Unité C1 | 94 |
| 2. 2. 2. 6. 2 Unité C2 | 98 |
| 2. 2. 2. 6. 3 Unité C3 | 100 |
| 2. 2. 2. 6. 4 Unité C4 | 102 |
| 2. 2. 3 Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires, | |
| conséquences paléogéographiques | 104 |
| 2. 2. 3. 1 Unité C1 | 104 |
| 2. 2. 3. 2 Unité C2 | 106 |
| 2. 2. 3. 3 Unité C3 | 108 |
| 2. 2. 3. 4 Unité C4 | 111 |
| 2. 2. 3. 5 Conclusions | 114 |
| 2. 2. 4 Argumentations biostratigraphiques | 119 |
| 2. 2. 4. 1 Les Foraminifères | 119 |
| 2. 2. 4. 1. 1 Les Foraminifères benthiques | 119 |
| 2. 2. 4. 1. 2 Les Foraminifères planctoniques | 125 |
| 2. 2. 4. 2 Les Ostracodes | 131 |
| 2. 2. 4. 3 Les Algues calcaires et Characées | 134 |
| 2. 2. 4. 4 La macrofaune | 134 |
| 3 Formation des Calcaires de la Casbah d'Acadir | |
| 2 3 1 - Course type de Dar Caïd Nekeetti | 100 |
| 2. 3. 1 Coupe type de Dar Cald Nekham | 138 |
| 2. 5. 1. 1. • Utilie 11 | |
| | |
| | 142 |
| 2. J. I. 4. • UIIIO 14 | 142 |

| 2. 3. 2 Coupes annexes | 144 |
|--|-------|
| 2. 3. 2. 1 Coupe du Jbel Aahannbou | |
| 2. 3. 2. 1. 1 Unité T1 | |
| 2. 3. 2. 1. 2 Unité T2 | |
| 2. 3. 2. 1. 3 Unité T3 | 145 |
| 2. 3. 2. 1. 4 Unité T4 | 146 |
| 2 2 2 2 Course du Douas Toma | 140 |
| 2. 3. 2. 2 Coupe ou Douar Tama | 140 |
| 2. 3. 2. 2. 1 Olitid 11 | 140 |
| 2. 3. 2. 2. 2 Office 12 | 150 |
| 2. 3. 2. 2. 4 - Unité Tá | 150 |
| | |
| 2. 3. 2. 3 Coupe du Jbel Talbourine | |
| 2. 3. 2. 3. 1 Unité T1 | |
| 2. 3. 2. 3. 2 Unité T2 | |
| 2. 3. 2. 3. 1 Unite 13 | |
| 2. 3. 2. 3. 2 Unite 14 | |
| 2. 3. 2. 4 Coupe du Douar Tadnest | |
| 2. 3. 2. 4. 1 Unité T1 | 154 |
| 2. 3. 2. 4. 2 Unité T2 | |
| 2. 3. 2. 4. 3 Unité T3 | 156 |
| 2. 3. 2. 4. 4 Unité T4 | |
| 2 3 2 5 - Coupe d'Imi-N-Tanout | 158 |
| 2 3 2 5 1 - Unité T1 | 158 |
| 2. 3. 2. 5. 2 Unité T2 | |
| 2, 3, 2, 5, 3, - Unité T3 | |
| 2. 3. 2. 5. 4 Unité T4 | |
| | 100 |
| 2, 3, 2, 6, - Coupe & Amezmiz | |
| 2. 3. 2. 6. 1 Unite 11 | |
| 2. 3. 2. 6. 2 Unité 12 | |
| 2. 3. 2. 6. 4 - Unité T4 | 164 |
| E. 0. E. 0. 4 Olino 14 | |
| 2. 3. 2. 7 Coupe d'Asni | |
| 2. 3. 2. 7. 1 Unité T1 | 166 |
| 2. 3. 2. 7. 2 Unité T2 | |
| 2. 3. 3 Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimenta | ires, |
| conséquences paléogéographiques | |
| 2. 3. 3. 1 Unité T1 | |
| 2. 3. 3. 2 Unité T2 | |
| 2. 3. 3. 3 Unité T3 | |
| 2. 3. 3. 4 Unité T4 | 177 |
| 2. 3. 3. 5 Conclusions | |
| 2. 3. 4 Argumentations biostrationaphiques | 183 |
| 2. 3. 4. 1 Les Foraminifères | 183 |
| 2, 3, 4, 1, 1, - Les Foraminifères planctoniques | 183 |
| 2. 3. 4. 1. 2 Les Foraminifères benthiques | 184 |
| 2. 3. 4. 2 Les Ostracodes | |
| 2. 3. 4. 3 Les Algues calcaires | |
| 2. 3. 4. 4 La macrofaune | |

236

CHAPITRE III : STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE

| 1 STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE | 191 |
|--|-----|
| 1. 1 Rappels | 191 |
| 1. 2 Applications au Crétacé moyen du bassin d'Essaouira | 192 |
| 1. 3 Comparaison avec la charte des cycles eustatiques de 3 ^e ordre | |
| proposée par HAQ & al. (1987) | 200 |
| 2 EVOLUTION GEODYNAMIQUE | |
| 2. 1 Histoire géologique sommaire du golfe atlasique | 202 |
| 2. 2 Evolution de la marge atlantique Ouest-marocaine | 202 |
| 2. 2. 1 Intervalle Jurassique terminal - Crétacé inférieur | 202 |
| 2. 2. 2 Intervalle Cénomanien - Turonien | 204 |
| 2. 3 Conclusions | 206 |

| Annexe | |
|-------------------------------|--|
| Références bibliographiques | |
| Table des Matières | |
| Liste des Figures et Tableaux | |
| Planches photographiques | |

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Liste des figures

| Figure | 1:- | Cadre général de la chaîne Atlasique (in MEDINA 1983, modifié et complété) et situation de la région étudié : Bassin d'Essaouira |
|--------|-------|---|
| Figure | 2 : • | - Schéma des grandes unités structurales du Haut Atlas Occidental (région d'Essaouira). D'après AMBROGGI R. (1963)19 |
| Figure | 3 : | - Cadre géographique et géologique du Bassin secondaire du Sud- Ouest Marocain. Bathymétrie des fonds sous-marins voisins (DUFFAUD & al., 1966). D'après A. GOUGENHEIM : levé bathymétrique de la côte du Maroc. C. R. Acad. Sc. (1959)20 |
| Figure | 4 : • | - Carte schématique du Cénomanien. Le barré horizental correspond au faciès occidental ; le barré oblique, au faciès septentrional et oriental (d'après ROCH, 1950)21 |
| Figure | 5: | - Coupe schématique de la série du Mésocrétacé. Bordure Nord du Haut Atlas Oriental (d'après CHOUBERT, 1948)22 |
| Figure | 6: | - Cadre lithostratigraphique du Sud-Ouest Marocain au Crétacé moyen (d'après la S.C. P., 1966)23 |
| Figure | 7 : | - Lithologie, biostratigraphie et bathymétrie dans le bassin d'Essaouira (d'apès BUTT, 1982)25 |
| Figure | 8: | - Classification des roches carbonatées. a - classification de FOLK (1959) ; b - classification de DUNHAM (1962)28 |
| Figure | 9:- | Zonation des milieux de dépôt, vis à vis d'un profil théorique de plateau continental. Inspirée de : B. ANDREU, 1991 ; T. J. A. BLONDEL, 1991 : ELF-AQUITAINE, 1975 et 1977 ; J. M. PERES & al., 1959 ; J. M. PERES, 1961 ; et J. REY, 1983 et inédit29 |
| Figure | 10 : | - Liste des figurées et légendes adoptées |
| Figure | 11 : | - Contexte stratigraphique du Haut Atlas Occidental (<i>in</i> TAJ- EDDINE, 1991), complété. Situation des coupes étudiées : 1) coupe du Jbel Aghannbou ; 2) coupe de Dar Caïd Neknaffi ; 3) coupe du Jbel Igammoud ; 4) coupe du Douar Tama ; 5) coupe du Jbel Talbourine ; 6) coupe du Douar Tadnest ; 7) coupe d'Imi-N-Tanout ; 8) coupe d'Amezmiz ; 9) coupe d'Asni |
| Figure | 12 : | - Carte topographique de Tamanar au 1/100 000 ; localisation des coupes : 1) coupe du Jbel Aghannbou ; 2) coupe de Dar Caïd Neknaffi ; 3) coupe du Jbel Igammoud |
| Figure | 13 : | - Carte topographique d'El Khemis des Meskala au 1/100 000 ; localisation des coupes : 4) coupe du Douar Tama ; 5) coupe du Jbel Talbourine |
| Figure | 14 : | - Carte topographique d'Imi-N-Tanout ; localisation des coupes : 6) coupe du Douar Tadnest ; 7) coupe d'Imi-N-Tanout |
| Figure | 15 : | - Carte topographique d'Amezmiz au 1/100 000 ; localisation des coupes : 8) coupe d'Amezmiz ; 9) coupe d'Asni |
| | | |

| Figure | 16 : | - Albien supérieur en contact anormal avec de le Trias, suivant un accident diapirique |
|--------|------|--|
| Figure | 17 : | - Formation des Calcaires dolomitiques du Kéchoula ; coupe du Jbel Aghannbou41 |
| Figure | 18 | : - Alternance de bancs gréseux (a) et de bancs calcaréo- dolomitiques (b) dans le Vraconien de Dar Caïd Neknaffi |
| Figure | 19 : | - Formation des Calcaires dolomitiques du Kéchoula ; coupe de Dar Caïd Neknaffi |
| Figure | 20 : | - Formation des Calcaires dolomitiques du Kéchoula ; coupe du Jbel Talbourine |
| Figure | 21 : | - Formation des Calcaires dolomitiques du Kéchoula ; coupe d'Imi- N-Tanout |
| Figure | 22 : | - Proposition de subdivision en unités et ensembles de la formation des Marnes d'Aït Lamine |
| Figure | 23 : | - Vue panoramique de la formation des Marnes d'Aït Lamine, coupe du Jbel Talbourine47 |
| Figure | 24 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C1 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe du Jbel Talbourine |
| Figure | 25 : | - détail de la succession lithologique et milieu de dépôt de la première séquence plurimétrique de comblement dans l'ensemble C2a de la coupe du Jbel Talbourine |
| Figure | 26 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C2 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe du Jbel Talbourine |
| Figure | 27 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C3 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe du Jbel Talbourine |
| Figure | 28 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C4 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe du Jbel Talbourine. Relation avec l'unité T1 de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir61 |
| Figure | 29 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C1 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe du Douar Tama65 |
| Figure | 30 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C2 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe du Douar Tama |
| Figure | 31 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle des unités C3 et C4 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe du Douar Tama. Relation avec l'unité T1 de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir sus-jacente |

| Figure | 32 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de lunité C4 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe du Jbel Igammoud. Relation avec la partie inférieure de l'unité T1 de la formation des sus-jacente |
|--------|------|---|
| Figure | 33 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle des unités C3 et C4 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe de Dar Caïd Neknaffi. Relation avec l'unité T1 des Calcaires de la Casbah d'Agadir |
| Figure | 34 ; | - Vue d'ensemble de la formation des Marnes d'Aït Lamine, coupe du Jbel Aghannbou79 |
| Figure | 35 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C1 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe du Jbel Aghannbou |
| Figure | 36 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C2 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe du Jbel Aghannbou |
| Figure | 37 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C3 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe du Jbel Aghannbou |
| Figure | 38 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C1 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe du Jbel Aghannbou. Relation avec l'unité T1 de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir |
| Figure | 39 | c détail d'une séquence élémentaire décamétrique de sebkha paralique ou de lagune côtière marine (b à e), relevée dans l'unité C1 de la coupe du Douar Tadnest |
| Figure | 40 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle des unités qui constituent la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe du Douar Tadnest. Relation avec la première unité (T1) de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir. Les échantillons sans préfixe "Td" m'ont été confiés par EL KAMALI |
| Figure | 41 : | - Panorama de la formation des Marnes d'Aït Lamine, coupe d'Imi- N-Tanout |
| Figure | 42 : | - détail d'une séquence élémentaire de sebkha en comblement (b à f), relevée dans l'unité C1 de la coupe d'Imi-N-Tanout |
| Figure | 43 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C1 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe d'Imi-N-Tanout |
| Figure | 44 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C2 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe d'Imi-N-Tanout |
| Figure | 45 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C3 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe d'Imi-N-Tanout101 |

| Figure | 46 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de l'unité C1 de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans la coupe d'Imi-N-Tanout. Relation avec l'unité T1 de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir103 |
|--------|------|--|
| Figure | 47 | : - Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires des ensembles de l'unité C1105 |
| Figure | 48 : | - Esquisse paléogéographique synthétique au cours des dépôts de l'unité C1107 |
| Figure | 49 | : - Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires des ensembles de l'unité C2109 |
| Figure | 50 : | - Esquisse paléogéographique synthétique au cours des dépôts de l'unité C2110 |
| Figure | 51 | : - Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires des ensembles de l'unité C3112 |
| Figure | 52 : | - Esquisse paléogéographique synthétique au cours des dépôts de l'unité C3. La généralisation de la plate-forme margino-littorale sur l'ensemble du bassin est le résultat d'une baisse générale des eaux |
| Figure | 53 : | - Corrélations lithostratigraphiques et évolution sédimentaire de l'unité C4 de la formation des Marnes d'Aït Lamine. Relation avec l'unité T1 de la formation sus-jacente des Calcaires de la Casbah d'Agadir |
| Figure | 54 : | - Esquisse paléogéographique synthétique au cours des dépôts de l'unité C4. On constate l'homogénéisation des plates-formes en relation avec la phase initiale de la transgression fini cénomanienne |
| Figure | 55 | : - Evolution comparée des environnements et corrélations lithostratigraphiques des unités et ensembles de la formation des Marnes d'Aït Lamine118 |
| Figure | 56 : | - Proposition de subdivision en unités et ensembles de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir |
| Figure | 57 : | - Schéma des différentes morphologies de "silex" rencontrées dans la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans le bassin d'Essaouira |
| Figure | 58 : | - Vue d'ensemble de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir, prise de la maison de Chikh Lahcen |
| Figure | 59 : | - La succession des morphotypes de Foraminifères planctoniques au cours du mésozoïque (CARON, 1983). Les espèces primitives à évolution lente colonisent les eaux superficielles ; les espèces de plus en plus complexes se développent dans les eaux plus profondes |
| Figure | 60 : | - Enregistrement idéalisé des Foraminifères planctoniques dans les sédiments du rebord de la plate-forme des mers tempérées et chaudes (ici au Turonien ; CARON, 1983)141 |

| Figure 61 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle des unités de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans la coupe de Dar Caïd Neknaffi |
|-----------|--|
| Figure 62 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle des unités de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans la coupe du Jbel Aghannbou147 |
| Figure 63 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle des unités de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans la coupe du Douar Tama149 |
| Figure 64 | : - Vue d'ensemble de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir, coupe du Jbel Talbourine151 |
| Figure 65 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle des unités de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans la coupe du Jbel Talbourine |
| Figure 66 | : - Vue panoramique de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir, coupe du Douar Tadnest155 |
| Figure 67 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle des unités de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans la coupe du Douar Tadnest. Les échantillons numérotés sans préfixe "Td" m'ont été confiés par EL KAMALI |
| Figure 68 | : - Vue panoramique de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir, coupe d'Imi-N-Tanout |
| Figure 69 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle des unités de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans la coupe d'Imi-N-Tanout161 |
| Figure 70 | Vue panoramique du Crétacé de la région d'Amezmiz. Photo prise depuis la rive gauche de l'oued Amezmiz sur la piste menant à Azegour. A-B : coupe d'Amezmiz, barre dite "cénomano- turonienne" |
| Figure 71 | Lithologie, organisation séquentielle proposée des unités de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans la coupe d'Amezmiz |
| Figure 72 | : - Lithologie, répartition des organismes et organisation séquentielle de la barre dite "cénomano-turonienne" dans la coupe d'Asni |
| Figure 73 | : - Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires des ensembles de l'unité T1169 |
| Figure 74 | : - Esquisse paléogéographique synthétique au cours des dépôts de l'unité T1 |
| Figure 75 | : - Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires des ensembles de l'unité T2172 |
| Figure 76 | : - Esquisse paléogéographique synthétique au cours des dépôts de l'unité T2 |

| Figure | 77 : - Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires des ensembles de l'unité T3 |
|--------|---|
| Figure | 78 : - Esquisse paléogéographique synthétique au cours des dépôts de l'unité T3176 |
| Figure | 79 : - Corrélations lithostratigraphiques et évolutions sédimentaires des ensembles de l'unité T4 |
| Figure | 80 : - Esquisse paléogéographique synthétique au cours des dépôts de l'unité T4179 |
| Figure | 81 : - Evolution comparée des environnements et corrélations lithostratigraphiques des unités et ensembles de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans le bassin d'Essaouira |
| Figure | 82 : - Stratigraphie séquentielle : séquence théorique de dépôts avec ses cortèges sédimentaires, surfaces de discontinuités et lithofaciès dans un domaine carbonaté dominant (d'après F. J. SARG, 1988) |
| Figure | 83 : - Coupe synthétique montrant les relations entre les unités lithostratigraphiques (et leurs ensembles) et les séquences de dépôt (et leurs cortèges sédimentaires) dans la série vracono-turonienne du bassin d'Essaouira (Haut Atlas Occidental, Maroc) |
| Figure | 84 : - Corrélation entre les séquences de dépôt du Vraconien - Turonien du bassin d'Essaouira et le diagramme des cycles eustatiques de 3^e ordre de HAQ & al., (1987) |
| Figure | 85 : - Bloc diagramme illustrant l'évolution géologique du Haut Atlas (d'après STETS & WURSTER, 1982) |
| Figure | 86 : - Coupe schématique montrant l'évolution néocomienne du Haut Atlas Occidental. On remarque une dynamique de blocs crustaux, basculés sous l'effet d'une distension E-W et au mouvement halocinétique des évaporites triasiques (d'après TAJ-EDDINE & al., 1989) |
| Figure | 87 : - Schéma montrant l'évolution cénomano-turonienne de la marge atlantique du bassin d'Essaouira. Haut Atlas Occidental, Maroc207 |

Liste des tableaux

| Tableau 1 : | - Répartition des Ammonites, Inocérames et Foraminifères dans les Bassins d'Agadir et d'Essaouira depuis l'Albien supérieur jusqu'au Turonien |
|-------------|---|
| Tableau 2 : | - Critères faciologiques et récapitulation des différents unités et ensembles proposés pour la formation des Marnes d'Aït Lamine dans le bassin d'Essaouira. Haut Atlas Occidental, Maroc. Les épaisseurs des unités et des ensembles ne sont pas respectées117 |
| Tableau 3 | - Distribution verticale des Foraminifères de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans le bassin d'Essaouira, au sein des unités lithostratigraphiques128 |
| Tableau 4 | Tableau synthétique de répartition stratigraphique des grands Foraminifères benthiques du Crétacé moyen de la région méditerranéenne (ne sont rapportées que les espèces présentes dans le bassin d'Essaouira). références bibliographiques : P. SAINT-MARC, 1977 ; A. ARNAUD-VANNAUD & al., 1981 ; M. BILOTTE, 1984, 1985 ; M. CHIOCCHINI & al., 1984 ; R. SCHROEDER & M. NEUMANN [coord.], 1985 |
| Tableau 5 : | Extension verticale synthétique des Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen du domaine téthysien (ne sont rapportées que les espèces présentes dans le bassin d'Essaouira). Références bibliographiques : I. DE KLASZ & J. E. VAN HINTE, 1974 ; F. ROBASZYNSKI & M. CARON [coord.], 1979 ; F. ROBASZYNSKI, 1981 ; M. CARON, 1985 ; A. J. NEDERBRAGT, 1991 |
| Tableau 6 : | - Distribution verticale des Ostracodes de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans le bassin d'Essaouira, au sein des unités lithostratigraphiques |
| Tableau 7 | : - Tableau synthétique résumé à partir des données biostratigraphiques de B. ANDREU, 1991, sur une transversale Agadir-Nador (Maroc). (ne sont rapportées que les espèces présentes dans le bassin d'Essaouira). Répartition stratigraphique générale des espèces d'Ostracodes au Maroc ; Répartition stratigraphique locale des espèces d'Ostracodes dans le bassin d'Essaouira |
| Tableau 8 : | - Distribution verticale de la Flore et de la Macrofaune de la formation des Marnes d'Aït Lamine dans le bassin d'Essaouira, au sein des unités lithostratigraphiques |
| Tableau 9 : | - Critères faciologiques et récapitulation des différents unités et ensembles proposés pour la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans le bassin d'Essaouira. Haut Atlas Occidental, Maroc. Les épaisseurs des unités et des ensembles ne sont pas respectées |
| Tableau 10 | : - Distribution verticale des organismes de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir dans le bassin d'Essaouira, au sein des unités lithostratigraphiques |

la saisie du texte, la mise en page et la figuration, ont été réalisées par l'auteur au Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul Sabatier de Toulouse III



PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Fig. 1 à 6 Thomasinella punica SCLUMBERGER, 1893

- 1 vue latérale (x50), échantillon A17
- 2 vue latérale (x35), échantillon I61
- 3 vue latérale (x35), échantillon K92
- 4 vue latérale (x35), échantillon IG1
- 5 section transversale oblique (x50), échantillon 9
- 6 section axiale (x40), échantillon 15

Cénomanien inférieur du Jbel Aghannbou (figure 1) et de Douar Tadnest (figure 5) ; Cénomanien moyen du D. Tadnest (figure 6) ; Cénomanien moyen à supérieur du Jbel Talbourine (figure 3) et d'Imi-N-Tanout (figure 2) et Cénomanien supérieur du Jbel Igammoud.

Fig. 7 à 11 Pseudocyclammina rugosa (d'ORBIGNY, 1850)

- 7 section axiale (x35), échantillon T32
- 8 section subaxiale (x45), échantillon K56
- 9 section tangentielle (x20), échantillon K56
- 10 section équatoriale (x45), échantillon K102
- 11 section axiale (x50), échantillon IG2

Cénomanien inférieur du Douar Tama (figure 7) ; Cénomanien moyen du Jbel Talbourine (figure 8 et 9) ; Cénomanien supérieur du J. Talbourine (figure 10) et du J. Igammoud (figure 11)

Fig. 12 Hemicyclammina sigali MAYNC, 1953

coupe équatoriale (x55), échantillon K20 Cénomanien inférieur du Jbel Talbourine

Les photographies (sauf les Ostracodes) ont été réalisées au Microscope Optique du Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie et au Microscope Electronique à Balayage, Jeol JSM-T200, de la Faculté de Médecine de Toulouse, par l'auteur. Fig. 1 et 2 Charentia cuvillieri NEUMANN, 1965 1 - section équatoriale (x55), échantillon 10 2 - section subaxiale (x90), échantillon 38 Cénomanien moyen (figure 1) et Cénomanien supérieur (figure 2) du Douar Tadnest

Fig. 3 à 6 Spirocyclina atlasica SAINT-MARC & RAHHALI, 1982

- 3 section subaxiale (x60), échantillon 43
- 4 section subaxiale (x60), échantillon Td8
- 5 section subaxiale (x50), échantillon Td8
- 4 section tangentielle (x60), échantillon Td8
- Cénomanien sommital du Douar Tadnest

Fig. 7 Microfaciès à Spirocyclina atlasica

biomicrite à biomicrosparite riche en Foraminifères benthiques (*Pseudorhapidionina*, *Nezzazatinella*, *Pseudocyclammina*, Discorbidés, Miliolidés, Ammodiscidés), Algues calcaires (*Permocalculus*, *Terquemella* et *Neomeris*), associées à des petits Foraminifères planctoniques (*Hedbergella*, *Praeglobotruncana*) (x10), échantillon Td8

- Fig. 8 Chrysalidina cf. gradata section axiale (x75), éhantillon Te Cénomanien inférieur du Douar Tama
- Fig. 9 et 10 Trocholina gr. T. arabica 9 - section axiale (x90), échantillon 150B 10 - section axiale (x40), échantillon 150B Cénomanien moyen d'Imi-N-Tanout

Fig. 1 à 9 Cuneolina gr. pavonia

- 1 section longitudinale (axiale de l'embryon) (x100), échantillon T29
- 2 section longitudinale (x45), échantillon T32
- 3 section longitudinale (x110), échantillon K33
- 4 section transverse (x70), échantillon K54
- 5 section axiale (x45), échantillon K54
- 6 section axiale (x60), échantillon K55
- 7 vue latérale (x150), échantillon T42

8 - vue latérale (x50), échantillon C>N

9 - vue latérale (x75), échantillon IG1

Cénomanien inférieur du Douar Tama (figure 1) et du Jbel Talbourine (figure 3) ; Cénomanien Inférieur à moyen du D. Tama (figure 2) et du J. Talbourine ((figures 4, 5 et 6) ; Cénomanien moyen du D. Tama (figure 7) ; Cénomanien supérieur de Dar Caïd Neknaffi (figure 8) et du Jbel Igammoud (figure 9)

Fig. 1 à 3 Dicyclina cf. schlumbergeri

- 1 section subaxiale (x25), échantillon 11
- 2 section subaxiale (x22), échantillon 11
- 3 section subaxiale (x23), échantillon 11
- Cénomanien moyen du Douar Tadnest

Fig. 4 Microfaciès à Dicyclina cf. sclumbergeri

biomicrite à Foraminifères (Trochospira, Cuneolina, Discorbidés), Lamellibranches et Echinodermdes (x12), échantillon 11

Fig. 5 à 9 Sellialveolina viallii COLALONGO, 1963

- 5 coupe équatoriale (x75), échantillon T29
- 6 coupe subaxiale (x75), échantillon K34
- 7 coupe tangentielle (x75), échantillon K34
- 8 coupe subaxiale (x75), échantillon K36
- 9 coupe axiale (x75), échantillon K36

Cénomanien inférieur du Douar Tama (figure 5) et du Jbel Talbourine (figures 6 à 9)

- Flg. 1 à 6 Sellialveolina viallii COLALONGO, 1963
 - 1 coupe tangentielle (x90), échantillon K36
 - 2 coupe axiale légèrement oblique (x60), échantillon K36
 - 3 coupe axiale (x70), échantillon T45
 - 4 coupe subaxiale légèrement tangentielle (x55), échantillon K36
 - 5 coupe subaxiale (x70), échantillon T45
 - 6 a) vue latérale ; b) vue de profil (x100), échantillon K83

Cénomanien inférieur du Jbel Talbourine (figures 1, 2 et 4) et Cénomanien moyen du Douar Tama (figures 3 et 5) et du J. Talbourine (figure 6).

- Fig. 7 et 8 Ovalveolina sp. aff. crassa 7 - coupe équatoriale (x90), échantillon K55 8 - coupe tangentielle (x90), échantillon K55 Cénomanien inférieur à moyen du Jbel Talbourine
- Fig. 9 Broekina sp. aff. alaouitensis section équatoriale (x25), échantillon A28 Cénomanien inférieur du Jbel Aghannbou
- Fig. 10 Peneroplis parvus DE CASTRO, 1965 section équatoriale (x110), échantillon K55 Cénomanien inférieur à moyen du Jbel Talbourine

Fig. 1 à 4 Pseudorhapidionina dubia (DE CASTRO, 1965)

1 - coupe équatoriale (x140), échantillon I67

2 - coupe subaxiale oblique (x140), échantillon I67

3 - coupe subaxiale incomplète (x70), échantillon I67

4 - coupe équatoriale (x140), échantillon 38

Cénomanien sommital d'Imi-N-Tanout (figures 1 à 3) et du Douar Tadnest (figure 4)

Fig. 5 à 10 Pseudorhapidionina aff. laurinensis

5 - portion subéquatoriale oblique (x140), échantillon Td8

- 6 coupe subéquatoriale oblique (x80), échantillon 166
- 7 coupe subéquatoriale oblique (x80), échantillon I66
- 8 coupe subéquatoriale oblique (x140), échantillon I66
- 9 et 10 vue latérale (x200), échantillon K83

Cénomanien moyen du Jbel Talbourine (figures 9 et 10) et Cénomanien sommital du Douar Tadnest (figure 5) et d'Imi-N-Tanout (figures 6 à 8).

| Fig. 1 à 5 Biconcava bentori HAMAOUI & SAINT-MARC, 1970 1 - section équatoriale (x70), échantillon T39 2 - a) vue latérale ; b) vue de profil ; (x200), échantillon T42 3 - vue latérale montrant la depréssion ombilicale (face aperturale) (x200), échantillon K83 4 - section subaxiale (x150), échantillon I66 5 - section subaxiale (x100), échantillon I66 | |
|---|-----|
| Cénomanien moyen du Douar Tama (figures 1 et 2) et du Jbel Talbour (figure 3) et Cénomanien supérieur d'Imi-N-Tanout (figures 4 et 5). | ine |
| Fig. 6 Nezzazata simplex OMARA, 1956 a) vue du côté spiralé; b) vue ombilicale; (x200), échantillon K83 Cénomanien moyen du Jbel Talbourine | |
| Fig. 7 Nezzazata sp. section axiale oblique (x150), échantillon 15 Cénomanien moyen du Douar Tadnest | |
| Fig. 8 ? Trochospira avnimelchi HAMAOUI & SAINT-MARC, 1970 section axiale oblique (x80), échantillon K62 Cénomanien moyen du Jbel Talbourine | |
| Fig. 0 at 10 Negratedia dia sizzadi HENSON | |

Fig. 9 et 10 Nezzazatinella picardi HENSON 9 - section subaxiale (x70), échantillon IG2 10 - section équatoriale (x110), échantillon IG2 Cénomanien supérieur du Jbel Igammoud

Fig. 1 à 3 Miliolidés 1 - Quinqueloculina (x130), échantillon T20 2 - Spiroloculina (x75), échantillon T20 3 - cf. Nummoloculina regularis PHILIPPSON, 1887 (x75), échantillon IG2 Cénomanien inférieur du Douar Tama (figures 1 et 2) et Cénomanien supérieur du Jbel Igammoud (figure 3). Fig. 4 et 5 Textulariidés 4 - (x80), échantillon I51 5 - (x120), échantillon Td15 Cénomanien moyen d'Imi-N-Tanout (figure 4) et Turonien inférieur du Douar Tadnest (figure 5). Fig. 6 et 7 Lituolidés 6 - Lituolidae indéterminé (x45), échantillon A8 7 - Ammobaculites ? (x45), échantillon K52 Cénomanien inférieur du Jbel Aghannbou (figure 6) et Cénomanien inférieur à moyen du Jbel Talbourine (figure 7). Fig. 8 et 9 Discorbidés 8 - (x260), échantillon K19

9 - (x230), échantillon Td8

Cénomanien inférieur du Jbel Talbourine (figure 8) et Cénomanien sommital du Douar Tadnest (figure 9).

Fig. 10 Rotalia mesogeensis TRONCHETTI, 1981

(x230), échantillon C15-15 Turonien inférieur d'Ani

Fig. 1 Faciès à stromatolithes

dolomicrite à dolomicrosparite à rares grains de quartz montrant une alternance de lits sombres et de lits clairs (orientation de la photo : de la droite vers la gauche) (x12), échantillon I12 Vraconien d'Imi-N-Tanout

Fig. 2 Dolomicrite quartzeuse

on remarque la présence de "mouches de Manganèse (taches sombres dans la photo) (x12), échantillon A1

Vraconien du Jbel Aghannbou

Fig. 3 Faciès à microfilaments et spicules de Sponglaires calcaire mudstone/wackestone à Globigérinacées, rare microfilaments et spicules de Sponglaires, valves d'Ostracodes, fragments d'Echinodermes et de Lamellibranches (x24), échantillon 171 Turonien inférieur d'Imi-N-Tanout

Fig. 4 Faclès à Polypiers biodolomicrite à Polypiers, plaques d'Echinodermes et rares Agglutinés (x24), échantillon C15-20 Turonien inférieur d'Asní

Fig. 5 Biomicrite à Globigérinacées (x24), échantillon 52

Turonien inférieur du Douar Tadnest

Fig. 6 Faciès à bioclastes

calcaire packstone à grainstone à Foraminifères benthiques (Textulariidés, Agglutinés), valves d'Ostracodes, débris d'Echinodermes, de Lamellibranches et de Gastéropodes (x12), échantillon 58 Turonien inférieur du Douar Tadnest

| Fig. 1 | à 2 Gabonita cf. obesa 1 - vue latérale montrant l'ouverture (x350), échantillon IG4 2 - vue latérale montrant l'ouverture (x500), échantillon IG4 Cénomanien sommital du Jbel Igammoud |
|----------|--|
| Fig. 3 i | A 7 Gabonita levis (DE KLASZ, MARIE & RERAT, 1961) 3 et 5 - vues latérales (x350), échantillon IG5 4 - vue latérale (x350), échantillon IG5 6 - (x230), échantillon A78 7 - (x230), échantillon 45 Cénomanien sommital du Jbel Igammoud (figures 3 et 5) et Turonien inférieur du |
| | Jbel Aghannbou (figure 6) et du Douar Tadnest (figure 7) |
| Fig. 8 | à 10 Heterohelix moremani (CUSHMAN), 1938 8 - vue latérale montrant l'ouverture (x350), échantillon Ah 9 - vue latérale (x350), échantillon IG5 10 - H. moremani ?, section axiale (x280), échantillon A77 Cénomanien sommital du Jbel Igammoud (figure 9) et Turonien inférieur du Jbel Aghannbou (figures 8 et 10) |
| Fig. 11 | à 14 Heterohelix reussi (CUSHMAN, 1938) 11 - vue latérale montrant l'ouverture (x350), échantillon Nb 12 - vue latérale montrant l'ouverture (x350), échantillon Na 13 - section axiale (x270), échantillon IG8 14 - section subaxiale (x270), échantillon A78 Turonien inférieur du Jbel Igammoud (figure 13) et du Jbel Aghannbou |
| | (figure 14) et turonien moyen de Dar Caïd Neknaffi (figures 11 et 12) |
| | |

Fig. 15 Praeglobotruncana praehelvetica (TRUJILLO), 1960 section axiale (x160), échantillon Td8 Cénomanien sommital du Douar Tadnest

- Fig. 1 Hedbergella simplex (MORROW, 1934) (x200), échantillon IG5 Cénomanien sommital du Jbel Igammoud
- Fig. 2 Hedbergella delrioensis (CARSEY, 1926) (x200), échantillon Nb Turonien moyen de Dar Caïd Neknaffi
- Fig. 3 Witheinella inornata (BOLLI, 1957) (x200), échantillon NC1 Turonien moyen de Dar Caïd Neknaffi
- Fig. 4 Witheinella archaeocretacea PESSAGNO, 1967 (x200), échantillon Na Turonien moyen de Dar Caïd Neknaffi
- Fig. 5 Witheinella paradubia (SIGAL, 1952) (x200), échantillon N24 Turonien moyen de Dar Caïd Neknaffi
- Fig. 1 Witheinella brittonensis (LOEBLICH & TAPPAN, 1961) (x200), échantillon N24 Turonien moyen de Dar Caïd Neknaffi
- Fig. 2 Witheinella baltica DOUGLAS & RANKIN, 1969 (x150), échantillon NC3 Turonien moyen de Dar Caïd Neknaffi
- Fig. 3 et 4 spicules massifs de Spongiaires ? (x500), échantillon K106 Cénomanien sommital du Jbel Igammoud
- Fig. 5 Lunatriella ? sp. (x150), échantillon C15-15 Turonien inférieur d'Asni
- Fig. 6 Witheinellidés (x250), échantillon C15-15 Turonien inférieur d'Asni
- Fig. 7 Praeglobotruncana sp. (x230), échantillon C15-15 Turonien inférieur d'Asni
- fig. 8 Praeglobotruncana praeheivetica (TRUJILLO, 1960) (x200), échantillon C15-15 Turonien inférieur d'Asni

Fig. 1 à 3 Cytherella aegyptiensis Colin & El Dakkak, 1975 1 C, vue de droite (x40) 2 C, vue de gauche (x40) 3 C, vue dorsale (x40) Cénomanien supérieur d'Imi-N-Tanout (échantillon I 61). Fig. 4 à 10 Cytherella cf. sp. 5 Andreu, 1991 4 C, vue de droite, forme ponctuée (x80) 5 C, vue de gauche, forme ponctuée (x80) 6 C, vue dorsale, forme ponctuée (x80) 7 C, vue de gauche, forme lisse (x80) 8 C, vue dorsale, forme lisse (x50) 9 C, vue de gauche, forme lisse (x50) 10 C, vue de droite, forme lisse (x50) Cénomanien supérieur de Dar Caïd Neknaffi (figures 4 à 7 : échantillon C>N) et d'Imi-N-Tanout (figures 8 à 10 : échantillon I 61). Fig. 11 à 14 Cytherella cf. sp. 11 Andreu, 1991 11 C, vue dorsale (x50) 12 VG, vue externe (x80) 13 VD, vue externe (x80) 14 C, vue de gauche (x80) Cénomanien inférieur (figures 12 à 14 : échantillon K25) et moyen (figure 11 : échantillon K75) du Jbel Talbourine. Fig. 15 Cytherella sp. 16 Andreu, 1991 15 C, vue de gauche (x50) Cénomanien supérieur du Jbel Aghannbou (échantillon Ab). Fig. 16 Cytherella cf. sp. 16 Andreu, 1991 16 C, vue de gauche (x50) Cénomanien supérieur du Jbel Talbourine (échantillon K100). Fig. 17 et 18 Cytherella gr. parallela (Reuss, 1846) sensu Andreu, 1991 17 C, vue de droite (x100) 18 C, vue de gauche (x100) Cénomanien supérieur de la vallée de l'Oued Ziz (échantillon Z1). Fig. 19 et 20 Cytherelloidea cf. sp. 4 Andreu, 1991 19 C, vue de gauche (x100) 20 C, vue de droite (x100)Cénomanien supérieur du Douar Tama (échantillon T49). Fig. 21 et 22 Bairdia cf. sp. 7 Andreu, 1991 21 C, vue de droite (x50) 22 C, vue de gauche (x50) Cénomanien supérieur de la vallée de l'Oued Ziz (échantillon Z1).

C = Carapace ; VD = Valve Droite ; VG = Valve Gauche

Les photographies des Ostracodes ont été réalisées au Microscope Electronique à Balayage, Jeol JSM-T200, de la Faculté de Médecine de Toulouse, par B. Andreu.

| Fig. 1 à 3 Bairdia sp. 3 Andreu, 1991 1 C, vue de gauche (x50) 2 C, vue de droite (x50) |
|---|
| 3 C, vue dorsale (x40) |
| Cénomanien supérieur du Jbel Aghannbou (échantillon A66). |
| Fig. 4 et 5 Bythocypris ? cf. symmetrica Majoran, 1988 4 C, vue de gauche (x80) 5 C, vue de droite (x80) Cénomanien supérieur de la vallée de l'Oued Ziz (échantillon Z2). |
| Fig. 6 Paracypris mdaouerensis Bassoullet & Damotte, 1969 6 C, vue de droite (x80) |
| Cénomanien supérieur du Jbel Igammoud (échantillon IG1). |
| Fig. 7 et 8 Paracypris cf. dubertreti Damotte & Saint Marc, 1972 7 C, vue de gauche (x50) 8 C, vue de droite (x50) |
| Cénomanien moyen du Jbel Talbourine (figure 7 : échantillon K75) et Cénomanien supérieur de la vallée de l'Oued Ziz (figure 8 : échantillon Z1). |
| Fig. 9 à 12 Dolocytheridea atlasica Bassoullet & Damotte, 1969 9 C, vue de droite (x80) 10 C, vue de gauche (x80) 11 C, vue dorsale (x80) |
| 12 C, vue ventrale (x80) Cénomanien supérieur de la vallée de l'Oued Ziz (échantillon Z1). |
| Fig. 13 et 14 Asciocythere sp. 13 C, vue de droite (x80) 14 C, vue de gauche (x80) Cénomanien moyen du Jbel Talbourine (échantillon K75). |
| Fig. 15 et 16 Kalyptovalva ? tifratinensis Andreu, 1991 15 C, vue de droite (x50) 16 C, vue de gauche (x50) Cénomanien supérieur de Dar Caïd Neknaffi (échantillon CDN) |
| Fig. 17 à 20 Ovocytheridea gr. reniformis Bold, 1964 17 C. vue dorsale (x50) |
| 18 C, vue ventrale (x50) 19 C, vue de droite (x50) 20 C, vue de gauche (x50) Cénomanien supérieur de Dar Caïd Neknaffi (échantillon C>N). |
| Fig. 21 et 22 Parakrithe sp. 1 21 C, vue de droite (x50) 22 C, vue de gauche (x50) Cénomanien moven du Jbel Talbourine (échantillon K79). |
| Fig. 23 à 25 Parakrithe sp. 2 23 C, vue de gauche (x80) 24 C, vue de droite (x80) 25 C wue de droite (x80) |
| Cénomanien moyen du Jbel Talbourine (échantillon K57). |

Fig. 1 et 2 Schuleridea ? sp. 1 C, vue de gauche (x100) 2 C, vue de droite (x100) Cénomanien inférieur du Jbel Talbourine (figure 1 : échantillon K13) et Albien supérieur du Jbel Aghannbou (figure 2 : échantillon A-1). Fig. 3 à 6 Xestoleberis sp. 3 C, vue de droite (x100) 4 C, vue de gauche (x100) 5 C, vue de gauche et ventrale (x100) 6 C, vue dorsale (x100) Cénomanien supérieur du Jbel Igammoud (échantillon IG1). Fig. 7 Semicytherura sp. 1 Andreu, 1991 7 C, vue de droite (x200) Cénomanien supérieur de Dar Caïd Neknaffi (échantillon C>N). Fig. 8 Metacytheropteron gr. parnesi Sohn, 1968 8 C, vue de gauche (x100) Cénomanien supérieur de la vallée de l'Oued Ziz (échantillon Z1). Fig. 9 à 12 Metacytheropteron sp. 1 Andreu, 1991 9 C, vue de gauche (x100) 10 C, vue de gauche (x100) 11 C, vue de droite (x100) 12 C, vue dorsale (x100) Cénomanien moyen (figure 9 : échantillon T43) et supérieur (figures 10 à 12 : échantillon T49) du Douar Tama. Fig. 13 à 15 Metacytheropteron sp. 2 13 C, vue de droite (x100) 14 C, vue de droite (x100) 15 C, vue dorsale (x100) Cénomanien moyen du Jbel Talbourine (échantillon K83). Fig. 16 et 17 Perissocytheridea ? sp. 1 16 C, vue de droite, femelle (x50) 17 C, vue de droite, mâle (x50) Cénomanien supérieur du Jbel Aghannbou (échantillon A66). Fig. 18 et 19 Perissocytheridea sp. 2 18 C, vue de droite, individu usé (x100) 19 C, vue de gauche (x80) Cénomanien moyen du Jbel Talbourine (figure 18 : échantillon K83) et Cénomanien supérieur de Dar Caïd Neknaffi (figure 19 : échantillon C>N). Fig. 20 et 21 Perissocytheridea ? sp. 3 20 C, vue de droite (x100) 21 C, vue de gauche (x100) Cénomanien moyen du Jbel Talbourine (figure 20 : échantillon K83) et Cénomanien supérieur du Douar Tama (figure 21 : échantillon T49). Fig. 22 à 24 Amphicytherura sp. 22 C, vue de gauche, mâle (x100) 23 C, vue de gauche, femelle (x100) 24 C, vue de droite, mâle (x100) Cénomanien supérieur du Jbel Igammoud (échantillon IG1).

| Fig. | <pre>1 et 2 Amphicytherura sp. 1 C, vue de droite, femelle (x100) 2 C, vue dorsale (x100) Cénomanien supérieur du Jbel Igammoud (échantillon IG1).</pre> |
|------|--|
| Fig. | <pre>3 à 7 Paranotacythere ? sp. 3 C, vue de droite (x100) 4 C, vue de droite, stade juvénile (x100) 5 C, vue de gauche (x100) 6 C, vue dorsale (x100) 7 C, vue ventrale (x80) Cénomanien supérieur du Douar Tama (échantillon T49).</pre> |
| Fig. | <pre>8 à 10 Neocythere sp. 1 8 C, vue de droite (x100) 9 C, vue de droite (x100) 10 C, vue dorsale (x100) Cénomanien moyen du Jbel Talbourine (échantillon K65).</pre> |
| Fig. | 11 Neocythere sp. 2 11 C, vue de droite (x100) Albien supérieur du Jbel Aghannbou (échantillon A-1). |
| Fig. | 12 Protocythere (Protocythere) derooi Oertli, 1958 12 C, vue de gauche (x80) Albien supérieur du Jbel Aghannbou (échantillon A-1). |
| Fig. | 13 à 15 Protobuntonia semmamaensis Bismuth & Le Fèvre, 1981 13 C, vue de gauche (x80) 14 C, vue de droite (x80) 15 C, vue dorsale (x50) Cénomanien moyen du Jbel Aghannbou (échantillon A52). |
| Fig. | 16 Cythereis algeriana Bassoullet & Damotte, 1969 16 C, vue de gauche (x50) Cénomanien supérieur de Dar Caïd Neknaffi (échantillon C>N). |
| Fig. | 17 Cythereis aff. gr. namousensis Bassoullet & Damotte, 1969 17 C, vue de gauche (x80) Cénomanien supérieur de la vallée de l'Oued Ziz (échantillon Z1). |
| Fig. | 18 à 22 Cythereis ? sp. 18 C, vue de droite (x80) 19 C, vue de gauche (x80) 20 C, vue dorsale (x50) 21 C, vue ventrale (x50) 22 C, vue de droite (x80) Cénomanien supérieur du Douar Tama (échantillon T49). |
| Fig. | 23 Rehacythereis aff. fahrioni (Bischoff, 1963) Majoran, 1989 23 C, vue de gauche (x50) Albien supérieur du Jbel Aghannbou (échantillon A-1). |
| Fig. | 24 Spinoleberis kasserinensis Bismuth & Saint Marc, 1981 24 C, vue de gauche (x50) Cénomanien supérieur du Jbel Igammoud (échantillon IG1). |
| Fig. | 25 Spinoleberis sp. 25 C, vue de gauche (x80) Cénomanien supérieur de la vallée de l'Oued Ziz (échantillon Z1). |

| Fig. 1 à 3 Veeniacythereis gr. jezzineensis (Bischoff, 1963) 1 C, vue de gauche, forme "strebblophata" sensu Vivière, 1985 (x100) 2 C, vue de droite, forme "empâtée" (x100) 3 C, vue de gauche, forme "maghrebensis" sensu Vivière, 1985 (x50) Cénomanien moyen du Jbel Talbourine (figures 1 et 2 : échantillon K83) et Cénomanien supérieur de la vallée de l'Oued Ziz (figure 3 : échantillon Z1). |
|---|
| Fig. 4 et 5 Peloriops ziregensis (Bassoullet & Damotte, 1969) 4 C, vue de gauche (x80) 5 C, vue de droite (x50) Cénomanien supérieur d'Imi-N-Tanout (figure 4 : échantillon F61) et de la vallée de l'Oued Ziz (figure 5 : échantillon Z1). |
| Fig. 6 à 8 Oertliella ? tarfayaensis Reyment, 1978 6 C, vue de droite, mâle (x50) 7 C, vue de gauche, mâle (x50) 8 C, vue de gauche, femelle (x50) Turonien moyen de Dar Caïd Neknaffi (échantillon NC2). |
| Fig. 9 à 15 Genus Indet. sp. 1 9 C, vue de droite, stade juvénile (x80) 10 C, vue de gauche, femelle (x80) 11 C, vue de gauche, mâle (x80) 12 C, vue de droite, mâle (x80) 13 C, vue de droite, femelle (x80) 14 C, vue dorsale (x80) 15 C, vue de gauche, femelle (x80) cénomanien supérieur de Dar Caïd Neknaffi (échantillon C>N). |
| Fig. 16 à 18 Genus Indet. sp. 2 16 C, vue de gauche, mâle (?) (x80) 17 C, vue de droite, femelle (?) (x80) 18 C, vue de gauche, mâle (?) (x80) Cénomanien moyen du Jbel Talbourine (échantillon K57). |
| Fig. 19 Cytheromorpha sp. 19 C, vue de droite (x100) Cénomanien moyen du Jbel Talbourine (échantillon K57). |

| Fig. 1 à 4 Boueina hochstetteri TOULA var. moncharmonti DE CASTRO, 1965 1 - section longitudinale axiale (x12), échantillon T30 2 - section longitudinale axiale (x25), échantillon T30 3 - section longitudinale oblique(x30), échantillon K48 4 - section oblique (x50), échantillon K48 |
|--|
| Cénomanien inférieur du Douar Tama (figures 1 et 2) et Cénomanien inférieur moyen du Jbel Talbourine (figures 3 et 4) |
| Fig. 5 et 6 Boueina hochstetteri TOULA, 1883 5 - section transversale oblique (x45), échantillon A49 6 - section transversale oblique (x45), échantillon A49 Cénomanien moyen du Jbel Aghannbou |
| Fig. 7 Microfaclès à Boueina hochstetteri (x12), échantillon A49 |
| Fig. 8 Lithocodium indéterminé agglutinant un fragment de Gastéropode (x12), échantillon T40 Cénomanien moyen du Douar Tama |
| Fig. 9 et 10 Marinella lugeoni PFENDER, 1939 9 - section transversale (x15), échantillon T29 10 - section transversale (x30), échantillon T35 Cénomanien inférieur (figure 9) et Cénomanien inférieur à moyen (figure 10) e Douar Tama |

Fig. 1 à 2 Marinella lugeoni PFENDER, 1939

1 - section transversale (x25), échantillon A74

2 - section transversale oblique (x60), échantillon 38 Cénomanien supérieur du Jbel Aghannbou (figure 1) et du Douar Tadnest (figure 2)

Fig. 3 à 6 Neomeris sp.

- 3 portion de section longitudinale des parois (x70), échantillon T30
- 4 section tangentielle (x45), échantillon T30
- 5 portion de section longitudinale des parois (x70), échantillon A49
- 6 section transversale (x56), échantillon I55

Cénomanien inférieur du Douar Tama (figures 3 et 4) et Cénomanien moyen du Jbel Aghannbou (figure 5) et d'Imi-N-Tanout (figure 6)

Fig. 7 Heteroporella lepina PRATURLON, 1966

section transversale oblique (x85), échantillon 15 Cénomanien moyen du Douar Tadnest

Fig. 8 et 9 Terquemella sp.

8 - section transversale légèrement oblique d'une spicule (x180), échantillon T20
9 - section transversale d'une spicule (x230), échantillon T39
Cénomanien inférieur (figure 8) et Cénomanien moyen (figure 9) du Douar Tama

Fig. 10 Microfaciès à Terquemella

(x24), échantillon K62 Cénomanien moyen du Jbel Talbourine

Fig. 1 à 6 Montiella elitzae BAKALOVA

- 1 section longitudinale oblique (x50), échantillon T32
- 2 section transversale (x55), échantillon K34
- 3 section longitudinale tangentielle (x24), échantillon K36
- 4 section longitudinale oblique (x35), échantillon K36
- 5 section transversale (x35), échantillon K36
- 2 section transversale oblique (x55), échantillon K48

Cénomanien inférieur du Jbel Talbourine (figures 2 à 5) et Cénomanien inférieur à moyen du Douar Tama (figure 1) et du Jbel Talbourine (figure 6)

Fig. 7 ? Pseudolithothamnium album (x35), échantillon A75

Cénomanien supérieur du Jbel Aghannbou

- Fig. 8 Cayeuxia sp. (x30), échantillon 36 Cénomanien supérieur du Douar Tadnest
- Fig. 9 Encroutement algaire (x12), échantillon T47

Cénomanien moyen du Douar Tama

Fig. 10 "structure oncoïdal" détail de la figure 9, (x25)

| Fig. 1 à 8 Permocalculus sp. |
|--|
| 1 et 2 - P. irenae ELLIOTT, 1958, (x30), échantillon T25 |
| 3 - microfaciès typique de débris de <i>Permocalculus</i> (x12), échantillon T25 |
| 4 - P. irenae ELLIOTT, 1978, (x40), échantillon K30 |
| 5 et 6 - P. walnutense JOHNSON, 1968, (X35), échantillon T32 |
| 7 et 8 - P. cf. irenae (x35), échantillon Td8 |
| Cénomanien inférieur du Douar Tama (figures 1 à 3) et du Jbel Talbourine |
| (figure 4) ; Cénomanien inférieur à moyen du Douar Tama (figures 5 et 6) et |
| Cénomanien sommital du Douar Tadnest (figures 7 et 8) |
| |
| Fig. 9 Microfaciès à Algues udotéacées |

(x35), échantillon K104 Cénomanien supérieur du Jbel Talbourine

Fig. 10 et 11 Lamprothamnium n. sp. (x100), échantillon A66 Cénomanien supérieur du Jbel Aghannbou

- Fig. 1 Eoradiolites gr. lyratus-zizensis Turonien moyen du Jbel Talbourine
 Fig. 2 Nautile Turonien moyen du Douar Tadnest
 Fig. 3 Petalobrissus inflatus Cénomanien supérieur du Jbel Igammoud
- Fig. 4 Nucleolites angustior Turonien moyen du Douar Tadnest
- Fig. 5 Gastéropodes "Nérinées" Cénomanien moyen du Jbel Talbourine

- Fig. 1 et 2 Aspect de la discontinuité D1 1 - coupe d'Imi-N-Tanout 2 - coupe du Douar Tadnest
- Fig. 3 Figures de charges ou de tassement différentiel Unité C1 de la coupe d'Imi-N-Tanout
- Fig. 4 Figures polygonales de déssication Unité C1 de la coupe du Douar Tadnest

Fig. 1 Séquence de "tidal flat" Succession lithologique de la deuxième séquence de l'ensemble C1cd de la coupe du Jbel Aghannbou

- Fig. 2 à 4 Vues de détail 2 Rides asymétriques et amalgames de bancs 3 Bioturbation de type *Rhizocorallium* 4 Aspect des rides tidales typiques de la zone de balancement des marées

- Fig. 1 Aspect de la discontinuité D2 Niveau marneux présentant des traces de paléosols. Coupe du Jbel Talbourine
- Fig. 2 Structure alvéolaire de type cargneule Ensemble C2a de la coupe du Jbel Aghannbou
- Fig. 3 Placage de Nérinées Ensemble C2b de la coupe du Jbel Talbourine
- Fig. 4 Aspect de la discontinuité D3 Surface très lumachellique et ferrugineuse. Coupe du Jbel Aghannbou

- Fig. 1 et 2 Figures de chenaux 1 Unité C3 de la coupe du Jbel Aghannbou

 - 2 Vue de détail
- Fig. 3 Aspect de la discontinuité D4 Surface ferrugineuse et bioturbée. Coupe de Dar Caïd Neknaffi

Fig. 4 Horizon condensé lumachellique et ferrugineux Cet horizon représente l'aspect de la surface d'inondation maximale "SIM" située entre la formation des Marnes d'Aït Lamine et celle des Calcaires de la Casbah d'Agadir. Coupe du Douar Tama

- Fig. 1 Aspect du silex noduleux Formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir
- Fig. 2 Aspect de la discontinuité D5 Coupe du Douar Tadnest
- Fig. 3 Aspect de la discontinuité D6 Surface ferrugineuse riche en Astarte seguenzae. Coupe du Douar Tadnest
- Fig. 4 Extension de l'horizon à Radiolitidés et aspect de la discontinuité D7 Coupe du Jbel Talbourine

Fig. 1 et 4 Aspect de la discontinuité D8

1 - Surface ferrugineuse et lumachellique. Coupe de Dar Caïd Neknaffi

2 - Contact entre le dernier banc de calcaires dolomitiques à surface discrètement ferrugineuse de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir, et les dolomies marneuses jaunâtres de la formation susjacente d'Anou n'Feg. Coupe du Douar Tadnest

3 - Surface très bioturbée. Coupe d'Imi-N-Tanout

4 - Contact entre le dernier banc dolomitique de la formation des Calcaires de la Casbah d'Agadir, et les marnes blanchâtres de la formation sus-jacente d'Anou n'Feg (série en position inverse). Coupe d'Amezmiz












































2 cm 1

PLANCHE 22

4











2