

# Argiles authigènes et terrigènes de l'Atlantique et du Pacifique NW (Legs 11 et 58 DSDP) : apport des terres rares

Marges  
Sédimentation  
Volcanisme  
Authigénèse  
Héritage

Margins  
Sedimentation  
Volcanism  
Authigenesis  
Detrital supply

H. Chamley<sup>a</sup>, C. Bonnot-Courtois<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie, Équipe de Recherche Associée 764, CNRS, Université des Sciences et Techniques de Lille, 59655 Villeneuve-d'Ascq.

<sup>b</sup> Laboratoire de Géochimie des Roches sédimentaires, Équipe de Recherche Associée 765, CNRS, Université de Paris-XI, 91405 Orsay.

Reçu le 16/10/80, révisé le 15/12/80, accepté le 5/1/81.

## RÉSUMÉ

L'origine des argiles marines riches en smectite des basaltes océaniques et des sédiments associés est considérée à partir d'une étude combinée de la minéralogie, de la morphologie et de la géochimie des terres rares, dans les parties basales de trois forages de l'Atlantique et du Pacifique NW. Des mécanismes génétiques différents sont identifiés et les limites des méthodes utilisées sont examinées. L'argile des basaltes plus ou moins altérés est principalement formée *in situ* en environnement volcanique clos, ce qui est plus facilement reconnaissable lorsque le volcanisme est tholéïtique ( $\Sigma TR = 10-20$  ppm; La/Yb faible = 1) que lorsqu'il est alcalin ( $\Sigma TR = 150$  ppm; La/Yb moyen = 11, valeurs analogues à celles de la moyenne des shales continentaux). Les sédiments, cuits ou non, situés entre les sills basaltiques ou au-dessus de la croûte océanique, montrent parfois une origine authigène, sous l'influence mixte du volcanisme et de l'eau de mer; ailleurs, ils proviennent surtout de l'héritage de zones volcaniques émergées et rapidement érodées ( $\Sigma TR = 100$  à 200 ppm; La/Yb = 9 à 20). Les boues brunes pélagiques fréquemment caractéristiques des premiers dépôts marins sont nées sous l'influence de l'eau de mer, particulièrement bien marquée lorsque la sédimentation est suffisamment lente pour permettre les échanges chimiques. Enfin les sédiments postérieurs, de lithologie variée, sont dominés durant la plus grande partie du Mésozoïque et du Cénozoïque par l'héritage des argiles, qui peuvent ainsi contribuer à la reconstitution des paléoenvironnements continentaux.

*Oceanol. Acta*, 1981, 4, 2, 229-238.

## ABSTRACT

Autochthonous and terrigenous clays of the North-Western Atlantic and Pacific (Legs 11 and 58 DSDP): contribution of rare earth elements

The origin of smectite-rich clays in oceanic basalts and associated sediments is considered on the basis of a combined mineralogical, morphological and geochemical (rare earth elements) study of the bottom sections of three NW Atlantic and NW Pacific DSDP cores. Different genetic processes are identified, and the limits of the methods employed are considered. The clay of altered basalts was chiefly formed *in situ* in a closed volcanic environment; this is more easily demonstrated when the volcanism is tholeiitic ( $\Sigma REE = 10-20$  ppm; low La/Yb = 1) than when it is alkaline ( $\Sigma REE = 150$  ppm; La/Yb mean = 11, values which approximate the average for continental shales). The sediments, whether baked or not, which are intercalated in basaltic sills or located immediately above the oceanic crust, are sometimes the product of autochthonous clay formation under the double influence of volcanism and sea water; elsewhere clay materials are for the most part inherited and reworked from emerged volcanic areas, rapidly

weathered and eroded ( $\Sigma \text{REE} = 100\text{-}200 \text{ ppm}$ ;  $\text{La}/\text{Yb} = 9\text{-}20$ ). The brown pelagic clays, often characteristic of the earliest deep oceanic deposits, were formed under the influence of sea water, especially when the sedimentation rate was slow enough to favour the chemical exchanges. The various later sediments were deposited throughout the Mesozoic and Cenozoic periods, under the dominant influence of reworked clay fractions, which offer evidence of past continental environments.

*Oceanol. Acta*, 1981, 4, 2, 229-238.

## INTRODUCTION

L'origine des argiles marines anciennes constitue un problème intéressant, car elles sont généralement abondantes dans les sédiments et peuvent témoigner de l'environnement existant à l'époque du dépôt. Ce problème trouve une solution claire dans le cas des grands fonds océaniques situés à l'abri des apports détritiques, où c'est le paléoenvironnement marin qui est principalement exprimé (Hoffert, 1980). De manière symétrique, les argiles déposées sur les marges continentales sous forte influence détritique reflètent surtout le paléoenvironnement continental (Chamley, 1979). En revanche, le problème est délicat au niveau des marges continentales où la sédimentation est de vitesse irrégulière, influencée par le volcanisme, et marquée par des minéraux argileux comme les smectites dont l'origine peut être multiple. C'est particulièrement le cas des sédiments marins déposés lors des premières phases de développement d'un bassin océanique. On peut aborder cette question par diverses analyses sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques (Debrabant, Foulon, 1979; Chamley *et al.*, 1980; Maillot, 1980). Nous l'envisageons ici par l'étude parallèle des minéraux argileux et de leur distribution de terres rares, éléments chimiques susceptibles d'enregistrer l'origine des argiles et les particularités du milieu de sédimentation (Copeland *et al.*, 1971; Piper, 1974; Courtois, Hoffert, 1977).

Les matériels analysés proviennent de trois sites du Deep Sea Drilling Project (fig. 1), forés en des lieux et dans des dépôts très différents, mais tous trois caractérisés par la présence de roches basaltiques, de sédiments intercalés dans ces roches et de sédiments surimposés :

— le site 105 du Leg 11 se trouve sur la bordure continentale NW de l'Atlantique, au large du cap Hatteras ( $34^{\circ}53,72'N-69^{\circ}10,40'W$ , profondeur 5 231 m, pénétration 633 m). La partie inférieure du forage, d'âge jurassique supérieur à valanginien, est formée de basalte

avec calcaire et argile intercalés, puis de calcaires rouges et gris plus ou moins marneux sus-jacents (Hollister *et al.*, 1972);

— le site 446 du Leg 58 est situé dans l'ouest de la mer des Philippines, au sein d'un petit bassin au sud de la ride de Daito ( $24^{\circ}42,04'N-132^{\circ}46,49'$ , profondeur 4 952 m, pénétration 620,5 m). La partie inférieure du forage 446 A considérée ici, d'âge éocène inférieur, est constituée par des alternances répétées de sills basaltiques et de sédiments argilo-silteux hétérogènes (Klein *et al.*, 1980);

— le site 442 du Leg 58 est implanté au nord de la mer des Philippines, dans la partie centre-ouest du bassin de Shikoku ( $28^{\circ}59,00'N-136^{\circ}03,43'E$ , profondeur 4 639 m, pénétration 445 m). Les niveaux étudiés sont d'âge miocène inférieur à pliocène et comprennent des basaltes en coulées massives et en coussins, surmontés d'argiles pélagiques brunes puis de boues hémipélagiques jaune-brun (Klein *et al.*, 1980).

Les techniques d'étude utilisées comprennent la diffraction X sur la roche totale et la fraction argileuse  $< 2 \mu\text{m}$  (pâtes orientées), la microscopie électronique par transmission, et l'activation neutronique pour le dosage des terres rares sur les roches totales et les fractions décarbonatées. Dans le cas des basaltes, l'étude porte sur la fraction argileuse extraite par sédimentation, après broyage de la roche totale. La précision dans le dosage des terres rares est de 5 % pour La, Ce, Sm, Eu, Yb et Lu, et de l'ordre de 10 % pour Nd et Tb. Les données chiffrées sont présentées dans les tableaux 1 et 2.

## MÉSOZOÏQUE SUPÉRIEUR DE LA MARGE DU CAP HATTERAS (fig. 2)

Le basalte étudié vers la base du forage 105 (carottes 42-2-81 et 41-1-129) est partiellement altéré en argile, constituée exclusivement de smectite très bien cristallisée. Le minéral présente une morphologie en touffes développées à la périphérie des particules volcaniques

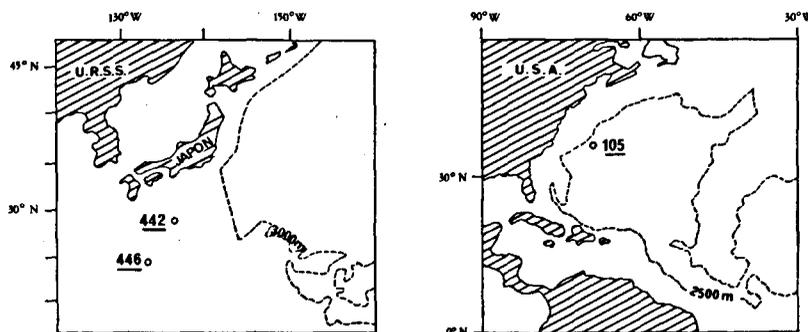


Figure 1  
Localisation des forages DSDP étudiés.  
Location maps.

Tableau 1

Teneurs en terres rares (ppm) des sédiments et du basalte dans le forage 105, Leg 11 (A.: argile; B.: basalte).  
 Contents of rare earth elements (ppm) in sediments and basalt in core 105, Leg 11 (A: clay; B: basalt).

Numéro échantillon	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Total	La/Yb
31-1-98	27,4	60,1	26,9	4,95	1,10	0,70	2,10	0,34	123	13,0
32-2-131	8,6	17,9	8,7	1,9	0,42	0,26	0,72	0,12	38	11,9
35-3-51	51,2	90,5	36,9	6,70	1,45	0,92	2,38	0,41	190	21,5
37-5-75	34,2	60,5	24,5	4,34	0,90	0,70	1,92	0,33	127	17,8
38-3-100	30,3	61,0	28,7	5,25	1,15	0,80	2,20	0,35	130	13,7
40-1-61	0,58	1,75	1,0	0,23	0,058	0,045	0,13	0,025	4	4,4
40-1-81	0,60	3,8	2,5	0,85	0,38	0,35	1,05	0,19	10	0,6
41-1-127 A	2,8	3,6	4,5	0,97	0,27	0,20	0,65	0,11	13	4,3
41-1-127 B	1,55	8,8	6,3	1,9	0,73	0,60	2,31	0,40	22	0,6
43-1-100	0,50	<0,4	1,5	0,33	0,097	0,075	0,30	0,05	3	1,6

Tableau 2

Teneurs en terres rares (ppm) des sédiments et des basaltes dans les forages 442 A et 446 A, Leg 58.  
 Contents of rare earth elements (ppm) in sediments and basalts in cores 442 A and 446 A, Leg 58.

Numéro échantillon	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Total	La/Yb
Leg 58, site 442 A										
19-2-42	28,2	59,2	26,7	6,1	1,25	0,90	2,60	0,44	130	10,8
30-3-0	32,2	56,0	33,9	8,0	1,80	1,30	3,70	0,63	141	8,7
30-3-20	39,7	71,8	43,7	9,2	2,1	1,50	4,43	0,75	174	8,9
30-3-62	37,9	61,5	41,2	8,7	2,05	1,45	4,27	0,71	158	8,9
30-3-100	30,5	56,0	37,1	7,8	1,80	1,23	3,54	0,59	138	8,6
30-3-122	33,8	45,0	36,9	7,9	1,85	1,37	4,16	0,70	132	8,1
B6-cc	3,4	10,6	8,5	3,2	1,2	0,85	2,75	0,46	35	1,2
Leg 58, site 446 A										
10-5-57	41,4	85,1	38,4	7,6	1,60	1,0	2,40	0,37	183	17,2
10-5-86	25,7	60,9	37,8	9,95	3,20	1,1	1,98	0,30	147	12,9
25-3-65	23,0	50,8	23,9	4,75	1,50	0,6	1,22	0,20	109	18,8
25-3-90	46,2	86,8	42,3	11,4	2,33	1,8	5,02	0,80	205	9,2
25-3-96	26,7	63,7	37,2	8,9	2,9	1,2	2,75	0,42	150	9,8
25-3-99	70,7	109	45,5	8,8	2,25	1,0	2,06	0,32	245	34,3
25-5-110	36,6	67,4	33,2	7,6	1,60	0,92	2,30	0,37	155	15,9

(Pl. 1 A). L'échantillon de basalte peu altéré prélevé au niveau 41-1-129 a une courbe de distribution des terres rares non fractionnée par rapport aux chondrites et donc très appauvrie en TR légères par rapport aux shales. Cette distribution est typique d'un basalte tholéiitique océanique (Frey, Haskin, 1964; Frey *et al.*, 1968).

Les sédiments associés aux basaltes présentent des caractères minéralogiques et géochimiques différents :

- l'argilite peu calcaire du niveau 41-1-129 contient une smectite identique à celle que l'on trouve dans la roche basaltique. Ses teneurs en terres rares sont faibles (environ 10 ppm) et sa courbe de distribution (fig. 2 b) est caractérisée par un léger appauvrissement en terres rares légères par rapport aux shales. De plus cette argile présente une anomalie négative en Ce, moins importante toutefois que celle de l'eau de mer (Hogdahl *et al.*, 1968);
- le calcaire argileux le plus profond (43-1-100),

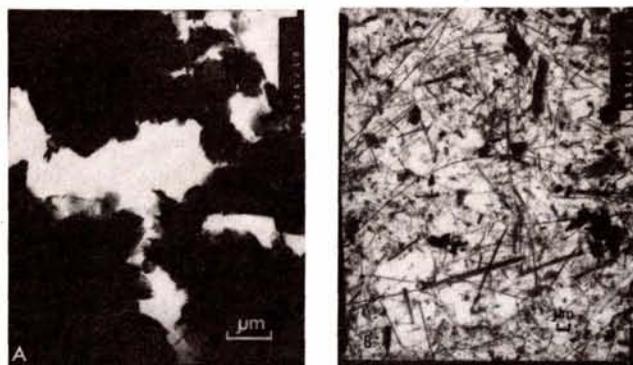


Planche 1

Site 105, Jurassique supérieur. Micrographies : A. 42-2-81, basalte. Smectite en touffes; B, C. 43-1-100, calcaire argileux intercalé dans basalte. Sépiolite et smectite en « planches » (saponite ?); D. 39-2-141, calcaire argileux rouge. Minéraux primaires (illite, chlorite) et interstratifiés irréguliers, smectite banale, rares fibres.

Site 105, late Jurassic. Micrographs. A. 42-2-81, basalt. Smectite tufts; B, C. 43-1-100, clayey limestone intercalated in basalt. Sepiolite, smectite boards (saponite ?); D. 39-2-141, red clayey limestone. Illite, chlorite, irregular mixed-layers, ordinary smectite, rare fibers.

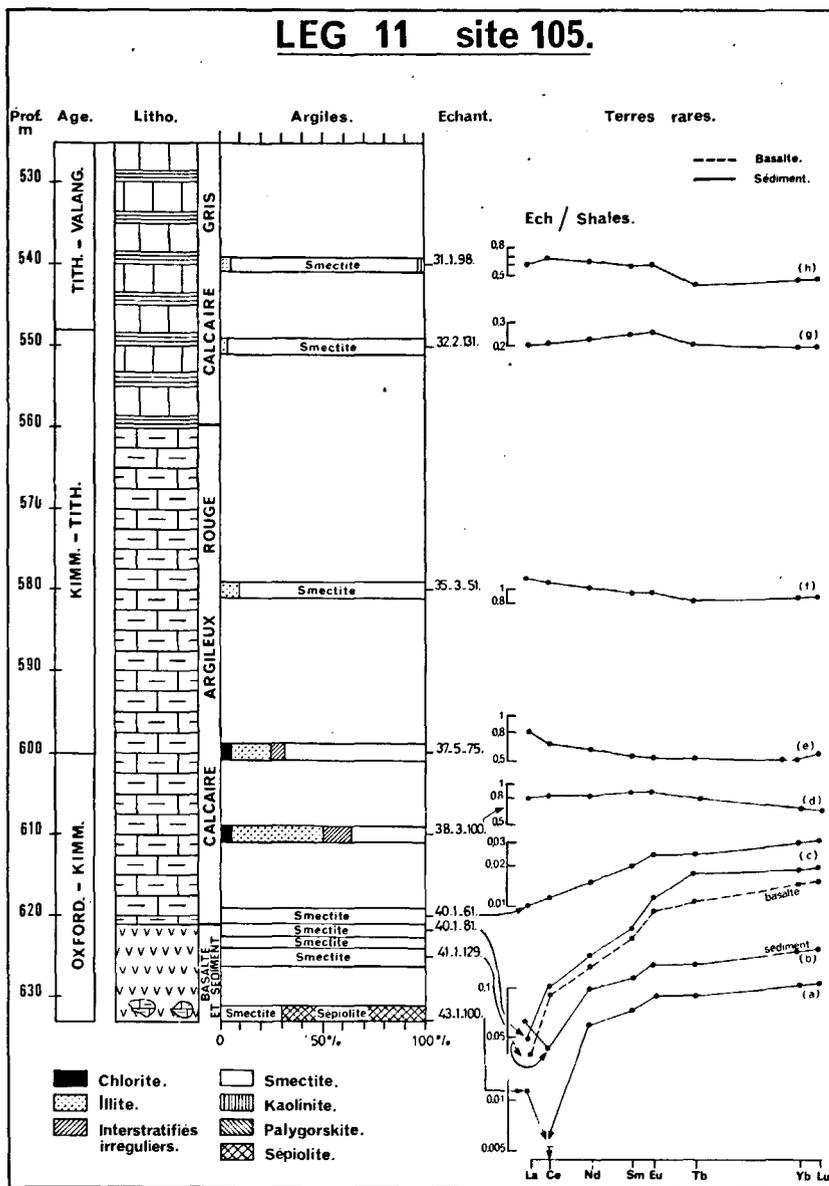


Figure 2  
Site 105. Résultats.  
Site 105. Results.

également mélangé à des fragments basaltiques, contient deux types de minéraux argileux : une sépiolite dominante, en faisceaux de fibres longues et fines, et une smectite, le plus souvent constituée de « planches » allongées et évoquant une saponite ou une nontronite (Beutelspacher, Van Der Marel, 1968). Il ne paraît pas exister de liaison morphologique entre les deux minéraux (Pl. 1 B et C). Les teneurs en terres rares de ces argiles sont extrêmement faibles et à la limite de la détection (3 ppm pour la somme des éléments dosés). La courbe de distribution (a) est très fractionnée par rapport à la moyenne des shales, appauvrie en terres rares légères et particulièrement en La. Le Ce présente une anomalie négative, difficile à quantifier. Ces argiles ont donc une distribution de terres rares identique à celle d'un basalte tholéiitique, doublée d'une anomalie négative en Ce proche de celle de l'eau de mer. Notons que les teneurs absolues en TR des produits d'altération sous-marin de matériel volcanique peuvent être égales ou supérieures à celles du matériel non altéré (Ludden, Thompson, 1978; 1979; Desprairies, Bonnot-Courtois, 1980). Cependant, on observe parfois une chute importante des teneurs absolues, en particulier au niveau des TR lourdes, dans

des verres altérés (Frey *et al.*, 1974; Juteau *et al.*, 1978) ou dans des argiles d'altération hydrothermale (Bonnot-Courtois, 1981).

Les argiles rougeâtres qui surmontent immédiatement les derniers niveaux basaltiques (carotte 40) contiennent le même type de smectite que plus bas, avec des traces de feldspaths. La distribution des terres rares (c) montre également un fractionnement avec appauvrissement en éléments légers; très marqué dans l'échantillon 40-1-81, ce fractionnement subsiste mais s'atténue dans le niveau 40-1-61. La marque du volcanisme tholéiitique se manifeste donc encore dans ces argiles. Par contre, aucune anomalie négative en Ce n'est mise en évidence, au contraire des argiles sous-jacentes.

Puis, dès que l'on s'éloigne de la roche volcanique (carottes 39 et 38), le cortège des minéraux argileux change radicalement (Hathaway, 1972; Chamley *et al.*, 1980) : les calcaires argileux rouges de l'Oxfordien-Kimmeridgien ont une fraction argileuse formée de 40 à 50 % d'illite, avec des interstratifiés irréguliers (surtout illite-smectite, peu de chlorite-smectite), de la chlorite, du quartz, parfois des feldspaths et des amphiboles. Les

smectites sont assez abondantes (25-35 %) mais mal cristallisées; de rares fibres s'observent en microscopie électronique (Pl. 1 D). Le rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , ainsi que les teneurs en Fe et Mn, sont assez élevés (Debrabant, Foulon, 1979). Vers la fin des calcaires jurassiques (carottes 37 à 34) puis dans les premiers calcaires gris portlandiens à néocomiens (carottes 33 à 31), les smectites augmentent de nouveau et deviennent très abondantes. Mais elles sont moins bien cristallisées que dans et à proximité des basaltes, présentent une morphologie banale et sont accompagnées de petites quantités de minéraux divers (chlorite, illite, interstratifiés irréguliers, quartz).

Les teneurs en terres rares des argiles extraites des carottes 38 à 31 sont nettement plus élevées que dans les argiles sous-jacentes, elles atteignent des valeurs banales d'environ 150 ppm. Les courbes de distribution (*d* à *h*) sont sensiblement horizontales, sans fractionnement par rapport à la moyenne des shales. La marque du volcanisme tholéiitique disparaît à partir des sédiments oxfordiens et kimmeridgiens qui surmontent le basalte. L'absence de fractionnement existe aussi bien dans les niveaux à illite-chlorite et interstratifiés que dans ceux où la smectite est à nouveau dominante. Du point de vue des terres rares, ces smectites ne se distinguent pas d'argiles détritiques continentales banales.

### ÉOCÈNE INFÉRIEUR DU BASSIN DE DAITO (fig. 3)

Dans le forage 446 A, les échantillons analysés ont été prélevés dans et à proximité de deux sills basaltiques. Les basaltes ne sont pas de type tholéiitique mais ont un caractère d'ensemble alcalin (Klein *et al.*, 1980). Cela est confirmé par les courbes de distribution des terres rares (fig. 4). On observe en effet un enrichissement en terres rares légères par rapport aux chondrites, contrairement aux tholéiites océaniques qui sont appauvries ou non

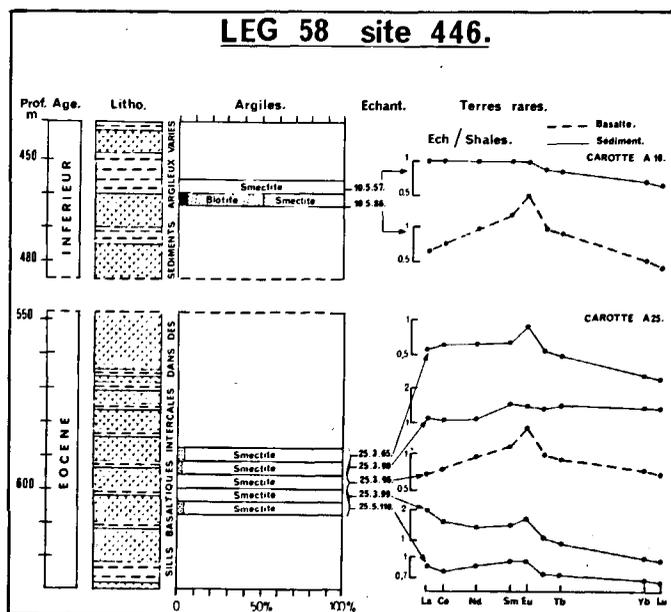


Figure 3  
Site 446. Résultats. Site 446. Results.

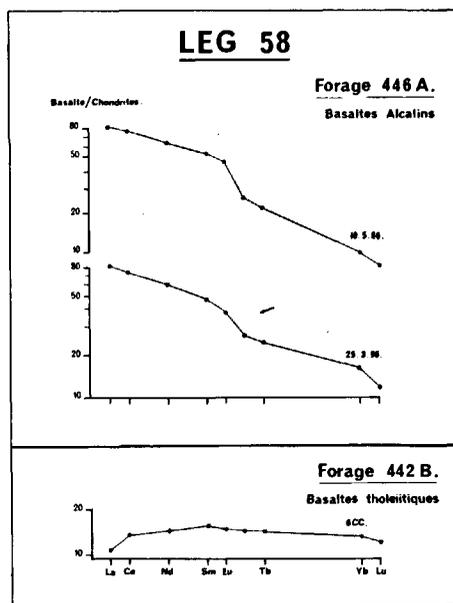


Figure 4  
Distribution des terres rares dans les basaltes du Leg 58.  
Distribution of rare earth elements in Leg 58 basalts.

fractionnées (Gast, 1968). Les principaux résultats sont les suivants :

#### Carotte A 25

Le basalte étudié (3-96) est peu altéré en argile, formée de smectite de cristallinité très élevée accompagnée de feldspaths. La courbe de distribution des terres rares par rapport aux shales ne présente aucun fractionnement important. Sa seule particularité est une anomalie positive en Eu, de faible intensité, témoin de la présence des feldspaths (Schnetzer, Philpotts, 1970).

La roche argileuse dure, rouge-noirâtre, qui se trouve juste au contact inférieur du sill basaltique (3-99), a été cuite lors de l'intrusion volcanique. Elle ne montre aucune particularité minéralogique à l'exception d'un peu de zéolite jointe à la smectite. Sa courbe de distribution de terres rares est relativement enrichie en TR légères par rapport aux shales, avec une faible anomalie positive en Eu. Les teneurs absolues en terres rares de ce niveau sont assez élevées (245 ppm).

Les argilites grises à brun-verdâtre non cuites, prélevées de part et d'autre du sill (3-65, 3-90, 5-110), présentent une légère mais nette diversification minéralogique par rapport au basalte. Cette diversification apparaît dans la roche totale (feldspaths, quartz, serpentine, parfois calcite, analcime, heulandite), ainsi que dans la fraction argileuse (illite, chlorite) (Chamley, 1980 a). Les smectites, toujours très abondantes, forment localement des lattes larges et allongées qui évoquent des minéraux ferrifères du type nontronite (argilite tachetée 3-90; Pl. 2 A). Les courbes de distribution des terres rares ne présentent aucune particularité par rapport à la moyenne des shales : ce sont des droites soit sensiblement horizontales (3-90, 5-110), soit avec une légère anomalie positive en Eu (3-65).

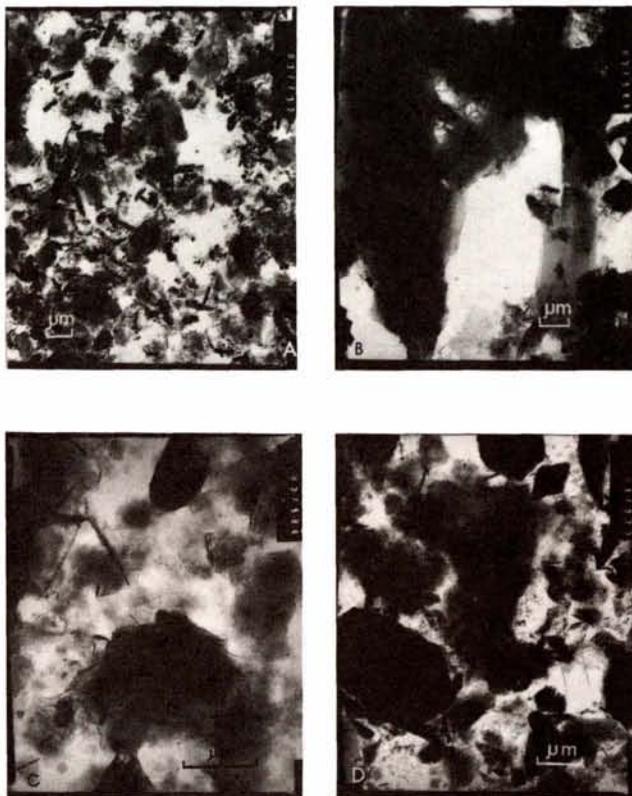


Planche 2

Micrographies : A. site 446, Eocène inférieur. Niveau A 25-3-90, argilite brun-gris. Smectite en lattes; B. site 442, niveau B 6-cc, basalte altéré. Smectite en « planches » larges et de grande taille (nontronite ?); C. site 442, niveau A 30-3-0, Miocène inférieur, argile pélagique brune. Smectite, fibres éparées; D. site 442, niveau A 19-2-42, Pliocène, boue hémipélagique brun-jaune. Smectite banale, illite, chlorite, kaolinite.  
 Micrographs: A. site 446, early Eocene. Core A 25-3-90, brown-gray clay. Smectite lathes; B. site 442, core B 6-cc altered basalt. Broad and large boards of smectite (nontronite ?); C. site 442, core A 30-3-0, early Miocene, brown pelagic clay. Smectite, scattered fibers; D. site 442, core A 19-2-42, Pliocene, brown-yellow hemipelagic clay. Ordinary smectite, illite, chlorite, kaolinite.

Carotte A 10

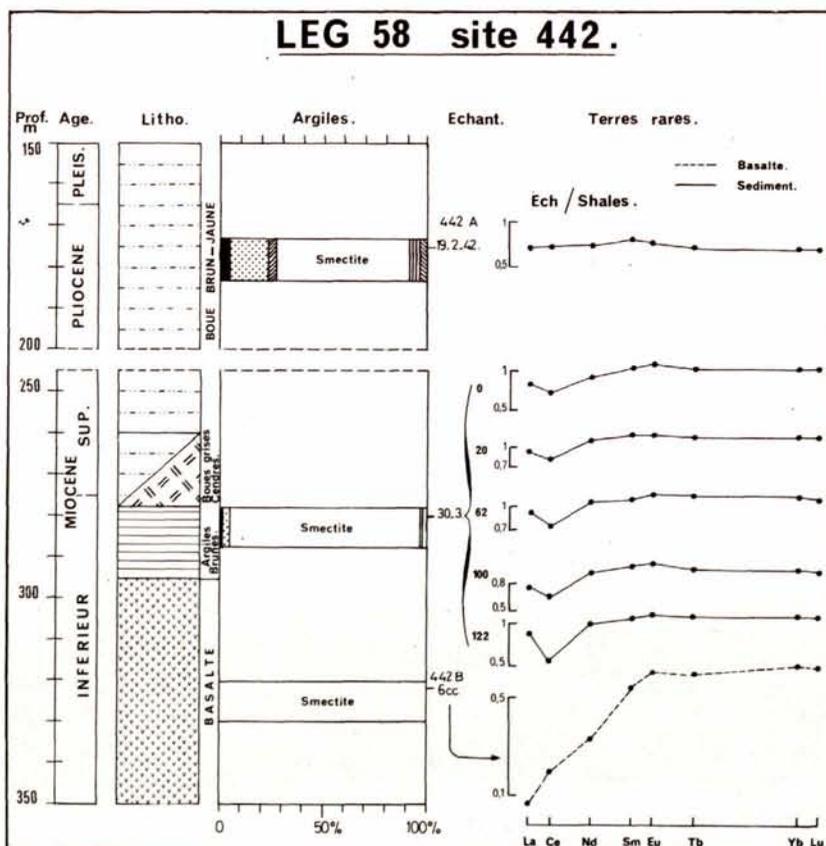
Le basalte vacuolaire étudié (5-86) contient pour moitié des smectites très bien cristallisées et pour moitié un mica dioctaédrique avec des traces de chlorite et de feldspaths associés. Le mica est une biotite très bien cristallisée, de la taille des sables et des silts, qui se retrouve après broyage dans la fraction argileuse. Cette roche volcanique appartient vraisemblablement à la famille des kersantites sombres (Jung, 1958). Sa courbe de distribution de terres rares par rapport à la moyenne des shales a une forme convexe, enrichie en terres rares intermédiaires, avec une anomalie positive en Eu.

L'argilite gris-verdâtre 5-57, située peu au-dessus du sill volcanique, contient exclusivement des smectites de haute cristallinité associées à des feldspaths et à des zéolites. La courbe de distribution des terres rares est très régulière, avec un léger appauvrissement en TR lourdes par rapport à la moyenne des shales. Les teneurs absolues et la distribution sont identiques à ce que l'on rencontre dans des argiles continentales banales.

MIO-PLIOCÈNE DU BASSIN DE SHIKOKU (fig. 5)

Le basalte vacuolaire prélevé au niveau 6-cc du forage 442 B correspond à une coulée tholéitique massive. Sa courbe de distribution des terres rares n'est pas fractionnée par rapport aux chondrites : un peu appauvrie en La, elle diffère nettement de celles des sills du forage 446 A (fig. 4). La fraction argileuse extraite de ce basalte est peu abondante, constituée de smectites très bien cristallisées. Ces minéraux ont une morphologie en « planches » de grande taille (Pl. 2 B), et sont accompa-

Figure 5  
 Site 442. Résultats.  
 Site 442. Results.



gnées d'un peu de feldspaths. La courbe de distribution des terres rares par rapport à la moyenne des shales est très appauvrie en éléments légers, comme cela s'observe typiquement dans les basaltes tholéïtiques océaniques. Les sédiments situés pratiquement au contact supérieur du basalte sont des argiles brun foncé, pauvres en fraction silto-sableuse (environ 5 %) et contenant parfois des micronodules de manganèse et des zéolites (forage 442 A, carotte 30). Développées sur plusieurs mètres d'épaisseur, elles contiennent des smectites très abondantes et bien cristallisées, mais de morphologie banale (Pl. 2 C). Divers minéraux y sont également présents en faible quantité, comme l'illite, les feldspaths, parfois la chlorite, la kaolinite, des zéolites et des oxy-hydroxydes de fer et manganèse (Chamley, 1980 b). De rares lattes évoquant des minéraux fibreux existent localement. Il n'y a pas d'évolution verticale significative dans la distribution des argiles. Les courbes de distribution des terres rares dans cinq niveaux de la carotte 30 montrent un léger fractionnement par rapport aux shales, les terres rares légères, et surtout La et Nd, étant un peu appauvries par rapport aux terres rares lourdes.

Par ailleurs, une anomalie négative en Ce existe dans tous ces échantillons, et son intensité montre un gradient positif avec la profondeur : les sédiments les plus enfouis ont une anomalie mieux marquée, mais toutefois plus faible que celle de l'eau de mer.

Les boues hémipélagiques se développent à partir du Miocène supérieur, et présentent une diminution irrégulière des smectites ainsi qu'une diversification minéralogique importante (Pl. 2 D). Les smectites représentent 35 à 70 % de la fraction argileuse jusqu'au Pliocène, puis leur proportion diminue au Pléistocène. La vase beige pliocène prise en exemple (19-2-42) a une distribution de terres rares sans aucun fractionnement par rapport à la moyenne des shales, et ne présente pas d'anomalie négative en Ce.

## DISCUSSION

L'ensemble des roches volcaniques plus ou moins altérées et des sédiments étudiés dans les domaines marginaux nord-occidentaux de l'Atlantique (Leg 11) et du Pacifique (Leg 58) est caractérisé par la fréquence et l'abondance des smectites dans les assemblages argileux. L'étude qualitative et quantitative de ces minéraux et des espèces associées a permis, en replaçant les données minéralogiques dans un contexte géologique, lithologique et géochimique, d'aborder le problème de l'origine des fractions sédimentaires argileuses (Chamley, 1979; Debrabant, Foulon, 1979). On constate ici, en outre, des variations importantes dans la répartition des terres rares suivant le lieu, la position stratigraphique et la nature du volcanisme. Considérons quels peuvent être l'intérêt et les limites d'utilisation des terres rares pour distinguer l'origine des argiles et en particulier des smectites, dans un tel paléoenvironnement de marges et de bassins marginaux. Envisageons successivement le cas des basaltes altérés, des sédiments intrabasaltiques et immédiatement sus-jacents, et enfin des sédiments hémipélagiques communs.

## Basaltes océaniques altérés

La majorité des basaltes étudiés est partiellement altérée en argile, formée de smectite très bien typée : c'est le minéral argileux exclusif, sa cristallinité est exceptionnellement élevée, et elle a une morphologie en « touffes » ou en « planches ». Ces caractères sont propres aux smectites formées *in situ* par altération de matériel volcanique. Deux types de distribution de terres rares sont observés suivant la nature du volcanisme :

*Dans le cas d'un volcanisme tholéïtique océanique typique*, comme dans les bassins du Cap Hatteras et de Shikoku (sites 105 et 442), les courbes de distribution ne sont pas fractionnées par rapport aux chondrites. Par normalisation à la moyenne des shales, on constate donc un *appauvrissement important en terres rares légères* (Frey *et al.*, 1968; Haskin *et al.*, 1968). Ce type de distribution est bien caractérisé et correspond à l'altération directe de basaltes océaniques à affinité tholéïtique.

*Dans le cas d'un volcanisme plus alcalin* comme dans la région de Daito (site 446), les courbes de distribution sont enrichies en terres rares légères par rapport aux chondrites (Gast, 1968; Jakes, White, 1972; Haskin, Paster, 1979). En dehors d'un excès en Eu lié aux feldspaths, ces courbes ne se distinguent pas de la distribution de la moyenne des shales continentaux. Il n'est donc pas possible de reconnaître dans le cas des basaltes alcalins la marque du milieu volcanique à partir du cortège de terres rares. On saisit ici une des limites d'utilisation des terres rares dans la reconstitution des milieux de genèse argileuse.

L'absence d'anomalie négative en Ce dans les divers basaltes étudiés pourrait résulter de la faiblesse de l'altération, conduisant à la prépondérance des terres rares typiques de la roche-mère saine : en effet la mobilité de ces éléments est peu marquée (Philpotts *et al.*, 1969; Decarreau *et al.*, 1979), et leur comportement demeure homogène quand l'altération est modérée (Frey *et al.*, 1974; Juteau *et al.*, 1978; Desprairies, Bonnot-Courtois, 1980). Toutefois, dans le cas du site 446, les sills basaltiques ont été mis en place au sein des sédiments bien après le dépôt de ces derniers, dans des séries à dominante argileuse, peu perméables aux échanges interstitiels et déjà loin sous l'interface eau/sédiment (Klein *et al.*, 1980). Il est donc probable que les smectites résultent de l'altération directe de basaltes sous-marins, en dehors de toute influence, notamment marine, extérieure au milieu volcanique, comme c'est le cas dans diverses séries effusives (ex. Donnelly *et al.*, 1979).

## Sédiments intrabasaltiques

Les sédiments calcaires et argileux intercalés dans les basaltes les plus superficiels sont également très riches en smectite. Mais la cristallinité du minéral est un peu plus faible et sa morphologie variée (phyllites communes, « planches », fibres). La dépendance entre genèse argileuse et altération basaltique paraît donc moins étroite que dans le cas des argiles emprisonnées dans la roche volcanique.

Dans les argiles et calcaires argileux de la région du Cap Hatteras, la distribution des terres rares est très appauvrie en éléments légers par rapport à la moyenne des shales, mais elle présente également une anomalie négative en Ce. Cette anomalie est la marque de l'eau de mer (Goldberg *et al.*, 1963; Hogdahl *et al.*, 1968) et se répercute sur les minéraux néoformés en milieu océanique (Spirn, 1965; Piper, 1974). Comme l'ont montré ailleurs Ludden et Thompson (1978; 1979), on saisit donc ici une formation d'argile dans le bassin sédimentaire sous influence mixte, volcanique et marine.

Pour les argilites de la région de Daito, la caractérisation du milieu de formation des argiles est plus délicate à établir. D'une part en effet, la distribution des terres rares, analogue à celle des sills de basaltes alcalins qui recourent les sédiments, ne se distingue pas non plus de la moyenne des shales. Il n'est donc pas possible de confirmer par les terres rares l'affinité volcanique des argiles, qui a été déduite des précédentes études géologiques, lithologiques et minéralogiques (Chamley, 1980 a; Klein *et al.*, 1980). D'autre part la diversification minéralogique et l'absence d'anomalie négative en Ce suggèrent une origine allochtone des minéraux argileux, issus de l'érosion rapide d'un paysage volcanique en grande partie émergé (Klein *et al.*, 1980) et soumis à l'altération météorique. Un tel héritage des smectites sédimentaires est argumenté par l'abondance des venues détritiques et par la rapidité de l'enfouissement, peu propices aux échanges avec l'eau de mer (Piper, Graef, 1974; Courtois, Hoffert, 1977). On ne peut toutefois exclure totalement une formation sous-marine rapide : certaines smectites formées précocement par altération de matériel volcanoclastique peuvent en effet être dépourvues d'anomalie négative en Ce, particulièrement en milieu marin peu profond (Desprairies, Bonnot-Courtois, 1980).

#### Sédiments immédiatement sus-jacents aux basaltes

Deux cas différents sont observés :

Dans les calcaires argileux du Jurassique supérieur au large des États-Unis (site 105), les cortèges argileux sont diversifiés et riches en minéraux primaires et d'altération ménagée, les teneurs en terres rares sont faibles, il n'existe pas d'anomalie négative en Ce : ces données sont toutes en faveur d'une origine allochtone, sans influence appréciable du milieu marin. Seul un certain appauvrissement en terres rares légères subsiste, et va en diminuant lorsqu'on s'éloigne du basalte : il traduit la continuation temporaire de l'influence volcanique, généralement non décelée dans les assemblages argileux mais déjà relevée dans les données chimiques des éléments majeurs et en traces (Debrabant, Foulon, 1979; Chamley *et al.*, 1980). Les niveaux les plus proches du basalte (argile rouge, carotte 40-1) sont les plus riches en smectite et les plus appauvris en terres rares légères : ils reflètent l'érosion prépondérante des produits d'altération tholéiitique, comme on l'a vu ailleurs pour l'Éocène du plateau de Rockall (Courtois, Chamley, 1978).

Dans les argiles brunes miocènes du bassin de Shikoku (site 442), la smectite très abondante ne présente pas

l'appauvrissement en terres rares légères du basalte tholéiitique sous-jacent. A l'inverse du site 105, les teneurs absolues en terres rares sont beaucoup plus élevées que dans le basalte et l'anomalie négative en Ce est nette dans ces premiers dépôts océaniques : ces caractères, bien qu'atténués, rappellent ceux des argiles rouges pélagiques typiques (Piper, Graef, 1974; Courtois, Hoffert, 1977). Ces genèses de smectites sous influence de l'eau de mer s'effectuent dans les milieux océaniques profonds à faible vitesse de sédimentation, préservés des apports détritiques et biogènes trop importants (Hoffert, 1980). C'est le cas ici pour les premiers sédiments marins du Nord-Ouest Pacifique, déposés lentement (Klein *et al.*, 1980), à une période où la formation du bassin d'arrière-arc des Philippines s'accompagnait de barrières morphologiques aux apports lointains (Chamley, 1980 b). Le caractère atténué de l'empreinte marine sur le cortège de terres rares résulte probablement d'un mélange d'argiles authigènes et partiellement terrigènes. Quant à l'augmentation de l'anomalie négative en Ce avec la profondeur (*cf.* fig. 5), elle traduit soit une contribution déritique d'abord faible puis croissante, soit une évolution diagénétique avec l'approfondissement au sein des argiles brunes.

#### Sédiments hémipélagiques communs

Lorsqu'on s'élève dans les colonnes stratigraphiques, comme dans les sites 105 et 442, la distribution des terres rares devient banale, analogue à la moyenne des shales, quels que soient l'âge des sédiments, leur lithologie, la composition et la morphologie des argiles, la composition chimique globale, le mode et la vitesse de dépôt. Les terres rares reflètent un héritage déritique et leur distribution dans les séries argileuses ne semble pas évoluer au cours du temps (Chaudhuri, Cullers, 1979; Courtois, Chamley, 1978). Pendant la plus grande partie du Mésozoïque et du Cénozoïque, la sédimentation argileuse des marges de l'Atlantique et du Pacifique Nord-Ouest subit une influence terrigène dominante (Chamley, 1979; 1981). Les successions minéralogiques des argiles sont alors l'écho des changements survenus dans le paléoenvironnement continental : tectonique, climat, pédogenèse, conditions de transport jusqu'à l'océan.

#### CONCLUSION

Les matériels argileux situés dans et à proximité des basaltes océaniques sont généralement riches en smectite. Ce minéral et ceux qui lui sont associés peuvent avoir des origines très diverses, et de ce fait refléter des paléoenvironnements variés. La confrontation des données chimiques des terres rares avec celles de la géologie, de la lithologie et de la minéralogie, permet de préciser l'origine des argiles présentes en contexte volcanique, et de mesurer les limites de la méthode utilisée. Ces recherches sont appliquées ici à la transition basaltes/sédiments dans la zone inférieure de trois forages du Deep Sea Drilling Project, situés sur les

Tableau 3

Mécanismes possibles de formation des argiles lors du passage basaltes océaniques-sédiments marins, d'après les données des terres rares.  
Possible clay genetical processes during the basalt-sediments transition on the basis of rare earth data.

	Altération <i>in situ</i> de basalte	Formation sous l'influence de l'eau de mer	Remaniement d'altérations basaltiques	Remaniement de roches diverses
Sédiment commun postbasalte				+
Sédiment pélagique postbasalte		+		(+)
Sédiment cuit	(+) (non visible si basalte)		+ (non visible si basalte)	
Sill basaltique	+	?	+ (non visible si alcalin)	
Sédiment interbasalte	+	(+)	+ (non visible si alcalin)	(+)
Substratum basaltique	+	?		

bordures nord-ouest de l'Atlantique et du Pacifique (sites 105, 442, 446) (tableau 3) :

– l'argile des basaltes est formée principalement par altération *in situ*, en milieu clos, sous influence du milieu volcanique. La filiation entre la roche et son altération est clairement perçue lorsqu'il s'agit de basalte tholéïtique, typiquement océanique; elle apparaît mal lorsqu'il s'agit de basalte plus alcalin, dont les caractères chimiques sont proches de ceux de la croûte continentale et des argiles détritiques;

– l'argile des sédiments, cuits ou non, situés contre ou entre les basaltes, conserve généralement l'empreinte volcanique, à laquelle peut se superposer la marque de l'eau de mer (Jurassique supérieur du bassin d'Hatteras) : on saisit dans ce cas une genèse *in situ* de l'argile, sous intervention océanique mixte, volcanique et marine. Les limites de ce type d'observation surviennent lorsque le basalte proche est dépourvu de particularité géochimique, ou lorsque l'altération, précoce et rapide, n'enregistre pas l'influence de l'eau de mer;

– une influence marine sur la genèse de smectite s'observe également dans les boues brunes pélagiques miocènes du bassin de Shikoku, mais en dehors d'une influence volcanique sensible et en présence probable d'une influence terrigène atténuée;

– dans les dépôts variés postérieurs au volcanisme océanique, et qui constituent la grande majorité des colonnes stratigraphiques dans les domaines atlantique et nord-ouest pacifique, les terres rares ont un cachet continental, quelles que soient la composition argileuse et la lithologie. L'évolution tectonique globale des bassins marins, qui s'accompagne d'un éloignement des sources volcaniques par rapport aux sites de forage, privilégie l'empreinte des changements continentaux sur celle des événements purement océaniques. Les smectites sont alors le reflet privilégié des modalités de la pédogenèse sur les terres émergées, et le détail de la stratigraphie minéralogique contribue à reconstituer les paléoenvironnements continentaux successifs.

#### Remerciements

Nous exprimons nos vifs remerciements aux organismes et personnes suivants pour leur aide scientifique,

technique ou financière : National Science Foundation (USA), Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO, France) (contrats de recherche n° 77/5489, 78/5708, 79/5927, 79/5970), Centre National de la Recherche Scientifique [CNRS (ATP-IPOD 1978)], Délégation Générale pour la Recherche Scientifique et Technique (DGRST, aide n° 78/7/2941); les scientifiques embarqués sur le Glomar Challenger pour le Leg 58; Mmes et MM. Calcoen, Carpentier, Debrabant, Debyser, Drobczynski, Dujardin, Lancelot, Leroy, Lucas, Pautot, Sibuet, Steinberg.

#### RÉFÉRENCES

- Beutelspacher H., Van Der Marel H. W., 1968. *Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixtures*, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, 333 p.
- Bonnot-Courtois C., 1981. Distribution des terres rares dans les dépôts hydrothermaux de la zone Famous et des Galapagos. Comparaison avec les sédiments métallifères, *Mar. Geol.* (sous presse).
- Chamley H., 1979. North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the late Jurassic, in: *Deep Drilling research in Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment*, edited by M. Talwani, W. Hay and W. B. F. Ryan, Maurice Ewing Ser., Am. Geophys. Union, 3, 342-361.
- Chamley H., 1980a. Clay sedimentation and paleoenvironment in Daito Ridge area since the early Eocene (North-Western Philippine Sea, Leg 58 DSDP), in: *Initial Rep. DSDP*, edited by G. Klein de V., K. Kobayashi et al., 58, 682-693, US Gov. Print. Off.
- Chamley H., 1980b. Clay sedimentation and paleoenvironment in Shikoku Basin since the middle Miocene (North Philippine Sea, Leg 58 DSDP), in: *Initial Rep. DSDP*, edited by G. Klein de V., K. Kobayashi et al., 58, 669-681, US Gov. Print. Off.
- Chamley H., 1981. Long-term trends in clay deposition in the ocean, *Oceanol. Acta, Actes 26<sup>e</sup> Congrès International de Géologie, colloque Géologie des océans*, Paris, 7-17 juillet 1980.
- Chamley H., Debrabant P., Foulon J., Leroy P., 1980. Contribution de la minéralogie et de la géochimie à l'histoire des marges nord-atlantiques depuis le Jurassique supérieur (sites 105 et 367 DSDP), *Bull. Soc. Géol. Fr.* (sous presse).
- Chaudhuri S., Cullers R. L., 1979. The distribution of rare earth elements in deeply buried gulf coast sediments, *Chem. Geol.*, 24, 327-338.
- Copeland R. A., Frey F. A., Wones D. R., 1971. Origin of clay minerals in a mid-Atlantic ridge sediment, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, 2, 186-192.
- Courtois C., Hoffert M., 1977. Distribution des terres rares dans les sédiments superficiels du Pacifique Sud-Est, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, 6, 1245-1251.

- Courtois C., Chamley H.**, 1978. Terres rares et minéraux argileux dans le Crétacé et le Cénozoïque de la marge atlantique orientale, *CRAS*, Paris, 286, D, 671-674.
- Debrabant P., Foulon J.**, 1979. Expression géochimique des variations du paléoenvironnement depuis le Jurassique supérieur sur les marges nord-atlantiques, *Oceanol. Acta*, 2, 4, 469-476.
- Decarreau A., Courtois C., Steinberg M.**, 1979. Comportement des éléments de la première série de transition et des lanthanides dans les altérations naturelles et expérimentales, *Sci. Géol.*, 53, 29-34.
- Desprairies A., Bonnot-Courtois C.**, 1980. Relation entre la composition des smectites d'altération sous-marine et leur cortège de terres rares, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 124-130.
- Donnelly T. W., Thompson G., Robinson P. T.**, 1979. Very low temperature hydrothermal alteration of the oceanic crust and the problem of fluxes of potassium and magnesium, in: *Deep Drilling research in Atlantic Ocean: ocean crust*, edited by M. Talwani, C. G. Harrison and D. E. Hayes, Maurice Ewing Ser., Am. Geophys. Union, 2, 369-382.
- Frey F. A., Haskin L. A.**, 1964. Rare earths in oceanic basalts, *J. Geophys. Res.*, 69, 775-780.
- Frey F. A., Bryan W. B., Thompson G.**, 1974. Atlantic ocean floor: geochemistry and petrology of basalts from Legs 2 and 3 of the Deep Sea Drilling Project, *J. Geophys. Res.*, 79, 5507-5527.
- Frey F. A., Haskin L. A., Poetz J., Haskin M. A.**, 1968. Rare earth abundances in some basic rocks, *J. Geophys. Res.*, 73, 6085-6098.
- Gast P. W.**, 1968. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 1057-1086.
- Goldberg E. D., Koide M., Schmitt R. A., Smith R. H.**, 1963. Rare earth distribution in the marine environment, *J. Geophys. Res.*, 68, 4209-4217.
- Haskin L. A., Paster T. P.**, 1979. Geochemistry and mineralogy of the rare earths, in: *Handbook of the rare earths*, edited by L. Eyring and K. Gschneider, chap. 21.
- Haskin L. A., Haskin M. A., Frey F. A., Wildeman T. R.**, 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of rare earths, in: Origin and distribution of the elements, edited by L. H. Ahrens, *Int. Ser. Monogr. Earth Sci.*, 30, 889-912.
- Hathaway J. C.**, 1972. X-ray mineralogy studies in Leg 11, in: *Initial Rep. DSDP*, edited by C. D. Hollister, J. T. Ewing et al., 11, 729-789, US Gov. Print. Off.
- Hoffert M.**, 1980. Les « argiles rouges des grands fonds » dans le Pacifique Centre-Est. Authigenèse, transport, diagenèse, *Thèse, Univ. Strasbourg, Sci. Nat.*, 231 p.
- Hogdahl O. T., Melson S., Bowen Y.**, 1968. Neutron activation analysis of lanthanide elements in seawater, *Adv. Chem.*, 73, 308-325.
- Hollister C. D., Ewing J. T. et al.**, 1972. *Initial Rep. DSDP*, 11, 1-1977, US Gov. Print. Off.
- Jakes P., White A. J. R.**, 1972. Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 29-39.
- Jung J.**, 1958. *Précis de pétrographie*, Masson, Paris, 314 p.
- Juteau T., Bingol F., Noack Y., Whitechurch H., Hoffert M., Wirrmann D., Courtois C.**, 1978. Preliminary results: mineralogy and geochemistry of alteration products in Leg 45 basement samples, *Initial Rep. DSDP*, 45, 613-645, US Gov. Print. Off.
- Klein De Vries G., Kobayashi K. et al.**, 1980. *Initial Rep. DSDP*, 58, 1-1022, US Gov. Print. Off.
- Ludden J. N., Thompson G.**, 1978. Behaviour of rare earth elements during submarine weathering of tholeiitic basalt, *Nature*, 274, 147-149.
- Ludden J. N., Thompson G.**, 1979. An evaluation of the behaviour of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43, 85-92.
- Maillot H.**, 1980. Géochimie des sédiments crétacés et cénozoïques de la marge atlantique sud-orientale, Leg 40, DSDP, *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 22, 75-83.
- Philpotts J. A., Schnetzler C. C., Hart S. R.**, 1969. Submarine basalts: some K, Rb, Sr, Ba, rare earth, H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> data bearing on their alteration, modification by plagioclase, and possible source materials, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 7, 293-299.
- Piper D. Z.**, 1974. Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary, *Chem. Geol.*, 14, 285-304.
- Piper D. Z., Graef P. A.**, 1974. Gold and rare earth elements in sediments from the East Pacific Rise, *Mar. Geol.*, 17, 287-297.
- Schnetzler C. C., Philpotts J. A.**, 1970. Partition coefficients of rare earth elements and barium between igneous matrix materials and rock forming mineral phenocrysts, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 331-340.
- Spirn R. V.**, 1965. *Rare earth distributions in the marine environment*, Ph. D. Thesis. M.I.T., 165 p.