

Contraintes magnétostratigraphiques concernant la durée de l'interruption des communications marines en Méditerranée occidentale pendant le Messinien supérieur

Tahar AÏFA

Géosciences-Rennes, CNRS UMR 6118, Laboratoire de Géophysique interne,
Université de Rennes 1, campus de Beaulieu, bât. 15, F-35042 Rennes cedex (France)
aifa@univ-rennes1.fr

Hugues FEINBERG

École normale supérieure, Département de Géologie, Laboratoire de Paléomagnétisme,
24 rue Lhomond, F-75231 Paris cedex 05 (France)

**Mohamed El Messaoud DERDER
Nacer-Eddine MERABET**

Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG),
Département de Géomagnétisme, BP 63, Bouzaréah, 16340 Alger (Algérie)

Aïfa T., Feinberg H., Derder M. E. M. & Merabet N.-E. 2003. — Contraintes magnétostratigraphiques concernant la durée de l'interruption des communications marines en Méditerranée occidentale pendant le Messinien supérieur. *Geodiversitas* 25 (4) : 617-631.

RÉSUMÉ

Une coupe stratigraphique du Messinien supérieur, épaisse de 72 m et composée essentiellement de grès fins et marnes bleues, a été échantillonnée près du village de Bouzghaïa (bassin du Chéelif, Algérie). L'étude magnétique des 51 échantillons récoltés a permis d'isoler, selon les échantillons, une ou deux composantes d'aimantation portées par la pyrrhotite et/ou par la magnétite. Quatre zones à polarité normale ont été isolées. La base de la coupe est composée d'une zone à polarité normale « polluée » par des composantes mixtes. La limite Messinien-Zancléen est caractérisée par une zone de polarité normale assez longue (210 Ka), suivie par des zones à polarité inverse. Le sommet de la coupe est formé par les marnes du « Trubi », caractéristiques du Pliocène inférieur. Cette étude a permis de préciser en outre la limite Messinien-Pliocène et la durée de l'interruption des apports marins dans le bassin méditerranéen occidental qui est ici de l'ordre de 700 Ka. La vitesse de sédimentation déduite de la coupe est d'environ 4 cm/Ka.

MOTS CLÉS

Magnétostratigraphie,
durée de la crise messinienne,
Méditerranée,
bassin du Chéelif,
Algérie.

ABSTRACT

Magnetostratigraphic constrains on the duration of the marine communications interruption in the Western Mediterranean during the upper Messinian.

An upper Messinian stratigraphic section, about 72 m thick, and composed mainly of fine-grained sandstones and of blue marls, has been sampled near the Bouzghaïa village (Chelif basin, Algeria). A magnetic study conducted on 51 samples shows, according to the samples, one or two components of magnetization carried either by pyrrhotite and/or magnetite. Four normal polarity zones were isolated. The base of the section is composed of a normal polarity zone disturbed by mixed components of magnetization. The Messinian-Zanclian limit is characterized by a long normal polarity zone (about 210 Ka), followed by a reversed polarity zone. The top of the section constituted by blue marls of the "Trubi" Formation is characteristic of the lower Pliocene. This study allowed to precise the Messinian-Pliocene limit and the duration of the marine communications interruption in the Western Mediterranean during the upper Messinian which is here around 700 Ka. In the section the sedimentation rate is close to 4 cm/Ka.

KEY WORDS

Magnetostratigraphy,
Messinian crisis duration,
Mediterranean,
Chelif basin,
Algeria.

INTRODUCTION

En Méditerranée les dépôts massifs d'évaporites d'âge Messinien (5-6 Ma), une époque relativement récente à l'échelle géologique, ont correspondu à une crise majeure dans l'environnement de la région. Cet événement a suscité de nombreuses recherches qui ont confirmé l'ampleur de la crise. Plusieurs problèmes importants n'ont cependant pas encore trouvé de solutions, en particulier ceux liés à la quantification des contraintes (Schmalz 1969). La première corrélation magnétostratigraphique proposée (Langereis 1984) à partir des coupes situées en Crète est en contradiction avec les données magnétobiostratigraphiques compilées à l'échelle mondiale (Berggren *et al.* 1985) puisqu'elle postula un décalage du niveau stratigraphique inexplicable dans la migration des faunes marines alors que la Méditerranée est encore largement en connection avec l'Atlantique (Feinberg 1983 ; Moreau *et al.* 1985). Depuis ces premiers travaux, la même équipe (Krijgsman *et al.* 1995, 1999) a sensiblement modifié les corrélations proposées. Il y a maintenant un meilleur accord entre ce qui est observé dans les divers océans. Il n'y a cependant

pas encore de consensus général sur la chronologie du Messinien (Conesa *et al.* 1999) et il faut admettre que le brusque changement d'environnement provoqué par la crise du Messinien reste mal contraint dans sa durée (Müller & Mueller 1991). L'importance du déficit en eau du bassin méditerranéen à cette époque est encore imprécis et ses conséquences dans les différentes zones de la Méditerranée mal élucidées (Benson *et al.* 1991). Notons à ce sujet que le sondage « off-shore » Habibas 1 (Cravatte 1977) (Fig. 1A) foré à la limite des eaux territoriales marocaines et algériennes a traversé une série messinienne épaisse de 1250 m qui montre une quasi-continuité des organismes marins jusqu'au Pliocène ce qui contraste évidemment avec la situation observée en Méditerranée orientale. Enfin les mécanismes mis en jeu responsables de l'isolement du bassin méditerranéen ont parfois fait appel à l'eustatisme combiné à l'évolution tectonique de la région, mais aucune démonstration satisfaisante de cette hypothèse n'a pu être encore apportée. La magnétostratigraphie constitue un outil précieux pour tenter de résoudre ces problèmes chronologiques, c'est pourquoi plusieurs études paléomagnétiques ont été menées en Crète

(Hilgen & Langereis 1988, 1993 ; Langereis & Dekkers 1992). En Méditerranée orientale, d'importantes épaisseurs de gypse et d'hallite se sont déposées au cours de cette période mais de nombreux problèmes sont apparus dans les coupes magnétostratigraphiques. Il existe d'abord des complications tectoniques liées à la plasticité du gypse, et même si les dépôts sont continus, il n'a pas été possible de faire des mesures magnétostratigraphiques réellement continues. D'une façon générale, ce type de dépôt apparaît peu propice aux mesures paléomagnétiques en partie à cause des problèmes de recristallisation très fréquents dans ce matériau. Et même si les minéraux porteurs de rémanence sont présents et stables, il n'est pas possible de conserver l'enregistrement du champ magnétique terrestre sur une aussi longue durée. La situation de la partie occidentale de la Méditerranée est très différente de celle de la Méditerranée orientale. Là, les dépôts évaporitiques sont réduits ou complètement absents (voir Log Habibas 1, Fig. 1A) et il y a parfois continuité des dépôts messiniens sans présence de dépôt salifère. Cette particularité peut être aisément expliquée si l'on tient compte de la configuration de la Méditerranée à cette période. Sa partie occidentale étant alors en contact (intermittent ?) avec l'océan Atlantique par l'intermédiaire du seuil du Nekor (Maroc) et la zone d'Almería (Espagne), tandis que sa partie orientale était beaucoup plus confinée puisque les eaux océaniques auraient dû franchir un seuil supplémentaire situé entre la Sicile et la Tunisie (Hsü *et al.* 1973, 1978). L'ensemble de ces arguments montre que la magnétostratigraphie du Messinien devrait *a priori* trouver des conditions plus favorables en Méditerranée occidentale qu'en Méditerranée orientale. Et ceci en particulier en Algérie nord-occidentale où les dépôts du Miocène supérieur forment de très belles séries qui ont été étudiées depuis de nombreuses années (Arambourg 1959, coupe du Sig). Il n'y a cependant pas eu jusqu'à présent d'études paléomagnétiques dans ces formations. C'est pourquoi nous avons mené une étude magnétostratigraphique dans une épaisse série de marnes messiniennes post-évaporitiques en Algérie occidentale.

CADRE GÉOLOGIQUE

Le bassin du Chéelif est un bassin en compression d'âge Mio-Plio-Pleistocène à axe de direction générale E-W. Il s'est structuré pendant les dernières étapes de l'orogène alpine (Perrodon 1957). On note une subsidence tardi-tectonique vers 17 Ma, puis une phase d'extension autour de 10-12 Ma responsable des coulées andésitiques et des intrusions doléritiques visibles à l'est et au nord du bassin. Ceci peut être mis en relation avec l'ouverture du bassin arrière-arc nord-algérien (Lepvrier & Magné 1975).

À partir de l'observation des structures tectoniques et microtectoniques, Meghraoui (1982) distingue les étapes suivantes dans l'histoire néotectonique du bassin du Chéelif :

- 1) au Serravallien supérieur et au Tortonien inférieur, une phase distensive est à l'origine de l'ouverture du bassin du bas Chéelif, de direction d'allongement NNW-SSE, et de la mise en place de structures en horst et graben qui seront comblées ultérieurement par des dépôts sédimentaires post-nappes. Les failles normales de direction NE-SW à ENE-WSW rejoignent en failles décrochantes sénestres avec parfois même une composante en failles inverses, lors des phases compressives ultérieures ;
- 2) au Tortonien supérieur et au Messinien, une épaisse formation de marnes se dépose entre le Tortonien supérieur et le Messinien comblant ainsi les bassins préexistants. Ces dépôts font suite à la transgression du Tortonien supérieur. Cette période est caractérisée par une déformation plastique se traduisant par des mouvements compressifs, contemporains du comblement des bassins, entraînant la formation de plis de direction E-W à WNW-ESE ;
- 3) au Pliocène inférieur, une phase compressive importante provoque la formation de pli de direction N 110°. Elle devient paroxysmale après les dépôts du Pliocène inférieur. Ce qui a pour effet d'accentuer les structures plissées du Tortonien supérieur et du Messinien. Les anciennes failles normales rejoignent alors en décrochements sénestres ;

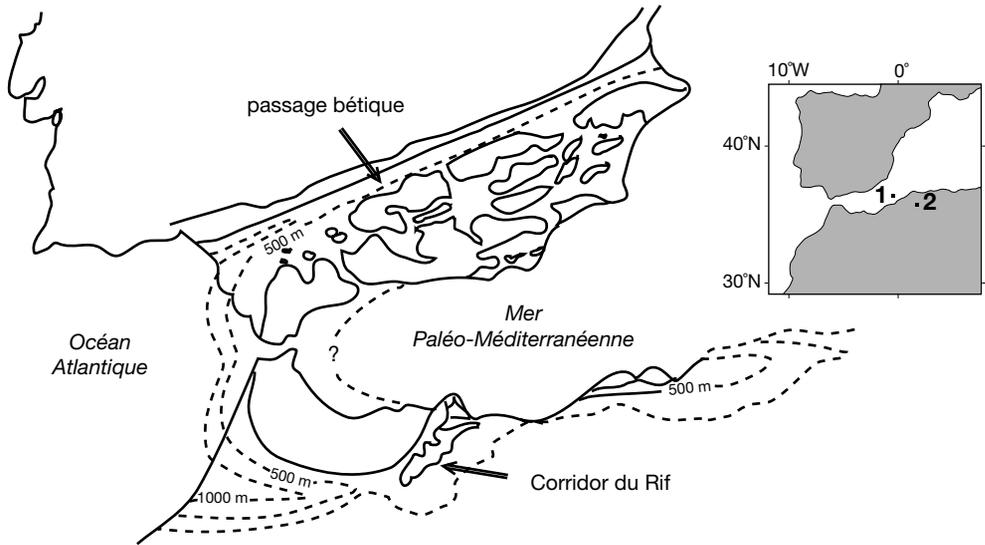


FIG. 2. — Modèle paléogéographique de la Méditerranée occidentale au Messinien-Tortonien (modifié d'après Feinberg [1978] et Benson *et al.* [1991]). Localisation du forage Habibas 1 (1) et de la coupe de Bouzghaïa (2).

4) au Pliocène supérieur, un épisode compressif N-S déforme les niveaux continentaux du Pliocène supérieur suivant des plis de direction E-W ;

5) au Quaternaire, une deuxième phase compressive importante associée à une direction de raccourcissement orientée NNW-SSE à NW-SE plisse et déforme les niveaux du Quaternaire. Les effets de cette compression quaternaire entraînent la création de petits bassins allongés de direction E-W et le rétrécissement N-S du bassin du Chélif.

Les études néotectoniques entreprises depuis quelques années montrent que la déformation actuelle est principalement en compression et résulterait d'une direction de raccourcissement NNW-SSE, associant failles inverses chevauchantes et failles décrochantes (Groupe de Recherche néotectonique de l'Arc de Gibraltar 1977). Cette direction résulte de la convergence entre les plaques Afrique et Eurasie (Philip & Thomas 1977). Les vitesses de rapprochement entre ces deux plaques, obtenues à partir de l'étude de l'expansion océanique de l'Atlantique, permettent de proposer des valeurs de 0,5 à 1 cm/an en Méditerranée occidentale (Morel & Meghraoui 1996) et de 2,5 cm/an en

Méditerranée orientale (Minster & Jordan 1978).

La déformation intracontinentale telle que la suggère la sismicité et l'étude des mécanismes focaux indiquent l'existence d'une collision plastique des masses continentales selon un modèle diffus sans frontière de plaque bien définie (Ouyed *et al.* 1981). L'absence probable d'une zone de subduction au nord de la marge nord-africaine et l'absence de sismicité observée dans la croûte océanique du bassin « algéro-provençal » font penser que les déformations résultant de la convergence Europe/Afrique sont concentrées pour une grande part sur la bordure nord-africaine qui présenterait ainsi les caractéristiques d'une collision de type continent-continent. Philip & Meghraoui (1983) et Yielding (1985) pensent que les pendages relativement élevés des failles inverses observées sur la partie superficielle de la croûte suggèrent une initiation en failles normales lors de la formation de la marge nord-africaine, puis une réactivation en failles inverses lors de mouvements compressifs causant le plissement des sédiments de surface. L'essentiel de la déformation serait ainsi concentré sur la marge nord-africaine.

Les dépôts du Messinien du bassin du Chélif doivent être replacés dans le cadre paléogéographique de la Méditerranée occidentale (Fig. 2). Dans un bassin de profondeur modérée (environ 1300 m) (Idres *et al.* 1996, 1998), les dépôts du Messinien sont constitués par une petite épaisseur de marnes bleues à laquelle succèdent rapidement des diatomites (série « Beida » dans la terminologie régionale) ou « Tripoli ». Cette série qui mesure une centaine de mètres d'épaisseur peut-être surmontée dans certains cas par des évaporites de faible épaisseur (maximum 50 m). La suite des dépôts messiniens est représentée par des faciès plus variés, en général marneux, caractérisés par une subsidence importante qui se poursuit sans interruption jusqu'au Pliocène. La continuité de la sédimentation entre le Miocène et le Pliocène est documentée en de nombreux points. Le début du Pliocène est simplement marqué par le retour des organismes marins mais le phénomène de subsidence reste actif jusqu'à la fin du Pliocène inférieur qui est souvent représenté sous la forme de marnes bleues très fossilifères (faciès Plaisancien). Le forage « off-shore » Habibas 1 exécuté au débouché ouest du bassin du Chélif résume bien cette succession. Le Messinien est, en effet, représenté par une série épaisse de 1300 m à dominance marneuse qui a fourni des repères biostratigraphiques précis. « On-shore », les marqueurs planctoniques de la base du Messinien sont présents à la base des « Tripoli » près de la localité de Sig (Saint Martin *et al.* 1992). C'est également le cas du Pliocène inférieur qui est parfaitement daté dans la région (Bessedik & Belkebir 1985-1986).

PALÉOMAGNÉTISME ET MAGNÉTISME DES ROCHES

Les échantillons ont été prélevés par mini-carottage le long de la route allant de Bouzghaïa à la ville de Ténès (Fig. 3). Nous avons profité des travaux de réfection de cette route qui avaient largement dégagés les affleurements mio-pliocènes pour effectuer l'échantillonnage depuis une lame de gypse massif autrefois exploité en carrière pour

la fabrication de plâtre jusqu'à l'entrée du village de Bouzghaïa. Les pendages de la série sont orientés vers le sud et présentent une décroissance importante (74° à 10°) au fur et à mesure que l'on monte dans la série.

51 carottes ont été prélevées le long d'une coupe, orientée NNW-SSE, sur une épaisseur d'environ 72 m. La section échantillonnée est formée de marnes compactes dans lesquelles s'intercalent des grès, des grès marneux ou des calcaires gréseux, attribués au Messinien. Le cœur du synclinal est formé de marnes grises à bleu-vert du type « Trubi » renfermant des nanofossiles calcaires, caractéristiques du Pliocène inférieur (Fig. 3).

Les mesures de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) ont été faites soit à l'aide d'un magnétomètre Schonstedt DSM-1 ou d'un magnétomètre cryogénique LETI (Rennes) ou CTF (Paris), en fonction des intensités d'aimantation.

AIMANTATION RÉMANENTE NATURELLE (ARN) ET SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE

Les intensités de l'ARN mesurées sur ces échantillons sont en général moyennes à faibles mais néanmoins mesurables au magnétomètre cryogénique. Les résultats sont représentés en Figure 4. Les intensités d'ARN et les susceptibilités magnétiques des échantillons présentent respectivement une distribution bimodale (au voisinage de $2,8 \times 10^{-4}$ et $0,2$ A/m) et unimodale (autour de $3,6 \times 10^{-4}$ SI) (Fig. 4A, B). La dispersion des directions de l'ARN est montrée dans la Figure 4C. On distingue une répartition en quatre groupes de polarité à tendance normale et inverse ou à tendance mixte, polarisée en champ inverse ou normal. Les directions de l'ARN *in situ* ne sont donc pas exactement dans le champ actuel mais sont réparties de façon hétérogène. Il n'y a pas de relation directe entre la lithologie des bancs échantillonnés et ces groupes de polarité bien qu'en général, les valeurs de l'ARN et de la susceptibilité magnétique des marnes soient plus importantes que celles des grès.

DÉSAIMANTATIONS

Des échantillons pilotes ont été désaimantés par champs alternatifs jusqu'à 0,03 T (Fig. 4D, E).

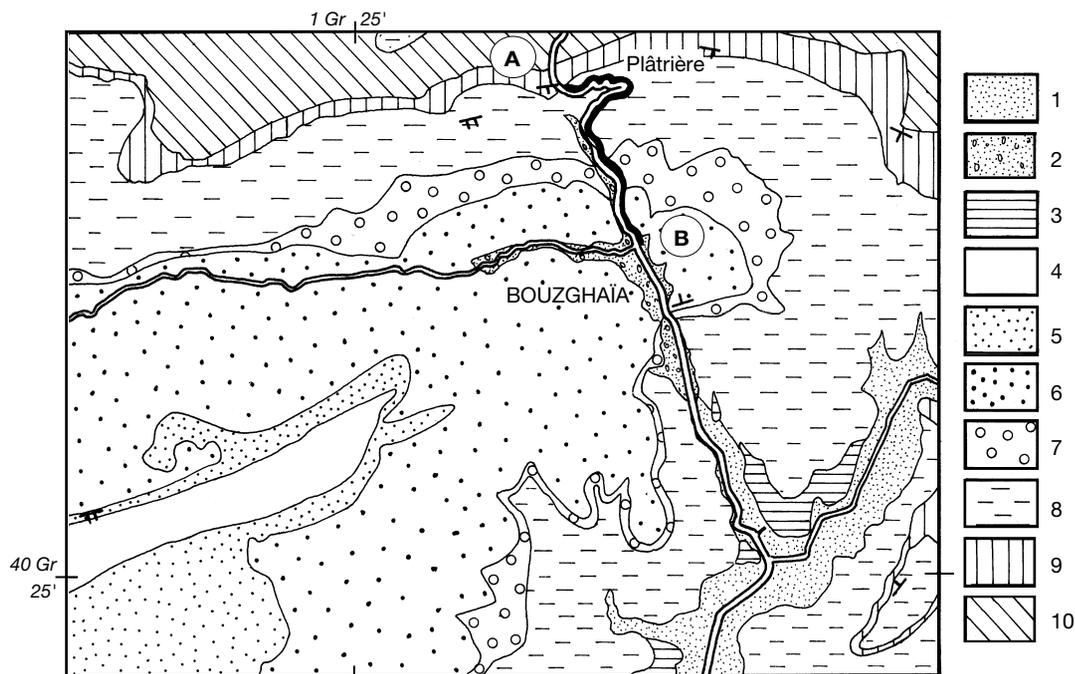


FIG. 3. — Localisation géographique de la région étudiée représentant la coupe magnétostratigraphique notée **A B** dans le synclinal de Bouzghaïa. **1**, alluvions récentes (Quaternaire) ; **2**, alluvions des hautes vallées des oueds (Quaternaire) ; **3**, terrasses élevées des oueds (Quaternaire) ; **4**, limons gris et calcaires blancs lacustres (Villafranchien inférieur) ; **5**, grès jaunes à faciès astien (Pliocène) ; **6**, marnes bleues (Plaisancien) ; **7**, formation de base (Pliocène inférieur) ; **8**, marnes à gypse peu fossilifères (Miocène supérieur) ; **9**, gypses massifs (Miocène supérieur) ; **10**, marnes blanches ou noirâtres, à foraminifères planctoniques, à bancs de tripolis et silex et à calcaires construits (Miocène supérieur).

Ils montrent en général deux composantes d'aimantation principale. Parfois la désaimantation se produit le long d'un grand cercle, confirmant l'existence de deux composantes magnétiques dont les spectres de champs de blocage sont superposés. La désaimantation par chauffe s'est révélée efficace (Fig. 5A-F) et les techniques de désaimantation thermiques standards ont été appliquées à des groupes de huit échantillons par série en utilisant un four aimantique Schonstedt TSD-1.

MINÉRALOGIE MAGNÉTIQUE

Des courbes d'acquisition d'aimantation rémanente isotherme (ARI) à saturation (ARIs) en champ allant jusqu'à 1,2 T ont été réalisées sur quelques échantillons pilotes, en utilisant un électro-aimant Brucker BE-10 (Fig. 5G). Deux types de résultats sont obtenus : la courbe d'ARIs à température ambiante présente une première

saturation avant 0,1 T puis une deuxième vers 0,4-0,5 T (Fig. 5G). Ce qui traduit la présence de deux phases minéralogiques de coercivités proches et faibles. La courbe d'ARI du même échantillon après chauffe à 550 °C montre un comportement différent en appliquant un champ induit $H = 0$ T (1,2 T) : le moment magnétique passe de $4,49 \times 10^{-4}$ A/m ($3,41 \times 10^{-1}$ A/m) à $2,06 \times 10^{-2}$ A/m (1,16 A/m) et le plateau de saturation situé entre 0,05 et 0,1 T a disparu. Ce type de comportement a été également observé dans d'autres sites du bassin du Chélif (Aïfa *et al.* 1992).

L'étude thermomagnétique a été réalisée à l'air libre (milieu oxydant) (Fig. 6A) et sous vide (milieu réducteur) (Fig. 6B) sur une poudre extraite du même échantillon afin d'identifier les porteurs magnétiques. Une température de Curie voisine de 580 °C a été isolée, montrant la présence probable de la magnétite. Néanmoins,

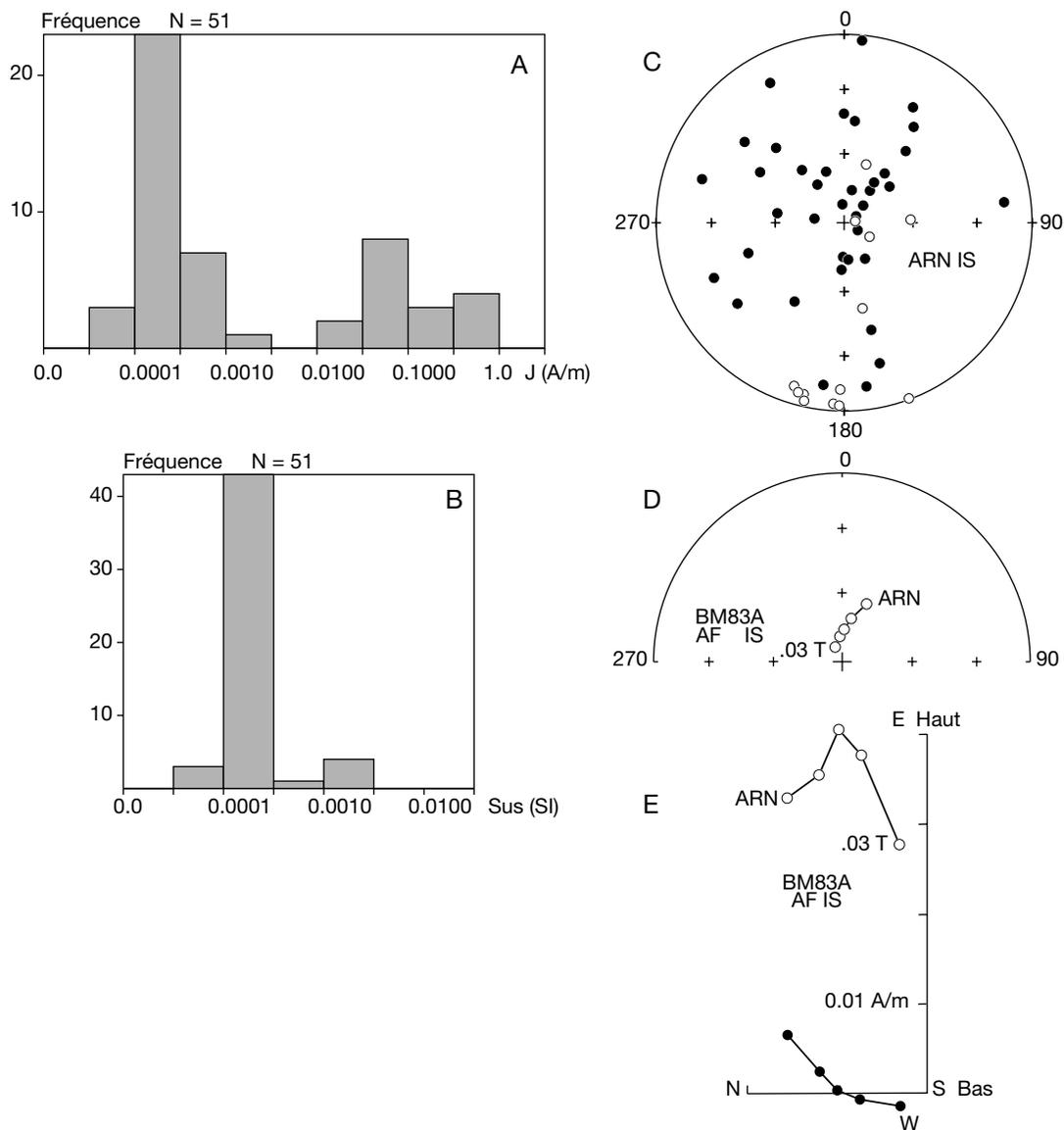


FIG. 4. — Histogrammes des intensités d'aimantation rémanente naturelle (ARN) (A) et des susceptibilités magnétiques (B) de la coupe de Bouzghaïa. Projection à aires égales des ARN *in situ* (C). Cercle ouvert (fermé) : projection sur l'hémisphère supérieur (inférieur). Exemple de projections de la désaimantation par champs alternatifs (AF) de l'échantillon BM83A *in situ* : (D) projection à aires égales (cercle ouvert [fermé] : projection sur l'hémisphère supérieur [inférieur]) et (E) orthogonale (cercle ouvert [fermé] : projection sur le plan vertical [horizontal]).

la forme de la courbe thermomagnétique, présentant des changements de pente entre 300 °C et 400 °C (Fig. 6B), ce qui indique la présence d'un minéral de type sulfure. Remarquons, cependant, que sur la Figure 6A, il y a une perte

de poids importante : la courbe de refroidissement passe largement en dessous. La chauffe à l'air libre est moins claire à cause de cette perte de poids même corrigée de la sensibilité de l'appareil. Une instabilité thermique s'est caractérisée

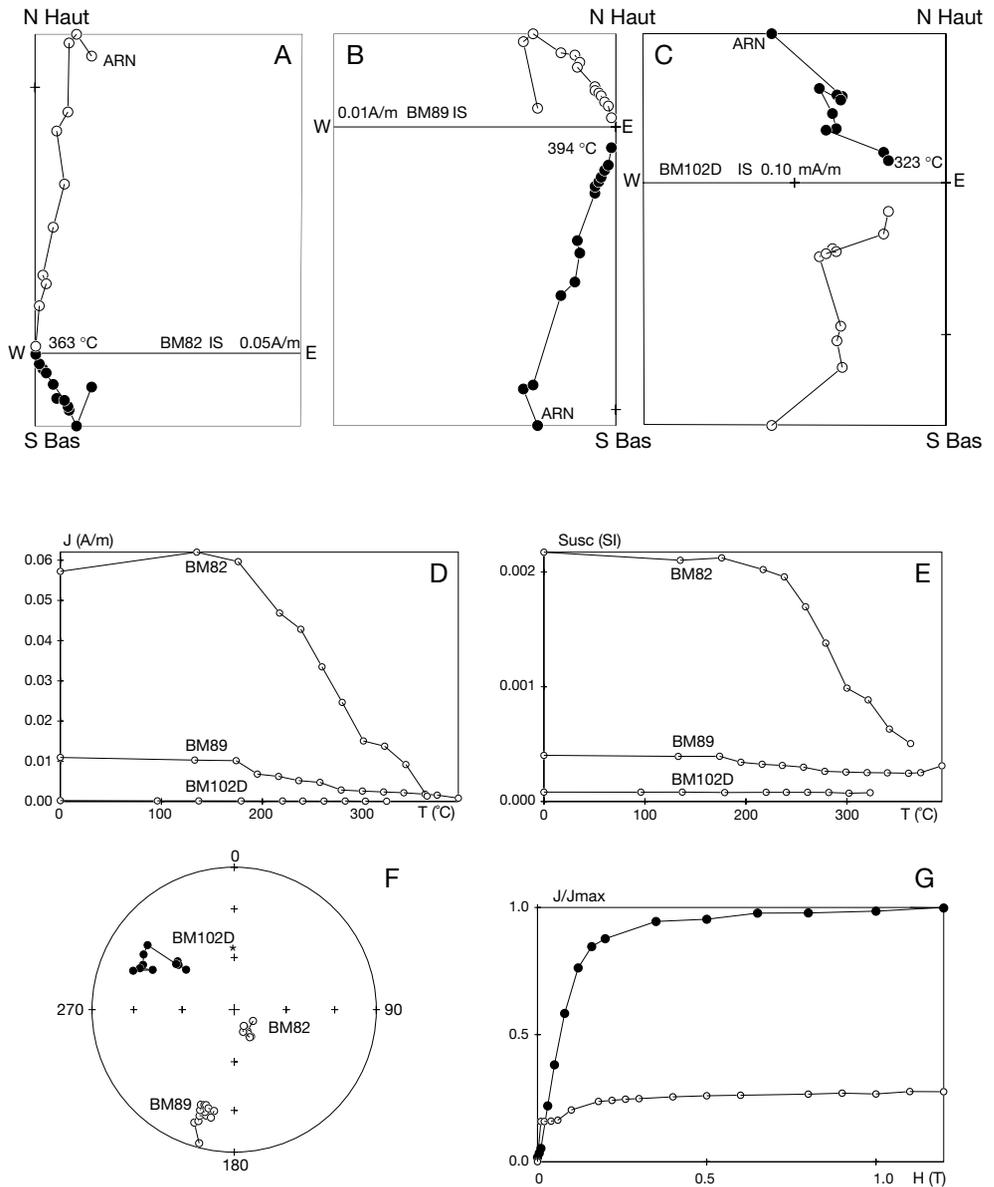


FIG. 5. — Projection orthogonale des désaimantations thermiques d'échantillons (A-C) montrant la présence d'une ou de deux composantes d'aimantation. La composante d'aimantation visqueuse est éliminée avant 200 °C, l'autre vers 330-400 °C. La composante d'aimantation isolée peut être inverse (A, B) ou normale (C) ; cercle ouvert (fermé) : projection sur le plan vertical (horizontal) ; courbes d'intensité de la rémanence (D) et de la susceptibilité magnétique (E) en fonction de la température de ces mêmes échantillons et leur projection à aires égales avant corrections tectoniques (F) ; cercle ouvert (fermé) : projection sur l'hémisphère supérieur (inférieur) ; les directions calculées sont différentes du champ actuel PF (35°N, 2°W). Courbe d'aimantation rémanente isotherme (ARI) en fonction du champ induit à 1.2 T (G) indiquant la présence d'un minéral à forte coercivité ; cercle ouvert (fermé) : à température ambiante (après chauffe à 550 °C) ; à température ambiante, la courbe présente deux types de minéraux, à coercivités faibles et voisines ; à 550 °C, on peut distinguer deux types de coercivités, probablement en relation avec la présence de pyrrhotite et la magnétite.

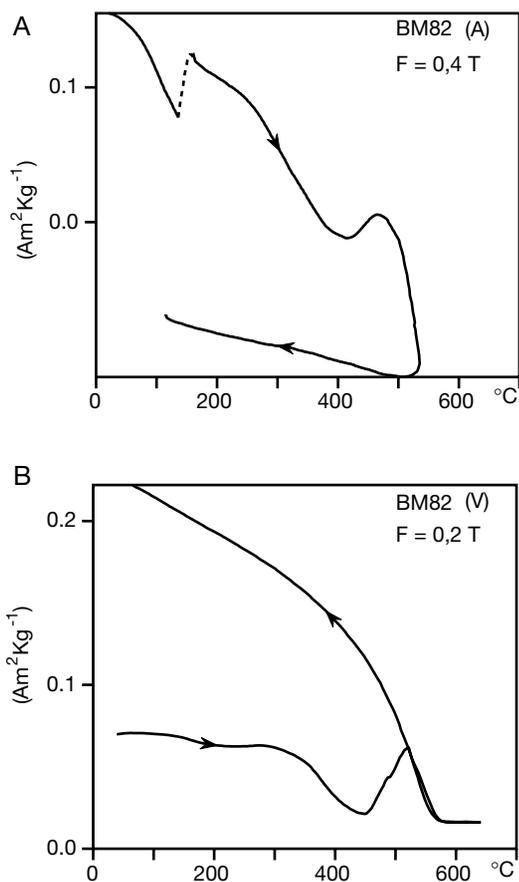


FIG. 6. — Courbes thermomagnétiques à l'air libre (A) (A) et sous vide (V) (B) sur une poudre du même échantillon montrant la présence de deux porteurs magnétiques. La courbe est irréversible dans les deux cas, révélant la présence de deux points de Curie à 350-400 °C et à 550-580 °C. Les pointillés représentent un changement d'échelle de la sensibilité (A). Les flèches indiquent le sens de la désaimantation thermique.

par une chute rapide de l'aimantation pendant la chauffe, vraisemblablement produite entre 300 °C et 400 °C. Plutôt qu'une décroissance continue, l'aimantation augmente au-delà de 440 °C jusqu'à un pic de température maximum qui se situe vers 500-520 °C, puis décroît jusqu'au voisinage de zéro vers 540-580 °C selon que l'on est à l'air libre ou sous vide. L'augmentation de l'aimantation au-dessus de 400 °C observée semble devoir être attribuée à une aimantation chimique induite thermiquement par la transformation de minéraux argileux fer-

riques (Woods *et al.* 2000). Notons également que la décroissance de l'aimantation de la magnétite résultante vers un point de Curie à 580 °C montre, au refroidissement, une réversibilité de la portion de magnétite.

La transformation minéralogique suggérée dans la gamme de températures 200-450 °C n'a pas pu montrer si la magnétite est primaire ou non. Les contrôles de température par refroidissement dans les gammes de températures 350-150 °C, 450-350 °C et 550-450 °C n'ont pas pu non plus le confirmer. La présence d'une direction stable jusqu'à 300-450 °C (Fig. 5) suggère clairement, en relation respective avec la courbe thermomagnétique et la courbe d'ARI, que la pyrrhotite (parfois sous forme de pyrite) et la magnétite sont susceptibles d'être des porteurs primaires (Dekkers 1990 ; Menyeh & O'Reilly 1991). Le changement de couleur (du rouge vers le gris en général) à partir de 250 °C est en faveur d'un changement minéralogique, transformation probable de la pyrite en pyrrhotite. Les observations qui ont été faites sur lame mince en microscopie optique à réflexion par J. J. Chauvel révèlent la présence de goethite en faible quantité, de pyrite fine, de quelques rhomboèdres oxydés (probablement hématitisés), mais également quelques traces de magnétite.

Cette observation est en faveur de la présence d'au moins deux porteurs magnétiques de types différents ou d'un même porteur magnétique de granulométrie différente (les grains fins saturant plus vite que les grossiers donnant ainsi naissance à deux paliers de saturation) (Fig. 5G). Elle conforte aussi la présence principale de deux composantes d'aimantation citées plus haut (Figs 4 ; 5).

ANALYSE DES COMPOSANTES D'AIMANTATION RÉMANENTE

Les composantes d'aimantation ont pu être séparées par la méthode des moindres carrés des composantes principales (Kirschvink 1980). L'essentiel des directions caractéristiques est constitué de deux composantes : une composante basse température (< 200 °C) et une composante haute température (200-580 °C). Il est possible

d'isoler une ou deux composantes, acquises soit dans un champ normal (N) soit dans un champ inverse (R) (Fig. 5F). À part la composante visqueuse qui est détruite avant 100 °C, une autre composante est désaimantée entre 180-250 °C et/ou 400-450 °C selon la position stratigraphique de l'échantillon. L'aimantation rémanente est pratiquement éliminée vers 400-450 °C pour la majorité des échantillons (Fig. 5D). La température de déblocage des minéraux magnétiques porteurs de cette aimantation rémanente est donc faible (aux alentours de 300-400 °C), elle est caractéristique des minéraux de type sulfure (pyrrhotite).

Il existe des cas où certains échantillons présentent des comportements différents, liés peut-être à la minéralogie magnétique (présence d'au moins deux porteurs) (Figs 4E ; 5C). Ces échantillons peuvent donc avoir une, voire deux composantes d'aimantation. Dans quelques échantillons, une direction mixte a pu être isolée, elle peut être le résultat de deux composantes d'aimantation du type N et R qu'il est difficile de séparer par les méthodes classiques, la méthode des grands cercles (McFadden & McElhinny 1988) a donc été appliquée. C'est le cas de l'échantillon BM83A représenté sur la projection à aires égales (Fig. 4D) qui montre une désaimantation le long d'un grand cercle caractéristique de ces composantes d'aimantation. La désaimantation à moins de 200 °C dans certains cas fait chuter la rémanence de plus de 40 % de sa valeur initiale suggérant la présence d'un minéral de type goéthite, confirmée par l'analyse des lames minces.

ANALYSE DE LA COUPE MAGNÉTOSTRATIGRAPHIQUE

La coupe magnétostratigraphique (Fig. 7) déduite des mesures après corrections stratigraphiques (déplissement) des composantes d'aimantation isolées sur les échantillons étudiés montre quatre zones de polarité normale réparties entre la base de la coupe (proche de la plâtrière) (Fig. 3) et l'entrée du village de Bouzghaïa. Comme la

coupe n'est affectée par aucune faille susceptible de modifier la zonation de la polarité, il est probable que ces zones doivent être considérées comme significatives puisque les composantes d'aimantation sont stables et portées par des minéraux magnétiques stables. Nous n'avons pas pu faire de test de pli, ni de test de polarité en raison de l'irrégularité de la fréquence de l'échantillonnage liée à la disposition aléatoire des tranchées de route. Les directions mesurées au voisinage des inversions magnétiques sont compatibles avec ces résultats.

Depuis la base de la coupe où les échantillons sont les plus nombreux, nous observons une polarité mixte dans les grès fins puis normale dans les marnes et mixte puis normale en remontant la série. Une zone à polarité normale est bien établie dans les marnes à la limite de la chronozone C3An.1n et C3r du Messinien supérieur (échelle de Berggren *et al.* 1995). Une autre zone de polarité normale qui débute à la limite Messinien-Pliocène est attribuée au début de la chronozone C3n qui compte quatre zones à polarité normale, dont la première (C3n.4n) est la plus longue (environ 210 Ka). Le sommet de la coupe qui se trouve à l'entrée du village est d'âge zancéen (Pliocène inférieur), car il affleure juste à proximité des marnes du « Trubi » caractéristiques du Pliocène inférieur. Ces marnes du « Trubi » forment le cœur du synclinal de Bouzghaïa. La zone à polarité normale située dans la chronozone C3r est douteuse en raison de la mauvaise définition de la composante de l'échantillon BM61 qui a montré, sur deux spécimens de la même carotte, des composantes différentes, l'une à polarité mixte dans un champ inverse, l'autre à polarité normale.

CONCLUSION

Notre étude a été limitée par l'impossibilité de retourner sur le terrain pour des raisons de sécurité ; telle quelle, elle indique les bonnes qualités « paléomagnétiques » des dépôts de la coupe de Bouzghaïa, elle apporte surtout des contraintes temporelles précises sur l'épisode de sédimentation

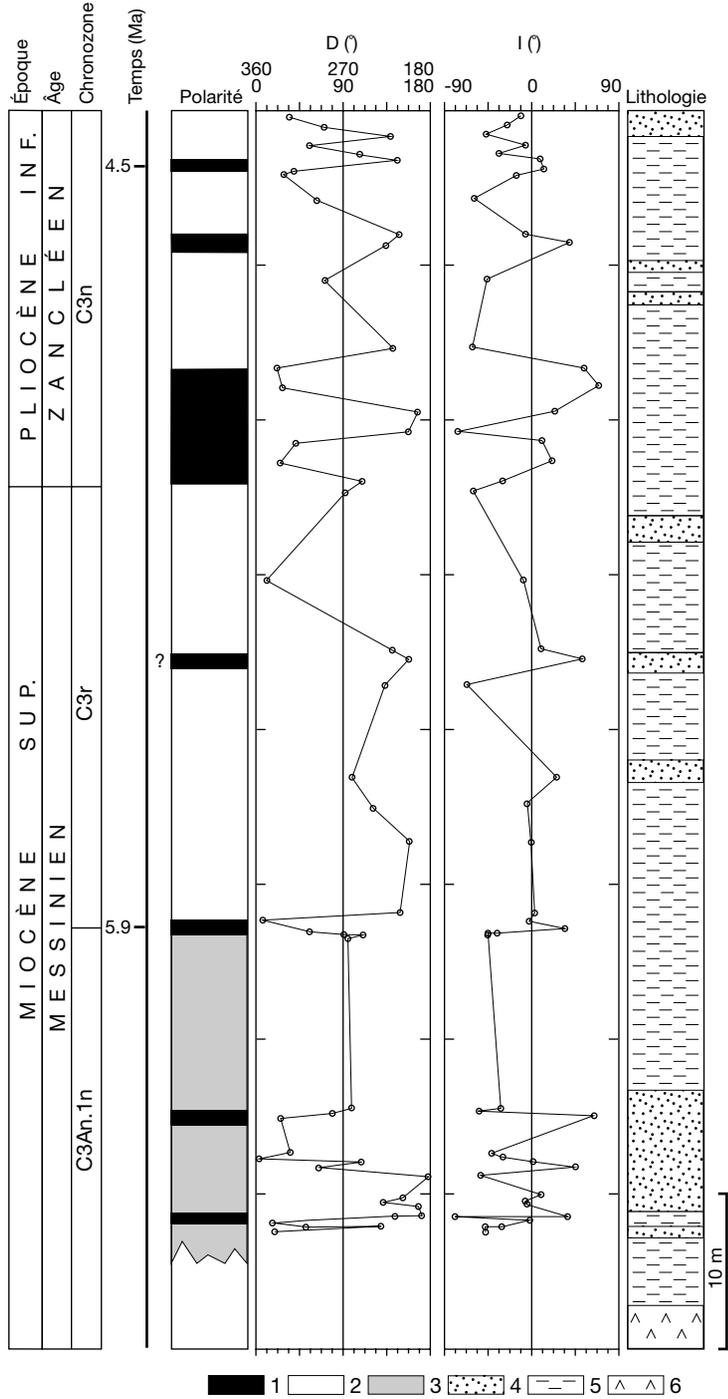


FIG. 7. — Coupe magnétostratigraphique dans le synclinal de Bouzghaïa montrant les zones de polarité (1, normale ; 2, inverse ; 3, mixte), les profils de déclinaison (D), d'inclinaison (I) et la lithologie (4, grès ; 5, marnes ; 6, gypse).

continentale messinien observable dans le bassin du Chéelif. En fonction de ces données on établit qu'une chute brutale de la ligne de côte (Fig. 1B) se produit au-dessus de la chronozone C3An et dure jusqu'aux environs de la limite Messinien-Zancléen, soit à peu près 700 Ka (Berggren *et al.* 1995) avec disparition du caractère marin des dépôts du bassin du Chéelif. Cette chute peut être supérieure à 150 m dans certains endroits (Cornée *et al.* 1994). Elle est confirmée par une variation brutale du $\delta^{18}\text{O}$ (Hodell *et al.* 1986 ; Clauzon *et al.* 1996). La mer continue alors à parvenir de l'océan Atlantique (*via* le Corridor du Rif?) mais en moindre quantité, et ceci de façon intermittente, comme le montre la courbe eustatique de cette période (Fig. 1B). Seules des zones très restreintes de la Méditerranée occidentale auraient pu conserver un caractère pleinement marin (cf. la nature des dépôts dans le log du sondage Habibas 1) (Kastens & Mascle 1990). Ce modèle possible est en accord avec les variations climatiques qui ont augmenté pendant cette période (alternance de climats arides et glaciaires) (Haq *et al.* 1980 ; Suc 1982 ; Hodell *et al.* 1986 ; Sabrier & Neurdin-Trescartes 1991 ; Suc *et al.* 1995). Le retour de la sédimentation marine dans le bassin du Chéelif a lieu à la fin de la chronozone C3n.2n, c'est-à-dire au moment où se déposent les marnes du « Trubi », vers 4,5 Ma où elle coïncide avec la « réouverture » de la Méditerranée. Dans la coupe de Bouzghaïa la vitesse de sédimentation s'établit aux alentours de 4 cm/Ka pendant la période d'isolement plus ou moins complet de la Méditerranée, avec un apport de produits de la plate-forme externe (marnes) parfois entrecoupés de bancs de grès.

La durée de 700000 ans indiqués par la magnétostratigraphie fournit un cadre chronologique plus précis que celui dont on disposait précédemment pour dater les étapes de l'évolution paléogéographique et sédimentaire du Messinien supérieur dans la partie occidentale du bassin Méditerranéen. La mise en évidence d'aimantations préservées dans les dépôts étudiés est un encouragement pour continuer ce type d'investigation. Toutefois l'analyse des bassins côtiers caractérisés par une baisse brutale du niveau marin devra

être complétée par des recherches sur les zones offshore qui ont subi une évolution différente.

Remerciements

Cette étude a été effectuée dans le cadre de la coopération franco-algérienne, nous tenons à remercier le CNRS et la DPRS du MERS (Algérie). J. J. Chauvel a bien voulu analyser les lames minces au microscope électronique, qu'il en soit remercié. Nos remerciements vont également à J.-P. Pozzi pour ses remarques constructives.

RÉFÉRENCES

- AIÏFA T., FEINGERG H., DERDER M. E. M. & MERABET N. 1992. — Rotations paléomagnétiques récentes dans le bassin du Chéelif (Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* II, 314: 915-922.
- ARAMBOURG C. 1959. — Les vertébrés continentaux du Miocène supérieur de l'Afrique du Nord. *Publications du Service géologique de l'Algérie* nouvelle série, Paléontologie, Mémoire 4, 161 p.
- BENSON R. H., RACIK-ËL BIED K. & BONADUCE G. 1991. — An important current reversal (influx) in the Rifian corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of the Tethys ocean. *Paleo-Oceanography* 6 (1): 165-192.
- BERGGREN W. A., KENT D. V. & VAN COUVERING J. A. 1985. — Neogene chronology and chronostratigraphy, in SNELLING N. J. (ed.), *Geochronology and the geologic record. Geological Society of London Memoir* 10: 211-260.
- BERGGREN W. A., KENT D. V., SWISHER C. C. & AUBRY M.-P. 1995. — A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy, in BERGGREN W. A., KENT D. V., AUBRY M.-P. & HARDENBOL J. (eds.), *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. SEPM Special Publication* 54: 129-212.
- BESSEDIK M. & BELKEBIR L. 1985-1986. — Présence du Miocène moyen et supérieur dans la série de la Pointe de Canastel (Oran, Algérie): implications paléocéologiques et biostratigraphiques. *Géologie méditerranéenne* XII-XIII (3-4): 147-150.
- CLAUZON G., SUC J. P., GAUTIER F., BERGER A. & LOUTRE M. F. 1996. — Alternative interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology* 24 (4): 363-366.
- CONESA G., SAINT MARTIN J.-P., CORNÉE J.-J. & MULLER J. 1999. — Nouvelles contraintes sur la crise de salinité messinienne par l'étude d'une plate-forme carbonatée marginale (bassin de Sorbas,

- Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* II, 327: 81-87.
- CORNÉE J.-J., SAINT MARTIN J.-P., CONESA G. & MULLER J. 1994. — Geometry, palaeoenvironments and relative sea-level (accommodation space) changes in the Messinian Murdjado carbonate platform (Oran, western Algeria): consequences. *Sedimentary Geology* 89: 143-158.
- CRAVATTE J. 1977. — Log microstratigraphique offshore Habibas 1. *Rapport inédit Sonatrach-Total-Algérie* n° EL 1410, 4560.
- DEKKERS M. J. 1990. — Magnetic monitoring of pyrrhotite alteration during thermal demagnetisation. *Geophysical Research Letters* 17 (6): 779-782.
- FEINBERG H. 1978. — Évolution paléogéographique de l'avant-pays du Rif (Maroc) pendant le Miocène supérieur. *Bulletin du Muséum national d'Histoire naturelle* sér. 3, 518: 149-155.
- FEINBERG H. 1983. — Les séries tertiaires des zones externes du Rif (Maroc). *Notes du Service géologique du Maroc* 315: 1-192.
- GROUPE DE RECHERCHE NÉOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR 1977. — L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. *Bulletin de la Société géologique de France* 19 (3): 575-614.
- HAQ B. U., WORSLEY T. R., BURCKLE L. H., DOUGLAS R. G., KEIGWIN L. D. JR., OPDYKE N. D., SAVIN S. M., SOMMER M. A. II, VINCENT E., WOODRUFF F. 1980. — Late Miocene marine carbon-isotopic shift and the synchronicity of some phytoplanktonic biostratigraphic events. *Geology* 8 (9): 427-431.
- HAQ B. U., HERDENBOL J. & VAIL P. R. 1988. — Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, in WILGUS C. K., HASTINGS B. K., ROSS C. A., POSAMENTIER H. W. & VAN W. J. (eds), Sea-level changes. An integrated approach. *SEPM special publication* 42: 71-108.
- HILGEN F. J. & LANGEREIS C. G. 1988. — The age of the Miocene-Pliocene boundary in the Capo Rossello area (Sicily). *Earth Planetary Science Letters* 91: 214-222.
- HILGEN F. J. & LANGEREIS C. G. 1993. — A critical re-evaluation of the Miocene/Pliocene boundary as defined in the Mediterranean. *Earth Planetary Science Letters* 118: 167-179.
- HODELL D. A., ELMSTROM K. M. & KENNETT P. 1986. — Latest Miocene benthic $\delta^{18}\text{O}$ changes, global ice volume, sea level and Messinian salinity crisis. *Nature* 320: 411-413.
- HSÜ K. J., CITA M. B. & RYAN B. F. 1973. — The origin of the Mediterranean evaporates, in RYAN W. B. F. & HSÜ K. J. (eds), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 13. US Government Printing Office, Washington DC: 1203-1231.
- HSÜ K. J., MONTADERT L., GARRISON R. B. et al. 1978. — *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 42A. US Government Printing Office, Washington DC, 1249 p.
- IDRES M., YDRI A., LEFORT J. P. & AÏFA T. 1996. — Proposition d'un schéma structural du bassin du Chélif (Algérie) à partir des données gravimétriques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* IIA, 322: 85-91.
- IDRES M., LEFORT J. P. & AÏFA T. 1998. — Modélisations gravimétriques et magnétiques des structures profondes du bassin du Chélif (Algérie). *Bulletin du Service géologique de l'Algérie* 9 (1): 21-32.
- KASTENS K. & MASCLE J. 1990. — Did a glacio-eustatic sea-level drop trigger the Messinian salinity crisis in the Mediterranean? *Proceedings of the ODP Scientific Results* 113, 993 p.
- KIRSCHVINK J. L. 1980. — The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 62: 699-718.
- KRIGSMAN W., HILGEN F. J., LANGEREIS C. G., SANTARELLI A. & ZACHARIASSE W. J. 1995. — Late Miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean. *Earth Planetary Science Letters* 136: 475-494.
- KRIGSMAN W., HILGEN F. J., RAFFI I., SIERRA F. J. & WILSON D. S. 1999. — Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400: 652-655.
- LANGEREIS C. G. 1984. — *Late Miocene Magnetostratigraphy in the Mediterranean*. Ph.D. Thesis, University of Utrecht, The Netherlands, Geology Ultraiectina 34, 180 p.
- LANGEREIS C. G. & DEKKERS M. J. 1992. — Palaeomagnetism and rock magnetism of the Tortonian-Messinian boundary stratotype at Falconara, Sicily. *Physics Earth Planetary Interiors* 71: 100-111.
- LEPVRIER C. & MAGNÉ J. 1975. — Le Néogène « postnappes » du Tell septentrional à l'Ouest d'Alger. *Bulletin de la Société géologique France* 7, XVII (4): 612-619.
- McFADDEN P. L. & McELHINNY M. W. 1988. — The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth Planetary Science Letters* 87: 161-172.
- MEGHRAOUI M. 1982. — *Étude néotectonique de la région nord-ouest d'El-Asnam: relation avec le séisme du 10 octobre 1980*. Thèse de Doctorat, 3^e cycle, Université de Paris VII, France, 210 p.
- MENYEH A. & O'REILLY W. 1991. — The magnetization process in monoclinic pyrrhotite (Fe₇S₈) particles containing few domains. *Geophysical Journal International* 104: 387-399.
- MINSTER J. B. & JORDAN J. H. 1978. — Present day plate motions. *Journal Geophysical Research* 83: 5331-5354.

- MOREAU M. G., FEINBERG H. & POZZI J.-P. 1985. — Magnetobiostratigraphy of a Late Miocene section from the Moroccan Atlantic margin. *Earth Planetary Science Letters* 76: 167-175.
- MOREL J. L. & MEGHRAOUI M. 1996. — Goringue-Alboran-Tell tectonic zone: a transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology* 24 (8): 755-758.
- MÜLLER D. W. & MUELLER P. A. 1991. — Origin and age of the Mediterranean Messinian evaporites: implications from Sr isotopes. *Earth Planetary Science Letters* 107: 1-12.
- OUYED M., YIELDING G., HATZFELD D. & KING G. C.P. 1981. — An aftershock study of the El-Asnam (Algeria) earthquake. *Nature* 292 (5818): 26-31.
- PERRODON A. 1957. — Étude géologique des bassins néogènes sub-littoraux de l'Algérie nord-occidentale. *Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie* 12, 343 p.
- PHILIP H. & THOMAS G. 1977. — Détermination de la direction de raccourcissement de la phase de compression quaternaire en Oranie (Algérie). *Revue de Géographie physique et Géologie dynamique* 19 (4): 315-324.
- PHILIP H. & MEGHRAOUI M. 1983. — Structural analysis and interpretation of the surface deformation of the El Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics* 2: 17-49.
- SABRIER R. & NEURDIN-TRESCARTES J. 1991. — Le remplissage du bassin intramontagneux néogène du Chélif (Algérie): interprétation géodynamique par les minéraux argileux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* II, 313: 923-928.
- SAINT MARTIN J.-P., CORNÉE J.-J., CONESA G., BESSEDIK M., BELKEBIR L., MANSOUR B., MOISSETTE P. & ANGLADA R. 1992. — Un dispositif particulier de plate-forme carbonatée messinienne: la bordure méridionale du bassin du Bas-Chélif, Algérie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* II, 315: 1365-1372.
- SCHMALZ R. F. 1969. — Deep-water evaporite deposition: a genetic model. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geology* 53: 798.
- SUC J. P. 1982. — Palynostratigraphie et paléoclimatologie du Pliocène et du Pleistocène inférieur en Méditerranée nord-occidentale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* II, 294: 1003-1008.
- SUC J. P., VIOLANTI D., LONDEIX L., POU MOT C., ROBERT C., CLAUZON G., GAUTIER F., TURON J. L., FERRIER J., CHIKHI H. & CAMBON G. 1995. — Evolution of the Messinian Mediterranean environments: the Tripoli Formation at Capodarso (Sicily, Italy). *Rev. Palaeobotany and Palynology* 87: 51-79.
- WOODS S. D., ELMORE S. D. & ENGEL M. H. 2000. — The occurrence of pervasive chemical remanent magnetizations in sedimentary basins: implications for dating burial diagenetic events. *Journal of Geochemical Exploration* 69-70: 381-385.
- YIELDING G. 1985. — Control of rupture by fault geometry during the 1980 El Asnam (Algeria) earthquake. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 81: 641-670.

Soumis le 18 mai 2002 ;
accepté le 20 janvier 2003.