

Essai de caractérisation de quelques régimes sédimentaires ayant prévalu sur la marge nord du Golfe de Gascogne depuis le début du Cénozoïque *

par GÉRARD-ANDRÉ AUFFRET **

Mots clés. — Sédiment marin. Sédimentation marge continentale. Tertiaire. Quaternaire marin. Cycle sédimentaire. Paléoclimat. Actualisme.

Golfe de Gascogne (Leg 48).

Résumé. — Une série de prélèvements, d'âge compris entre le Paléocène et l'Holocène ont été effectués sur la marge nord du golfe de Gascogne (glacis de Meriadzek). Les indications micropaléontologiques montrent que pendant toute cette période les dépôts se sont effectués entre 2 000 m et 2 600 m de profondeur, c'est-à-dire dans la zone abyssale supérieure, à l'abri d'apports terrigènes massifs. La comparaison des régimes sédimentaires paléogènes et quaternaires révèle une profonde différence, notamment des taux de sédimentation nettement plus élevés pour la période quaternaire. Cette différence de régime s'explique par l'instauration du régime glaciaire, qui dès le Miocène moyen a entraîné une accentuation de la tendance régressive observée depuis la fin du Crétacé supérieur. Il apparaît donc que le modèle sédimentaire constitué par l'océan actuel doit être utilisé avec discernement dans les tentatives de reconstitution des océans paléogènes et *a fortiori* plus anciens.

An attempt to the characterisation of Cenozoic to Quaternary sedimentary regimes on the Bay of Biscay Northern continental margin

Abstract. — Paleocene to Holocene sediments have been sampled from the northern margin of the Bay of Biscay (Meriadzek Terrace). Micropaleontological indicators suggest that this area has remained at upper abyssal depth (2 000-2 600 m) throughout this time; moreover it seems to have been outside the influence of massive terrigenous input through high density turbidity current. The comparison of paleogene and quaternary sedimentary regimes points to a drastic difference between the sedimentation rate from these two episodes. This difference is related to the onset of global glaciation as soon as Middle Miocene with a subsequent increase of the sea level regressive trend which has been occurring since the uppermost Cretaceous. It appears to us that the sedimentary model which is offered by the present-day ocean must not be applied without care to the reconstruction of Paleocene and older oceanic environments.

I. — INTRODUCTION.

La répartition des dépôts sédimentaires superficiels à l'échelle globale [Arrhénius, 1963 ; Lisitzin, 1972] apparaît comme la conséquence logique des propriétés hydrologiques et des conditions hydrodynamiques de l'océan actuel. Se fondant sur cette observation, on peut supposer que l'étude des sédiments anciens permettra de reconstituer les conditions hydrologiques et hydrodynamiques ayant prévalu au moment de leur dépôt. Si cette assertion paraît admissible, il n'en reste pas moins vrai que l'on peut se demander si le modèle constitué par la climatologie et la dynamique de l'océan actuel et la distribution des sédiments qui en résulte est ou n'est pas applicable aux océans anciens. Pour tester cette hypothèse, nous nous proposons d'examiner l'évolution de la sédimentation depuis le début du Cénozoïque, dans une région où le contexte physiographique est resté sensiblement identique au cours de cette période.

Le glacis de Meriadzek (fig. 1) sur la marge nord du golfe de Gascogne est une zone privilégiée pour une telle étude. En effet, nous disposons dans cette région de données stratigraphiques à peu près

continues depuis la fin du Jurassique, grâce au forage 401 effectué lors du Leg 48 du « *Glomar Challenger* » [Montadert, Roberts *et al.*, 1979], de carottages Küllenberg effectués au cours de campagnes du N.O. « *Jean-Charcot* » [Géogas, 1972 ; Margas, 1975 ; Géomanche 2, 1976] et du « *Suroit* » [Géomanche 1, 1975] et de nombreux carottages Reineck effectués lors des campagnes Biogas du Département scientifique du COB. La situation morphologique du glacis protège cette zone des apports massifs, pouvant résulter de courants de turbidité ; par ailleurs il apparaît que dès le Paléocène inférieur [Ducasse et Peypouquet, 1979] les dépôts s'effectuaient au site 401, à une profondeur de 2 000 m environ. La subsidence maximum depuis le début du Cénozoïque ne dépasse donc pas une amplitude de 500 m. La comparaison envisagée se situe donc dans un contexte de sédimentation pélagique à hémipélagique en domaine abyssal supérieur.

* Contribution n° 648 du Centre Océanologique de Bretagne.

** Centre océanologique de Bretagne, B.P. 337, 29273 Brest Cedex.

Note déposée le 22 février 1979, présentée à la séance du 11 décembre 1978, manuscrit définitif reçu le 22 juin 1979.

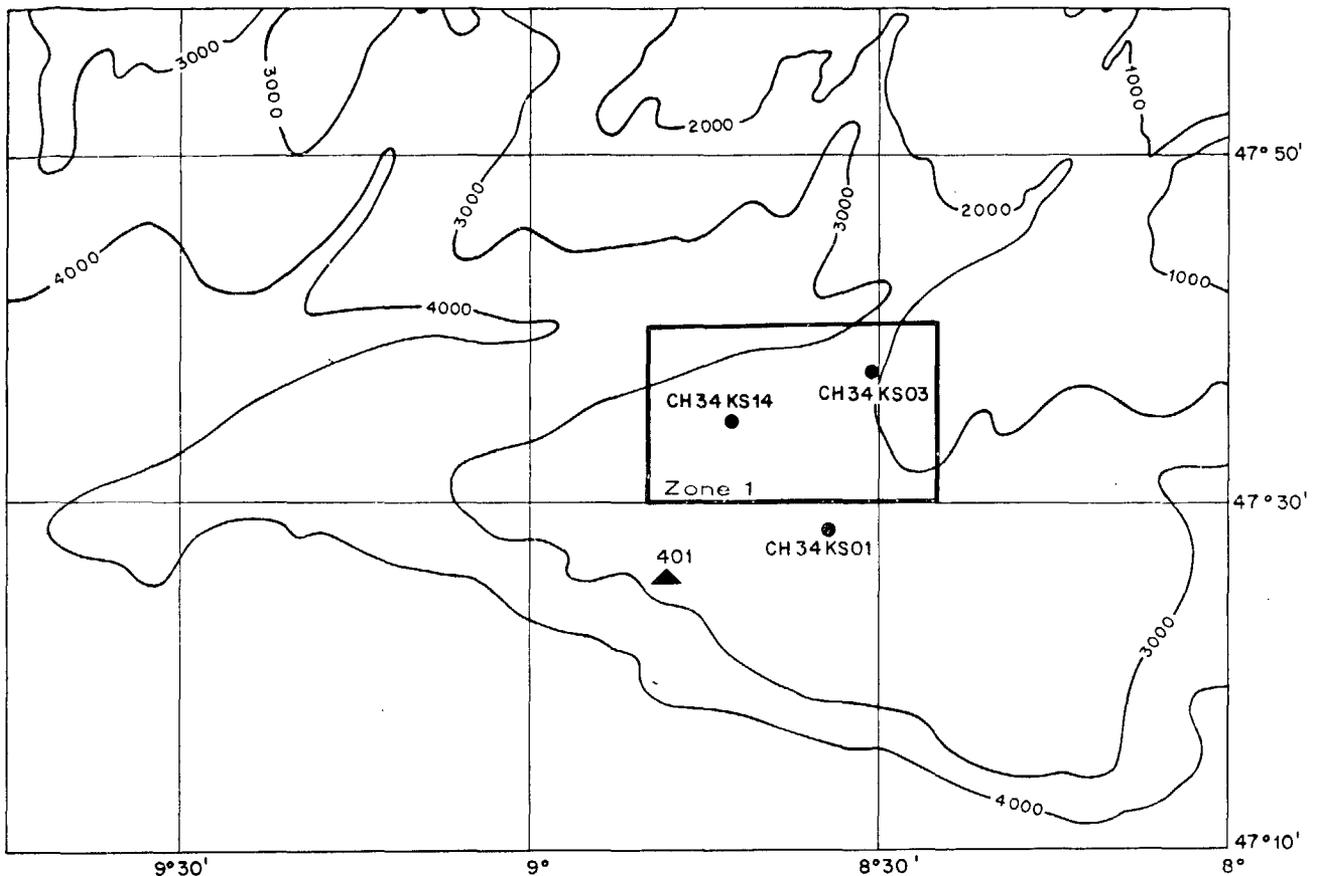


FIG. 1. — Bathymétrie du glacier de Meriadzek et localisation des prélèvements cités dans le texte.

II. — PROCÉDURES ANALYTIQUES.

Les échantillons de sédiments d'âge tertiaire et quaternaire ancien ont été prélevés à bord du N.O. « *Glomar Challenger* » lors du Leg 48 Brest-Aberdeen. Les échantillons holocènes proviennent pour l'essentiel des campagnes Biogas du Centre océanologique de Bretagne. Après examen sous la loupe binoculaire, les échantillons du Leg 48 (d'un volume de 5 à 10 cm³) sont divisés en deux parties, l'une d'entre elles est conservée comme témoin. Après confection d'un « frottis » et détermination de la couleur, le sédiment est séché à l'étuve à une température de 60° C. Le sédiment sec est de nouveau séparé en deux ; la première moitié est tamisée sous l'eau au tamis de 63 μm. L'autre moitié est broyée au mortier d'agate, puis 200 mg sont soumis à l'analyse diffractométrique en présence d'un étalon interne (50 mg de NaF) et 250 mg à une attaque à l'HCl pour détermination de la teneur en CaCO₃ à l'aide d'un calcimètre Bernard. La fraction granulométrique plus fine que 63 μm est échantillonnée et soumise à l'analyse microgranulométrique au compteur Coulter (modèle T.A.).

La fraction supérieure à 63 μm séparée en cinq classes (63 - 125 μ ; 125 - 250 μ ; 250 - 500 μ ; 500 - 1 000 μ ; > 100 μ) a été étudiée par L. Pastouret. Les comptages effectués ont permis d'établir la composition de cette fraction. En outre, l'examen de l'état des tests calcaires (Foraminifères essentiellement) a permis d'estimer le degré de dissolution des matériaux. Nous ne développerons pas ici les résultats de cette étude qui sont exposés par ailleurs [Auffret et Pastouret, 1979].

La texture de la fraction fine (< 63 μ) a été étudiée à l'aide du compteur Coulter (modèle T.A.). Le protocole suivant a été adopté lors des analyses : 9 cm³ de la suspension recueillie après tamisage sous l'eau, sont échantillonnés après dilution dans 250 cm³ d'eau. Une fraction aliquote de 50 cm³ est prélevée sous agitation et diluée dans 150 cm³ d'eau de mer filtrée. Trois échantillonnages distincts sont effectués. Nous avons également étudié la distribution microgranulométrique des sédiments après décalcification. Cette opération est effectuée par attaque à l'acide chlorhydrique 30 % de 9 cm³ de la suspension obtenue après tamisage. Après réaction, l'HCl en excès est éliminé par trois lavages

et centrifugations à l'eau distillée, à la suite de ces lavages le pH de la suspension est compris entre 7 et 8.

La distribution de dimension d'un sédiment est une fonction de plusieurs facteurs : composition lithologique [Lisitzin, 1972], transformations diagenétiques [Berger, 1974; Calvert, 1974] et hydrodynamiques [Hollister et Heezen, 1972; Ellwood et Ledbetter, 1977].

Je me suis fixé pour but de tenter d'identifier parmi ces multiples influences celle qui pouvait être liée aux variations des conditions hydrodynamiques au voisinage du fond.

L'hypothèse de travail que j'ai adoptée est la suivante : les variations de la médiane de la fraction silteuse des sédiments (8-63 μ) sont susceptibles d'être corrélées aux variations de l'intensité de la circulation profonde. En outre, s'il existe une corrélation positive de la circulation entre les médianes des fractions terrigènes et carbonatées des silts de différents échantillons, il y a de fortes présomptions pour que cette corrélation soit indicatrice d'un contrôle dynamique. Une démarche logique, consisterait à tester cette hypothèse dans la nature actuelle, avant d'en tenter l'application aux océans anciens. La rareté des mesures de courants couplées avec des prélèvements de l'interface eau-sédiment rend cette vérification problématique, les quelques données disponibles semblent néanmoins confirmer cette hypothèse [Auffret et Pastouret, 1978 a].

J'ai donc comparé, pour des intervalles stratigraphiques donnés, la moyenne des médianes des silts du sédiment total à celle des sédiments décalcifiés, et interprété un accroissement simultané de ces deux médianes comme l'indice d'une intensification des actions hydrodynamiques. Par ailleurs, une amélioration du coefficient de corrélation (r) de ces deux valeurs peut être également interprétée comme la conséquence d'une intensification du contrôle hydrodynamique.

(σ_x : variance ; (σ_{xy} : covariance)

($-1 < r < +1$; x = médiane de l'échantillon total,
 y = médiane de l'échantillon décalcifié;

$$r_{xy} = \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x \sigma_y}; \quad \sigma_x = \sqrt{\frac{\sum x_i^2 - n\bar{x}^2}{n-1}};$$

$$\sigma_{xy} = \frac{1}{n-1} \left(\sum x_i y_i - \frac{1}{n} \sum x_i \sum y_i \right).$$

La composition lithologique des sédiments a été obtenue en suivant la méthode citée dans un article précédent [Auffret et Pastouret, 1978 b]. Nous avons récemment amélioré cette méthode en déterminant par diffractométrie la quantité d'opale d'origine biologique après chauffage à 1 000° C et transformation en cristoballite. J'ai complété l'ensemble

de ces résultats originaux par les résultats des analyses de routine effectuées sur les sédiments des forages par les soins du D.S.D.P.

III. — ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE.

J'ai rassemblé sous forme de tableaux (I, II, III, IV) et d'un diagramme (fig. 2) l'ensemble des données disponibles [Auffret et Pastouret, 1979; Peypouquet, 1977; Grousset, 1977; Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1978] et des données inédites sur le taux de sédimentation dans la zone Biogas 1. Les teneurs des sédiments en carbonate de calcium fraction terrigène (quartz et argiles), sont portées sur un diagramme rectangulaire, tandis que la teneur en silice d'origine biologique et le taux de sédimentation sont également précisées. Cette figuration permet une comparaison commode des régimes sédimentaires à différentes époques. Les principales caractéristiques du régime sédimentaire sont les suivantes :

- hiatus sédimentaire de deux millions d'années entre Maestrichtien et Paléocène inférieur ;
- dépôt de craie rosâtre au Paléocène inférieur ;
- hiatus au Paléocène moyen (3 Ma) ;
- craies et marnes rosâtres ou brunâtres au Paléocène supérieur et à l'Éocène inférieur ;
- marnes verdâtres (riches en opale) à l'Éocène moyen ;
- hiatus entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur (1,8 Ma) ;
- marnes et craies verdâtres de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène inférieur. Le taux de sédimentation est réduit au cours du Paléocène ($< 0,2$ cm/1 000 ans), il atteint 1,3 cm/1 000 ans au cours de l'Éocène moyen.

Les séries miocène et pliocène n'ont pas été échantillonnées.

En ce qui concerne le Quaternaire, ces dépôts ont été partiellement reconnus par carottage Küllenberg [Grousset, 1977], à l'interstade Würm 2-Würm 3 (32 500 à 28 500 BP), il se dépose des vases sombres à varves noirâtres au taux de 50 cm/1 000 ans. Au Würm 3 (28 500 à 18 000 BP), il se dépose des vases brunes à laminae silteuses au taux de 30 cm/1 000 ans. A l'Holocène inférieur (10 000 à 7 500 BP) il se dépose des vases et/ou des boues marneuses de couleur beige au taux de 32 cm/1 000 ans. L'ensemble des prélèvements Reineck (12) effectués dans la zone Biogas 1 [Auffret et Pastouret, 1977] et les carottages Küllenberg [Grousset, 1977] montrent que les boues marneuses de couleur beige clair de l'Holocène supérieur, se sont déposées au taux de 3 à 9 cm/1 000 ans. D'après Peypouquet [1977], la teneur en O_2 de l'eau de fond serait de 5,5 à 6 ml/l. La médiane des

Echantillon	Unité	Taux de Sédimentation mm/1 000 ans	Age	Nature	Couleur	Code	Structure sédimentaire	CaCO ₃	CaCO ₃			Quartz	Argile et divers	Opale	Totalité Md (µm)	Résiduel Md (µm)
									For.	Nan.	Indet.					
401-1-1 (8-10 cm)	1		Quaternaire	boue marneuse à nan- fossile et foraminifère	gris jaunâtre	5 Y 5/2	laminé	63	49	13		12	25		29	18
401-1-1 (50-52 cm)	1		"	vase sableuse	gris olive	5 Y 5/2		26	19	7		33	41			
1-3 (103-105 cm)	1		"	vase	" "	5 Y 3/2	finement laminé	13		13		25	62		26	21
2-1 (40-42 cm)	2 A	7	Oligocène inf.	boue à nanfossile	gris verdâtre	5 GY 8/1	homogène	76	70		6	5	13	6	28	18
4 (cc)	2 A	7	Eocène sup.	craie à nanfossile	jaune-vert gri- sâtre	5 GY 7/2	"	70	1	35	35	7	14	9	31	19
5-3 (49-52 cm)	2 B	13	Eocène moyen	marne à nanfossile	" "	"	laminé	50	15	15	20	8	22	20	26	19
6-2 (43-45 cm)	"	13	"	craie à nanfossile	gris verdâtre	5 GY 8/1	"	53	1	29	23	8	18	21	23	22
6-3 (15-17 cm)	"	13	"	marne à nanfossile	" "	5 GY 7/1	bioturbé	52		30	22	8	22	16	25	19
7-1 (113-115 cm)	"	13	"	"	olive clair	0 GY 6/2	finement laminé	52		22	30	12	22	12	29	20
7-2 (21-23 cm)	"	13	"	craie à nanfossile	gris verdâtre	0 GY 8/2	homogène	55		30	25	6	16	21	28	21
8-3 (92-94 cm)	"	13	"	"	" "	5 GY 6/1	"	64		30	34	10	16	10	25	19
8-3 (106-109 cm)	"	13	"	"	" "	5 GY 7/1	bioturbé	54	4	15	35	7	18	21	33	22
8-4 (98-100 cm)	"	13	"	marne à nanfossile	gris jaunâtre	5 GY 8/1	laminé et bioturbé	49		30	19	9	26	16	28	19
9-2 (137-140 cm)	"	13	"	"	gris verdâtre	5 GY 8/1	bioturbé ?	49		20	29	8	24	17	29	19
9-2 (140-143 cm)	"	13	"	"	" "	5 GY 8/1	bioturbé	49		26	23	7	25	15	22	19
10-7 (16-18 cm)	"	13	"	"	" "	5 GY 8/1	"	54	5	21	28	7	24	15	26	19
11-3 (69-72 cm)	3 A	5	Eocène inf.	marne à nanfossile et foram.	gris rosâtre	5 YR 8/1	laminé (foramini- fère)	46	10	20	16	7	47		28	23
11-3 (78-79 cm)	"	5	"	marne à nanfossile	gris jaunâtre	5 YR 7/2	"	38	2	20	16	7	50		22	18
11-4 (28-31 cm)	"	5	"	"	gris rosâtre	5 YR 8/1	laminé	51		30	21	7	42		27	23
12-4 (15-17 cm)	"	5	"	marne à nanfossile et foram.	orange clair	10 YR 8/2	laminé (foramini- fère)	50	10	16	24	4	46		28	21
13-1 (82-85 cm)	"	5	"	craie à nanfossile	orange grisâ.	10 YR 7/4	"	73		25	48	5	22		30	15
13-4 (126-128 cm)	"	5	"	marne à nanfossile	orange clair	10 YR 8/2	laminé	55		21	34	9	36		25	20
14-2 (10-12 cm)	3 B	5	Paléocène sup.	"	brun jaunâtre	10 YR 4/2	homogène	32		16	16	14	54		27	19
14-3 (124-127 cm)	3 C	5	"	"	orange grisâtre foncé	10 YR 7/4	laminé (foram.)	31		15	16	5	59		33	21
14-5 (51-53 cm)	"	5	"	craie à nanfossile	brun jau. foncé	10 YR 4/2	granoclassé	65		50	15	3	22		23	18
16-2 (126-129 cm)	"		Paléocène moy.	"	gris jaunâtre	5 Y 5/2	bioturbé	77		52	25	1	15		28	21
17-1 (37-40 cm)	"		Paléocène inf.	"	orange clair	10 YR 8/2	laminé	93		70	23		7		23	18
17-3 (20-22 cm)	"		"	"	orange grisâ.	10 YR 7/4	laminé ?	86		46			14		36	18

Tabl. I. — Données lithologiques sur les échantillons du forage 401.

For : Foraminifère ; Nan : nanfossile ; Indet : carbonate de calcium de nature indéterminé ; Md : médiane.

RÉGIMES SÉDIMENTAIRES SUR LA MARGE NORD DU GOLFE DE GASCOGNE

ECHANTILLONS PARAMETRES	ZONE 1												K R 17			
	KRC 02	11	15	17	17	21	23	40	11	11	14	50	0-2,5	5-5,5	10-10,5	20-20,5
PROFONDEUR	1900	2270	2110	2260	2085	2235	2125	2136	2091	2111	2155					
LATITUDE	47°38,1	47°34	47°31,1	47°34,5	47°31	47°34,8	47°33,8	47°34,4	47°32,1	47°32	47°33	47°32,5				
LONGITUDE	8°29,5	8°41,5	8°36,2	8°41	8°32,8	8°38,3	8°36,4	8°37,6	8°34	8°34	8°44,5	8°36,8				
SABLE	26	34	15	38	17	21	14	18	16	15	21	15	15	10	11	10
MEDIANE	32	22	20	32	16	19	16	32	47	10	29	9	10	12	8	11
So	2,96		2,92		2,91	3,40	3,22	3,13	2,45	3	2,56	2,81	2,67	2,48	2,68	2,65
SK	1,4		0,62		0,99	1,28	1,08	0,31	0,27	1,44	0,59	1,29	1,14	0,81	0,99	0,79
MEDIANE SILT	34	22	23	24	24	25	31	43	59	22	32	20	22	23	19	23
CaCO3	51	59	57	57	58	56	55	53	56	56	58	57	56	55	53	52
QUARTZ	8	8	11	15	9	11	10	9	11	10	10	10				
MICA			tr			1	1		tr	1	1	tr				
MINERAUX LOURDS					tr		tr		1							
VERRE VOLCANIQUE														tr		
PYRITE	1		tr		tr					tr				tr	tr	tr
GLAUCONIE	tr								tr						2	2
FORAMINIFERE pl.	15	10	10	10	10	12	10	11	10	10	30	13	3	3	5	3
FOMAMINIFERE be.	1				tr			tr							tr	
NANNOFOSSILE	32	46	42	45	42	42	43	35	44	44	25	38	52	49	45	46
CARBONATE ind.	3	3	5	2	5	2	2	7	2	2	3	6	tr	tr	tr	tr
DIATOMÉES	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr		tr	tr	
SPICULES	tr		tr	tr	tr			tr	tr	tr	tr					
RADIOLAIRES			tr			tr	tr	tr	tr			tr		tr		1
SILICOFLAGELLES				tr		tr	tr	tr								
CARBONE ORGANIQUE		0,37	0,69	0,50	0,69	0,47	0,52	0,55	1,00	0,54	0,47	0,44				
AZOTE ORGANIQUE		0,038	0,064	0,058	0,028	0,059	0,038	0,065	0,059	0,051	0,055	0,054				
C/N		9,7	10,8	8,6	7,8	8,1	8,8	8,46	13,3	8,85	8,54	8,1				
TOTAL TERRIGENE	48	41	43	43	42	44	45	47	44	44	42	43	44	45	45	45

TABLE II. — Données lithologiques sur les sédiments superficiels.

	Md1	Md2	V1	V2	r	Courant	Dissolution
Éocène moyen	27	20	11	6	0,18	faible	prononcée ?
Éocène inférieur	27	20	11	15	-0,02	faible	modérée
Paléocène et Crétacé supérieur	28	19	19	9	0,26	actif	faible

TABLE III. — Paramètres texturaux moyens des sédiments du forage 401.

Md : moyenne des médianes des silts ; V : coefficient de variation ; r : coefficient de corrélation.

silts (particule de 8 à 63 μ) est égale à 30 μ et suggère un tri hydrodynamique actif, hypothèse confirmée par l'examen des photographies sous-marines [Aufret et Pastouret, 1978 b].

Discussion.

Il apparaît donc que les régimes sédimentaires du Paléogène et du Quaternaire sont extrêmement

différents. L'évolution des conditions paléoocéanographiques à partir du Crétacé supérieur commence à être bien connue. Vail *et al.* [1978] ont proposé une courbe de variations relatives du niveau marin d'après de nombreuses données obtenues à l'échelle mondiale en domaine marin et continental. Bien que discutable dans le détail pour certaines périodes (notamment le Miocène inférieur en Méditerranée, C. Muller communication personnelle), l'évolution proposée apparaît acceptable dans ses grandes lignes. Ainsi le niveau marin aurait décliné (de l'ordre de 200 m ?) depuis le Crétacé supérieur (fig. 3) ; cette décroissance est accidentée de périodes de régression maximale notamment au Paléocène inférieur et moyen, à l'Oligocène supérieur, au Miocène supérieur et au Quaternaire. Les températures des masses d'eau déduites des mesures du rapport O18/O16 ont considérablement décliné au cours de l'Éocène moyen et supérieur (38 Ma) [Shakleton et Kennett, 1974 ; Letolle *et al.*, sous presse ; Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1978]. Le rapport O18/O16 augmente par ailleurs brusquement vers 13 Ma, ceci correspond au développement de la calotte glaciaire antarctique, et marque un changement radical dans le régime climatique et

SITE	Profondeur m	CaCO ₃ %	Quartz %	Argile %	Terrigène %	Silice %	Carbone organique %	Acide %	C/N	Taux SFA. (cm x 10 ³)	Taux CaCO ₃	Taux Terrigène	Taux C surface	T° C fond	T° C	M. silt	M. silt terrigène	CO ₂	DISSOLUTION	REFFRENCES
HOLOCENE SUPERIEUR (7 500 BP à 0)																				
Zone 1 (12)	2000-2200	56	11	32	43		0,6		9,5	3,9	2,5	1,4		3,4						
CH 34-01	2160	50			30					8	4	4			5,5			30	actif	25
CH 34-03	1896	60			40					3	1,5	1,5								
CH 34-14	2340	50			40					4	2	2								
HOLOCENE INFÉRIEUR (10 000 à 7 500 BP)																				
CH 34-01	2160	30			70					32	10	22		4,85	5					id.
WURM III (28 500 à 18 000 BP)																				
CH 34-01	2160	15			85					30	4	26		3,34	> 5				mod.	id.
WURM II - WURM III (32 500 à 28 500 BP)																				
CH 34-01	2500	17			83					>50	>10	>40		3,34	5,5					id.
EOCENE MOYEN (49 - 44 MA)																				
401	2500	55	6	20	26	19				1,5	0,7	0,4	15° 18°	13,7		27	20	fai- ble	fai- ble	Auffret et Pastouret (sous presse) Vergnaud-Grazzini et al. (1978)
PALÉOCÈNE INFÉRIEUR (65-60 MA)																				
401	2500	90			10					0,12	0,2			12	10		29	19	ac- tif	id.

TABLE IV. — Données lithologiques et environnementales sur la marge nord du golfe de Gascogne (zone abyssale supérieure), d'après l'étude du forage 401, des carottages Küllenberg CH 34 - 1,3 et 14 et des carottages Reineck.

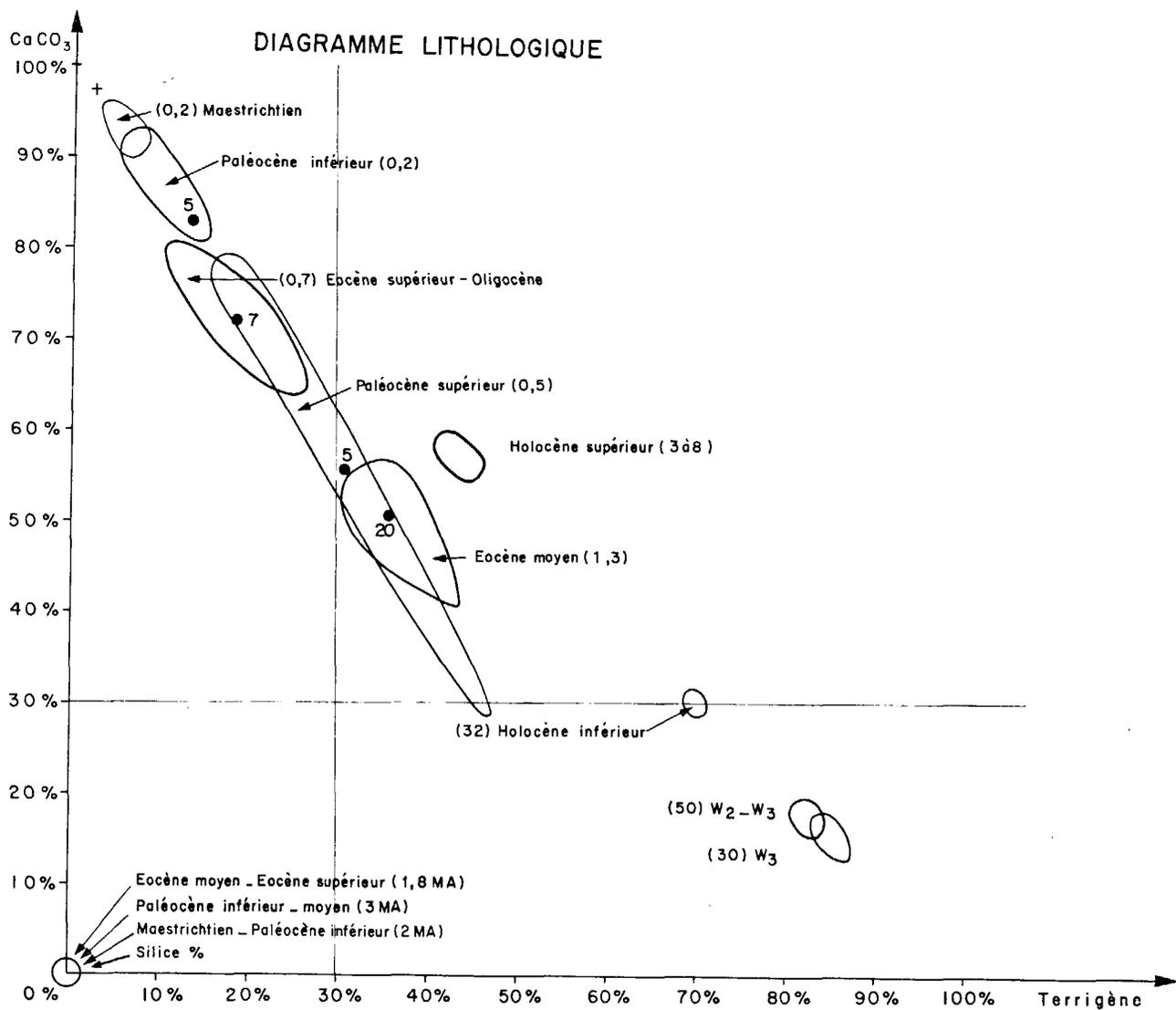


FIG. 2. — Diagramme lithologique : la teneur en silice d'origine biogène est figurée pour chacune des périodes au voisinage du point correspondant à la teneur moyenne en matériaux terrigènes et carbonates de calcium. Le taux de sédimentation est figuré entre parenthèses (cm/1 000 ans). Les périodes de hiatus sont représentées au point d'abscisse et d'ordonnée 0.

RÉGIMES SÉDIMENTAIRES SUR LA MARGE NORD DU GOLFE DE GASCOGNE

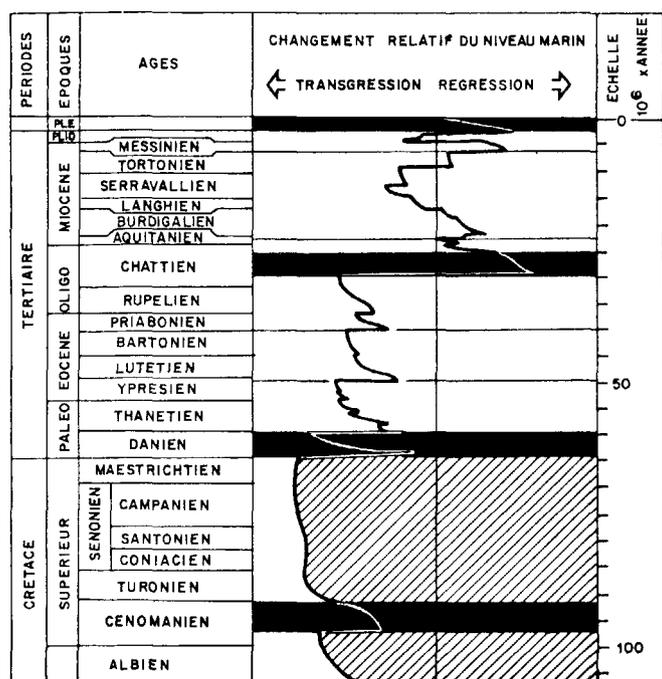


FIG. 3. — Variations relatives du niveau marin [d'après Vail *et al.*, 1978] et cycles oligotaxie-polytaxie de Fischer et Arthur.

sédimentaire à l'échelle globale. On peut donc distinguer deux périodes dans l'histoire sédimentaire cénozoïque des marges continentales et des bassins épicontinentaux. Au cours de la première partie du Paléocène au Miocène moyen, les régimes sédi-

Rona [1973], Sheridan [1976], Auffret et Pastouret [1978 *a*, 1979]; et de certains faciès siliceux de l'Éocène [Ramsay, 1971; Herman, 1972]. Transgressions et régressions marines, facteurs essentiels du contrôle de la sédimentation, paraissent durant cette période résulter du changement du taux d'accrétion au niveau des dorsales [Flemming et Roberts, 1973; Hays et Pitman, 1973; Rona, 1973; Turcotte et Burke, 1978].

D'après Fischer et Arthur [1977] les caractéristiques des dépôts sédimentaires mésozoïque à pléistocène, présentent des fluctuations en réponse à un cycle de l'ordre de 30 Ma. Ce cycle correspondrait à deux modes ou états de l'océan mondial. Le mode oligotaxique (dont le Pléistocène et les mers actuelles seraient un exemple), correspondrait à une diversité spécifique relativement faible, et paraît associé à des régressions majeures. Le mode polytaxique, correspondrait à des océans plus chauds que les océans pléistocènes et actuels, et à des gradients climatiques latitudinaux atténués. Dans ces conditions le taux de renouvellement des océans serait réduit, et la circulation des courants profonds moins active. La zone d'oxygène minimum connaîtrait un maximum d'expansion favorisant le dépôt de sédiment riche en matière organique. Le niveau de compensation des carbonates s'élèverait, et la diversité spécifique augmenterait. Cette situation, en outre, est concomitante de hauts niveaux marins. Les caractéristiques de ces deux régimes sont résumées dans le tableau V.

VARIABLES	PHASE POLYTAXIQUE	PHASE OLIGOTAXIQUE
Activité magmatique océanique.....	importante	faible
Activité volcanique continentale....	faible	importante
Niveau marin.....	haut	bas
Climat continental.....	chaud et homotherme	froid et hétérotherme
Hydrologie marine.....	stagnation	taux de renouvellement rapide
Dépôt sédimentaire.....	tendance à la réduction CCD haute, (opale, zéolithe, phosphorite, hydrocarbure)	tendance à l'oxydation, hiatus, CCD basse
Diversité spécifique.....	grande	faible
Exemple.....	Crétacé supérieur, Éocène, Miocène moyen	Paléocène inférieur Oligocène supérieur

TABL. V. — Caractéristiques environnementales et sédimentaires des cycles polytaxiques et oligotaxiques [d'après Fischer et Arthur, 1977].

mentaires semblent relativement peu différenciés, et évoluer de façon synchrone sur une grande proportion de la surface du globe, ainsi que le montrent la vaste extension et la simultanéité des hiatus :

Berger [1970] a proposé un modèle sédimentaire qui paraît contradictoire avec le précédent en de nombreux points. Il établit une distinction entre des bassins océaniques de type « lagon » et « estuaire »

se traduisant notamment par des fluctuations inverses de la CCD, par opposition aux variations simultanées impliquées par le modèle précédent. En outre, Berger pense qu'une augmentation du taux de renouvellement de l'océan doit entraîner un accroissement de la productivité, et une élévation de la CCD, ce qui est en contradiction avec les caractéristiques des phases oligotaxiques.

Le type de dépôts oligotaxiques est bien représenté sur la marge nord du Golfe de Gascogne par les craies rosâtres du Paléocène inférieur. Elles se sont en effet déposées dans un contexte régressif, en milieu oxydant, dans une période de hiatus fréquent. Les températures des eaux de surface (12°) et de fond (10°) (tabl. IV) sont relativement basses et peu différenciées [Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1978]. La circulation au niveau du fond semble active et la dissolution faible.

Le type de dépôt polytaxique, correspondant au haut niveau marin est bien représenté par les marnes de l'Éocène moyen riche en silice. Elles montrent une légère tendance à la réduction, la température des eaux de surface est comprise entre 15 et 18°. Le rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ [Vergnaud-Grazzini

tendance oligotaxique. Il en est résulté des régimes sédimentaires exceptionnels, caractérisés localement par des taux de sédimentation très élevés. La dégradation du couvert végétal, et l'érosion glaciaire et périglaciaire des sols ont pu fournir des masses considérables de matériaux terrigènes fins (silts, argiles, matières organiques), qui, prises en charge par les fleuves au cours des phases de réchauffement, ont été déposées sur la pente continentale et au-delà, et ceci plus particulièrement aux époques où le niveau marin était inférieur au niveau actuel. Les périodes interglaciaires, telles l'époque actuelle, ont un niveau marin transgressif par rapport aux phases glaciaires, mais ce niveau est probablement proche du niveau des phases oligotaxiques (régressives par rapport aux phases polytaxiques). Les caractéristiques des régimes glaciaires et interglaciaires sur la marge nord du golfe de Gascogne sont résumées dans le tableau VI. Volat *et al.* (sous presse) ont comparé les modalités de la dissolution des carbonates au cours du Quaternaire dans les océans Atlantique, Pacifique et Indien, ils ont pu mettre en évidence des fluctuations inverses, qui s'accordent avec le modèle de Berger.

VARIABLES	PHASE INTERGLACIAIRE	PHASE GLACIAIRE
Activité magmatique océanique	Faible	Faible
Activité volcanique continentale ..	Importante	Importante
Niveau marin	Relativement haut	Très bas
Climat continental	Relativement chaud et hémithermique	Très froid et hétérotherme
Hydrologie marine	Découplage des océans	Découplage des océans
Dépôt sédimentaire	Marge nord du golfe de Gascogne : taux de sédimentation relativement faible, tendance oxydante.	Marge nord du golfe de Gascogne : taux de sédimentation élevé, tendance oxydante (réductrice à l'interstade W_2 W_3)
Diversité spécifique	?	Faible (relativement forte à l'interstade W_2 W_3)

TABL. VI. — Caractéristiques environnementales et sédimentaires des phases glaciaires et interglaciaires.

et al., *op. cit.*] passe par un minimum vraisemblablement en relation avec une augmentation de la productivité, également suggérée par les assemblages d'Ostracodes [Ducasse et Peypouquet, sous presse]. Les propriétés texturales des silts suggèrent une activité courantologique faible. La dissolution paraît avoir été beaucoup plus élevée que durant le Paléocène, la diversité des associations est importante [C. Müller, communication personnelle].

A partir du Miocène moyen, l'accumulation des glaces sur le continent antarctique [Kennett, 1977] a eu pour conséquence une accentuation des tendances régressives du niveau marin et de la différenciation climatique latitudinale. Les variations climatiques brutales qui se sont succédé au cours du Quaternaire récent et les variations concomitantes du niveau marin se sont surimposées à la

A l'échelle globale, pour une profondeur donnée (telle la zone abyssale supérieure) les environnements sédimentaires actuels constituent une mosaïque de parcelles très différenciées, qui contraste avec la relative monotonie des faciès au début du Cénozoïque.

IV. — CONCLUSION.

Il existe donc une profonde différence entre les régimes sédimentaires Paléogène et Quaternaire de la marge nord du golfe de Gascogne, ceci en l'absence de changement important de la situation bathymétrique. Le régime sédimentaire du Paléogène paraît pouvoir s'interpréter dans le cadre du modèle proposé par Arthur et Fischer, bien que certaines modalités de ce modèle, concernant notamment la

relation entre taux de renouvellement et dissolution des carbonates, paraissent devoir être encore discutées. Le régime sédimentaire quaternaire doit être interprété dans le contexte d'une période glaciaire et à cet égard, le modèle de Berger, apparaît plus approprié. En définitive, il paraît évident que le géologue ne peut se passer de la considération de l'océan actuel, mais il paraît important de souligner la singularité de l'époque moderne, de par son appartenance à un régime glaciaire et le caractère anormalement élevé du présent niveau marin pour un tel régime.

Cette constatation incite à une grande prudence

quant à l'utilisation du modèle actuel pour l'interprétation des environnements anciens.

Remerciements. — Cette étude est essentiellement fondée sur les résultats du forage 401, effectué lors du Leg 48 du programme I.P.O.D. de la National Science Foundation, les prélèvements de l'interface ont été effectués à l'occasion du programme BIOGAS, du Centre océanologique de Bretagne (C.N.E.X.O.). L'auteur remercie également pour leurs critiques et suggestions : X. Le Pichon, C. Muller et C. Vergnaud Grazzini, ainsi que R. Kerbrat et S. Marques pour leur assistance technique.

Références

- ARRHENIUS G. (1961). — Geological record on the ocean floor. *In* : Oceanography, Ed. M. SEARS. *Amer. Assoc. Adv. Sci.*, Washington, D.C., 129-148.
- AUFFRET G. A. et PASTOURET L. (1977). — Sur les modalités de la sédimentation profonde actuelle dans le golfe de Gascogne. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, n° 2, p. 243-248.
- AUFFRET G. A. et PASTOURET L. (1978). — Évolution sédimentaire comparée des marges armoricaines et de Blake-Bahama depuis le Crétacé supérieur, d'après les résultats des Legs 48 et 44 du « *Glomar Challenger* ». *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, n° 4.
- AUFFRET G. A. et PASTOURET L. (1978). — La fraction silteuse des sédiments, traceur de l'intensité des courants profonds ; application à la sédimentation tertiaire dans le golfe de Gascogne. *Réun. Ann. Sc. Terre (Orsay)*.
- AUFFRET G. A. et PASTOURET L. (1979). — Upper Cretaceous to Quaternary sedimentary processes in the Bay of Biscay from textural, mineralogical and coarse fraction studies. *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, vol. 48.
- BERGER W. H. (1970). — Biogenous deep-sea sediments fractionation by deep-sea circulation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 81, p. 1385-1402.
- BERGER W. H. (1974). — Deep-sea sedimentation. *In* : The geology of the continental margin. BURK C. A. et DRAKE C. L., edit. Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, p. 213-241.
- CALVERT S. E. (1974). — Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. *Sp. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 1, p. 273-299.
- DUCASSE O. et PEYPOUQUET J. P. (1979). — Cenozoic Ostracoda. Their importance for bathymetry, hydrology and biogeography. IPOD Leg 48. *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, vol. 48, p. 343-352.
- ELLWOOD B. B. et LEDBETTER M. T. (1977). — Antarctic bottom water fluctuations in the Vema channel : effects of velocity changes on particle alignment and size. *Earth Plan. Sc. Lett.*, vol. 35, n° 2, p. 189.
- EWING M. *et al.* (1969). — Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 1. Washington, U.S. Government Printing Office, 672 p.
- FLEMMING N. C. et ROBERTS D. G. (1973). — Tectono-eustatic changes in sea-level and sea-floor spreading. *Nature*, vol. 243, May.
- FISCHER A. G. et ARTHUR M. A. (1977). — Secular variations in the pelagic realm. *SEPM Sp. Publ.*, n° 25, p. 19-50.
- GROUSSET F. (1977). — Étude géologique du Quaternaire terminal de la zone Meriadzek-Trevelyan (golfe de Gascogne). *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, Bordeaux, n° 22, p. 75-122.
- HAYS J. D. et PITMAN W. C. III (1973). — Lithospheric plate motion, sea-level changes and climatic and ecological consequences. *Nature*, vol. 246, p. 18-22.
- HERMAN Y. (1972). — Origin of deep-sea cherts in the North Atlantic. *Nature*, vol. 238, n° 5364, p. 392-393.
- HOLLISTER C. D. et HEEZEN B. C. (1972). — Geologic effects of ocean bottom currents. *In* : A. L. GORDON (Edit.). *Studies in Physical Oceanography. A tribute to G. Wüst, Gordon and Breach*, p. 37-66.
- KENNETT J. P. (1977). — Cenozoic evolution of antarctic glaciation, the circum-antarctic ocean, and their impact on global oceanography. *J. Geophys. Res. Oc. Atm.*, vol. 82, p. 3825.
- LETOLLE R., VERGNAUD-GRAZZINI C. et PIERRE C. (1979). — Oxygen and carbon isotopes from bulk carbonates and foraminiferal shells at D.S.D.P. Sites 400, 401, 402, 403 and 406. *Initial Reports of the D.S.D.P.*, vol. 48, p. 741-755.
- LISITZIN A. P. (1972). — Sedimentation in the world ocean. *Soc. Ec. Pol. Min.*, sp. publ. n° 77, 218 p.
- MONTADERT L. *et al.* (1979). — Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, vol. 48.
- PEYPOUQUET J. P. (1977). — Les Ostracodes et la connaissance des paléomilieux profonds. Application au Cénozoïque de l'Atlantique nord-oriental. Thèse Doct. État, Bordeaux, 443 p.

- RAMSAY A. T. S. (1971). — Occurrence of biogenic siliceous sediments in the Atlantic ocean. *Nature*, vol. 233, p. 115 à 117.
- RONA P. A. (1973). — Worldwide unconformities in marine sediments related to eustatic changes of sea-level. *Nature*, vol. 244, p. 25-26.
- SHACKLETON N. J. et KENNETT J. P. (1974). — Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation : oxygen and carbon isotope analyses in D.S.D.P. Sites 277, 279 and 281. *In* : J. P. KENNETT *et al.*, Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, vol. 29, Washington, U.S. Government Printing Office, p. 743-755.
- SHERIDAN R. E. (1976). — Sedimentary basins of the Atlantic margin of North America. *Tectonophysics*, 36, p. 113-132.
- TURCOTTE D. C. et BURKE K. (1978). — Global sea-level changes and the thermal structure of the earth. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 41, p. 341-346.
- VAIL P. R., MITCHUM R. M. et THOMPSON S. (1978). — Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. 4. Global cycles of relative changes of sea level. *In* : Seismic stratigraphy. Applications to Hydrocarbon Exploration, C. E. PAYTON ed. *Amer. Assoc. Pet. Geol., Mem.*, 26, p. 83-97.
- VERGNAUD-GRAZZINI C., PIERRE C., LETOLLE R. (1978). — Paleoenvironment of the North-East Atlantic during the Cenozoic : oxygen and carbon isotope analyses at D.S.D.P. Sites 398, 400 A and 401. *Oceanologica Acta*, vol. 1, n° 3.
- VOLAT J. L., PASTOURET L., VERGNAUD-GRAZZINI C. (sous presse). — Carbonate fluctuation in Pleistocene deep-sea cores : a discussion. *Marine Geol.*