

MICROFICHE ETABLIE A PARTIR DE
L'UNITE DOCUMENTAIRE

جديدة منجزة حسب الوثيقة
رقم:

0 1 7 4 3 5

ROYAUME DU MAROC

المملكة المغربية

المركز الوطني للوثائق
CENTRE NATIONAL DE DOCUMENTATION

SERVICE DE REPROGRAPHIE
ET IMPRIMERIE

B-P 826 RABAT



مصلحة الطباعة والتصوير
ص.ب 826 الرباط

F

1

La stratigraphie à Haute Résolution :
théorie et application au Néogène supérieur du Maroc

par

Kruna RAKIC-EL BIED & Richard H. BENSON¹

RÉSUMÉ

Le principe de la Stratigraphie à Haute Résolution (SHR) représente une stratégie d'analyse chronostratigraphique provenant des données biostratigraphiques, des signaux géomagnétiques et des "signatures" isotopiques et astronomiques. La SHR constitue une nouvelle direction dans la recherche du Néogène marocain. Les données reconnues ont permis d'établir un cadre stratigraphique de référence allant du Tortonien supérieur (sous-Chrone 7 R1) au Pliocène inférieur (la limite entre le Chron 5 et le Chron Gilbert). Un modèle paléo-océanographique de circulation par effet Bernoulli est proposé: le siphon, dans le Couloir Rifain qui a assuré un passage messinien entre l'Atlantique et la Méditerranée. Ce modèle s'appuie sur divers événements biologiques simultanés. L'identification du "Carbon Shift" env. 7 Ma, avec au moins 30 événements biostratigraphiques et une datation radiométrique, ont permis de confirmer la corrélation de la limite inférieure du Messinien entre l'Atlantique et le Stratotype en Méditerranée à 7,0 Ma.

La liaison des cycles isotopiques et sédimentaires, reconnus à Ain el Beida et Salé, avec la courbe de précession climatique (obliquité et excentricité à Salé), nous a permis de mieux estimer l'âge des inversions géomagnétiques incluses dans le Messinien. Les paramètres astronomiques ont servi de base de corrélation avec la séquence composite à Capo Rossello en Sicile. Une nouvelle section de référence pour la limite inférieure du Pliocène ("GSSP") est proposée dans la section continue du Bou Regreg pour faciliter la corrélation globale. Ceci est en accord avec les recommandations et le principe de la Commission Internationale de Stratigraphie "Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP)".

Mots clés : Stratigraphie, Néogène, Paléo-océanographie, Maroc, Foraminifères planctoniques, Crise de Salinité

ABSTRACT

Unit stratigraphy, that is the stratigraphy of intervals, biozones, etc. as practiced in Morocco for the last twenty years, has not been sufficiently precise to correlate the significant events in the Rifian Corridor leading to the Messinian Salinity Crisis. The purpose of this review is to present the theoretical and practical background necessary to develop a chronostratigraphic reference framework capable of following the events and rates of change that led to that crisis. We begin with the fundamental problems of establishing the continuity of geological time, and we end using the concepts of an integrated stratigraphy to interpret astronomic (earth orbital motion) rhythms in cyclic

¹ Smithsonian Institution, 12 Avenue de France, Rabat, Maroc et Natural History Museum, Washington, D.C. 20560

sediment patterns. We have attempted to present these concepts in a manner that those unfamiliar with the specialized literature in English can follow the principles. The goal was to tie the events found in an important stratigraphic sequence for the Neogene in Morocco to a global chronostratigraphic reference system, ultimately to the Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS) or an extended Milankovitch curve.

The greater chronostratigraphic resolution of High Resolution Stratigraphy (HRS) results from the ages of events realized from the cross-correlation of biostratigraphic, geomagnetic, isotopic, radiometric and astronomic data. This stratigraphic strategy of analysis represents a new direction in Moroccan Neogene research. The results have allowed us to reconstruct important oceanographic events, such as the change in $\delta^{18}\text{O}$ values in two steps at 7.17 and 6.8 Ma, which represents the beginning of the increased ice volume in the Antarctic responsible for a global change in sea level. This eustatic change, coupled with tectonic changes in the Rifian Orogen, isolated the Paleo-Mediterranean at about 5.8 Ma. At 7.0 a siphoning of deep Atlantic waters toward the Mediterranean through the Rifian Corridor brought increased nutrients and biotic productivity leading to coral reef and diatomite formation. The Late Miocene "Global Carbon Shift" of ca. 7 Ma has been associated with the beginning of the Messinian along with at least 30 biostratigraphic markers leading upward to the Pliocene boundary. This is a period of the greatest taxonomic turnover in the Neogene. Correlation of the base of the Messinian has now been established between Morocco and the stratotype in the Mediterranean and dated at 7.0 Ma.

Tying sedimentary and isotopic cycles exposed at Ain el Beida and found in a drill-core at Salé in the Bou Regreg Valley with the astronomic cycles of precession, obliquity and eccentricity has made it possible to estimate better the ages of the geomagnetic reversals included in the Messinian. This includes estimates of the ages of the geomagnetic reversals marking the beginning of the positive subchron 5N1 at 6.19 Ma and the boundary between 5N1 and the long Gilbert negative interval at 5.94 Ma. The potential error implicit in these estimates overlaps that of similar estimates derived from sea-floor spreading rates. The methods used in our study are similar to those used in the lower Pliocene sequence in the composite section at Capo Rossello in Sicily with the exception of the emphasis on the similarity of form of the cycle signature template with that of the forecasted precession curve.

Because of its completeness and the abundance of stratigraphic datums, especially planktonic markers for the sterile upper Messinian in the Mediterranean, the record of the Bou Regreg section is in itself useful for global correlation through the Miocene/Pliocene boundary.

The Bou Regreg section has been proposed as one of the three candidates for the Global Boundary Stratotype, Section and Point (GSSP) for the lower Pliocene boundary (respecting the guidelines presented by the International Stratigraphic Commission).

1. INTRODUCTION

Au Maroc, les couches cénozoïques ne présentent pas d'importantes différences de propriétés lithologiques qui auraient pu permettre des corrélations lithostratigraphiques. Dans le Rif toutefois, les marnes montrent des différences de coloration qui aident à différencier l'Eocène du Miocène. Ce sont les microfossiles, spécialement les Foraminifères, qui ont la faculté de permettre le découpage stratigraphique dans cette région, structurellement complexe.

La précision chronostratigraphique apportée par la stratigraphie des unités (intervalles, biozones, etc.), pratiquée au Maroc depuis une vingtaine d'années n'a permis ni d'établir une corrélation de temps entre l'Atlantique et la Méditerranée, ni de contrôler les événements de la crise de salinité messinienne dans le Couloir Rifain.

L'objectif de notre travail est, d'une part, de définir un cadre de référence stratigraphique suffisamment précis pour déterminer les événements ayant entraîné cette crise, et d'autre part d'éclaircir certaines notions théoriques et philosophiques en stratigraphie nécessaires à la compréhension de la Stratigraphie à Haute Résolution.

Dans ce travail nous avons mesuré la durée des unités chronostratigraphiques de la façon la plus précise possible. Nos études concernent plus particulièrement les sous-étages (les chronos) du Messinien et le Pliocène inférieur. Les marnes bleues de cet âge, parfois épaisses de plusieurs centaines de mètres, ne présentent qu'une faible stratification apparente pouvant guider le stratigraphe. Pourtant, ce sont elles qui renferment l'histoire des dernières relations entre la mer Méditerranée et l'océan Atlantique avant la crise de salinité messinienne. On a donc développé la stratigraphie à haute résolution afin de reconstituer l'histoire de la fermeture du passage Méditerranée-Atlantique dans cette région (fig. 1).

Les sections de références (les stratotypes) en Italie n'étaient pas suffisamment définies pour apporter la précision stratigraphique au Maroc. La démarche stratigraphique, c'est-à-dire la stratigraphie des événements, en relation avec les signaux géomagnétiques et astronomiques, que nous avons développée dans le présent travail, a résolu ce problème. Ainsi, la limite inférieure du Messinien est-elle clairement définie et l'intervalle de temps correspondant à la crise de salinité est également clair? La limite inférieure du Pliocène, telle qu'elle est définie dans son "stratotype méditerranéen", ne peut pas être utilisée

globalement.

Malheureusement, cette démarche stratigraphique est difficilement applicable par les scientifiques marocains en raison de l'inexistence de disciplines comme la magnétostratigraphie, la stratigraphie isotopique et la stratigraphie astronomique. Le but essentiel de la Stratigraphie à Haute Résolution (SHR) serait d'apporter la précision stratigraphique à une séquence locale, en utilisant une échelle chronostratigraphique globale. Quand la référence classique n'a pas la qualité de servir comme référence précise, les problèmes des corrélations stratigraphiques s'imposent.

Bien entendu, tous ces paramètres doivent être liés aux changements océanographiques et climatiques. Nous souhaitons que nos travaux, qui associent les études de carottes à celles des affleurements, soient profitables aux chercheurs explorant des terrains analogues à ceux rencontrés au Maroc.

Après plusieurs publications en langue anglaise de nos études stratigraphiques sur le Néogène du Maroc (surtout dans la vallée du Bou Regreg; fig. 2) et de la Méditerranée (Hodell *et al.*, 1989; Benson, Rakic-El Bied & Bonaduce, 1991; Benson & Rakic-El Bied, 1991a, 1991b; Benson *et al.*, 1995; Hodell *et al.*, 1994), nous avons été sollicités par plusieurs scientifiques francophones pour écrire en français sur le concept de la Stratigraphie à Haute Résolution afin d'expliquer combien cette stratigraphie diffère de celle pratiquée par le passé, surtout en Afrique du Nord.

Au cours des discussions avec les étudiants, nous avons constaté que l'accent était moins mis aujourd'hui sur l'enseignement de base des principes de la stratigraphie d'autrefois, d'où le décalage criant avec les procédures modernes. L'intérêt pour la stratigraphie est croissant dans les pays en voie de développement et nous constatons que les étudiants ne possèdent pas tous le même bagage quant aux concepts concernant l'historiographie ou la mesure du temps abstrait, comme devrait être le temps géologique.

Nous avons saisi cette opportunité pour étudier ce sujet (Rakic-El Bied, 1990; Benson *et al.*, 1995) et comparer les données de la SHR avec celles de la stratigraphie des intervalles. Nous avons essayé de démontrer que si cette conception est bien définie, elle conduirait à une géochronologie plus exacte, même si certaines techniques font encore défaut.

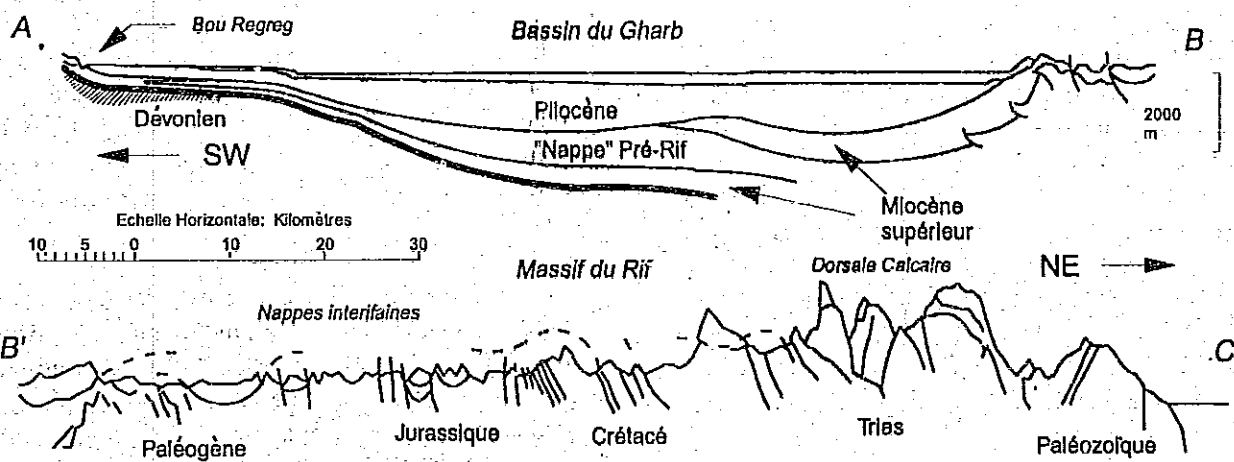
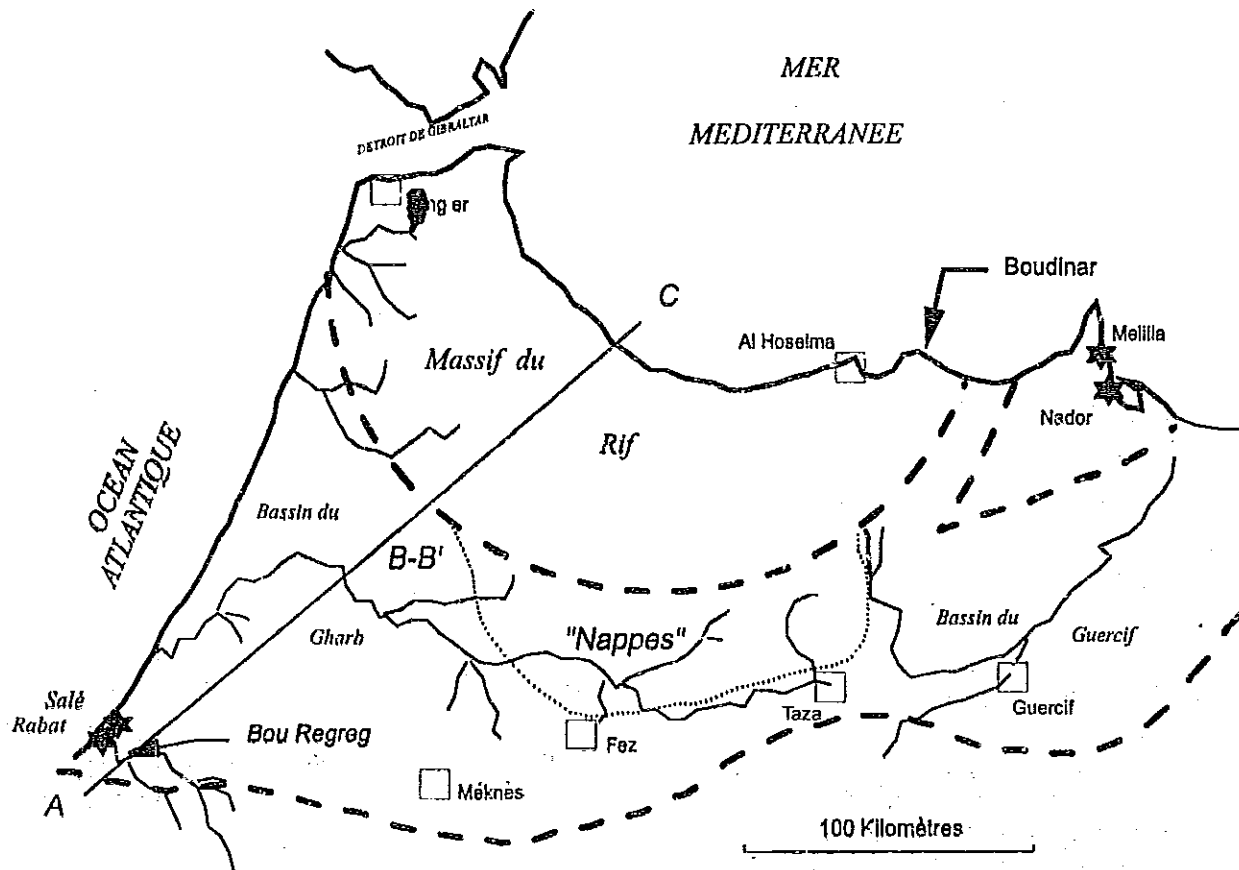


FIG. 1 : Localisations de la section du Bou Regreg et de la région du bassin du Kert. L'ancien passage du couloir Rifain est indiqué en ligne interrompue. A-B : profil structural du bassin du Gharb montrant la position stratigraphique de la nappe Pré-Rifaine; B'-C : les structures principales des montagnes du Rif (d'après la carte géotectonique du Maroc).

FIG. 1 : Map of Morocco with the locations of the Bou Regreg section and the Kert Basin. The passage of the Rifian Corridor is indicated by a dashed line. The structural profile crosses the Gharb Basin (A-B) and shows the stratigraphic position of the Pre-Rif "nappe". The lower segment of the profile (B'-C) shows the principal structures of the Rif Mountains (after the Geotectonic Map of Morocco).

Le Messinien du Maroc est un bon exemple en raison des problèmes de corrélations stratigraphiques entre les deux domaines marins, méditerranéen et atlantique, qui

ont évolué différemment. De même, nous avons abordé la discussion de la dynamique des masses d'eaux, importante pour la compréhension de la vitesse du processus de la

STRATIGRAPHIE À HAUTE RÉOLUTION

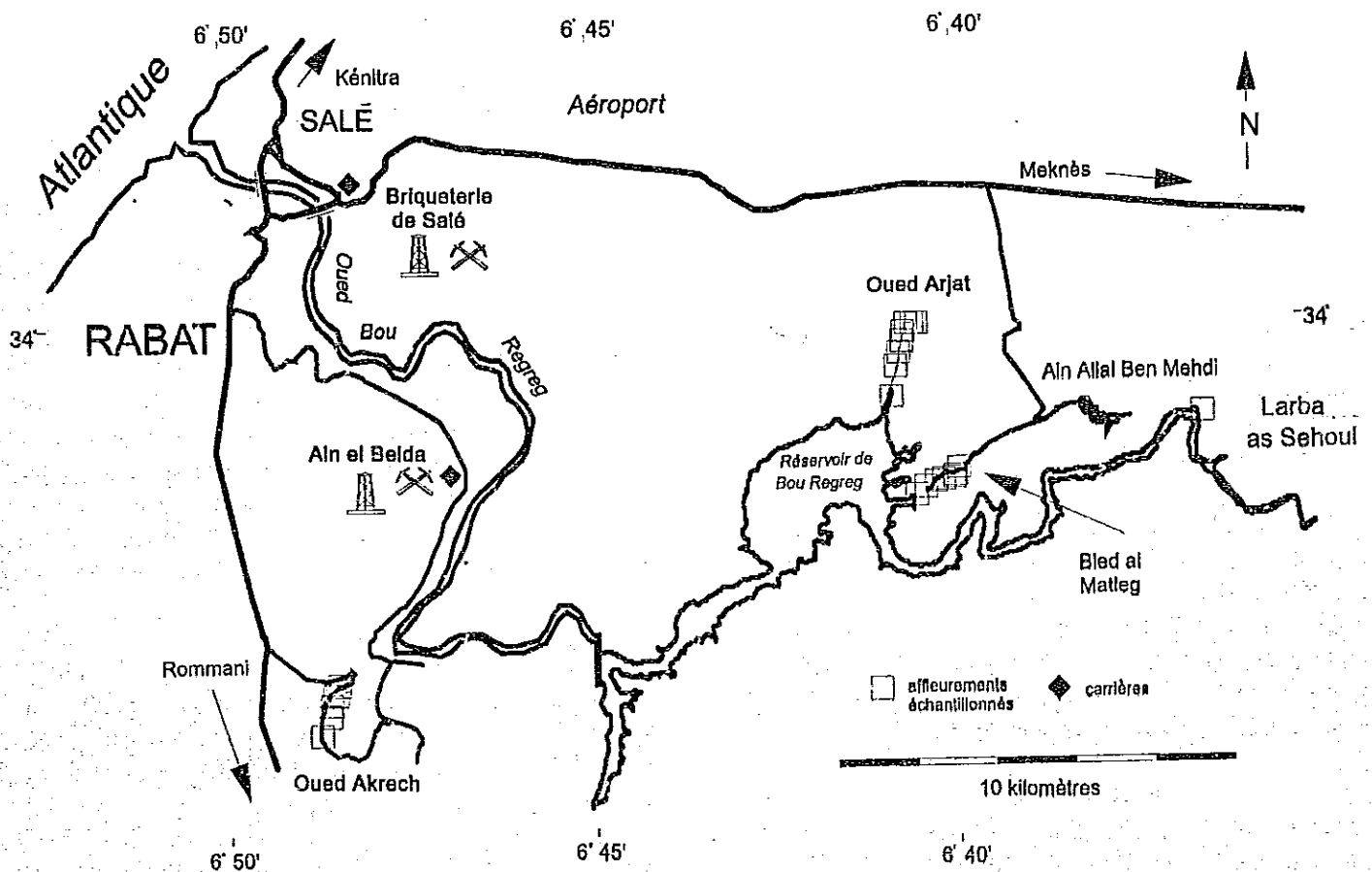


FIG. 2 : Localités des sections principales étudiées dans la vallée du Bou Regreg .

FIG. 2 : Localities of the principal sections studied in the Bou Regreg Valley .

crise; ces masses d'eaux ont joué un rôle dans le diachronisme de certains organismes entre les deux bassins au Messinien et au Pliocène inférieur.

La Stratigraphie à Haute Résolution n'est nouvelle, ni comme technique, ni comme objectif. Toutes les méthodes stratigraphiques s'efforcent d'être plus précises et plus exactes dans la définition des séquences et dans la corrélation. La différence tient dans la concentration sur l'isochronisme des événements globaux (de validité plus large que les événements régionaux) plutôt que dans la comparaison des unités stratigraphiques locales. La Stratigraphie à Haute Résolution est simplement une

extension de "la stratigraphie des événements" où un "événement" est considéré comme un changement qui aurait permis l'identification du signal stratigraphique global. Les événements sont d'une durée plus brève que les intervalles, et de ce fait, ils ont une résolution stratigraphique plus fine. Plus le signal est global, plus la corrélation avec l'événement local est facile.

Arriver à haute résolution stratigraphique s'est, en partie, le problème philosophique et le problème d'identification de la qualité des différentes données; c'est aussi un problème technique d'échantillonnage, de mesures et de choix de sections de référence.

2. PRINCIPE ET NATURE DE L'ENREGISTREMENT

Les événements globaux posent bientôt des problèmes dépassant l'expérience de l'individu. La certitude qu'une roche ou un assemblage de fossiles représente une source dynamique potentielle pour le transfert de processus de l'information à travers un intervalle du temps géologique est une condition étudiée sans être toutefois considérée comme une vérité absolue. La chronostratigraphie est un arrangement en série des symboles qui représentent le passage du temps géologique.

La nécessité pour une échelle ou un standard chronostratigraphique de référence, en dehors d'une base de données et d'un système mesuré, est le principe qu'on défend ici. Pendant longtemps, au Maroc la conception de la nécessité pour un tel standard n'a pas été soutenue. La stratigraphie était basée uniquement sur la succession des unités soit biostratigraphiques soit lithostratigraphiques.

La reconstruction du temps géologique, (*la géochronologie* nécessaire pour interpréter la vitesse des processus), est en soi une des abstractions géologiques les plus difficiles. Dans son sens le plus large, la réalité du passage du temps est présumée, avec ou sans événements, et cela constitue un tout autre problème de reconstruction tant historique que conceptuelle, surtout qu'on s'efforce de découper le temps géologique en subdivisions de plus en plus fines.

Un *symbole* peut être un être ou un objet qui représente quelque chose d'abstrait, telle une partie changeante d'un modèle ou d'une séquence. Placés dans le temps, les symboles transmettent d'une manière croissante plus d'informations que la somme des parties considérées séparément. Dans une séquence de processus, l'arrangement de ces symboles devient un *signal* pour lequel le tempo devient la mesure. Quand des questions se posent sur un changement dans un signal, une enquête logique sur la vitesse du processus commence. La question: "Qu'est-ce qu'une durée géologique sans changement?", s'impose sans cesse.

Dans la reconstruction des processus géologiques, le changement significatif en symbole, (changement des propriétés dans une séquence de temps), est défini comme un *événement*. Les événements peuvent être des variations significatives de valeurs (taux d'isotopes, renversements dans la polarité magnétique, résistivité, granulométrie...) ou

la présence d'une *nouveauté*.

Martin Glaesner, micropaléontologiste, a dit que le rôle primordial du biostratigraphe était la "description de la nouveauté" c'est-à-dire, la description de nouvelles espèces qui délimitent les intervalles stratigraphiques. Le concept de nouveauté est impliqué dans la reconnaissance des premières apparitions d'espèces comme symboles d'événements. Mais l'apparition d'une nouveauté, qui marque un événement, intègre aussi la vitesse du processus de développement. Cependant, l'instrument, ou le système de mesure de la vitesse du processus, doit être en dehors du système mesuré.

La tradition stratigraphique du passé était le découpage d'enregistrements géologiques en intervalles où chaque partie a été représentée par un étage séparé. Cette pratique en stratigraphie se heurtait à la conception de la continuité du temps.

La différence entre une unité géochronologique (unité de temps géologique - propriété intangible) et l'unité chronostratigraphique (l'ensemble des strates qui correspond à un intervalle de temps) est bien définie dans le Guide Stratigraphique International de la Commission de Stratigraphie de l'UIGS (Hedberg, 1979).

2.1. Événements stratigraphiques

En pratique, l'enregistrement stratigraphique local et le temps qu'il représente sont hypothétiques jusqu'à la démonstration du contraire. Un événement stratigraphique est un changement d'état dans une séquence d'informations stratigraphiques qui est relativement facile à reconnaître avec une distribution géographique suffisamment vaste mais restreinte approximativement au même intervalle de temps. Ceci peut être l'introduction ou la disparition d'espèces (fig. 3, 4), la modification écomorphique chez une espèce largement répandue, la venue de nouveaux types de sédiments telle une couche de cendres volcaniques, la reconnaissance de pics isolés ou "excursions" dans une courbe de valeur de signaux géochimiques et géomagnétiques, ou tout simplement un arrêt dans une séquence d'enregistrements stratigraphiques.

La reconnaissance d'un événement nécessite la

STRATIGRAPHIE À HAUTE RÉOLUTION

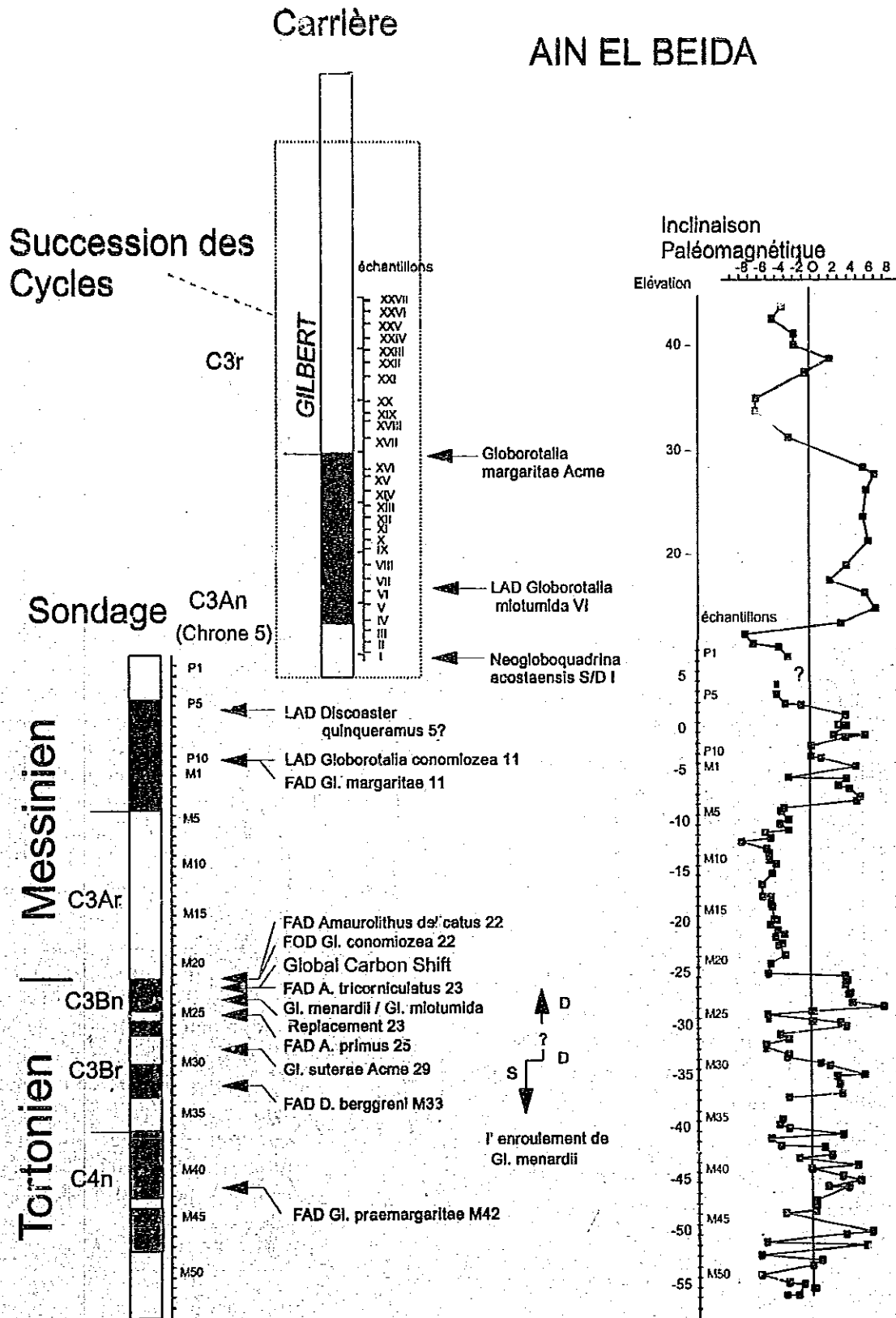
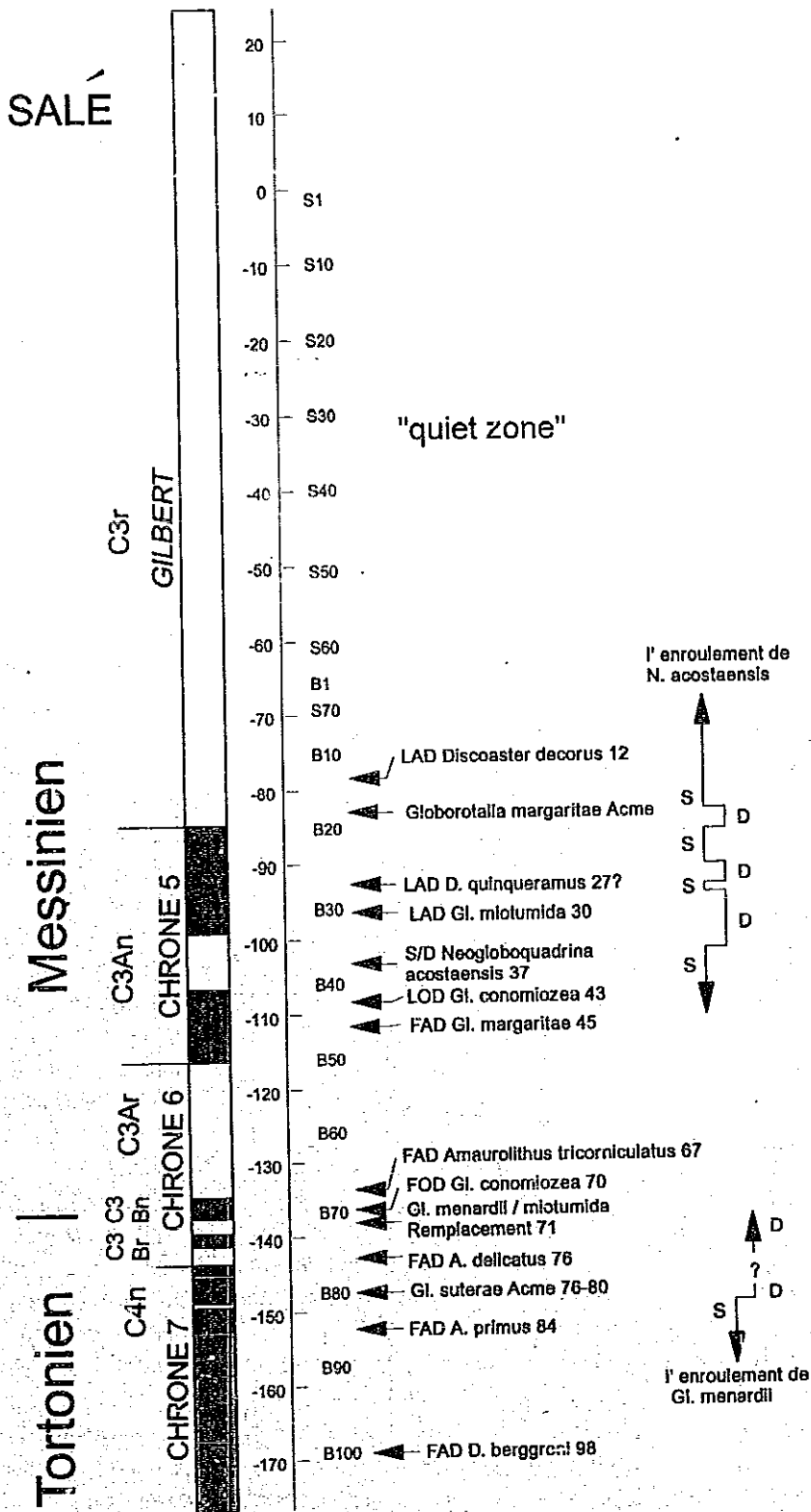


FIG. 3 : Succession des bio-événements et changements de populations des Foraminifères planctoniques dans la coupe du forage d'Ain el Beida. Les changements d'inclinaisons géomagnétiques et la position des cycles mesurés dans la section sont indiqués.

FIG. 3: The succession of bio-events and changes in Foraminifera populations at Ain el Beida. The position of the measured cycles in the section and the geomagnetic inclinations are indicated.



confirmation de la présence complète du signal, un arrêt de son tempo, ou la compréhension complète du processus. Processus et bouleversement sont-ils en phase ou bien le temps manque-t-il?

Le premier rôle de la stratigraphie est l'assemblage et la corrélation des événements et signaux tels qu'ils sont représentés dans une séquence de référence mesurée et d'estimer la continuité de passage du temps. Il doit distinguer le "signal" de transmission de ces événements, et séparer le temps relatif au processus de l'information de celui de l'observation des changements des propriétés (fig. 5). Il y a aussi l'alternance de temps qui cause la surimpression diagenétique ou bien le temps secondaire relatif au processus, qui lui aussi a laissé ses traces dans la formation des couches.

La technique de corrélation des séquences des couches utilise plusieurs stratégies afin de représenter leur position dans un enregistrement globalement reconnu de passage du temps géologique et pour développer le modèle dans un arrangement géochronologique des modèles similaires. Nous parlerons plus loin de ces stratégies. On les nomme "stratégies" car, comme dans un jeu d'échecs, la conséquence de chaque arrangement doit être bien étudiée à l'avance. Dans le passé, l'arrangement des pièces d'information historiques formait un calendrier géologique dont la division globale comprenait le Néogène, le Miocène et le Messinien. Chercher à retrouver l'histoire de l'élaboration de ce calendrier est aussi complexe que de trouver un dénominateur commun entre les anciens calendriers religieux. Aujourd'hui, on ressent de plus en plus le besoin d'une échelle universelle à haute résolution chronologique exprimée en "chrones" et "sous-chrones," ainsi que d'une interpolation de l'orbite terrestre estimée en millions d'années à la seconde décimale près.

FIG. 4 : Succession des bio-événements et des intervalles géomagnétiques dans le forage de la Briqueterie de Salé.

FIG. 4: The cored section in the Salé Briqueterie with the bio-events and geomagnetic intervals indicated.

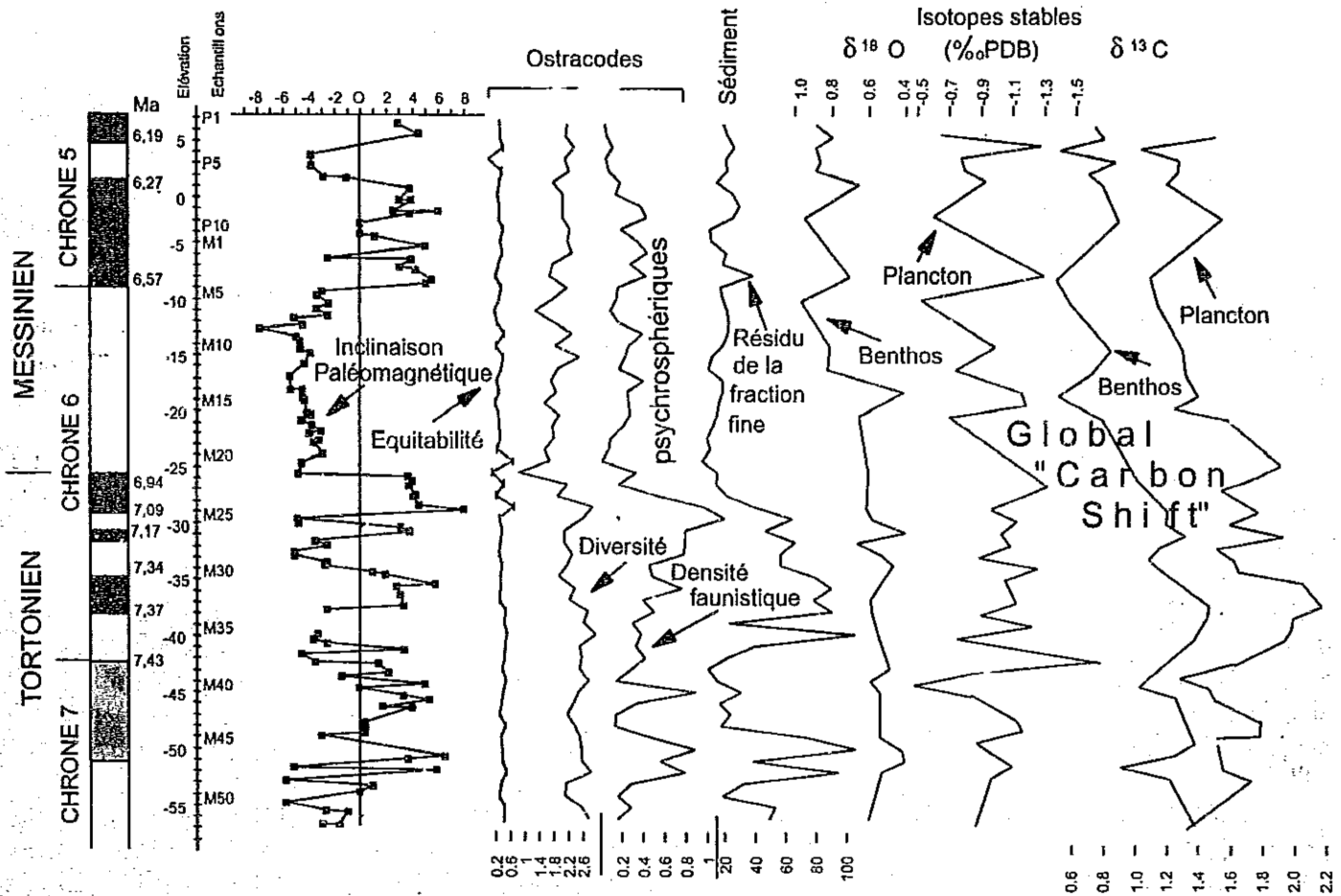


FIG. 5: De gauche à droite : les événements géomagnétiques du forage d'Ain el Beida, les signaux formés par les variations continues des paramètres quantitatifs de la distribution des ostracodes (Shannon-wiener diversité), la proportion de la fraction fine des sédiments et les valeurs isotopiques de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ (Hodell et al., 1989)

FIG. 5 : From left to right : the geomagnetic events at Ain el Beida, the signals formed by the mass property changes in the ostracodes (Shannon - Wiener diversity), the proportion of fine sediment fraction, and the stable isotope values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ (Hodell et al., 1989).

2.2. L'effet de Hermès: la marche du volant d'inertie du Temps

Actuellement, le problème posé par la Stratigraphie à Haut Résolution concerne la vitesse du processus chronologique de formation des signaux dans le passé et l'évaluation de leurs positions en "temps réel" (analogue à l'échelle actuelle).

Pour l'essentiel, la complexité des relations entre les ensembles de couches, la distribution d'espèces parmi les fossiles et la chronologie des signaux stratigraphiques se résolvent, si l'on suppose l'équivalence dans le temps des signaux similaires voire segmentés, qu'on doit définir et défendre.

On est donc obligé de considérer la durée réelle du processus récent et de l'utiliser comme standard pour mesurer la vitesse des processus dans le passé: le

principe "d'uniformitarisme". Une "crise" comme celle du Messinien est donc hors du champ de l'expérimentation actuelle. Même la vitesse de l'évolution et de l'extinction, comme l'on observe aujourd'hui, est d'utilisation limitée dans la reconstruction historique du Miocène.

Pour aider le lecteur à surmonter les difficultés implicites dans les observations presque toujours discontinues, on introduira ici le concept qu'on appelle l'effet de Hermès. Hermès fut le messager des dieux Grecs et le dieu de la science. Ses pieds avaient des ailes ce qui lui permettait de franchir directement les obstacles avec une vitesse plus ou moins constante sans bâtir de ponts. Nous devons être en mesure de sauter les distances entre les symboles, les signaux vers les valeurs du temps, faisant confiance à notre logique pour qu'elle nous conduise à chaque étape avec un sens de vitesse mesurée. Par analogie mécanique, la masse du volant

d'inertie d'une machine à vapeur transforme le mouvement réciproque et alternatif en un mouvement circulaire et constant.

Pour établir le fait que l'évidence stratigraphique de différentes successions de changements en symboles ayant laissé des informations relatives au temps (le signal) et des changements dans l'état du processus, cela nécessite une "inférence plausible" de continuité; une inférence qui va au-delà d'une simple comparaison de processus modernes d'expérience avec des conditions passées, tout en restant dans les limites de connections logiques.

Cette inférence découle d'une manière inductive de l'observation particulière vers les relations systématiques qui existent déjà et qui sont établies en dehors de notre base de données. L'effet de Hermès nous apporte la certitude que le mouvement de la terre autour du soleil, le volant d'inertie astronomique servant de base chronologique, peuvent nous aider à estimer les années qui passent entre les événements chronostratigraphiques.

Des processus de sédimentation, de climat, ou de la stratification des masses d'eaux, impliquent finalement une source du signal liée au changement de la radiation solaire. Comme l'influx d'énergie ou le stress de cette source change avec une cadence connue, il induit des changements dans le processus qui ont du retard dans leur système de réponse, mais le rythme reste.

La connaissance du comportement de plusieurs sources est une partie intégrante de la formation du géologue et elle n'est pas nécessairement intuitive. Chaque signal, produit dans le temps, a sa "signature" caractéristique, et l'identification des similarités parmi ces signatures est la base de la corrélation. "Le bruit" est une information locale non structurée, alors que l'identification de la similarité globale, débouchant sur la relation terre-soleil, se rapproche de la géochronologie. La relation terre-soleil inclut le système de la radioactivité qui reflète un système commun de transport de cette énergie.

2.3. Le rôle de l'Histoire

Notons que le terme "histoire" a été évité jusqu'à présent. La reconstruction historique, l'*historiographie*, emploie la stratigraphie comme cadre de référence qui relie les interprétations causales à différents taux de processus en provenance d'autres disciplines géologiques.

L'inférence historiographique de la continuité du processus historique, *historicisme*, est utilisée souvent, mais avec un cadre de référence géochronologique bien construit. Il faut admettre que l'histoire en soi, comme modèle des événements, n'est pas une base convenable de stratigraphie parce qu'elle conduit à des raisonnements circulaires.

Fixer la limite inférieure du Pliocène sur la base du retour des conditions marines normales en Méditerranée après la crise de salinité constitue un bon exemple. Cela rend la durée de cet événement difficile à établir, à moins que l'on utilise un critère extra-méditerranéen, comme ce serait le cas au Maroc occidental.

La stratigraphie a fourni un cadre de référence dans le passé pour l'identification du passage de l'histoire géologique de la même façon que le calendrier, ou plutôt "les calendriers" ont permis l'évaluation du passage de l'histoire humaine. Nous ne pourrions jamais savoir en quelle année le Moyen Age a débuté ni en quelle année l'âge des Mammifères a commencé. Il est douteux que le Moyen Age ait la même connotation dans le monde islamique qu'en Europe.

On notera que la base conceptuelle du calendrier et du temps donné par les horloges-autrement dit le standard de connaissance de la vitesse du processus concerné - doit se trouver en dehors des "événements historiques" considérés. Sur ce, on pourra conclure que Hermès avait besoin d'ailes à ses chevilles, non seulement pour la vitesse, mais aussi pour choisir facilement la direction vers laquelle il voulait se diriger.

3. LA STRATIGRAPHIE À HAUTE RÉOLUTION : NATURE ET THÉORIE

3.1. La coordination des événements en série

Le principe de la Stratigraphie à Haute Résolution (SHR) est une stratégie d'analyse qui relie des données provenant des "datum surfaces" biostratigraphiques locaux (événements évolutifs et irréversibles), des signaux géomagnétiques (itératifs et globaux), et des "signatures" isotopiques et astronomiques (continues et variables).

En pratique, ce principe est lié à l'échelle du temps ("time-scale"), qui est construite soit à la base des mesures radiométriques, soit à la base d'estimation de la vitesse d'écartement du fond océanique, ou bien aux

prédictions des variations astronomiques (fig. 6). C'est la liaison naturelle de tout cela qui augmente la résolution en accroissant le contenu de l'information totale. Mais en théorie, cet accroissement devrait être supérieur en raison d'une croissance dans les arrangements structuraux entre certains de ces facteurs. Finalement, s'il y a une réaction rythmique, surtout causée par la variation astronomique, le tempo naturel induit augmentera davantage la résolution.

Le développement de la SHR, ("high-resolution stratigraphy", Kennett *et al.*, 1985; Berggren *et al.*, 1985), expression utilisée pour la première fois dans les rapports internes du Deep Sea Drilling Project (env. 1980)

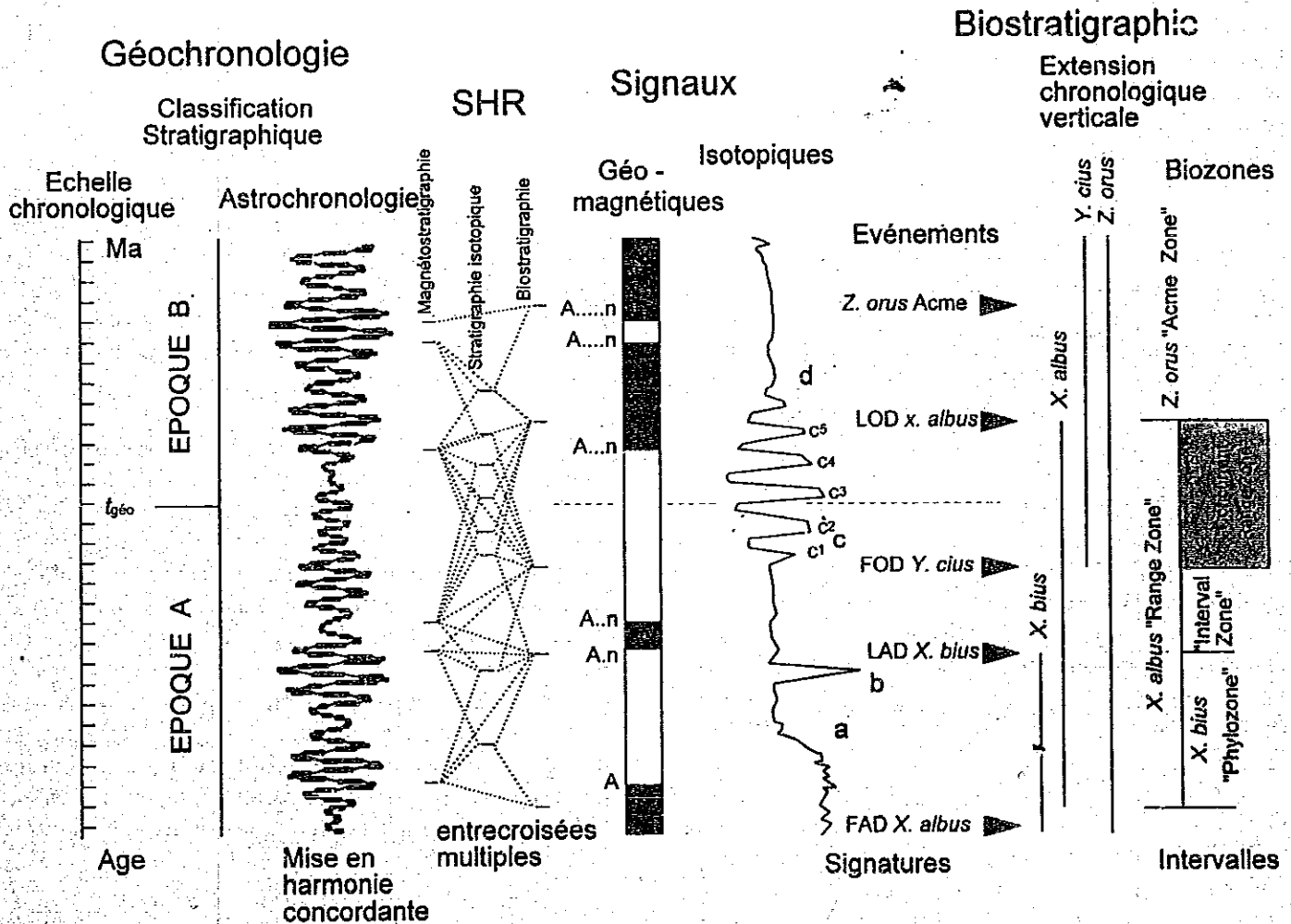


FIG. 6 : Démonstration hypothétique du principe de la Stratigraphie à Haute Résolution (SHR) pour l'identification chronostratigraphique de la limite d'époque, utilisant (de droite à gauche) les biozones, les bio-événements, les données des isotopes stables et les changements géomagnétiques. Leurs positions et rythmes sont corrélés et comparés avec les propriétés (le nombre des cycles, l'amplitude et la fréquence) du signal astronomique pour l'estimation géochronostratigraphique.

FIG. 6 : Hypothetical demonstration of principles of High Resolution Stratigraphy (HRS) for the chronostratigraphic identification of an epoch boundary using (right to left) biozones and bioevents, a stable isotope signal, and geomagnetic changes. Their position and rhythm are then cross-correlated to be compared with properties (cycle counts amplitude and frequency) the astronomic signal for a geochronostratigraphic estimation.

3. LA STRATIGRAPHIE À HAUTE RÉOLUTION : NATURE ET THÉORIE

3.1. La coordination des événements en série

Le principe de la Stratigraphie à Haute Résolution (SHR) est une stratégie d'analyse qui relie des données provenant des "datum surfaces" biostratigraphiques locaux (événements évolutifs et irréversibles), des signaux géomagnétiques (itératifs et globaux), et des "signatures" isotopiques et astronomiques (continues et variables).

En pratique, ce principe est lié à l'échelle du temps ("time-scale"), qui est construite soit à la base des mesures radiométriques, soit à la base d'estimation de la vitesse d'écartement du fond océanique, ou bien aux

prédictions des variations astronomiques (fig. 6). C'est la liaison naturelle de tout cela qui augmente la résolution en accroissant le contenu de l'information totale. Mais en théorie, cet accroissement devrait être supérieur en raison d'une croissance dans les arrangements structuraux entre certains de ces facteurs. Finalement, s'il y a une réaction rythmique, surtout causée par la variation astronomique, le tempo naturel induit augmentera davantage la résolution.

Le développement de la SHR, ("high-resolution stratigraphy", Kennett *et al.*, 1985; Berggren *et al.*, 1985), expression utilisée pour la première fois dans les rapports internes du Deep Sea Drilling Project (env. 1980)

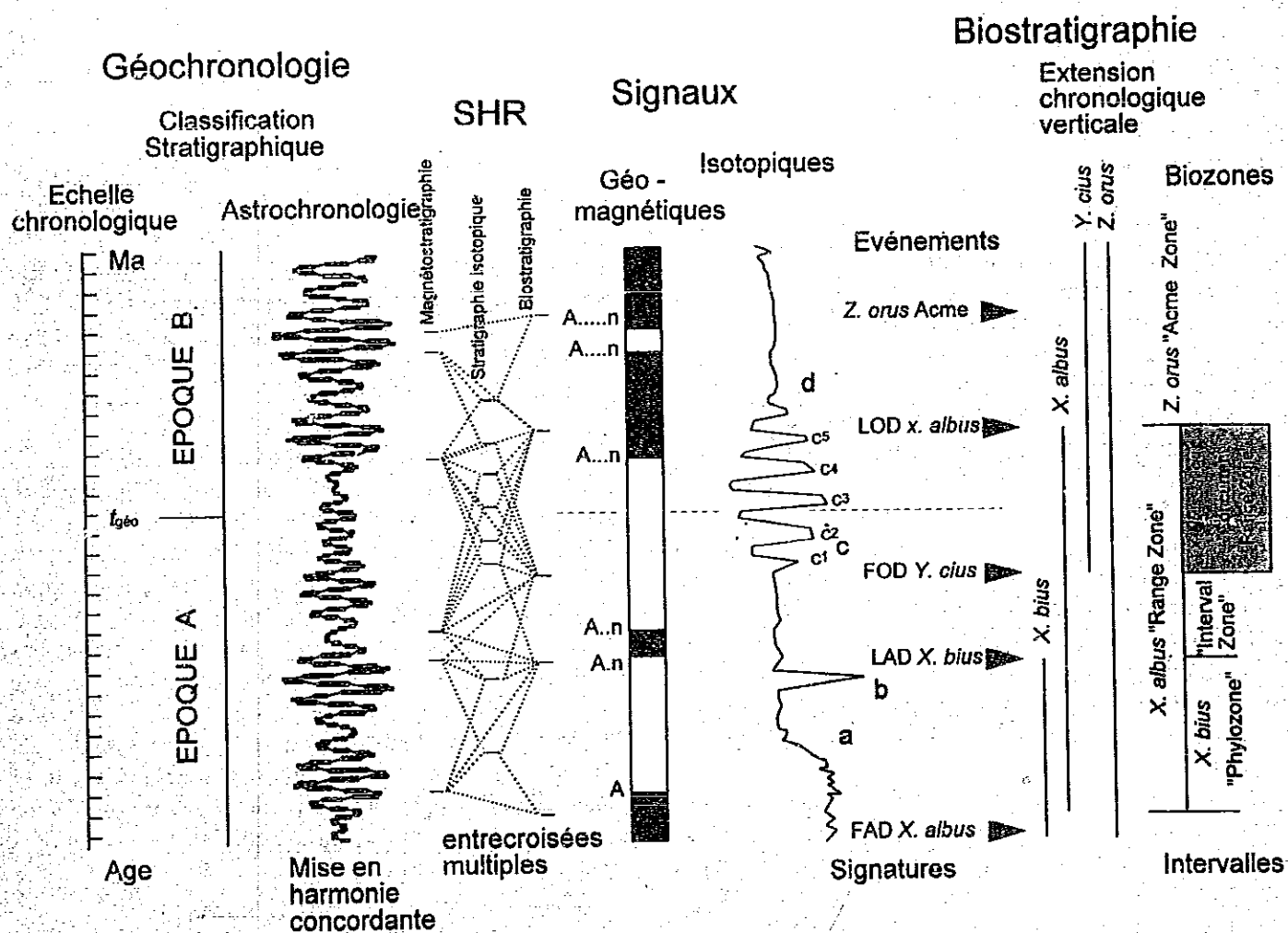


FIG. 6 : Démonstration hypothétique du principe de la Stratigraphie à Haute Résolution (SHR) pour l'identification chronostratigraphique de la limite d'époque, utilisant (de droite à gauche) les biozones, les bio-événements, les données des isotopes stables et les changements géomagnétiques. Leurs positions et rythmes sont corrélés et comparés avec les propriétés (le nombre des cycles, l'amplitude et la fréquence) du signal astronomique pour l'estimation géochronostratigraphique.

FIG. 6 : Hypothetical demonstration of principles of High Resolution Stratigraphy (HRS) for the chronostratigraphic identification of an epoch boundary using (right to left) biozones and bioevents, a stable isotope signal, and geomagnetic changes. Their position and rhythm are then cross-correlated to be compared with properties (cycle counts amplitude and frequency) the astronomic signal for a geochronostratigraphic estimation.

par James Hays, comme moyen pour justifier l'usage du nouveau carottier à piston hydraulique (pour l'obtention de sections longues et continues), a débuté avec l'utilisation des données isotopiques et paléomagnétiques.

L'optique des stratigraphes, concernant les limites des unités sédimentaires, s'est modifiée et leur démarche est devenue plus globale. Moreau, Feinberg et Pozzi (1985) ont été les premiers à appliquer la paléomagnéostratigraphie au Maroc dans la section du Néogène de Tiflet à 50 km à l'est de Bou Regreg.

La SHR se base sur l'étude des limites ou "datum surface" comme moyen d'identification des événements globaux corrélables (à rapprocher de la notion de "datum planes" = "chronohorizons"). Elle s'oppose à la stratigraphie à basse résolution, qui tend uniquement à définir et à corréler des intervalles des unités locales en fonction de leur similarité. Toutes les stratigraphies visent à améliorer la précision, mais la haute résolution ne peut aboutir que s'il y a un accord général et partagé parmi les processus contrôlés indépendamment comme la sédimentation et l'évolution.

Il est sous-entendu que les changements sédimentaires, qui intéressent au premier chef les sédimentologues (la stratigraphie séquentielle), sont plus rapides que la vitesse des processus évolutifs qui datent les sédiments. Beaucoup de sédimentologues se plaignent que les événements qui les intéressent "tombent" dans une fente entre les planches d'un cadre stratigraphique souvent construit par les biostratigraphes (Benson, 1995).

3.2. Les événements géomagnétiques

Le phénomène de l'inversion du signal géomagnétique est isochrone, distinct et global. Il est utilisé comme base en chronostratigraphie. La classification chronostratigraphique mise au point pour le Tertiaire est plus détaillée que la classification qui dépend du pouvoir de résolution de l'évolution biologique (Hedberg, 1979).

Nous débuterons avec les événements géomagnétiques car ils produisent le modèle de temps le plus simple possible. En effet, les changements géomagnétiques, probablement dûs aux changements de l'activité du noyau terrestre, paraissent être les événements les plus indépendants. Par contre, l'identification de la position stratigraphique des changements de polarité géomagnétiques est très dépendante de la biostratigraphie.

Comme il a été déjà dit, les changements de polarité sont presque instantanés, globaux, itératifs et

binaires. La durée des intervalles n'est pas égale et peut être étudiée selon l'analyse du modèle ("pattern analysis"). Leurs enregistrements forment des séries de "code-barres" caractéristiques dans une section stratigraphique continue avec une vitesse de sédimentation plus ou moins constante.

La mesure des propriétés géomagnétiques des roches et des sédiments est destinée à démontrer la variation de l'intensité et le changement de polarité négative ou positive du champ magnétique terrestre. Ceci se fait par estimation de l'intensité primaire et son inclinaison vers l'un des deux pôles.

L'identification des intervalles de changements géomagnétiques spécifiques, appelés "chrones" ou "sous-chrones" et "époques" est souvent liée à d'autres informations stratigraphiques ou data telle que la présence de certains fossiles. La première présence commune (FCO) de *Globorotalia margaritae* est presque toujours associée avec le long intervalle inverse de la partie inférieure du Chrono Gilbert.

La chronologie du renversement des polarités (GPTS; "Geomagnetic Polarity Time Scale") est estimée par la vitesse d'expansion des fonds des océans en relation avec l'âge radiométrique des roches volcaniques et des couches de cinérites (Cande & Kent, 1992; voir tableau I). Elle peut aussi être liée à des signatures caractéristiques des cycles sédimentaires contrôlés par la méthode astronomique (Hilgen, 1987, 1991a,b).

A la latitude Nord du Maroc, les valeurs d'inclinaison sont d'environ 50° (normal = polarité positive) ou 25° (inverse = polarité négative). Les dernières mesures sont utiles dans les carottes où l'orientation originale est douteuse. Le signal étant itératif, le changement entre la polarité positive et négative (qui marque le signal géomagnétique) peut être difficile à identifier si les informations biostratigraphiques sont rares. Tel est le cas du complexe récifal du Miocène supérieur près de Mádilla au nord-est du Maroc. Néanmoins, comme le modèle dépend de la durée de chaque époque géomagnétique, un long intervalle inverse, comme la partie inférieure du Chrono Gilbert, est souvent facile à reconnaître des autres intervalles plus courts.

Dans la section de Bou Regreg, nous avons enregistré 10 événements géomagnétiques entre la fin de l'époque 7 (sous-chronon 7N1; 7,432 Ma; tableaux IV et V) et la partie inférieure du Chrono Gilbert s'étendant environ sur deux millions d'années à la fin du Miocène (au-dessous du sous-chronon Thvera; 5,32 Ma, Hilgen, 1991a). Notons que ces estimations d'âges des événements sont

STRATIGRAPHIE À HAUTE RÉOLUTION

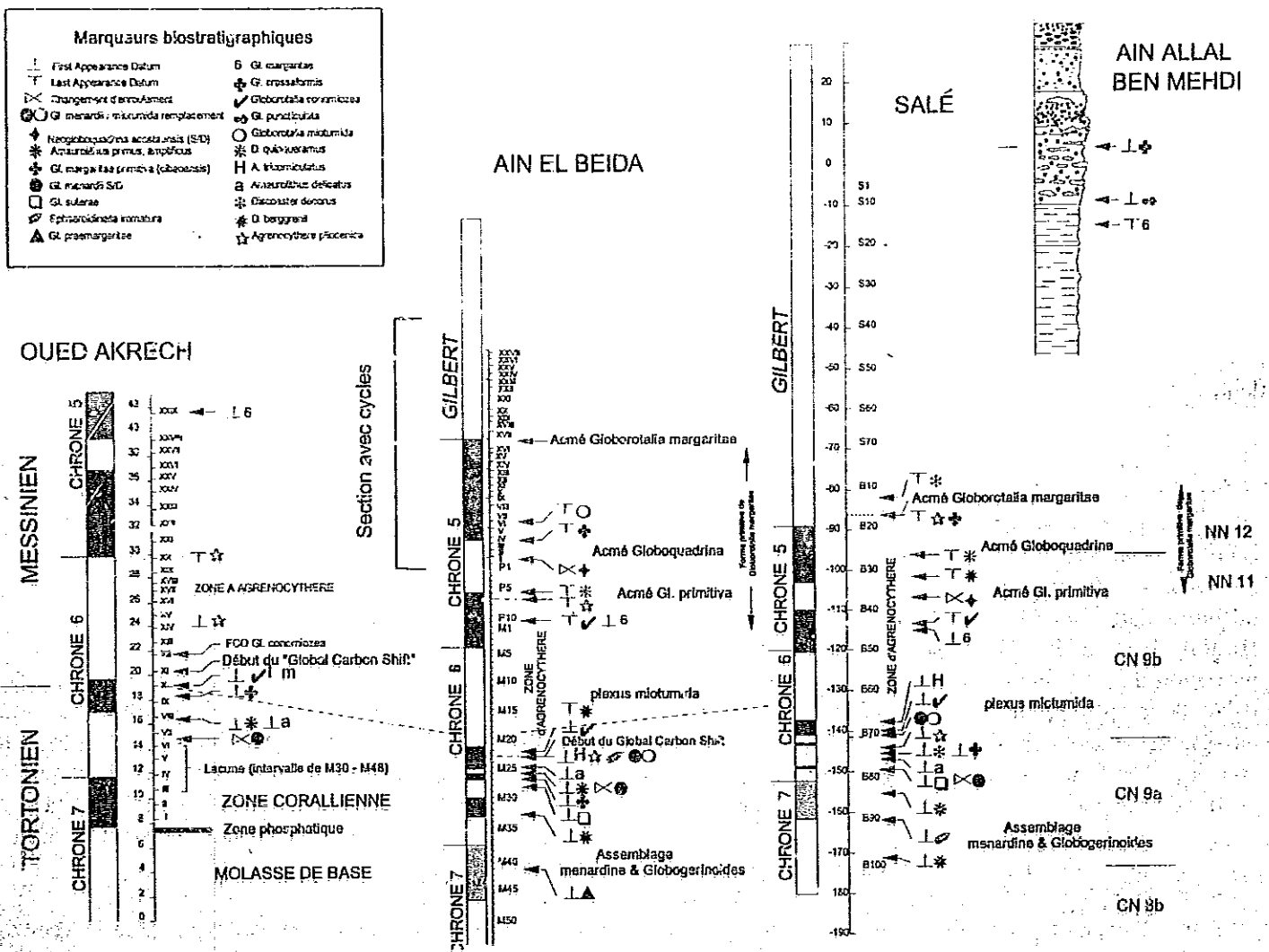


FIG. 7 : Corrélation de la section de référence de Bou-Regreg avec Oued Akrech, Ain el Beida, Salé et Allal Ben Mehdi.

Fig. 7 : Correlations between the principle sections of the Bou Regreg Composite Section (Oued Akrech, Ain el Beida, Salé and Allal Ben Mehdi).

différentes de celles de Berggren *et al.* (1985) par vieillissement des inversions en moyenne de 0,64 Ma (jusqu'à 0,68 Ma; pour la limite entre 5N2 et 6R1).

3.3. Les événements des isotopes stables

La variation du rapport entre les valeurs de deux isotopes ($\delta^{16}O$ et $\delta^{18}O$ pour l'oxygène, $\delta^{12}C$ et $\delta^{13}C$ pour le carbone) dans une séquence continue des carbonates à tests de Foraminifères planctoniques et benthiques, peut donner un signal caractéristique constituant une "signature" unique, tout au moins dans l'intervalle du temps considéré. Les valeurs ponctuelles, oscillatoires (variations 41 ka et 100 ka) sont soit progressives, soit

rétrogressives représentant les "excursions" positives ou négatives.

Le changement du rapport isotopique de l'oxygène en pleine mer est en relation avec le changement du volume de la glace globale. Cette courbe oscillatoire est liée au changement du climat global, en particulier au climat polaire. Dans le cas des isotopes du carbone, ces variations sont en rapport avec la production de biomasse végétale globale, et de la durée de "temps de résidence" dans le système des masses d'eaux profondes. Les variations locales peuvent être dues aux changements de drainage (apports d'eaux douces continentales) ou au flux d'eau marine dans un bassin restreint.

Les quatre changements importants qui se sont produits dans le Miocène supérieur sont :

1 - le Carbonate Shift Global, sous-chrones 6R2-6N2 à env. 7,1-6,8 Ma (fig. 5; le "Carbon Shift 6,3 Ma." a été corrigé d'après les nouvelles datations; Hodell *et al.*, 1994; Baksi, 1995),

2 - deux augmentations des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ près de la limite Tortonien / Messinien, et

3 - une forte augmentation des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ près de la limite inférieure du Chrono Gilbert à 5,6-5,7 Ma (tableau III).

Le premier est un changement qui perdure encore aujourd'hui. Il représente un changement plus important qu'un pic isolé. Dans la section du Bou Regreg, cet événement coïncide avec la première apparition de *Gl. conomiozea* (7,0 Ma) et les deux changements de $\delta^{18}\text{O}$ à la limite Tortonien / Messinien (Hodell *et al.*, 1989; et Hodell *et al.*, 1994). Les changements des valeurs moyennes de $\delta^{18}\text{O}$ entre 7,17 Ma et 6,8 Ma suggèrent la baisse de température du climat polaire et l'augmentation du volume de glace en Antarctique. Le dernier à 5,7 Ma coïncide avec le maximum de changement eustatique de la crise de salinité.

Les cinq changements du sens d'enroulement de *Neogloboquadrina acostaensis* entre 6,21 Ma et 5,8 Ma coïncident avec un fort changement cyclique des couleurs du sédiment, et avec la variabilité croissante du signal $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques. Le changement de couleur peut être dû à l'action du pompage du flux de la radiation solaire juste au moment où la Méditerranée s'isole de l'Atlantique par la fermeture du Couloir Rifain.

L'enregistrement du signal oscillatoire des isotopes stables, suivi depuis le Pléistocène jusqu'au Miocène supérieur, a démontré sa valeur pour la corrélation globale. Dans le Site 846 (Pacifique oriental) sur la base des cycles du $\delta^{18}\text{O}$ (41 ka) et les cycles de carbonate (avec GRAPE, "Gamma Ray Attenuation Porosity Evaluator" dans "bulk density records") Shackleton *et al.* (sous presse) ont développé une nomenclature stratigraphique. Cette classification stratigraphique des isotopes a été étendue par Hodell *et al.* (1994) jusqu'à la limite du Chrono 5/ Chrono Gilbert dans les carottes du forage de la briqueterie de Salé.

3.4. Les événements biostratigraphiques

L'enregistrement biostratigraphique représente

indiscutablement un des signaux stratigraphiques les plus complexes, mais offre une grande quantité d'informations potentielles puisqu'il est évolutif et irréversible. A cause de cette complexité, la reconnaissance de l'absence ou de la présence des espèces-clefs domine l'analyse; toutefois, déceler un processus évolutif, polymorphique ou écomorphique de quelques formes, peut être de la plus haute importance.

La première ou la dernière apparition des espèces, ainsi que leur prédominance soudaine, caractérise le plus souvent les événements biostratigraphiques (tableau I; fig. 3, 4 et 7). La première présence d'une espèce, expression locale d'une séquence évolutive commencée ailleurs, est utilisée comme "datum" qu'on appelle FOD ("First Occurrence Datum"). La dernière apparition est appelée LOD ("Last Occurrence Datum"). Si l'espèce, ou "messenger d'événement", a évolué ou a disparu sur place (*in situ*), le terme d'apparition est utilisé, plutôt que présence (FAD = "First Appearance Datum"; et LAD = "Last Appearance Datum").

La différence exprime un niveau de certitude concernant le synchronisme de ces data puisque, en principe, toutes les distributions biologiques sont en quelque sorte diachroniques ("les messagers en retard"). On doit admettre que l'identification de ces différences n'est pas facile; elle est parfois arbitraire, surtout au début d'une découverte.

Le changement morphologique qui est exprimé par le changement du sens d'enroulement, comme chez *Neogloboquadrina acostaensis* ou *Globorotalia menardii*, est un autre type de data utile. Ce sont probablement des modifications génétiques, c'est-à-dire, une modification d'un gène particulier qui circulerait dans une population avec des causes qui restent spéculatives.

L'*acmé* représente la présence en abondance d'une espèce qui caractérise souvent un certain niveau dans une section. Cela est très utile pour une attribution biostratigraphique locale, mais sa valeur corrélatrice reste limitée. Le terme "Première Présence Commune" (FCO = "First common occurrence") des espèces est utilisé pour distinguer leur dominance locale ou temporaire parmi d'autres groupes d'espèces. Il se peut en effet que les premières espèces soient rares et représentées par une forme ancestrale jusqu'au moment où elles abondent, leur population devenant alors facilement repérable dans une section.

Globorotalia margaritae cohabite bien au Messinien avec *Gl. margaritae primitiva*, avant qu'elle ne

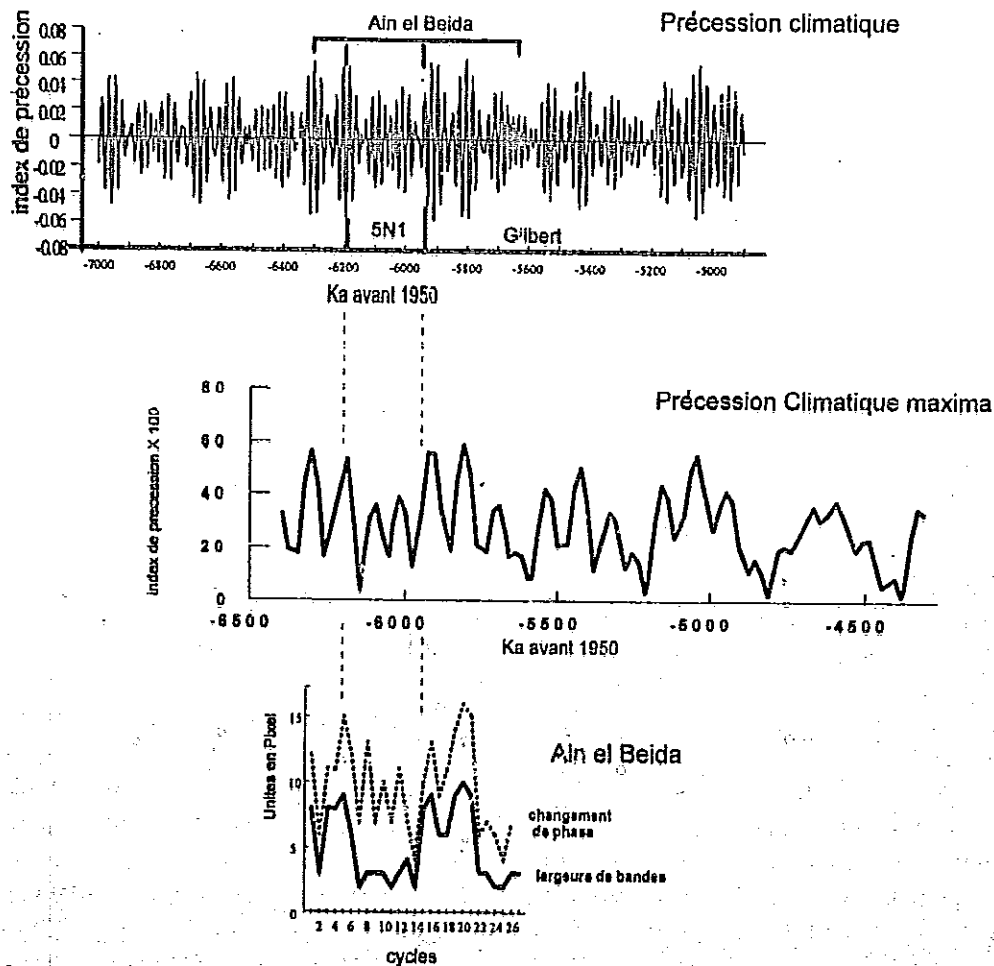


Fig. 8 : Développement de la signature de la courbe de précession climatique avec celle des cycles sédimentaires dans la carrière d'Ain el Beida (d'après Benson *et al.*, 1995).

Fig. 8 : The development of the signature template from the climatic precession curve with the sediment cycle signature template at Ain el Beida (from Benson *et al.*, 1995).

constitue une population abondante et remarquable dans le Pliocène inférieur. En général, les unités diatomitiques et récifales répondent simultanément aux modifications climatiques et ont un modèle de large dispersion.

La biostratigraphie est, par essence même, spatialement limitée et représente un processus irréversible. En principe, le processus de l'évolution est continu mais, en pratique, il peut ne pas être graduel ou polymorphique avec une représentation localement incomplète de ces stades évolutifs.

Pour faire la liaison entre les signaux géomagnétiques et la biostratigraphie, on doit commencer par les petits sauts d'Hermès. Malgré les difficultés d'interprétations locales, la biostratigraphie demeure à l'heure actuelle

le moyen le plus fiable de l'identification des changements paléomagnétiques et de "l'âge présumé" des courbes isotopiques et astronomiques (Milankovitch, 1941).

3.5. La signature des signaux astronomiques

Le signal astronomique est enregistré à travers les changements climatiques induits par les variations latitudinales de la radiation solaire qui varie avec la position terrestre pendant sa révolution autour du soleil. C'est un signal oscillatoire qui varie en amplitude et en phase pour produire un rythme unique à travers des intervalles de temps géologiques significatifs (fig. 6 et 8).

Le mouvement orbital de la terre est influencé

par l'interaction gravitationnelle avec les autres planètes et la lune. Les perturbations orbitales qui en résultent se décomposent en trois variables selon la latitude : l'*excentricité*, l'*obliquité* et la *précession* (appelée "*précession climatique*" par Berger et Loutre, 1991, 1993), avec des périodes de 100 et 400, 19, 13, et 41 ka (kilo-années). L'*excentricité* est la mesure du degré d'élongation de l'orbite et varie entre 0 (l'orbite circulaire) et 0,06 (l'orbite légèrement elliptique). L'*obliquité* décrit l'angle entre l'axe de la rotation terrestre et le plan de l'orbite, et varie entre 22 et 25°. La *précession axiale* représente le mouvement lent de l'axe rotatif autour du trajet circulaire avec une rotation complète chaque 26 ka. Causée par le mouvement opposé de l'orbite excentrique lui-même, la précession de l'équinoxe, appelée aussi *précession climatique*, complète un cycle entier chaque 21 ka et se manifeste le plus à 35° de latitude.

Les variations dans l'orbite terrestre sont climatiquement importantes à cause de la distribution saisonnière et latitudinale de l'insolation solaire (Hilgen 1991). Les effets de l'insolation terrestre à la latitude 35° N, peuvent être des cycles sédimentaires avec les variations distinctes de l'épaisseur relative. Ces modifications peuvent s'accompagner de variations colorimétriques et d'autres caractères lithologiques qui s'organisent dans une série selon une succession de valeurs sinusoïdales avec les changements d'amplitudes et de périodes. Les périodes de 19, 23, 41 et 100 ka (kilo-années) peuvent être détectées. Les périodes astronomiques de 19 et 23 ka sont celles de la précession qui se manifeste le plus à 35° de latitude.

La courbe de Milankovitch (modifiée pour inclure les influences gravitationnelles planétaires) où l'ensemble des courbes de ses variables sont les prédictions ("forecasts") des harmonies et des rythmes de l'insolation solaire et de la durée des saisons chaudes (fig. 13). Elles peuvent être utilisées pour "accorder" les cycles sédimentaires avec la variation astronomique qui ponctue la marche du temps ("signal horaire géologique").

A Bou Regreg, où l'on observe une alternance relativement simple de couleurs ou de lithologie, la sédimentation cyclique représente la répétition des conditions analogues de dépôt qui seraient seulement contrôlées par un changement climatique régulier. La présence de couplets (argile/calcaire), variable en épaisseur, ou de bandes foncées et claires observées à 35° N serait probablement l'affaire de la précession. La modification et l'oscillation des valeurs du pourcentage de carbonates dans les marnes déposées en milieu marin ouvert est plus vraisemblablement la conséquence des oscillations d'obliquité

(41 ka) qui sont plus fortes à hautes latitudes. Parfois les influences des courants provenant de différentes latitudes peuvent interférer.

Les combinaisons de périodes de cycles rendent le rythme des cycles plus complexe et introduisent des irrégularités qui forment des mégacycles ou des groupes de cycles similaires induisant un intervalle de temps doté d'une signature unique.

La valeur stratigraphique de ces signatures réside dans le fait que théoriquement, elles peuvent être identifiées dans les dépôts lacustres et marins si les différences latitudinales sont prises en compte. Leur valeur commune, comme guide chronologique, réside dans leur forte source rythmique globale soustraite aux influences locales.

Toutefois, ces influences locales, productrices de séquences sédimentaires, peuvent surpasser les effets solaires et causer un bruit voire empêcher la préservation du signal. Il nous reste beaucoup à apprendre sur la façon de mettre en évidence et de décrypter la signature stratigraphique comme partie de ce qu'on appelle d'une manière variable la climatostratigraphie, cyclostratigraphie ou stratigraphie astronomique.

La stratigraphie astronomique avait été appliquée dans la partie inférieure du Pliocène par Hilgen (1991a,b), à Eraclea Minoa, à Capo Rossello en Sicile (Hilgen et Langereis, 1988; Langereis et Hilgen, 1991), à Singa en Calabre, et par Thunell *et al.* (1991) dans la coupe à Capo Spartivento. Les deux groupes ont corrélié les variations d'obliquité avec le changement de pourcentage de carbonates, le tout calibré par les inversions géomagnétiques au sein de la période Gilbert.

Notre analyse des cycles des variations d'épaisseurs et de couleurs à Ain el Beida, où a été identifié l'inversion géomagnétique entre Chrones 5 et Chrones Gilbert (5,94 Ma), nous a conduit à étendre la restitution de la courbe de la précession climatique jusqu'à 6,3 Ma (Benson *et al.*, 1995).

A Salé, nous avons réussi à trouver des corrélations entre les variations des isotopes stables et le pourcentage de carbonate dans les marnes d'une part et le cycle d'obliquité d'autre part, et ceci pour étendre la restitution de la courbe d'obliquité jusqu'à la limite inférieure du Chrones 6 à 7,432 Ma (Hodell *et al.*, 1994).

Ce travail vient juste de commencer et il est assez prometteur quant à l'interprétation des conditions de

dépôt des évaporites, de la Formation diatomitique de Tripoli, et du Méotien de la côte de la Mer Noire (Paratéthis) toujours difficile à corrélér.

3.6. Les analyses quantitatives

L'analyse quantitative d'un ensemble de mesures d'un processus présumé, relatif au temps, dont les valeurs réalisées sont classées selon le temps, est appelée "time-series" (analyse de série de temps). En stratigraphie, cependant, les observations successives sont séquentielles mais pas nécessairement basées sur des intervalles de temps égaux. Une série temporelle discrète, qui est une série dont les observations sont assumées, ne représente pas non plus des intervalles de temps égaux. La série discrète d'observations peut alors être formée en séries accumulées avec certains effets perturbateurs.

On est donc obligé de procéder par le nettoyage des "données brutes", en éliminant les "trends", en lissant les irrégularités (avec des filtres) et en discriminant les signaux du bruit de fond. Ceci mène à une condition appelée "stagnation" dans laquelle chaque variation est constante pour chaque période de temps.

La base de l'analyse des données cycliques ou oscillatoires telles que celle, caractéristique, de la cyclostratigraphie, est la comparaison avec quelques variétés du modèle "Discrete Fourier Transform". La famille des courbes de Milankovitch (précession d'obliquité et d'excentricité) appartiennent à ce modèle. Tout d'abord on cherche à tester la correspondance des séries de tests avec ce modèle dans le domaine du temps ou de la fréquence.

En premier, quand les séries de valeurs sont bien expliquées en termes de régression de valeurs des données par rapport à des valeurs références, on estime la similarité des coefficients requis et on achève la correspondance (Benson *et al.*, 1995). On cherche donc la "cohérence" et l'"inter-relation" entre les séries de tests et les séries de modèles (Schumway, 1988).

L'analyse spectrale est l'instrument principal utilisé dans le domaine des fréquences pour démontrer que la fréquence existe dans les séries de tests. L'analyse spectrale produit une description en termes de cycles de différentes périodes ou des fréquences qui génèrent les séries (Jenkins et Watts, 1968; Imbrie *et al.*, 1982). Les résultats sont reportés sur un graphique appelé "périodogramme" dans lequel les fréquences dominantes sont montrées par la plus haute amplitude. Si cette densité spectrale correspond à celle des séries des modèles, telles que les séries de Milankovitch, une correspondance est assurée.

Nous avons utilisé une méthode graphique pour tester la correspondance entre les données de nos cycles et les séries de précession climatique. Ceci a été fait après avoir testé nos données originales avec la famille des courbes de Milankovitch, pour voir si en effet un rapport de correspondance existe.

Nous avons réduit ces dernières séries en une suite de temps d'amplitudes positives principales. Nous avons réalisé une transformation similaire "detrended" des cycles d'épaisseurs égalisés mesurés sur le terrain, cependant celles-ci étaient classées en séquences sans savoir qu'elles représentaient des intervalles de temps égaux.

On a ensuite essayé de comparer les séries de temps transformés connus, de la précession climatique, avec nos séries à des intervalles différents. Ceci a voulu dire "étaler" graphiquement nos séries pour atteindre les points maximaux qui correspondent le mieux parmi les points (pic "fits") d'amplitude majeure du modèle, et puis tester la cohérence. Trois tests ont été utilisés à des points potentiels maximaux et le meilleur a été identifié (fig. 8).

Nous ne développerons pas ici en détail l'analyse de série du temps, qui est la base des corrélations quantitatives utilisées en chronostratigraphie. Nous recommandons vivement le travail de Schumway (1988).

4. LA STRATIGRAPHIE DU PASSÉ

4.1. La stratigraphie des unités (intervalles)

Les stratigraphes du Passé ont mis l'accent sur la composition des *unités chronostratigraphiques* (les biozones, les formations lithologiques, les étages, etc.), qui étaient des intervalles de temps représentés par des paquets de roches sédimentaires. Ils ont essayé de corréler les couches avec les stratotypes d'unités sur la base de la similarité des propriétés ou de propriétés partagées uniques à ces unités (fig. 6). Pour plusieurs types de recherches géologiques, en particulier la cartographie de terrain ou des "loggings" de subsurface dans la région locale, la *stratigraphie des unités* était toujours adéquate. Que se passe-t-il, si la conception des unités change ?

La section de référence des unités chronostratigraphiques doit idéalement être définie dans une section continue par le principe de "clou d'or" marquant la limite inférieure de l'unité chronostratigraphique: les étages, les époques et les périodes (Global Boundary Stratotype, Section and Point; GSSP). Pour estimer la proximité des limites des unités chronostratigraphiques, en dehors de la section de référence, la stratigraphie des limites implique la mesure de la durée entre les événements et ses limites chronostratigraphiques, c'est-à-dire elle utilise la première apparition des espèces, un pic isotopique, un renversement géomagnétique ou un changement en amplitude de la courbe des cycles de Milankovitch.

Quand des corrélations sont requises sur de longues distances, qui traversent les changements environnementaux, ou quand la haute précision est nécessaire pour mesurer la vitesse du changement local, comme le taux de sédimentation, la stratigraphie des intervalles n'est pas adéquate. La possibilité de résolution des nuances et des différences dans la compréhension de la vitesse des nombreux processus, responsables de la formation de l'unité en question, est limitée.

Berggren, en 1971, a recommandé que l'étage messinien (actuellement long de 2 Ma) soit abandonné car il est limité seulement à une biozone (N-17 de Blow, 1969). Utilisant cette division de temps stratigraphique en gros, la vitesse du processus géologique qui a détruit la Paléo-Méditerranée n'a pu être mesurée. Le temps nécessaire à l'inondation de la Méditerranée avec la stratigraphie des unités n'a jamais pu être estimé.

Avec la SHR nous avons découvert au moins

44 événements stratigraphiques (tableau I-IV); avec en plus l'échelle des cycles. Ces événements sont généralement disponibles et nous aident à définir la vitesse du processus qui a amené à la Crise de Salinité messinienne. Avec la reconnaissance en partie du signal astronomique sur le terrain, qui peut être relié au renversement géomagnétique, il serait possible de rapprocher la résolution à 10 000 ans.

4.2. Comparaison avec la stratigraphie des événements historiques

Dans l'histoire de la classification stratigraphique de la Méditerranée, l'évidence des événements historiques a servi comme base à la stratigraphie du Néogène. Ainsi la limite Mio-Pliocène a été définie avec le retour aux conditions marines normales (Cita, 1975), et la limite inférieure du Pléistocène a coïncidé avec les premiers migrants du nord ("nordesche gäste"). La Commission Internationale de Stratigraphie déconseille d'une manière particulière l'utilisation de ces événements comme partie de la définition (Cowie *et al.*, 1986).

Müller et Hsü (1987) ont présenté un scénario historique de la Crise de Salinité qui a servi de base à leur stratigraphie. Certainement que la nature catastrophique du dépôt des évaporites dans le bassin méditerranéen suggère la contemporanéité de leur formation; comme c'est le cas du "déluge" soudain des eaux atlantiques après la crise. Cette démarche est justifiée par le manque d'un cadre biostratigraphique de référence d'une section marine continue en Méditerranée durant le Messinien.

Le problème avec la définition historique des limites ou d'unités stratigraphiques est qu'elle introduit un raisonnement circulaire (concernant des événements locaux) dans la stratigraphie à un degré inacceptable. L'utilisation des événements historiques, comme base pour leur définition stratigraphique, a sévèrement limité l'échelle de temps par lequel le processus responsable de la formation de ces événements est mesuré. Il est évident que, si on trouvait une séquence d'événements des valeurs géochronologiques, formée en dehors de la Méditerranée, mais aussi enregistrée à l'intérieur de la Méditerranée, les lithostratigraphies et les écostratigraphies locales deviendraient d'une importance secondaire. Les changements géomagnétiques, astronomiques et climatiques peuvent fournir des critères de mesure d'importance globale.

5. LA STRATÉGIE DE LA STRATIGRAPHIE À HAUTE RÉOLUTION (SHR)

La stratégie et le principe du travail présenté ici sont ceux de la construction d'une section de référence pour la corrélation stratigraphique globale. Cela a été fait dans la section de Bou Regreg près de Rabat. Dans cette section, nous avons identifié la première ou la dernière apparition ou occurrence de l'espèce marqueur (FAD, FOD) comme événement biostratigraphique qui définit le "datum surface" potentiellement diachronique ("biohorizon", Hedberg, 1979; le "datum plane" de Zachariasse, 1979a) ancré dans le "datum point" et lié avec les autres données stratigraphiques; d'après la pratique biostratigraphique utilisée dans le cadre des "Deep Sea Drilling" et suivant le principe du point de référence ("clou d'or").

Dans ce cas, la biostratigraphie est un moyen pour identifier les événements particuliers moins diachroniques (les événements isotopiques, géomagnétiques et astronomiques) destinés à définir la section de référence. Cette section qui est en principe continue et suffisamment longue, contient assez de marqueurs et de changements ("datum points") pour représenter une séquence unique pour la corrélation ("datum plane" = chronohorizon; Hedberg, 1979) à grande échelle.

Cependant, une telle approche stratigraphique peut poser des problèmes aux géologues de terrain. En effet, l'identification de l'âge des unités lithologiques reconnues sur le terrain est d'une grande importance, mais comme dans la taxonomie, il existe une différence fondamentale entre l'identification et la classification. Le deux démarches stratigraphiques ne sont pas incompatibles, mais la stratigraphie des biozones restera toujours moins précise que la SHR, notamment quand l'événement

global, tel que le renversement de la polarité du signal géomagnétique, manque. Cependant, quelle que soit la méthode pratiquée, une section de référence, même locale ou stratotypique, voit sa valeur accrue dans une corrélation globale avec des données de la SHR.

Pour anticiper les besoins des géologues de terrain dans le Pré-Rif, nous avons présenté un schéma suivant le concept de "concurrent range zone" (Zone d'extension concomitante), avec les données de signaux géomagnétiques, (méristiques et itératifs), et des signaux continus et oscillatoires des isotopes stables (fig. 5 et 6). Il faut avoir la combinaison unique de la présence ou de l'absence de certaines données pour identifier l'intervalle critique entre la dernière partie du Tortonien et la première partie du Pliocène. La résolution stratigraphique précise, dans le Bassin du Pré-Rif et dans le Couloir Rifain, nous semble très difficile sans les données du paléomagnétisme et des isotopes stables.

Pour avoir un contrôle suffisant, dans la section de référence du Bou Regreg, et pour confirmer ou modifier la succession locale des "datum points", un échantillonnage très serré a été effectué dans les forages à Ain el Belda et dans la section de la Briqueterie de Salé (fig. 3, 4 et 7). Les échantillons de surface et 250 m de carottes continues de 7,5 cm de diamètre, ont fait l'objet d'études variées à savoir : les foraminifères planctoniques (K. Bakic-El Bied), les foraminifères benthiques (W.A. Berggren), les isotopes stables (D.A. Hodell), le paléomagnétisme (G. Napoleone et D.V. Kent), le nannoplanc- ton calcaire (M.P. Aubry et R. Mazzel) et les ostracodes (R.H. Benson et G. Bonaduce).

6. LA PRATIQUE : LES ÉTUDES DU NÉOGÈNE AU MAROC

Le passage du Couloir Rifain (fig. 1), entre l'Atlantique et la Méditerranée avant sa fermeture à la fin du Miocène, était déjà connu au début du siècle par L. Gentil (1916). Néanmoins, le contrôle stratigraphique dans ce Couloir était inachevé et la stratigraphie était incertaine et bouleversée par l'instabilité de la définition des limites stratigraphiques en dehors du Maroc.

En effet l'identification de la limite Miocène-Pliocène procédait d'une biostratigraphie variable selon les auteurs. L'une des hypothèses est celle de M. B. Cita (1975) en Méditerranée, où la limite a été placée à la base des marnes de Trubi dans la section stratotype de Capo Rossello, au-dessus de la Formation d'Arenazzolo avec la première présence (FOD) de *Globorotalia margaritae*.

En 1976, plusieurs espèces d'ostracodes de mer profonde, et *Globorotalia margaritae*, ont été découvertes dans la coupe du Miocène à Bou Regreg (Bossio *et al.*, 1976), elles n'avaient été observées que dans le Pliocène inférieur en Méditerranée. Notons surtout la présence d'ostracodes *Agrenocythere pliocenica* et *Oblitaeythereis mediterranea* qui n'ont jamais été reconnus en dehors du Pliocène des bassins méditerranéens. Cette coupe a été décrite comme représentant une section continue des dépôts sédimentaires au cours de la Crise de Salinité.

La biostratigraphie de cette époque (Feinberg et Lorenz, 1970; Wernli, 1977a,b, 1988; fig. 9) basée sur les Foraminifères planctoniques, ne porte pas l'intérêt sur les limites de la répartition des espèces définissant la biozone mais sur l'intervalle entre les limites. L'absence ou la présence de l'espèce marqueur permet dans tous les cas l'identification de la biozone (fig. 9, 11). En plus, cette stratigraphie a souffert du manque de sections de référence (locales ou générales), définies sur des critères biostratigraphiques, selon le principe du "Global Boundary Stratotype Section and Point" [GSSP], d'après Cowie *et al.*, (1986).

Cependant, en 1985 nous avons senti le besoin de revoir la distribution des espèces des divers groupes de microfossiles (Foraminifères planctoniques et benthiques, nannoplanceton calcaire et ostracodes), tel que cela avait été déjà proposé antérieurement (Bossio, El Bied-Rakic *et al.*, 1976). Il était apparent qu'aucun groupe de microfossiles ne donne une vraie stratigraphie à lui seul.

L'expérience acquise à travers les études multi-

disciplinaires des "deep-sea cores" sert alors de base pour établir la base stratigraphique de référence à haute résolution. Nos études ont été concentrées dans la vallée de Bou Regreg où nous avons effectué deux forages sur une épaisseur de 250 mètres de sédiments entièrement carottés.

L'objet de cette étude était de résoudre le problème de l'âge d'apparition des espèces clés, et de construire le cadre stratigraphique à haute résolution. Ce cadre de référence pourra alors être utilisé pour la corrélation des séquences marines atlantiques avec les événements de la Méditerranée qui ont précédé et suivi la Crise de Salinité messinienne.

Une correspondance entre la microfaune des Foraminifères planctoniques et la microfaune d'ostracodes psychrosphériques (paragraphe 7, Paléo-océanographie du Bou Regreg et de la région de Taza) a abouti au développement d'un modèle océanographique. Selon ce modèle, la remontée de la surface barostrophique de la bordure est de la gyre atlantique se fait par "l'effet Bernoulli", au Miocène supérieur et pénètre dans le Couloir Rifain juste avant la Crise de Salinité messinienne (Benson *et al.*, 1991).

Plus le cadre stratigraphique du Bou Regreg se dessinait et prenait les caractères d'une section de référence, plus le contrôle des sections, plus ou moins équivalentes en temps et extérieures au Maroc s'imposait (fig. 12). Il est apparu que certaines espèces, traditionnellement utilisées en Méditerranée comme marqueurs du Pliocène inférieur sont présentes au Miocène terminal dans la section du Bou Regreg. Les données biostratigraphiques des forages nous ont permis de contrôler la section de Cuevas del Almanzora localisée au sud-est de l'Espagne, dans le Bassin de Vera (Benson et Rakic-El Bied, 1991a). La section a été proposée par Montenat *et al.* (1976) comme parastratotype du Messinien.

De plus, il a été possible de démontrer que la section de référence, pour la limite inférieure du Pliocène à Capo Rossello en Sicile, était inadéquate. En 1985, au Congrès de Budapest du Comité Régional de la Stratigraphie du Néogène méditerranéen (RCMNS), un groupe de travail était formé au sein de la Sous-commission de Stratigraphie du Néogène (SNS) pour désigner le GSSP du Pliocène (la limite Miocène-Pliocène; Benson et Rakic-El Bied, 1995). Le Maroc a été choisi comme un des endroits les plus propices.

STRATIGRAPHIE À HAUTE RÉOLUTION

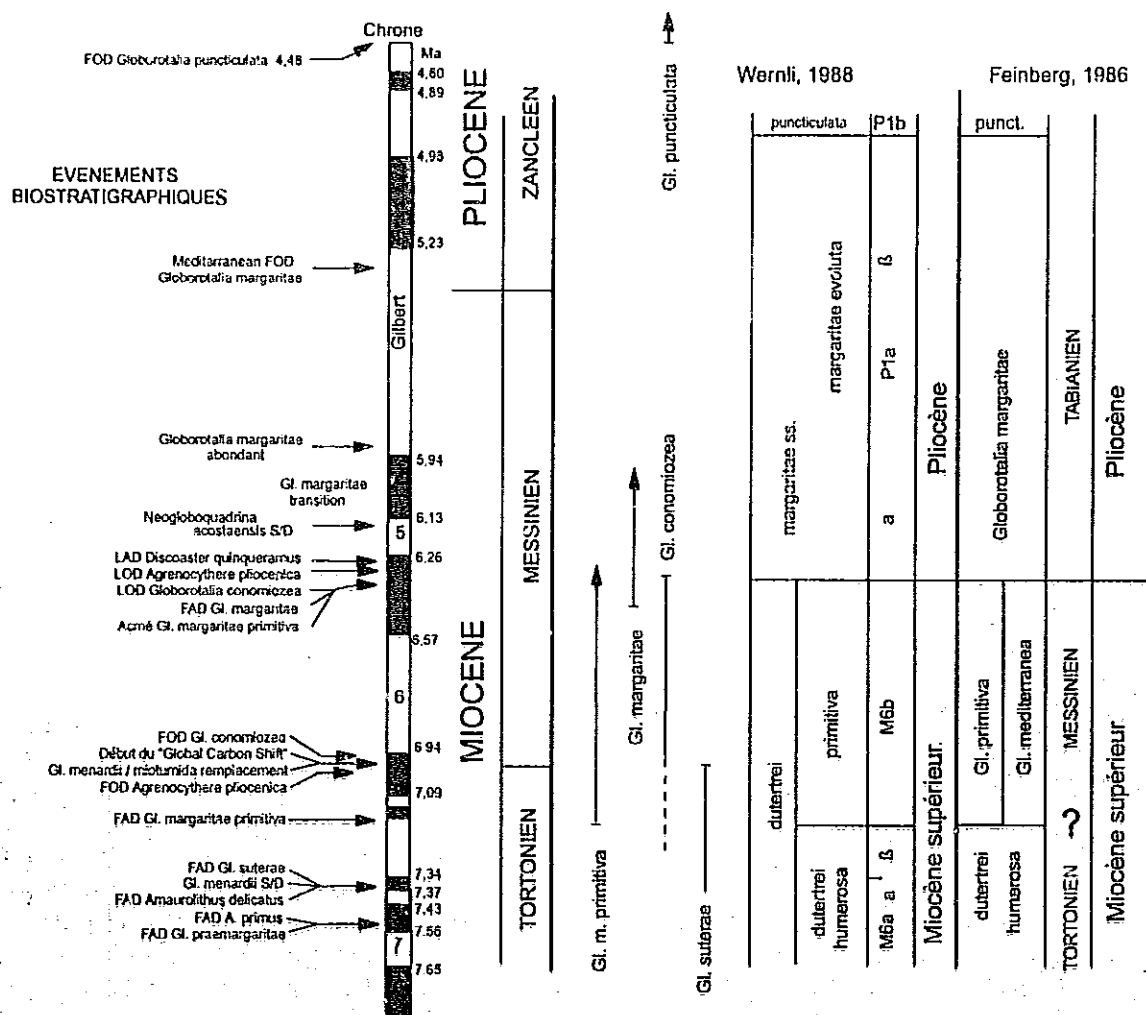


Fig. 9 : Chronostratigraphie (Global Polarity Time Scale) du Néogène supérieur avec les bio-événements dans la section de référence du Bou Regreg comparée avec les biozonations de Feinberg (1986) et Wernli (1988).

Fig. 9 : The chronostratigraphy (GPTS) of the late Neogene in the composite reference section of Bou Regreg with its bio-events compared with the biozonations of Feinberg (1986) and Wernli (1988).

6.1. La stratigraphie antérieure du Néogène au Maroc

En 1962, Jeanne Aubert de la S.C.P. était la première à entreprendre une étude systématique des *Globorotalia* dans la région du Pré-Rif. Cependant, ce travail se heurtait au problème des remaniements et des complications tectoniques du bassin pré-rifain (voir aussi Houlinger, 1964a, b).

Les travaux de Feinberg et Lorenz (1970), venaient juste de paraître. Pendant cette époque, l'objectif biostratigraphique principal du Néogène était la vérification de l'existence des éléments structuraux profonds par rapport à "la nappe pré-rifaine" repérés par

la méthode de la sismique réflexion. Dans le bassin du Gharb l'intérêt des travaux se focalisait sur les lentilles de sables et les zones à haute porosité découvertes dans les séries épaisses des Marnes Bleues. La reconnaissance des marnes bleues sous la nappe pré-rifaine a été un encouragement important pour l'établissement d'une stratigraphie plus complète (voir profil fig. 1).

L'article de Bossio *et al.* (1976) faisait état d'une description biostratigraphique de la section de Ain el Beldja, et tendait à corréler les marqueurs traditionnels méditerranéens avec ceux de la côte occidentale du Maroc. C'était la première fois que la liaison biostratigraphique néogène du Rif et de la zone bétique (Néostratotype andalouzien) était établie.

L'importance des cycles sédimentaires dans le Bou Regreg a été reconnue par Cita et Ryan (1978), et a été liée à la Crise de Salinité messinienne. L'étude du forage du Site 397 (Cap Bojador; Leg 47, Deep Sea Drilling Project; Salvatorini & Cita, 1979; Mazzet *et al.*, 1979) a été le premier essai de liaison entre la biostratigraphie marocaine et les données géomagnétiques.

Ce travail démontre à nouveau, que la première apparition (FAD) de *Globorotalia margaritae* (utilisée en Méditerranée comme marqueur de la limite Miocène-Pliocène), se trouve en Atlantique, dans le Chron 5 du Miocène supérieur.

Durant les années 1980, la biostratigraphie des Foraminifères planctoniques tient compte de plus en plus de FAD ou de FOD de certains taxons et de fait, prend moins en compte la notion de biozone. Cela est dû en grande partie aux travaux en domaine marin profond (OSDP, ODP) où les séquences sont plus complètes.

Feinberg et Lorenz (1970), Feinberg (1978, 1986), Wernli (1988), définissent deux biozonations différentes sur l'échelle biostratigraphique marocaine, l'une adaptée au domaine atlantique, l'autre au domaine méditerranéen.

De ce fait, le problème de la corrélation à l'intérieur du Maroc, et dans les deux domaines atlantique et méditerranéen en général, s'impose fortement (fig. 9, 11). La corrélation établie par Bossio *et al.* (1976) et par Salvatorini et Cita (1979), entre ces deux domaines, n'était pas acceptée au Maroc.

Le système de biozonation régionale est utilisé pour l'élaboration des cartes géologiques. Les coupes de surfaces représentent la source primaire des renseignements. Le carottage continu dans le Néogène du Maroc est pratiquement inconnu.

Quelques sondages dans le bassin du Gharb sont partiellement carottés. Le sondage KC-1, foré en 1946 au nord de la route Kénitra-Sidi Slimane, contient le plus grand nombre de carottes. Les forages ont été étudiés par Mme Thohet des Combes en 1971 (rapport interne, APEX), et réétudiés par Feinberg (1978).

Feinberg a divisé le Miocène supérieur depuis le Serravallien en quatre biozones. Le FAD de *Globorotalia margaritae primitiva* marque le début du Messinien et le FAD de *Gl. margaritae s.s.* indique la base du Pliocène. Wernli (1977a, 1988) a suivi cette division sans aucun changement important.

6.2. La limite Tortonien-Messinien: problème de la corrélation Atlantique-Méditerranée

En ce qui concerne le Miocène supérieur, la zone à *Globorotalia dutertrei* et *Gl. humerosa* recouvre la zone N-17 de Blow (1969), dont la limite supérieure serait légèrement au-dessus de la limite inférieure du stratotype messinien de Falconara en Sicile.

Selon Feinberg (1986), au cours du Miocène supérieur au Maroc, le morcellement des aires sédimentaires a eu pour conséquence la différenciation d'un domaine à influence atlantique et d'un domaine à influence méditerranéenne. Aussi les communications réduites entre ces domaines n'auraient pas permis l'homogénéisation des faciès ni des microfaunes. Cela a conduit l'auteur à proposer une biozone pour le Miocène terminal en domaine atlantique, (zone à *Gl. margaritae primitiva*) et une biozone pour le domaine méditerranéen (zone à *Gl. mediterranea*). Ces biozones sont considérées par l'auteur comme correspondant au stratotype du Messinien.

La biozonation (fig. 9) proposée par Wernli (1988) ne diffère guère de celles proposées par Feinberg et Lorenz (1970) et Feinberg (1978, 1986). Selon l'échelle biostratigraphique de Wernli (1988, fig. 84, p. 147), deux zonations distinctes sont proposées pour le Miocène terminal: la zone à *Globorotalia conomiozea* (région méditerranéenne), et la sous-zone à *Gl. margaritae primitiva* (région atlantique).

Selon Wernli les positions relatives des FAD de *Gl. conomiozea* et de *Gl. margaritae primitiva* restent inconnues dans le domaine méditerranéen et leur corrélation reste donc aléatoire. La position de la sous-zone à *Gl. margaritae primitiva* paraît être équivalente à la zone à *Gl. conomiozea* (selon D'Onofrio *et al.*, 1975).

D'après Wernli, aucun argument ne permet d'affirmer que le FAD respectif de *Gl. Conomiozea* soit isochrone dans les domaines atlantique et méditerranéen marocains (fig. 1 et 10). La zone à *Gl. conomiozea* reconnue par Wernli sur la côte marocaine méditerranéenne serait équivalente de celle de D'Onofrio *et al.*, (1975) (zone à *Gl. mediterranea*; Bizon & Glaçon, 1978). *Gl. conomiozea*, selon le même auteur, serait absente à rare et atypique dans le domaine atlantique et rifain. Dans la coupe du forage de Ain el Belda (coupe du Bou Regreg), nous avons reconnu la zone à *Gl. conomiozea* à 34 m de profondeur sur une puissance de 27 m environ. Les résultats de ces études dans la région du Bou Regreg remettent en cause de manière très

STRATIGRAPHIE À HAUTE RÉOLUTION

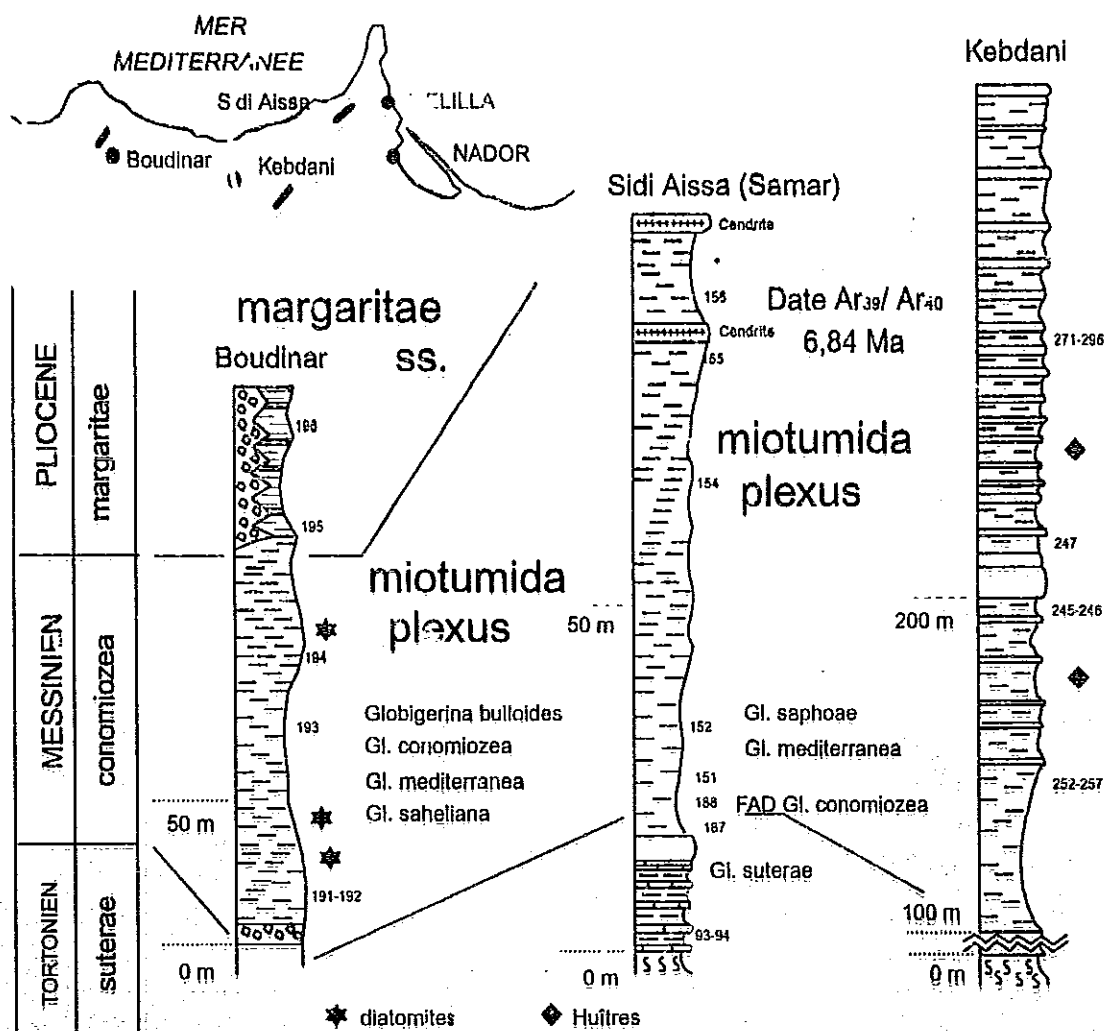


Fig. 10 : Corrélation des coupes dans la région ouest de Melilla, dans le Bassin de Kert et Boudinar (voir discussion dans ce texte; voir aussi la position géographique en fig. 2).

Fig. 10 : Outcrop correlation west of Melilla in the Kert and Boudinar Basins (discussion in text; see also fig. 2 for locations).

claire les deux zonations différentes proposées par Feinberg et Wernli (fig. 9 et 11).

Dans les sections de Ain el Beida, Oued Akrech et la Briqueterie de Salé, le FOD de *Gl. conomiozea* près de la limite du Chron 6R1-6N1 (7,0 Ma) est associé avec un important événement, le "Carbon Shift" du Miocène supérieur (7,1-6,8 Ma). Le "Carbon Shift" global a été reconnu par (Loutit et Kennett, 1979; Keigwin et Shackleton, 1980; Haq et al., 1982; Vincent et al., 1980; Hodell et al., 1989, 1994), et sert comme un excellent marqueur de la limite Tortonien-Messinien et pour les corrélations des sections marocaines avec les séquences en domaine océanique profond.

La découverte de l'acmé à *Gl. suteriae* dans les forages de Ain el Beida et dans la Briqueterie de Salé

(7,35-7,13 Ma, sur une puissance de cinq mètres environ) est d'importance capitale pour la corrélation Atlantique-Méditerranée au Maroc. La zone à *Globorotalia suteriae*, dans les séquences méditerranéennes en Italie, est la dernière biozone du Tortonien supérieur (d'Onofrio et al., 1975; Colalongo et al., 1979).

Il convient de noter, pour des raisons de corrélation avec les séquences méditerranéennes, qu'au Maroc, l'acmé à *Gl. suteriae* (7,35-7,13 Ma) apparaît immédiatement après le changement d'enroulement de *Gl. menardii* (senestre à dextre, 7,35 Ma), et précède le remplacement de la population de *Gl. menardii* par celle de *Gl. miotumida plexus* (7,0-7,1 Ma). L'acmé à *Gl. suteriae* est donc antérieure à FOD de *Gl. conomiozea*. La même répartition verticale de *Gl. suteriae* a été observée dans la coupe de Falconara en Sicile, dans le bassin de

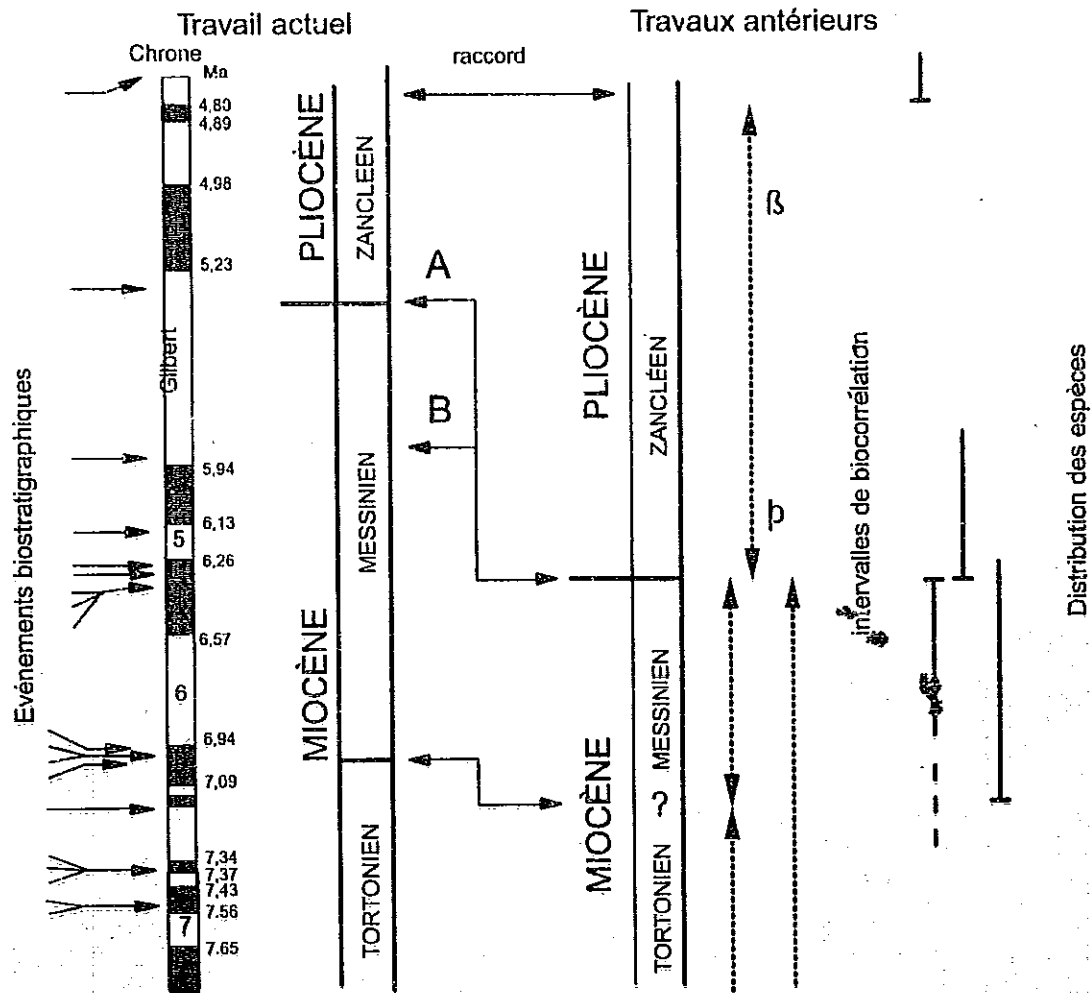


FIG. 11 : La différence de résolution biostratigraphique entre la SHR et la stratigraphie des intervalles (unités) au Maroc (voir fig. 7; d'après les données de Wernli, 1988 et Feinberg, 1986). Voir la différence concernant le placement de la limite Miocène/Pliocène (A : limite actuelle et B : limite proposée). Voir paragraphe 6.2 pour la discussion de la limite Tortonien-Messinien.

FIG. 11 : The difference in resolution between HRS and unit stratigraphy in Morocco (see fig. 9; after the identifications of Wernli, 1988 and Feinberg, 1988). Note the difference concerning the placement of the Miocene/Pliocene boundary (A : the present boundary and B : the proposed boundary). See section 6.2 in the text for a discussion of the Tortonian-Messinian boundary.

Kert (Sidi-Aissa [Samar], et Boudinar) sur la côte méditerranéenne du Maroc (fig. 10; voir aussi Housay *et al.*, 1975).

6.3. Les études contemporaines

La limite inférieure du Messinien est définie dans la section de son stratotype à Falconara en Sicile avec la première apparition de *Gl. conomiozea* (D'Onofrio *et al.*, 1975). Cet événement se produit quelques mètres au-dessous de la formation diatomique de Tripoli (fig. 12) et quelques dizaines de mètres en dessous du calcaire de base. Ce calcaire ("Calcaire di Base") est considéré comme le premier changement critique dans la géochimie des eaux de la Paléo-Méditerranée de la Crise de Salinité. Néanmoins, l'inter-

valle de temps entre le commencement du Messinien et l'étape évaporitique de la crise est d'environ un million et demi d'années (Vai *et al.*, 1993, d'après la datation radiométrique, 7,26-5,8 Ma; d'après la datation géomagnétique, 7,0-5,8 Ma, ce travail).

La base de la section de Ain el Beida (Tortonien supérieur; Chrones 7; ca 8 Ma) est caractérisée par l'alternance des associations fauniques à *Globorotalia* carénées ("menardine" formes) d'une part, et à *Globigerinoides obliquus*, *Globigerina* spp., (avec fraction fine abondante) d'autre part. Ces alternances précèdent la limite inférieure du Messinien et l'événement historique de "siphon" (le courant en direction de l'est dans le Couloir Rifain). Elles marquent la période d'instabilité dans la population

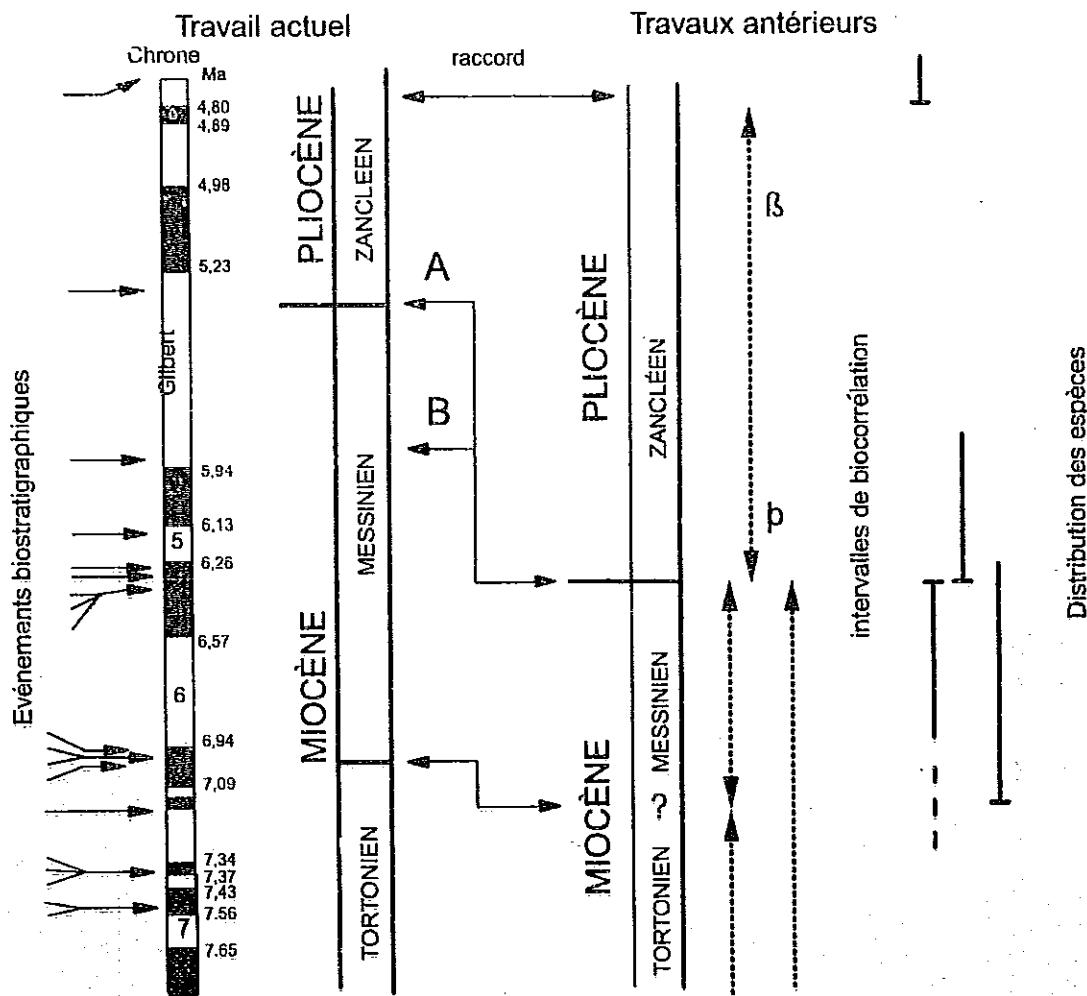


FIG. 11 : La différence de résolution biostratigraphique entre la SHR et la stratigraphie des intervalles (unités) au Maroc (voir fig. 7; d'après les données de Wernli, 1988 et Feinberg, 1986). Voir la différence concernant le placement de la limite Miocène/Pliocène (A : limite actuelle et B : limite proposée. Voir paragraphe 6.2 pour la discussion de la limite Tortonien-Messinien.

FIG. 11 : The difference in resolution between IIRS and unit stratigraphy in Morocco (see fig. 9; after the identifications of Wernli, 1988 and Feinberg, 1988). Note the difference concerning the placement of the Miocene/Pliocene boundary (A : the present boundary and B : the proposed boundary). See section 6.2 in the text for a discussion of the Tortonian-Messinian boundary.

Kert (Sidi-Aissa [Samar], et Boudinar) sur la côte méditerranéenne du Maroc (fig. 10; voir aussi Housay *et al.*, 1975).

6.3. Les études contemporaines

La limite inférieure du Messinien est définie dans la section de son stratotype à Falconara en Sicile avec la première apparition de *Gl. conomiozea* (D'Onofrio *et al.*, 1975). Cet événement se produit quelques mètres au-dessous de la formation diatomique de Tripoli (fig. 12) et quelques dizaines de mètres en dessous du calcaire de base. Ce calcaire ("Calcaire di Base") est considéré comme le premier changement critique dans la géochimie des eaux de la Paléoméditerranée de la Crise de Salinité. Néanmoins, l'inter-

valle de temps entre le commencement du Messinien et l'étape évaporitique de la crise est d'environ un million et demi d'années (Vai *et al.*, 1993, d'après la datation radiométrique, 7, 26-5, 8 Ma; d'après la datation géomagnétique, 7, 0-5, 8 Ma, ce travail).

La base de la section de Ain el Beida (Tortonien supérieur; Chrono 7; ca 8 Ma) est caractérisée par l'alternance des associations fauniques à *Globorotalia* carénées ("menardine" formes) d'une part, et à *Globigerinoides obliquus*, *Globigerina* spp., (avec fraction fine abondante) d'autre part. Ces alternances précèdent la limite inférieure du Messinien et l'événement historique de "siphon" (le courant en direction de l'est dans le Couloir Rifain). Elles marquent la période d'instabilité dans la population

planctonique et avec peut-être aussi une origine climatique. Cette instabilité se manifeste dans le changement de dominance des espèces vivantes près de la surface, et celles ayant un habitat plus profond. *Globorotalia menardii* se développe dans une tranche d'eau de profondeur supérieure à celle où se développe le genre *Globigerinoides*. Ces alternances associées à la haute proportion de la fraction biogénique fine suggèrent de plus des périodes à haut degré de productivité, résurgence océanique ("upwelling"), en Atlantique à l'ouest du Couloir Rifain.

A la base du forage de Ain el Beida, *Globorotalia menardii* est présente sous sa forme senestre (événement 1 de Sierro) = Au niveau de l'échantillon M-30 l'espèce devient à dominante d'enroulement dextre (événement 2 de Sierro 1985). Cet événement reconnu par Sierro (1985) dans le bassin de Guadalquivir est aussi rapporté par Zachariasse (1975) en Crète, Cita *et al.*, (1976) à Imola en Italie et par Bossio *et al.*, (1976) dans la section du Bou Regreg.

Avec un enroulement à dominante dextre, *Gl. menardii* (forme 5 de Tjalsma, 1971) est abondante entre les échantillons M-30 et M-28 à Ain el Beida. La fréquence de cette espèce décroît entre l'échantillon M-28 et M-26 et l'enroulement ne présente pas de dominance. De plus, on a observé une explosion de "scituloides" à prédominance dextre. Enfin dans l'échantillon M-26, *Gl. menardii* redevient abondante sous sa forme dextre. Ces caractéristiques se poursuivent jusque dans l'échantillon M-23 où *Gl. menardii* dextre est remplacée par les formes du plexus *miotumida*, (événement 3 de Sierro, 1985). Entre l'échantillon M-23 et M-11, *Gl. menardii* est rare ou absente, ce n'est qu'à partir de M-11 (Chrono 6 RI) qu'on remarque un retour du groupe *menardii* et leur coexistence avec *Gl. miotumida*.

Le même phénomène a été remarqué par Sierro dans les sections du Bassin de Guadalquivir. En 1966, Bolli a remarqué à Java un passage entre les formes senestre à dextre de *Gl. menardii* dans la zone à *Gl. dutertrei* et *Globigerinoides obliquus extremus*. G. Bizon et R. Mirkou (1969) à Corfou en Grèce occidentale, notent la disparition de *Gl. menardii* en général au Miocène supérieur.

La disparition soudaine et temporaire de *Globorotalia menardii*, épipelagique et tropicale, et son remplacement par *Gl. miotumida* (= *Gl. dalii* au Maroc; 7,0-7,1 Ma), tempéré et mésopélagique, a été observée dans la section de Bou Regreg et généralement dans tout

le bassin du Gharb (Tachet des Combes 1971, rapport interne du BRPM; Feinberg et Lorenz, 1970).

Dans le Bassin de Guercif, au nord-ouest du village de Guercif, le forage GRF1 a démontré la disparition de *Globorotalia gr. menardii* à 950 m de profondeur et son remplacement par *Gl. conomiozea* et *Gl. conoidea*, (Gendrot, 1972, rapport interne, APEX). Ce phénomène nous paraît donc évident. Toutefois, Wernli (1988) réfute l'idée de l'isochronie de cet événement au Maroc. D'après le même auteur, *ad lit*, "...l'extinction de *Globorotalia menardii* est très hétérochrone d'un lieu à l'autre, et cet événement ne peut être utilisé comme marqueur zonal".

En dehors du Maroc l'événement de remplacement du groupe *Globorotalia menardii* par le plexus *miotumida* a été rencontré dans les régions suivantes :

- En Espagne; Dans le Bassin de Guadalquivir (Sierro, 1985). Les changements à l'intérieur du groupe de *Globorotalia menardii* se déroulent dans le même ordre que nous avons décrit dans la section du Bou Regreg. Sierro (1985) fait coïncider le remplacement du groupe *menardii* par le plexus *miotumida* (l'événement 3) avec la limite Tortonien-Messinien et à-peu-près avec le FAD de *Amaurolithus primus* (2 ou 3 mètres au-dessous de l'événement 3). Dans le Bassin de Sorbas, Lorcas et Vera au sud-est de l'Espagne on observe l'association de *Gl. medicariaea* et *Gl. conomiozea*. *Gl. menardii* est très peu représentée mais nous ne sommes pas certains d'avoir trouvé la base de son remplacement par le plexus *miotumida* (Donoso et Serrano, 1978; Montenat *et al.*, 1976; Benson & Rakic-El Bied, 1991a).

- En Grèce; Zachariasse (1975), dans les sections Khairtiana, Potamidha et Deheliana, *Gl. menardii* (forme 5) est remplacée immédiatement par *Gl. dalii* et le niveau d'apparition de *Gl. conomiozea* coïncide à-peu-près à ce niveau. D'après Zachariasse (1979a), le changement dans la population des *Globorotalia* carénées est brutal et reflète des changements majeurs dans le paléoenvironnement, ou bien résulte d'une migration atlantique.

- En Italie; Cita *et al.* (1976) ont cité le même événement dans la section de Santerno à Imola. D'Onofrio *et al.* (1975) ont trouvé la décroissance des *Globorotalia* carénées vers le sommet de

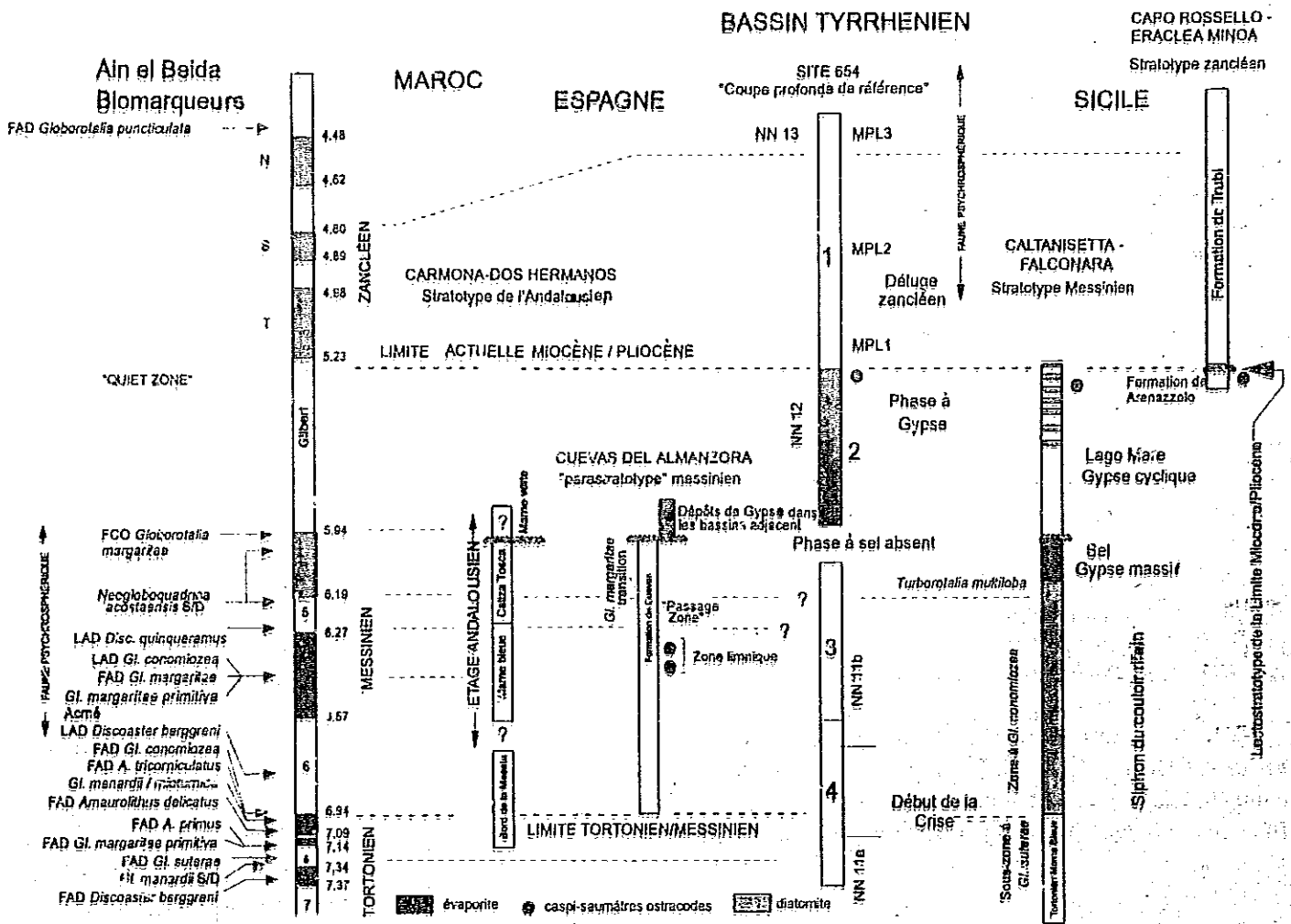


Fig. 12 : Corrélation (d'après Benson et Rakic El Bied, 1991) de la section de référence du Bou Regreg (GSSP du Pliocène, proposé) avec les autres sections de référence en Espagne (section du parastratotype messinien et andalousien), Site 654 dans le bassin tyrrhénien (section marine profonde de référence), section de référence de la limite Tortonien-Messinien de Falconara en Sicile et de la section de référence pour la limite Miocène-Pliocène à Capo Rossello en Sicile.

Fig. 12 : Corrélation (after Benson and Rakic El Bied, 1991) of the Bou Regreg reference section (proposed Pliocene GSSP) With other reference sections in Spain (Andalusian and Messinian parastratotype sections), site 654 in the Tyrrhenian Sea (deep-sea reference section), Falconara in Sicily (Messinian boundary stratotype) and Capo Rossello, Sicily (Pliocene boundary stratotype).

la zone à *Gl. suteræ* et l'arrivée des formes nouvelles comme *Gl. mediterranea*, *Gl. conomiozea*, *Gl. saphoe*, *Gl. sahellana* et les formes à affinités de *Gl. sphericonomiozea*.

• En Méditerranée; dans les bassins profonds Site 554 (OPD) Leg 107 de la Mer Tyrrhénienne), Glaçon *et al.* (1990), ont reconnu les événements 1,2,3 de Storro *et al.* (1993), où l'événement 3 a été identifié avec une abondance du groupe *Gl. miotumida*. Ce groupe n'est pas représenté par *Gl. miotumida ss.*, mais avec des formes plus convexes comme *Gl. conomiozea* et *Gl. mediterranea*. Dans le site 121 de la Mer d'Albaran et d'après les données de Montenat *et al.* (1975; DSDP; Leg 13), nous avons observé la

disparition du groupe *Globorotalia menardii* (carotte 23 à 853 m).

• En Atlantique; au Cap Bojador (Site 397, DSDP Leg 47), Cita et Salvadorini (1979) ont observé l'intervalle où *Gl. miotumida* est extrêmement abondante mais ils n'ont fait aucune référence à *Gl. cultrata*. Cependant, le FAD de *Amaurolithus delicatus* a approché cet événement à la limite Tortonien-Messinien (Mazzei *et al.*, 1979). Le même événement a été trouvé par Poore (1981; Site 334, Leg 37; Site 410, DSDP Leg 49; et par Poore et Berggren, 1975, Site 116, DSDP Leg 12) approximativement avec le FAD de *Amaurolithus primus*. La base de la zone à *Globorotalia conomiozea* dans le Site 116 ne

coïncide pas avec le FAD de l'espèce marqueur, mais correspond à une augmentation (supérieure à 50%), de la fréquence de *Gl. conomiozea* et *Gl. conoidea*. Sierro *et al.* (1993), ont remarqué dans le Site 410, que l'association et la succession des *Globorotalia* carénées dans le Miocène supérieur sont les mêmes que dans le Bassin de Guadalquivir et que celles observées au sud du Bassin du Rif et au Bou Regreg.

Pour l'ensemble des exemples relevés dans les études des forages profonds, on peut remarquer que les conditions de l'environnement responsables d'une telle distribution de la faune correspondent au modèle de la circulation de la gyre Nord Atlantique, que nous avons proposé dans le manuscrit concernant le "siphon" du Couloir Rifain (Benson *et al.*, 1991).

D'après les données qu'on vient de citer et d'après notre expérience on constate que dans le bassin méditerranéen le groupe de *Gl. menardii* est remplacé par le stock *Gl. conomiozea-mediterranea* (Zachariasse, 1975, 1979a); et qu'en Atlantique le groupe de *Gl. menardii* est remplacé par le plexus de *Gl. miotumida* (voir Feinberg et Lorenz, 1970; Bossio *et al.*, 1976; Sierro 1985; Sierro *et al.*, 1987; Benson *et al.*, 1991).

Le remplacement du groupe *Gl. menardii* dextre (forme 5 de Tjalsma, 1971) par le plexus de *Gl. miotumida-conomiozea* dans les forages de la Vallée du Bou Regreg coïncide avec :

1- L'arrivée brusque à 7,0 Ma (6N1, C3Bn), dans ces niveaux, d'ostracodes psychrosphériques: *Agrénocythere pliocénica* et *Oblitacythereis mediterranea*;

2- La prolifération des Foraminifères benthiques : *Uvigerina pigmaea* et *Uvigerina perigrina*;

3- Le FAD du nannoplaneton calcaire *Amaurolithus primus* est reconnu à la proximité de cet événement (7R1-6N1 [C4n.1r-C3Bn]; 7,5-7,2 Ma;

4- La décroissance de la valeur isotopique du $\delta^{13}C$, le "Carbon Shift" du Miocène supérieur (6R2-6N2, 7,1-6,8 Ma).

Un résumé des événements biostratigraphiques de la section de Ain el Beida sera présenté dans le paragraphe suivant.

6.4. La synthèse des événements biostratigraphiques du Bou Regreg

La découverte des marqueurs biostratigraphiques,

dans la section continue du Bou Regreg, et l'attribution de leur âge par l'extrapolation des chronos géomagnétiques (fig. 3, 4 et 7, et tableaux I-V) a révélé que certains taxons, qui ont été traditionnellement utilisés en Méditerranée et en Atlantique comme marqueurs de la limite Miocène-Pliocène, sont présents dans le Messinien. Rappelons l'exemple de *Globorotalia margaritae*, *Sphaeroidinella dehiscens immatura*, *Hastigerina pelagica* et autres qui sont peut-être, moins importants pour la corrélation et la datation biostratigraphique.

Le réexamen de ces marqueurs, comme événements des processus biologiques et océanographiques, révèle que le facteur climatique déterminant au Miocène supérieur, qui a conditionné la structure particulière des masses d'eau océaniques, et les changements tectoniques conduisant à la Crise de Salinité, sont responsables du diachronisme apparent. Il y avait des apparitions de faunes en dehors de la Méditerranée qui viennent d'être reconnues (si jamais ils existaient en Méditerranée, ils auraient été détruites par des conditions marines défavorables), et des changements de faune qui ont laissé des traces et qui sont évidents d'avantage dans les séquences continues comme celle du Bou Regreg.

Nous avons sélectionné certains nombres d'événements importants sur le plan des corrélations biostratigraphiques pour l'intervalle de temps allant du Tortonien supérieur au Pliocène inférieur au Maroc. Ces événements ont été corrélés avec les Bassins Méditerranéen et Atlantique (fig.12) :

1- Le changement d'enroulement de senestre à dextre de *Globorotalia menardii* (Sous-chrones 6R2; 7,35 Ma). Les corrélations positives ont été établies avec le Bassin de Guadalquivir (Sierro, 1985); en Crète (Zachariasse, 1975), et dans le stratotype du Messinien à Falconara (Sprovieri, comm. pers.).

2- L'apparition du nannoplaneton calcaire *Amaurolithus* (Sous-chrones 7R1-6N1 [C4n.1r- C3Bn]; 7,5-7,2 Ma).

3- La découverte de l'aomé à *Gl. suterae* (Sous-chrones 6R2 (C3Br.1n-2r), 7,35-7,13 Ma) dans les deux forages de la section Bou Regreg a permis pour la première fois une corrélation entre l'Atlantique et le stratotype italien.

4- L'identification de changement entre la faune épipelagique à affinité tropicale, sub-tropicale (*Gl.*

menardii), avec la faune tempérée et mésopélagique (*Gl. miotumida* et *Gl. conomiozea*), à la limite Tortonien-Messinien (Sous-chrones 6N1; 7,0-7,1 Ma). Cet événement a été reconnu dans les deux domaines marins atlantique et méditerranéen.

5 - La découverte de *Globorotalia conomiozea* (FOD Sous-chrones 6N1 (C3Bn), 7,0 Ma) dans le carottage continu (avec une puissance de 27 m environ) avant l'acmé à *Gl. margaritae primitiva* (Sous-chrones 5N2-5R1, 6,4-6,2 Ma) de la côte atlantique du Maroc nous a permis de reconnaître que la corrélation faite par Wernli (1980, 1988), et Feinberg (1986), entre l'Atlantique et la Méditerranée était erronée.

6 - L'apparition de *A. tricorniculatus* (Sous-chrones 6N1 (C3Bn), 6,94 Ma) ancien marqueur du Pliocène inférieur, a été reconnue aussi à Falconara par Mazzei (comm. pers.).

7 - L'évolution de *Gl. margaritae* à partir de *Gl. praemargaritae* dans la section de Ain el Beida nous a permis d'identifier plusieurs étapes évolutives y compris l'apparition des formes de transition entre *Gl. margaritae primitiva* et *Gl. margaritae ss.* avant la Crise de Salinité. La datation de la première apparition de *Gl. margaritae ss.* se situe à 6,35 Ma (Chrones 5N2). Ce marqueur est largement utilisé dans le monde comme marqueur de la limite Miocène-Pliocène.

8 - La première apparition de *Discoaster quinqueramus* (Sous-chrones 6N1, 7,1-7,2 Ma) et le changement d'enroulement de *Neogloboquadrina acostensis* (Sous-chrones 5N1, 6,21-5,8 Ma) sont les deux derniers événements reconnus en Méditerranée avant la Crise de Salinité. La corrélation de ces événements entre le Maroc et la section de Carmona, dans le bassin de Guadalquivir, s'est révélée positive. Les études biostratigraphiques et paléomagnétiques (Benson & Rakic El Bied, 1991a) de la coupe de Cuevas del Almanzora, dans le bassin de Vera (sud-est Espagne), ont démenti l'attribution de l'âge pliocène proposé en 1976 par Montenat et al.

9 - LOD de *Gl. miotumida* dans le Sous-chrones 5N1 à 6,15 Ma, quelques mètres après le changement d'enroulement de *Neogloboquadrina acostensis* dans la section de Ain el Beida. Cet événement a été reconnu par Sierro en Atlantique dans les Sites DSDP 397 (Cap Bojador), 410, 334, 544A, et dans le Bassin de Guadalquivir au sud-ouest d'Espagne.

10 - Le changement du sens d'enroulement dominant de *Neogloboquadrina acostensis*, de senestre à dextre, est le seul événement biostratigraphique d'importance globale entre le Miocène terminal et le Pliocène inférieur. Dans la carrière d'Ain el Beida ce phénomène de changement se trouve dans le Sous-chrones 5N1 entre 6,21 et 5,8 Ma, où on a découvert au moins cinq

changements dans le sens d'enroulement.

En général, dans le bassin méditerranéen, cet événement biostratigraphique précédé de peu le début de la formation des évaporites. Stainforth et al. (1975), l'ont rapporté à l'intérieur de la Formation de Tripoli, (Colalongo et al., 1979), et l'ont découvert antérieur au FAD de *Globigerina multiloba*. Le même événement a été signalé par Bossio et al. (1976), postérieur au LAD de *Gl. conomiozea* dans la coupe de l'Oued Akroch. Bossio et al. (1976), établissent la corrélation avec la coupe de Ripa dello Zolfo (Piedmont) qui correspond au sommet de la Formation du Tripoli, quelque mètres au-dessous des évaporites. En Atlantique, Mazzei et al. (1979 ; Site 397, Cap Bojador) par extrapolations géomagnétiques, donnent un âge de 5,8 Ma.

Dans le Pacifique équatorial, Salto et al. (1975) ont rapporté cet événement à l'intérieur du Chrones 5 (polarité normale) à 5,8 Ma. Kelgwin et Shackleton (1980) ont identifié ce changement dans la carotte RC 12-66 (Pacifique équatorial), dans la partie moyenne du Chrones 5 (=C3An) à env. 5,8 Ma. Sierro et al. (1993) ont reconnu cet événement (événement 4) dans le bassin de Guadalquivir généralement dans toutes les sections étudiées.

11 - L'intervalle sans événements "quiet zone" dans ce texte : Wel et Kennett (1986) l'ont appelé l'étage de déclin "declining stage", (de 5 Ma jusqu'au Récent), où les conditions océanographiques très défavorables seraient à l'origine de ce déclin. Ces conditions ont été imposées par des fluctuations paléo-océanographiques et la haute fréquence des oscillations climatiques relatives aux périodes de glaciations et déglaciations de l'hémisphère nord et qui a commencé à 2,5 Ma.

12 - En Sicile le FAD de *Gl. punctulata* est placé entre les Sous-chrones Sidusfall et Nunivak (4,48 Ma) et le FAD de *Gl. crassaformis* dans le Subchrones Cochili, (4,1 Ma) du Pliocène inférieur. Dans la section de l'Oued Arjat à l'est de Salé le FAD de ces deux marqueurs se trouve dans le Chrones Gilbert, ce qui constitue les premiers événements importants après le FAD de *Gl. margaritae* à 6,35 Ma.

6.5. La limite Miocène - Pliocène

Ce sujet a été l'objet principal du "Working Group" de la Sous-commission de Stratigraphie du Néogène (SNS), pour désigner le nouveau stratotype de la limite Miocène-Pliocène. La proposition détaillée de la section du Bou Regreg comme nouveau stratotype de la limite inférieure du Pliocène (GSSP) est incluse dans la deuxième partie de cet ouvrage.

STRATIGRAPHIE À HAUTE RÉOLUTION

La section du Stratotype de la limite Miocène-Pliocène à Capo Rossello en Sicile proposée par Cita en 1975, présente une discordance à la base. Les marnes marines de Trubi reposent sur la formation non marine du Messinien. Les marqueurs biostratigraphiques de cette limite ne représentent pas des étapes évolutives et ont été reconnus au Miocène supérieur en Atlantique. La corrélation biostratigraphique en dehors de la Méditerranée, basée sur l'apparition de ces espèces pose alors des problèmes. Le signal géomagnétique identifié par Hilgen et Langerale (1989) à Eraclea Minoa, est placé à la limite dans la partie inférieure du Chrono Gilbert ca. 5,32 Ma (fig. 12).

L'apparition de *Globorotalia puncticulata* (ca 4,5 Ma) est le premier événement commun aux domaines atlantique et méditerranéen.

• La section marine continue, très fossilifère du Bou Regreg à Ain el Beida, a été recommandée pour remplacer la section de Capo Rossello. Cette limite a été proposée en coïncidence avec le changement de la polarité du signal géomagnétique entre le Chrono 5 et le Chrono Gilbert (5,94 Ma; élév. 30 m). Il faut noter qu'il n'y a aucun événement biologique global à cette limite, mais il existe une succession d'événements biologiques régionaux bien précis qui permettent d'ailleurs d'identifier des données géomagnétiques (tableaux I à V).

7. PALÉO-Océanographie

7.1, La Gyre Nord Atlantique

Depuis le Miocène moyen, le climat global devient de plus en plus polarisé à cause de la formation du courant circum-global de l'océan autour de l'Antarctique. Les conditions glaciales et la stratification de l'océan mondial augmentent. Ces changements ont fortifié le courant de surface et ont régularisé les

différences thermiques des océans. Dans ce paragraphe un essai de reconstitution océanographique entre l'Atlantique et la Méditerranée est tenté (fig. 13).

La Gyre Nord Atlantique est un prisme ou lentille de masses d'eaux qui forme la partie principale de la thermosphère (température supérieure à 10° C), et qui se déplace devant le Maroc comme un large et lent courant. Cette gyre est constituée par le courant relativement froid des Canaries et par les eaux centrales froides

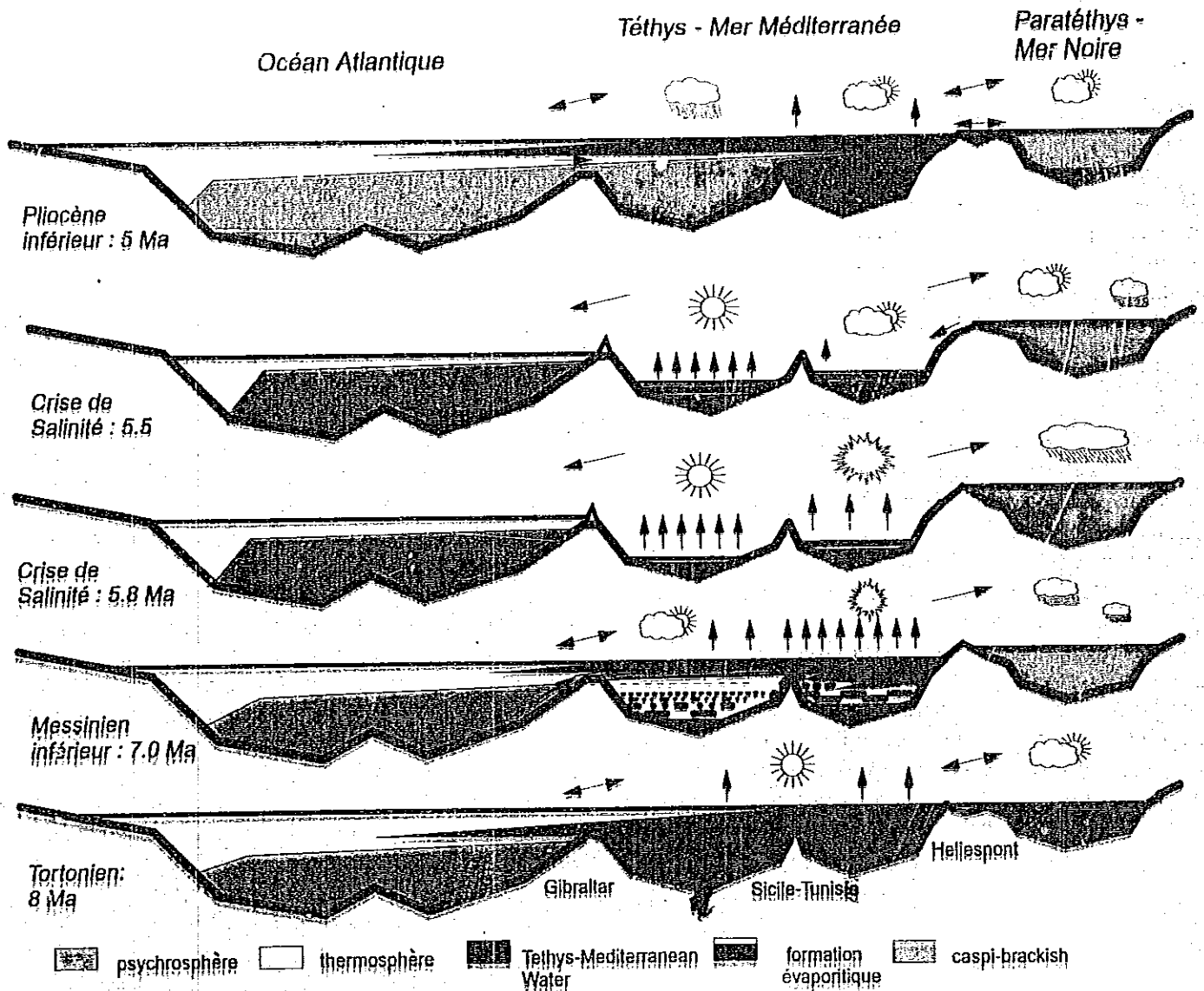


Fig. 13 : Reconstruction hypothétique du développement des masses d'eaux en Atlantique et en Méditerranée au Néogène supérieur. Le développement des masses d'eaux reflète le changement eustatique, la vitesse de rotation de la gyre (thermosphère), la formation des masses d'eaux profondes (psychrosphère), les changements climatiques en relation avec les modifications des seuils du Couloir Rifain et du Déroit sicilo-tunisien.

Fig. 13 : Hypothetical reconstruction of the evolution of water-masses of the Atlantic and Mediterranean during the late Neogene. The development of the water-masses reflect change in eustatic levels, the speed of rotation of the gyre (thermosphère), formation of the deep-water supporting masses (psychrosphère), climatic changes and alterations of the sills in the Rifian Corridor and the Tunis-Sicily.

nord atlantiques.

La gyre Nord Atlantique tourne au-dessus des "Eaux Méditerranéennes Intermédiaires" (Mediterranean Intermediate Water) [MIW] ou "Mediterranean Overflow Water" [MOW]. Des *résurgences océaniques* ("upwelling") ont lieu au sud des côtes marocaines avec une anomalie thermique de 6-7° C à la surface (Defant, 1961).

A l'heure actuelle le contact inférieur de la gyre dans l'Atlantique nord-oriental est "brouillé" par les Eaux Méditerranéennes Intermédiaires qui sortent par le Déroit de Gibraltar. A cause de la différence de densité cette masse d'eau reste comprimée entre la *thermosphère* (température supérieure à 10° C) et les eaux profondes de l'Atlantique, "North Atlantic Deep Water (NADW)."

7.2. Les limites dynamiques des masses d'eaux

La *pycnocline* (zone de changement rapide de la stratification de la densité océanique) représente une surface dynamique à la base de la gyre (appelée *surface barostrophique*) marquant le changement de la vitesse et de la direction des courants. Elle coïncide avec la *thermocline* permanente et représente une des plus importantes barrières faunistiques. Théoriquement elle serait la limite entre les masses d'eaux sous-jacentes (*psychrosphère*, température inférieure à 10° C), et les eaux chaudes moins denses, (*thermosphère*).

Quand il existe de fortes différences dans la direction et la vitesse du courant, la *surface barostrophique* est inclinée en pente rapide et forme un *gradient géostrophique*. Lorsque, les vents forts du nord-est repoussent le bord de la gyre des continents comme l'Afrique, où les irrégularités de pente forment des tourbillons de courant négatif, les eaux riches en éléments nutritifs (*psychrosphère* supérieure) tendent à monter vers la surface (*upwelling*) pour être entraînées dans le bassin satellite qu'était la Paléo-Méditerranée.

7.3. Les événements paléo-océanographiques pendant le Messinien

Durant le Messinien, l'approvisionnement de l'Atlantique en eaux denses et chaudes, "Paleo-Mediterranean Overflow Water (PMOW)" a été coupé. Les effets sur la stratification des masses d'eaux de l'Atlantique nord-oriental auraient dû être nécessaire-

ment de grande envergure.

Le cadre stratigraphique établi par la SIIR nous permet, maintenant, la reconstruction historique des événements paléo-océanographiques à la fin du Miocène avant la crise de Salinité (fig.13). Entre environ 7,1 et 5,8 Ma, les changements paléo-océanographiques d'importance globale sont :

- Le "Global Carbon Shift" entre 7,1 et 6,8Ma; marqué par la décroissance permanente de la valeur isotopique du Carbone 13 (Vincent *et al.*, 1980; Loutit et Kennett, 1979; Elstrom et Kennett, 1985; Hodell et Kennett, 1985; Hodell *et al.*, 1989);
- Le refroidissement global lié à la glaciation antarctique avec un abaissement eustatique;
- L'augmentation du volume des masses d'eaux psychrosphérique qui entraîne l'amincissement et l'accélération des gyres;
- L'accroissement du taux de sédimentation biogénique dû à une amplification des résurgences océaniques (productivité);
- L'accentuation du contraste climatique continental, entre les hautes latitudes humides et les basses latitudes sèches;
- L'arrêt d'écoulement des eaux d'origine téthysiennes (Mediterranean Intermediate Water).

La stratification et le gradient thermal vertical dans la partie supérieure de la colonne d'eau s'intensifient radicalement avec la cessation de la formation de MIW. La vitesse de circulation des courants augmente à toutes les profondeurs. L'épaisseur de la gyre diminue et la vitesse de sa rotation augmente. La limite entre les couches des masses d'eaux et les limites faunistiques devient plus nette. Dans la mer profonde le temps de résidence des isotopes stables est plus long. La tectonique qui forme ou détruit les seuils ou les détroits près de la surface océanique oscillante, augmente sa potentialité de détruire l'effet cybernétique de la gyre tournoyante. Le profil de la gyre est latitudinalement asymétrique. Les gradients potentiels, positifs à l'ouest et négatifs à l'est, sont formés à cause de la rotation de la terre. La pycnocline de la gyre, avec les masses d'eaux froides sous-jacentes, est abaissée avec une concentration de fort courant polaire à l'ouest et élevée à cause de son absence à l'est.

Les *résurgences océaniques* ("upwelling")

sont en général saisonnières et de courte durée. Bien que cycliques, ces événements déstabilisent les masses d'eaux de surface qui sont bouleversées par les masses d'eaux profondes et émergentes. Pour avoir un tel événement à long terme, durée géologique ("flip-flop event"; Berger, Vincent et Thierstein, 1981), il faudrait avoir l'interférence du bassin satellite qui aspire la masse d'eau près de la surface formant "le siphon" (effet de Bernoulli; Dryden et Stommel, 1984). Ce phénomène de siphon a pu persister à cause du déficit du budget en eaux dans le bassin satellite (Paléo - Méditerranée). Le déficit en eau a été causé par la forte évaporation due au climat sec continental qui a dominé dans la région de la Paléo-Méditerranée à cette époque (Suc et Bessais, 1990).

La présence de la faune psychrosphérique et mésopélagique à l'intérieur du Couloir Rifain indique la rentrée d'un fort courant d'eau profonde, "le siphon". Par conséquence, l'arrêt de l'écoulement des eaux de la Paléo-Méditerranée (Paleo - Mediterranean Overflow Water, PMOW), dans l'Atlantique a modifié la structure des eaux profondes de l'Atlantique.

Le modèle du siphon dans le Couloir Rifain impose la nécessité de l'existence d'un courant de retour. Une révision des données du budget actuel d'eau dans la Méditerranée, et l'affinité typique méditerranéenne de la faune du Messinien de l'Espagne, nous amène à conclure à l'existence d'un courant de retour à travers l'Espagne. Nous avons construit un modèle de double canal ("twin channel") pour expliquer le système de circulation qui a existé dans le passage nord de la Porte Ibérique et le passage sud du Couloir Rifain. Les relations entre les positions paléogéographiques et la surface géostrophique, à cause de la Force Coriolis ("transverse slope"), sont expliquées dans Benson *et al.* (1991).

7.4. L'implication écologique de l'événement du siphon

Les diverses variations de la microfauve, évoquées précédemment, deviennent le support explicatif des modifications de la structure des masses d'eaux. Et réciproquement les modifications de l'environnement océanographique se reflètent dans le changement observé. Nous avons ainsi proposé un modèle paléo-océanographique qui serait responsable du remplacement du stock des espèces ménardiformes (*Gl.*

menardii par exemple), épipélagiques, tropicales subtropicales par les stocks des espèces "globoconellides" (*Gl. mitotumida*), mésopélagiques et tempérées.

Cifelli et Stern-Bernier (1976) et Cifelli (1976) ont démontré que la gyre du Nord Atlantique est le mécanisme distributeur ("enrouleur") des faunes tropicales sub-tropicales, tempérées et actuelles, le long des côtes nord-ouest africaines. La pénétration des faunes septentrionales est étroitement liée à l'évolution de la gyre Nord Atlantique.

Nous avons suivi l'explication de la distribution écomorphotypique des formes coniques ou tronconulinoïdes de Malmgren et Kennet (1981); Cifelli et Scott (1986); Scott (1973); Berger (1969); Hemleben *et al.* (1989), selon lesquels la conicité est liée à la flottaison, à la densité et à la stratification de la colonne d'eau. A ces observations on doit rappeler qu'il existe une relation mathématique (progression géométrique) entre la conicité, la surface volumique et le volume proprement dit. Ainsi si le volume reste inchangé pour une conicité accrue, la surface diminue. Au contraire, si la forme devient plus plate pour un même volume, la surface augmente. Dans ce cas, la flottaison doit aussi augmenter. Il y a donc une relation entre ces différents paramètres morphologiques et la flottaison des Foraminifères planctoniques dans le contexte de la stratification des masses d'eaux.

Aussi, quand la pycnocline se rapproche de la surface, les formes coniques et certaines formes ménardines (*Gl. mediterranea*), descendent et traversent la pycnocline au cours de leur cycle de vie. Dans certains cas l'incrustation secondaire du test doit faciliter la descente et la migration dans la masse d'eau sous-jacente. Ce phénomène est le résultat du fort changement de la densité causé par la stratification des masses d'eaux (Bo, 1977, 1971 et Hemleben *et al.* 1989).

Dans les sections du Bou Regreg au Messinien inférieur (ca 7,0 Ma), les "globoconellides" sont associées à *Sphaeroidinella immaturo*. Or ce dernier est connu vivant dans une tranche d'eau de mer ouverte, assez importante. Dans la même section durant le Messinien (env. 6,8 Ma), les formes ménardii épipélagiques ne sont jamais complètement absentes. Ce phénomène peut être dû à une décroissance de l'intensité de la circulation dans le modèle de "siphon". Cela suppose donc des fluctuations de la pycnocline induites par des modifications dans l'intensité de la rotation de la gyre.

8. LES ÉFFETS CLIMATIQUES DE L'OSCILLATION DE LA RADIATION SOLAIRE

Dans la carrière des Marnes Bleues de la section d'Ain el Beida (plus de 70 mètres de hauteur), 40 cycles de 1,7 m en moyenne de couleur rouge à beige-bleu ont été mesurés (fig. 14). Avec une méthode de "cross-correlation" (voir fig. 8), nous avons lié le rythme sédimentaire et le signal géomagnétique (5N1) avec les cycles de la précession climatique de l'orbite terrestre (à 35° de latitude Nord; Berger et Loutre, 1991, 1993) pour l'intervalle de temps entre 6,3-5,6 Ma.

Le signal de temps horaire représenté par la courbe de Milankovitch a été étendu pour le Miocène (15% de plus qu'avant). Cet intervalle de temps couvre la période de la Crise de Salinité qui a commencé avec la phase de dessèchement à environ 5,8 Ma, et le temps

de la naissance de la Mer Méditerranée à 5,32 Ma (fig. 15, 8).

Le modèle de transfert de l'énergie solaire a été introduit pour relier les causes provenant soit de l'oscillation du pompage des eaux vers le Couloir Rifain, soit de l'oscillation dans la force du vent qui a amené la poussière du Sahara. Ce modèle, qui est basé sur le flux de la radiation solaire oscillant, donne un mécanisme de flux d'énergie et de transfert de masse potentielle. Il relie les processus climatologiques marins et terrestres aux périodes d'oscillations avec une moyenne de 21,7 ka la périodicité une fois établie, est liée aux changements des caractères sédimentaires et il est possible d'approcher la résolution du temps au moins de 10 ka.

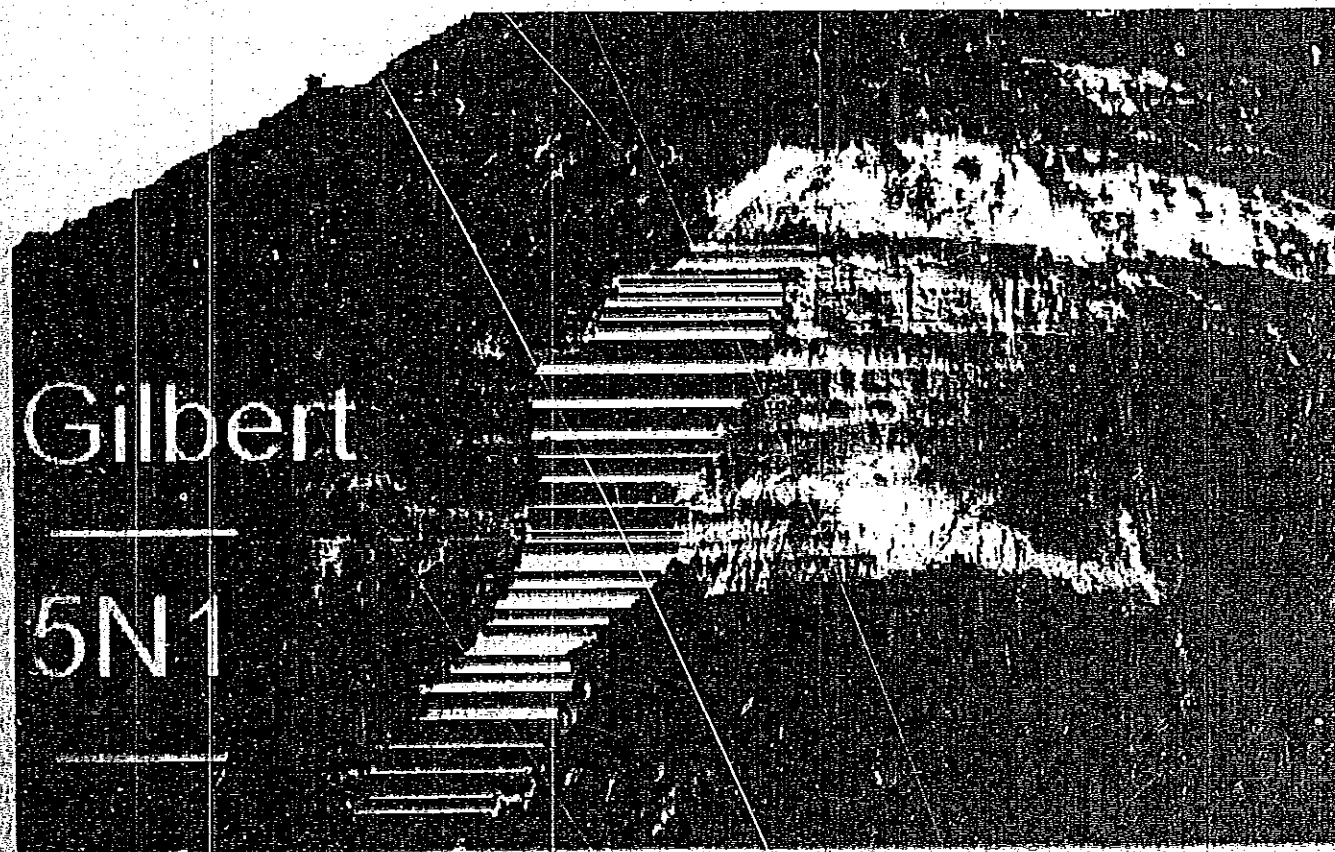


FIG. 14 : Image photographique de la carrière d'Ain el Beida traitée par ordinateur; les bandes de couleur sont transformées en signal code-barres pour être analysées et comparées avec le signal de précession climatique.

FIG. 14 : Image processed photograph of the Ain el Beida quarry face showing the color banding reduced to a bar code signal for analysis and comparison with the climatic precession signal.

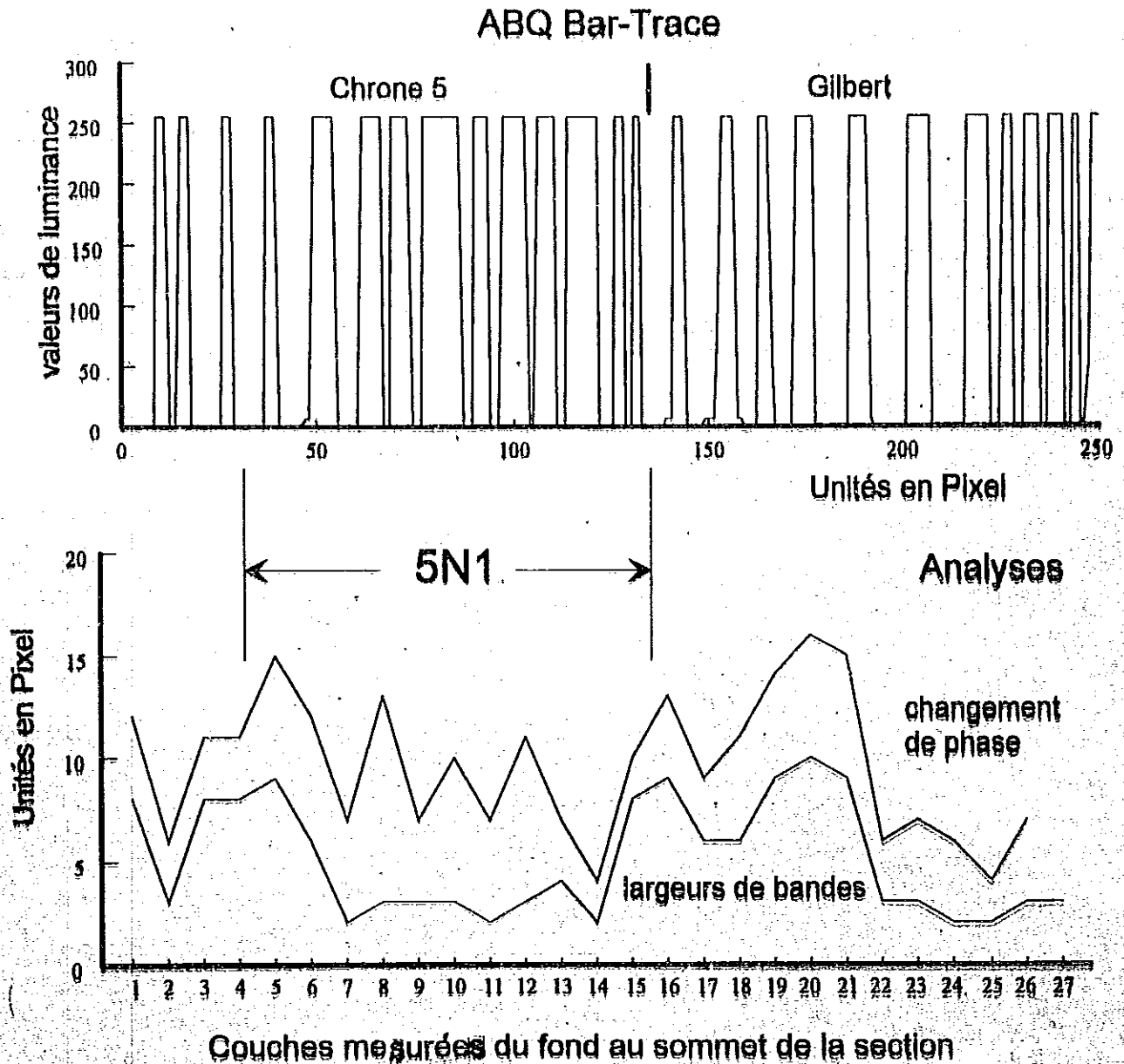


Fig. 15 : Signature des cycles en code-barres tirée de la figure 13. Elle est réduite en phase de shift et en bandes de couleurs (période) avec les valeurs vis-à-vis de la position du cycle pour obtenir la forme du signal. Ceci est ensuite comparé avec une signature similaire mais plus longue et réduite en signal de la précession climatique afin de trouver la meilleure correspondance pour une estimation d'âge.

Fig. 15 : The cycle signature of the bar-code of taken from figure 13. It is reduced to phase shift and color band width (period) values vs. cycle position to give the form of the signal. This is then compared to a similar but longer signal reduction (signature) taken from the climatic precession signal to find the best fit for a time estimation.

Le modèle est surtout utile quand on considère la vitesse d'évaporation dans les bassins satellites liés au système océanique avec un phénomène de pompage, ou aux bassins d'eau douce où on retrouve les effets des oscillations de précipitation causée par l'évaporation adjacente.

Sur la figure 16 de notre modèle, la marche de l'insolation solaire est exprimée par des intervalles de fortes et faibles variations. On voit par exemple, que la

Crise de Salinité à 5,8 Ma commence avec deux intervalles d'oscillations extrêmes. Par la suite, quatre intervalles d'oscillations se présentent moins intensément. Entre chaque intervalle, ou mégacycle, on a un intervalle de modération climatique. Si ces mégacycles de la Crise sont comparés avec les cycles d'oscillation entre 6,5 et 4,5 Ma, on remarque que les intervalles de haute variation se manifestent plus discrètement pendant cette époque. Est-il possible de lier ce rythme aux intervalles de formation des évaporites?

STRATIGRAPHIE À HAUTE RÉOLUTION

Ain el Beida

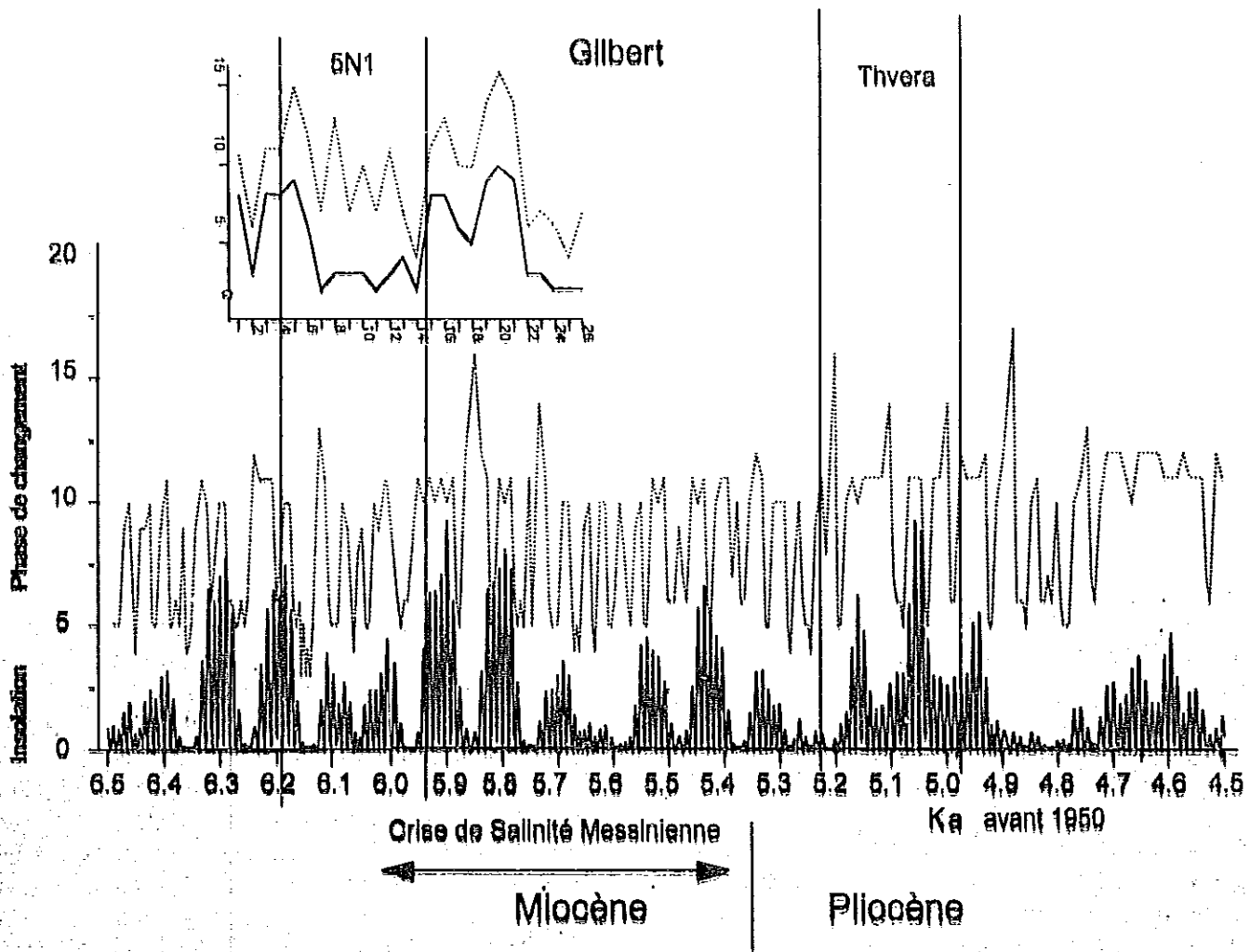


Fig. 16 : Variation de l'insolation solaire (6,5 à 4,5 Ma) représentée par la racine carrée du produit de la valeur du carré de la radiation et par la longueur de l'été au carré (voir discussion dans le texte). Ceci est ancré dans le temps pour contrôler les événements magnétostratigraphiques par la signature du cycle à Ain el Beida. La limite Miocène/Pliocène est celle qui a été désignée à Capo Rossella.

Fig. 16 : The variation of solar insolation (6,5 to 4,5 Ma) expressed as the square-root of the product of the value of radiation squared and the length of summer squared (see text for discussion). The phase shift is added but its significance is not yet understood. This is anchored in time to controlling magnetostratigraphic events by the cycle signature at Ain el Beida. The Miocene-Pliocene boundary is that designated at Capo Rossella.

La question reste posée.

Le changement de rythme observé au Maroc peut être le même que celui qu'on retrouve dans les changements de niveau des lacs à l'est dans le bassin de la Paratéthys. Il est également le même que celui qu'on trouve parfois dans l'accumulation de poussières du désert dans les sédiments marins ou lacustres. La possibilité d'identification des signatures astronomiques

peut surmonter les problèmes de diachronisme qui sont souvent posés par les faunes et les régimes sédimentaires.

Les études sur la variation de l'insolation solaire et son impact sur la Crise de Salinité viennent juste de commencer. Les études climatostratigraphiques de la formation des évaporites liées à leurs rythmes sédimentaires appartiennent à l'avenir.

9. ÉPILOGUE

Le rôle ultime de la stratigraphie est de placer la succession des enregistrements géologiques et leurs événements dans un cadre chronologique de référence. Nous possédons le calendrier général de ces événements même à travers les limites de leurs divisions qui paraissent être en constante modification. Il n'est pas possible d'apporter une conclusion sur la manière qui tend à décrire une méthodologie dont l'objet serait d'approcher la précision jusqu'à ce que le standard de référence soit retrouvé et compris.

La stratigraphie à haute résolution (SHR) est seulement une étape de la recherche pour une méthodologie qui suppose que le standard de référence ordonné existe.

Depuis déjà longtemps nous avons reconnu le diachronisme en biostratigraphie. Les couches sont souvent le produit d'événements progressifs. Les stratigraphes sont conscients de la disparité qui existe entre la géochronologie et la formation d'enregistrements géologiques. Pour comprendre certains processus géologiques, il faut mesurer ces disparités.

Théoriquement, le mouvement prévisible de la terre dans son orbite et l'altération graduelle de la structure atomique peuvent fournir le système de mesure linéaire du passage du temps. En pratique il paraît, de plus en plus, improbable que la plupart des événements naturels et historiques soient linéaires. Les crises et les catastrophes constituent une partie importante de l'enregistrement géologique. La présence de la turbulence, causée par un événement mineur imprévisible, et la résonance entre les systèmes, agissent réciproquement. Notons que certains systèmes ont la capacité d'absorber le stress et de devenir stables. Ni la géométrie, ni les

effets de l'oscillation dans les systèmes naturels ne sont encore suffisants pour aller au-delà de certaines limites de précision.

La stratigraphie à haute résolution est en somme une affirmation de la certitude qu'un certain ordre progressif existe dans tous les processus, même dans les processus qui ne sont pas suffisamment compris ; même une turbulence a une structure interne. Les répétitions climatiques ont une certaine cyclicité. Le système marin réagit comme un condensateur ("capacitor"). L'édifice montagneux n'est qu'un ajustement tectonique. Le rôle du stratigraphe est de découvrir une progression ordonnée partout où elle peut être trouvée et de l'ajouter à la chronologie des événements passés.

Remerciements. - Les auteurs tiennent à remercier vivement les collègues trop nombreux pour être cités individuellement qui par leur collaboration ont permis l'obtention de ces résultats. Nous tenons à remercier P. Carbonel (Université Bordeaux I) pour sa relecture critique du manuscrit. Notre sincère gratitude va au Professeur Talib Amrani et El Bied Abdelkrim de la Faculté des Lettres de Rabat. A Anis, Anissa et Igor El Bied pour leur aide durant la préparation du texte. Les Auteurs tiennent également, à remercier la société FORINFO en la personne Mr. Regragui et Mr. Alaoui Salim de l'Université El Akhawaine pour leur aide logistique. Nos recherches étaient subventionnées par la Smithsonian Institution de Washington, D.C. et le "National Geographic Society" des USA, avec la coopération du Ministère de l'Energie et des Mines du Maroc.

Manuscrit accepté en Juin 1995.
Mise à jour sur épreuves : mars et avril 1996

10. RÉFÉRENCES ET ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE

- AUBERT, J. (1962) : Les *Globorotalia* de la région Pré-riifain (Marec septentrional), *Notes et Mémoires, Service Géologique du Maroc*, 31, (156): 41-92.
- BAKSI, A.K. (1991) : Fine tuning the radiometrically derived geomagnetic polarity time scale (GPTS) for 0-10 Ma, *Geophys. Res. Lett.*, 22(4): 457-460.
- BÉ, A.W.H. (1977) : An ecological, zoogeographic and taxonomic review of Recent planktonic Foraminifera, in: Ramsay, A.T.S., editor, *Oceanic Micropaleontology*, Academic Press, (London), 1-100.
- BENSON, R.H. (1991) : Messinian Salinity Crisis, in *Encyclopedia of Earth System Science*, vol. 3, edited by W.A. Neilson, Acad. Press, San Diego, Calif., 161-167.
- BENSON, R.H. (1993) : Is the death of an ocean falling through a stratigraphic crack, *Paleoceanography*, 10(1), 1-3.
- BENSON, R.H., & K. RAKIC-EL BIED (1991a) : A stratigraphic correlation of the Cuevas del Almanzora section, Vera Basin, Southeastern Spain: Messinian Parastratotype and refutation of the deep-sea basin, shallow-water hypothesis, *Micropaleontology*, 37, 289-302.
- BENSON, R.H., & K. RAKIC-EL BIED (1991b) : Biodynamics, saline giants and late Miocene catastrophism, *Carbonates and Evaporites*, 6(2), 127-162.
- BENSON, R.H., & D.A. HOELL (1994) : Comment on "A critical evaluation of Miocene/Pliocene boundary as defined in the Mediterranean", *Earth and Planetary Sci. Letts*, 124, 245-250.
- BENSON, R.H., K. RAKIC-EL BIED & G. BONADUCE (1991) : An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of Tethys Ocean, *Paleoceanography*, 6(1), 164-192.
- BENSON, R.H., L.-A. HAYEK, D.A. HOELL & KRUNA RAKIC-EL BIED (1995) : Extending the Climatic Precession Curve back into the Miocene by Signature Template Comparison, *Paleoceanography*, 10(1), 5-20.
- BENSON, R.H., K. RAKIC-EL BIED (1995) : The New Regres Section, Moroccan Proposed Global Boundary Stratotype Section and Point of the Pliocene, *Notes et Mémoires, Service Géologique du Maroc*.
- BERGER, A. (1976) : Obliquity and precession for the last 5,000,000 years, *Astronomy and Astrophysics*, 51, 127-133.
- BERGER, A., & M.-F. LOUTRE (1991) : Insolation values for the climate of the last 10 million years, *Quaternary Sci. Revs.*, 10: 297-317.
- BERGER, A. & M.-F. LOUTRE (1993) : Precession, eccentricity, obliquity, insolation and paleoclimates. In Duplessy, J.C. (ed.), *Long Term Climatic Variations. Data and Modeling*, Kluwer Academic Press. (Holland).
- BERGER, W.H. (1969) : Planktonic Foraminifera: Basic morphology and ecology implications, *Jour. Paleontol.*, 43 (6), 1369-1383.
- BERGER, W.H., VINCENT, B. & THIERSTEIN, H. (1981) : The deep-sea record: major steps in Cenozoic ocean evolution, *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* 32, 489-504.
- BERGGREN, W.A. (1971) : Tertiary Boundaries and Correlations, in A. Finnel, & W.R. Meade, (Editors), *The Micropaleontology of the Oceans*, Cambridge Univ. Press, pp. 693-809.
- BERGGREN, W.A. (1973) : Biostratigraphy and Biochronology of the Late Miocene (Tortonian and Messinian) of the Mediterranean, in C.W. Drooger (editor), *Messinian Events of the Mediterranean*, North-Holland, Amsterdam, p. 10-20.
- BERGGREN, W.A. & D.U. HAQ (1976) : The Andalusian Stage (late Miocene): biostratigraphy, biochronology, et paleoecology, *Palaogeogr., Palaoclimatol., Palaeoecol.*, 20, 67-129.
- BERGGREN, W.A., D.V. KENT & J.A. VAN COUVERING (1983) : Neogene geochronology and chronostratigraphy, in N.J. Snelling (editor) *The Chronology of the Geologic Record, the Neogene: Part 2*, pp.211-259, Blackwell Sci. Publ.
- BIZON, G., & GLAÇON, G. (1977) : Morphological investigations on the genus *Globorotalia* from Site 372, in Haq, K., Maniaderi, L., et al., *Repts. Deep-Sea Drill. Proj.*, vol 42 (1): 678-707.
- BIZON, G. & J.J. BIZON (1972) : *Atlas des principaux Foraminifères planctonique du bassin Méditerranéen Oligocène à Quaternaire* Edit. Technip (Paris): 1-142.
- BIZON, G. & R. MIRKOU, (1969) : Les Foraminifères planctonique du Pliocène de l'île de Zante (Grèce occidentale), *Proc. First Internat'l. Confer. Planktonic Microfossils*, B.J. Brill, (Liden) pp. 179-198.
- BLOW, W.H. (1969) : Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, *Proc. 1st Internat'l. Confer. Planktonic Microfossils*, Geneva, 1967, B.J. Brill, Leiden, pp.199-421.
- BOLLI, H.M. (1950) : The direction of coiling in the evolution of some Globorotaliids, *Cushman Found. Foram. Res.*, 1(3-4): 82-89.
- BOLLI, H.M. (1966) : Planktonic Foraminifera in well Badjonegore 1 of Jave, *Col. Geol. Helv.*, 39(1): 449-465.
- BOLLI, H.M., A.R. LOBBLICH & H. TAPPAN (1957) : Planktonic foraminiferal families: *Henkeninidae, Cibicides, Globorotaliidae and Globotruncanidae*, *U.S. National Museum Bull.* 215: 3-50.
- BOSSIO, A., K. EL-BIED-RAKIC, L. CIANELLI, R. MAZZETI, A. RUSSO & G. SALVATORINI (1976) : Correlation de quelques sections stratigraphiques du bassin Méditerranéen sur la base des Foraminifères planctoniques, *Nannoplankton*

10. RÉFÉRENCES ET ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE

- AUBERT, J. (1962) : Les *Globorotalia* de la région Pré-riéviaise (Maroc septentrional), *Notes et Mémoires, Service Géologique du Maroc*, 21, (136): 41-92.
- BAKSI, A.K. (1995) : Fine tuning the radiometrically derived geomagnetic polarity time scale (GPTS) for 0-10 Ma, *Geophys. Res. Lett.*, 22(4): 457-460.
- BÉ, A.W.H. (1977) : An ecological, zoogeographic and taxonomic review of Recent planktonic Foraminifera, In: Ramsay, A.T.S., editor, *Oceanic Micropaleontology*, Academic Press, (London), 1-100.
- BENSON, R.H. (1991) : Messinian Salinity Crisis, in *Encyclopedia of Earth System Science*, vol. 3, edited by W.A. Neilson, Acad. Press, San Diego, Calif., 161-167.
- BENSON, R.H. (1993) : Is the death of an ocean falling through a stratigraphic crack, *Paleoceanography*, 10(1), 1-3.
- BENSON, R.H., & K. RAKIC-EL BIED (1991a) : A stratigraphic critique of the Cuevas del Almanzora section, Vera Basin, southeastern Spain: Messinian Parastratotype and refutation of the deep-sea basin, shallow-water hypothesis, *Micropaleontology*, 37, 289-302.
- BENSON, R.H., & K. RAKIC-EL BIED (1991b) : Biodynamics, saline glacia and late Miocene catastrophism, *Carbonates and Evaporites*, 6(2), 127-162.
- BENSON, R.H., & D.A. HODELL (1994) : Comment on "A critical evaluation of Miocene/Pliocene boundary as defined in the Mediterranean", *Earth and Planetary Sci. Letts*, 124, 245-250.
- BENSON, R.H., K. RAKIC-EL BIED & G. BONADUCE (1991) : An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of Tethys Ocean, *Paleoceanography*, 6(1), 164-192.
- BENSON, R.H., L.-A. HAYEK, D.A. HODELL & KRUNA RAKIC-EL BIED (1995) : Extending the Climatic Precession Curve back into the Miocene by Signature Template Comparison, *Paleoceanography*, 10(1), 5-20.
- BENSON, R.H., K. RAKIC-EL BIED (1995) : The New Regraevation, Morocco: Proposed Global Boundary Stratotype Section and Point of the Pliocene, *Notes et Mémoires, Service Géologique du Maroc*.
- BERGER, A. (1976) : Obliquity and precession for the last 5,000,000 years, *Astronomy and Astrophysics*, 51, 127-133.
- BERGER, A., & M.-F. LOUÏRE (1991) : Insolation values for the climate of the last 10 million years, *Quaternary Sci. Revs.*, 10: 297-317.
- BERGER, A., & M.-F. LOUÏRE (1993) : Precession, eccentricity, obliquity, insolation and paleoclimates. In Purstey, J.C. (ed.), *Long Term Climatic Variations. Data and Modeling*. Kluwer Academic Press. (Holland).
- BERGER, W.H. (1969) : Planktonic Foraminifera: Biotic morphology and ecology implications, *Jour. Paleontol.*, 43 (6), 1369-1383.
- BERGER, W.H., VINCENT, B. & THIERSTEIN, H. (1981) : The deep-sea record: major steps in Cenozoic ocean evolution. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.* 32, 469-504.
- BERGQREN, W.A. (1971) : Tertiary Boundaries and Correlations, In: B. Funnel, & W.R. Almedal, (Editors), *The Micropaleontology of the Oceans*, Cambridge Univ. Press, pp. 693-809.
- BERGQREN, W.A. (1973) : Biostratigraphy and Biochronology of the Late Miocene (Tortonian and Messinian) of the Mediterranean, in C.W. Drooger (editor), *Messinian Events of the Mediterranean*: North-Holland, Amsterdam, p. 10-20.
- BERGQREN, W.A. & D.U. HAQ (1976) : The Andalusian Stage (late Miocene): biostratigraphy, biochronology, et paleoecology, *Palaeoogeogr., Palaoclimatol., Palaeoecol.*, 20, 67-129.
- BERGQREN, W.A., D.V. KENT & J.A. VAN COUVERING (1985) : Neogene geochronology and chronostratigraphy, in N.J. Snelling (editor) *The Chronology of the Geologic Record, the Neogene: Part 2*, pp.211-259, Blackwell Sci. Public.
- BIZON, G., & GLAÇON, G. (1977) : Morphological investigations on the genus *Globorotalia* from Site 372, in Hed, K., Montadert, L., et al., *Repts. Deep-Sea Drill. Proj.*, vol 42 (1): 678-707.
- BIZON, G. & J.J. BIZON (1972) : *Atlas des principaux Foraminifères planctonique du bassin Méditerranéen Oligocène à Quaternaire* Edit. Technip (Paris): 1-142.
- BIZON, G. & R. MIRKOU, (1969) : Les Foraminifères planctonique du Pliocène de l'île de Zante (Grèce occidentale), *Proc. First Internat'l. Confer. Planktonic Microfossils*, B.J. Brill, (Liden) pp. 179-198.
- BLOW, W.H. (1969) : Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, *Proc. 1st Internat'l. Confer. Planktonic Microfossils*, Geneva, 1967, B.J. Brill, Liden, pp.199-421.
- BOLLI, H.M. (1950) : The direction of coiling in the evolution of some Globorotaliidae, *Cushman found. Foram. Res.*, 1(3-4): 82-89.
- BOLLI, H.M. (1966) : Planktonic Foraminifera in well Bedjonegore I of Jave, *Bol. Geol. Helv.*, 59(1): 449-465.
- BOLLI, H.M., A.R. LOEBLICH & H. TAPPAN (1957) : Planktonic foraminiferal families Hantkeniidae, Orbuliniidae, Globorotaliidae and Globotrunculidae, *U.S. National Museum Bull.* 215: 3-50.
- BOSSIO, A., K. EL-BIED-RAKIC, L. GIANELLI, R. MAZZEI, A. RUSSO & G. SALVATORINI (1976) : Correlation de quelques sections stratigraphiques du bassin Méditerranéen sur la base des Foraminifères planctoniques, Nannoplankton

- calcaire et Ostracodes, *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A*, 83, 121-137.
- BOSSIO, A., L. GIANELLI, R. MAZZEI, R., K. EL BIED-RAKIC & A. RUSSO (1977): Biostratigraphy and chronostratigraphy of some stratigraphic sections from western Andalusia (Spain) including the stratotype of the Andalusian stage. IGCP Project No. 96, *Messinian Seminar No. 3, Malaga 1977*, (Abstract), 9-12.
- BRYDEN, H.L. & H. M. STOMMILL (1984): Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea, *Oceanol. Acta*, 7 (3), 289-296.
- CANDE, S.C. & D.V. KENT (1992): A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, 97(B10), 13,917-13,951.
- CANDE, S.C. & D.V. KENT (1995): Revisions in the geomagnetic polarity time scale (GPTS) from orbital tuning observations, *J. Geophys. Res.*
- CIFELLI, R. (1976): Evolution of ocean climate and the record of planktonic foraminifera, *Nature*, 264(5585), 431-432.
- CIFELLI, R. & G. SCOTT (1986): Stratigraphic Record of the Neogene Globorotalid Radiation (Planktonic Foraminiferida), *Smithsonian Contr. Paleobiol.* 50, 1-101.
- CIFELLI, R. & C. STERN BENIER (1976): Planktonic Foraminifera from near the West African Coast and a consideration of faunal parcelling in the North Atlantic, *Jour. Foram. Res.*, 6(4), 258-273.
- CITA, M.B. (1975): The Miocene/Pliocene boundary: History and definition, in T. Saito and L. Burckle (editors), *Late Neogene Epoch Boundaries*, Micropaleontology Press, Spec. Publ., 1-30.
- CITA, M.B., S. D'ONOFRIO, S. IACCARINO, S. MAZZEI & G. SALVATORINI (1976): Biostratigraphy of the Late Neogene of the Santemo Valley (Paleomagnetic epochs 7 and 9). *Show and tell Seminar No. 3, Gargnano, September*, 5-12, Univ. Parma Press.
- CITA, M.B. & W.F.B. RYAN (1978): The Bou Regreg section of the Atlantic coast of Morocco. Evidence, timing and significance of a Late Miocene regressive phase, *Riv. Ital. Paleont.*, 84(4), 1051-1082.
- CITA, M.B. & SALVATORINI, G. (1979). *Int. Repts. Deep Sea Drilling Proj.*, 47 (1).
- COLOLONGO, M.L., A. DI GRANDE, S. D'ONOFRIO, L. GIANELLI, S. IACCARINO, R. MAZZEI, M. ROMEO & G. SALVATORINI (1979): Stratigraphy of Late Miocene Italian Sections Straddling the Tortonian/Messinian Boundary, *Boll. Soc. Paleontol. Ital.* 18(2), 258-302.
- COWIE, J.W., W. ZIEGLER, A.J. BOUCOT, M.J. BASSETT & J. REMANE (1986): *Guidelines and Statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS)*, Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, (Frankfurt), 43: 1-14.
- CUNNINGHAM, K.J., M.R. FARR & KRUNA RAKIC-EL BIED (1994): Magnetostratigraphic dating of an upper Miocene shallow-water marine and continental sedimentary succession in northeastern Morocco, *Earth and Planetary Science Letters*.
- DEFANT, A. (1961): *Physical Oceanography*, Vol. 1, Pergamon Press, 729 p.
- D'ONOFRIO, S., L. GIANELLI, S. IACCARINO, E. MORLOTTI, M. ROMEO, G. SALVATORINI, M. SAMPO & D. R. SPROVIERI (1975): Planktonic Foraminifera of the Miocene from some Italian Sections and the Problem of the Lower Boundary of the Messinian, *Boll. Soc. Paleontol. Ital.* 14(2), 177-196.
- DONOSO, J.M.G. & F. SERRANO, (1978): Precisiones sobre la Biostratigraphica del Corte de Cuevas de Almonzora, *Guadernos de Geologia, Univ. de Granada*, 8-9, 241-252.
- DONOSO, J.M.G., D. LINARES, P. RODRIGUEZ, ET F. SERRANO (1979): Sobre el origen de *Globorotalia margaritae* Bolli y Bermudez, *Guadernos de Geologia, Univ. de Granada*, 8-9, 168-173.
- ELSTROM, K.M. & J.P. KENNETT (1985): Late Neogene paleoceanographic evolution of Site 590: Southwest Pacific, in J.P. Kennett, C.C. Van Der Borch, et al., *Int. Rep. Deep-Sea Drill. Proj.*, 90(41), 1361-1381.
- FEINBERG, H. (1978): Les Series tertiaires du Preif et des dependances post-tectonic du Rif (Maroc). Biostratigraphie, paleogeographie, et apercu tectonique, *These d'Etat*, 211 p.
- FEINBERG, H. (1986): Les Series Tertiaires des Zones Externes du Rif (Maroc), Biostratigraphie, Paleogeographie et apercu Tectonique, *Notes et memoires du Service Geologique*, 315: 1-192, 28 pl.
- FEINBERG, H. & H.G. LORENZ (1970): Nouvelles données stratigraphiques sur le Miocene supérieur et le Pli. ène du Maroc nord-occidental, *Notes Serv. Géol. Maroc.*, 30(225), 21-26.
- FEINBERG, H. & H.G. LORENZ (1973): La lignée évolutive de *Globorotalia miozea* s.l. dans le Miocene méditerranéen, *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 249, 31-46.
- GAUTIER, F., J.-P. CLAUSON, J.-P. SUC, J. CRAVATTE & D. VIOLANTI (1994): Age and Duration of the Mediterranean Messinian Salinity Crisis, *Comptes Rendus, Fr. Acad. Sci.*
- GENDROT, C. (1972): Rapport Intern. Le sondage Guercif GRF1, B.P.R.M., Maroc.
- GENTIL, LOUIS (1916): Sur la "Trouée de Taza" (Maroc, septentrional), *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 163(22), 705-708.
- GLACON, G., C. VERNAUD-GRAZZINI, S. IACCARINO, J.-P. REHAULT, A. RANDRIANASOLO, J.F. SIERRO, P. WEAVER, J.E.T. CHANNEL, M. TORRI & C. HAWTHORNE (1990): Planktonic foraminiferal events and stable isotope records in the upper Miocene, Site 654, *Proc. Ocean Drilling Proj., Sci. Results, Leg 102*, 415-427.
- HAQ, B.U., T.R. WORSLEY, L.H. BURKLE, R.G. DOUGLAS, L.D. KEIGWIN, N.D. OPDYKE, S.M. SAVIN, M.A. SOMMER II, E. VINCENT & F. WOODRUFF (1982): Late Miocene marine carbon-isotopic shift and synchronicity of some phytoplanktonic biostratigraphic events, *Geology*, 8, 427-431.

- HEDBERG, H. (1979) : *Guide Stratigraphique International*; classification, terminology, et règles de procédures, Dolin Editeurs (Paris), 233 p.
- HILGEN, F.J., M. SPINDLER, ET O.R. ANDERSON (1989) : *Modern Planktonic Foraminifera*, Springer-Verlag, New York, 363 p.
- HILGEN, F.J. (1987) : Sedimentary rhythms and high-resolution chronostratigraphic correlations in the Mediterranean Pliocene, *Newsl. Stratigr.*, 17(2), 109-127.
- HILGEN F.J. (1991) : Astronomical forcing and geochronological application of sedimentary cycles in Mediterranean Pliocene Pleistocene, *Geologica Ultrallectina* N°93, 1-27
- HILGEN, F.J. (1991a) : Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary, *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 107, 349-368.
- HILGEN, F.J. (1991b) : Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale, *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 104, 226-244.
- HILGEN, F.J. & C.G. LANGEREIS (1988) : The age of the Miocene-Pliocene boundary in the Capo Rossello area (Sicily), *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 91, 214-222.
- HILGEN F.J. & C.G. LANGEREIS (1989) : Periodicities of CaCO₃ cycles in the Mediterranean Pliocene : Discrepancies with the quasi-periods of the Earth's orbital cycles?, *Terra Nova* 1, 409-415.
- HILGEN F.J. & C.G. LANGEREIS (1993) : A critical evaluation of the Miocene/Pliocene boundary as defined in the Mediterranean, *Earth and Plan. Sci. Letts.*, 118, 167-179.
- HODELL, D. A. & J.P. KENNETT (1985) : Miocene paleoceanography of the South Atlantic Ocean at 22, 16, et 8 Ma, *Geol. Soc. Amer., Memoir*, 163, 317-337.
- HODELL, D.A., K.M. ELSTROM & J.P. KENNETT (1986) : Late Miocene $\delta^{18}O$ variability, global ice volume, sea level, et the "Messinian salinity crisis", *Nature*, 320, 411-414.
- HODELL, D.A., R.H. BENSON, J.P. KENNETT & K. RAKIC-EL BIED (1989) : Stable isotope stratigraphy of Late Miocene-Early Pliocene sequences in Northwest Morocco: the Bou Regreg Section, *Paleoceanography*, 4(4), 467-482.
- HODELL, D.A., R.H. BENSON, D. V. KENT, A. BOERSMA, ET K. RAKIC-EL BIED (1994) : Magnetostratigraphy, Biostratigraphy, and stable isotope stratigraphy in upper Miocene Drill Core from the Salé Briqueterie (northwestern Morocco): a high resolution chronology for the Messinian Stage, *Paleoceanography*, 9(6), 835-855, december.
- HOTTINGER, L. (1964a) : Observation sur quelques uvigerines de Néogène Marocain, *Proc. 3e Sess. Reg. Comm. Med. Neog. Strat. (Berne)*, Brill, Leiden, p.
- HOTTINGER, L. (1964b) : Les Ammonia dans le Miocène supérieur et le Pliocène marocain, *Proc. 3e Sess. Reg. Comm. Med. Neo. Strat. (Berne)*, Brill, Leiden, p.
- HOUZAY, J.-P., A. E. HILALI, A. FAURE-MURET, C. GLACON, CHOUBERT & W.D. NESTEROFF (1975) : La stratigraphie du Néogène du bassin de Boudinar, Rif oriental, et le problème du Messinien, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 280 D, 2729-2732.
- HSÜ, K.J., W.B.F. RYAN & M.B. CITA (1973) : Late Miocene dessiccation of the Mediterranean, *Nature*, 242, 240-244.
- HSÜ, K.J., L. MONTADERT, D. BERNOULLI, M.B. CITA, A. ERICKSON, R.E. GARRISON, R.B. KIDD, F. MELIERES, C. MÜLLER & R. WRIGHT (1977) : History of the Mediterranean salinity crisis, *Nature*, 267 (2 June), 399-403.
- IMBRIE, J., J.D. HAYS, D.G. MARTINSON, A. MCINTYRE, A.C. MIX, J.J. MORLEY, N.G. PISIAS, W.L. PRELL & N.J. SHACKELTON (1982) : The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record, edit. Berger, A., et al., Milankovitch and Climate, Understanding the response to astronomic forcing, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Netherlands, vol 1, 269-305.
- JENKINS, D.G. (1971) : New Zealand Cenozoic planktonic foraminifera, *N. Zealand Geol. Surv. Paleontol. Bull.*, 42, 278 p.
- JENKINS, D.G. (1978) : Neogene planktonic foraminifers from DSDP Leg 40, Sites 360 and 362 in the southeastern Atlantic, in H.M. Bolli, W.B.F. Ryan, et al., *Int. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 40, 723-739.
- JENKINS, G.M. & D.G. WATTS (1968) : *Spectral Analysis and Its Applications*, 525 pp., Holden-Day, San Francisco, CA.
- KEIGWIN, L.D., JR. & N.J. SHACKLETON (1980) : Uppermost Miocene carbon isotope stratigraphy of a piston core in the equatorial Pacific, *Nature*, 284, 613-614.
- KENNETT, J.P., G. KELLER & M.S. SRINIVASAN (1985) : Miocene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanographic development of the Indo-Pacific region, *Geol. Soc. Amer., Memoir*, 163, 197-236.
- KRUGSMAN, W., F.J. HILGEN, C.G. LANGEREIS & W.J. ZACHARIASSE (1994) : The age of the Tortonian/Messinian boundary, *Earth & Planetary Sci. Letts.*, 121: 533-547.
- LANGEREIS, C.G. & F.J. HILGEN (1991) : The Capo Rossello composite: a Mediterranean and global reference section for the Early to Late Pliocene, *Earth & Planetary Sci. Letts.*, 104, 221-225.
- LOUIT, T.S. & J.P. KENNETT (1979) : Application of carbon isotope stratigraphy to Late Miocene shallow marine sediments, *New Zealand Science*, 204: 1196-1199.
- MALMGREN, B.A. & J.P. KENNETT (1981) : Phyletic gradualism in Late Cenozoic planktonic foraminiferal lineage: DSDP Site 284, Southwest Pacific, *Paleobiology*, 7, 230-240.
- MAZZEI, R., I. RAFFI, N. HAMILTON & M.B. CITA (1979) : Calibration of Late Neogene calcareous nannoplankton datum planes with the paleomagnetic record of Site 397 and correlation with Moroccan and Mediterranean sections, *Int. Repts. Deep Sea Drilling Proj.*, 47 (1), 376-389.

- MILANKOVITCH, M.M. (1941) : *Cannon of Insolation and the Ice Age problem*, English Translation, Israel Prog. Sci. Translation (U.S. Dept. Commerce; Natl. Sci. Found., Washington, D.C. (1969).
- MONTANA, G., G. BIZON & J.J. BIZON (1975) : Remarques sur le Néogène du forage Jaldes 121 en mer Alboran (Méditerranée occidentale), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (17/1), 45-51.
- MONTENAT, C., G. BIZON, J.-J. BIZON, G. CARBONNEL, C. MÜLLER & J. DE RENEVILLE (1976) : Continuité ou discontinuité de sédimentation marine Mio-Pliocène en Méditerranée Occidentale, l'exemple du bassin de Vère (Espagne Méridionale), *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 31(4), 613-663.
- MOREAU, M.O., H. FRINBERG & J.P. POZZI (1985) : Magnetostratigraphy of a late Miocene section from the Miocene Atlantic margin., *Earth & Planet. Sci. Lett.* 76: 167-175.
- MÜLLER, D.W. & K.J. Hsu (1987) : Event stratigraphy and paleoceanography in the Fortuna Basin (Southeast Spain): A scenario for the Messinian Salinity Crisis, *Paleoceanography*, 2(6), 679-696.
- MULLER, D.W. (1993) : Pliocene transgression the western Mediterranean Sea: Strontium isotopes from Cuevas del Almanzora (SE Spain), *Paleoceanography*, 8(1): 127-134.
- POORE, R.Z. (1981) : Late Miocene biostratigraphy and paleoclimatology of the Central North Atlantic, *Mar. Micropaleont.* 6(5-6): 599-616.
- POORE, R.Z. & BERGQREN, W.A. (1978) : Late Cenozoic foraminiferal biostratigraphy and paleoclimatology of the Hutton-Roskill Basin, DSDP Site 116, *Jour. Cushman Found. Foram. Res.*, 5, 270-293.
- RAKIC-EL BIED, K. (1990) : Stratigraphie à haute résolution et Paléocéanographie au Maroc à la fin du Miocène : apport des Foraminifères planctoniques, Université de Bordeaux I, Talence, France, Ph.D. Thesis, 250 p.
- RAKIC-EL BIED, K. (1972) : Les Foraminifères planctoniques du Néogène méditerranéen marocain, *Rapport Interne de D.R.P.M.*, 30 p.
- RIED, J.L. (1979) : On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea, *Deep-Sea Res.* 26A, 17-91.
- SAITO, T., L.H. BURCKLE & J.D. HAYS (1975) : Late Miocene to Pleistocene biostratigraphy of equatorial Pacific sediments, in Saito, T., & Burckle, L.H. (Editors), *Late Neogene Epoch Boundaries*, Micropaleontology Press, (New York), pp. 226-244.
- SALVATORINI, G. & M.B. CITA (1979) : Miocene Foraminiferal Stratigraphy, DSDP Site 397, (Cape Bojador, North Atlantic), in U. Rad, W.B.F. Ryan, et al., *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 47(1), 317-373.
- SCOTT, G.H. (1973) : Ontogeny and shape in *Globorotalia menardii*, *Cushman Found. Jour. Foram. Res.*, 3(3), 142-146.
- SCOTT, G.H. (1975) : Variation in *Globorotalia mlozea* (Foraminifera) from the New Zealand Neogene, *New Zealand Jour. Geol. Geophys.*, 18, 865-880.
- SCOTT, G.H. (1979) : The Late Miocene to Early Pliocene history of *Globorotalia mlozea* plexus from Blind River, New Zealand, *Mar. Micropaleontol.*, 4, 341-361.
- SCOTT, G.H. (1980) : Upper Miocene Biostratigraphy: Does *Globorotalia cananlozza* occur in the Messinian? *Riv. Espag. Micropaleontol.*, 12(3), 489-506.
- SCOTT, G.H. (1983) : Biostratigraphy and histories of Upper Miocene - Pliocene *Globorotalia*, South Atlantic and southwest Pacific, *Mar. Micropaleont.*, 7(5), 369-383.
- SHACKLETON, N.J., S. CROWHURST, T. HAEBLERG, N.G. PIRIAS & D.A. SCHEIDER (1994) : A new late Neogene time scale: Application to Leg 138 Sites, *Proc. Ocean Drilling Prog. Sci. Res.*, 138, .
- SCHUMWAY, R.H. (1988) : *Applied Statistical Time Series Analysis*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 379 p.
- SHACKLETON, N.J., M.A. HALL, & D. PATE (1994) : Pliocene stable isotope stratigraphy of ODP Site 846, *Proc. Ocean Drill. Prog. Sci. Res.*, 136, in press.
- SIBERRO, F.J. (1985) : The replacement of the "*Globorotalia menardii*" Group by the *Globorotalia mlotumida* Group: An aid to recognizing the Tortonian-Messinian Boundary in the Mediterranean and adjacent Atlantic, *Mar. Micropaleontol.*, 9, 525-535.
- SIBERRO, F.J. (1986) : Estudio Sistemático de los Foraminíferos Planctónicos del Neógeno de la Cuenca del Guadalquivir: Género *Globorotalia*, *Stud. Geol. Salamanca Clonista*, 23, 121-169.
- SIBERRO, F.J., J.A. FLORÉN, J. CIVIS, J.A. GONZÁLEZ DELGATO & G. FRANCIS (1993) : Late Miocene globorotalid event-stratigraphy and biogeography in the NE-Atlantic and Mediterranean, *Mar. Micropaleontol.*, 21, 143-168.
- SOUS-COMMISSION INTERNATIONALE DE CLASSIFICATION STRATIGRAPHIQUE (IUGS) (1979) : direction H.D. Hedberg, *Guide Stratigraphique International: classification, terminologie et des règles de procédure*, (la traduction Française): Dolin Editeurs (Paris): pp. 1-233.
- STAINFORTH, R.M., J.L. LAMB, H. LUTERBACHER, J.H. BEARD & R.M. JEFFORDS (1975) : Cenozoic Planktonic Zonation and Characteristics of Index Forms, *Univ. Kansas Paleontol. Contrib.*, 62, pp. 1-425.
- SUC, J.-P. & E. DESSAIS (1990) : Messinian salinity crisis and the climate in the central Mediterranean region, *Compte Rendus, Acad. Sci. Paris*, 310, 1701-1707.
- TACHET DES COMBES (1971) : Rapport Interne, APEX
- THUNELL, R., D. RIO & R. SPROVIERI (1991) : Limestone-Marl couplets: Origin of the Early Pliocene Trubi Marls in Calabria, southern Italy, *Journ. Sed. Petrol.*, 61(7), 1109-1122.

STRATIGRAPHIE À HAUTE RÉOLUTION

- TIALSMA, R.C. (1971) : Stratigraphy and Foraminifera of the Neogene of the eastern Guadalquivir basin (southern Spain), Utrecht, *Micropaleo. Bull.* 4, 1-161.
- YAI, Q.B., I.M. VILLA, & M.L. COLALONGO, (1993), First direct radiometric dating of the Tortonian / Messinian boundary, *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 316, serie II, 1407-1414.
- VAN COUVERING, J.A., W.A. BERGQREN, R.E. DRAKE, B. AGUIRRE & O.H. CURTIS (1976) : The Terminal Miocene Event, *Mar. Micropaleontol.*, 1, 263-286.
- VINCENT, B., J.S. KILLINGLY & W.H. BERGER (1980) : Magneto Epoch-6 carbon shift: a change in the ocean's $^{13}C/^{12}C$ ratio 6.2 million years ago, *Mar. Micropaleontol.*, 3, 183-203.
- WEI, KYO-YEN & J.P. KENNETT (1986) : Taxonomic evolution of Neogene planktonic Foraminifera and paleoceanographic relations, *Paleoceanography*, 1(1), 67-84.
- WERNLI, R. (1977a) : Les Foraminifères planctoniques de la limite Mio-Pliocène dans les environs de Rabat (Maroc), *Ecologe Geol. Helveta*, 70(1), 143-191.
- WERNLI, R. (1977b) : Les Foraminifères planctoniques de la limite mio-pliocène dans les environs de Rabat (Maroc), *Ecologe Geol. Helveta*, 70(1): 143-191.
- WERNLI, R. (1980) : Le Messinien à *Alabrotalia canaliculata* (foraminifère planctonique) de la côte méditerranéenne marocaine, *Ecologe geol Helveta*, 73.(1), 71-93.
- WERNLI, R. (1988) : Micropaléontologie du Néogène Post-Nappe du Maroc septentrional et description systématique des Foraminifères planctoniques, *Notes et Mémoires du Service Géologique*, 331, 1-270.
- ZACHARIASSE, W.J. (1975) : Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Neogene of Crete (Greece), *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, 11, 1-171.
- ZACHARIASSE, W.J. (1979a) : Planktonic Foraminifera from section Potamidha: Taxonomic and phyletic aspects of keeled globorotalids and some paleoenvironmental estimates, *Utrecht Micropaleontol. Bull.* 21: 129-166.
- ZACHARIASSE, W.J. (1979b) : The Origin of *Alabrotalia canaliculata* in the Mediterranean and the value of its entry level in biostratigraphic correlations, *Ann. Geol. Pays Hollan. Spec. Series*, 3, 1281-1292.

صفحة بيضاء

Page blanche

TABLE DES MATIÈRES

| | <i>Pages</i> |
|---|--------------|
| Résumé | 5 |
| Abstract | 5 |
| 1- INTRODUCTION | 7 |
| 2- PRINCIPE ET NATURE DE L'ENREGISTREMENT | 10 |
| 2.1. Evénements stratigraphiques | 10 |
| 2.2. L'effet de Hermès: la marche du volant d'Inertie du Temps..... | 13 |
| 2.3. Le Rôle de l'Histoire | 14 |
| 3- LA STRATIGRAPHIE À HAUTE RESOLUTION : NATURE ET THÉORIE .. | 15 |
| 3.1. La coordination des événements en série | 15 |
| 3.2. Les événements géomagnétiques | 16 |
| 3.3. Les événements des isotopes stables | 17 |
| 3.4. Les événements biostratigraphiques | 18 |
| 3.5. La signature des signaux astronomiques | 19 |
| 3.6. Les analyses quantitatives | 21 |
| 4- LA STRATIGRAPHIE DU PASSÉ | 22 |
| 4.1. La stratigraphie des Unités (Intervalles) | 22 |
| 4.2. Comparaison avec la stratigraphie des événements historiques | 22 |
| 5- LA STRATÉGIE DE LA STRATIGRAPHIE À HAUTE RÉOLUTION (SHR) | 23 |
| 6- LA PRATIQUE; LES ÉTUDES DU NÉOGÈNE AU MAROC | 24 |
| 6.1. La stratigraphie antérieure du Néogène au Maroc | 25 |
| 6.2. La limite Tortonien-Messinien; le problème de la corrélation Atlantique-Méditerranée | 26 |
| 6.3. Les études contemporaines | 28 |
| 6.4. La synthèse des événements biostratigraphiques du Bou Regreg | 31 |
| 6.5. La limite Miocène - Pliocène | 32 |
| 7- PALÉO-OCÉANOGRAPHIE | 34 |
| 7.1. La Gyre Nord Atlantique | 34 |
| 7.2. Les limites dynamiques des masses d'eaux | 35 |
| 7.3. Les événements paléo-océanographiques pendant le Messinien | 35 |
| 7.4. L'implication écologique de l'événement du Siphon | 36 |
| 8- LES EFFETS CLIMATIQUES DE L'OSCILLATION DE LA RADIATION SOLAIRE | 37 |
| 9- ÉPILOGUE | 40 |
| Références et orientation bibliographique | 41 |
| Table des matières | 47 |
| Annexe | 49 |

صفحة بيضاء

Page blanche

STRATIGRAPHIE À HAUTE RÉOLUTION

ANNEXE

TABLEAU I. Les événements biostratigraphiques des foraminifères

| Événements | Sous-chrones | Age (Ma) |
|---|----------------------------------|-----------|
| FAD <i>Globorotalia crassaformis</i> | Sous-chrones Cochiti (en Sicile) | 4,1 |
| FAD <i>Gl. puncticulata</i> | Gilbert (Sous-chrones Nunivak) | 4,48 |
| FAD <i>Hastigerina pelagica</i> | 5N1 | 6,2 |
| FAD <i>Globorotalia margaritae</i> | 5N2 | 6,35 |
| FAD <i>Gl. conglobatus canimarensis</i> | 6R1 | 6,9 |
| FAD <i>Globigerina aff. pachyderma</i> | 6R1 | 6,9 |
| FAD <i>Globorotalia cf. praehirsuta</i> | 6R1 | 6,9 |
| FAD <i>Globorotalia mediterranea</i> | 6R1 | 6,9 |
| FOD <i>Globorotalia conomiozea</i> | 6N1(C3Bn) | 7,0 |
| FAD <i>Gl. margaritae primitiva</i> | 6N1(C3Bn) | 7,15 |
| FAD <i>Sphaeroidinella dehiscens inmatura</i> | 7N1-6N1 | 7,0-7,6 |
| FAD <i>Globorotalia praemargaritae</i> | 7R1?(C4N) | 7,52 |
| LAD <i>Globoquadrina dehiscens</i> | 5N1 | 5,98 |
| LOD <i>Globorotalia miotumida</i> | 5N1 | 6,15 |
| LOD <i>Globorotalia conomiozea</i> | 5N2 | 6,35 |
| LOD <i>Globorotalia gr. conoidea</i> | 6R1 | 6,9 |
| S/D <i>Neogloboquadrina acostaensis</i> | 5N1 | 6,21-5,8 |
| S/D <i>Globorotalia menardii</i> | 6R2(C3Br?) | 7,34 |
| Remplacement <i>Gl. menardii</i> / <i>Gl. miotumida</i> | 6N1 | 7,0-7,1 |
| Acme <i>Globorotalia margaritae</i> | 5N1/Gilbert | 6,0-5,8 |
| Acme <i>Globoquadrina allispira</i> | 5R1-5N2 | 6,6-6,15 |
| Acme <i>Globorotalia margaritae primitiva</i> | 5N2-5R1 | 6,4-6,2 |
| Acme <i>Globorotalia suterae</i> | 6R2(C3Br.1n) | 7,32-7,13 |

TABLEAU II. Les événements biostratigraphiques des nannofossiles

| Événements | Sous-chrones | Age (Ma) |
|---|----------------------|-----------|
| FAD <i>Ceratolithus acutus</i> | Gilbert | 5,85 |
| LAD <i>Discoaster berggrenii</i> | 5N1-C3An.1n | 6,18 |
| LOD <i>Discoaster quinqueramus</i> | 5R1-5N1 | 6,27-6,06 |
| FOD <i>Amaurolithus tricorniculatus</i> | 6N1(C3Bn) | 6,94 |
| FOD <i>Discoaster quinqueramus</i> | 6N1 | 7,1-7,2 |
| FOD <i>Amaurolithus delicatus</i> | 6R2(C3Br.1n) | 7,35 |
| FOD <i>Amaurolithus amplificatus</i> | 6R2(C3Br.2n) | 7,4 |
| FOD <i>Amaurolithus primus</i> | 7R1-6N1(C4n.1r-C3Bn) | 7,5-7,2 |
| FOD <i>Discoaster berggrenii</i> | 7N1 | 7,6-7,35 |

TABLEAU III : Les événements stratigraphiques des isotopes

| Événements | Sous-chrones | Age (Ma) |
|--|--------------|----------|
| $\delta^{18}\text{O}$ maximum | Gilbert | 5,6-5,77 |
| Deuxième augmentation de $\delta^{18}\text{O}$ | 6R1 | 6,8 |
| Carbon Shift | 6R2-6N2 | 7,1-6,8 |
| Première augmentation de $\delta^{18}\text{O}$ | 6R2 | 7,17 |

TABLEAU IV : Les événements géomagnétiques

| Événements de renversement de polarité | Sous-chrones | Age (Ma) [†] |
|--|--------------|-----------------------|
| négative | 5N1/Gilbert | 5,94** |
| positive | 5R1/5N1 | 6,19** |
| négative | 5N2/5R1 | 6,269 |
| positive | 6R1/5N2 | 6,567 |
| négative | 6N1/6R1 | 6,935 |
| positive | 6R2/6N1 | 7,091 |
| négative | 7N1/6R2 | 7,432 |
| positive | 7R1/7N1 | 7,650 |

TABLEAU V : Les intervalles géomagnétiques positifs

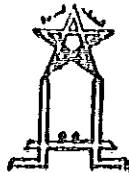
| Chrones (anomalles) | Position | Sous-chrones (ancien) | Age (Ma) [†] |
|---------------------|----------|-----------------------|-----------------------|
| C3An.1n | sommet | 5N1 | 5,94** |
| | base | | 6,19** |
| C3An.2n | sommet | 5N2 | 6,269 |
| | base | | 6,567 |
| C3Bn | sommet | 6N2 | 6,935 |
| | base | | 7,091 |
| C3Br.1n | sommet | | 7,135 |
| | base | | 7,170 |
| C3Br.2n | sommet | | 7,341 |
| | base | | 7,375 |
| C4n.1n | sommet | 7N1 | 7,432 |
| | base | | 7,562 |
| C4n.2n | sommet | 7N2 | 7,650 |
| | base | | 8,07 |

† Age estimé d'après Cande & Kent (1995); ** age estimé d'après l'extrapolation astronomique par Benson *et al.* (1995).

BORDEREAU DE SAISIE

C.N.D

MAROC



| | |
|----------------|-------|
| IBN | 81310 |
| NONAT A 110 | |
| NAC A 090 | 17435 |
| CODDI A 121 | |
| COTRA A 122 | |

| | | | | | | | |
|----------------|---|---|---|----------------|---|---|---|
| NIVUD A 181 | A | M | C | NIVSO A 182 | M | C | B |
|----------------|---|---|---|----------------|---|---|---|

| | | | | |
|-----------------|---|---|---|---|
| TYPREL A 141 | T | G | S | R |
| NOAP A 142 | | | | |
| NACAP A 143 | | | | |

| | |
|----------------|------------|
| INDUD | |
| INDEX A 010 | R.A.B.I.A. |
| NAME A 020 | |

| | | | | | | |
|-----------------|---|---|------------------------|----|------------------------|---|
| STATUT A 150 | C | D | PAYS PROD. A 160 | MA | TYPE BIBL. A 171 | B |
|-----------------|---|---|------------------------|----|------------------------|---|

| | | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|---------|--------------|-----------------------|-------|---------------------|---------------|--------------------|--------|------------------------|-------|
| INDICATEURS BIBLIOGRA- PHIQUES | REUNION | DICTIONNAIRE | DONNEES NUMERIQUES | THESE | TEXTE LEGISLATIF | BIBLIOGRAPHIE | CARTES INCLUSES | RESUME | NON CONVEN- TIONNEL | REVUE |
| A 172 | K | L | N | U | W | Z | Y | E | V | R |

| | | |
|----------------------------|--------------------------------------|--|
| UNITE DOCUMENTAIRE (A/M/C) | A 210 AUTEUR ET AFFIL | Rakic - El Bied, Kroua ; H. Benson, Richard / Direction de la Géologie / Rabat / MA |
| | A 220 COLLEC- TIVITE AUTEUR | |
| | A 230 TITRE UD | La stratigraphie à haute résolution du néogène au Maroc ; théorie et application |
| | A 240 A 250 | TITRES TRADUITS Utiliser le bordereau 2 : données complémentaires |

| | | |
|-------------------------------------|---|---|
| SOURCE DOCUMENT GÉNERIQUE (A/C/S/D) | A 310 AUTEUR | |
| | A 320 COLLEC- TIVITE AUTEUR | |
| | A 330 TITRE DOCUM GÉNÉR | |
| | A 340 | TITRE GÉNÉRIQUE . . . utiliser le bordereau 2 : données complémentaires |
| | A 410 TITRE PUBLIC EN SÉRIE | Notes et Mémoires du Service Géologique |
| A 420 VOLUMES | no. 383 | A 430 ISSN 03.74-39.89 |

NOTES D'INDEXATION

| | |
|----------------|--|
| DATIN D 100 | |
| DATSA D 110 | |
| DATMI D 120 | |

| |
|--|
| |
|--|

| | | | |
|----------------|--|-----------------|--|
| A 640 LGEUD | Fr | A 680 LANRES | Co, fi |
| A 611 NEDIT | Ed. Service Géologique du Maroc | | |
| A 612 VEDIT | Rabat | A 613 CPEDI | M:1 - 2 |
| A 620 DATE | 1986 | A 620 ANNEE | 1986 |
| A 641 COLLP | p. 5 - 50 | A 642 COLLN | ill., tabl. ; ref. p. L1 - L5 ; annexes |
| A 660 ISBN | 9981 - 886 - 08 - 4 | A 670 EDITN | |
| A 711 REUNN | | | |
| A 712 REUNV | | A 713 REUNP | 8 |
| A 720 THESE | | | |
| A 730 A 740 | Brevet : utiliser le bordereau 2 "Données complémentaires" Projet | | |
| A 810 DISPO | A 820 NOTES | | |

ZONES B ET C

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------------|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| B 110 COGEO | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------------|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|

B 120 à B 170 : utiliser le Bordereau 2

B 210: DESO:

/STRATIGRAPHIE / ; /NEOGENE / , /SALINITE / , /MER MEDITER.
ANNEE / , /OCEAN ATLANTIQUE /.

B 220-RESUM Ce travail définit le cadre de référence stratigraphique pour déterminer les événements ayant entraîné la crise de salinité messinienne dans le Couloir Rifain. Il éclaire en outre certaines notions théoriques et philosophiques en stratigraphie nécessaires à la compréhension de la stratigraphie à Haute Résolution. L'étude concerne précisément les sous-étages (les chronos) du Messinien et le Pliocène inférieur, et développe la stratigraphie à haute résolution afin de reconstituer l'histoire de la fermeture du passage Méditerranée - Atlantique dans cette région.

MAROC - Codes spécifiques

| | | | | | | | | | | | | | |
|---------------|-------|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| C 410 GEO | MAROC | | | | | | | | | | | | |
| C 420 GLG | | | | | | | | | | | | | |
| C 440 STR | | | | | | | | | | | | | |
| C 450 BOT | | | | | | | | | | | | | |
| C 460 GHR | | | | | | | | | | | | | |
| C 470 OFF | | | | | | | | | | | | | |
| C 480 STAT | | | | | | | | | | | | | |

01/11/86
20-11-86
ملحة الحوض المتوسطي

FIN

المنشأة

53

المنشأة

VUES