

Sédimentation argileuse au Cénozoïque supérieur dans l'Océan Indien nord-oriental

Minéraux argileux
Océan Indien
Cénozoïque supérieur
Héritage
Diagenèse précoce
Clay minerals
Indian Ocean
Late Cenozoic
Detrital supply
Early diagenesis

Anne BOUQUILLON ^a, Hervé CHAMLEY ^a, François FRÖHLICH ^b

^a Laboratoire de dynamique sédimentaire et structurale, Unité associée au CNRS n° 719, Université de Lille-I, 59655 Villeneuve-d'Ascq, France.

^b Laboratoire de Géologie, Muséum National d'Histoire Naturelle, 43, rue de Buffon, 75005 Paris, France.

Reçu le 7/7/88, révisé le 16/12/88, accepté le 23/12/88.

RÉSUMÉ

La sédimentation argileuse au Cénozoïque supérieur dans le nord-est de l'Océan Indien est abordée par l'analyse de 400 échantillons répartis dans 16 carottes et un forage DSDP (site 218, leg 22). Les méthodes d'étude, plus particulièrement appliquées aux minéraux argileux, comprennent la diffractométrie des rayons X, la spectrométrie infrarouge, l'analyse chimique par microsonde électronique et la microscopie électronique à transmission.

Les données lithologiques et minéralogiques permettent de différencier cinq provinces sédimentaires : 1) la province du delta profond du Gange, très développée, au sein de laquelle les silts himalayens à illite et chlorite alternent avec des boues biogènes calcaires ou siliceuses enrichies en smectites alumino-ferrifères au Nord et alumineuses au Sud; 2) le bassin de Ceylan, marqué par des boues carbonatées riches en carbone organique, en smectites alumino-ferrifères ou ferrifères, et en kaolinite; 3) la côte Est de l'Inde, aux sédiments diversifiés; 4) la ride du 90° Est, où les sables à foraminifères contiennent des smectites alumino-ferrifères et silico-ferrifères; 5) la Mer Andaman, où se distinguent une zone orientale à illite et kaolinite, et une zone occidentale à smectites sodiques.

Les données minéralogiques existant à terre et les répartitions des courants marins et éoliens conduisent à proposer plusieurs origines pour les principales familles argileuses : plaine indo-gangétique, péninsule indienne, Birmanie, Sumatra, Arabie et Australie. Les apports se font principalement par l'intermédiaire des courants de surface, des courants de turbidité et/ou par les vents.

Les résultats montrent que la sédimentation récente est essentiellement contrôlée par les phénomènes d'héritage. Des complexes silico-ferrifères amorphes et des smectites silico-ferrifères, observés dans la zone distale du Gange ou sur le sommet de la ride du 90° Est, sont les seuls témoins indiscutables de néoformation minérale silicatée. La diagenèse précoce est illustrée par la présence d'argiles lattées, largement répandues, qui paraissent correspondre à des réorganisations minérales à bilan constant et sous contrôle organique partiel.

Les cortèges argileux ont enregistré les grandes phases tectoniques de l'Himalaya depuis le Miocène moyen et, de façon plus atténuée, les alternances climatiques d'âge glaciaire à interglaciaire du Pléistocène moyen à supérieur.

Oceanologica Acta, 1989. 12, 3, 133-147.

ABSTRACT

Late Cenozoic clay sedimentation in the Northeastern Indian Ocean

Clay sedimentation during late Cenozoic time in the Northeastern Indian Ocean is investigated through the analysis of some 400 samples from 16 piston cores and one DSDP hole (site 218, leg 22). The main techniques employed comprise X-Ray diffraction on the less than 2 μm fraction, infrared spectroscopy, microprobe analysis, and transmission electron microscopy.

Lithological and mineralogical data permit the identification of five sedimentary provinces: 1) the Ganges deep-sea fan, where Himalayan chlorite- and illite-rich silts alternate with Al-Fe smectite-rich or Al-smectite-rich biogenic oozes; 2) the Eastern coast of India with diversified sediments; 3) the Ceylon basin in which biocalcareous oozes contain abundant Al-Fe or Fe-smectites and kaolinite; 4) the Ninetyeast Ridge where foraminiferal sands include a clay fraction with dominant Si-Fe-smectites; and 5) the Andaman Sea whose eastern part is marked by illite and kaolinite and western part by alkaline smectites.

Mineralogical data from terrestrial rocks and soils as well as the distribution of aeolian and marine currents show that six areas are mainly responsible for the clay mineral input: the Indo-Gangetic plain, India, Burma, Sumatra, Arabia and Australia. The terrigenous minerals are carried by surface currents, turbidity currents and winds.

In contrast with some previous observations, late Cenozoic clay sedimentation seems mainly to depend on detrital supply in the Northeastern Indian Ocean. The only significant *in situ* formation of marine silicates concerns amorphous Si-Fe complexes and Si-Fe smectites, identified in the southernmost part of the Ganges deep-sea fan and on the Ninetyeast Ridge. Autochthonous processes correlate to pelagic environments marked by fairly low sedimentation rates and minimal detrital inputs. Early diagenetic processes are especially characterized by the formation of lathed clays, preferentially developing at the periphery of small fleecy particles of smectites. Lathed clay particles appear to be partly controlled by organic activity and not to be associated with appreciable mineralogical changes.

Climatic variations contemporary with glacial/interglacial alternations are recorded in the clay successions during Quaternary times. The late Cenozoic structuration phases of the Himalayan mountain belts are also reflected in the marine sedimentation by turbidite- and illite-rich sequences.

Oceanologica Acta, 1989. 12, 3, 133-147.

INTRODUCTION

L'Océan Indien nord-oriental présente des domaines sédimentaires diversifiés (fig. 1): le delta profond du Gange au Nord, le bassin de Ceylan au Sud-Ouest, la mer Andaman à l'Est avec la ride du 90° Est. Le delta sous-marin du Gange occupe la plus grande partie de cette région, et s'étend sur 3 000 km de longueur (20°N-10°S), pour une largeur maximale de 1 000 km (Emmel et Curray, 1985).

Les sédiments récents de cette partie de l'Océan Indien comprennent des sables et des silts essentiellement dans l'appareil deltaïque, des boues biogéniques carbonatées et des boues biogéniques siliceuses (Kidd et Davies, 1978; Bouquillon, 1987). Les cendres volcaniques ne sont concentrées que dans un seul niveau sédimentaire. La distribution de ces sédiments renseigne sur la part respective des apports détritiques et pélagiques. Nous avons plus particulièrement étudié la fraction argileuse < 2 µm des sédiments; en effet, les argiles, par leur taille et leurs propriétés hydrodynamiques ainsi que leurs conditions de genèse, fournissent des indications sur les régions-sources, les modes de transport (vents, courants...), ainsi que sur la transition des apports continentaux aux authigenèses océaniques. Parmi les premiers travaux sur les argiles récentes de l'Océan Indien Nord figurent ceux de Goldberg et Griffin (1970), Kolla et Biscaye (1973), et Kolla et Kidd (1982).

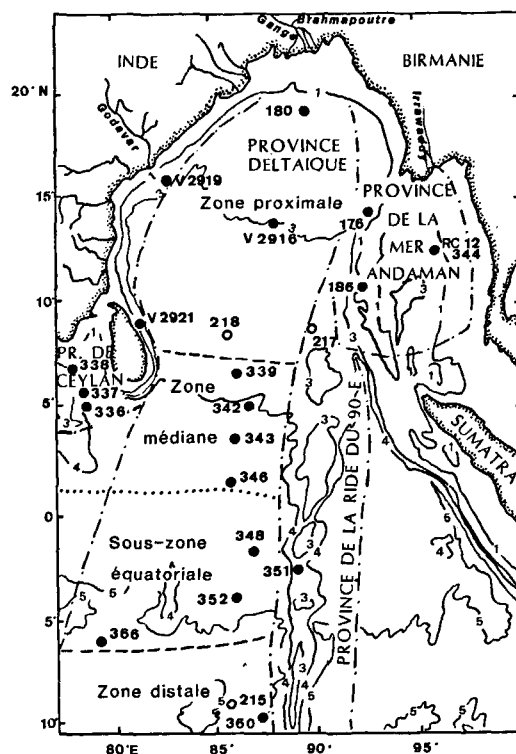


Figure 1
Domaine d'étude et localisation des carottes: ● carottes à piston; ○ sites DSDP.
Studied area and core location: ● piston cores; ○ DSDP sites.

Tableau 1
Localisation des carottes ou sites étudiés.
Core and site locations.

	Mission	Site	Position	Profondeur (m)	Longueur (m)
	1977	176	14°30'5 N-93°07,6 E	1 375	9,9
	Osiris III	180	18°28'3 N-89°51,4 E	1 986	13,7
	MD 13	186	11°27'5 N-92°00 E	890	6,2
		336	05°00 N-78°58 E	4 215	6,4
Marion		337	05°39 N-79°08 E	3 405	13,1
		338	06°55 N-78°45 E	2 595	13
		339			
Dufresne		342	05°17 N-87°00 E	3 998	2,12
	1981	343	03°44 N-86°58 E	4 110	3,4
		346	01°36 N-87°09 E	4 375	3,56
		348	02°05 S-87°01 E	4 710	1,95
		351	02°58 S-89°48 E	3 325	1,97
		352	04°32 S-86°55 E	4 970	1,66
		360	09°59,7 S-86°53,6 E	4 959	6,41
		366	06°10,1 S-79°39 E	5 175	3,64
		218	08°00,42 N-86°16,97 E	3 737	251
Glomar	Leg XXII	217	08°55,57 N-90°32,33 E	3 020	345,5
Challenger	(1972)	215	08°07,30 S-86°47,5 E	5 319	175
		2916	14°09 N-88°05 E	2 950	4,05
Vema		2919	14°41 N-83°35 E	3 182	7,09
V 29		2921	09°39 N-81°45 E	3 724	11,60
R. Conrad		12 344	12°46 N-96°04 E	2 140	
RC 12					

Nous nous sommes intéressés à la fois aux sédiments de surface et à ceux accumulés sur quelques mètres depuis environ 450 000 ans. Les caractéristiques de chacune des zones identifiées sont établies par l'étude des cortèges minéralogiques replacés dans un cadre lithologique. Nous avons cherché à différencier les influences continentales des influences strictement marines sur les dépôts silicatés, puis tenté de trouver les principales directions d'apport et le mode de transport des diverses espèces argileuses.

A cet effet, près de 400 échantillons ont été analysés. Ils proviennent essentiellement de 16 carottages à piston de grande section effectués lors de deux missions françaises du *N/O Marion-Dufresne*, MD 13 en 1977 et MD 28 en 1981 (collections stockées au froid, au Centre des Faibles Radioactivités de Gif-sur-Yvette et au Laboratoire de géologie du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris); accessoirement, des carottes à piston forées lors de campagnes américaines des *N/O Vema* et *R. Conrad* (1969, 1971, 1973) sont examinées à titre de comparaison (échantillonnage A. Desprairies; fig. 1, tab. 1).

Enfin, deux sondages permettent d'aborder les questions des climats quaternaires (carotte MD 77-180) et de l'activité tectonique au Cénozoïque supérieur (site DSDP 218). Le site DSDP 218 (leg 22, 1974) est implanté à la limite entre zone médiane et proximale du delta profond du Gange (fig. 1); il a traversé 773 m de sédiments du Miocène moyen au Pléistocène (Von der Borch *et al.*, 1974), et a donné lieu à l'examen de 72 échantillons.

MÉTHODES

Description lithologique

Préalablement aux analyses physico-chimiques, le faciès des sédiments a été déterminé par l'examen de frottis

au microscope. Ces observations, où les constituants principaux sont estimés visuellement en pourcentages, ont permis de dresser les logs lithologiques des carottes (Bouquillon, 1987; fig. 2 et 6).

Datations - Stratigraphie

L'âge biostratigraphique des sédiments a été établi à l'aide des nannofossiles calcaires (M. Clocchiatti et C. Müller) et des radiolaires (J.-P. Caulet). Des mesures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) ont également été faites sur des échantillons de deux carottes (MD 77-180 et MD 77-186), avec une maille de 10 cm (L. Labeyrie).

Diffraction des rayons X

La fraction argileuse du sédiment, isolée après décarbonation et décantation, a été analysée en routine suivant la procédure décrite par Holtzapffel (1985). Une évaluation semi-quantitative des proportions des minéraux argileux est basée sur la mesure de la hauteur des pics de diffraction, et l'utilisation de coefficients de correction (*cf.* Holtzapffel, 1985). La diffraction des rayons X a également été pratiquée sur le sédiment total pour la reconnaissance des principaux constituants (Bouquillon, 1987).

Spectroscopie d'absorption infrarouge

Elle a été utilisée en complément des analyses en diffraction X. Cette méthode permet d'obtenir une indication sur la minéralogie globale du sédiment, comprenant les principaux constituants cristallisés ou non. Des mesures quantitatives sont également possibles par cette méthode (Fröhlich, 1981; Pichard et Fröhlich, 1986). Les données infrarouges concernent ici surtout la fraction non cristallisée du sédiment, la cristallographie des minéraux argileux et l'estimation quantitative de certai-

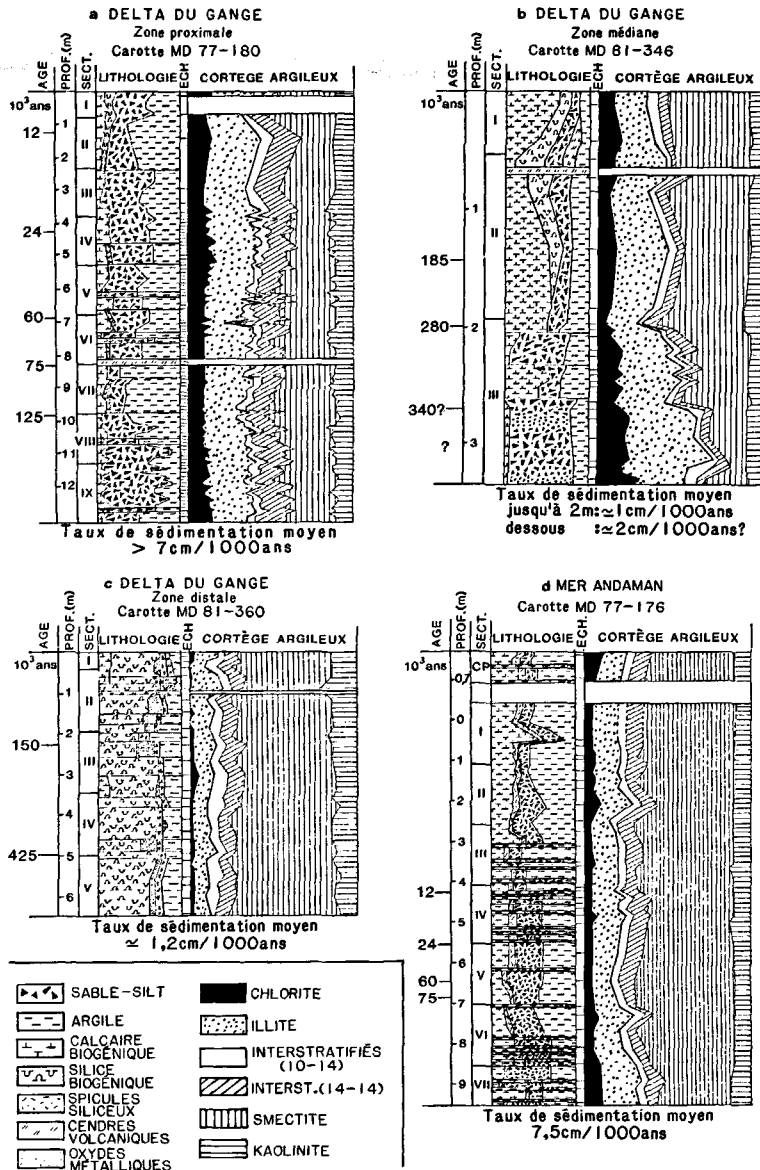


Figure 2
Exemples de successions lithologiques et minéralogiques dans le Quaternaire du delta du Gange (a, b, c) et de la Mer Andaman (d).
Examples of lithological and mineralogical variations in Quaternary sediments of the Ganges deep-sea fan (a, b, c) and of the Andaman Sea (d). See Figure 2 caption.

nes espèces en contrôle des données de la diffraction X (kaolinite en particulier).

Analyses chimiques

La teneur en CaCO₃ du sédiment total a été mesurée par calcimétrie. L'abondance du carbone organique et du soufre a également été dosée (analyseur Leco CS 125; pyrolyse Rock-Eval). La composition cristallographique des particules argileuses a été mesurée par microanalyse (microsonde Camebax, Debrabant *et al.*, 1985). Les résultats sont exprimés sous forme de formules structurales (cf. tab. 3).

PROVINCES SÉDIMENTAIRES (fig. 2 et 3)

Delta sous-marin du Gange

Cet appareil sédimentaire est le plus vaste du monde. Il a commencé à se former à l'Éocène, après l'édification des premiers reliefs himalayens (Kidd et Davies, 1978). Des études sismiques montrent que l'épaisseur

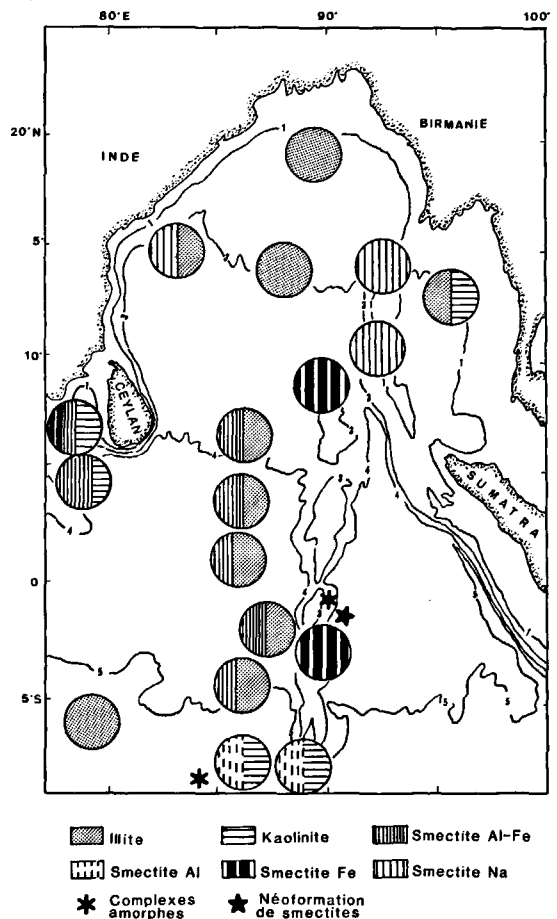


Figure 3
Caractéristiques majeures des différents cortèges argileux rencontrés. Chaque rond illustre les espèces argileuses caractéristiques de chaque province sédimentaire, mais ne donne pas d'information quantitative sur la composition de l'assemblage argileux (cf. tab. 2).
Main characteristics of the clay assemblages. Each circle expresses the determinant clay composition for each sedimentary province, but does not offer any quantitative estimation (cf. Tab. 2).

Tableau 2

Composition moyenne (en pourcentages) du cortège argileux de chaque zone géographique.

Average composition of the different clay assemblages (%).

Zones	Type de							
	Illite	Chlorite	Interstr.	Smectite	Smectites	Kaolinite	Palyg.	Amorphes
Delta du Gange								
Zone proximale	30	20	20	20	Al-Fe	10		
Zone médiane								
• Biogène	20	10	10	50	Al-Fe	10	+	
• Clastique	40	15	10	25	Al-Fe	10		
Zone distale	15	Tr	15	55	Al	15	+	+
Bassin de Ceylan	10	5	10	60	Al-Fe Fe	15	+	
Ride du 90° Est	25	5	5	55	Al-Fe Si-Fe	10		+
Mer Andaman								
Zone occidentale	20	10	15	50	Na	5		
Zone orientale	35	5	15	25		20		

Ces moyennes correspondent à des sédiments pléistocènes.

de la couverture sédimentaire décroît du Nord vers le Sud (Curry *et al.*, 1982). Elle est maximale (plus de 16 km) à l'embouchure du Gange où trois séquences sédimentaires se succèdent depuis le Miocène moyen : une séquence inférieure probablement pélagique, une séquence moyenne silto-sableuse plissée et faillée du Miocène supérieur au Pliocène, et une séquence supérieure silto-sableuse post-pliocène non déformée (Curry et Moore, 1971).

Sur la base d'arguments lithologiques et minéralogiques, nous avons déterminé trois zones principales du Nord vers le Sud.

Zone proximale (20° N-10° N environ)

Les sédiments de la zone amont de l'éventail détritique sont principalement des sables silto-argileux et des argiles silto-sableuses (fig. 2a). La fraction grossière est dominée par le quartz, les feldspaths et les micas, ainsi que par les foraminifères en moindre proportion. La fraction biogénique, toujours inférieure à 30% du sédiment total, renferme des nannofossiles, des foraminifères souvent peu diversifiés et quelques fragments de radiolaires et de spicules siliceux. On note la présence d'un fin niveau de cendres rhyolitiques daté de 75 000 ans BP et connu dans la quasi-totalité des carottes de l'Océan Indien Nord. La profondeur de ce lit varie d'une carotte à l'autre entre quelques centimètres et 8 m (Imbert, 1988). Le cortège argileux, relativement homogène, est marqué par l'association dominante illite, chlorite, interstratifiés irréguliers (60%). Les smectites représentent moins de 40% et la kaolinite environ 10% (tab. 2). Les interstratifiés comprennent principalement les types illite-smectite, vermiculite-illite, smectite-chlorite.

Zone médiane (10° N-5° S)

La partie occidentale, occupée par la vallée actuellement active du delta sous-marin du Gange, présente des caractéristiques lithologiques et minéralogiques très proches de celles de la zone précédente. A l'Est, en revanche, des passées turbiditiques silteuses, plus rarement sableuses, d'épaisseur variable (de 20 cm à plus

de 1 m) et de minéralogie similaire à celle de la zone proximale, alternent avec des boues biogéniques calcaires ou siliceuses dont la fraction argileuse est enrichie en smectites alumino-ferrifères (environ 50%; tab. 2, fig. 2b). La composition chimique des smectites est constante, quelles que soient la nature des sédiments et la morphologie des minéraux (flocons, lattes ou formes mixtes). Ces caractères d'ensemble persistent depuis le Miocène, comme le montre l'étude du site DSDP 218 où alternent les turbidites silto-sableuses à illites et chlorites et de boues biogéniques carbonatées à smectites dominantes.

Au niveau de la divergence équatoriale, les sédiments, notamment les boues biogènes, montrent une augmentation relative des illites et des chlorites par rapport aux smectites et aux kaolinites. Par ailleurs, les smectites sont mieux cristallisées, bien que leur composition chimique demeure de type alumino-ferrifère (tab. 3). Ce secteur constitue donc une sous-zone du domaine médian.

Zone distale (5° S-10° S)

Les faciès sont très différents de ceux rencontrés plus au Nord. Il s'agit de boues brunes biosiliceuses, à diatomées et radiolaires. Ce sont des dépôts profonds (plus de 5 000 m de fond en général), formés en dessous de la CCD, essentiellement par l'accumulation de particules silicatées et de squelettes siliceux provenant de la ceinture équatoriale de haute productivité planctonique. Ces sédiments à caractère nettement pélagique sont dépourvus de passées turbiditiques. L'observation de frottis au microscope optique montre l'abondance des oxy-hydroxydes métalliques et surtout des matériaux amorphes, silice biogénique et silicates amorphes. Ces derniers apparaissent en particules isotropes de quelques μm au plus, de couleur ocre et à indice de réfraction proche de celui du baume du Canada. Ces silicates amorphes sont bien caractérisés par l'analyse infrarouge, et ce malgré la présence d'une forte proportion de minéraux argileux : aux fines absorptions dues aux hydroxydes structuraux des smectites et de la kaolinite, se superpose une large et profonde bande d'absorption centrée vers $3\,440\text{ cm}^{-1}$, et présentant un

Tableau 3

Composition chimique des diverses espèces de smectites. Les valeurs sont données en nombre d'atomes par demi-maille.
Chemical composition of the different smectite species. Values are given in atomic numbers per 1/2 mesh.

Zones	Type	Tétraèdre			Octaèdre			Interfoliaire			
		Si IV	Al IV	Al VI	Fe ³⁺	Mg	Ti	Mg	K	Na	Ca
Delta du Gange											
Zone médiane											
• Biogène	1-Al-Fe	3,51	0,49	1,06	0,58	0,49	0,02	-	0,26	0,19	0,03
• Clastique	2-Al-Fe	3,46	0,54	0,94	0,71	0,33	0,02	-	0,30	0,54	0,02
Zone distale	3-Al	3,39	0,61	1,34	0,59	0,06	0,02	0,21	0,03	0,15	0,01
Pléistocène											
Bassin de Ceylan	4-Al-Fe	3,50	0,50	1,14	0,63	0,26	0,04	0,03	0,15	0,14	0,08
Pléistocène	5-Fe	3,54	0,46	0,77	1,03	0,26	0,02	0,04	0,06	0,16	0,08
Côte Est	6-Na	3,26	0,74	0,91	0,69	0,27	0,03	-	0,22	0,88	0,09
Ride du 90° Est	7-Al-Fe	3,55	0,45	1,05	0,63	0,41	0,02	-	0,28	0,11	0,06
Pléistocène	8-Fe	3,41	0,59	0,65	0,99	0,46	0,04	0,07	0,14	0,15	0,08
Mer Andaman											
Pléistocène	9-Na	3,42	0,58	0,89	0,60	0,41	0,05	-	0,28	0,67	0,07

maximum très largement étalé vers les fréquences élevées (Bouquillon, 1987). Cette très large bande, qui subsiste après étuvage prolongé à 110°C, est attribuée à des groupements OH coordonnés par des cations métalliques, principalement Fe³⁺ (Fröhlich, 1980). Diverses observations optiques ont permis de caractériser les complexes silico-ferriques amorphes des dépôts pélagiques quaternaires de l'Océan Indien austral (Fröhlich, 1981). Ces silicates amorphes, très proches de l'hisingsérite par leur constitution et leur spectre IR, paraissent semblables à ceux des dépôts de la zone distale de l'éventail profond du Gange, alors qu'ils paraissent absents dans les zones médiane et proximale. La fraction argileuse comprend, en plus des complexes Si-Fe amorphes, des smectites de petite taille, mal cristallisées, de type alumineux ou alumino-ferrifère (tab. 2 et 3). La kaolinite est un peu plus abondante que dans les zones plus septentrionales. Ces minéraux sont associés à de l'illite, des interstratifiés irréguliers et des traces de chlorite. On observe en microscopie électronique à balayage de petits grains sableux (> 40 µm), sub-rectangulaires et de couleur blanc-rosé, constitués par de longues fibres flexueuses agglomérées. Leur morphologie, comparable à celle décrite par Coudé-Gaussen et Blanc (1985) dans certaines poussières sahariennes, suggère la présence de grains de palygorskite ou de silice en fibres.

Bassin de Ceylan

Des boues riches en foraminifères et nannofossiles (30 à 40% CaCO₃) ont été carottées dans le bassin de Ceylan, à l'ouest de l'éventail profond du Gange, entre la côte sud de l'Inde et la côte ouest de Ceylan. Un degré élevé de confinement organique se traduit par de fortes teneurs en carbone organique (> 3%) et en soufre (1,5% environ). Le soufre se trouve soit dans la pyrite, soit sous forme libre. Le cortège argileux est dominé par des smectites alumino-ferrifères ou plus ferrifères (≈ 50%), associées à de la kaolinite (15 à 20%), de la gibbsite, des minéraux primaires (illites et chlorites), des interstratifiés irréguliers et des traces de palygorskite sous forme d'agrégats (tab. 2 et 3).

Au pied du talus de Ceylan, la sédimentation est

différente : il s'agit de turbidites calcaires, en séquences répétées de quelques dizaines de centimètres, qui débentent par un sable à foraminifères et se terminent par une boue argilo-silteuse peu carbonatée. La complexité de la lithologie ne se retrouve pas dans la minéralogie des argiles, qui est homogène et comparable à celle mise en évidence à l'intérieur du bassin.

Mer Andaman

Les carottes étudiées ont été prélevées soit le long de la côte malaise, soit à la limite entre les apports du Gange et de l'Irrawaddy (fig. 1). Le delta de l'Irrawaddy occupe l'essentiel de la partie nord de la Mer Andaman. La minéralogie de la fraction sédimentaire < 2 µm conduit à différencier deux zones (tab. 2).

A l'Ouest, les dépôts consistent en boues calcaires ou sables à foraminifères au large des îles Andaman, et en silts calcaires dans le delta sous-marin de l'Irrawaddy (fig. 2d). Les smectites, très bien cristallisées, représentent plus de 60% des minéraux argileux. Elles sont enrichies en éléments alcalins (sodium et potassium, cf. tab. 3). A ces smectites sont associés illite, chlorite, interstratifiés irréguliers et kaolinite (tab. 2).

A l'Est, le cortège argileux est caractérisé par l'abondance des illites et des kaolinites (tab. 2).

Ride du 90° Est

L'homogénéité des sédiments et du cortège argileux est remarquable au cours de la sédimentation des 300 000 dernières années recoupées par les carottages. La fraction sableuse, très abondante (90% CaCO₃) et riche en foraminifères, est très pauvre en fraction silicoclastique et contient des micronodules opaques. Le cortège argileux, dominé par les smectites (tab. 2 et 3), renferme également des illites, chlorites et kaolinites. L'analyse infrarouge de la fraction argileuse permet en outre de mettre en évidence, comme autres constituants silicatés importants, les complexes Si-Fe amorphes, décelés malgré une attaque acide préalable. Ces silicates amorphes sont en effet dissociés lors de la décalcification des échantillons : Fe³⁺ passe en solution, alors que SiO₂.nH₂O est précipité (Fröhlich, 1981). C'est ainsi que la bande large, bien marquée à 800 cm⁻¹ (vibration

intertétraédrique Si-O-Si de la silice amorphe pure) sur les spectres de ces échantillons décarbonatés très pauvres en silice biogénique, est attribuable à cette silice reprécipitée. Cette bande d'absorption, à laquelle il faut ajouter d'autres bandes (épaulement à 1100 cm^{-1} : Si-O; absorptions intenses et larges à 3420 cm^{-1} et 1650 cm^{-1} : respectivement νOH et $\nu\text{H-OH}$ de la molécule H_2O) témoigne donc indirectement de l'importance des silicates ferrifères amorphes dans les dépôts de la ride du 90° Est.

La côte est de l'Inde

Les 20 échantillons analysés, provenant de trois carottes, montrent une grande hétérogénéité des faciès et des cortèges argileux. Au sein d'une même carotte, on peut rencontrer des silts et des sables plus ou moins argileux, souvent enrichis en illites et chlorites, et des passées organiques et des boues carbonatées où les smectites dominent. L'analyse chimique des smectites révèle également une certaine diversité: elles sont plutôt ferrifères à l'ouest de Ceylan (Durgaprasado et Srihari, 1980), alcalines ou alumino-ferrifères au sud de l'Inde (Bouquillon, 1987).

En résumé, on peut distinguer deux principaux types de cortèges argileux dans l'Océan Indien nord-oriental:

— Les assemblages riches en minéraux primaires, illites et chlorites, caractérisent les turbidites du delta du Gange, certains niveaux silto-sableux de la côte est de l'Inde et de Ceylan, ainsi que la côte malaise.

— Les assemblages dominés par des smectites, de compositions diverses, caractérisent l'ensemble des sédiments biogéniques ainsi que les silts carbonatés de la Mer Andaman.

Enfin, il faut signaler un faciès à silicates amorphes, pour les dépôts biogéniques de la zone distale du delta du Gange et de la ride du 90° Est.

DIAGENÈSE PRÉCOCE - LES ARGILES LATTÉES

Dans de nombreux échantillons, l'observation au microscope électronique à transmission révèle la présence de lattes sur la périphérie des illites, chlorites, kaolinites et surtout des smectites. Ces dernières constituent un support privilégié de lattes (tab. 4 a), notam-

Tableau 4

Distribution des argiles lattées dans les sédiments de l'Océan Indien nord-oriental en fonction de: A) la taille et la minéralogie des argiles; B) la lithologie; C) la localisation et l'âge.

Les teneurs en argiles lattées sont déterminées par comptages sur microphotographies (cf. Holtzapffel, 1983). Les chiffres correspondent aux deux valeurs extrêmes ou à la valeur moyenne.

Distribution of lathed clay particles in Cenozoic sediments of the Northeastern Indian Ocean as a function of: A) size and clay-mineral composition; B) lithology; C) location and age.

The abundance of lathed clay-particles is based on countings on transmission electron-micrographs.

Échantillons	Taille de la fraction	Argiles lattées (%)	A					
			Argiles dans le cortège argileux (%)					
			Smectite	Illite	Chlorite	Kaolinite	Interstrat.	
346 III 61								
Boue calcaire	< $2\ \mu\text{m}$	60	40	30	15	10	5	
Pléistocène	< $0,5\ \mu\text{m}$	85	65	15	5	10	5	
346 III 27								
Silt à quartz, feldspath, mica	< $2\ \mu\text{m}$	60	35	30	15	5	15	
Pléistocène	< $0,5\ \mu\text{m}$	70	60	10	5	10	20	

B		
Province	Lithologie	Argiles lattées (%)
Delta du Gange		
Zone proximale	Silts (= 10% CaCO_3)	10 à 60
Zone médiane	Boues biogènes	tr à 60
	Silts-Sables	tr à 70
Lobe actif	Turbidites	tr
Zone distale	Boues siliceuses	45
Ride du 90° Est	Sables à foraminifères	40 à 60
Bassin de Ceylan	Boues calcaires	0 à tr
Mer Andaman	Silts - Boues calcaires	15 à 60
Côte Est de l'Inde	Silts - Boues calcaires	< 5

Ces moyennes correspondent à des sédiments pléistocènes.

C		
Âge	Localisation	Argiles lattées (%)
Pléistocène	Partout	0 à 70
Pliocène	Site 218	10
	Site 217	50
Miocène supérieur	Site 218	75
	Site 217	80
Miocène moyen	Site 218	20
	Site 217	60
Miocène inférieur	Site 218	75
Oligocène	Site 217	15
Éocène	Site 217	< 10

ment quand elles sont de petite taille ($< 0,5 \mu\text{m}$). Les lattes sont pour la plupart orientées dans trois directions faisant entre elles un angle proche de 60° . Les résultats obtenus par comptages sur microphotographies montrent que ni la position géographique, ni la lithologie, ni l'âge ne jouent un rôle significatif sur la répartition des argiles lattées (tab. 4b). Les lattes sont toutefois moins fréquentes et moins développées dans les sédiments riches en carbone organique du bassin de Ceylan, et dans les boues siliceuses du bassin indien central. Par ailleurs, la comparaison de carottes et de forages DSDP montre des lattes plus fréquentes au Pléistocène et au Miocène qu'au Pliocène et à l'Éocène (tab. 4c).

Ce type d'argiles lattées paraît assez fréquent dans les sédiments océaniques. Holtzapffel et Chamley (1983; 1986) puis Steinberg *et al.* (1984) ont proposé une explication des argiles lattées dans les sédiments de l'Atlantique. Ces auteurs interprètent les lattes comme le résultat de recristallisations à bilan minéralogique constant, sous contrôle de la vitesse de sédimentation et de la perméabilité. La formation des lattes serait favorisée par une vitesse de dépôt de 1 à 2,5 cm/1000 ans, par la présence de tests de foraminifères et par l'absence de palygorskites, d'opale ou de clinoptilolite. Il en résulterait un rééquilibrage faible des compositions chimiques et une très légère smectitisation des minéraux primaires hérités.

Les nombreuses observations que nous avons faites sur les argiles lattées s'intègrent mal dans un tel schéma. D'une part, les argiles lattées peuvent exister en grandes quantités ($> 40\%$) aussi bien dans des milieux où le taux de sédimentation est supérieur à 20 cm/1000 ans, que dans d'autres où il est inférieur à 5 cm/1000 ans. D'autre part, les rééquilibrages chimiques paraissent ne pas être de même type que pour les dépôts atlantiques (M. Steinberg, communication orale). De plus, des tests de colorations, des attaques chimiques sélectives (méthanol, potasse, toluène...) ont montré que la croissance des lattes était en partie contrôlée par des complexes organo-minéraux (Bouquillon, 1987). Il est toutefois exclu que les lattes soient des composants uniquement organiques puisqu'elles diffractent aux rayons X et sont peu sensibles à une attaque à l'eau oxygénée.

Quel que soit le mécanisme interne de formation des lattes, les études par diffractométrie des rayons X, spectrométrie IR et chimie fine montrent que leur présence ne modifie pas le cortège argileux initial autrement qu'au plan morphologique. Les minéraux argileux peuvent donc être largement utilisés pour rechercher les sources terrigènes et les modes de transport.

ORIGINE DES PRINCIPALES FAMILLES DE MINÉRAUX ARGILEUX (fig. 4)

Illite et chlorite

Ces minéraux caractérisent à la fois la majorité des roches des régions himalayennes (Mukherjee, 1964) et

les matières en suspension du Gange et du Brahmapoutre (Konta, 1985). On en retrouve en grandes quantités ($> 50\%$ de la fraction argileuse) dans les sédiments de surface du golfe de Bengale (Kolla et Biscaye, 1973; Kolla et Kidd, 1982).

Illite et chlorite ont ainsi une origine détritique, principalement himalayenne, ce que confirment tous les travaux publiés. Leur dispersion se fait soit par l'intermédiaire de courants de turbidité dont la puissance explique la présence de minéraux himalayens à plus de 2500 km de l'embouchure, soit par les courants de surface qui alimentent en minéraux gangétiques les régions orientales et occidentales. En été, les courants induits par la mousson humide de Sud-Ouest permettent un apport des minéraux gangétiques vers les régions orientales de la mer Andaman (Fieux, 1987; Fontugne, 1983). En hiver en revanche, les vents de Nord-Est dominants et les courants associés entraînent les minéraux de la Birmanie et de Sumatra vers l'Est, alors que les minéraux issus du Gange ont une dispersion beaucoup plus réduite.

Illites et chlorites peuvent provenir d'autres sources que le système fluvial du Gange. C'est le cas des larges affleurements de granites et des diverses autres roches cristallines paléozoïques de la péninsule indienne (Wadia, 1944), qui alimentent les deltas sous-marins du Mahanadi et du Godavari (Naidu, 1966). C'est aussi le cas des côtes granitiques cristallines de Malaisie (Rodolfo, 1969). Toutefois, la dispersion et la quantité disponible de matériel issu de ces sources secondaires sont très inférieures à celles du Gange.

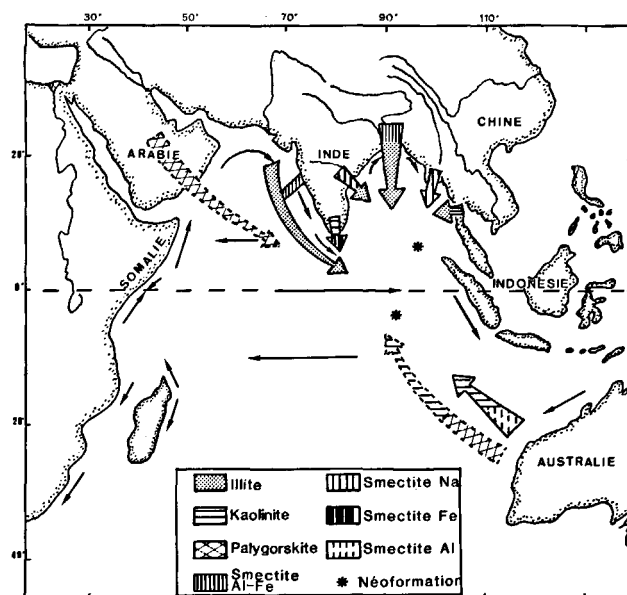


Figure 4

Origine et dispersion des principales familles argileuses. Les flèches en pointillés indiquent les apports éoliens. Les fines flèches noires représentent les directions des courants de surface au mois d'avril (Fieux, 1987).

Origin and dispersal patterns of clay minerals. Dotted arrows indicate possible aeolian input. Surface marine currents in April are shown by fine black arrows (after Fieux, 1987).

Tableau 5
Composition chimique des kaolinites.
Chemical composition of kaolinites.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	SO ₃
Delta du Gange Turbidite Pléistocène	54,85	35,45	0,86	4,03	0,29	0,86	2,69	0,38	0,58
Ride du 90° E Pléistocène	54,32	38,63	1,04	3,77	0,39	0,59	0,49	0,47	0,26
Delta du Gange Zone distale Pléistocène	51,31 46,12	38,63 42,99	1,22 1,64	4,21 7,54	0,42 0,30	0,15 0,22	3,56 1	0,41 0,22	0,08 0

Kaolinite

Cas général

Dans les parties proximale et médiane de l'éventail du Gange, ainsi que dans les secteurs de la côte est de l'Inde, de la ride du 90° Est et de la Mer Andaman Ouest, les proportions de kaolinite sont faibles et peu variables (environ 10% de la fraction argileuse). Le minéral paraît avoir diverses origines: plaine indo-gangétique au Nord (*cf.* Mukherjee, 1964; Allen et Fanning, 1983), côte est de l'Inde avec ses cuirasses latéritiques (Satyanarayana et Poornachandra Rao, 1973; Durgaprasado et Srihari, 1980), terrains tertiaires de la Birmanie drainés par l'Irrawaddy (Rodolfo, 1969). Tous ces auteurs estiment à 10% environ les teneurs en kaolinite au débouché des grands fleuves qui traversent les cuirasses. Il est probable que, sur la ride du 90° Est, une partie des kaolinites provienne de la plaine indo-gangétique par l'intermédiaire des courants de surface, mais on ne peut exclure une contribution de Sumatra et de l'Arc indonésien en général.

Zone distale du Gange

Les teneurs en kaolinite sont supérieures à 10-15% de la fraction argileuse. Les particules, observées au microscope électronique, sont petites (< 0,5 µm). On distingue deux familles chimiquement différentes (tab. 5), l'une plus siliceuse, l'autre plus alumineuse et ferro-magnésienne.

Cela paraît résulter d'une double origine :

Plaine indo-gangétique

Les kaolinites les plus abondantes ont une composition chimique très proche de celle des kaolinites des zones plus septentrionales.

Source latérale

Kolla et Kidd (1982), Debrabant *et al.* (1987), et Caulet *et al.* (1988), montrent que les teneurs en kaolinite des régions au large de la Somalie et de la côte africaine équatoriale sont modérées (≈ 10-15%) et ne traduisent pas de gradient net d'Ouest en Est. L'éloignement des terres africaines est par ailleurs peu compatible avec une source latérale occidentale.

Une source orientale paraît en revanche plus plausible. Norrish et Pickering (1983) observent la prédominance de la kaolinite dans les sols de l'Australie. Goldberg et Griffin (1970), Aoki et Sudo (1973) et Windom (1975)

soulignent l'existence d'un gradient décroissant de kaolinite depuis les côtes australiennes vers l'Océan Indien à l'Ouest. Fieux (1987) propose une répartition des courants sud-équatoriaux qui s'accorde avec l'hypothèse d'une source australienne pour les kaolinites de la zone distale du delta du Gange. De plus, l'analyse des aérosols au large des côtes d'Australie révèle que les alizés peuvent transporter une partie des kaolinites depuis les régions arides de l'Ouest de l'Australie jusque dans l'Océan Indien sud-oriental (*in* Pye, 1987; Gaudichet et Lefèvre, 1988).

Bassin de Ceylan

La kaolinite, associée à de la gibbsite, diminue d'abondance depuis la côte (20%) vers le large (10%). Un tel gradient a également été mis en évidence au large de l'île de Madagascar (Fröhlich, 1981). Il serait dû à des phénomènes de tris, les particules de kaolinite tendant à se déposer plus rapidement que celles des autres minéraux (*cf.* Gibbs, 1977). Kaolinite et gibbsite proviennent probablement de l'altération de cuirasses latéritiques et de sols à kaolinites affleurant dans le nord de l'île de Ceylan, et sans doute au sud de l'Inde (Allen et Fanning, 1983).

Zone orientale de la Mer Andaman

La kaolinite constitue plus de 20% de la fraction argileuse des sédiments. L'origine de ce minéral réside dans l'altération pédologique des roches métamorphiques de Malaisie, soumises à un climat très hydrolysant (Rodolfo, 1969).

En résumé, les sources potentielles de kaolinites sont multiples dans toute la zone nord-est de l'Océan Indien. Les plus importantes se trouvent dans la plaine indo-gangétique, les cuirasses latéritiques du sud et de l'est de l'Inde et de Ceylan, l'Australie et la Malaisie. Ces minéraux sont transportés par les courants marins ou par les vents.

Palygorskite

Cette argile fibreuse est identifiée en très petite quantité (< 5%) dans le bassin de Ceylan et dans le bassin indien central. Dans les deux cas, elle constitue des agglomérats de fibres disposées en flocons ou en grains compacts. Des fibres isolées ont été en outre observées dans la zone médiane du delta du Gange, associées à de rares grains. La forme en grains ou en flocons paraît caractéristique d'apports éoliens (Coudé-Gaussen et

Blanc, 1985; Chamley *et al.*, 1987). De nombreuses études sur les minéraux argileux de l'Océan Indien septentrional montrent que les palygorskites sont particulièrement répandues au large de l'Arabie et en Mer d'Oman (Goldberg et Griffin, 1970; Kolla *et al.*, 1976 a; Kolla et Kidd, 1982; Caulet *et al.*, 1988; Debrabant *et al.*, 1987). La répartition des vents dans cette région détermine des apports vers l'Est et le Sud-Est. Les palygorskites du bassin de Ceylan et de la zone médiane du delta ont donc certainement une origine arabe ou africaine.

Au sud de l'Équateur, notamment dans le bassin indien central, les alizés dominants sont de secteur Sud-Est. Ils s'opposent donc à un apport septentrional de particules argileuses. En revanche, ils favorisent des apports depuis l'Australie par voie éolienne. Une telle origine s'accorde avec les analyses de Norrish et Pickering (1983) sur les argiles des sols arides du centre de l'Australie, où la palygorskite est commune.

Smectites (fig. 3 et 5)

L'abondance de ces minéraux et leur diversité chimique nécessitent une discussion détaillée.

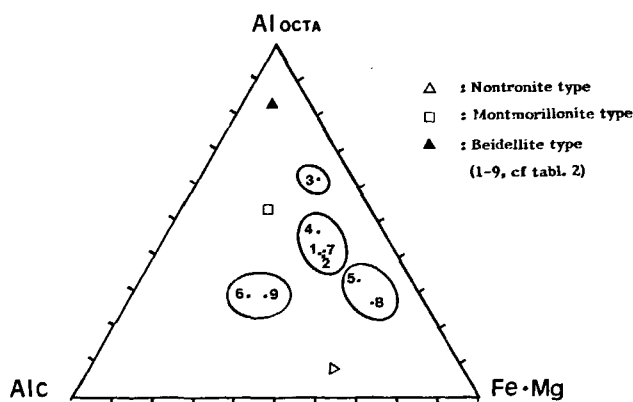


Figure 5

Position des différentes familles de smectites dans le diagramme triangulaire Al octaédrique (Al_{octa})-Fe³⁺ + Mg octaédrique-Na + K + Ca interfoliaire (Al_c).

Distribution of smectite species in the triangular diagram octahedral Al (Al_{octa})/Fe³⁺ + Mg/Interlayered Na + Ca + K.

Smectites alumino-ferrifères

Il s'agit du groupe argileux le plus répandu. Les smectites alumino-ferrifères caractérisent les sédiments deltaïques du Gange depuis les faciès proximaux jusqu'à ceux du large, ainsi que le bassin de Ceylan et la ride du 90° E. La morphologie et la composition chimique de ces minéraux, similaires quelles que soient la position géographique des carottes et la lithologie, suggèrent une origine comparable. Les sols de la plaine indogangétique sont assez peu évolués (carte des sols, 1974, *in* Wilding *et al.*, 1983; Sidhu et Gilkes, 1977). Les smectites y sont associées à des quantités variables d'allophanes, d'illite et de kaolinite. Islam et Lotse (1986) décrivent des sols à smectites (50%) et micas (25%) dans diverses régions du Bangladesh. Ils estiment que ces smectites dérivent d'alluvions anciennes du

Gange et qu'elles se seraient formées dans un environnement basique, riche en silice, assez faiblement drainé mais soumis chaque année à une inondation par les eaux alcalines du Gange.

Dans les autres régions de l'Inde, le substratum métamorphique est à l'origine de sols ferrugineux, désaturés, en général fersiallitiques, plus propices au développement des kaolinites et des illites que des smectites (carte des sols, 1974, *in* Wilding *et al.*, 1983). Ceci s'accorde avec la nature des matières en suspension au large des fleuves côtiers de la côte est de l'Inde (Satyanarayana et Poornachandra Rao, 1973; Durgaprasado et Srihari, 1980).

Les données publiées sur les proportions de smectites au débouché du Gange sont assez divergentes : ces minéraux représenteraient 10% de la fraction argileuse pour Konta (1985) dans les matières en suspension du Gange et du Brahmapoutre ainsi que pour Kolla et Kidd (1982) dans les sédiments de surface du Golfe de Bengale; ils constitueraient 30% de l'argile dans la même région pour Gradusov (1974) et pour Satyanarayana et Poornachandra Rao (1973), ce qui correspond mieux à nos données. Au sein de l'éventail détritique, l'augmentation de la proportion des smectites alumino-ferrifères dans les niveaux biogéniques par rapport aux turbidites, ainsi que vers le Sud, paraît principalement déterminée par des processus de sédimentation différentielle (Bouquillon et Chamley, 1986). La petite taille, la faible densité due à l'absorption d'eau et la résistance relative à la floculation confèrent aux smectites une aptitude au transport sur de grandes distances, par rapport aux illites et aux chlorites notamment. La distribution des minéraux détritiques par les eaux de surface et intermédiaires conduit donc à un enrichissement relatif en smectites vers le large, par tri et décantation préférentiels. Les illites et chlorites, déposées en grande partie plus près de l'embouchure, sont remaniées et apportées vers le large par les courants de turbidité. Si ces phénomènes sont exacts, les smectites de l'Océan Indien Nord-Est sont essentiellement détritiques plutôt que néoformées, ce qui s'oppose aux hypothèses formulées par Kolla et Kidd (1982). Plusieurs arguments s'accordent avec une origine principalement déritique :

- le caractère alumino-ferrifère des smectites les rapproche des smectites pédogéniques de climat chaud, connues à terre et communément remaniées en mer (exemple : Paquet, 1970; Trauth, 1977);
- la morphologie et la chimie des smectites sont indépendantes de la lithologie ou de l'âge;
- la taille des particules de smectite tend à décroître vers le Sud, ce qui suggère un tri granulométrique depuis le Nord;
- il n'existe pas de relation entre la nature ou l'abondance des smectites et la présence ou l'altération des verres volcaniques (Imbert, 1988).

Les courants de surface semblent être les vecteurs essentiels des smectites Al-Fe du delta profond du Gange. Il est possible qu'une partie de ces smectites soit en outre apportée par les vents de mousson. Aston *et al.*

Tableau 6

Composition chimique de smectites alumineuses et d'interstratifiés smectites-kaolinites : A et C : *in* Norrish et Pickering, 1983; B: Bouquillon, 1987.

Chemical composition of aluminous smectites and smectite-kaolinite mixed layers.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	CaO
A. Smectite Al	56,5	19,9	9,0	10,6	0,3	—	0,02	4,03
B. Smectite Al	55,2	26,9	3,02	12,7	0,36	1,22	0,32	0,16
C. Smectite-kaolinite	55,9	27,2	1,21	10,3	2,49	—	0,20	1,15

(1973) montrent la prédominance des illites et du quartz dans les aérosols au-dessus de l'Océan Indien Nord. Ce résultat n'est peut-être pas significatif, car les mailles des pièges à particules utilisés ne favorisent pas la rétention des argiles les plus petites et notamment des smectites.

Smectites ferrifères

Elles se différencient des précédentes par des teneurs en Fe₂O₃ supérieures à 20%, et se rapprochent ainsi des beidellites ferrifères (fig. 5, tab. 3). Les smectites ferrifères sont identifiées dans deux régions : le bassin de Ceylan et la ride du 90°E. Toutefois, leurs proportions relatives à l'intérieur du cortège argileux (50% des smectites sur la ride, 15% des smectites dans le bassin de Ceylan), ainsi que les teneurs en silice et en aluminium, conduisent à définir deux sous-familles. Sur la ride du 90° Est, la composition des smectites ferrifères varie entre un pôle ferrifère (Fe₂O₃ 24%; SiO₂ 47%; Al₂O₃ 18%) et un pôle siliceux (SiO₂ > 59%; Al₂O₃ 13%; Fe₂O₃ 17%). Dans le bassin de Ceylan ces particules sont assez homogènes (SiO₂ 55%; Al₂O₃ 16%; Fe₂O₃ 21%).

Dans le bassin de Ceylan, les smectites peuvent provenir du sud de l'Inde ou de l'ouest de Ceylan où des sols lessivés fersiallitiques existent. D'après Allen et Fanning (1983), ces milieux seraient favorables aux transformations de serpentines et vermiculites en smectites ferrifères et de phyllosilicates en kaolinites. Ceci correspond aux associations dominantes smectites + kaolinites observées dans le bassin de Ceylan. Les smectites peuvent également résulter d'apports plus lointains grâce à des courants de contour. Kolla *et al.* (1976 *b*) ont signalé, le long des côtes de l'Inde, des figures sédimentaires dues à de violents courants orientés du Nord vers le Sud. Les smectites ferrifères identifiées dans les sédiments au large de Visakhapatnam, au nord de la zone d'étude (Rao et Raman, 1986), pourraient être ainsi transportées jusque dans le bassin de Ceylan.

Sur la ride du 90° E, les smectites ferrifères sont associées à des smectites alumino-ferrifères. Ces dernières ont une composition chimique très proche de celles du delta du Gange (tab. 3) et paraissent essentiellement héritées de l'Inde. Les smectites ferrifères pourraient avoir une origine voisine et être également issues de sols. Il se peut aussi que ces smectites ferrifères soient nées dans le milieu de dépôt, ce qui s'accorderait avec la présence de complexes silico-ferrifères amorphes, une

composition chimique peu éloignée de celle de ces matériaux amorphes et la vitesse lente de dépôt par rapport à celle du delta (< 2 cm/1 000 ans) propice aux échanges chimiques. La ride du 90° E serait ainsi un des rares milieux de l'Océan Indien Nord favorable aux néoformations argileuses.

Smectites alumineuses

Elles dominent dans la zone distale du delta du Gange. Leur association avec des kaolinites et des palygorskites dont l'origine est probablement australienne suggère une source comparable. De telles smectites peuvent se former par altération des micas dans les podzols (Ross et Mortland, 1966), mais ces sols sont peu connus en Australie. Par ailleurs, ces smectites alumineuses ont une composition chimique assez différente de celles du delta du Gange, mais proche d'interstratifiés smectite-kaolinite (tab. 6), bien connus dans les sols australiens (Norrish et Pickering, 1983).

Il se pourrait que nos smectites alumineuses puissent être comparables à de tels interstratifiés. Ces minéraux se signalent sur les diagrammes de diffraction X par un élargissement du pic à 7 Å et du pic à 10 Å en essai normal. Ils permettraient d'expliquer la mauvaise cristallinité apparente des illites des sédiments de la zone distale du delta du Gange, fait antérieurement attribué à la présence d'interstratifiés (10-14 s) et à la petite taille des minéraux (Bouquillon et Chamley, 1986; Bouquillon, 1987).

Smectites alcalines

Des smectites sodiques sont identifiées à l'ouest de Ceylan (carotte V 29-21) ainsi que dans la zone occidentale de la Mer Andaman (carottes MD 77-176 et MD 77-186). Naidu (1966) décrit de tels minéraux au débouché du fleuve Godavari (côte est de l'Inde) où ils proviendraient des sols du bassin versant. Les minéraux sodiques à l'est de Ceylan ont certainement une origine détritique.

En Mer Andaman, les smectites sodiques sont caractérisées par une très bonne cristallinité, traduite à la fois sur les diffractogrammes de rayons X et par les spectres infrarouges. La présence de smectites bien cristallisées à la fois dans les boues silteuses du delta de l'Irrawaddy (carotte MD 77-176) et dans les sédiments de plate-forme autour des îles volcaniques d'Andaman (carotte MD 77-186), suggère une origine birmane, ce qui s'accorde avec les hypothèses de Rodolfo (1969).

Smeectites associées aux illites de la zone équatoriale

L'augmentation locale des teneurs en illites et la présence de smeectites mieux cristallisées au niveau de la divergence équatoriale traduisent l'existence probable d'apports latéraux.

Les résultats de Debrabant *et al.* (1987) et Caulet *et al.* (1987) sur les sédiments de la marge de Somalie montrent l'existence de smeectites abondantes mais moyennement cristallisées. Une origine occidentale paraît donc peu vraisemblable.

Les sols des régions situées à l'Est (Sumatra, Malaisie...) sont plus à même de fournir des illites et des kaolinites que des smeectites de bonne cristallinité (*cf.* carte mondiale des sols, 1974). Une origine orientale est donc difficile à admettre.

Par contre, on peut envisager une origine nord-occidentale. Des courants de surface longent la côte ouest de l'Inde et débouchent au large du delta du Gange dans la zone équatoriale. Ces courants peuvent donc véhiculer des minéraux venus du nord-ouest de l'Inde : régions himalayennes drainées par l'Indus pour les illites, traps du Deccan et les sols associés pour les smeectites (carte des sols, 1974, *in* Wilding *et al.*, 1983; Chatterjee et Rathore, 1976; Kolla et Kidd, 1982). Une origine indienne nord-occidentale est donc probable pour une partie du matériel argileux du domaine équatorial.

En résumé, les smeectites ont des origines variables : plaine indo-gangétique pour la plupart, Birmanie, côtes est et ouest de l'Inde, Australie... Elles sont le plus souvent transportées par les courants de surface et relativement accumulées vers le large par les processus de sédimentation différentielle. Des apports éoliens sont probables, mais leur importance est encore mal connue. Des néoformations de smeectites ferrifères en domaine océanique sont possibles sur la ride du 90° Est.

LES COMPLEXES SILICO-FERRIQUES AMORPHES

La présence de ces constituants est attestée par l'analyse infrarouge et les observations au microscope, dans deux domaines particuliers seulement : dans les boues biosiliceuses de la zone distale du delta du Gange et dans les sables à foraminifères de la ride du 90° Est. On retrouve ainsi dans deux milieux de sédimentation très différents de l'Océan Indien nord-oriental, des composants amorphes qui sont des marqueurs de la sédimentation pélagique néogène et quaternaire dans les parties les plus méridionales de cet océan : bassin indien central, bassin de Madagascar, bassin de Crozet (Fröhlich, 1981).

Tant sur la ride du 90° Est que dans la zone distale du delta, on retrouve une relation étroite entre la présence de ces complexes amorphes et un caractère pélagique net de la sédimentation. Les silicates amorphes, dont la composition chimique est fortement influencée par la proportion de constituants sédimentaires biosiliceux, résulteraient d'un entraînement de la silice en solution par des ions complexes coordonnés par Fe³⁺, à proximité de l'interface eau-sédiment. La néoformation de ces minéraux amorphes représente un des traits les plus originaux de la sédimentation pélagique récente de l'Océan Indien. La zone d'étude se situe à la limite de l'influence des grands appareils détritiques de l'Océan Indien Nord-Est et des néoformations silico-ferriques amorphes du large.

INFLUENCE DE LA TECTONIQUE ET DU CLIMAT SUR LA SÉDIMENTATION ARGILEUSE

L'influence de la tectonique et du climat sur la répartition des minéraux argileux est sensible dans les sédiments du domaine d'étude. Nous l'avons plus particu-

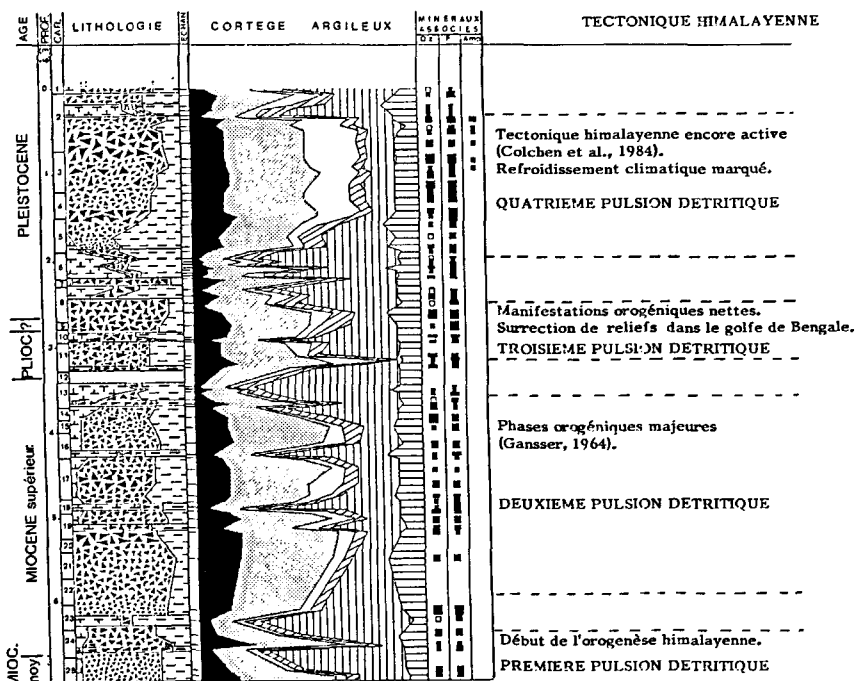


Figure 6
Correspondance entre pulsions détritiques et événements orogéniques himalayens dans les sédiments du site 218 DSDP (*cf.* légende fig. 2).
Relations between detrital input and the Himalayan orogenic events, from investigations on DSDP site 218 (see Fig. 2 caption).

lièrement étudiée dans les zones proximale et médiane du delta profond du Gange.

Dans les sédiments cénozoïques du site DSDP218 (fig. 1), les apports majeurs de turbidites à illites et chlorites se situent à quatre périodes : au Miocène moyen, supérieur, au Pliocène et surtout au Pléistocène (fig. 6). Elles correspondent à des phases majeures de surrection de la chaîne himalayenne, ce qui indique une érosion privilégiée des substrats cristallins lors des périodes de structuration :

Le Miocène moyen représente le début de l'orogénèse himalayenne, parfois qualifiée de « hard orogeny » (Gansser, 1964; Curray et Moore, 1971; Colchen *et al.*, 1984).

Au Miocène supérieur se produit une nouvelle phase orogénique majeure (Moore *et al.*, 1974).

Au Pliocène, des mouvements tectoniques sont enregistrés dans la chaîne himalayenne et au sein même du golfe de Bengale (Moore *et al.*, 1974).

Au Pléistocène, les mouvements orogéniques tendent à diminuer (Colchen *et al.*, 1984). Mais leurs effets se conjuguent à ceux d'un climat plus froid et plus sec, également favorable au remaniement préférentiel des produits des roches par rapport à ceux des sols.

Le rôle du climat sur la distribution des minéraux argileux est particulièrement mis en évidence dans les sédiments silto-sableux de la zone proximale du delta du Gange (carotte 180, fig. 1) grâce à une étude minéralogique et isotopique combinée. Les datations isotopiques, fondées sur le rapport $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur le foraminifère planctonique *Globigerinoides ruber* permettent de situer les périodes glaciaires et interglaciaires depuis 185 000 ans. Les cortèges argileux, dominés par l'association illite-chlorite-interstratifiés irréguliers (> 40%), présentent des variations faibles mais systématiques selon la période climatique. En période interglaciaire, les smectites sont un peu plus abondantes par rapport aux illites; l'inverse caractérise les périodes froides.

Ces variations, dont l'amplitude est faible, résultent de diverses causes liées au climat. Ainsi, en période froide, les vents de mousson dominants sont de secteur Nord-Est. Ils déterminent un climat plus sec (Van Campo, 1986) et des sols peu évolués moins propices au développement des smectites (Millot, 1964); Les vents de Nord-Est transportent préférentiellement l'illite et le quartz (Aston *et al.*, 1973; Joussaume, communication orale) susceptibles de s'ajouter aux dépôts de la zone proximale du Gange. Enfin, le niveau marin bas favorise également les reprises d'érosion à terre, qui concernent notamment les illites et les chlorites des substrats rocheux. En revanche, durant les périodes de haut niveau marin, une grande partie de ces matériels est stockée sur le plateau continental (Fang, 1987; Bouquillon, 1987; Bouquillon et Labeyrie, 1988). Les climats plus humides favorisent les processus d'hydrolyse dans les sols continentaux, et par conséquent la production, plus abondante, de smectites pédogéniques.

CONCLUSIONS

1) L'étude d'une quinzaine de carottes à piston de l'Océan Indien nord-oriental conduit à préciser les conditions de sédimentation au Quaternaire moyen et supérieur. Des comparaisons sont engagées avec le Cénozoïque supérieur grâce à l'étude du forage 218 du DSDP. Les recherches portent spécialement sur la fraction sédimentaire argileuse, replacée dans un cadre géographique et lithologique d'ensemble. La combinaison de diverses méthodes (diffractométrie des rayons X, spectrométrie infrarouge, microscopie électronique à transmission, analyse par microsonde électronique) permet de mettre en évidence la complexité de la sédimentation et la diversité des sources.

2) Cinq provinces sédimentaires et minéralogiques sont identifiées : 1) le delta profond du Gange où trois zones se succèdent du Nord au Sud, et montrent un relais des sables silto-argileux à illites et chlorites par des boues calcaires ou siliceuses généralement enrichies en smectites; 2) la côte est de l'Inde à dépôts hétérogènes; 3) le bassin de Ceylan à boues calcaires riches en matière organique, en smectites et kaolinite; 4) la ride du 90° Est où les sables à foraminifères contiennent des smectites associées à de l'illite et de la kaolinite; 5) la Mer Andaman, dont les boues silteuses ou carbonatées sont marquées soit par des smectites, soit par des illites et kaolinites.

3) L'empreinte du milieu de sédimentation et de la diagenèse précoce apparaît très modérée sur les assemblages argileux, depuis la zone proximale de l'éventail détritique du Gange, jusque dans la partie septentrionale du bassin indien central où se déposent des boues rouges décarbonatées. Ceci est notamment attesté par l'augmentation des proportions de kaolinite ou d'illite dans certains secteurs du large et par l'absence de lien entre la lithologie et la chimie des smectites. L'essentiel des smectites, dont les types varient selon le lieu, paraît dériver de sources continentales diverses plutôt que de l'évolution *in situ* de matériel volcanique ou d'oxyhydroxydes. Des genèses de complexes silico-ferriques amorphes sont mises en évidence dans la partie la plus distale du delta du Gange et sur le sommet de la ride du 90° Est, où ces complexes sont associés à des smectites silico-ferrifères peut-être également néoformées. Ces zones à silicates amorphes caractérisent une sédimentation pélagique plus marquée, abritée des apports détritiques massifs qui diluent ou même inhibent les authigénèses à cause de taux de sédimentation trop élevés. Des croissances en lattes s'observent à la périphérie de diverses particules phylliteuses, et particulièrement des smectites de petite taille. Indépendantes de la lithologie, de l'âge du sédiment, de la localisation géographique et de la vitesse de dépôt, les structures lattées paraissent résulter de réorganisations micromorphologiques à bilan minéralogique constant et sous contrôle organique partiel.

4) La sédimentation préférentielle des smectites pédogéniques vers le large, par décantation au sein des

masses d'eaux, s'oppose à la resédimentation turbiditique ou au dépôt par advection rapide des illites et chlorites dont l'origine principale se trouve dans les massifs himalayens. Les smectites alumino-ferrifères, largement dominantes, proviennent surtout des sols des plaines de l'Inde et des zones bordières. Des minéraux smectitiques alumineux pourraient être apportés d'Australie jusque dans le bassin indien central, en même temps que des kaolinites et de la palygorskite. Les courants éoliens paraissent s'ajouter aux courants marins pour déterminer les apports depuis l'Australie, ainsi que depuis l'Arabie et le nord-est de l'Afrique (palygorskites). Des smectites sodiques se déposent au large des côtes sud de l'Inde (bassin de Ceylan) et en Mer Andaman, véhiculées par les courants de contour ou par des eaux d'origine fluviale. Enfin, les courants marins longeant la côte ouest de l'Inde apportent vers le Sud-Est des illites et des smectites mieux cristallisées, probablement héritées du bassin de l'Indus et des traps basaltiques du Deccan.

5) Les variations des proportions des divers minéraux argileux au cours du temps pour un type lithologique donné, sont d'ampleur modérée et reflètent les alternances climatiques du Quaternaire moyen et supérieur. Aux périodes glaciaires, identifiées par les mesures isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ (*G. ruber*), correspondent des reprises accrues de minéraux hérités des roches, principalement illite, chlorite et interstratifiés irréguliers. Les périodes

de réchauffement, plus humides, s'accompagnent en revanche d'une augmentation des smectites remaniées des sols superficiels. A l'échelle du Cénozoïque supérieur, des fluctuations minéralogiques de plus grande amplitude sont mesurées. Elles correspondent aux quatre principales phases de structuration tectonique de la chaîne himalayenne, qui sont survenues depuis le Miocène moyen et ont été séparées par des périodes de relative stabilité.

Remerciements

Nous remercions les Terres Australes et Antarctiques françaises, M. L. Leclaire du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, la National Science Foundation (USA) qui nous ont donné accès aux matériels prélevés, et ont facilité l'échantillonnage des carottes. Nous sommes également reconnaissants à M. L. Labeyrie du Centre des Faibles Radioactivités de Gif-sur-Yvette pour les mesures $\delta^{18}\text{O}$, ainsi qu'à M^{me} M. Clochiatti et M. J.-P. Caulet du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris pour les données biostratigraphiques. Nos remerciements vont aussi à M. P. Debrabant de l'Université de Lille, pour son aide lors du dépouillement des données géochimiques et pour ses critiques constructives.

RÉFÉRENCES

- Allen B. L. et D. S. Fanning (1983). Composition and soil genesis. In: *Pedogenesis and soil Taxonomy*, vol. 1. Wilding et al. Éd., 142-192.
- Aoki S. et T. Sudo (1973). Mineralogical study of the core samples from the Indian Ocean, with special reference to the vertical distribution of clay minerals. *J. oceanogr. Soc. Japan*, 29, 87-93.
- Aston S. R., R. Chester, L. R. Johnson et R. C. Padgham (1973). Eolian dust from the lower atmosphere of the eastern Atlantic and Indian Ocean, China Sea and Sea of Japan. *Mar. Geol.*, 14, 15-28.
- Bouquillon A. (1987). Influences continentales et marines dans les sédiments cénozoïques de l'Océan Indien nord-oriental. *Thèse Doctorat, Université Lille-I, France*, 270 pp.
- Bouquillon A. et H. Chamley (1986). Sédimentation et diagenèse récentes dans l'éventail marin profond du Gange (Océan Indien). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 303, 2, 1461-1466.
- Bouquillon A. et L. Labeyrie (1988). Alternances glaciaire/interglaciaire dans les sédiments quaternaires du delta du Gange. 12^e Réun. Sc. Terre, Lille (Résumé).
- Caulet 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. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 307, 2, 281-288.
- Chamley H., G. Coudé-Gaussen, P. Debrabant et P. Rognon (1987). Contribution autochtone et allochtone à la sédimentation quaternaire de l'île de Fuerteventura (Canaries). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 3, 5, 939-952.
- Chatterjee R. K. et G. S. Rathore (1976). Clay mineral composition, genesis and classification of some soils developed from basalts in Madhya Pradesh. *J. Indian Soc. Soil Sci.*, 24, 144-157.
- Colchen M., J.-P. Bassoulet et G. Mascle (1984). La paléographie des orogènes, l'exemple de l'Himalaya. *Mémoire Université Dijon, France*, 7, 453-471.
- Coudé-Gaussen G. et P. Blanc (1985). Présence de grains éolisés de palygorskite dans les poussières actuelles et les sédiments récents d'origine désertique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 1, 571-579.
- Curry J. R. et D. G. Moore (1971). Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation of the Himalayas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 563-572.
- Curry J. R., F. J. Emmel, D. G. Moore et R. W. Raitt (1982). Structure, tectonics and geological history of the Northeastern Indian Ocean. In: *The ocean basins and margins*, vol. 6, Nairn and Stehli Éd., 399-450.
- Debrabant P., S. Delbart et D. Lemaguer (1985). Microanalyses géochimiques de minéraux argileux. Applications à l'étude de quelques sédiments prélevés en Atlantique Nord, à la base des forages DSDP. *Clay Miner. Bull.*, 20, 125-145.
- Debrabant P., H. Chamley, J. Foulon et C. Lefèvre (1987). Étude minéralogique et géochimique préliminaire. In: *Rapports des campagnes à la mer MD 44/Indusom - N° 85-04*, J.-P. Caulet Éd., Publ. TAAF, 24-29.
- Durgaprasado N. V. N. et Y. Srihari (1980). Clay mineralogy of the late Pleistocene red sediments of the Visakhapatnam region, east coast of India. *Sedim. Geol.*, 27, 213-227.
- Emmel F. J. et J. R. Curry (1985). Bengal Fan, Indian Ocean. In: *Submarine fans and related turbidite systems*. A. H. Bouma, W. R. Normark et N. E. Barnes, Éd., 107-113.

- Fang N. (1987). Le contrôle climatique de la sédimentation quaternaire récente dans la région moyenne du cône profond du Gange (Océan Indien). *Thèse Doctorat, Université Paris-VI*, 151 pp.
- Fieux M. (1987). Conférence à la mémoire d'Anton Bruun : Mousson et courants dans l'Océan Indien. 14^e session de la commission océanographique intergouvernementale, UNESCO.
- Fontugne M. R. (1983). Les isotopes stables du carbone organique dans l'Océan. Applications à la paléoclimatologie. *Thèse, Université Paris-XI*, 227 pp.
- Fröhlich F. (1980). Néof ormation de silicates ferrifères amorphes dans la sédimentation pélagique récente. *Bull. Mineralog.*, 103, 596-599.
- Fröhlich F. (1981). Les silicates dans l'environnement pélagique de l'Océan Indien au Cénozoïque. *Mém. Mus. natn Hist. nat., Paris, sér. C*, 46, 206 pp.
- Gansser A. (1964). *Geology of the Himalayas*. Interscience Publishers, L.U. de Sitter Éd., 289 pp.
- Gaudichet A. et R. Lefèvre (1988). Dynamique des transferts minéraux atmosphériques à grande distance sur l'Océan Indien et l'Antarctique. 12^e Réunion Sci. Terre, Lille, 61 (résumé).
- Gibbs R. J. (1977). Clay mineral segregation in the marine environment. *J. sedim. Petrology*, 47, 237-243.
- Goldberg E. D. et J. J. Griffin (1970). The sediments of the northern Indian Ocean. *Deep-Sea Res.*, 17, 513-537.
- Gradusov B. P. (1974). A tentative study of clay mineral distribution in soils of the world. *Geoderma*, 12, 49-55.
- Holtzapffel T. (1983). Origine et évolution des smectites albo-aptiennes et paléogènes du domaine nord-atlantique. *Thèse 3^e cycle, Université Lille*, 164 pp.
- Holtzapffel T. (1985). Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Soc. Géol. Nord, publ.* 12, 136 pp.
- Holtzapffel T. et H. Chamley (1983). Morphologie et genèse de smectites albo-aptiennes et paléogènes de l'Atlantique Nord : héritage et recristallisation. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296, 2, 1599-1602.
- Holtzapffel T. et H. Chamley (1986). Les smectites lattées du domaine atlantique depuis le Jurassique supérieur : gisement et signification. *Clay Miner. Bull.*, 21, 133-148.
- Imbert T. (1988). Sédimentation volcanogène récente dans le Nord-Est de l'Océan Indien. *Thèse Doctorat, Université Paris-XI, Orsay*.
- Islam A. K. M. E. et E. G. Lotse (1986). Quantitative mineralogical analysis of some Bangladesh soils with X-ray, ion exchange and selective dissolution techniques. *Clay Miner. Bull.*, 21, 31-42.
- Kidd R. B. et T. A. Davies (1978). Indian Ocean sediment distribution since the late Jurassic. *Mar. Geol.*, 26, 49-70.
- Kolla V. et P. E. Biscaye (1973). Clay mineralogy and sedimentation in the eastern Indian Ocean. *Deep-Sea Res.*, 20, 727-738.
- Kolla V., L. Henderson et P. E. Biscaye (1976 a). Clay mineralogy and sedimentation in the western Indian Ocean. *Deep-Sea Res.*, 23, 449-461.
- Kolla V., D. G. Moore et J. R. Curray (1976 b). Recent bottom current activity in the deep western Bay of Bengal. *Mar. Geol.*, 21, 255-270.
- Kolla V. et R. B. Kidd (1982). Sedimentation and sedimentary processes in the Indian Ocean. In: *Ocean Basins and Margins, vol. 6*, Nairn et Stehli Éd., 1-50.
- Konta J. (1985). Crystalline minerals and chemical maturity of suspended solids of some major world rivers. *Mineralogy Petrography Acta*, 29A, 121-133.
- Millot G. (1964). *Géologie des argiles*. Masson, Paris, 499 pp.
- Moore D. G., J. R. Curray, R. W. Raitt et F. J. Emmel (1974). Stratigraphic-seismic section correlations and implications in Bengal Fan history. In: *Initial Repts Deep Sea Drilling Proj.*, 22, 403-412.
- Mukherjee B. (1964). Clay minerals in argillaceous sediments of the Himalayan zone. *Clay Miner. Bull.*, 5, 363-372.
- Naidu A. S. (1966). Lithological and chemical facies changes in the recent deltaic sediments of the godavari river, India. In: *Deltas in their geologic framework*, M.L. Shirley, Éd., Houston Geol. Soc., Houston.
- Norrish K. et J. G. Pickering (1983). Clay minerals. In: *Soils: Australian viewpoint*. CSIRO Melbourne/Academic Press. London, 281-308.
- Paquet H. (1970). Évolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mém. serv. carte géol. Alsace-Lorraine*, 30, 206 pp.
- Pichard C. et F. Fröhlich (1986). Note technique - Analyses IR quantitatives des sédiments. Exemple du dosage du quartz et de la calcite. *Revue Inst. fr. Pétrole*, 41, 6, 809-819.
- Pye K. (1987). *Aeolian dust and dust deposits*. Academic Press, London, 344 pp.
- Rao A. T. et C. V. Raman (1986). Geochemical studies of clays from red sediments of Visakhapatnam coast, east coast of India. *Indian J. mar. Sci.*, 15, 20-23.
- Rodolfo K. S. (1969). Sediments of the Andaman basin, Northeastern Indian Ocean. *Mar. Geol.*, 7, 371-402.
- Ross G. J. et M. M. Mortland (1966). A soil beidellite. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 30, 337-343.
- Satyanarayana K. et M. Poornachandra Rao (1973). Clay minerals in the modern deltaic sediments of Mahanadi delta. *Indian Miner.*, 14, 1-7.
- Sidhu P. S. et R. J. Gilkes (1977). Mineralogy of soils developed on alluvium in the Indo-Gangetic plain (India). *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41, 1194-1201.
- Steinberg M., T. Holtzapffel, M. Rautureau, N. Clauer, C. Bonnot-Courtois, T. Manoubi et D. Badaut (1984). Croissance cristalline et homogénéisation chimique de monoparticules argileuses au cours de la diagenèse. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 299, 2, 441-446.
- Trauth N. (1977). Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire - bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France), Jbel Ghassoul (Maroc). *Sci. géol. Mém.*, 49, 195 pp.
- Van Campo E. (1986). Monsoon fluctuations in two 20 000 Yr B.P. Oxygen Isotope/Pollen records off Southwest India. *Quat. Res.*, 26, 376-388.
- Von der Borch C. C., J. G. Sclater et al. (1974). Site reports. In: *Initial Repts Deep Sea Drilling Proj.*, 22, 890 pp.
- Wadia D. N. (1944). *Geology of India*. McMillan and Co ed., London, 460 pp.
- Wilding L. P., N. E. Smeck et G. F. Hall (1983). *Pedogenesis and soil taxonomy. Vol. I: Concepts and interactions; Vol. II: The soil orders. Developments in soil science, vol. 11 A et B*, Elsevier.
- Windom H. L. (1975). Aeolian contributions to marine sediments. *J. sedim. Petrology*, 45, 520-529.