

Utilisation des minéraux sédimentaires argileux pour la reconstitution des variations paléoclimatiques à court terme en Mer d'Arabie

Argiles
Paléoclimats
Néogène
Forçage externe
Mer d'Arabie

Clays
Paleoclimates
Neogene
External forcing
Arabian Sea

Nathalie FAGEL ^a, Pierre DEBRABANT ^a, Peter de MENOCA ^b, Bernard DEMOULIN ^c

^a Laboratoire de dynamique sédimentaire et structurale, URA 719 CNRS, Université de Lille 1, Villeneuve d'Ascq Cedex, France.

^b Lamont Doherty Geological Observatory, Palisades, New York, USA.

^c Laboratoire de Radio-Propagation et Électronique, URA 0837 CNRS, Université de Lille 1, Villeneuve d'Ascq Cedex, France.

Reçu le 26/9/91, révisé le 4/02/92, accepté le 6/02/92.

RÉSUMÉ

Durant la fin du Néogène, le calme tectonique et la faible bioturbation sur la ride d'Owen (Mer d'Arabie) permettent l'enregistrement sédimentaire privilégié des variations paléoclimatiques induites par le forçage orbital. Ces variations ont fortement influencé les apports détritiques d'Ouest, de Nord-Ouest et de Nord-Est (fig. 1), liés au développement du système de mousson et à l'aridification des basses latitudes au cours des stades glaciaires.

La présente étude vérifie que le matériel argileux de cet environnement de dépôt est susceptible de délivrer des messages périodiques à court terme. L'investigation est menée à l'aide d'un échantillonnage à haute résolution, effectué au site 721 du Leg 117 ODP. Un intervalle paléoclimatique charnière, court et déjà bien reconnu par les études de susceptibilité magnétique, a été choisi dans les niveaux plio-pléistocènes. Le rapport des hauteurs de pics palygorskite/illite, mesurées directement sur les diffractogrammes, est proposé comme paramètre remarquable. Ses fluctuations entre 2,7 et 1,2 Ma constituent une série temporelle soumise à divers traitements classiques de signal. Les résultats portant sur une fenêtre de travail de 1,5 Ma, puis sur quatre séquences partielles de 375 000 ans mettent en évidence les périodicités classiquement liées aux variations des paramètres de l'orbite terrestre.

Les influences périodiques évoluent au cours du temps, passant du contrôle des apports argileux par la précession au contrôle par l'obliquité. Le relais des fréquences observées à partir de 2,4 Ma exprime le passage d'un effet régional prépondérant (la mousson) à un effet plus global et complexe (les glaciations mondiales). Ces résultats, qui démontrent l'utilité du matériel argileux en tant que marqueur fin dans l'étude des variations paléoclimatiques à court terme, permettent de préciser le modèle de fonctionnement des sources détritiques de l'Océan Indien nord-occidental. Les flux de palygorskite, d'abord liés aux vecteurs éoliens contrôlés par la précession orbitale, traduisent les fluctuations d'intensité de la mousson du SW et des vents associés du NW, jusqu'à 2,4 Ma. Postérieurement, avec l'intensification des glaciations septentrionales et l'affaiblissement de la mousson, le développement des argiles fibreuses est lié à l'aridification des sources continentales et à l'extension des bassins évaporitiques péricontinentaux.

Leurs flux se comportent alors comme ceux des illites véhiculées par l'Indus et issues de l'érosion du complexe Himalaya-Tibet. Ils sont modulés par une réponse continentale non linéaire où dominent les composantes de l'obliquité.

Oceanologica Acta, 1992. 15, 2, 125-136.

ABSTRACT

Use of sedimentary clay minerals for the reconstitution of periodic paleoclimatic variations in the Arabian Sea

During the Late Neogene, the sediments of the Owen ridge (Arabian Sea) were able to record paleoclimatic variations because of tectonic stability and weak bioturbation. These changes had a powerful influence on the western, northern and northeastern detrital supplies related to monsoon conditions and low-latitude aridity which developed during glaciary stages.

In ODP Leg 117 sites, previous studies on the distribution of clay assemblages show a great variety of mineral origins and their fluctuating contribution to the Neogene sedimentation. Concurrent investigations of the sedimentological, magnetic, biogenic and geochemical properties of sediments have emphasized typical periodic sedimentary responses related to external forced functions of the earth's orbital parameters.

This research investigates whether the clay fraction is able to record short-term periodicities. For this purpose we sampled site 721 with high-resolution over a short Plio-Pleistocene interval well known from magnetic susceptibility measurements. We chose the palygorskite/illite peak ratio, directly measured on the XR diffractograms, as a typical clay parameter. The fluctuations of this parameter, between 2.7 and 1.2 My, defined a time-series which has been treated by spectral analysis: autocorrelation, discrete Fourier Transform (DFT) and DFT of the autocorrelation function (DFTA).

The results on the global signal (1.5 My) and on four fractions of 375 Ky, are analysed and discussed. On the spectrograms some peaks are close to the classical Milankovitch cycles of the earth's orbital parameters, but additional periods occur with high amplitude. They represent non-linear responses of the eccentricity and of the tilting cyclicities. The periodic influences change with time from a signal dominated by the precession to a signal dominated by the tilting. This shift appears at 2.4 My and reflects the transition from a dominant regional effect (monsoon) to a global and more complex effect (extension of the ice sheets).

These results, which show the clay fraction to be an accurate marker of short-term paleoclimate variations, confirm some previous knowledge obtained with magnetic susceptibility data and indicate in greater detail the mode of detrital supply of the Northwest Indian Ocean. Prior to 2.4 My, the palygorskite-illite ratio data vary predominantly at the precessionnal periodicities and record the modulation of the southwest monsoon intensity and associated northwest winds.

After 2.4 My the aridification of North-East Africa and Arabia (monsoonal dust areas), with expanded high-latitude ice cover, favours fibrous clay formation in well-developed pericontinental evaporitic basins. Like the illite flux, the palygorskite flux is modulated by a non-linear continental response that varied in response to the orbital obliquity periodicity.

Oceanologica Acta, 1992. 15, 2, 125-136.

INTRODUCTION

La sédimentation plio-quaternaire en Mer d'Arabie (fig. 1) est influencée par le système d'inversion de vecteurs éoliens le plus actif du globe, lié à la mousson du Sud-Ouest (Kutzbach, 1981 ; Prell, 1984 ; Prell et Kutzbach 1987 ; Prell *et al.*, 1989). Ainsi l'histoire du climat et des condi-

tions d'érosion en Asie occidentale et Afrique orientale, depuis le Néogène, dépend largement de l'intensité et des variations de la mousson du SW, ainsi que des vecteurs éoliens et hydrodynamiques associés (vents du NW de la péninsule arabique, courants marins de surface, upwellings). Un contrôle de ce modèle peut être fait en étudiant l'enregistrement du phénomène des moussons par les consti-

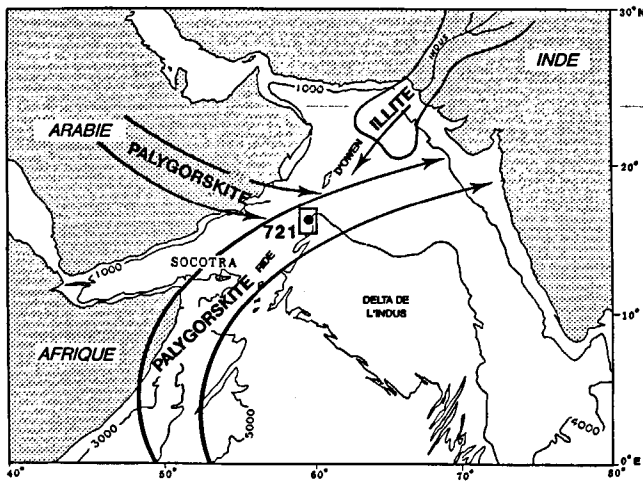


Figure 1

Localisation du site 721 du Leg 117 ODP dans l'ouest de la Mer d'Arabie, selon De Menocal *et al.* (1991). Sources et apports principaux de minéraux argileux (vecteurs éoliens et hydrodynamiques).

Location of site 721 in the Western Arabian Sea, according to De Menocal *et al.* (1991). Main sources and transport paths of palygorskite and illite (aeolian and hydrodynamic vectors).

tuants sédimentaires apportés par voies marine et éolienne. L'action du régime de mousson peut être mis en évidence si l'on dispose de séries sédimentaires pélagiques continues, à taux de sédimentation régulier et abritées des décharges turbiditiques issues des continents voisins. La ride d'Owen, étudiée lors du Leg 117 ODP, constitue l'un des meilleurs

environnements pour observer les conséquences des circulations liées à la mousson (Prell *et al.*, 1889). Cette structure tectonique, située au nord-ouest de la Mer d'Arabie, à 350 km de la marge d'Oman, est, depuis le Miocène moyen, en position surélevée par rapport au delta sous-marin de l'Indus. Elle est donc protégée des apports turbiditiques liés à la croissance du cône de l'Indus, aux variations eustatiques glaciaires et aux phases tectoniques de surrection himalayenne (Gansser, 1966). De plus, la ride d'Owen se situe dans la partie distale de la zone de productivité liée à l'upwelling de mousson (Prell *et al.*, 1989). La sédimentation y est à la fois continue (Berggren *et al.*, 1985) et suffisamment lente (35m/Ma) pour permettre un enregistrement non perturbé, à long et court termes, des apports éoliens.

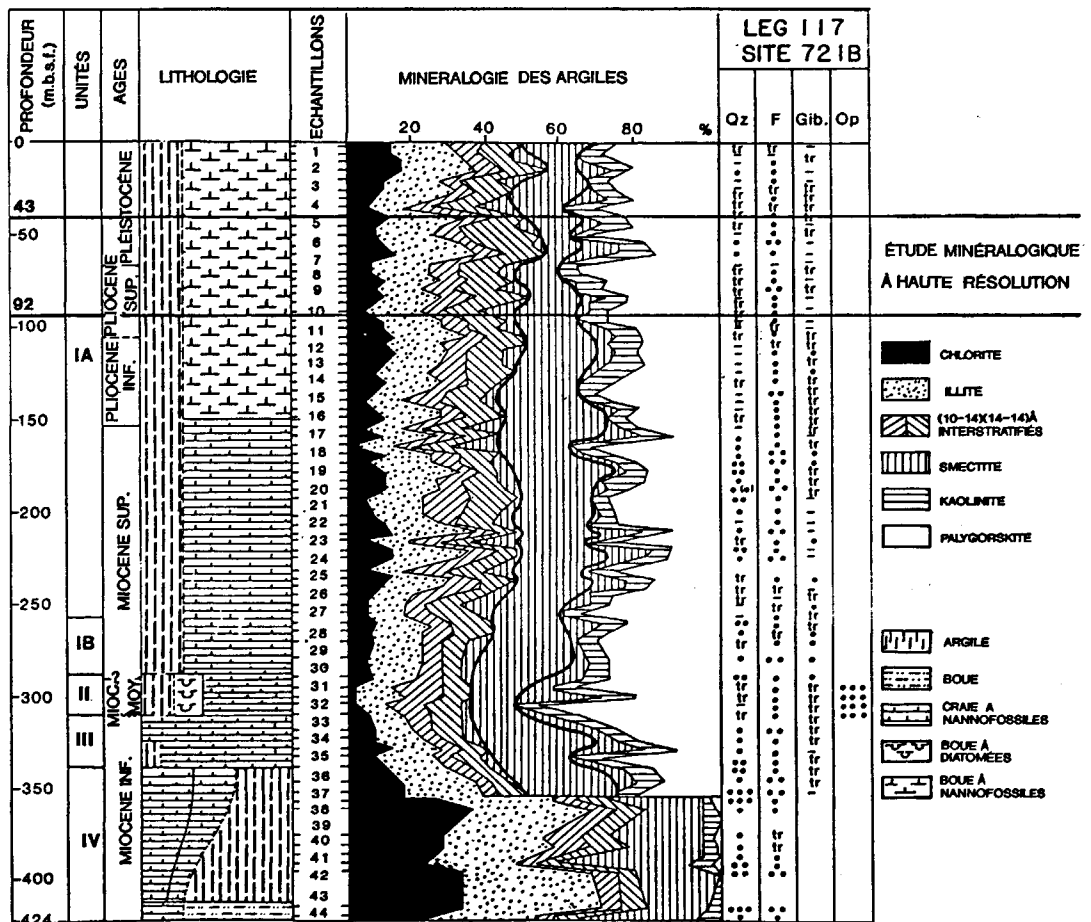
HISTORIQUE ET PROPOS DE L'ÉTUDE

Les modèles de l'influence de la mousson dans les sédiments récents de la ride d'Owen prennent en compte les variations du taux d'accumulation des apports terrigènes et de leur granulométrie moyenne (Clemens et Prell, 1990 ; Clemens et Prell, 1991), la susceptibilité magnétique totale du sédiment (Bloemendal et De Menocal, 1989; De Menocal *et al.*, 1991), la productivité biogénique (Shimmiel et Mowbray, 1991; Weedon et Shimmiel, 1991), ou la minéralogie des sédiments déposés depuis les derniers 430 000 ans (Krissek et Clemens, 1991). Toutes ces études prouvent que les signaux temporels identifiés

Figure 2

Sédimentation argileuse rythmique néogène sur la ride d'Owen : antagonisme des minéraux primaires (illite-chlorite) et des argiles fibreuses (palygorskite).

Neogene rhythmical clay sedimentation on the Owen ridge: antagonism between "primary" minerals (illite, chlorite) and fibrous clays (palygorskite).



correspondent aux principales périodicités produites par les fluctuations des paramètres de l'orbite terrestre.

Parallèlement, Debrabant *et al.* (1991) montrent que les assemblages argileux des sédiments du Cénozoïque supérieur des sites 721, 722 et 731 du Leg 117 subissent des modifications à long et court termes (fig. 2). En particulier les argiles fibreuses s'enrichissent aux dépens des smectites dans les niveaux sombres des alternances décimétriques à métriques des séries du Miocène à l'Actuel. Ces variations de composition minéralogique sont globalement attribuées aux fluctuations de la mousson.

Les minéraux argileux fibreux (palygorskite, sépiolite) sont nés dans les environnements alcalins des déserts salés d'Arabie et d'Afrique de l'Est (Millot, 1964 ; Weser, 1974 ; Kolla *et al.*, 1976 ; Caulet *et al.*, 1988 ; Chamley, 1989); ils ont été érodés puis apportés à l'Océan Indien par les vents et/ou les courants de surface. Leur accroissement suggère un renforcement de la mousson d'Ouest ou de l'aridité des sources. En revanche, les minéraux primaires (illite, chlorite, quartz, feldspath), également plus abondants dans les niveaux sombres, proviennent surtout de directions opposées c'est-à-dire de l'Est et du Nord-Est (Kolla *et al.*, 1981 ; Siroccko et Sarnthein, 1989). Leur accumulation reflète l'accroissement de l'érosion du complexe Himalaya-Tibet à la fois par renforcement des précipitations de mousson, par soulèvement tectonique et par abaissement du niveau de base. Ces derniers matériaux sont transportés par les courants intermédiaires, chargés par l'Indus, et les vents hivernaux soufflant de l'Est mais beaucoup moins intenses que la mousson. Les origines antagonistes de ces deux groupes de minéraux argileux laissent présager qu'ils pourraient jouer un rôle dans l'enregistrement des alternances paléoclimatiques.

L'objectif de la présente étude est de tester cette hypothèse sur un échantillonnage dense permettant une analyse à haute résolution. Le propos est de rechercher si les assemblages argileux : a) engendrent des variables pouvant servir de marqueurs fins des fluctuations climatiques gouvernées par l'évolution des paramètres orbitaux ; b) confirment les résultats apportés dans la même région par d'autres variables géologiques temporelles, en particulier la susceptibilité magnétique ; c) permettent de préciser le mode de fonctionnement des sources de matériel détritique dans l'Océan Indien nord-occidental.

MATERIEL D'ÉTUDE ET RÉSULTATS BRUTS

Le forage effectué au site 721 (16° 40,636' N, 59° 51,879' E) a recoupé 450 m de sédiments d'âge Miocène inférieur à Pléistocène (fig. 2 ; Prell *et al.*, 1989). L'échantillonnage a été réalisé dans les niveaux plio-pléistocènes caractérisés essentiellement par des alternances décimétriques à métriques de couches sombres et claires de boues pélagiques et de marnes crayeuses à nannofossiles et foraminifères. Deux cents échantillons ont été prélevés entre 43 et 105 m de profondeur (De Menocal, non publié). Ils complètent une étude préliminaire d'une centaine de niveaux (Debrabant *et al.*, 1991).

Les minéraux argileux sont analysés par diffraction X selon la technique semi-quantitative de routine décrite par Holtzapffel (1985). Après décarbonatation, la fraction granulométrique inférieure à 2 µm est recueillie pour réaliser des agrégats orientés sur lame de verre. Pour chaque prélèvement, trois diffractogrammes sont obtenus à partir d'un échantillon non traité, d'un échantillon saturé à l'éthylène glycol et d'un échantillon chauffé pendant 2 heures à 490°C. Le diffractomètre est de type Philips 1730 à anticathode de cuivre. L'évaluation semi-quantitative ($\pm 5\%$) des minéraux argileux est basée sur les hauteurs de pics mesurées par rapport au bruit de fond stabilisé sur l'essai glycolé. Des corrections sont appliquées à ces hauteurs afin de tenir compte de leur surface, de leur recouvrement et de la cristallinité des minéraux argileux ; le pic (001) de l'illite étant pris comme référence.

Les résultats minéralogiques sont schématisés dans la figure 2 (entre 43 et 92 m de profondeur). Les assemblages argileux, très diversifiés, comprennent la palygorskite (20 à 50 %) et la smectite (20 à 45 %) dominantes, la chlorite (5 à 20 %) avec des interstratifiés irréguliers (14c-14s), l'illite (10 à 30%) avec des interstratifiés irréguliers (10-14s) et la kaolinite (0-10 %).

CHOIX DU TRACEUR PALEOCLIMATIQUE

Plusieurs tests d'homogénéité ont été réalisés entre les mesures récentes (1991) et antérieures (1988). Ces tests ont révélé une évolution non négligeable dans la calibration du diffractomètre entre les deux périodes de mesure. Il existait donc certains risques à utiliser directement comme paramètres cycliques des pourcentages de minéraux argileux. En revanche, les rapports de hauteurs de pics sur les diffractogrammes relatifs aux échantillons glycolés se sont avérés plus fiables, leurs reproductibilités étant bonnes (pour trois échantillons pris au hasard, dix préparations ont été réalisées et étudiées : l'écart type sur le rapport P/I varie de 0,03 à 0,05). Les rapports de hauteurs de pic, mesurés à 10 Å pour l'illite (I), 10,4 Å pour la palygorskite (P), 14 Å

Tableau 1

Évolution de l'antagonisme, entre les variables P et I, quantifié par le coefficient de corrélation R mesuré entre l'abondance relative de la palygorskite et de l'illite. R est calculé pour l'intervalle de temps correspondant à l'échantillonnage complet de l'étude et pour les quatre séquences successives qui le composent.

Evolution of the parameter P and I antagonism measured by the correlation factor R between the mineral relative abundances of palygorskite and illite. R is calculated for the entire time interval studied and for the four successive ones.

Intervalle de temps (Ma.)	Intervalle de profondeur ODP (m)	Coefficient de Corrélation (R)
1,2 à 2,7	43 à 92	-0,61
1,2 à 1,6	43 à 55	-0,59
1,6 à 2,0	55 à 67	-0,77
2,0 à 2,3	67 à 81	-0,78
2,3 à 2,7	81 à 92	-0,20

pour la chlorite et 17 Å pour la smectite, ont donc été retenus comme paramètres minéralogiques utilisés pour les études spectrales.

En outre, si l'on compare dans le détail les variations de concentrations des divers minéraux argileux pris deux à deux, il apparaît que seuls les éléments du couple palygorskite-illite n'évoluent pas indépendamment (fig. 3). Il existe entre ces deux variables une anti-corrélation presque constante dont le coefficient vaut en moyenne - 0,61 (tab. 1).

L'intensité de cet antagonisme évolue également avec l'âge. A la base de la séquence étudiée, entre 2,7 et 2,3 Ma, le coefficient de corrélation très faible (- 0,20), suggère d'abord l'indépendance des variables P et I. Postérieurement à 2,3 Ma, un coefficient plus élevé (- 0,78 à - 0,59) souligne l'interdépendance de la palygorskite et de l'illite.

Globalement, si l'un des termes du rapport P/I est affecté par un phénomène périodique, le second le sera également postérieurement à 2,3 Ma. Il paraît donc fondé de s'appuyer sur les variations du rapport P/I pour rechercher l'enregistrement sédimentaire des variations périodiques passées.

ANALYSE SPECTRALE

Méthode générale

La mise en évidence de signaux périodiques dans les variations d'un paramètre nécessite l'utilisation d'un traitement mathématique relevant de l'analyse spectrale. Ce traitement conditionne du reste l'échantillonnage nécessaire pour mettre en évidence l'information. L'analyse spectrale d'un signal brut fonction du temps (défini comme série temporelle), synthèse d'informations tant périodiques qu'aléatoires, doit permettre d'extraire l'ensemble des signaux élémentaires périodiques qu'il contient, par la reconnaissance de leurs fréquences (Jenkins et Watts, 1968).

Trois opérateurs sont successivement appliqués au signal P/I : la transformée de Fourier discrète [Discrete Fourier Transform, DFT (Brigham, 1974 ; Jenkins et Watts, 1968)], appliquée à partir d'algorithmes de transformée rapide (Fast Fourier Transform), l'autocorrélation (Davis, 1984 ; Jenkins et Watts, 1968) et l'auto-spectre (Blackman et Tuckey, 1968 ; Bloomfield, 1976) qui n'est autre que la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation (DFTA). Cette combinaison de plusieurs techniques de traitement du signal facilite l'interprétation et la critique des résultats.

Limites d'application de l'analyse spectrale d'un signal géologique

La mise en évidence par l'analyse spectrale de phénomènes périodiques, dans une série temporelle d'histoire aussi complexe que celle d'une série minérale, nécessite de vérifier que les données de base et les mécanismes qui les ont engendrées satisfont un certain nombre de conditions.

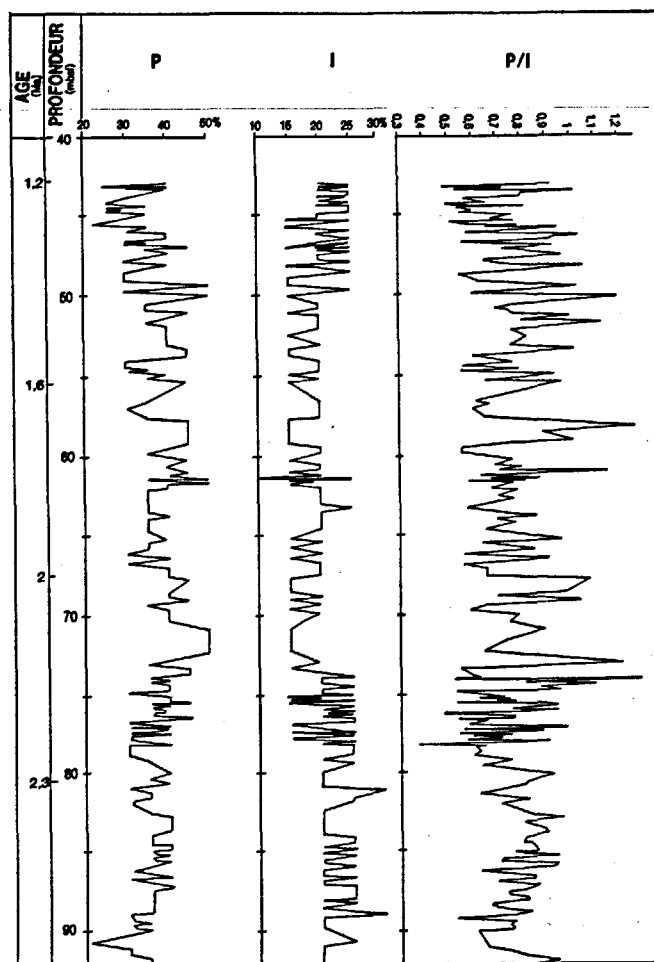


Figure 3

Évolution des pourcentages relatifs de palygorskite (P), d'illite (I) et du rapport des hauteurs de pics glycolés P (à 10,4 Å)/I (à 10 Å) en fonction de la profondeur ODP mesurée dans le site 721.

Evolution of relative abundances of palygorskite (P), illite (I) and of the mineral ratio P/I with ODP depth at site 721. The parameter P/I, directly measured on the glycolated treatment, is the ratio between the 10.4 Å peak height of the palygorskite and the 10 Å illite one.

Les périodicités recherchées

Elles doivent être stables dans le temps pour être décelables (Dunn, 1974). On suppose ici que les périodicités recherchées dans les sédiments de la ride d'Owen sont stables sur la faible durée géologique concernée (1,5 Ma). En effet, elles sont liées aux paramètres orbitaux qui n'ont pas varié de plus de quelques pourcents entre le Crétacé et le Quaternaire (Berger, 1989).

Le taux de sédimentation

Si possible constant dans l'intervalle étudié, il doit être connu avec précision pour que l'écart temporel entre deux échantillons voisins soit constant. Dans les sédiments de la ride d'Owen, une évaluation de la dispersion des taux de sédimentation peut être faite en situant, dans un diagramme temps-profondeur, les zones d'extension des événements reconnus par la biostratigraphie et la magnétostratigraphie (Spaulding *et al.*, 1991). Dans le graphe de la figure 4 sont

repérées les datations obtenues par la nannofaune (N), les radiolaires (R), les foraminifères planctoniques (P) et les changements de polarité magnétique (M) observés dans l'intervalle 43-92 m de la colonne sédimentaire du site 721. Le taux de sédimentation est calculé en prenant comme limites de l'intervalle étudié la base B définie par les événements P11 à P15 et N21, et le sommet S défini par les événements N8 et P6. Ces repères pris deux à deux donnent des taux de sédimentation compris entre une valeur minimale de 28m/Ma et une valeur maximale de 40 m/Ma. Le point B, estimé à 2,7 Ma par le modèle retenu par De Menocal *et al.* (1991) se situe dans une zone d'incertitude bornée par 2,51 et 2,84 Ma, tandis que le point S, estimé à 1,2 Ma, se trouve dans une zone d'incertitude bornée par 1,09 et 1,22 Ma. Ces incertitudes confèrent au taux de sédimentation des valeurs extrêmes, qui englobent la moyenne de 35 m/Ma utilisée par les magnéticiens, et que nous conserverons dans cette étude. Néanmoins il faudra garder en mémoire cette imprécision lors de l'indexation des spectrogrammes (tab. 2).

L'échantillonnage

Il doit être régulier, ce qui n'est pas rigoureusement le cas pour l'ensemble des prélèvements effectués sur le

Tableau 2

Influence des variations du taux de sédimentation sur l'indexation des pics de fréquence délivrés par l'analyse spectrale.

Effect of sedimentation rate variations on the indexation of frequency peaks observed in the spectral analysis diagrams.

Indice spectral (x)	Périodicités (T ₀ /x, en années/10 ³)		
4	325	413	450
12	108	123	150
16	81	95	113
37	35	41	49
65	20	23	28
79	16	19	23
Taux de sédimentation			
(en m/Ma)	28	35	40
To (Ma)	1,3	1,5	1,8

matériel sédimentaire du site 721. Néanmoins on dispose en moyenne d'un échantillon tous les 20 cm, qui permet de construire la courbe naturelle P/I en fonction du temps. A partir de cette courbe est constituée une série temporelle de 2⁹ = 512 points échantillonnés tous les 10

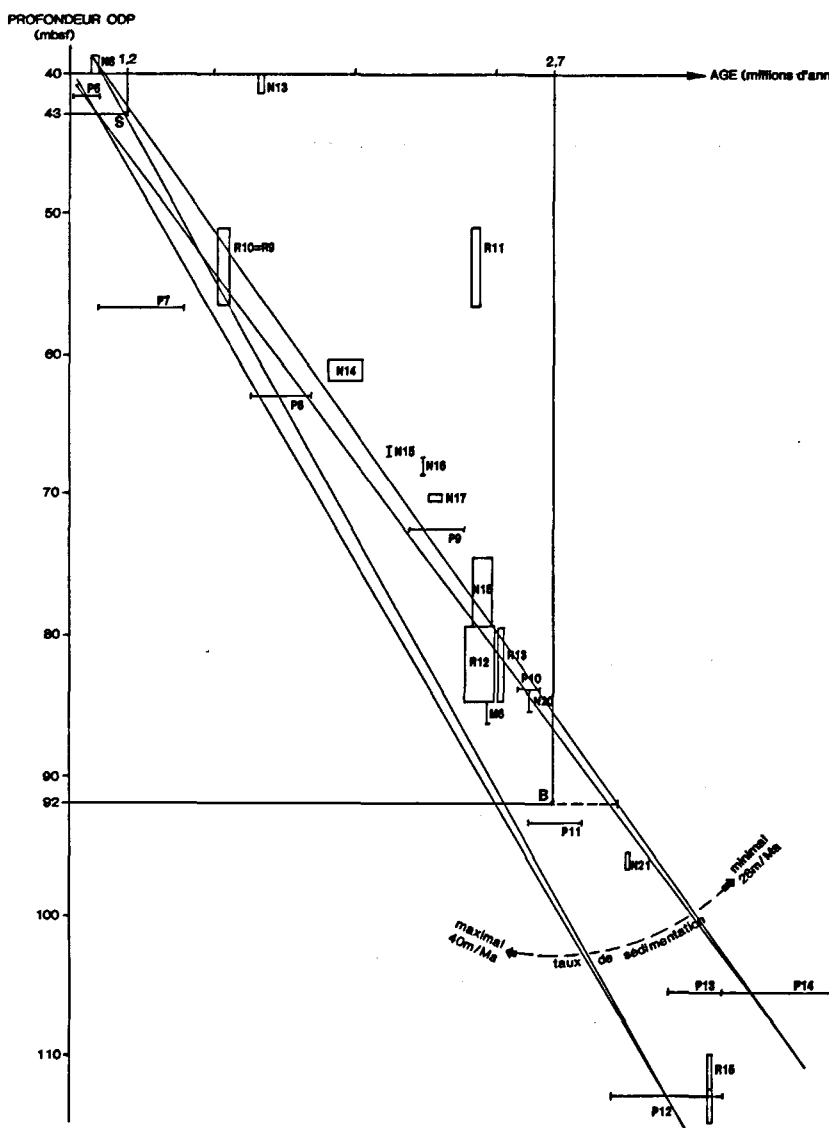


Figure 4

Estimation de la dispersion des valeurs du taux de sédimentation dans l'intervalle de profondeur ODP 43 à 92 m. Les coupures sont définies à partir des événements biostratigraphiques à nannofossiles (N), à radiolaires (R), à foraminifères planctoniques (P) et des événements paléomagnétiques [M (Spaulding *et al.*, 1991)].

*Scattering of the sedimentation rate for site 721 between the ODP depth 43 and 92 m. The boundaries are based on calcareous nannofossils (N), planktonic foraminifers (P), radiolarians (R) and magnetostratigraphy [M (Spaulding *et al.*, 1991)]. The sedimentation rate varies between 28 and 40 m/My. The studied interval bottom (B point), estimated at 2.7 My according to the model age proposed by De Menocal *et al.* (1991), ranges between 2.51 and 2.84 m/My and the top (S point) at 2.1 My ranges between 1.09 and 1.22 My.*

cm, entre les profondeurs 43 et 92 m définies par les limites - 2,7 et - 1,2 Ma. Ainsi, selon le théorème de Shannon, la plus courte période décelable sera de 6 000 ans. La base d'échantillonnage de 512 points fixe également la résolution spectrale, puisque l'estimateur appliqué dans les limites définies plus haut correspond à une fenêtre de travail $T_0 = 1,5$ Ma, soit une résolution de $1/T_0 = 2/3 \text{ Ma}^{-1}$. La résolution de l'auto-corrélation correspond évidemment à la période d'échantillonnage, soit 3 000 ans.

Modifications post-sédimentaires

Des modifications post-sédimentaires peuvent altérer la régularité du signal paléoclimatique initial. C'est le cas de la bioturbation et des déformations intra-sédimentaires (slumps, glissements, microfissurations). La bioturbation, qui lisse le spectre de fréquence (Dalfes *et al.*, 1984), est certainement intervenue dans la série étudiée. Cependant, son influence a été atténuée par l'effet de la zone à minimum d'oxygène, qui a limité le développement de la vie sur le fond. Cela est prouvé par la conservation, à certains niveaux, de fragiles laminations d'épaisseur millimétrique. Par ailleurs, aucune déformation mécanique n'est décrite dans la zone étudiée (Prel *et al.*, 1989).

Tableau 3

Contrôle de la stationnarité du paramètre P/I ; stabilité de la moyenne et de la variance.

P/I stationarity control, stability of the mean value and of the variance.

Intervalle de profondeur (m)	Moyenne	Variance
43 à 92	0,77	0,025
43 à 55	0,76	0,032
55 à 67	0,73	0,010
67 à 81	0,75	0,014
81 à 92	0,78	0,010

Non-stationnarité des signaux

La non-stationnarité des signaux, liée à la non-linéarité des données, peut entraîner des modifications spectrales (Berger, 1984). De tels changements apparaissent surtout dans les composantes à longues périodes (Pisias et Moore, 1981). Là encore, la limitation de l'étude à une période de 1,5 Ma diminue beaucoup les risques, qui devraient se traduire par des modifications de moyenne et de variance des données de base. Le tableau 3 montre que, dans l'ensemble, la variable P/I étudiée présente les qualités

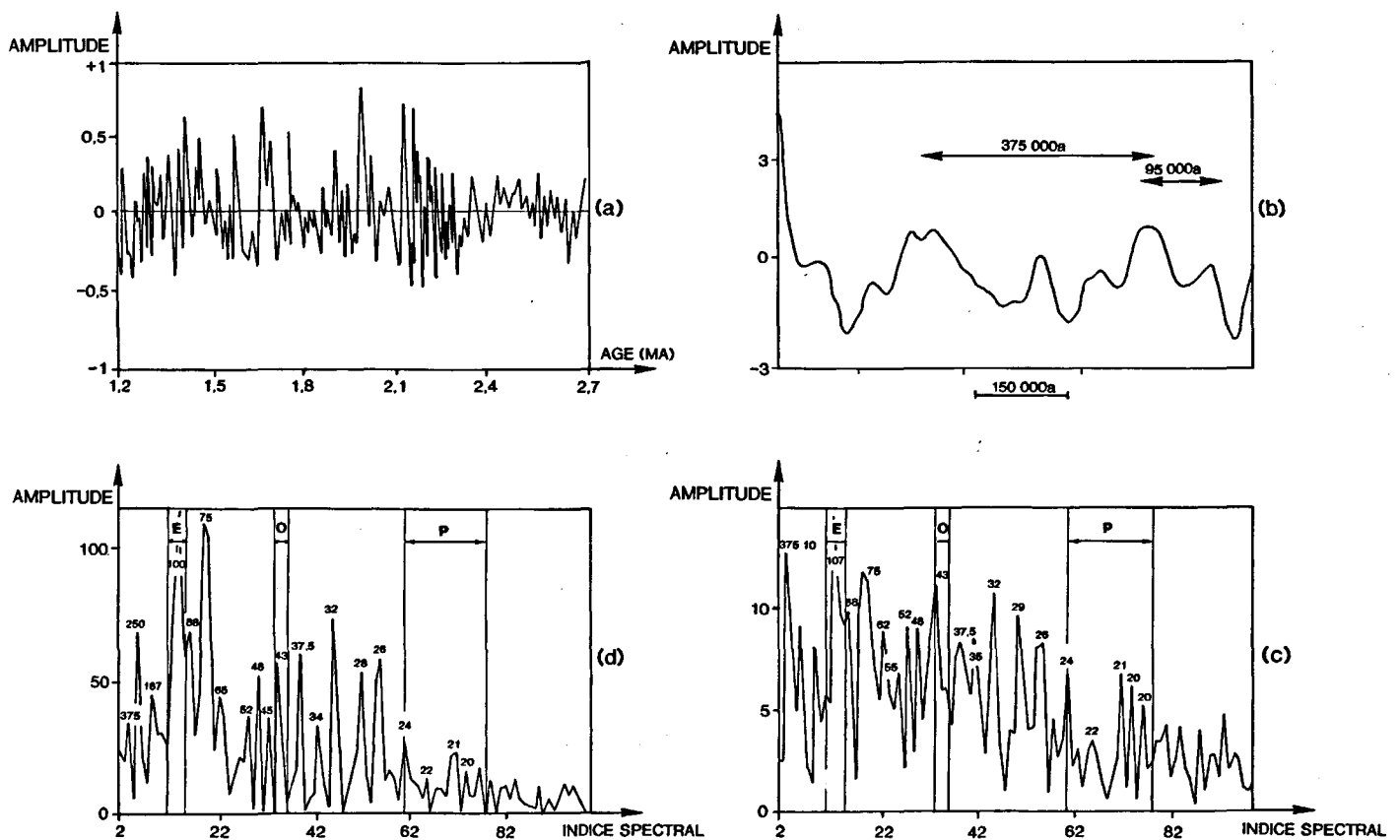


Figure 5

Analyse spectrale du signal palygorskite/illite (rapport des hauteurs de pics à 10,4 et 10 Å, sur le diagramme X glycolé) entre 2,7 et 1,2 millions d'années : a) évolution du signal P/I centré ; b) autocorrélation ; c) transformée discrète de Fourier (DFT) ; d) auto-spectre (DFTA).

Spectral analysis of the palygorskite/illite signal (10.4/10 Å peak height ratio, glycolated XR diagram) between 2.7 and 1.2 My: a) vertical distribution of the P/I signal deduced from the mean values; b) autocorrelation of the P/I signal; c) discrete Fourier Transform (DFT); d) DFT of the autocorrelation function (DFTA).

d'une série temporelle représentative. En effet, les estimateurs utilisés sont applicables si la stationarité au premier ordre est satisfaite (moyenne stable), ce qui est présentement le cas. En revanche, la stationarité au second ordre (variance) n'est pas impérative.

RÉSULTATS DE L'ANALYSE SPECTRALE DU SIGNAL P/I

Afin de disposer de la plus grande dynamique d'amplitude possible, aussi bien pour le spectrogramme que pour le corrélogramme, nous avons choisi de centrer chaque signal P/I par rapport à la moyenne (fig. 5 a). L'estimation spectrale et la corrélation concernent l'ensemble des 512 échantillons uniformément répartis sur la fenêtre de 1,5 Ma. Cependant, pour déceler d'éventuelles dispersions dans l'amplitude des périodes recherchées, nous avons aussi divisé l'intervalle initial en quatre séquences de 128 points, soit quatre fenêtres de 375 000 ans, sur lesquelles l'estimation spectrale et la corrélation ont été appliquées.

ÉTUDE DU SIGNAL COMPLET (512 POINTS DE CALIBRATION; $T_0 = 1,5$ MA)

Bien que la variation possible du taux de sédimentation entre les points de calibration limite la précision des fréquences recherchées, le traitement du signal P/I donne des réponses cohérentes. Seule l'excentricité est clairement exprimée dans la fonction d'autocorrélation (fig. 5 b) par une période à 375 000 ans et une autre à 95 000 ans.

Le spectre de Fourier (fig. 5 c) est très encombré. On peut toutefois trouver, parmi les fréquences exprimées des valeurs identiques ou très proches de celles qui caractérisent les périodicités astronomiques : 20 000 à 24 000 ans (précession), 43 000 à 55 000 ans (obliquité), 107 000 et 375 000 ans (excentricité), ces dernières trouvant leur confirmation dans les résultats de l'autocorrélation.

Le spectre DFTA simplifie les résultats (fig. 5 d) en atténuant le bruit de fond tout en renforçant les fréquences basses et en conservant les informations mises en évidence par l'autocorrélation. Les trois paramètres de l'orbite terrestre sont exprimés : pics de 19 000 à 24 000 ans pour la précession, pic à 43 000 ans pour l'obliquité et de 100 000 ans et 375 000 ans pour l'excentricité.

On peut constater que les périodicités principales affectant les paramètres orbitaux sont bien enregistrées dans l'évolution du critère argileux P/I.

D'autres fréquences exprimées sont d'origine moins claire : 28 000, 29 000, 32 000, 52 000, 75 000 et 88 000. Les périodicités 29 000 et 52 000 ans sont mises en évidence dans les sédiments du dernier million d'années du site 722 de la ride d'Owen. Clemens et Prell (1991) interprètent ces valeurs comme des réponses non linéaires du système climatique pléistocène au forçage externe, résultant d'une combinaison de fréquences : précession-obliquité ($1/23\ 000 - 1/41\ 000 = 1/52\ 400$) et obliquité-excentricité ($1/41\ 000 + 1/100\ 000 = 1/29\ 100$).

La périodicité de 32 000 ans se retrouve dans les spectres DFT et DFTA ; il est peu probable qu'il s'agisse d'un artefact. Cette période est très proche de celle de 31 000 ans qui a déjà été reconnue dans les sédiments pléistocènes du Pacifique équatorial. D'ailleurs : a) Piasis et Rea (1988), suggèrent que la période à 31 000 ans résulte d'une réponse non-linéaire du système climatique. En effet, les interactions entre les périodes de l'excentricité à 107 000 ans et de l'obliquité à 43 000 ans, ou de la précession à 24 000, peuvent engendrer une périodicité de 31 000 ans selon $1/107\ 000 + 1/43\ 000 = 1/30\ 700$, ou $1/107\ 000 + 1/24\ 000 = 1/30\ 900$; b) Berger (1977 ; 1978) calcule des périodes secondaires de l'obliquité de 31 000 et 54 000 ans, qui pourraient être exprimées dans certains enregistrements sédimentaires.

Il est difficile de trancher entre ces deux hypothèses. Dans les sédiments miocènes d'Atlantique Nord, Beaufort (1991) observe que la période à 31 000 ans subsiste dans un intervalle où la période de 100 000 ans de l'excentricité ne se manifeste pas. Ceci pourrait indiquer que cette période correspondrait plutôt au pic secondaire de l'obliquité prédit par Berger (hypothèse b).

Bien que dans les traitements DFT et DFTA les périodicités à 75 000 et 88 000 ans présentent les amplitudes les plus fortes, elles ne correspondent pas à des phénomènes naturels expliqués. Sans proposer d'interprétation, Beaufort et Aubry (1990) mettent également en évidence une période de 85 000 ans dans l'enregistrement des fluctuations des concentrations en ^{18}O des foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord. Dans le cas de la ride d'Owen, et sous réserve qu'il ne s'agisse pas d'artefacts, ces fréquences découlent certainement de réponses non-linéaires du paramètre argileux aux fonctions forçantes externes : 88 000 serait l'harmonique d'ordre 2 de l'obliquité, et 75 000 pourrait résulter de la différence des fréquences de l'obliquité et de l'excentricité présentes dans le spectre ($1/43\ 000 - 1/100\ 000 = 1/75\ 400$).

ÉTUDE DE SOUS-ZONES (128 POINTS DE CALIBRATION; $T_0 = 375\ 000$ ANS)

Les résultats de l'autocorrélation et de la DFTA associée sont comparés dans les quatre sous-zones successives de 375 000 ans constituant la série étudiée précédemment (fig. 6). On notera que les amplitudes des réponses fréquentielles sont nettement différentes dans l'intervalle 2,7-2,3 Ma et 2,3-1,2 Ma. La faible amplitude des réponses de 2,7-2,3 Ma est certainement à mettre en relation avec l'indépendance relative des variables P et I ($R = -0,21$; tab. 1). Inversement, dans les différents intervalles examinés postérieurement à 2,3 Ma, on peut admettre que l'anticorrélation importante des deux variables P et I leur confère des périodicités communes renforçant les réponses spectrales du paramètre P/I.

Sous zone de 2,7 à 2,3 Ma (fig. 6 a)

Le corrélogramme recèle une nette périodicité comprise entre 19 000 et 23 000 ans (21 000 ans en moyenne), caractéristique de la précession. L'auto-spectre comporte

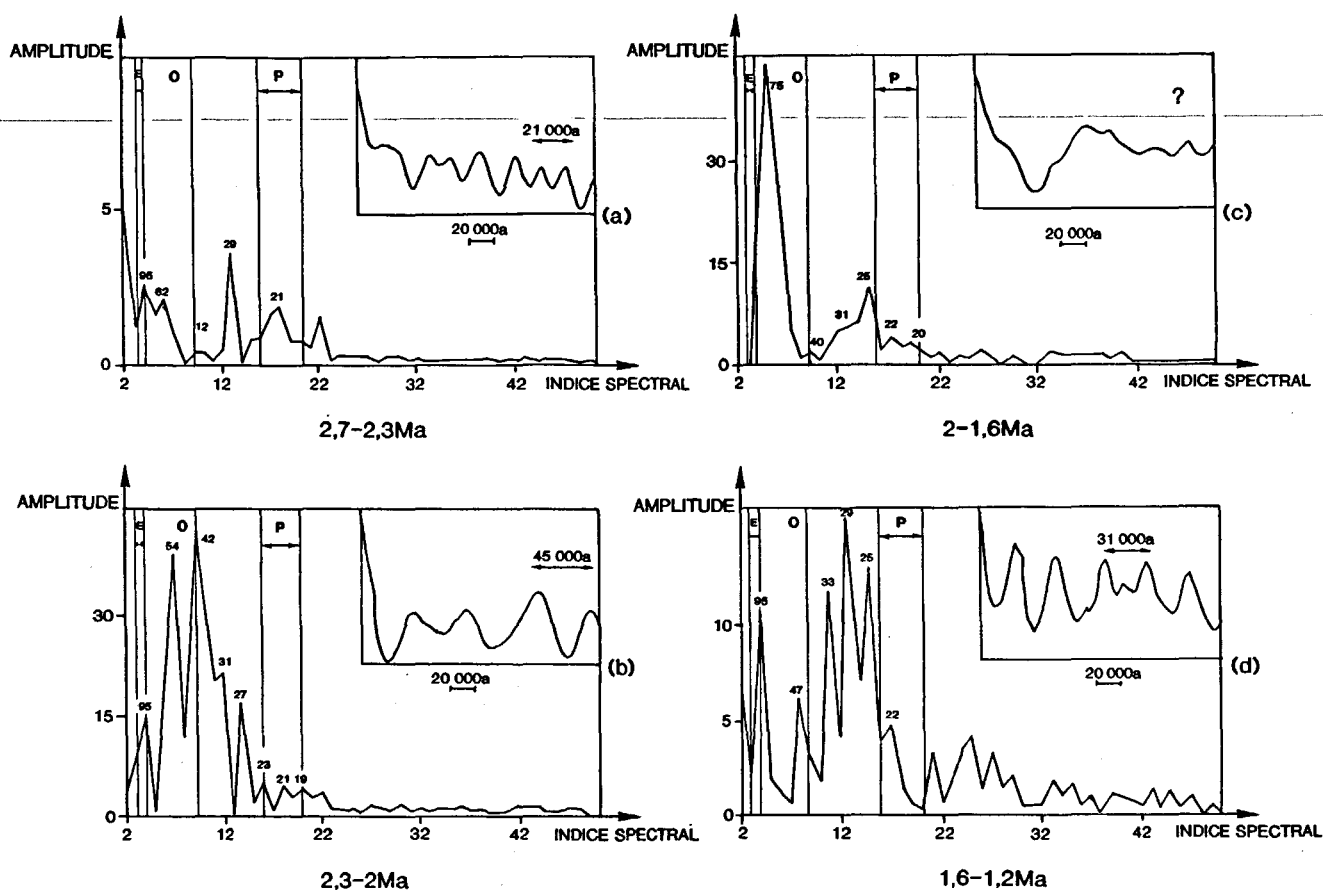


Figure 6

Analyse spectrale du signal palygorskite/illite sur les quatre intervalles de temps égaux à 375 000 ans, pris entre 2,7 et 1,2 Ma : corrélogramme et auto-spectre (DFTA).

Spectral analysis of the palygorskite/illite signal in the four equal time-equivalent intervals (375 Ky) between 2.7 and 1.2 My: autocorrelation function and DFTA.

principalement des réponses fréquentielles d'amplitudes faibles à moyennes pour les périodicités 21 000, 29 000, 42 000, 62 500, et 95 000 ans. A l'image du corrélogramme, l'expression de la précession est dominante, définie par le pic à 21 000 ans. L'obliquité donne un pic de très faible amplitude à 42 000 ans. Le faible pic observable vers 95 000 ans correspond au quart de l'intervalle de temps étudié. Il pourrait être attribué à l'excentricité, mais aussi résulter d'un artefact, compte tenu de l'étroitesse de la fenêtre considérée. Les pics à 29 000 et 62 500 ans seraient, soit des réponses non-linéaires du paramètre argileux aux fonctions forçantes externes, soit des périodes secondaires déjà observées à 31 000 et 60 000 ans par Chappel (1973) dans le Quaternaire de Nouvelle-Guinée. La faiblesse de l'amplitude des réponses peut être interprétée par le fait que les flux d'illite et de palygorskite ne sont pas contrôlés de la même façon par les fonctions forçantes externes.

Sous-zone de 2,3 à 2 Ma (fig. 6 b)

La périodicité contenue dans le corrélogramme oscille entre 40 000 et 56 000 ans, périodes secondaire et fondamentale de l'obliquité (moyenne 45 000 ans). L'auto-spectre, qui produit des réponses de forte amplitude, se

simplifie à cause de l'influence prépondérante des fréquences moyennes. La fréquence précessionnelle, bien que déformée, subsiste avec des pics à 19 000, 21 000 et 23 000 ans. L'influence de l'obliquité déjà suggérée par l'autocorrélation domine la répartition du matériel argileux, avec deux pics de forte amplitude à 42 000 et 54 000 ans, proches des résultats de l'autocorrélation. Il y a eu glissement du forçage orbital vers les basses fréquences. Le pic à 27 000 ans peut correspondre à une période secondaire, habituellement observée vers 25 000 ans.

Sous-zone de 2 à 1,6 Ma (fig. 6 c)

Le corrélogramme n'apporte aucun résultat significatif, ce qui suggère l'absence de périodicités prépondérantes dans les domaines de la précession et de l'obliquité (l'excentricité ne pouvant apparaître du fait de l'étroitesse de la fenêtre de l'estimateur : 187 000 ans). L'influence de la précession s'estompe avec de très faibles pics à 20 000 et 22 000 ans. Des périodes secondaires à 25 000 et 31 000 ans apparaissent. La composante à 40 000 ans de l'obliquité présente une amplitude négligeable. Le glissement vers les basses fréquences se poursuit. C'est à présent la composante à 75 000 ans qui domine. Elle résulterait d'interactions non-linéaires entre l'excentricité et des composantes intenses de l'obliquité.

Sous-zone de 1,6 à 1,2 Ma (fig. 6 d)

Une périodicité comprise entre 30 000 et 33 000 ans (moyenne 31 000 ans) se dégage nettement du corrélogramme. Dans l'auto-spectre ce sont essentiellement des périodicités secondaires qui dominent : période à 25 000 ans, puis périodes assimilables à celles mises en évidence dans le corrélogramme (29 000 et 33 000 ans), qui pourraient correspondre à la période de 31 000 (Chappel, 1973). La précession semble à nouveau définie avec une composante d'amplitude moyenne à 22 000 ans. Il n'y a plus de réponse linéaire à l'obliquité, dont les composantes fondamentales ont disparu. L'importance du pic à 95 000 ans pourrait traduire une forte influence de l'excentricité, avec la réserve évoquée plus haut.

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

L'étude minéralogique de 300 échantillons de sédiments prélevés dans les carottes du site 721 ODP foré sur la ride d'Owen permet de construire un signal palygorskite/illite (P/I) fonction du temps, qui répond aux exigences d'une série temporelle utile pour la détection des variations paléoclimatiques à court terme par des méthodes courantes et indépendantes de traitement de signal et dont les résultats convergent.

Des périodicités essentielles classiques sont mises en évidence pour les oscillations liées à la précession des équinoxes de 19 000 à 24 000 ans, à l'obliquité de l'axe terrestre entre 40 000 et 43 000 ans, et à l'excentricité de l'orbite terrestre à 95 000 et 107 000 ans.

Des périodicités secondaires prévisibles (Chappel, 1973) s'observent à 25 000 ans (pics à 25 000, 26 000 et 27 000), 31 000 ans (pics à 28 000, 29 000, 31 000 et 34 000) et 60 000 ans (pic à 62 000 ans). La période à 31 000 ans pourrait correspondre à la réponse non-linéaire du paramètre P/I aux actions conjuguées de l'excentricité et de l'obliquité, ou de l'excentricité et de la précession.

Des périodicités non prévues par la théorie apparaissent, avec des amplitudes parfois importantes, voire dominantes (29 000, 52 000, 75 000 et 88 000 ans). Selon certains auteurs (Clemens et Prell, 1991 ; Ruddiman et Mac Intyre, 1981 ; Ruddiman *et al.*, 1986 ; Pisiás et Rea, 1988), elles résulteraient d'interactions non-linéaires du système climatique et de phénomènes de résonance amplifiant les pics. Il est en effet possible de faire dériver ces fréquences particulières de sommes ou différences entre les composantes de l'obliquité et de l'excentricité, ou encore de les considérer comme des harmoniques d'ordre supérieur des périodes fondamentales de l'obliquité.

Les influences périodiques évoluent au cours du temps. L'analyse spectrale du paramètre P/I dans les quatre sous-zones de 375 000 ans qui composent la série étudiée met en évidence un glissement du spectre vers les basses fréquences. Ce glissement résulterait du passage du contrôle dominant des apports argileux par la précession, au contrôle dominant par l'obliquité. La transition s'effectuerait vers 2,3-2,4 Ma. Elle confirme les travaux de

Bloemendal et de Menocal (1989), qui obtiennent un résultat voisin en utilisant des mesures de susceptibilité magnétique sur le sédiment total.

Le rôle particulier de l'obliquité dans le glissement de fréquences dominantes à 2,4 Ma est signalé dans d'autres régions. En Atlantique Nord (site 522 ODP), Shackleton *et al.* (1990) montrent que le marqueur isotopique biogène $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères traduit une dominance de la période à 41 000 ans entre 2,4 et 0,75 Ma. En Atlantique Nord également, Ruddiman *et al.* (1986) déterminent, par les fluctuations du $\delta^{18}\text{O}$ de la SST et du pourcentage en CaCO_3 , un changement d'intensité relative dans l'influence des paramètres orbitaux, avec une dominance de la période à 41 000 ans de 2,47 à 0,75 Ma. En 1989, Ruddiman *et al.* précisent cet effet entre 2,8 et 1,6 Ma : l'influence de l'obliquité s'atténuant dans l'intervalle de temps 1,6-1,2 Ma.

Le relais des périodicités orbitales dominantes pourrait résulter de l'extension des glaciations dans l'hémisphère nord vers 2,4 Ma (Shackleton *et al.*, 1984). Les modèles de circulation atmosphérique générale sous l'effet du climat (GCM) suggèrent qu'en l'absence d'une couverture neigeuse importante sur l'Asie, la mousson du Sud-Ouest répond linéairement à la fonction forcante orbitale de précession (Kutzbach, 1981 ; Prell, 1984 ; Prell et Van Campo, 1986 ; De Menocal *et al.*, 1991). Les concentrations en argiles transportées par la mousson (palygorskite) ont un comportement identique. Cela justifie l'importance relative de la réponse à 19 000 ans du matériel argileux entre 2,7 et 2,3 Ma. Vers 2,4 Ma, avec l'expansion des calottes glaciaires eurasienne et/ou nord-américaine, le modèle indique un affaiblissement de la mousson du Sud-Ouest et un accroissement de l'aridité des régions sources (Bonafille, 1976 ; Prell et Kutzbach, 1987 ; Sirrocco et Sarnthein, 1989). Entre 2,4 et 0,7 Ma, les variations du volume de glace sont faibles, mais oscillent avec une périodicité de 41 000 ans (Raymo *et al.*, 1989), dont l'effet se retrouve dans l'environnement sédimentaire détritique. Le relai de fréquences observé reflète bien l'effet de l'extension de la calotte glaciaire septentrionale sur l'intensité des apports et le caractère des assemblages argileux, forçant le paramètre P/I à répondre d'abord linéairement à l'intensité de la mousson (19 000 ans), puis non-linéairement à l'aridification des sources, en engendrant des fréquences harmoniques (ou des composantes) où intervient surtout l'obliquité [41 000 ans (de Menocal *et al.*, 1991)]. Pour résumer, le paramètre argileux traduit ici l'expression du passage d'un effet régional dominant (mousson) à un effet plus global et complexe (glaciation mondiale).

Les causes naturelles du comportement du paramètre P/I sont une source complémentaire d'informations pour affiner le modèle de fonctionnement des apports détritiques de l'Océan Indien Nord-Ouest. Un modèle simple serait le suivant :

- la variable P répond linéairement à la mousson d'été du Sud-Ouest et aux vents associés du Nord-Ouest arabe. L'importance de la palygorskite est liée à l'intensité de son vecteur éolien jusqu'à 2,3 Ma ;
- pendant le même temps, la variable I résulte de l'effet de l'érosion du complexe Himalaya-Tibet. La mousson

d'hiver étant trois à quatre fois plus faible que celle d'été, le vecteur principal de I est hydrodynamique (Indus relayé par les courants de surface), sa réponse cyclique linéaire dans l'intervalle 2,3-2 Ma, puis non linéaire, s'oppose à celle de P : à une réponse atmosphérique s'oppose une réponse continentale ;

- vers 2,4 Ma, la fixation de l'eau atmosphérique par l'expansion glaciaire entraîne l'aridification continentale. La mousson du Sud-Ouest s'affaiblit. Le développement des palygorskites, favorisé par l'aridification des sources et/ou l'extension des bassins évaporitiques péri-marins, est contrôlé par des facteurs plutôt continentaux. La liaison entre P et I s'améliore et l'amplitude des réponses du paramètre P/I s'accroît. Elle traduit une composition des périodicités où intervient surtout l'obliquité.

Ainsi l'étude des variations à haute résolution d'un paramètre lié aux assemblages argileux sédimentaires semble apporter d'utiles réponses dans la recherche de l'évolution paléoclimatique de l'environnement de l'Océan Indien nord-occidental. L'utilisation de tels critères peut donc être étendue et réalisée simultanément à celle des paramètres biostratigraphiques, isotopiques granulométriques ou magnétiques désormais classiques.

Remerciements

Cette étude a bénéficié de la critique constructive et fructueuse de H. Chamley et de L. Labeyrie. Elle a été supportée financièrement par l'INSU, Programme Dynamique et Bilan de la Terre, «Message sédimentaire».

RÉFÉRENCES

- Beaufort L.** (1991). Dynamique du nannoplancton calcaire au cours du Néogène : implications climatiques et océaniques. *Thèse, Université Claude Bernard, Paris*, 156 pp.
- Beaufort L. et M.-P. Aubry** (1990). Fluctuations in the composition of late Miocene calcareous nannofossil assemblages as a response to orbital forcing. *Paleoceanography*, **5**, 6, 845-865.
- Berger A.** (1977). Support of the astronomical theory of climatic change. *Nature*, **269**, 44-45.
- Berger A.** (1978). Théorie astronomique des paléoclimats, une nouvelle approche. *Bull. Soc. belge Géol.*, **87**, 9-25.
- Berger A.** (1984). Accuracy and frequency stability of the earth's orbital elements during the Quaternary. in : *Milankovitch and climate*, A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla et B. Saltzman, éditeurs. D. Reidel, Amsterdam, 3-39.
- Berger A.** (1989). The spectral characteristics of pre-Quaternary climate records, an example of the relationship between astronomical theory and geosciences. in : *Climates and geosciences*, A. Berger, S. Schneider et J.-C. Duplessy, éditeurs. D. Reidel, Nato ASI, 285, 46-76.
- Berggren W.A., D.V. Kent et J.A. Van Couvering** (1985). The Neogene. Part 2 : Neogene geochronology and chronostratigraphy. in : *The chronology of the geological record*, N.J. Snelling, éditeur. *Geol. Soc. Mem., London*, **10**, 211-260.
- Blackman R.B. et G.W. Tuckey** (1958). *The measurement of power spectra*. Dover Publ., Inc., New York, 190 pp.
- Bloemendal J. et P. De Menocal** (1989). Evidence for a shift in the climatic variability of the African and Asian monsoons at 2,5 Ma : an application of whole-core magnetic susceptibility measurements to paleoclimatology. *Nature*, **342**, 897-899.
- Bloomfield P.** (1976). *Fourier analysis of time series: an introduction*, Wiley and Sons, Éd., New York, 258 pp.
- Bonnefille R.** (1976). Palynological evidence for an important change in the vegetation of the Oma Basin between 2.5 and 2 Ma. in : *Earliest Man and environments in the Lake Rudolf basin* : Chicago, Y. Coppens et al., éditeurs. University of Chicago Press, 421-431.
- Bringham O.** (1974). *The Fast Fourier Transform*, Oran, Éd., Prentice Hall, 252 pp.
- Calet J.-P., P. Debrabant et M. Fieux** (1988). Dynamique des masses d'eaux océaniques et sédimentation quaternaire sur la marge de l'Afrique de l'Est et dans le bassin de Somalie. Résultats préliminaires de la mission MD-Indusom du Marion Dufresne. *C.r. Acad. Sci., Paris, sér. II*, 281-288.
- Chamley H.** (1989). *Clay sedimentology*. Springer Verlag, Éd., Heidelberg, Berlin, New York, 623 pp.
- Chappel J.** (1973). Astronomical theory of climatic change : status and problem. *Quat. Res.*, **3**, 221-236.
- Clemens S.C. et W.L. Prell** (1990). Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity : eolian records from the lithogenic component of the deep-sea sediments. *Paleoceanography*, **5**, 109-146.
- Clemens S.C. et W.L. Prell** (1991). One million year record of summer monsoon winds and continental aridity from the Owen Ridge (site 722), Northwest Arabian Sea. in : *Proceedings ODP, Scientific Results*, **117**. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 365-388.
- Dalfes H.N., S.H. Schneider et S.L. Thompson** (1984). Effects of bioturbation on climatic spectra inferred from deep sea cores. in : *Milankovitch and Climate, part 1*, Berger et al., éditeurs. 481-492.
- Davis J.C.** (1984). *Statistic and Data analysis in Geology*. Wiley and Sons, Éd., New York, 550 pp.
- Debrabant P., L. Krissek, A. Bouquillon et H. Chamley** (1991). Clay mineralogy of Neogene sediments of the Western Arabian Sea : Mineral abundances and paleoenvironmental implications. in : *Proceedings ODP, Scientific Results*, **117**. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 183-196.
- De Menocal P., J. Bloemendal et J. King** (1991). A rock magnetic record of monsoonal dust deposition to the Arabian Sea : evidence for a shift in the mode of deposition at 2.4 Ma. in : *Proceedings ODP, Scientific Results*, **117**. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 389-407.
- Dunn C.E.** (1974). Identification of sedimentary cycles through Fourier analysis of geochemical data. *Chem. Geol.*, **13**, 217-232.
- Gansser A.** (1966). The Indian Ocean and the Himalayas, a geological interpretation. *Eclog. geol. Helv.*, **59**, 831-848.
- Holtzappel T.** (1985). Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination. Société géologique du Nord, Publ. 12, 136 pp.
- Jenkins W.M. et D.G. Watts** (1968). *Spectral analysis and its application*, Holden-Day California, 525 pp.
- Kolla V., L. Henderson et P.E. Biscaye** (1976). Clay mineralogy and sedimentation in the Western Indian Ocean. *Deep-Sea Res.*, **23**, 949-961.

- Kolla V., J.A. Kostecki, F. Robinson, P.E. Biscaye et P.K. Ray (1981). Distribution and origins of clay minerals and quartz in surface sediments of the Arabian Sea. *J. sedim. Petrology*, **51**, 563-569.
- Krissek L. et S.C. Clemens (1991). Mineralogic variations in a Pleistocene high-resolution eolian record from the Owen Ridge, Western Arabian Sea (Site 722) : implications for sediment source conditions and monsoon history. in : *Proceedings ODP, Scientific Results*, **117**. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 197-213.
- Kutzbach J.E. (1981). Monsoon climate of the early Holocene : climate experiment with the earth's orbital parameter for 9,000 years ago, *Science*, **214**, 59-61.
- Millot G. (1964). *Géologie des argiles*, Masson Éd., Paris, 499 pp.
- Pisias N.G. et T.C. Moore (1981). The evolution of Pleistocene climate : a time series approach, *Earth planet. Sci. Letts*, **52**, 450-458.
- Pisias N.G. et D.K. Rea (1988). Late Pleistocene paleoclimatology of central equatorial Pacific: sea surface response to the southeast trade winds, *Paleoceanography*, **3**, 21-37.
- Prell W.L. (1984). Monsoonal climate of the Arabian Sea during the late Quaternary : a response to changing solar radiation. in : *Milankovitch and Climate*, A. Berger, J. Imbrie, G. Kukla et B. Saltzman, éditeurs. D. Reidel, Amsterdam, 349-366.
- Prell W.L. et L. Van Campo (1986). Coherent response of Arabian Sea Upwelling and pollen transport to late Quaternary monsoonal winds. *Nature*, **323**, 526-528.
- Prell W.L. et J.E. Kutzbach (1987). Monsoon variability over the past 150 000 years, *J. geophys. Res.*, **92**, 8411-8425.
- Prell W.L., N. Niitsuma, K. Emeis, Z.K. Al-Sulaiman, A.N.K. Al-Tobbah, D.M. Anderson, R.O. Barnes, R.A. Bilak, J. Bloemendal, C.J. Bray, W.H. Busch, S.C. Clemens, P. de Menocal, P. Debrabant, A. Hayashida, J.O.R. Hermelin, R.D. Jarrard, L.A. Krissek, D. Kroon, D.W. Murray, C.A. Nigrini, T.F. Petersen, W. Ricken, G.B. Shimmiel, S.A. Pauling, T. Takayama, H. Lo Ten Haven et G.P. Weedon (1989). Site 721. in : *Proceedings ODP, Scientific Results*, **117**. College Station, TX (Ocean Drilling Program) 197-254.
- Raymo M.E., W.F. Ruddiman, J. Blackman, B.M. Clement et D.G. Martinson (1989). Late Pliocene variation in Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic Deep Water circulation. *Paleoceanography*, **4**, 413-446.
- Ruddiman W.F. et A. Mac Intyre (1981). Oceanic mechanisms for amplification of the 23,000-year ice volume cycles, *Science*, **212**, 617-627.
- Ruddiman W.F., M.E. Raymo et A. Mac Intyre (1986). Matuyama 41,000-year cycles : North Atlantic Ocean and Northern hemisphere ice sheets, *Earth planet. Sci. Letts*, **80**, 117-129.
- Ruddiman W.F., M.E. Raymo, D.G. Martinson, B. Clement et J. Blackman (1989). Pleistocene evolution : Northern Hemisphere ice sheets and the North Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, **4**, 353-412.
- Shackleton N.J., J. Backman, H.B. Zimmerman, D.V. Kent, M.A. Hall, D.G. Roberts, D. Schnitker, J.G. Balhauf, A. Desprairies, R. Homrighausen, P. Huddleston, J.B. Keene, A.J. Kaltenback, K.A.O. Krumsiek, A.C. Morton, J.W. Murray et J. Westberg-Smith (1984). Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting in DSDP site 552A : history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, **307**, 620-623.
- Shackleton N.J., A. Berger et W.A. Peltier (1990). An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene time-scale based on ODP site 677, *Trans. R. Soc. Edinb.*, **81**, 251-262.
- Shimmiel G.B. et S.R. Mowbray (1991). The inorganic geochemical record of the Northwest Arabian Sea : a history of productivity variation over the last 400 k.y. from the sites 722 and 724. in : *Proceedings ODP, Scientific Results*, **117**. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 465-472.
- Sirocco F. et M. Sarnthein (1989). Wind-borne deposits in the north-west Indian Ocean : record of Holocene sediments versus modern satellite data. in : *Paleoclimatology and Paleometeorology : modern and past patterns of Global Atmospheric Transport*, M. Leinen et M. Sarnthein, éditeurs. NATO ASI Ser., **282**, 401-433.
- Spaulding S.A., J. Bloemendal, A. Hayashida, J.O.R. Hermelin, K. Kameo, D. Kroon, C.A. Nigrini, T. Sato, T.N.F. Steens, T. Takayama et S.R. Troelstra (1991). Magnetostratigraphic and biostratigraphic Synthesis, Leg 117, Arabian Sea. in : *Proceedings ODP, Scientific Results*, **117**. W.L. Prell, N. Niitsuma et al., éditeurs. College station, TX (Ocean Drilling Program), 127-145.
- Weedon G.P. et G.B. Shimmiel (1991). Late Pleistocene upwelling and productivity variations in the Northwest Indian Ocean deduced from spectral analyses of geochemical data from sites 722 and 724. in : *Proceedings ODP, Scientific Results*, **117**. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 431-443.
- Weser O.E. (1974). Sedimentological aspects of strata encountered on the Leg 23 in the Northern Arabian Sea. *Initial Repts. Deep Sea Drilling Proj.*, **23**, 503-519.