

Radiolarites  
Cherts  
Géochimie  
Éléments majeurs  
Paléo-environnement  
Radiolarian  
Cherts  
Geochemistry  
Major elements  
Paleo-environment

# Classification géochimique des radiolarites et des sédiments siliceux océaniques, signification paléo-océanographique

M. Steinberg <sup>a</sup>, C. Mpodozis Marin <sup>b</sup>

<sup>a</sup> Université de Paris-Sud, Laboratoire de Géochimie des Roches sédimentaires, Bâtiment 504, 91405 Orsay

<sup>b</sup> Departamento de geologia, Universidad de Chile, Casia 13518 Correo 21, Santiago de Chile, Chili.

Reçu le 17/2/78, révisé le 22/3/78, accepté le 28/3/78.

## RÉSUMÉ

En admettant que les radiolarites résultent, pour l'essentiel, de la dilution de sédiments variés par de la silice biogénique, nous essayons de caractériser ces sédiments afin de préciser la signification paléo-océanographique des radiolarites. Deux types de diagrammes géochimiques sont proposés. Le premier établi d'après les teneurs en Al, Fe, Mn, permet de détecter les radiolarites qui, à des titres divers, ont été influencées par la proximité de la croûte océanique ou, au contraire, celles qui ont été fortement contaminées par des apports détritiques. Le second type de diagramme est fondé sur l'examen des variations des pentes des droites de régression Fe-Al qui traduisent, au sein d'un bassin, l'existence soit d'une polarité horizontale en fonction de l'éloignement des sources d'apports de matériaux détritiques soit d'une polarité en fonction de changements du milieu de dépôt au cours du temps.

*Oceanol. Acta*, 1, 3, 1978, 359-367.

## ABSTRACT

### Geochemical classification of radiolarites and oceanic siliceous sediments, paleo-oceanographic signification

Present day repartition of siliceous deposits in oceans shows that biogenic silica can be mixed with various types of sediments: terrigenous materials in polar areas or deep sea red clays in equatorial areas. Radiolarian cherts in the geological record can also be regarded as mixture of biogenic silica with various materials, despite diagenesis. If it is possible to identify those materials and their paleo-environment, the sedimentological signification of radiolarian cherts will therefore be clarified.

Two geochemical diagrams are proposed which characterize the non siliceous fraction of radiolarian cherts. The first is based on Al, Fe and Mn concentrations. Three families of cherts can be distinguished. The first, poor in Al and rich in Mn corresponds to sediments which are somehow influenced by the proximity of a basaltic oceanic crust. The second can only be broadly called "pelagic" and the last, rich in Al and often poor in Mn, corresponds to sediments clearly contaminated by detrital materials. Most radiolarites fall within the second family.

The other type of diagram is based on correlation lines between Fe and Al. This correlation has been noticed by many authors in pelagic sediments and radiolarites. We observed that the coefficient "a" (or slope) of the regression line equation ( $y = ax + b$ ) was rather variable from one range of samples to another. We assume that relatively high values of "a" (i. e. high Fe/Al ratios) correspond to deeper sediments (or more distant from

continents) because aluminium is essentially a detrital element. Paleo-geographic trends can be demonstrated by considering "a" values. Thus, in DSDP samples, "a" increases from diatomaceous oozes in the Japan Sea (Leg 31), to cherts interbedded in calcareous oozes (Pacific Leg. 32) and is highest for cherts interbedded in pelagic zeolitic clays (Pacific, Leg 32). In Jurassic radiolarian cherts from Greece a comparable trend is observed between the western Pindus Zone and the Vourinos area where cherts are on ophiolitic rocks. Slope variations can also reflect the evolution of the sedimentological environment. Thus, in the Agrapha area (Greece) coefficient "a" of Jurassic cherts is higher than in Triassic ones this indicating a deepening of the Pindus Basin, but is much lower for Cretaceous cherts corresponding to the very beginning of flysch sedimentation. Any given variation, obviously, can be modified by many sedimentological phenomena such as redeposition etc. Finally the geochemical significance of Fe-Al correlation is discussed; incorporation of these two elements in clay particles does not explain it completely.

*Oceanol. Acta*, 1, 3, 1978, 359-367.

## INTRODUCTION

Les radiolarites forment des ensembles plus ou moins épais dans de nombreux orogènes. Sans remettre en cause le caractère généralement pélagique de ce faciès, plusieurs faits donnent à penser qu'il peut se développer dans des environnements sédimentaires variés. On le trouve ainsi superposé à des complexes ophiolitiques (Massif du Vourinos en Grèce, Apennins ligures en Italie, Californie), inséré dans des séries sédimentaires banales (série du Pinde en Grèce, Bassin Lombard en Italie) ou intercalé dans des formations volcanogéniques (série du Vardar en Grèce). Par ailleurs, l'existence de « périodes à radiolarites » relativement limitées dans le temps (Trias supérieur, Jurassique supérieur) déjà notées par Grunau (1965) mais revêtant une grande extension géographique va dans le même sens. Au reste, les données océanographiques actuelles confirment cette appréciation. On connaît ainsi, à la même époque, au Mio-Pliocène, des boues siliceuses à Diatomées déposées à des profondeurs de l'ordre de 2 500 m en Mer du Japon et de l'ordre de 5 000 m dans le Pacifique à proximité immédiate du sud-est de l'Arc du Japon (Ingle J. C. *et al.*, 1975; Larson *et al.*, 1975; Steinberg, Desprairies *et al.*, 1977). On peut également citer l'exemple de la sédimentation siliceuse du Golfe de Californie qui se produit à des profondeurs modestes (Calvert, 1966). Il ne faut donc pas attribuer aux faciès siliceux une signification paléo-bathymétrique trop précise. Par ailleurs, les boues à Diatomées des zones circum-antarctiques diluent des apports essentiellement détritiques apportés par les glaciers tandis que, dans la zone équatoriale, la fraction non biogénique des boues siliceuses a souvent une composition d'argile rouge des grands fonds (Lisitzin, 1971). Ainsi la silice biogénique peut se surimposer à des sédiments de nature variée.

Si, compte tenu de ces remarques, nous admettons, en première approximation, que les radiolarites résultent de la dilution de sédiments variés par de la silice biogénique, nous pouvons espérer, malgré la diagenèse et la présence de très fortes teneurs en silice (90 à 95 % de la roche), retrouver les caractéristiques du sédiment dilué. Dans la mesure où ces sédiments seraient eux-mêmes caractéristiques de tel ou tel milieu de sédimen-

tation, nous aurions là une clé pour mieux expliciter la signification paléo-océanographique des radiolarites.

En nous fondant sur les résultats analytiques obtenus dans notre laboratoire et sur ceux publiés par ailleurs, nous avons essayé de trouver quelques critères simples pour classer les radiolarites. Comme nous le verrons, cette classification géochimique peut être interprétée en termes de paléo-environnements sédimentaires.

## ANALYSES UTILISÉES ET ÉLÉMENTS PRIS EN CONSIDÉRATION

Les analyses utilisées correspondent à des séries d'échantillonnages effectués en Grèce, en Italie, au Maroc et en Californie. A ces roches d'âge généralement jurassique s'ajoutent des boues siliceuses à Diatomées mio-pliocènes de la Mer du Japon (Programme Dsdp, Leg 31) et des cherts créacés du Pacifique (Programme Dsdp, Leg 32). Les coupes étudiées ont été décrites de façon détaillée dans plusieurs travaux : Caron (1975), Desprairies (1977), Mpodozis (1977) pour le sillon du Pinde en Grèce; Fogelgesang (1975) pour le Bassin Lombard en Italie; Ingle J. C. *et al.* (1975) pour le Leg 31; Larson *et al.* (1975), Keene (1975) pour le Leg 32 et de façon plus brève pour l'ensemble des échantillons par Steinberg, Desprairies *et al.* (1977).

L'analyse des éléments majeurs a été réalisée par fluorescence X sauf pour le sodium dosé par photométrie de flamme, celle des éléments en trace a été effectuée par absorption atomique.

Nos résultats ont été confrontés à ceux publiés et, plus particulièrement, à ceux d'Audley-Charles (1965) pour les radiolarites de Timor, de Thurston (1972), Franzini *et al.* (1968), Bonatti *et al.* (1976) pour celles d'Italie (Apennins) et de Robertson et Hudson (1974) pour les séries de Chypre.

Le choix des éléments pris en considération a été effectué en fonction d'un double objectif : caractériser au mieux la fraction non biogénique de la roche en utilisant des paramètres indépendants des teneurs en silice, éviter des éléments susceptibles d'être liés à la phase biogénique. Ce double impératif nous a conduit à prendre en considération les éléments suivants : Al, Fe et Mn qui sont

en très faibles teneurs dans les tests d'organismes siliceux (Martin et Knauer, 1973) — les teneurs en Al et Mn sont de l'ordre de quelques dizaines de microgrammes par gramme, celles en Fe de quelques centaines de microgrammes par gramme — et qui, comme nous le verrons, apportent des informations importantes sur la fraction non biogénique. Celle-ci est, pour l'essentiel, formée de phyllites variées, de feldspaths et d'oxydes de fer (Steinberg, Desprairies *et al.*, 1977). Précisons que pour faciliter les comparaisons toutes les analyses utilisées dans ce travail ont été recalculées sur la base d'échantillons calcinés à 1 050°C et décalcifiés quand cela était nécessaire. Enfin, les teneurs sont exprimées en pourcentages ou en parties par million d'Al, Fe et Mn et non en pourcentages d'oxydes.

### RÉPARTITION DES RADIOLARITES ET D'AUTRES SÉDIMENTS DANS DES DIAGRAMMES Al/Al + Fe + Mn — ANOMALIE EN Mn

Le rapport Al/Al + Fe + Mn a été proposé par Boström *et al.* (1969) dans le cadre d'une étude des sédiments des océans actuels. Il correspond à l'hypothèse suivante : l'Al peut être considéré comme un élément typiquement continental et donc détritique, Fe et Mn sont, au contraire, caractéristiques des sédiments pélagiques et plus particulièrement des « boues rouges » au sens large. Dans un profil idéal partant d'un continent vers les fonds océaniques, on peut donc s'attendre à une diminution du rapport Al/Al + Fe + Mn par suite d'une dilution

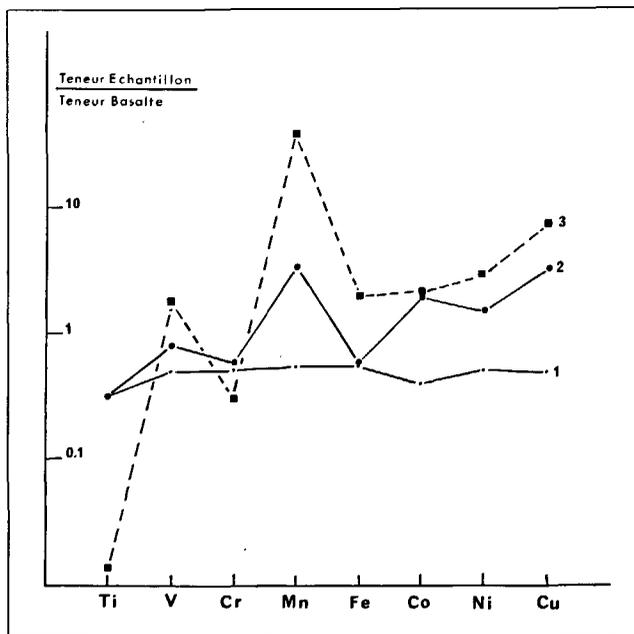


Figure 1

Diagrammes de normalisation des éléments de transition par rapport aux basaltes océaniques montrant la variation de l'intensité de l'anomalie en manganèse depuis les sédiments détritiques (courbe 1, moyenne de 52 argiles marines terrigènes, Clarke, 1924) jusqu'aux argiles pélagiques (courbe 2, moyenne de Cronan, 1969) et les sédiments de la Dorsale Est-Pacifique (courbe 3, Boström *et al.*, 1969).

Basaltic normalized transition elements abundances showing the variation of manganese anomaly for terrigenous marine sediments (pattern n° 1, data from Clarke, 1924); deep-sea clays (pattern n° 2, data from Cronan, 1969) and East-Pacific Rise sediments (pattern n° 3, data from Boström *et al.*, 1969).

ou d'une diminution progressive des apports continentaux. Il en est d'ailleurs de même du rapport Al/Al + Fe car les teneurs en Mn sont généralement très faibles par rapport à celles en Fe, sauf dans les nodules évidemment. Ce type d'évolution a effectivement été observé à maintes reprises et encore récemment sur un profil du Pacifique oriental (Courtois, Hoffert, 1977). Pour l'étude des sédiments hypersiliceux ce rapport présente l'avantage d'être indépendant des teneurs en silice.

L'anomalie en Mn correspond formellement à la différence des rapports suivants : Mn échantillon/Mn basalte — Fe échantillon/Fe basalte. Ce critère proposé par l'un d'entre nous (Mpodozis Marin, 1977) correspond à une mesure de l'anomalie positive en Mn par rapport au Fe déterminée sur des diagrammes de normalisation des éléments de transition (Coryell *et al.*, 1963; Allegre *et al.*, 1968), normalisation effectuée par rapport à la moyenne des basaltes océaniques. Ce type de diagramme est construit en portant en abscisse les éléments de la première série de transition par ordre de numéro atomique croissant et en ordonnées logarithmiques le rapport entre la teneur de l'échantillon et celle des basaltes pour chaque élément considéré. L'anomalie en Mn correspond à la mesure, sur ces diagrammes, de la différence entre les ordonnées des points correspondants au Mn et au Fe. L'utilisation de cette grandeur résulte des considérations suivantes. Tout d'abord, il s'agit d'un paramètre indépendant des teneurs en silice et donc applicable aux radiolarites. Par ailleurs, l'intensité de cette anomalie est variable selon les catégories de sédiments considérés. Elle est pratiquement nulle pour les sédiments détritiques (fig. 1, courbe 1). Elle est assez forte pour les argiles pélagiques banales qu'il s'agisse de la moyenne établie par Turekian et Wedepohl (1961) (fig. 2, courbe 1) ou

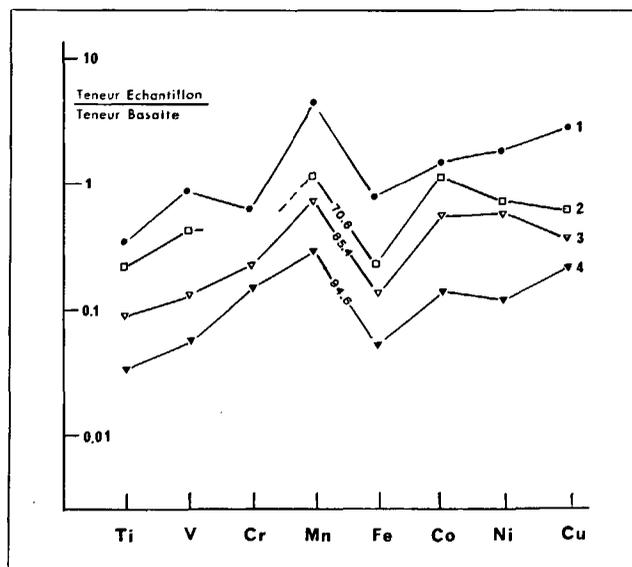


Figure 2

Décalage des diagrammes de normalisation des éléments de transition en fonction de la dilution croissante par de la silice biogénique (teneurs en SiO<sub>2</sub> portées sur les courbes) pour trois radiolarites (courbes 2, 3 et 4). L'anomalie en manganèse de ces roches est voisine de celle des argiles pélagiques (courbe 1, moyenne de Turekian, Wedepohl, 1961).

Horizontal variations of the basaltic normalized transition elements abundances with growing percentages of biogenic silica for three radiolarites (patterns 2, 3 and 4). The intensity of manganese anomaly is quite analogous to the deep-sea clays one (pattern 1, data from Turekian, Wedepohl, 1961).

de celle calculée par Cronan (1969) pour le Pacifique (fig. 1, courbe 2). Enfin, elle est très forte pour les sédiments proches de la croûte océanique comme ceux étudiés par Boström *et al.* (1969) à proximité de la Dorsale Est-Pacifique (fig. 1, courbe 3). Cette évolution de la composition des sédiments océaniques a été encore récemment soulignée par Elderfield (1977). Nous ne discuterons pas, ici, de l'origine de l'enrichissement en Mn (et en Fe) des sédiments proches de la croûte océanique. Étudiée par de nombreux auteurs, elle a été attribuée au comportement et au transport différentiels de particules détritiques (Turekian, 1965, 1967), à des précipitations directes à partir de l'eau de mer (Wedepohl, 1960), à l'intervention directe ou indirecte du volcanisme sous-marin : eaux juvéniles (Boström *et al.*, 1969), eaux hydrothermales ou eau de mer recyclée (Corliss, 1971), altération du plancher océanique, etc. Quoi qu'il en soit, nous retiendrons que l'intensité de cette anomalie peut généralement dénoter la proximité de la croûte océanique si elle est forte, ou dénoter l'influence d'apports détritiques si elle est très faible ou nulle.

Toutefois, compte tenu des propriétés géochimiques du Mn et, entre autres, de son comportement au cours de la diagenèse (Manheim, 1965; Lynn, Bonatti, 1965; Michard, 1971; Calvert, Price, 1972), il importe de s'assurer que les teneurs d'une roche n'ont pas été influencées par des phénomènes diagénétiques susceptibles de les avoir modifiées par rapport au sédiment originel. Pour nous affranchir, en grande partie, de cette difficulté nous avons pour tous les échantillons étudiés, établi les diagrammes de Coryell *et al.* (1963) appliqués aux éléments de transition. Si la famille d'échantillons est homogène, nous devons obtenir une série de diagrammes parallèles, tout au moins dans la zone du Fe-Mn. Leur décalage selon l'axe des ordonnées est seulement lié à des variations des teneurs en silice agissant comme diluant pour l'ensemble des éléments. C'est ce phénomène qui apparaît sur la figure 2 : des teneurs croissantes en SiO<sub>2</sub> provoquent un décalage, vers le bas, des courbes mais l'intensité de l'anomalie en Mn est à peu près identique pour les quatre diagrammes. La présence éventuelle d'un échantillon enrichi ou appauvri en Mn (ou en Fe) au sein du groupe de sédiments se marquerait par un changement brutal de la pente du segment reliant les points représentatifs de Fe et Mn. Lorsqu'ils existaient ces échantillons, au reste peu nombreux, ont été éliminés. Il s'agit donc d'un test permettant simplement de s'assurer qu'au sein d'un lot d'échantillons, correspondant par exemple à une coupe ou à un forage, Fe et Mn ont eu un comportement géochimique cohérent.

A partir de nos résultats et de ceux déjà publiés, nous avons donc construit un diagramme (fig. 3) où les valeurs du rapport Al/Al + Fe + Mn sont portées en abscisses et celles de l'anomalie en Mn en ordonnées. Plusieurs familles regroupant aussi bien des sédiments recueillis dans les océans actuels que des roches anciennes, radiolarites ou autres ont ainsi pu être distinguées.

La première (fig. 3, zone A) correspond à des sédiments et à des radiolarites qui, à des titres divers, sont influencés par la proximité de la croûte océanique. Ils sont caractérisés par des teneurs faibles en aluminium (rapport

Al/Al + Fe + Mn inférieur à 0,4) et une anomalie en manganèse forte (supérieure à 1). Parmi les échantillons des océans actuels, on y trouve ceux de la Dorsale Est-Pacifique (Boström *et al.*, 1969; Cronan, 1976), de la base des forages Dsdp 37, 38 et 39 du Pacifique (Dymond *et al.*, 1973), ceux de la dépression de Bauer (Dymond *et al.*, 1973), etc. Parmi les roches anciennes, nous y trouvons les Terres d'Ombre de Chypre (Desprairies, Lapiere, 1973; Robertson, Hudson, 1973) et celles du massif du Bassit en Syrie (Parrot, Delaune-Mayere, 1974) qui sont assimilées à d'anciennes boues brunes directement superposées aux ensembles ophiolitiques (Elderfield *et al.*, 1972). Enfin, quelques radiolarites étudiées à Chypre par Robertson et Hudson (1974), dans les Apennins (Bonatti *et al.*, 1976) et, par nous-mêmes dans le Massif du Vourinos, se placent également dans ce premier ensemble. Précisons que pour ces radiolarites, il s'agit de niveaux qui, sur le terrain, sont superposés à des ensembles ophiolitiques.

La seconde famille est caractérisée par des teneurs en Al plus fortes que dans la précédente (Al/Al + Fe + Mn compris entre 0,5 et 0,7) et une anomalie en Mn plus faible (entre 0,5 et 1) (fig. 3, zone B). C'est dans cette catégorie que se trouvent les argiles pélagiques banales et l'énorme majorité des radiolarites que nous avons eu l'occasion d'analyser. Nous pouvons donc qualifier ce domaine de pélagique au sens large.

La dernière famille, enfin (fig. 3, zone C), est caractérisée par un rapport Al/Al + Fe + Mn supérieur à 0,7 et des valeurs variables mais parfois très faibles de l'anomalie en Mn (0,2 à 0,9). Elle correspond à des sédiments où l'influence des apports détritiques est bien marquée. Le cas des boues à Diatomées de la Mer du Japon en constitue le meilleur exemple. En effet, ces boues, dont les teneurs en SiO<sub>2</sub> peuvent atteindre 90-92 %, sont associées à des argiles typiquement détritiques (kaolinite, illite, chlorite) (Steinberg, Desprairies *et al.*, 1977) ce qui explique fort bien compte tenu du caractère de ce bassin marginal limité par l'Arc du Japon et le continent asiatique. La limite entre les domaines B et C est évidemment arbitraire dans la mesure où il existe tous les intermédiaires possibles entre des sédiments pélagiques dépourvus de phase détritique et des sédiments détritiques. La valeur du rapport Al/Al + Fe + Mn = 0,7 constitue donc seulement une limite au delà de laquelle on peut être assuré d'une contribution notable de matériaux détritiques à la sédimentation.

Ainsi, ce premier type de diagramme permet d'introduire des distinctions intéressantes parmi les radiolarites en mettant en évidence, soit des niveaux influencés par la proximité de la croûte océanique, soit ceux influencés par des apports détritiques importants. Toutefois, quantitativement, la grande majorité des radiolarites se situe dans la zone B de ce type de diagramme et constitue un ensemble indifférencié.

#### DIFFÉRENCIATION DES RADIOLARITES PAR LES PENTES DES DROITES DE RÉGRESSION FER-ALUMINIUM

A la suite des travaux de Cressman (1962), plusieurs auteurs ont noté que dans les sédiments pélagiques, les

boues siliceuses, les radiolarites, on pouvait généralement observer une bonne corrélation statistique entre les teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et celles en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . C'est le cas pour les radiolarites de Timor (Audley-Charles, 1965), pour celles des Apennins et de l'île d'Elbe analysées par Leoni (1974) ou encore celles du Japon (Saito, 1972). Nous avons également pu vérifier qu'il en était de même pour la grande majorité de nos échantillons à l'exclusion toutefois des roches les plus ferrugineuses (famille A de la figure 3). Notre attention s'est portée sur le point suivant. Si on prend soin de calculer les coefficients de corrélation Fe-Al sur des groupes d'échantillons géologiquement homogènes, des coupes bien localisées, on constate

que les pentes des droites de régression sont variables. En d'autres termes le rapport Fe/Al varie d'un groupe d'échantillons à l'autre. Le nombre d'échantillons par groupe est assez faible car l'échantillonnage n'avait pas été conçu pour réaliser ce type de traitement statistique. Toutefois, les valeurs des coefficients de corrélation «  $r$  » sont tous très forts et des tables (Pearson, 1954) permettent de s'assurer de la validité des coefficients «  $r$  » compte tenu du nombre d'échantillons. Par ailleurs, nous avons préféré utiliser la mesure des pentes des droites de régression à celle du rapport Al/Fe car le calcul de  $r$  permet, en même temps, de vérifier l'homogénéité statistique des lots d'échantillons.

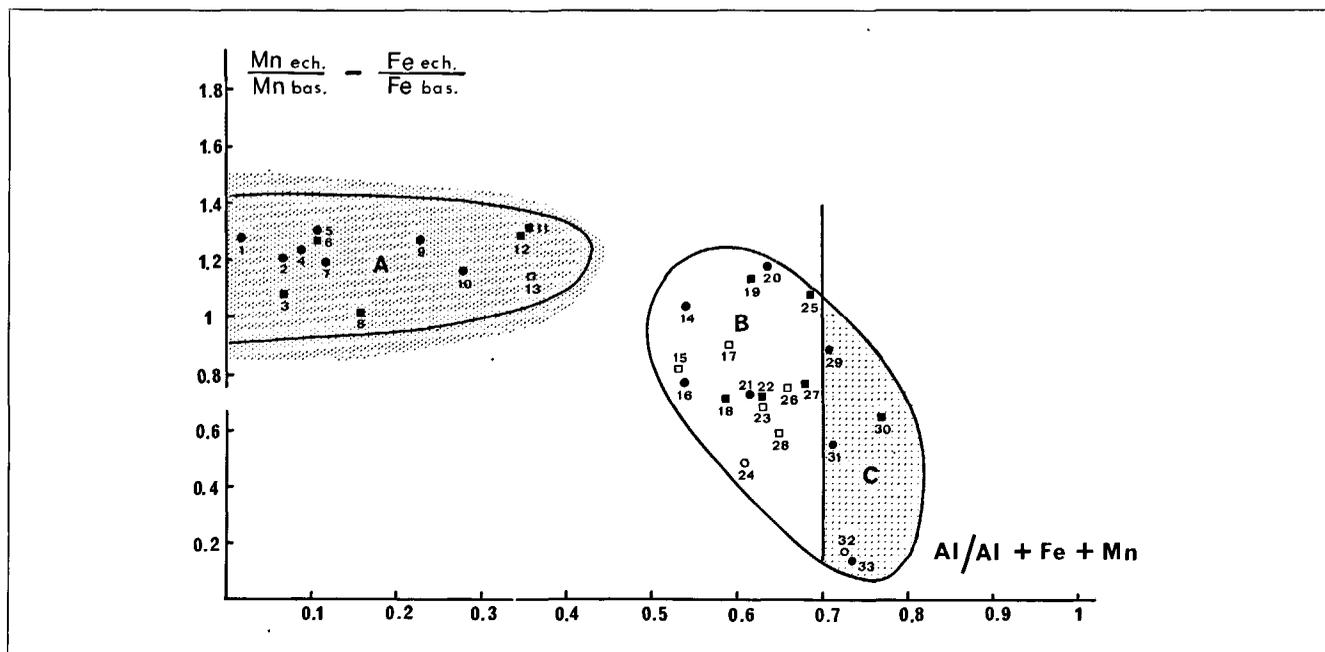


Figure 3

●, analyses de sédiments des océans actuels déjà publiées; ○, analyses de sédiments des océans actuels réalisées par les auteurs; ■, analyses de formations anciennes déjà publiées; □, analyses de formations anciennes réalisées par les auteurs; 1, groupe *b* des sédiments de l'East-Pacific Rise (Boström *et al.*, 1969); 2, sédiments basaux des sites 37-38-39 Dsdp (Dymond *et al.*, 1973); 3, terres d'Ombre de Chypre (Robertson *et al.*, 1973); 4, sédiments basaux du Pacifique oriental (Cronan, 1976); 5, sédiments de la dépression de Bauer (Dymond *et al.*, 1973); 6, terre d'Ombre de Chypre (Elderfield *et al.*, 1972); 7, sédiments ferrugineux du Pacifique oriental (Sayles *et al.*, 1973); 8, terres d'Ombre du Massif du Bassit, Syrie (Parrot *et al.*, 1974); 9, groupe *a* des sédiments de l'East-Pacific Rise (Boström *et al.*, 1969); 10, groupe *c* des sédiments de l'East-Pacific Rise (Boström *et al.*, 1969); 11, radiolarites des Apennins, Italie, groupe A (Bonatti *et al.*, 1976); 12, radiolarites de Chypre, groupe *a* (Robertson *et al.*, 1972); 13, radiolarites sur laves du Vourinos, Grèce (3 éch.); 14, moyenne des argiles pélagiques du Pacifique (Landergreen, 1964); 15, radiolarites du Franciscain de Californie (5 éch.); 16, moyenne des argiles pélagiques (Turekian *et al.*, 1961); 17, radiolarites rouges supérieures d'Aggraha, Pinde, Grèce (17 éch.); 18, radiolarites de Chypre, groupe *b* (Robertson *et al.*, 1972); 19, argiles rouges crétacées de Timor (Moleengraf, 1921); 20, moyenne des argiles pélagiques du Pacifique (Goldberg *et al.*, 1958); 21, moyenne des argiles pélagiques du Pacifique (Cronan, 1976); 22, radiolarites de Castellina Maritima, Italie (Leoni, 1974); 23, radiolarites du Lakmon, Pinde, Grèce (15 éch., Caron, 1975); 24, cherts crétacés du Leg 32, Pacifique (14 éch.); 25, radiolarites et cherts de Timor (Audley-Charles, 1965); 26, radiolarites du massif du Vourinos, Grèce (groupe B, 7 éch.); 27, radiolarites de Cala d'Inferno, Ile d'Elbe, Italie (Leoni, 1974); 28, radiolarites du Rif, Maroc (8 éch.); 29, sédiments siliceux pélagiques (El Wakeel *et al.*, 1961); 30, radiolarites de Sassetta, Italie (Leoni, 1974); 31, boues à Radiolaires (Revelle, 1944); 32, boues à Diatomées, Leg 31, Mer du Japon (8 éch.); 33, moyenne d'argiles marines terrigènes (Clarke, 1924).

●, data on oceanic sediments already published; ○, data on oceanic sediments, this study; ■, data on geological records already published; □, data on geological records, this study; 1, sediments from the East-Pacific Rise, group *b* (Boström *et al.*, 1969); 2, basal sediments from Dsdp 37, 38, 39 sites (Dymond *et al.*, 1973); 3, Cyprus Umbers (Robertson *et al.*, 1973); 4, basal sediments from the Eastern-Pacific (Cronan, 1976); 5, basal sediments from the depression of Bauer (Dymond *et al.*, 1973); 6, Cyprus Umbers (Elderfield *et al.*, 1972); 7, ferruginous sediments from the Eastern-Pacific (Sayles *et al.*, 1973); 8, Syrian Umbers, Bassit Massif (Parrot *et al.*, 1974); 9, sediments from the East-Pacific Rise, group *a* (Boström *et al.*, 1969); 10, sediments from the East-Pacific Rise, group *c* (Boström *et al.*, 1969); 11, radiolarian cherts on Appennine ophiolites, group A (Bonatti *et al.*, 1976); 12, radiolarian cherts from Cyprus, group *a* (Robertson *et al.*, 1972); 13, radiolarian cherts on Vourinos Ophiolites, Greece (3 samples); 14, pelagic clays of the Pacific (Landergreen, 1964); 15, Franciscan radiolarian cherts, California (5 samples); 16, pelagic clays (Turekian *et al.*, 1961); 17, upper red radiolarian cherts, Aggraha area Greece (17 samples); 18, radiolarian cherts from Cyprus, group *b* (Robertson *et al.*, 1972); 19, cretaceous red clays from Timor (Moleengraf, 1921); 20, pelagic clays from the Pacific (Goldberg *et al.*, 1958); 21, pelagic clays from the Pacific (Cronan, 1976); 22, radiolarian cherts from Castellina Maritima, Italy (Leoni, 1974); 23, radiolarian cherts from Lakmon massif, Pindus, Greece (15 samples, Caron, 1975); 24, cretaceous cherts Leg 32 Dsdp, Pacific Ocean (14 samples); 25, radiolarian cherts and cherts from Timor (Audley-Charles, 1965); 26, radiolarian cherts from Vourinos, Greece, group *b* (7 samples); 27, radiolarian cherts from Cala d'Inferno, Elbe island, Italy (Leoni, 1974); 28, radiolarian cherts from Morocco, Rif (8 samples); 29, siliceous pelagic sediments (El Wakeel *et al.*, 1961); 30, radiolarian cherts from Sassetta, Italy (Leoni, 1974); 31, radiolarian oozes (Revelle, 1944); 32, diatomaceous oozes, Dsdp, Leg 31, Japan Sea (8 samples); 33, terrigenous sediments (Clarke, 1924).

Comme nous le verrons, l'existence même de cette corrélation Fe-Al pose un certain nombre de problèmes sédimentologiques et géochimiques généraux, cependant sa signification au niveau du paléo-environnement est assez simple. Elle est, pour l'essentiel, identique à celle du rapport  $Al/(Al + Fe + Mn)$ . En effet, si à grande échelle, les teneurs en Al des sédiments océaniques diminuent quand on s'éloigne des sources d'apports détritiques, on doit s'attendre à une augmentation de la pente des droites de corrélation Fe-Al (ou, ce qui revient au même, à une diminution du rapport Al/Fe). Par ailleurs, si au lieu de raisonner dans l'espace on raisonne dans le temps, la pente des droites de corrélation peut, dans une région déterminée, présenter des variations liées à des modifications des conditions de sédimentation. Nous avons effectivement pu observer ces deux types de variations, soit dans des séries alpines soit dans des séries des océans actuels. L'ensemble des caractéristiques des droites dont nous allons à présent parler sont regroupées dans le tableau.

Nous avons reporté sur la figure 4 trois droites de régression Fe-Al correspondant aux séries d'échantillons suivantes. Droite A : boues à Diatomées de la Mer du Japon, droite B : cherts crétacés du Pacifique (Leg 32) associés à des boues carbonatées ou à des calcaires pélagiques en voie de consolidation, droite C : cherts crétacés du Pacifique (Leg 32) associés à des argiles pélagiques à zéolithes. Comme on peut le constater, l'influence des apports détritiques sur les sédiments de la Mer du Japon se traduit logiquement par une pente de la droite de régression plus faible que celle des droites B et C. Pour les cherts du Pacifique, ceux correspondant à un environnement, *a priori*, plus profond (argiles pélagiques à zéolithes) présentent une droite de régression Fe-Al dont la pente est beaucoup plus forte que le lot correspondant à un environnement encore carbonaté.

Trois autres droites concernant cette fois des radiolarites de Grèce sont reportées sur la figure 5. La droite D correspond à des échantillons de Jurassique supérieur du Massif du Lakmon (secteur d'Antochori, Caron, 1975), la droite E à des radiolarites de même âge d'un secteur plus interne du Pinde (zone d'Agrapha, Mpodozis Marin, 1977) et la droite F aux radiolarites d'âge probablement jurassique du Massif du Vourinos. Si, à la suite de tous les travaux menés dans ces régions, on admet que le Massif du Lakmon correspond à une zone plus proximale que le Pinde interne (Agrapha) lui-même moins « océanique » que le Vourinos où les radiolarites sont liées à des ophiolites, il est satisfaisant de constater une augmentation des pentes des droites de régression Fe-Al depuis le Lakmon jusqu'au Vourinos.

Les droites de la figure 6 correspondent à trois séries de radiolarites du secteur d'Agrapha correspondant à trois niveaux stratigraphiques différents. La série du Pinde est, ici, constituée des termes suivants : Calcaires de Drimos dont la base à niveaux radiolaritiques est datée du Carnien-Norien (Fleury, 1974) et la partie supérieure du Dogger inférieur (Mpodozis Marin, 1977); les pélites de Kastelli puis la grosse masse des radiolarites rattachée au Jurassique supérieur. Celle-ci est surmontée par des calcaires à Calpionelles (Tithonique supérieur-Berriassien) puis par des marnes rouges et le premier flysch du Pinde (Albien supérieur-Coniacien). Ces marnes rouges admettent assez fréquemment des passées radiolaritiques. Sur la figure 6, la droite G correspond au Trias, la droite E, identique à celle de la figure 5, correspond aux radiolarites du Jurassique supérieur et la droite H à celles liées aux marnes rouges crétacées. L'augmentation des pentes des droites de régression Fe-Al, quand on passe du Trias au Jurassique, est logique si on considère comme probable l'approfondissement du sillon du Pinde au cours de cette période

Tableau

Nombre Échantillons	Provenance	Coefficient <i>r</i> de corrélation Fe-Al	$y = ax + b$		Dénomination de la droite sur les figures 4-5 et 6
			<i>a</i>	<i>b</i>	
8	Boues à Diatomées miopliocènes Mer du Japon Leg 31	0,93	0,45	1 350	A
7	Cherts crétacés Pacifique Leg 32 liés à des boues carbonatées	0,96	0,68	1 300	B
7	Cherts crétacés Pacifique Leg 32 liés à des argiles pélagiques à zéolithes	0,94	2,08	-3 650	C
5	Radiolarites Jurassiques Pinde (Grèce) massif du Lakmon	0,96	0,51	-454	D
8	Radiolarites Jurassiques Pinde interne (Agrapha)	0,91	0,74	-59	E
5	Radiolarites massif du Vourinos (Grèce)	0,95	0,83	-238	F
5	Radiolarites Trias Pinde interne (Agrapha)	0,94	0,60	407	G
7	Radiolarites Crétacé inférieur Pinde interne (Agrapha)	0,91	0,35	2 590	H

\* Compte tenu des grandeurs utilisées pour le calcul des droites de régression, les coefficients *b* correspondent à des parties par million.

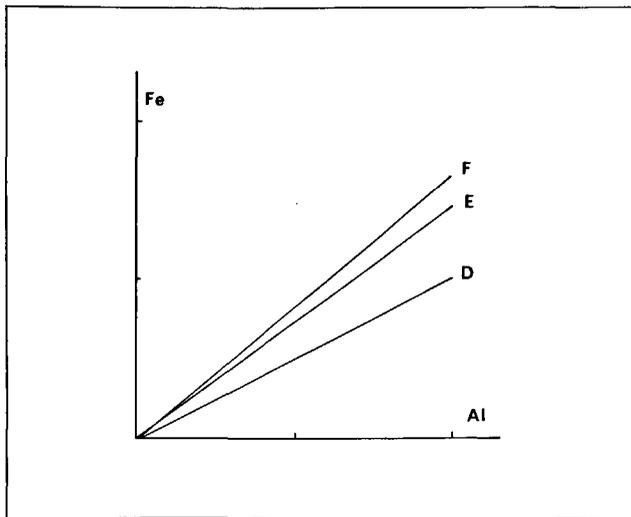


Figure 4

Droites de régression Fe-Al. A, boues à Diatomées de la Mer du Japon (Leg 31); B, cherts crétacés en contexte carbonaté, Leg 32; C, cherts crétacés liés à des argiles pélagiques à zéolithes, Leg 32. *Fe-Al correlations in A, diatomaceous ooze (Japan sea, Leg 31); B, cretaceous cherts associated with calcareous ooze (Pacific, Leg 32); C, cretaceous cherts associated with pelagic zeolitic clays (Pacific, Leg 32).*

(Aubouin, 1959). Il est également normal de constater que la pente de la droite H est nettement plus faible puisque le Crétacé correspond à un retour de la sédimentation détritique.

Ainsi, la prise en considération de la pente des droites de régression Fe-Al des sédiments siliceux ou des radiolarites peut servir à établir une polarité au sein d'un bassin (caractère plus ou moins distal de la sédimentation) ou à mettre en évidence des variations locales du milieu de sédimentation.

## DISCUSSION

Les deux types de diagrammes géochimiques qui viennent d'être présentés permettent donc d'introduire des distinctions au sein de sédiments ou de roches dont les faciès, sur le terrain, sont d'une très grande homogénéité. Toutefois, il nous semble important de préciser, d'une part, les limites de leur utilisation et, d'autre part, de souligner les problèmes liés à l'existence même de la corrélation Fe-Al. Même à partir d'un échantillonnage soigneux et d'analyses chimiques correctes, plusieurs types de difficultés peuvent apparaître. La première catégorie est d'ordre géologique. Les niveaux soumis à ce type d'analyse doivent être repérés du point de vue stratigraphique car il est évidemment essentiel de ne pas confondre des polarités paléogéographiques avec des changements de faciès au cours du temps. Dans certains cas, le système d'écaillage tectonique est tellement complexe que l'interprétation des résultats devient délicate.

Par ailleurs, il ne faut pas perdre de vue les processus sédimentaires susceptibles de compliquer ou de fausser

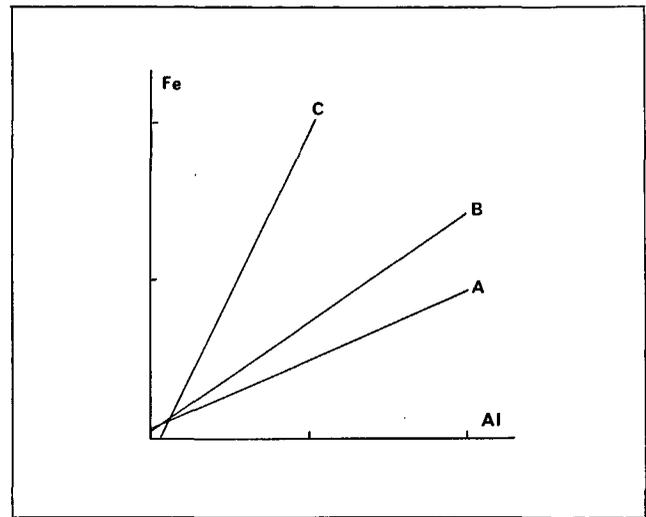


Figure 5

Droites de régression Fe-Al pour des radiolarites jurassiques de Grèce. D, Pinde externe (Monts du Lakmon); E, Pinde interne (secteur d'Agapha); F, Massif du Vourinos.

*Fe-Al correlations in jurassic radiolarites from Greece. D, external Pindos (Lakmon Massif); E, internal Pindos (Agapha area); F, Vourinos.*

les interprétations. Les boues siliceuses, comme les autres catégories de sédiments, peuvent subir des remaniements sous-marins et plusieurs auteurs ont décrit de véritables faciès à turbidites dans des cherts ou des radiolarites (Nisbet, Price, 1974; Mpodozis Marin, 1977; Price, 1977).

Des changements de faciès géochimiques peuvent donc correspondre à des remaniements et non à des changements importants du milieu de sédimentation. Par ailleurs, d'éventuelles modifications de la nature des matériaux détritiques apportés dans le bassin peuvent,

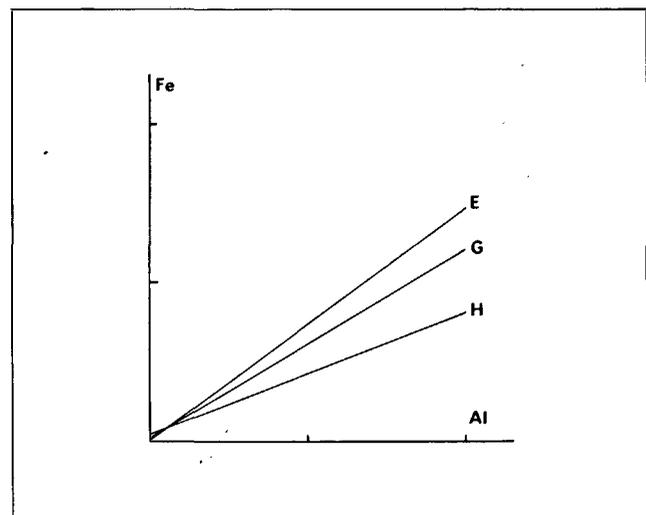


Figure 6

Variation de la pente des droites de régression Fe-Al au cours du temps dans les radiolarites du secteur d'Agapha (Pinde, Grèce); G, radiolarites du Trias; E, Jurassique supérieur; H, Crétacé.

*Trends variations of Fe-Al correlations in the Agapha area (Greece); G, triassic radiolarites; E, jurassic radiolarites; H, cretaceous rocks.*

eux aussi, se traduire par des variations géochimiques ne correspondant pas, pour autant, à des modifications du milieu de sédimentation. Enfin, on peut se demander si l'augmentation des pentes des droites de régression Fe-Al (ou la diminution du rapport Al/Fe) signifient automatiquement un éloignement des côtes. En effet, dans les océans actuels à un gradient général des continents vers le large se superpose souvent, comme le signale Elderfield (1977), des zonations latitudinales. Ainsi, dans l'Atlantique, les teneurs en Fe diminuent depuis la ride médio-océanique jusqu'aux continents, mais autour du 15°N il existe une ceinture où les teneurs en Fe semblent assez constantes (Chester, Messiha-Hanna, 1970). De même, dans le Pacifique il existe deux ceintures de ce type séparées par une zone équatoriale plus pauvre en Fe. On peut certes considérer qu'en restant au sein d'une même ceinture le rapport Al/Fe diminue du continent vers le large (car même si Fe reste constant, Al diminue) mais une coupe traversant en oblique ces diverses zones latitudinales montrerait des variations qui ne seraient, évidemment, pas liées au caractère plus ou moins distal de la sédimentation. Dans l'état actuel des connaissances on ignore à peu près tout des systèmes de circulations qui existaient dans la Téthys et il n'est donc pas possible d'exclure, *a priori*, l'existence de zonations plus ou moins analogues à celles des océans actuels.

Examinons, à présent, les problèmes posés par l'existence d'une corrélation Fe-Al dans les radiolarites et de nombreux sédiments pélagiques. Il est bien évident que la façon la plus simple de la justifier est de considérer que les deux éléments appartiennent à une seule et même phase minéralogique. Les minéraux argileux ferro-alumineux sont, de loin, les plus fréquents et on pourrait, à la limite, se satisfaire de cette explication. Toutefois, de nombreux auteurs ont constaté la présence presque systématique de microparticules d'oxydes de fer dans les radiolarites (Grunau, 1965; Audley-Charles, 1965; Bonatti *et al.*, 1976, etc.). Par conséquent, une partie au moins du Fe n'est pas ou n'est plus liée aux minéraux argileux et la diagenèse est peut-être responsable de l'expulsion d'une partie du Fe du réseau cristallin ou du Fe adsorbés sur les particules argileuses dont le rôle de support, pour cet élément, est connu (Caroll, 1958). Par contre, il est difficile d'envisager une ségrégation d'argiles et d'oxydes de fer à partir de gels silico-alumineux-ferrugineux constituants importants des argiles rouges des grands fonds (Froehlich, 1977) et aboutissant à une corrélation Fe-Al. En effet, cette corrélation ne semble pas exister dans les sédiments actuels de ce type et par ailleurs dans les radiolarites ferrugineuses (groupe A de la figure 3) qui, *a priori*, ont le plus de parenté avec d'anciennes argiles rouges des grands fonds, la corrélation Fe-Al n'existe pas non plus.

Est-il possible que le Fe et les alumino-silicates soient séparés avant leur sédimentation ? Il faudrait alors, pour justifier la corrélation, que la sédimentation des deux phases soit simultanée et se produise sinon à des vitesses identiques du moins à des taux ayant des rapports à peu près constants entre eux. Ceci est d'ailleurs nécessaire pour une autre raison : non seulement il y a corrélation mais les droites passent souvent très près de

l'origine des coordonnées. Il est assez aisé d'imaginer plusieurs processus correspondant à ce modèle : argiles et hydroxydes détritiques, argiles détritiques s'ajoutant, en dessous de la profondeur de compensation des carbonates à des hydroxydes (et des phyllites ?) libérées lors de la décalcification, etc. Nous n'avons aucun argument pour trancher mais il nous a semblé important de souligner l'existence de ce problème.

## CONCLUSION

La composition des phases non siliceuses des radiolarites peut servir à préciser l'environnement du dépôt de ces roches. Les diagrammes Al/Al + Fe + Mn - Anomalie en Mn permettent de détecter les radiolarites influencées par la proximité de la croûte océanique ou, au contraire fortement contaminées par des produits détritiques. La prise en considération des pentes des droites de régression Fe-Al peut servir à mettre en évidence soit une polarité horizontale au sein d'un bassin soit des changements des conditions de sédimentation au cours du temps. Ces deux types de diagrammes dont l'établissement nécessite le dosage d'un nombre limité d'éléments peuvent donc contribuer à la reconstitution de paléo-environnements de sédiments dont la monotonie de faciès est seulement apparente. Il importe toutefois de ne pas perdre de vue que l'interprétation des résultats peut être faussée du fait de l'existence de divers phénomènes sédimentologiques ou diagénétiques. L'existence même d'une corrélation Fe-Al dans la majorité de ces roches n'est pas encore expliquée de façon satisfaisante.

## Remerciements

Les auteurs remercient le National Science Foundation qui leur a permis l'étude d'échantillons du programme Dsdp. Ils remercient également J. Andrieux, R. Blanchet, P. Vergely qui leur ont fourni des échantillons. Ce travail a bénéficié de l'appui financier de l'Inag dans le cadre de l'Atp Géodynamique.

## RÉFÉRENCES

- Allègre C. J., Javoy M., Michard G., 1968. Étude de la distribution et de l'abondance des éléments de transition dans l'écorce terrestre comparée à celle des terres rares, in *Origin and distribution of the elements*, edited by L. H. Ahrens, Pergamon Press, 913-928.
- Aubouin J., 1959. Contribution à l'étude de la Grèce septentrionale : les confins de l'Épire et de la Thessalie, *Ann. Geol. Pays Hell.*, X, 483 p.
- Audley-Charles M. G., 1965. Some aspects of the chemistry of Cretaceous siliceous sedimentary rocks from Eastern Timor, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 1175-1192.
- Bonatti E., Zerbi M., Kay R., Rydell H., 1976. Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, 83-94.
- Boström K., Peterson M. N., Joensuu O., Fisher D., 1969. The origin of aluminium poor ferromanganoan sediments in areas of high heat flow in the East-Pacific Rise, *Mar. Geol.*, 7, 427-447.

- Calvert S. E., 1966. Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **77**, 569-596.
- Calvert S. E., Price N. B., 1972. Diffusion and reaction profiles of dissolved manganese in the pore waters of marine sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **16**, 245-249.
- Caroll D., 1958. Role of clay minerals in the transportation of iron, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **14**, 1-27.
- Caron D., 1975. Sur la géologie du Pinde méridional : les Monts Lakmon (Épire, Grèce). La série des radiolarites, thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Univ. Pierre-et-Marie-Curie, Paris, 119 p.
- Chester R., Messiha-Hanna R. G., 1970. Trace element partition patterns in North-Atlantic deep-sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 1121-1128.
- Clarke F. W., 1924. The data of Geochemistry, *Bull. US Geol. Survey*, 770.
- Corliss J. B., 1970. Mid ocean ridge basalts: 1. The origin of submarine hydrothermal solutions; 2. Regional diversity along the Mid Atlantic Ridge, thesis Univ. San Diego, California.
- Corliss J. B., 1971. The origin of metal bearing submarine hydrothermal solutions, *J. Geophys. Res.*, **76**, 8128-8138.
- Coryell C. D., Chase J. W., Winchester J. W., 1963. A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare earths abundance patterns, *J. Geophys. Res.*, **68**, 559-566.
- Cressman E. R., 1962. Data of geochemistry: non detrital siliceous sediments, *Prof. Pap. US Geol. Survey*, **440 T**, 1-22.
- Cronan D. S., 1969. Average abundance of Mn, Fe, Ni, Co, Cu, P, Mo, V, Cr, Ti in Pacific pelagic clays, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**, 1562-1565.
- Cronan D. S., 1976. Basal metalliferous sediments from the Eastern Pacific, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 928-934.
- Courtois C., Hoffert M., 1977. Distribution des terres rares dans les sédiments superficiels du Pacifique Sud-Est, à paraître *Bull. Soc. Geol. Fr.*, fasc. 6.
- Desprairies A., Lapiere H., 1973. Les argiles liées au volcanisme du Massif du Troodos et leur remaniement dans sa couverture, *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn.*, **15**, 5, 499-510.
- Desprairies A., 1977. Étude sédimentologique de formations à caractères flysch et molasse (Macédoine et Épire, Grèce), thèse Doct. Sci. Univ. Paris-Sud, Orsay, n° 1862.
- Dymond J., Corliss J. B., Heath G. R., Field C. W., Dasch E. J., Veeh H. H., 1973. Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 3137-3180.
- Elderfield H., Gass I. G., Hammond A., Bear L. M., 1972. The origin of the ferromanganese sediments associated with the Troodos massif of Cyprus, *Sedimentology*, **19**, 1-19.
- Elderfield H., 1977. The form of manganese and iron in marine sediments, in *Marine manganese deposits*, edited by G. B. Glasby, Elsevier Oceanography Series, 269-289.
- El Wakeel S. K., Rillely J. P., 1961. Chemical and mineralogical studies of deep sea sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **25**, 110-146.
- Fleury J. J., 1974. Précisions sur la série de la nappe du Pinde : l'âge des radiolarites (Dogger-Malm) et des marnes rouges à Radiolaires-premier flysch (Eocrétacé-Sénonien basal) Grèce, *C.R. Acad. Sc., Paris*, **278**, série D, 201-204.
- Fogelgesang J. F., 1975. Sur les Alpes calcaires méridionales : géologie du Monte Baldo septentrional et aspects géochimiques de la sédimentation pélagique tridentine et lombarde au Jurassique, thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Univ. Pierre-et-Marie-Curie, Paris, 178 p.
- Franzini M., Gratziv C., Schiaffino L., 1968. Sedimenti silicei non detritici dell'Appennino centro settentrionale. 1. La formazioni dei diaspri di Reppia (Genova), *Att. Soc. Tosc. Sci. Nat. Pisa Mem.*, **75**, 154-203.
- Froehlich F., 1977. Les composés silico-ferriques amorphes des sédiments pélagiques néogènes et quaternaire de l'Océan Indien austral, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 5, à paraître.
- Grunau H. R., 1965. Radiolarian cherts and associated rocks in space and time, *Eclogae Geol. Helv.*, **58**, 157-208.
- Ingle J. C., Karig D. E. et al., 1975. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, **31**, US Government Printing Office, Washington.
- Keene J. B., 1975. Cherts and porcellanites from the North-Pacific Dsdp Leg 32, in *Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project*, R. L. Larson, R. Moberly et al., **32**, US Government Printing Office, Washington.
- Landergrén S., 1964. On the geochemistry of deep-sea sediments. Rep. Swed. Deep Sea Exped., **10**, 57-154.
- Larson R. L., Moberly R. et al., 1975. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project., **32**, US Government Printing Office, Washington.
- Leoni R., 1974. Le rocce silicee non detritiche dell' Appennino centro-settentrionale, *Att. Soc. Tosc. Sci. Nat. Pisa Mem.*, **81**, 187-221.
- Lisitzin A. P., 1971. Distribution of siliceous microfossils in suspension and in bottom sediments, in *The micropaleontology of Oceans*, edited by B. M. Funell, W. R. Riedel, Cambridge University Press, London, 173-195.
- Lynn D. C., Bonatti E., 1965. Mobility of manganese in diagenesis of deep-sea sediments, *Mar. Geol.*, **3**, 457-474.
- Manheim F. T., 1965. Manganese-iron accumulations in the shallow marine environment, in *Symposium on Marine Geochemistry*, edited by D. R. Schink, J. T. Corless, Occas. Publ. Narragansett Mar. Lab. Univ. Rhode Island, **3**, 217-276.
- Martin J. H., Knauer G. A., 1973. The elemental composition of plancton, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 1639-1653.
- Molengraaf G. A. F., 1909. On oceanic deep-sea deposits of Central Borneo, *Proc. R. Acad. Sci. Amsterdam*, **12**, 141-147.
- Mpodozis Marin C., 1977. Étude géologique de la région d'Agapha (zone du Pinde, Évritanie, Grèce). Essai de classification géochimique des sédiments hypersiliceux marins, thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Univ. Pierre-et-Marie-Curie, Paris, 245 p.
- Michard G., 1971. Theoretical model for manganese distribution in calcareous sediment cores, *J. Geophys. Res.*, **76**, 2179-2186.
- Nisbet E., Price I., 1974. Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited Ocean ridge derived sediments, in *Pelagic Sediments on Land and under the Sea*, edited by K. J. Hsu, H. C. Jenkyns, Int. Ass. Sedim. Spec. Pub., n° 1, 351-366.
- Parrot J. F., Delaune-Mayer J., 1974. Les terres d'ombre du Bassit (Nord-Ouest Syrien). Comparaison avec les termes similaires du Troodos, Chypre, *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, **6**, 147-159.
- Pearson E. S., 1954. *Biometrika tables for statisticians*, I, Cambridge University Press, London.
- Price I., 1977. Facies distinction and interpretation of primary cherts in a mesozoic continental margin succession, Othris, Greece, *Sediment. Geol.*, **18**, 321-335.
- Revelle R. R., 1944. Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the Carnegie on its seventh cruise, *Carnegie Inst. Washington Publ.*, **556**, part 1, 179 p.
- Robertson A. H., Hudson J. D., 1973. Chyprus umbers: chemical precipitates on a Tethyan Ocean Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **18**, 93-101.
- Robertson A. H., Hudson J. D., 1974. Pelagic sediments in the cretaceous and the tertiary history of the Troodos massif, Cyprus, in *Pelagic Sediments on Land and under the Sea*, edited by J. Hsu, H. C. Jenkyns, Int. Ass. Sedim., Spec. Pub. n° 1, 403-436.
- Saito Y., 1972. Some aspects of chemical composition of cherts, *Bull. Nat. Sci. Mus. Japan.*, **15**, 403-414.
- Sayles F., Bischoff J. L., 1973. Ferromanganon sediments in the equatorial East-Pacific, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **19**, 330-336.
- Steinberg M., Desprairies A., Fogelgesang J. F., Martin A., Caron D., Blanchet R., 1977. Radiolarites et sédiments hypersiliceux océaniques : une comparaison, *Sedimentology*, **24**, 547-563.
- Steinberg M., Fogelgesang J. F., Courtois C., Mpodozis Marin C., Desprairies A., Martin A., Caron D., Blanchet R., 1977. Détermination de l'origine des feldspaths et des phyllites présents dans des radiolarites mésogéennes et des sédiments hypersiliceux océaniques par l'analyse des terres rares, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, fasc. 4, 735-740.
- Thurston D. R., 1972. Studies on bedded cherts, *Contr. Mineral. and Petrol.*, **36**, 329-334.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H., 1961. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**, 175-192.
- Turekian K. K., 1965. Some aspects of the geochemistry of marine sediments, in *Chemical Oceanography*, edited by J. P. Riley, G. Skirrow, Academic Press, London, **2**, 81-126.
- Turekian K. K., 1967. Estimates of the average Pacific deep-sea clays accumulation rate from material balance calculations, in *Progress in Oceanography*, edited by M. Sears, **4**, 227-244.
- Wedepohl K. H., 1960. Spurenanalytische Untersuchungen am Tiefseetonen aus dem Atlantik, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **18**, 200-231.
- Wolery T. J., Sleep N. H., 1976. Hydrothermal circulation and geochemical flux at Mid Ocean Ridges, *J. Geol.*, **84**, 249-275.