

GÉOCHIMIE/
GEOCHEMISTRY
(OCÉANOGRAPHIE/
OCEANOGRAPHY)

Origine des terres rares dans les mattes cyanobactériennes (kopara) de l'atoll de Tikehau (Tuamotu, Polynésie Française)

Caroline Jehl et Hans G. Barszczus

C.R. Acad. Sci. Paris,
t. 322, série II a,
p. 205 à 212,
1996C. J. : Laboratoire HEA,
Centre ORSTOM,
911, avenue Agropolis,
BP n° 5045,
34032 Montpellier Cedex 1,
France ;H. G. B. : URA 1767 Géofluides-
Bassins-Eau, Institut des
Sciences de la Terre, de l'Eau
et de l'Espace de Montpellier,
Université de Montpellier-II,
34098 Montpellier Cedex 5,
France
et Centre ORSTOM, BP n° 5045,
34032 Montpellier Cedex 1, France.

Résumé Les profils de concentrations des terres rares ont été déterminés dans une carotte de matre cyanobactérienne (kopara) de l'atoll de Tikehau (archipel des Tuamotu). Ces profils montrent l'origine marine des terres rares. Les enrichissements dans le kopara, calculés par rapport aux teneurs de deux colonnes d'eau de l'Océan Pacifique indiqueraient, comme le fait l'anomalie du cérium, que l'Eau Antarctique Intermédiaire serait à l'origine de l'alimentation du kopara. Ces résultats confirment l'implication de l'endo-upwelling dans le mécanisme d'alimentation du kopara en terres rares et nutriments et la filiation kopara-phosphorites insulaires.

Mots-clés : Terres rares, Kopara, Atoll, Enrichissement, Phosphorite, Endo-upwelling, Polynésie Française, Pacifique.

Abstract Origin of rare earth elements in cyanobacterial mats (kopara) from Tikehau atoll (Tuamotu, French Polynesia)

Concentration patterns of rare earth elements have been determined in a core sampled in a cyanobacterial mat (kopara) from Tikehau atoll (Tuamotu). These patterns show the marine origin of the analyzed elements. Enrichments in the kopara have been calculated with regard to concentrations of rare earth elements in two water columns from the Pacific Ocean. They would indicate, with the cerium anomaly, that the marine water which fed the kopara originated from Antarctic Intermediate Water. These results support the implication of endo-upwelling as the mechanism of supplying REE and nutrients to the kopara and the filiation kopara-insular phosphorites.

Keywords: Rare earth elements, Kopara, Atoll, Enrichment, Phosphorite, Endo-upwelling, French Polynesia, Pacific Ocean.

Fonds Documentaire ORSTOM
Cote : BX 4547 Ex : 1Abridged
English
Version**INTRODUCTION**

CYANOBACTERIAL mats (kopara) that thrive in brackish ponds located on the slightly emerged rim of atolls, in the Tuamotu archipelago have been the subject of several studies in French Polynesia that have been used to describe a model of insular phosphogenesis (Fikri, 1991; Jehl, 1995): kopara accu-

mulations of many meters thickness, located in closed lagoons, constitute the phosphogenic sediment (Jehl and Rougerie, 1995) which, after specific diagenetic maturations, gave rise to the phosphate deposits known on many islands of the Pacific. This model is based on the existence of an internal flux of nutrients from the Antarctic Intermediate

Noteprésentée par
Jean Dercourt.remise le 23 octobre 1995,
acceptée après révision
le 4 décembre 1995.

ORSTOM Documentation



010004547

Water (AIW) located below 500 m depth (geothermal endo-upwelling, Rougerie and Wauthy, 1993).

The waters of brackish ponds, where kopara mats thrive, are composed of mixed meteoric water (major part) and marine waters (minor part). The marine component is subdivided into oceanic surface water (infiltrations) and water originating from the AIW. In order to confirm the impact of these deep waters on kopara, the imprint of rare earth elements REE has been studied in kopara samples of different ages.

It has been shown that living cyanobacteria, algae, bacteria, and the organic matter resulting from their decomposition, have a strong affinity for metals (Disnar and Trichet, 1981; Dissanayake, 1984; Beveridge and Fyfe, 1985) and REE (Glickson *et al.*, 1985) present in their surroundings. Cyanobacteria should therefore show a good record of concentration profiles of rare earth elements if their growing medium contains them.

On average, the mineral fraction of kopara is composed of more than 80% magnesian calcite by weight, the remainder being aragonite of detrital origin (Defarge and Trichet, 1990). This carbonate fraction is able to link REE from interstitial water, especially light REE (Scherer and Seitz, 1980; Zhong and Mucci, 1995) whereas aragonite links light REE (Terakado and Masuda, 1988) and calcite (especially magnesian calcite) would fix more heavier REE (Scherer and Seitz, 1980).

In the open ocean, depth can be characterized by variation of REE patterns, as shown by water columns T24 and T47 in the N-W Pacific (Piepgras and Jacobsen, 1992), where stratification of oceanic layers occurs to 5,000 m depth. The depth of origin of marine water having reached the kopara has been sought by comparison of REE contents in kopara with those in each level of the T24 and T47 columns.

MATERIAL AND METHODS

Kopara sampling was performed in the brackish Pahitomo pond, Tikehau atoll (Tuamotu Archipelago, French Polynesia, Jehl, 1995). Slices from a core were centrifuged and lyophilized. The samples were named K1 for

the green surficial layer of kopara, K2 for the red organic-rich layer, K3 for the oldest, pink kopara. Samples were analyzed by ICP-MS and results were normalized versus shales (Gromet *et al.*, 1984). Cerium anomalies (Ce/Ce^*) were calculated (Piepgras and Jacobsen, 1992) for K1, K2, K3, and for different depths from the T24 and T47 water columns. Comparison of the REE content in kopara and from various depths of marine waters in T24 and T47 led to the calculation of enrichment, average of enrichment, standard deviation and variation coefficient (standard deviation/average) of enrichment for each depth. The lowest variation coefficients, the lowest the dispersion of enrichments, suggesting a homogeneity of the enrichment process at the depth studied. The depths giving the most homogeneous enrichment (considering all the REE) appear to be the most implicated in the oceanic source of REE for kopara.

RESULTS AND DISCUSSION

Concentration patterns

REE contents in the three kopara samples are given in ppb in table I. After normalization versus shales, kopara patterns show a similar shape to phosphate samples from the Mataiva deposit (Jehl, 1995) and standard oceanic surface water (fig. 1), which implies a marine origin for the REE from phosphate and kopara samples. The patterns do not show any difference between light and heavy REE, which means that REE fixation was mainly biological (on organic matter), because the differential fixation of light REE on carbonates was not detected on the whole. The patterns show an enrichment with regard to standard oceanic values (Lide, 1994). The intermediate concentrations in kopara samples between marine water and phosphate rock support the precursor role of kopara in phosphogenesis (Jehl and Rougerie, 1995). The phosphate sample MTV-PC is slightly impoverished in heavy REE. This pattern is probably due to the higher calcite content (enrichment in light REE) in this sample than in the others. This trend also occurs in carbonate-fluorapatites from Nauru (Bernat *et al.*, 1991).

Cerium anomaly

Cerium anomalies within the T24 and T47 columns are given by the two curves of figure 2: rapid decrease in the first 600 m and deeper stabilization. Values for the three samples of kopara are represented by the three lines (K1, K2, K3). These lines are located near the constant portions of the curves (below 600 m). This implies that deep oceanic water which ascends to the brackish lens would originate from the oceanic layer at ~ 600 m in water columns T24 and T47, *i.e.* AIW, confirming the results given by other tracers (Rougerie *et al.*, 1991; Bouloubassi *et al.*, 1992).

Enrichment

Enrichment values with regard to standard surface marine water are given in table II. Lanthane enrichment is superior to all others. Although the enrichments are in the same range, red kopara (K2) is the richest, the oldest pink kopara (K3) the least enriched. Such a distribution indicates that element fixation is already intense in the green surface layer, because the green kopara is almost as much enriched as the red layers, which may be several hundred years old. Kopara cyanobacteria are also able to fix metals after their death (Disnar and Trichet, 1981). This property can be extended to REE, because a supplementary enrichment is observed in the red layers. These gelatinous layers correspond with the best organized organic matter in a three-dimensional framework (Defarge and Trichet, 1990). The deeper, old kopara is more detritic with a smaller organic carbon content. The increase of inorganic carbon should give an enrichment in REE precipitated in carbonate minerals. However, the old kopara shows a decrease of REE content with respect to younger kopara. Such a decrease implies that REE enrichment is almost entirely due to fixation on organic matter.

Variation coefficients (standard deviation/average) of enrichment in REE with depth from the reference waters (T24 and T47) are given in figure 3 a, b. For both water columns, the shape of the variation coefficients profiles is very similar for the three samples of kopara: a rapid decrease near the

surface and a stabilization at 600 m for T24 and at 300 m for T47. The shape and uniformity of these profiles support a source of REE from deep oceanic waters like AIW.

CONCLUSION

Concentration patterns of REE show the marine origin of such elements in kopara, whatever its age and diagenetic state. No influence of the basaltic substratum has been observed on these samples from Tikehau atoll, where the volcanic core is located 1,000 m below the carbonates.

REE in kopara has been fixed mainly on organic matter. Fixation by carbonate minerals has not been detected and is probably negligible compared with biological fixation.

Taken quantitatively, this REE study shows that the kopara is an intermediary compartment between the deep sea water and the island's phosphate rock: REE contents in kopara are greatly superior to marine levels, but inferior to those in phosphate rocks.

Cerium anomalies and variation coefficients of enrichment support a deep oceanic origin for the marine component of the phreatic lens. This depth of origin would be located at 300 or 600 m according to the chosen reference. It corresponds, regardless of the column of reference, to the cold and rich water layer (AIW), located below the thermocline. Evidence of the endo-upwelling flow seems to be confirmed by REE, used as a tracer of oceanic depths. Such a conclusion was also drawn after an REE study of phosphate samples from Nauru atoll phosphate ore (Bernat *et al.*, 1991).

The younger part of the kopara (surface layer), which is developing now, has nevertheless had the possibility to fix REE at concentrations many thousands times higher than concentrations present in the oceanic surface water. This implies an availability of these REE in the neighbourhood of kopara, linked to diffusion and a marine flux into the atoll groundwater. This marine contribution, although diluted by infiltration of surface oceanic waters and meteoric input, represents a quantitatively significant amount. The effect of endo-upwelling flow in the upper parts of the phreatic lens must therefore be taken into consideration.

Fig. 1 Profils de concentration des terres rares de trois échantillons de kopara (K1, K2 et K3), de quatre échantillons de phosphate de l'atoll de Mataiva (MTV-PB, -PS, -PF et -PC) et de l'eau de mer superficielle standard (SW), normalisés par rapport aux shales (Gromet *et al.*, 1984).

REE concentration profiles for three kopara samples (K1, K2, K3), four phosphate samples from Mataiva atoll (MTV-PB, -PS, -PF, and -PC), and standard surface sea water (SW), normalized versus shales (Gromet *et al.*, 1984).

Fig. 2 Anomalie du cerium ($Ce/Ce^* = 3Ce_N/2La_N + Nd_N$, où X_N représente la valeur X normalisée par rapport aux shales, Piepgras et Jacobsen, 1992) en fonction de la profondeur dans les colonnes d'eau T24 et T47, et dans trois échantillons de kopara (K1, K2 et K3).

Cerium anomaly ($Ce/Ce^* = 3Ce_N/2La_N + Nd_N$, with X_N representing the value X normalized versus shales, Piepgras and Jacobsen, 1992) with regard to depth in water columns T24 and T47, and in three kopara samples (K1, K2, and K3).

INTRODUCTION

Les mattes cyanobactériennes d'atoll, également appelées kopara sur les atolls des Tuamotu, ont fait l'objet de plusieurs études en Polynésie Française et ont permis de décrire un modèle de phosphatogenèse insulaire (Fikri, 1991 ; Jehl, 1995). Les accumulations de kopara de plusieurs mètres d'épaisseur, contenues dans des lagons fermés saumâtres, constitueraient le sédiment phosphatogène (Jehl et Rougerie, 1995) ayant donné naissance aux gisements de phosphate présents à l'heure actuelle sur de nombreuses îles et atolls du Pacifique. Ce modèle est basé sur l'existence d'un flux interne de nutriments à partir de la couche d'Eau Antarctique Intermédiaire (EAI) située au-dessous de 500 m (endo-upwelling géothermique, Rougerie et Wauthy, 1993).

L'eau saumâtre en contact avec la nappe phréatique, au sein de laquelle le kopara se développe, est formée d'un mélange d'eaux météoriques (part majeure) et marines (part mineure). Cette composante marine serait elle-même subdivisée en eaux de surface océaniques (infiltrations et déferlements lors des tempêtes) et en eaux en provenance de la couche profonde EAI. Dans le but de connaître l'importance de l'impact de ces eaux d'origine profonde sur le kopara, l'em-

preinte des terres rares a été examinée dans des échantillons de kopara d'âges variés.

Les cyanobactéries vivantes, les algues et les bactéries, ainsi que la matière organique issue de leur décomposition, ont une forte capacité de fixation des éléments contenus dans leur milieu de croissance, notamment les métaux (Disnar et Trichet, 1981 ; Dissanayake, 1984 ; Beveridge et Fyfe, 1985), et les terres rares (Glickson *et al.*, 1985). On peut donc attendre d'elles un enregistrement qualitatif et quantitatif des terres rares présentes dans leur milieu de croissance.

La fraction minérale du kopara est formée à plus de 80 % en poids par de la calcite magnésienne contenant 6 à 19 % moles $MgCO_3$, le reste étant constitué d'aragonite d'origine détritique (Defarge et Trichet, 1990). Cette fraction carbonatée est capable de retenir les terres rares de l'eau interstitielle, notamment les plus légères (Scherer et Seitz, 1980 ; Zhong et Mucci, 1995). Cette propriété serait due essentiellement à la phase aragonitique (Terakado et Masuda, 1988), plus qu'aux phases calcite et calcite magnésienne (Scherer et Seitz, 1980).

En milieu océanique ouvert, la profondeur des eaux peut être caractérisée par la variation des spectres de concentration des terres rares, normalisés par rapport aux shales, comme le montrent les résultats obtenus sur les sites T24 et T47 (Pacifique NW, Piepgras et Jacobsen, 1992), où les eaux océaniques sont stratifiées jusqu'à 5 000 m de fond. La profondeur d'origine de l'eau marine ayant atteint le kopara a donc été recherchée par la comparaison des teneurs en terres rares dans le kopara et dans les profils verticaux T24 et T47.

Tableau I Teneurs en terres rares, exprimées en ppb, dans trois échantillons de kopara (K1, K2 et K3).

REE concentrations (ppb) in three kopara samples (K1, K2 and K3).

Terres rares	K 1	K 2	K 3
La	119,9	304,9	69,2
Ce	10,6	14,3	5,5
Pr	4,8	5,1	1,9
Nd	22,5	25,3	8,8
Sm	5,8	8,1	5,1
Eu	1,8	1,9	1,5
Gd	7,8	10,9	4,1
Tb	1,3	1,7	0,9
Dy	9,3	11,5	5,7
Ho	2,3	3,1	1,2
Er	7,5	9,4	5,0
Tm	1,1	1,2	0,7
Yb	4,8	5,6	3,1
Lu	0,9	1,3	0,6

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Les échantillons de kopara étudiés proviennent d'une carotte d'une trentaine de centimètres prélevée dans la mare saumâtre Pahitomo (200 m²), située sur le pourtour légèrement exondé (0 à 2 m) de l'atoll de Tikehau (Archipel des Tuamotu, Polynésie

française, Jehl, 1995). La carotte a été immédiatement découpée en tranches. Celles-ci ont été centrifugées pour éliminer l'eau interstitielle et les culots ont été lyophilisés. Les trois échantillons utilisés proviennent respectivement de la couche chlorophyllienne de surface (K1) de 1 cm d'épaisseur, de la couche gélatineuse rouge (K2) située sous la couche verte (10 cm d'épaisseur), et de la couche de vieux kopara rose (K3) qui constitue la partie la plus profonde, donc la plus ancienne de la carotte (15 cm d'épaisseur).

Les trois échantillons ont été solubilisés par attaque acide et analysés en ICP-MS au Laboratoire de Géochimie des Éléments en Traces de l'Université de Montpellier. Les teneurs en éléments sont données en ppb avec une précision de 10^{-1} (tableau I). Les valeurs pour les terres rares ont été normalisées par rapport aux shales (Gromet *et al.*, 1984). L'anomalie du cérium (Ce/Ce^*) a été calculée (Piepgras et Jacobsen, 1992) pour les trois échantillons de kopara, ainsi que pour les eaux à différentes profondeurs des colonnes d'eau T24 et T47.

Après avoir été converties en picomol/kg, les teneurs en terres rares ont été comparées à celles des colonnes d'eau T24 et T47 à diverses profondeurs. Pour chaque échantillon de kopara, les enrichissements calculés pour chacun des éléments par rapport à une profondeur marine donnée ont été regroupés, afin de calculer la moyenne d'enrichissement, l'écart-type et le coefficient de variation (écart-type/moyenne) à cette profondeur. Les coefficients de variation les plus bas correspondent aux plus faibles dispersions des valeurs d'enrichissements pour une profondeur donnée, c'est-à-dire à une homogénéité du processus d'enrichissement à partir de l'eau océanique en question. Ce sont les couches océaniques donnant les enrichissements les plus homogènes (quel que soit l'élément considéré) qui ont le plus de chances d'être impliquées dans la source océanique de terres rares. Pour un niveau océanique donné, la part effective à l'enrichissement du kopara sera d'autant plus importante que le coefficient de variation sera faible.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Profils de concentrations

Les teneurs en terres rares dans les trois échantillons sont données en ppb (tableau I). Après normalisation par rapport aux shales, on constate que les profils de concentration des terres rares dans le kopara sont similaires à ceux des échantillons de phosphate prélevés sur le gisement de l'atoll de Mataiva, Tuamotu (Jehl, 1995) et celui de l'eau de mer superficielle standard (fig. 1), y compris l'anomalie négative en cérium. Au niveau quantitatif, ils indiquent un enrichissement notable (de l'ordre de 10 000 à un million) par rapport aux teneurs dans l'eau de mer superficielle standard (Lide, 1994).

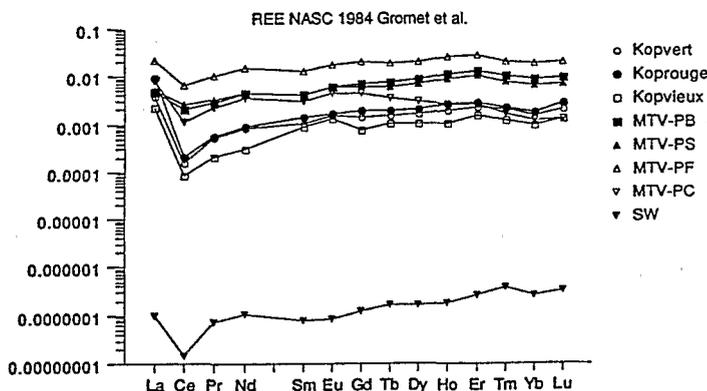


Fig. 1.

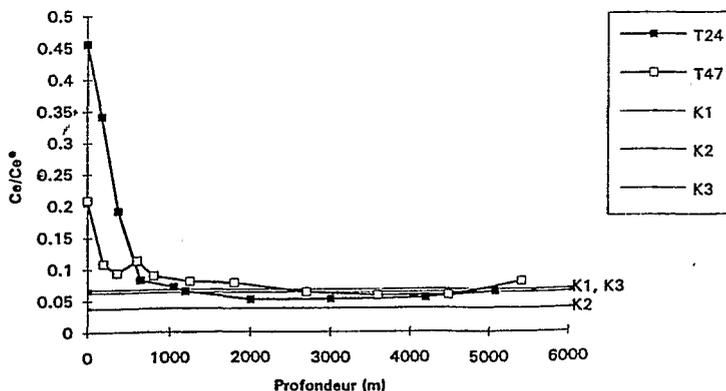


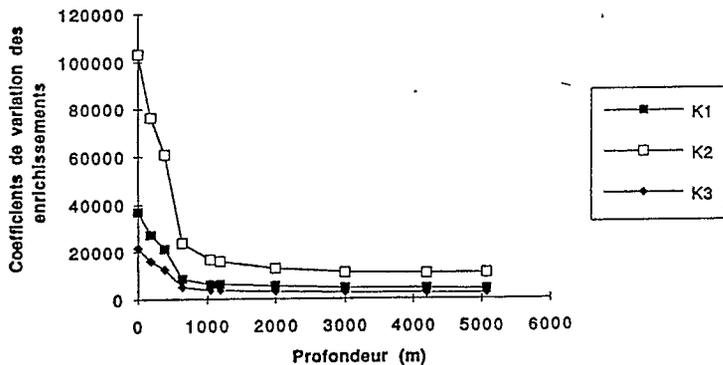
Fig. 2.

Tableau II Enrichissements en terres rares dans trois échantillons de kopara (K1, K2 et K3) par rapport à l'eau de mer superficielle standard (Lide, 1994).

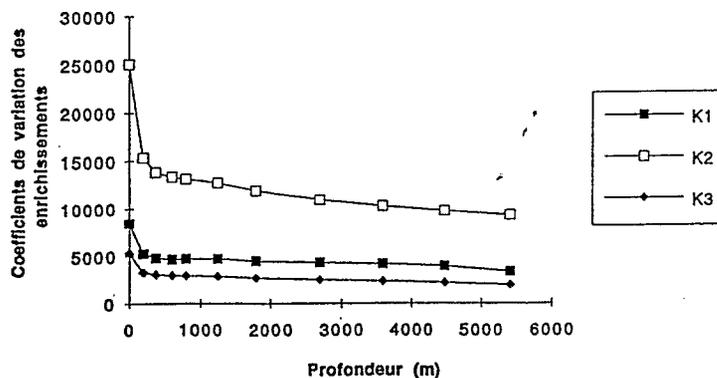
REE enrichments in three kopara samples (K1, K2, and K3) with regard to standard surface sea water (Lide, 1994).

Terres rares	K 1	K 2	K 3
La	35 262	89 678	20 344
Ce	8 863	11 914	4 619
Pr	7 441	8 020	8 661
Nd	8 029	9 040	3 125
Sm	12 987	18 079	11 252
Eu	13 544	15 855	11 631
Gd	11 089	15 520	5 916
Tb	9 582	11 941	6 507
Dy	10 176	12 604	6 297
Ho	10 485	14 177	5 653
Er	8 646	10 831	5 703
Tm	6 330	7 209	3 927
Yb	5 803	6 827	3 719
Lu	6 048	8 507	3 921

T24



a



b

Fig. 3.

L'origine marine des terres rares fixées dans le kopara et dans les phosphates de ces atolls est ainsi clairement établie. Les profils ne présentent pas de déséquilibre entre les terres rares lourdes et légères, ce qui signifie que la fixation de terres rares s'est faite essentiellement sur la matière organique, la fixation différentielle des phases minérales carbonatées (enrichissement en terres rares légères) n'ayant pas laissé d'empreinte décelable dans l'ensemble des éléments fixés. Le fait que les spectres des terres rares du kopara soient en position intermédiaire entre l'eau de mer et les phosphates d'atolls tend à confirmer le rôle de précurseur des phosphorites joué par le kopara (Jehl et Rougeirie, 1995) dans la genèse des phosphorites d'atolls. Un des échantillons de phosphate de Mataiva (MTV-PC) est appauvri en terres rares lourdes par rapport à l'eau de mer. Ceci est probablement dû à la haute teneur en calcite (et donc à la préférence pour les terres rares légères) dans cet échantillon plus carbonaté que les autres. Ce déséquilibre se retrouve dans les carbonate-fluorapatites du gisement de Nauru, Pacifique Central (Bernat *et al.*, 1991).

Anomalie du cérium

Le calcul de l'anomalie du cérium (Ce/Ce^*) tout au long des colonnes d'eau T24 et T47 (fig. 2) montre une décroissance rapide au cours des 600 premiers mètres, puis une stabilisation. Dans les trois échantillons de kopara, les valeurs de cette anomalie sont représentées par trois droites appelées K1, K2 et K3. Par rapport aux deux courbes océaniques, ces trois droites se situent au niveau de la partie constante des eaux océaniques, c'est-à-dire des eaux situées au-dessous de 600 m de profondeur. Ceci implique que des eaux marines profondes, originaires de la couche d'eau située au-dessous de 600 m (EAI), atteignent le système phréatique saumâtre où se développe le kopara, comme l'ont montré d'autres traceurs (Rougerie *et al.*, 1991; Bouloubassi *et al.*, 1992).

Enrichissements

Les taux d'enrichissements du kopara en terres rares par rapport à l'eau de mer superficielle standard sont donnés dans le tableau II. L'enrichissement en lanthane est très supérieur aux autres. Bien que les taux d'enrichissement soient du même ordre de grandeur dans les trois échantillons, le kopara rouge (K2) est le plus riche, le vieux kopara (K3) le plus pauvre. Cette disposition indique que la fixation d'éléments intervient fortement dès la couche verte de surface, puisque le kopara vert actuel est presque aussi enrichi que celui des couches rouges inférieures qui peuvent dater de plusieurs centaines d'années. L'enrichissement supplémentaire observé dans les couches rouges serait dû à une fixation *post mortem*, identique à celle décrite par Disnar et Trichet (1981) pour certains métaux. Ces couches gélatineuses rouges correspondent au niveau où les débris cyanobactériens sont les mieux réorganisés en un réseau organique (Defarge et Trichet, 1990). Plus profondément, le vieux kopara a un aspect plus détritique et les teneurs en matière organique diminuent (Jehl, 1995). Cette augmentation de la fraction minérale du kopara devrait logiquement s'accompagner d'une augmentation des teneurs en terres rares coprécipitées avec les minéraux carbonatés. Le vieux kopara (K3) montre, au contraire, une diminution des teneurs en terres rares par rapport aux niveaux supérieurs, ce qui indique que les terres rares sont essentiellement portées par la fraction organique, comme semblaient l'indiquer les profils de la figure 1 (fixation semblable pour les terres rares légères et lourdes).

Les coefficients de variation des enrichissements en terres rares par rapport aux eaux de différentes profondeurs océaniques (T24 et T47) sont donnés dans la figure 3. Par rapport aux deux colonnes d'eau, la variation des coefficients de variation est très semblable pour les trois échantillons de kopara : une décroissance rapide à partir de la surface et une stabilisation au-delà de 600 m pour T24 et de 300 m pour T47. L'homogénéité de ces profils s'accorde avec un proces-

sus d'alimentation en terres rares à partir des niveaux océaniques profonds, tels que l'EAI et les niveaux inférieurs.

CONCLUSION

Les profils de concentrations des terres rares dans le kopara montrent l'origine marine de ces éléments, quels que soient l'âge et l'état de diagenèse du kopara. La similitude de la distribution des terres rares dans ces deux systèmes (kopara et eau océanique) semble exclure une influence du soubassement basaltique se trouvant à environ 1 000 m sous les carbonates de l'atoll de Tikehau.

La fixation de terres rares dans le kopara s'est faite essentiellement sur la matière organique. La fixation sur les minéraux carbonatés du kopara semble négligeable par rapport à la fixation organique.

A travers l'étude des terres rares, le kopara apparaît comme un compartiment intermédiaire entre ceux constitués par l'eau de mer profonde et par le minerai de phosphate insulaire : les teneurs en terres rares y sont très supérieures à celles des eaux de mer (tant superficielles que profondes), mais inférieures à celles des phosphorites, dont la genèse couvre une plus grande échelle de temps.

Les résultats des calculs d'anomalie du cérium et des coefficients de variation des enrichissements en terres rares plaident en faveur d'une origine océanique profonde pour la composante marine de la nappe d'eau saumâtre où se développe le kopara. Cette profondeur d'origine serait de 300 à 600 m selon la référence choisie (T47 ou T24), ce qui correspond à la couche d'eau froide et riche en sels nutritifs (Eau Antarctique intermédiaire), située sous la thermocline de l'océan tropical et subtropical. La même conclusion avait été avancée après l'étude des terres rares d'échantillons de phosphates en provenance de l'atoll soulevé de Nauru (Bernat *et al.*, 1991).

La partie la plus jeune du kopara (surface), où s'effectue la production autotrophe, montre déjà un taux d'enrichissement en terres rares de plusieurs dizaines de

Fig. 3 Coefficients de variation (écart-type/moyenne) des enrichissements en terres rares dans trois échantillons de kopara par rapport aux eaux de la colonne T24 (a) et T47 (b).

Variation coefficients (standard deviation/average) of REE enrichments in three kopara samples with regard to waters from columns T24 (a) and T47 (b).

milliers de fois les teneurs de la surface océanique. Ceci implique une disponibilité de ces terres rares dans les eaux mères du kopara, liée à la diffusion à l'intérieur de la lentille d'eau saumâtre, mais aussi à un flux

significatif d'eau marine profonde dans la nappe d'eau phréatique, mettant en évidence la réalité du phénomène d'endo-upwelling dans les compartiments supérieurs de l'atoll.

Cet article est une contribution au projet IGCP 325.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BERNAT, M., LOUBËT, M. et BAUMER, A., 1991. Sur l'origine des phosphates de l'atoll corallien de Nauru, *Oceanologica Acta*, 14, p. 325-330.
- BEVERIDGE, T.J. et FYFE, W.S., 1985. Metal fixation by bacterial cell walls, *Can. J. Earth Sci.*, 22, p. 1893-1898.
- BOULOUBASSI, I., SALIOT, A., ROUGERIE, F. et TRICHET, J., 1992. Hydrocarbon geochemistry in coral reef pore waters, French Polynesia, *Water-Rock interaction*, KHARAKA et MAEST édés., Balkema, Rotterdam, p. 271-274.
- DEFARGE, C. et TRICHET, J., 1990. Rôle de substrats organiques hérités d'organismes vivants dans la minéralisation de microbialites carbonatés actuels (kopara de Polynésie Française). Implications concernant l'intervention des matières organiques sédimentaires dans les processus géologiques, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, série II, p. 1461-1467.
- DISNAR, J.R. et TRICHET, J., 1981. Étude expérimentale de la fixation de métaux par un matériau sédimentaire actuel d'origine algale - I. Isolement, purification et caractérisation de la matière organique, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, p. 353-362.
- DISSANAYAKE, C.B., 1984. Metals in algal mats - a geochemical study from Sri Lanka, *Chem. Geol.*, 47, p. 303-320.
- FIKRI, A., 1991. Contribution à l'étude de la géochimie organique des phosphates insulaires. Implication dans la phosphatogenèse, *Thèse*, Université d'Orléans, Bibliothèque de la Faculté des Sciences d'Orléans, 202 p.
- GLICKSON, M., CHAPPELL, B.W., FREEMAN, R.S. et WEBBER, E., 1985. Trace elements in oil shales, their source and organic association with particular reference to Australian deposits, *Chem. Geol.*, 53, p. 155-174.
- GROMET, L.P., DYMEK, R.F., HASKIN, L.A. et KOROTEV, R.L., 1984. The "North American shale composite": its compilation, major and trace element characteristics, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, p. 2469-2482.
- JEHL, C., 1995. Les mattes algaires cyanobactériennes (kopara) des atolls des Tuamotu : biochimie, productivité et signification écologique. Insertion dans un modèle de phosphatogenèse, *Thèse*, Université Française du Pacifique, Bibliothèque de l'UFP Papeete, 318 p.
- JEHL, C. et ROUGERIE, F., 1995. Phosphatogenèse en atolls polynésiens : la filiation mattes cyanobactériennes-phosphorites, *Oceanologica Acta*, 18, p. 79-93.
- LIDE, D.R., 1994. *CRC Handbook of Chemistry and physics*, LIDE, DR éd., 75th edition.
- PIEPGRAS, D.J. et JACOBSEN, S.B., 1992. The behavior of rare earth elements in seawater: precise determination of variations in the North Pacific water column. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, p. 1851-1862.
- ROUGERIE, F., ANDRIE, C. et JEAN-BAPTISTE, P., 1991. Helium-3 inside barrier reef interstitial water: a clue for geothermal endo-upwelling, *Geophys. Res. Lett.*, 18, p. 109-112.
- ROUGERIE, F. et WAUTHY, B., 1993. The endo-upwelling concept: from geothermal convection to reef construction, *Coral Reefs*, 12, p. 19-30.
- SCHERER, M. et SEITZ, H., 1980. Rare-earth element distribution in Holocene and Pleistocene corals and their distribution during diagenesis, *Chem. Geol.*, 28, p. 279-289.
- TERAKADO, Y. et MASUDA, A., 1988. The coprecipitation of rare-earth elements with calcite and aragonite, *Chem. Geol.*, 69, p. 103-110.
- ZHONG, S. et MUCCI, A., 1995. Partitioning of rare earth elements (REEs) between calcite and seawater solutions at 25°C and 1 atm, and high dissolved REE concentrations, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, p. 443-453.