

Sur l'origine des phosphates de l'atoll corallien de Nauru

Phosphates
Atolls
Isotopes
U, Th, Sr

Phosphates
Atolls
Isotopes
U, Th, Sr

Michel BERNAT ^a, Michel LOUBET ^b, Alain BAUMER ^c

^a Laboratoire de Géochimie isotopique, Unité de Recherche Associée n° 132, Parc Valrose, 06034 Nice.

^b Laboratoire de Géochimie et Pédologie, Unité de Recherche Associée n° 93, 38 rue des Petits Ponts, 31400 Toulouse.

^c Institut de Géodynamique URA 1279, Parc Valrose, 06034 Nice Cedex.

Reçu le 1/10/90, révisé le 17/04/91, accepté le 24/04/91.

RÉSUMÉ

Les phosphates de l'atoll de Nauru sont en position sur un karst de calcaires récifaux. Ces phosphates sont des fluorapatites peu carbonatées, moins fluorées que la plupart des autres carbonates-fluorapatites (CFA) sédimentaires marines. Un de ces dépôts au moins a pu se former pendant le dernier interglaciaire (datation ^{230}Th - ^{234}U). Le spectre des terres rares semble contrôlé par les phénomènes de diagenèse qui conduisent à la formation des phosphates. En revanche, les résultats de l'analyse de l'uranium et des isotopes du strontium soulignent l'origine marine de ces formations. Toutefois, dans l'un des échantillons, le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ révèle une légère influence volcanique. Nos résultats, ainsi que les données de la littérature et une évaluation des bilans, confortent l'hypothèse du modèle de formation de ces phosphates par endo-upwelling des eaux marines profondes dans le lagon.

Oceanologica Acta, 1991. 14, 4, 325-331.

ABSTRACT

On the origin of phosphates from the Nauru atoll

Phosphates from the Nauru atoll lie on a karstic structure developed at the expenses of a coral reef. These formations are fluorapatites low in carbonate, with less fluorine than common marine carbonate-fluorapatites (CFA). At least one of the deposits is from the last interglacial era (^{230}Th - ^{234}U dating). Rare Earth spectra seems to be affected by the dissolution-precipitation reactions leading to the formation of the carbonate-fluorapatite. But U and Sr isotopic ratios support the marine origin of most of these formations, except for one result, which give a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio indicating a slight volcanic influence. Our results and the literature reports favorise the hypothesis that these phosphates originate from the endo-upwelling of phosphorus rich deep seawater through the fractured and porous mass of the carbonated reef

Oceanologica Acta, 1991. 14, 4, 325-331.

INTRODUCTION

Sur de nombreuses îles de la ceinture équatoriale des Océans Pacifique et Indien, on relève la présence de formations phosphatées suffisamment importantes pour avoir donné lieu à une exploitation minière. L'origine de ces phosphates était généralement attribuée au lessivage de dépôts de guano accumulés à des époques où ces îles servaient de relais à des oiseaux migrateurs. L'époque de leur accumulation est controversée : époque glaciaire d'après Hutchinson (1950), interglaciaire pour Tracey (1980). Cependant certains auteurs (Bourrouilh et Le Jan *et al.*, 1985) estiment que le guano ne serait qu'une source annexe, la contribution principale proviendrait de poussières volcaniques et de ponces flottées. Rougerie et Wauthy (1986) ont proposé de voir à l'origine de ces accumulations des résurgences intra-lagonaires (modèle de l'endo-upwelling). L'eau de mer profonde, plus riche en éléments dissous et notamment en phosphates que les eaux superficielles, circulant dans la masse fracturée et poreuse de la ceinture corallienne des atolls, mise en mouvement par le gradient géothermique, resurgirait au niveau de la couronne récifale et dans le lagon central, où se formeraient les phosphates par réaction diagénétique dans le sédiment carbonaté.

Quelques analyses isotopiques de ces phosphates ont été publiées (Roe *et al.*, 1982 ; 1983 ; Roe et Burnett, 1985). Elles établissent que ces dépôts sont récents, quaternaires, probablement formés pendant les interglaciaires ; mais elles n'apportent pas d'arguments en faveur d'une des hypothèses citées. Nous présentons des analyses de terres rares et des isotopes à vie courte de l'uranium et du thorium, ainsi que des isotopes du strontium, d'échantillons en provenance de l'atoll de Nauru : la distribution de ces isotopes, différente selon les sources supposées, eau de mer ou volcanisme, doit nous permettre de préciser l'origine du matériel constituant ces dépôts et peut-être leur mode de formation.

SITUATION ET NATURE DES ÉCHANTILLONS

Nauru est située par 166°56' Est et 0°03' Sud (fig. 1) ; elle mesure 4,5 sur 5,5 km ; elle est entourée par un récif frangeant de 200 à 300 m de large. Son altitude moyenne est de 45 m ; les bords légèrement relevés déterminent une dépression centrale. Une pente de 45° relie ce récif aux fonds de 4000 m qui l'entourent. Avant l'exploitation des phosphates sa surface présentait un aspect ondulé recouvert de forêts, encore observable en quelques endroits.

Les formations phosphatées ont en moyenne de 7 à 8 m d'épaisseur et peuvent atteindre une vingtaine de mètres ; elles n'existent pas en dessous du niveau de la mer. Ces formations reposent sur un karst, dont les pitons apparaissent dans les zones exploitées, qui s'est développé au détri-

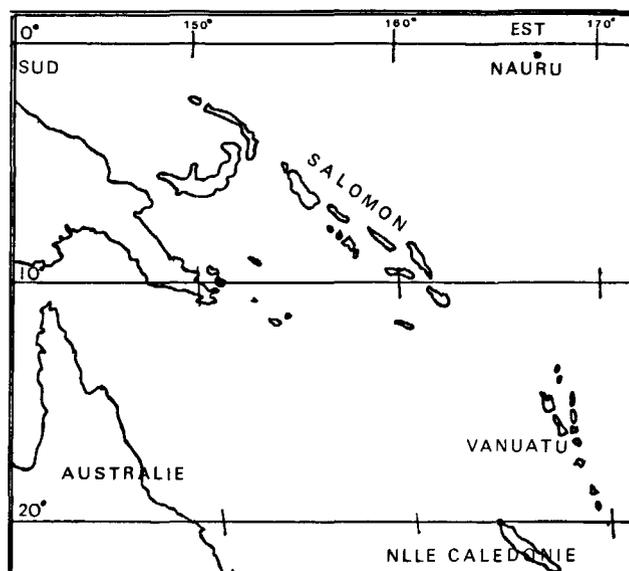


Figure 1

Carte de situation.

Location of the Nauru island.

ment de dépôts carbonatés récifaux. Le phosphate présente deux aspects : massif, stratifié, en place entre les pitons et sous forme de sables, graviers et blocs non consolidés recouvrant le premier ; c'est sous cette dernière forme qu'on le trouve sous le couvert forestier.

Les échantillons ont été prélevés dans une zone exploitée, à l'exception de NAU2 qui a été prélevé sous couvert végétal. Le calcaire NAU1B, échantillonné sur un piton, et le phosphate NAU1A étaient en contact. Le deuxième échantillon de calcaire (NAU4) provient d'un autre piton. Le phosphate NAU1A est constitué de graviers arrondis (du millimètre à 2-3 cm), peu liés, de couleur blanche à gris clair. NAU2 est composé de sables et de graviers aux angles arrondis (1 mm à 1-2 cm), de couleur grise à noire. NAU3 est massif, dur à cassure franche, de couleur ocre beige, composé de structures nodulaires centimétriques (NAU3n) faiblement alvéolaires, présentant une «peau» extérieure (0,2 à 0,5 mm) compacte, emballées dans une structure (NAU3g) composée à 80 % de nodules agglomérés de diamètre bien inférieur (0,5 à 2 mm). La gangue s'est révélée de même composition chimique que les nodules.

TECHNIQUES ANALYTIQUES

Les composés ont été identifiés par diffraction des rayons X, les paramètres de la maille des apatites ont été déterminés à partir des radiogrammes de poudre, enregistrés sur chambre Seemann-Bolhin. L'étalon interne est le quartz. L'identification a été précisée par spectrométrie infrarouge (pastilles de 3 mg d'échantillon pour 300 mg de KBr).

Les isotopes de l'uranium et du thorium ont été analysés par spectrométrie alpha et dilution isotopique, après séparation et purification par coprécipitation, fixation sur résine anionique, extraction dans des solvants organiques et dépôt en couches minces par électrodéposition sur disque d'acier inoxydable. Le rendement de ces manipulations est calculé à l'aide d'une solution calibrée contenant deux traceurs : ^{234}Th et ^{232}U . L'erreur statistique sur les résultats est inférieure à 4 % (Bernat, 1972).

L'analyse des terres rares et des isotopes du strontium a été faite par spectrométrie de masse et dilution isotopique, après séparation sur résine selon une technique bien connue et publiée par ailleurs (Loubet, 1970).

RÉSULTATS

Caractérisation des échantillons phosphatés

Les paramètres de la maille sont les suivants :

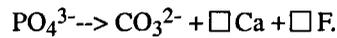
	NAU1A	NAU2	NAU3
a (Å)	9,350	9,356	9,358
c (Å)	6,884	6,882	6,883

La précision est de $\pm 0,006$ pour a et $\pm 0,004$ pour c. Ces valeurs sont caractéristiques de fluorapatites peu carbonatées.

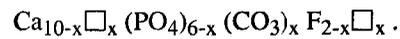
Les spectres d'absorption infrarouge correspondent à des fluorapatites contenant de faibles teneurs en CO_3^{2-} . La présence de ces groupements est révélée par les bandes d'absorption situées à 1455, 1425, 870 et 860 cm^{-1} .

Ces apatites ne contiennent pas, ou très peu, d'OH, à l'exception de NAU2 (absence des bandes 3540 et 740 cm^{-1} ; Freund et Knobel, 1977; Baumer *et al.*, 1985). Elles ont des teneurs assez élevées en carbone organique (C org : 1,4 %) et des valeurs plus faibles en carbone minéral (< 0,5 %). La

teneur en fluor (NAU1A = 1,8 %, NAU2 = 2 %, NAU3 = 3,1 %) est plus faible que celle des apatites d'origine marine s.s. qui est généralement supérieure à 3,8 % (McClellan et Lehr, 1969). Pour NAU2, la présence de groupements OH peut expliquer en partie ce fait ; en revanche, pour NAU1A et NAU3, on peut envisager la possibilité de substitution de type :



Ce modèle a été proposé par Labarthe *et al.* (1973), pour des carbonates apatites de synthèse admettant pour formule structurale générale :



Dans l'échantillon NAU3, on ne distingue pas de différences chimiques notables entre les nodules et la gangue qui les emballent, qu'il s'agisse de la concentration des majeurs ou de celle des traces. Pour cet échantillon, la valeur x = 0,4 est celle qui correspond le mieux aux principales données analytiques.

Éléments traces

A l'exception du barium, les teneurs sont plus élevées dans les phosphates que dans le calcaire (tab. 1). Dans les phosphates, les teneurs en strontium et surtout en barium, sont plus faibles que les valeurs généralement citées pour les phosphorites marines (Altschuler, 1980; Grandjean *et al.*, 1987). NAU2 se distingue par des valeurs supérieures en Ba, mais surtout en Fe et Mn.

Les concentrations en terres rares sont aussi plus faibles que celles que l'on trouve dans les phosphorites marines ou les débris phosphatés des sédiments profonds (Bernat, 1972; Kolodny, 1970; Grandjean *et al.*, 1987). NAU2 est plus riche d'un facteur 10 à 20 par rapport à NAU1 et NAU3. La distribution des TR, normalisée par rapport aux shales (Gromet *et al.*, 1984; fig. 2) des phosphates NAU1, NAU2, NAU3 et du calcaire NAU4, est différente de celle des eaux superficielles ou profondes du Pacifique (De Baar *et al.*, 1985) par des teneurs relativement plus faibles en

Tableau 1

Analyse de quelques éléments majeurs et en traces.

Analysis of some major and trace elements.

		P ₂ O ₅ %	CO ₂ %	Corg %	F %	Sr mg/g	Ba mg/g	Fe mg/g	Mn mg/g
NAU1B	calcaire	0.44	46.71	0.02	0.07	196	8.00		
NAU1A	phosphate	37.03	7.19	1.12		284	7.10	195	8
NAU2	phosphate	37.32	7.19			379	16.00	1 387	152
NAU3	phosphate	36.13	4.50	1.4	1.54	271		202	8
NAU3n	enclave	38.54	7.85		2.90	469	7.20		
NAU3g	gangue	38.37	6.23		3.20	255	9.40	173	5
NAU4	calcaire	0.58	46.79	0.02	0.06	183	7.00		

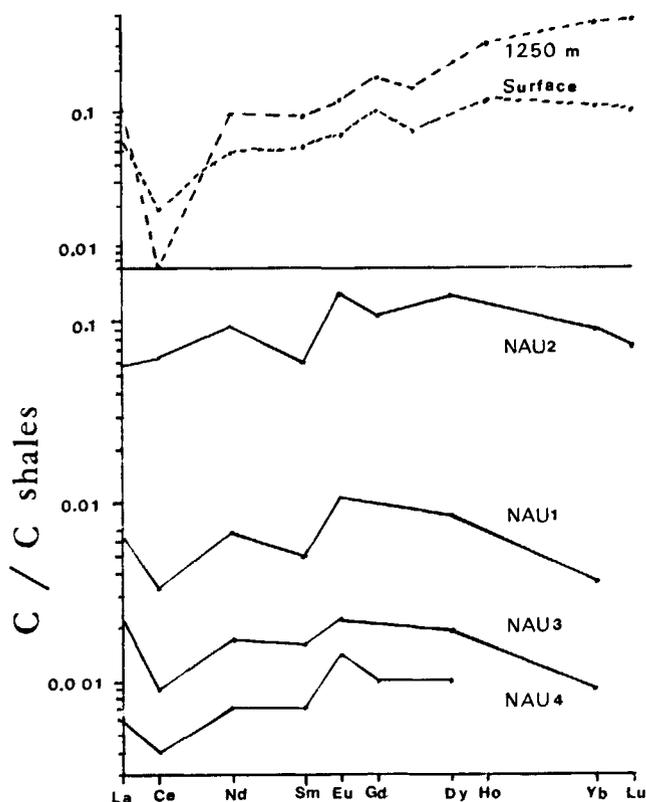


Figure 2

Diagramme de concentration en terres rares (normalisée par rapport aux shales). Valeurs des eaux du Pacifique (surface et 1 250 m), d'après De Baar *et al.* (1985).

Variation of the rare earth concentrations normalized to shales. Pacific values (surface and 1 250 m) after De Baar *et al.* (1985).

terres lourdes ; NAU2 se distingue par l'absence d'anomalie en cérium.

Composition isotopique

Les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (tab. 2) sont, pour NAU1, NAU3 et le calcaire NAU4, comparables à celui des eaux de mer actuelles (0,709 ; Koepnick *et al.*, 1985) ; celui de NAU2 est significativement inférieur. Sur cet échantillon, dont les concentrations en TR sont plus élevées, nous avons pu mesurer le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, sa valeur (0,5128, $\Sigma\text{Nd} = 3,2$) est supérieure à celle des eaux du Pacifique ($\Sigma\text{Nd} = 0$) et à la limite inférieure des

Tableau 2

Composition isotopique du strontium et du néodyme.

Isotopic compositions of strontium and neodyme.

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	\pm	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	\pm	ΣNd
NAU1	0.709050	0.000020			
NAU2	0.708110	0.000020	0.512800	0.000050	3.160125
NAU3	0.709100	0.000040			
NAU4	0.709020	0.000020			

basaltes d'îles océaniques (De Paolo et Wasserburg, 1976 ; Jacobsen *et al.*, 1980 ; Grousset *et al.*, 1988).

Les échantillons calcaires sont calcitiques. Les calcaires aragonitiques, coralliens et algaires, à l'origine des formations observées, perdent de l'uranium lors de leur transformation en calcite. C'est ce que l'on observe pour NAU4 (1,62 $\mu\text{g}/\text{g}$ pour 2-3 $\mu\text{g}/\text{g}$ dans les formations récifales actuelles ; tab. 3). Dans cet échantillon, la perte d'uranium est récente (< 300 000 ans) puisque ^{230}Th est en excès par rapport à ^{234}U ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} = 1,26$), son ascendant direct. Cependant l'activité en ^{230}Th n'est pas très élevée et le même résultat pourrait être obtenu par un gain récent (contamination) en thorium. La présence de ^{232}Th (dont l'activité peut être considérée comme constante, puisque sa période est très grande devant les temps envisagés), légèrement plus fort dans cet échantillon, peut trahir une telle contamination.

En revanche, la concentration en uranium de NAU1B (13 $\mu\text{g}/\text{g}$) est supérieure à celle des coraux actuels, cet enrichissement, postérieur à la transformation, est sans doute lié aux phénomènes de dissolution-précipitation qui accompagnent la formation des karsts. La concentration en ^{232}Th indique une faible contamination par le thorium, les apports de ^{230}Th doivent être négligeables. Depuis l'enrichissement, cet échantillon serait resté un système clos, le rapport $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (R1) étant équilibré, l'âge de l'enrichissement et par conséquent celui de ce calcaire, serait supérieur à 300 000 ans, qui est l'âge limite que l'on peut calculer par la méthode ^{230}Th - ^{238}U . Les rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (R2) de ces calcaires sont à l'équilibre (dans les limites des erreurs expérimentales). Les âges sont calculés grâce à la formule classique : $R1 = (1/R2) (1 - \exp(-\lambda_{234}t)) + k (1 - (1/R2) (1 - \exp(\lambda_{234} - \lambda_{230})t))$

Les teneurs en uranium des phosphates vont de 40 à 65 $\mu\text{g}/\text{g}$, jusqu'à 106 $\mu\text{g}/\text{g}$ dans NAU2 (qui ressemble par ce trait aux apatites de grand fond) ; supérieures à ce que Roe *et al.* (1983) et Roe et Burnett (1985) rapportent pour d'autres phosphates du Pacifique (<10 $\mu\text{g}/\text{g}$).

Le rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ de NAU1A est significativement inférieur à 1, incompatible avec la valeur de ce rapport dans l'eau de mer (1,15). Cet échantillon présente un déficit en ^{230}Th ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} < 1$). La concentration en ^{232}Th est faible, l'âge serait d'environ 230 000 ans.

Tableau 3

Analyse des isotopes de U et Th.

U and Th isotopic compositions.

	Th	^{230}Th	^{234}U	U	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$
	$\mu\text{g}/\text{g}$	dpmg	dpmg	$\mu\text{g}/\text{g}$		
NAU1B calcaire	0.04	9.86	9.83	13.75	0.96	1.00
NAU1A phosphate	0.16	24.59	27.74	47.54	0.78	0.89
NAU2 phosphate	0.32	90.10	75.43	105.70	0.97	1.19
NAU3n enclave	0.01	22.00	31.34	40.17	1.05	0.70
NAU3g gangue	1.10	29.77	38.59	65.29	0.79	0.77
NAU4 calcaire	0.20	1.37	1.13	1.62	0.94	1.21

Dans l'échantillon NAU3n (nodule enclavé), le rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ n'est pas incompatible avec une valeur initiale de 1,15. Le rapport $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ est inférieur à 1. La concentration en ^{232}Th est très faible. Cet échantillon a toutes les caractéristiques d'un milieu clos ; on peut calculer un âge de 125 000 ans. En revanche, l'âge calculé de la gangue (NAU3g) est plus vieux, ce qui est anormal. On remarque aussi que le rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ est inférieur à 1, et que la concentration en ^{232}Th est de l'ordre du $\mu\text{g/g}$: la gangue a subi une contamination en uranium (dont le rapport isotopique élevé révèle l'origine diagénétique) et en thorium. NAU2 se distingue des autres échantillons par un rapport $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ supérieur à l'unité. Le rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ est équilibré. La teneur en ^{232}Th (0,32 $\mu\text{g/g}$) est notable, et donc une partie du ^{230}Th pourrait être d'origine allogène. Cet enrichissement est relativement récent, puisque $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ n'est pas en équilibre. Cependant, pour expliquer les rapports observés sans faire appel à des apports trop importants pour être crédibles, il faut supposer qu'ils se sont produits alors que l'âge de l'échantillon était suffisamment vieux (>300 000 ans) pour que ^{230}Th authigène soit proche de l'équilibre avec ^{234}U . D'une façon générale, on observe que dans ces phosphates les rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ sont élevés, de 600 à 1 800, à l'exception de NAU2 (100), ce qui rend négligeables les conséquences de la contamination par le thorium.

DISCUSSION

Les phosphates de Nauru sont des apatites peu carbonatées et moins fluorées que la plupart des autres carbonate-fluorapatites sédimentaires marines, qui comportent le plus souvent deux atomes de fluor par maille en raison de la substitution $\text{PO}_4^{3-} \rightarrow \text{CO}_3\text{F}^{3-}$. Cette faiblesse en fluor pour les apatites de Nauru peut être compensée par : a) la présence d'ions OH^- dans les sites fluor, la spectrométrie infrarouge met en évidence ces ions dans NAU2, b) la formation de lacunes de fluor et calcium qui interviennent dans les mécanismes de compensation de charges pour les autres types de substitution par les ions CO_3^{2-} . Des valeurs peu élevées des rapports $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ ont été rapportées pour des phosphorites récentes (Price et Calvert, 1978 ; Cheney *et al.*, 1979). Pour Froelich *et al.* (1988), les variations de ce rapport dans les phosphorites actuelles, seraient liées au fait que ces deux éléments ne sont pas apportés sous la même forme : le phosphate étant apporté par les débris biogènes, alors que le fluor diffuserait à partir de l'eau de mer.

Sr, Fe, U, sont en concentrations relativement élevées dans l'eau de mer, contrairement à Ba, Th, TR ou même Mn, et c'est cette distribution que l'on observe effectivement dans les échantillons de calcaires, mais aussi de phosphates.

La précipitation des phosphates se fait avec incorporation de fortes teneurs d'uranium, dont les sources les plus abondantes et les plus vraisemblables sont l'eau de mer et le calcaire du récif. Les formations massives de phosphates sont

le résultat de la cimentation d'un matériel plus ou moins nodulaire. Le déficit en ^{234}U (rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 1$) que l'on observe dans certains échantillons (la gangue de NAU3 et NAU1A), montre qu'il y a un fractionnement entre ces isotopes lors de la diagenèse ; ce phénomène est connu, mais il se traduit le plus souvent par un excès en ^{234}U .

Les teneurs en thorium sont peu élevées, reflétant la pauvreté des sources éventuelles : rareté des apports détritiques, faible concentration dans l'eau de mer (1 à 0,1 $\mu\text{g}/10^6 \text{ g}$: Nozaki *et al.*, 1981), mais aussi dans les roches du volcanisme insulaire (< 1 $\mu\text{g/g}$). En fait la seule source qui pourrait être conséquente trouverait son origine dans la dissolution des calcaires du karst : les résidus étant plus riches en éléments insolubles tels que ^{232}Th , mais aussi ^{230}Th accumulé par décroissance radioactive dans les calcaires. Cependant les concentrations en U des calcaires étant très inférieures à celles des phosphates, ces apports de ^{230}Th devraient être peu importants devant le ^{230}Th authigène des phosphates.

Le caractère marin des formations est nettement établi par la valeur des rapports isotopiques du strontium (0,709). Pourtant, si l'on fait exception de l'anomalie négative (sauf pour NAU2) en Ce, la distribution des terres rares des phosphates est différente de celle des eaux marines superficielles ou profondes, elle présente une anomalie positive en europium, et les terres lourdes sont relativement moins abondantes. Pour l'échantillon de calcaire NAU4, l'absence de données sur les terres lourdes ne permet pas de vérifier si la distribution se rapproche de celle de l'eau de mer ou de celle des phosphates. Cependant l'anomalie positive en europium est présente.

Froelich *et al.* (1988) expliquent la formation des phosphorites dans les régions de marge continentale de type Pérou, riches en éléments nutritifs et à forte productivité biologique, par la précipitation du phosphore à l'interface sédiment-océan dans des conditions suboxiques à anoxiques. La sursaturation en phosphore pourrait être le résultat de l'intervention de trois processus : apports organiques riches en phosphore (plancton), dissolution de débris de poissons, adsorption du phosphore des eaux profondes sur les hydroxides de fer formés à partir du Fe^{2+} libéré par le sédiment anoxique. Ces auteurs privilégient les deux dernières possibilités. Une telle situation peut se produire dans les atolls soumis à une résurgence intralagonaire d'eaux profondes plus riches en éléments nutritifs. Pour Rougerie et Wauthy (1989), la formation d'apatite serait le résultat de la précipitation de phosphore directement à partir de l'eau des couches profondes de l'océan remontant et percolant à travers le sédiment. Dans ces conditions, le spectre des terres rares des phosphates devrait être un spectre composite, puisque le milieu est soit un mélange d'eaux profondes et d'eaux superficielles, soit un mélange d'eaux profondes et de sédiment dont le matériel (coraux et calcaire algair) est formé dans les eaux superficielles. Ce n'est pas le cas, le spectre de TR des phosphates est sans doute imposé par la diagenèse (Elderfield et Pagett, 1986 ; Grandjean, 1989), directement, lors de la dissolution des

débris et/ou de la précipitation de l'apatite, ou indirectement, le spectre pouvant être influencé par les TR fractionnées lors de la dissolution des calcaires du karst.

NAU2 se distingue des autres phosphates par la présence d'ions OH^- , des teneurs plus élevées en Fe, Mn, Ba et U, Th, TR et l'absence d'anomalie du cérium. Le rapport du strontium, un peu plus faible que celui des autres échantillons (phosphate et calcaire) et celui du néodyme, à la limite inférieure des valeurs que l'on trouve dans les basaltes des îles océaniques, révèlent peut-être une influence volcanique. Dans ces régions, les rapports isotopiques du strontium des formations volcaniques (tholéïtes) sont généralement inférieurs à 0,704 (Koeppnick *et al.*, 1985) ; la contribution serait de l'ordre de 16 %. Cet échantillon prélevé en surface sous le couvert végétal aurait dû donner les âges ^{230}Th - ^{238}U les plus jeunes, ce qui n'est pas le cas ; il pourrait s'agir de formations secondaires à partir de matériel détritique particulaire ou dissous provenant du démantèlement des formations phosphatées exondées.

CONCLUSIONS

Pour des raisons de bilan, une origine uniquement volcanique du matériel de ces formations est difficilement envisageable. Il faudrait une épaisseur de cendre volcanique (à 0,3 % de P_2O_5) de 800 m pour obtenir, à densité égale, l'équivalent de 7 m de formation phosphatée. Mais surtout, les résultats présentés indiquent une origine essentiellement marine. L'influence volcanique décelée dans un des échantillons peut s'expliquer si l'on admet que certaines eaux résurgentes circulent au contact du basalte.

Ces résultats ne contredisent pas une origine guano ; cependant les conditions actuelles ne la justifient pas. On pourrait supposer qu'à certaines époques, des résurgences équatoriales plus puissantes pouvaient favoriser, au voisinage des îles, une activité biologique et des populations d'oiseaux plus importantes. Cette situation rappellerait celle que l'on observe de nos jours sur certaines îles au large du Chili, mais le guano n'est probablement qu'un épiphénomène, sa contribution n'est sans doute qu'une frac-

tion négligeable (comme la proportion des poissons mangée par les oiseaux) des apports phosphatés.

Pour Rougerie et Wauthy (1989), la formation du gisement d'apatite est le résultat d'un processus diagénétique, le phosphore apporté par les eaux profondes circulant dans le soubassement du lagon, précipite dans le sédiment. On pourrait aussi appliquer à cette situation, le modèle de Froelich *et al.* (1988) : les résurgences d'eaux profondes auraient favorisé dans le lagon une forte activité biologique, l'accumulation de débris organique phosphatés à la surface d'un sédiment essentiellement carbonaté conduirait à la formation des phosphates (CAF). Mais ces modèles ne peuvent donner les formations observées à Nauru et dans les autres atolls du Pacifique, que lors des périodes de haute mer, c'est-à-dire pendant les interglaciaires, soit environ 20 000 ans tous les 120 000 ans pour un niveau de la mer comparable à l'actuel, peut-être le double avec des niveaux inférieurs, mais autorisant encore la présence d'un lagon d'eau salée. Pendant ces 20 000 ans, en adoptant une production de phosphore sous forme de débris de poissons de 0,7 à 2,2 $\mu\text{moles}/\text{cm}^2/\text{an}$ (Froelich *et al.*, 1988), il se déposerait 14 000 à 44 000 μmoles de P sur 1 cm^2 , soit, avec une proportion d'environ 37 % de P_2O_5 dans les formations étudiées, un dépôt de 2,5 à 8,0 g/cm^2 ; pour 40 000 ans, on obtiendrait de 5 à 16 g/cm^2 , soit dans cette hypothèse haute, une couche de 3 à 9 cm d'épaisseur. Les formations de Nauru ont en moyenne 7 à 8 m d'épaisseur, ce qui implique une succession de 100 à 300 épisodes ; avec un épisode tous les 120 000 ans, le temps nécessaire à ces dépôts serait de 10 à 30 millions d'années. La proposition de Rougerie et Wauthy (1989) nécessiterait des temps plus courts, dans la mesure où la circulation de l'eau profonde riche en phosphore est diffuse dans le sédiment, le rendement d'extraction du phosphore par diagenèse directe devant être supérieur à un processus impliquant une intervention biologique intermédiaire.

Remerciements

Les auteurs remercient M. Lahtam de l'ORSTOM, qui leur a aimablement fourni les échantillons.

RÉFÉRENCES

- Altshuler Z.S.** (1980). The geochemistry of trace elements in marine phosphates. Part 1 : Characteristic abundances and enrichment. *Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, **29**, 19-30.
- Baumer A., M. Ganteaume et W.E. Klee** (1985). Determination of OH ions in fluorapatite by infrared spectroscopy. *Bull. Minéral.*, **108**, 145-152.
- Bernat M.** (1972). Chronométrie géologique à l'aide des isotopes à vie courte de l'uranium et du thorium. Les terres rares dans l'environnement marin. *Thèse d'État, Université de Paris*, 300 pp.
- Bourrouilh-Le Jan F.G., J.-L. Carsin, P.M. Niaussat et Y. Thommeret** (1985). Sédimentation phosphatée actuelle dans le lagon confiné de l'île de Clipperton (Océan Pacifique). *Mém. Soc. Géol.*, **77**, 109-124.
- Cheney T.M., G.H. McClellan et E.S. Montgomery** (1979). Sechura phosphate deposits, their stratigraphy, origin and composition. *Econ. Geol.*, **74**, 232-259.
- De Baar H.J., M.P. Bacon et P.G. Brewer** (1985). Rare Earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans. *Geochim. cosmochim. Acta*, **49**, 1943-1959.
- De Paolo D.J. et G.J. Wasserburg** (1976). Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophys. Res. Letts*, **3**, 743-746.
- Elderfield H. et R. Pagett** (1986). REE in ichthyoliths : variations with redox conditions and depositional environment. *Sci. tot. Environ.*, *J.P. Riley Spec. issue*, **49**, 175-197.
- Freund F. et R. Knobel** (1977). Distribution of fluorine in hydroxyapatite. *J. Chem. Soc. (London)*, 1136-1140.
- Froelich P.N., M.A. Arthur, W.C. Burnett, M. Deakin, V. Hensley, R. Jahnke, L. Kaul, K.-H. Kim, K. Roe, A. Soutar et C. Vathakanon** (1988). Early diagenesis of organic matter in Peru continental margin sediments : phosphorite precipitation. *Mar. Geol.*, **80**, 309-343.
- Grandjean P., H. Capetta, A. Michard et F. Albarède** (1987). The assessment of REE pattern and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios in fish remains. *Earth planet. Sci. Letts*, **84**, 181-196.
- Grandjean P.** (1989). Les terres rares et la composition isotopique du néodyme dans les phosphates biogènes. *Thèse Inst. Polytechnique de Lorraine*, 318 pp.
- Gromet L.P., R.F. Dymek, L.A. Haskin et R.L. Korotev** (1984). The North American shale composite : compilation, major and trace element characteristics. *Geochim. cosmochim. Acta*, **48**, 2469-2482.
- Grousset F.E., P.E. Biscaye, A. Zindler, J. Prospero et R. Chester** (1988). Neodymium isotopes as tracers in marine sediments and aerosols : North Atlantic. *Earth planet. Sci. Letts*, **87**, 367-378.
- Hutchinson G.E.** (1950). The biochemistry of vertebrate excretion. *Am. Mus. Nat. Hist. Bull.*, **96**.
- Jacobsen S.B. et G.J. Wasserburg** (1980). Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth planet. Sci. Letts*, **50**, 139-155.
- Koepnick R.B., W.H. Burke, R.E. Denison, H.F. Hetherington, H.F. Nelson, J.B. Otto et L.E. Waite** (1985). Construction of the sea water $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous supporting data. *Chem. Geol., Isotope Geosci.*, **58**, 55-81.
- Kolodny J.** (1970). Uranium isotopes in seafloor phosphorites. *Geochim. cosmochim. Acta*, **34**, 3-24.
- Labarthe J.-C., G. Bonel et G. Montel** (1973). Sur la structure et les propriétés des apatites carbonatées de type beta phosphocalcique. *Annls Chim.*, **8**, 289-301.
- Loubet M.** (1970). Étude des lanthanides et des éléments de transition dans les carbonates. *Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Université de Paris*, 85 pp.
- McClellan C.H. et J.R. Lehr** (1969). Crystal chemical investigation of natural apatites. *Annls Miner.*, **54**, 1374-1391.
- Nozaki Y., Y. Horibe et H. Tsubota** (1981). The water column distribution of thorium isotopes in the western North Pacific. *Earth planet. Sci. Letts*, **54**, 203-208.
- Price N.B. et S.E. Calvert** (1978). The geochemistry of phosphorites from the Namibian shelf. *Chem. Geol.*, **23**, 151-170.
- Roe K.K., W.C. Burnett et M.J. Beers** (1982). The uranium geochemistry of central island phosphate occurrences. *Eos*, **63**, 72.
- Roe K.K., W.C. Burnett et I.N. Lee** (1983). Uranium disequilibrium dating of phosphates deposits from the Lau group, Fiji. *Nature*, **302**, 603-606.
- Roe K.K. et W.C. Burnett** (1985). Uranium geochemistry and dating of Pacific island apatite. *Geochim. cosmochim. Acta*, **49**, 1581-1592.
- Rougerie F. et B. Wauthy** (1986). Le concept d'endo-upwelling dans le fonctionnement des atolls-oasis. *Oceanologica Acta*, **9**, 2, 133-148.
- Rougerie F. et B. Wauthy** (1989). Une nouvelle hypothèse sur la genèse des phosphates d'atolls : le rôle du processus d'endo-upwelling. *C. r. Acad. Sci., Paris*, **308**, 1043-1047.
- Tracey J.I.** (1980). Quaternary episodes of insular phosphatization in the central Pacific. in: *Fertilizer Mineral Potential in Asia and the Pacific*, R.P. Sheldon et W.C. Burnett, editors, Resource Systems Institute, East-West Center, Honolulu, USA, 197-205.M