

Volcanisme de l'île aux Pingouins, archipel Crozet, témoin de l'hétérogénéité du manteau fertile au sud de l'océan Indien

André Giret^{a,*}, Sylvie Tourpin^a, Sabine Marc^a, Olivier Verdier^b, Jean-Yves Cottin^a

^a Laboratoire de géologie, CNRS-UMR 6524 « Magmas et volcans », faculté des sciences et techniques, université Jean-Monnet, 23, rue du Docteur-Paul-Michelon, 42023 Saint-Étienne cedex 2, France

^b Unicem, 3, rue Alfred-Roll, 75017 Paris, France

Reçu le 7 janvier 2002 ; accepté le 25 mars 2002

Présenté par Claude Jaupart

Abstract – Penguins Island, Crozet archipelago, volcanic evidence for a heterogeneous mantle in the southern Indian Ocean. Despite its small area (5.6 km²), the Penguins Island brings magmatic information concerning mantle geochemical heterogeneities in southwestern Indian Ocean. The volcanism that built the island was firstly associated with marine deposits, and secondly with aerial, giving then abundant volcanic breccias and lava flows. The rocks are weakly differentiated and result of magmatic fractionation from picritic to tephritic types. K–Ar ages are near 1.1 Ma. The magmatic source may be related to a HIMU reservoir or to EMI ± EMII ones, depending on the geochemical evidences that are taken into account. However, comparisons with the Marion Island, on the same oceanic plateau and far to the west, as well as with Kerguelen Islands, far to the east, suggest a very heterogeneous mantle source. **To cite this article: A. Giret et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 481–488.** © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

volcanism / Indian Ocean / Crozet / mantle / hot spot

Résumé – Malgré sa petite taille (5,6 km²), l'île aux Pingouins apporte des informations magmatologiques qui améliorent notre connaissance des hétérogénéités géochimiques mantelliques dans le Sud-Ouest de l'océan Indien. D'abord associé à des dépôts sous-marins, le volcanisme devient aérien et produit d'importants volumes de brèches volcaniques ainsi que des coulées de laves. Il s'agit de roches peu évoluées, obtenues par fractionnement magmatique et allant des picrites aux téphrites. Les âges K–Ar mesurés sont proches de 1,1 Ma. Selon les arguments géochimiques pris en compte, on pourrait relier la source de ce magmatisme au réservoir HIMU ou aux réservoirs EMI et EMII. Toutefois, des comparaisons avec l'île Marion, supportée par le même plateau océanique, ou avec les Kerguelen, à des latitudes comparables mais beaucoup plus à l'est, suggèrent un manteau très hétérogène. **Pour citer cet article : A. Giret et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 481–488.** © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

volcanisme / océan Indien / Crozet / manteau / point chaud

Abridged version

1. Introduction and geological background

Lying over the Crozet Plateau, Crozet archipelago displays two main islands to the East, Possession Island and Eastern Island, and a group of small islands 100 km to the West, Cochons Island, Apôtres Islands and Penguins Is-

land. Mostly magmatic, the eastern group of islands present volcanic and plutonic rocks, whereas the western group is only volcanic, with sedimentary levels. The archipelago is lined by the anomalies 31 (69 Ma) to the north and 33 (80 Ma) to the south, and its age of 8.7 Ma confirms its hot-spot origin.

The Penguins Island (Fig. 1; Table 1) was explored in 1986. With 4.6 km² and a height of 340 m, it consists of a

* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail : giret@univ-st-etienne.fr (A. Giret).

young volcano (1.06 ± 0.25 Ma), whose main part has sunk down into the sea. It presents two main building steps, the first one with hyalocastites and fossiliferous sedimentary rocks (plagioclastic sands), 150 m thick, and the second one with volcanic breccias and lava flows, 200 m thick. The main structural features are a general dip of 15° to the ENE and a dense field of dykes N100 and N70. Several alternations of fossiliferous levels and beach levels, with ripple marks, show a progressive emersion.

2. Petrography of lavas

The lavas are usually porphyroblastic, with megacrystals of clinopyroxene, olivine, and rarely plagioclase and amphiboles. They are relatively homogeneous, evolving from picrite to tephrite, with a wide proportion of basalts and tephri-basalts, both displaying amphibole-bearing and amphibole-free features. From picrite to tephrite, the olivine varies from F_{086-84} to F_{065-62} , the clinopyroxene, an Al–Ca–Mg diopside, from $Wo_{46-51} En_{31-45} Fs_{6-20}$ to $Wo_{50-52} En_{27-33} Fs_{16-21}$, and the plagioclase from An_{92} to An_{32} , mainly with intermediate compositions (An_{70-60}). The amphibole is a titanokærsutite and the opaque minerals are titanomagnétite and Cr-bearing Mg–Al chromites. The crystallisation sequence is clearly established by the microscopic study: Cr-bearing spinel, olivine, clinopyroxene, amphibole, titanomagnétite, plagioclase, with late and rare alkali feldspath and minor X-ray-detected nepheline. A crystallisation model has been tested, using major and trace elements (Table 2, Fig. 4). With very small r^2 values, it confirms the previous crystallisation sequence and attests the primary character of the liquid, which produced the picrite PG38, and the fractional crystallisation process leading to basalts, tephri-basalts and tephrites.

3. Geochemistry

The series of lavas is silica-undersaturated ($3 \leq Ne_{NORM}$ (wt%) ≤ 15) and soda-rich ($Na_2O/K_2O \geq 1.88$), pointing out a weak differentiation ($42.07 \leq SiO_2 \leq 48.63$), which is however underlined by an Mg number ($Mg^* = MgO/(MgO + FeO)$) in the range 1.24–0.21. The post-magmatic alteration affects only a very few flows of lavas, as established on the basis of K/Nb and Rb/Nb ratios (two

samples showing a loss of 45% of K and of 57% of Rb) and of $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Sm/^{144}Nd$ initial ratios (one sample showing a seawater injection).

The linear trends of incompatible trace elements (Ba, Th, Zr, Nb, Y, Sr and Rb) versus La support the unique magmatic source and the crystal fractionation differentiation process. The chondritic normalised REE spectra (Fig. 2) display typical alkali OIB with La enrichments less than $\times 100$ in picrite, $\times 100$ in tephri-basanite and $\times 200$ to 300 in tephrite, whereas Yb enrichment is ± 10 . The trace element ratios, Zr/Nb, La/Nb, Ba/Nb, Rb/Nb, K/Nb, Th/Nb, Ba/Th, Th/La, Ba/La are not consistent with a N-MORB or with a continental crust interaction, and their values correspond to the EMI et EMII fields, very distinct from the HIMU field. However, such results argue against the isotopic initial ratios (Fig. 4), which are very homogeneous, $0.70326 \leq ^{87}Sr/^{86}Sr \leq 0.70332$ and $0.512920 \leq ^{143}Sm/^{144}Nd \leq 0.512940$, but which plot far from the EMI and EMII reservoirs, and close to the HIMU and N-MORB ones.

4. Discussion and conclusion

Penguins Island represents a last event (± 1 Ma) of a 140 Ma hot spot at the origin of the Rajmahal traps, and the oceanic $85^\circ E$ ridge. But the absence of mantle plume manifestation from 70 to 50 Ma leads to suggest another hot spot located under Conrad Island [16], far SSE ($53^\circ 4S$, $48^\circ 4E$), referring to geodynamic reconstructions. In such a case, the Crozet magmatism would correspond to a plume tail or to an enlarged thermal anomaly of the hot spot under the oceanic lithosphere.

South to the WIR, in a mirror position of Madagascar, the Penguins Island lavas do not express any chemical continental role. They clearly belong to alkaline OIB types and their magmatic sources present similarities with the EMI and EMII reservoirs or with the HIMU one, depending on their different geochemical characters. In the $\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$ diagram, they plot in the Marion Island field. Our study outlines the mantle heterogeneity in this part of the Indian Ocean, which has been yet observed in the northern part of the Kerguelen plateau, south of the SEIR.

Chemical data may be obtained on request from the first author (giret@univ-st-etienne.fr).

1. Introduction

L'archipel Crozet, au sud-ouest de l'Océan indien [6, 7], forme la partie émergée d'un plateau sous-marin, qui s'étend vers l'ouest à la profondeur de 3000 m et supporte également les îles du Prince-Édouard et Marion (Fig. 1; Tableau 1). Ce vaste relief sous-marin est bordé [1, 19, 20] par les anomalies magnétiques 31 (69 Ma) au nord et n° 33 (80 Ma) au sud. L'archipel Crozet regroupe, à l'ouest, les îles aux Co-

chons, aux Pingouins ainsi que les îlots des Apôtres et, à l'est, les îles de l'Est et de la Possession. Les formations magmatiques les plus anciennes de l'archipel (8,7 Ma) expriment l'activité d'un point chaud et l'origine purement océanique de ces îles.

L'île aux Pingouins représente le flanc nord-est d'un volcan, dont la majeure partie a sombré en mer [5, 17]. De forme étirée NW–SE, 4 km \times 1,5 km, elle émerge sur 5,6 km² avec un sommet à 340 m d'altitude [10]. Elle est très accidentée et l'on y reconnaît

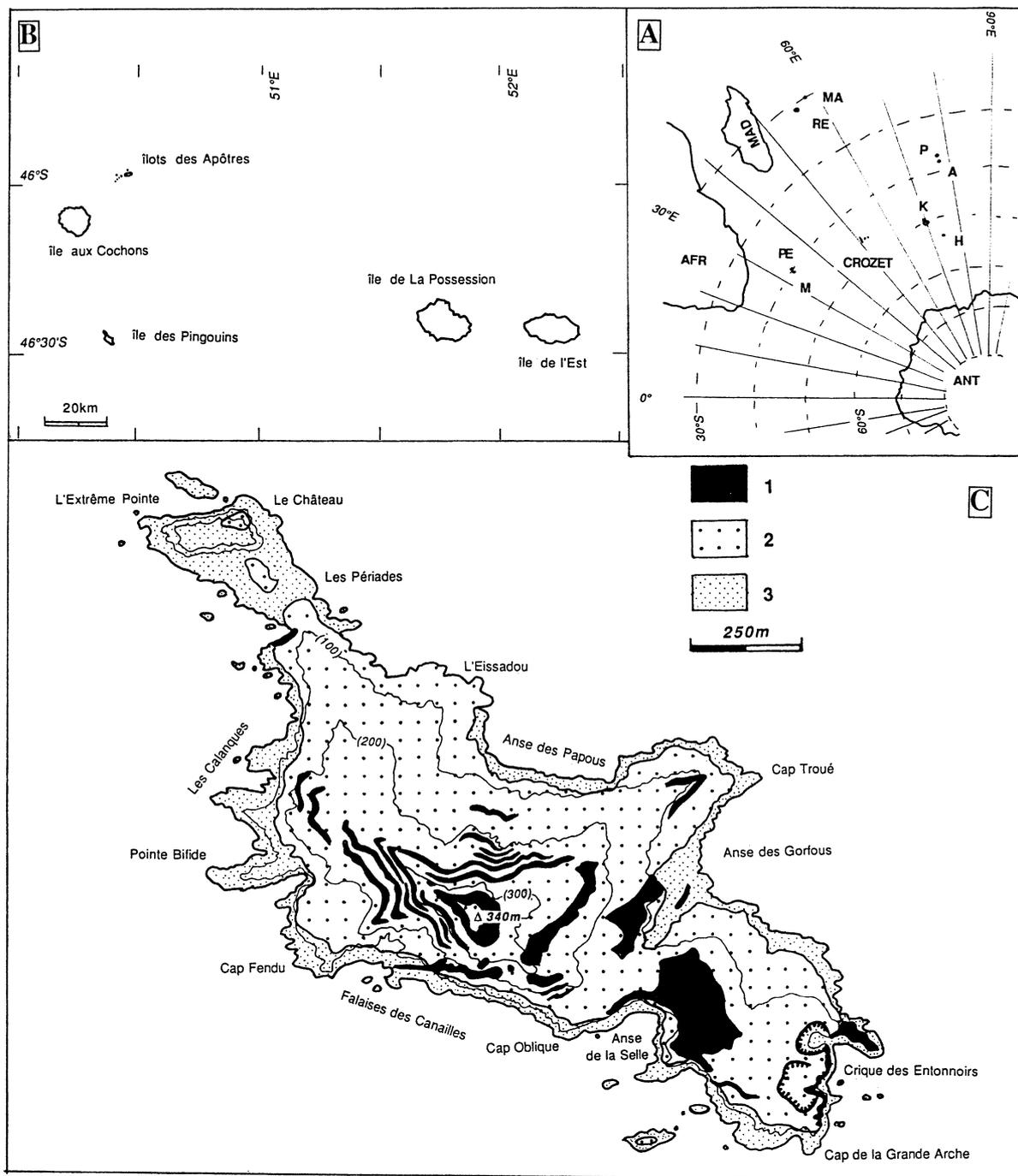


Figure 1. Archipel Crozet et île aux Pingouins. **A** : Les îles du Sud-Ouest de l'océan Indien (AFR = Afrique, MAD = Madagascar, ANT = Antarctique, MA = Maurice, RE = La Réunion, P = Saint-Paul, A = d'Amsterdam, K = Kerguelen, H = Heard, PE = Prince Edward, M = Marion). **B** : Archipel Crozet. **C** : Géologie de l'île aux Pingouins. **D** : Caractéristiques géologiques des îles Crozet.

Figure 1. Crozet Archipelago and Penguins Island. **A** : Southwestern Indian Ocean Islands (AFR = Africa, MAD = Madagascar, ANT = Antarctica, MA = Mauritius, RE = Réunion, P = Saint-Paul, A = Amsterdam, K = Kerguelen, H = Heard, PE = Prince Edward, M = Marion). **B** : Crozet Archipelago. **C** : Penguins Island geology. **D** : Main geological characteristics of the Crozet Islands.

deux ensembles géologiques principaux. Le premier, à la base, d'environ 150 m d'épaisseur, est surtout constitué de hyaloclastites et présente des niveaux fossilifères riches en pectens et des plages fossilisées aux

fréquents *ripple marks* ; il caractérise des dépôts sous-marins de faible profondeur, sédimentaires et volcaniques, ainsi que les phases d'une émergence progressive. Puissant de 200 m, l'autre ensemble constitue

Tableau 1. Caractéristiques des îles étudiées.**Table 1.** Characteristics of the studied islands.

Île	Groupe ouest			Groupe est	
	aux Cochons	des Pingouins	des Apôtres	Possession	Est
Coordonnées	46°03'10"S	46°26'28"S	45°94'97"S	46°21'29"S	46°24'29"S
	50°11'18E	50°23'25"E	50°24'28"E	51°37'52"E	52°04'20"E
Surface (km ²)	68,13	5,59	3,44	147,13	129,78
Sommet (m)	826	340	290	934	1050
Phases volcaniques et âges K–Ar (Ma)	0,4	1,1	5,5–2,65	8,1–1,3	8,7
	0,2			1,02–0,7	1,6–0,9
				0,7–0,5	0,5–0,4
					0,1
Affleurements	volcaniques	volcaniques	volcaniques	volcaniques plutoniques	volcaniques plutoniques
Principales directions des filons	ENE–WSW	ENE–WSW	ENE–WSW	NE–SW	WNW–ESE
	ESE–WNW	ESE–WNW			N–S
		E–W			E–W

les reliefs et présente une alternance de brèches volcaniques et de laves basaltiques faiblement différenciées. L'ensemble stratifié présente un pendage général de l'ordre de 15° vers l'ENE, témoignant d'un basculement récent de l'île. Un champ filonien très dense, N100 et N70, recoupe toute l'île en deux et exprime des mouvements de réajustement vertical de faible amplitude. Deux âges K–Ar [2] obtenus sur une coulée de basalte ($1,10 \pm 0,4$ Ma) et sur un filon ($1,06 \pm 0,25$ Ma) témoignent de la jeunesse de cette île en cours de démantèlement.

2. Pétrographie des laves

Les coulées aphyriques et vacuolaires sont rares ; la plupart des laves sont microlitiques et porphyriques. Les phénocristaux, qui peuvent atteindre 25% du volume des roches, sont essentiellement représentés par le clinopyroxène et l'olivine, plus rarement par le plagioclase et l'amphibole. Les mésostases microlitiques possèdent plagioclase, clinopyroxène et oxydes métalliques, l'olivine n'y apparaissant que dans les roches les plus basiques. La fluidalité magmatique est particulièrement bien exprimée dans les faciès les plus différenciés. Chlorite, calcite, iddingsite et de rares cristaux de quartz néoformés expriment l'altération hydrothermale.

Les coulées et les filons forment un ensemble homogène peu évolué, allant des picrites aux téphrites, avec une majorité de basanites [12]. Dans les picrites, les phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène sont abondants. L'olivine peut contenir des inclusions de spinelle chromifère et être incluse dans le clinopyroxène. La mésostase, sans spinelle chromifère, présente du clinopyroxène, de l'olivine et du plagioclase.

Les basanites et les téphrites–basaltes peuvent contenir ou non de l'amphibole. Les types sans amphibole possèdent des phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine, qui présentent quelques signes d'instabilité. Leur mésostase est riche en microlites de plagioclase, associés à de l'olivine, du clinopyroxène et des minéraux opaques. Dans le second type, l'amphibole apparaît, avec le clinopyroxène, en phénocristaux ; elle est souvent oxydée en périphérie. L'olivine n'existe qu'en inclusion dans le clinopyroxène ou dans l'amphibole. Le plagioclase, qui apparaît aussi en phénocristaux, constitue la phase majeure de la mésostase. Les téphrites sont généralement porphyriques, avec un clinopyroxène zoné. L'amphibole devient rare, généralement remplacée par des agrégats d'oxydes ferro-titanés. La mésostase, riche en microlites orientés de plagioclase, possède du feldspath alcalin. L'apatite aciculaire est abondante, souvent incluse dans le plagioclase.

Dans cette série volcanique peu différenciée, l'olivine évolue de Fo_{86–84} (picrites) à Fo_{65–62} (téphrites), avec une augmentation sensible en Ca et Mn à mesure de l'enrichissement en fer, conformément au fractionnement magmatique et à la baisse de température [21]. Le clinopyroxène évolue peu, de Wo_{46–51} En_{31–45} Fs_{6–20} dans les picrites, à Wo_{50–52} En_{27–33} Fs_{16–21} dans les téphrites. C'est un diopside aluminé (Al > 8%), calcique et magnésien [15], riche en Ti (> 1%) et légèrement chromifère ($0,01 < Cr_2O_3 < 1,31\%$). La présence de Na en proportion non négligeable ($Na_2O > 0,5\%$) s'explique par le fractionnement retardé de cet élément, dû à la cristallisation tardive du plagioclase cristallisé. Le clinopyroxène présente deux types de zonation, avec un cœur plus riche en Mg, Fe, Al et Ti pour l'un, et plus riche en Ca et Cr pour l'autre, qui présente donc une plus forte

proportion de molécules de wollastonite. Le plagioclase évolue depuis An₉₂, dans les picrites, à An₃₂, dans les téphrites, avec une forte représentation des compositions labradoritiques An_{70–60}. Les compositions les plus sodiques sont caractérisées par l'abondance du fer (Fe₂O₃ > K₂O), qui reflète la substitution Al³⁺ → Fe³⁺, et par de fréquents zonages inverses, au cœur plus sodique que la périphérie. L'amphibole est une titanokærsutite (Ca > 1,34, Ti > 0,5 wt% [11]), qui présente des substitutions Mg²⁺ ↔ Fe²⁺ ou R²⁺, Ti^{VI}, Al^{IV} ↔ Al^{VI}-Si^{IV}- et (Na + K)_A-Al_{tot} ↔ Al^{IV}-Si (édénitique), et Ti⁴⁺Al_{tot} ↔ R²⁺ + 2Si (tschermakitique). Les oxydes métalliques sont des titanomagnétites et des spinelles chromifères, Mg–Al chromites [9].

La séquence de cristallisation est clairement établie. Le spinelle chromifère apparaît le premier, suivi de l'olivine, puis du clinopyroxène. L'amphibole représente une étape intermédiaire, liée à l'augmentation relative en H₂O provoquée par la cristallisation des minéraux anhydres. La titanomagnétite correspond à la phase d'oxydation de l'amphibole. Le plagioclase apparaît tardivement et le feldspath alcalin est le dernier minéral à se former.

3. Géochimie

Le volcanisme de l'île aux Pingouins constitue un ensemble peu différencié (42,07 ≤ SiO₂ ≤ 48,63), dont l'évolution est cependant soulignée par la diminution de l'indice magnésien, Mg* = MgO/(MgO + FeO), qui évolue de 1,24 dans les picrites à 0,21 dans les téphrites. Il s'agit d'une série sous-saturée en silice (3 ≤ Ne_{CIPWnorm} ≤ 15) et sodique (Na₂O/K₂O ≥ 1,88).

Nous avons évalué le rôle de l'altération post-magmatique dans les différents échantillons analysés en utilisant les rapports K/Nb, Rb/Nb et Ba/Rb, qui sont théoriquement constants dans une même série magmatique, et respectivement de 257, 0,67 et 12,8 dans le cas de l'île aux Pingouins. Quelques coulées seulement ont dû être altérées, puisque seulement deux échantillons (PG28 et PG47) s'éloignent des rapports de référence, avec K/Nd = 143, soit une perte de l'ordre de 43% en K, Rb/Nb = 0,3, soit une perte de 57% en Rb, confirmée par l'évolution du rapport Ba/Rb = 34,5, qui traduit une perte de Rb de l'ordre de 63%. La pollution marine, quant à elle, n'a été mise en évidence que sur un échantillon, une océanite filonienne PG39, dont le rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,7046 s'éloigne considérablement de celui des autres roches (0,703 26 à 0,703 32) pour un rapport ¹⁴³Sm/¹⁴⁴Nd = 0,512 92, très comparable à ceux de la série (0,512 92 à 0,512 94). L'introduction d'eau de mer (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,709 21 à 0,709 24 et ¹⁴³Sm/¹⁴⁴Nd

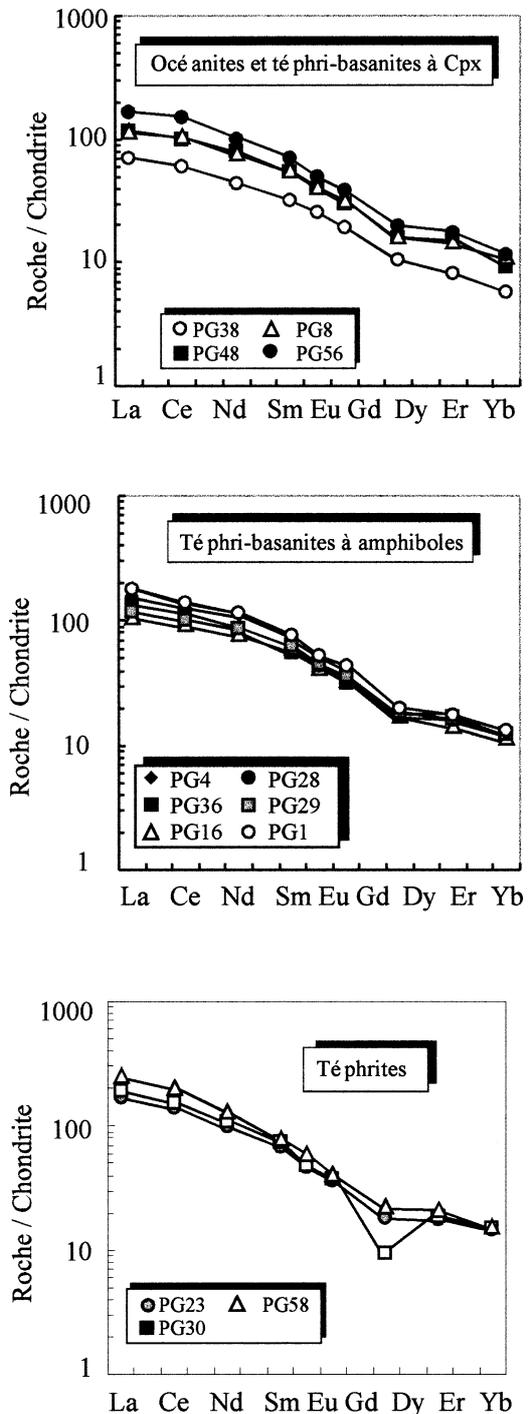


Figure 2. Diagrammes des terres rares normalisées aux chondrites.

Figure 2. Chondrite-normalised REE diagrams.

= 0,512 45, [4]) a pour effet d'augmenter considérablement le rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de la roche affectée, sans influencer le rapport ¹⁴³Sm/¹⁴⁴Nd.

Le cogénéisme et le fractionnement de cet ensemble magmatique est traduit par la linéarité des évolutions des éléments traces incompatibles (Ba, Th, Zr, Nb, Y, Sr et Rb) par rapport au La. Les REE (Fig. 2)

Tableau 2. Modèle de cristallisation fractionnée avec les éléments majeurs.**Table 2.** Calculation model of fractional crystallisation using major elements.

Magma parent →	océanite (PG38)	océanite (PG38)	téphri-basanite à amphibole (PG4)
Magma fils →	téphri-basanite (PG8)	téphri-basanite à amphibole (PG4)	téphrite (PG58)
F	0,47	0,822	0,674
Olivine (%)	51,8	18	9,8
Clinopyroxène (%)	41,6	51	37,8
Hornblende (%)	–	–	13,8
Plagioclase (%)	–	11	21,5
Feldspath alcalin (%)	–	–	7,4
Chromite-oxydes (%)	6,6	18	9,6
Résidu au carré (r^2)	0,261	0,005	0,08

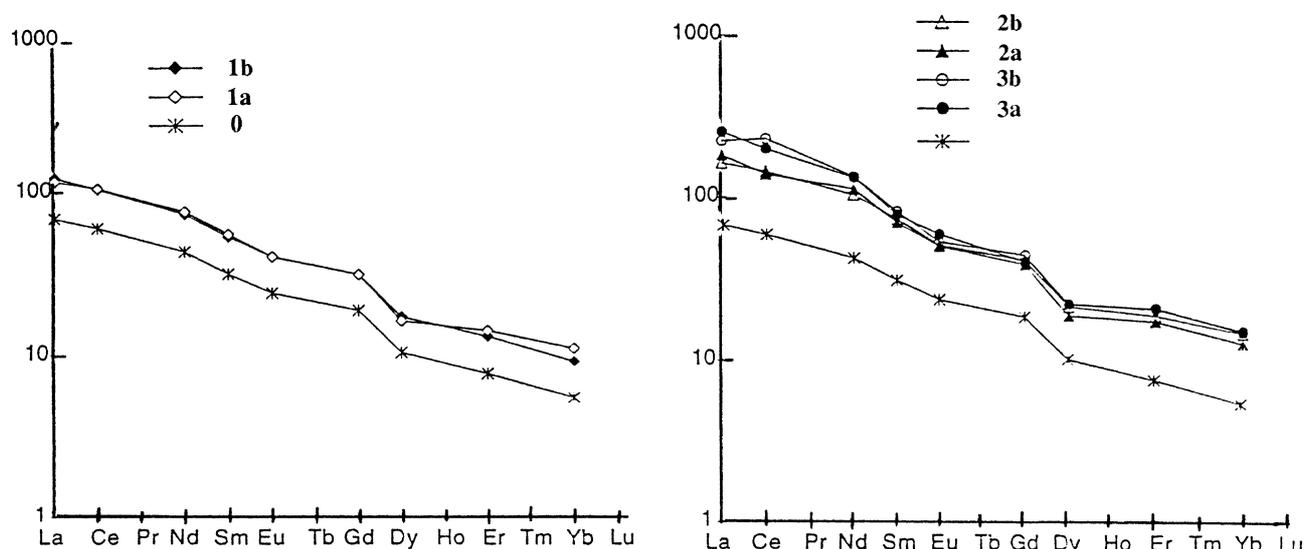


Figure 3. Modélisation de la cristallisation fractionnée sur les terres rares. **0** : Magma parent (océanite), **1a** : PG8 mesuré (téphri-basanite à clinopyroxène), **1b** : PG8 calculé, **2a** : PG4 mesuré (téphri-basanite à amphibole), **2b** : PG4 calculé, **3a** : PG58 mesuré (téphrite), **3b** : PG58 calculé.

Figure 3. Fractional crystallisation model applied to REE. **0**: Parental magma (oceanite), **1a**: analysed PG8 (clinopyroxene-tephri-basanite), **1b**: modelled PG8, **2a**: analysed PG4 (amphibole-tephri-basanite), **2b**: modelled PG4, **3a**: analysed PG58 (tephrite), **3b**: modelled PG58.

présentent un spectre typique d'OIB alcalins, avec des enrichissements en La par rapport aux valeurs chondritiques, supérieurs à 100 fois dans les océanites et les téphri-basanites et à 200 et 300 fois dans les téphrites, tandis que l'enrichissement en Yb varie peu au-dessus d'un facteur 10. La roche la moins évoluée est une océanite picritique (PG 38) dont les concentrations en terres rares offrent un spectre tout à fait parallèle aux autres, mais dont les valeurs d'enrichissement sont les plus basses, inférieures à 100 pour le La et à 10 pour Yb. La composition de cette roche, majeurs et traces, confirme son faible degré de différenciation et présente des caractères de magma primaire (Ni et Mg élevés, pauvreté en REE, olivines primaires très magnésiennes, Fo_{86}). Nous l'avons consi-

dérée comme magma parent pour tester le rôle de la cristallisation fractionnée [14].

Les très basses valeurs de r^2 (Tableau 2) attestent la fiabilité de cette modélisation qui, en conformité avec les observations optiques, indique une cristallisation précoce de la chromite, de l'olivine et du clinopyroxène, puis celles du plagioclase et de la titanomagnétite, et enfin celles de l'amphibole et du feldspath alcalin. La modélisation a été appliquée aux éléments en traces à partir de l'équation de Rayleigh. Les concentrations en éléments en traces, REE incluses, mesurées dans les échantillons pris en référence et calculées dans notre modélisation ont été reportées sur la Fig. 3. Les écarts sont insignifiants, ce qui valide le caractère primaire du liquide qui a produit l'océanite

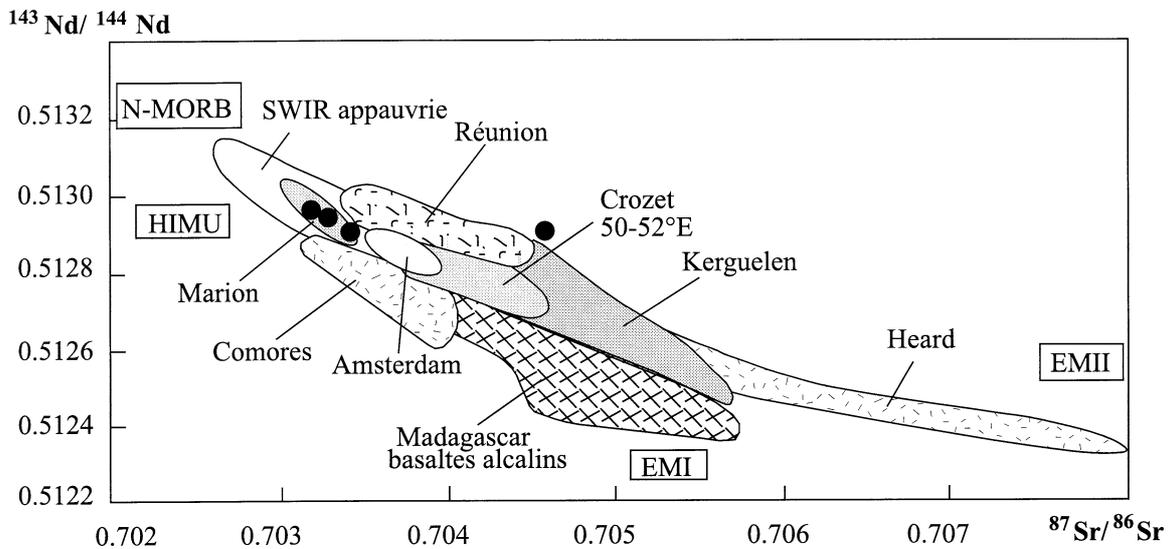


Figure 4. Sources magmatiques d'après les rapports isotopiques initiaux.

Figure 4. Magmatic sources from initial isotopic ratios.

PG38, ainsi que le processus de différenciation fractionnée qui a conduit aux téphri-basanites et aux téphrites.

Cette suite volcanique qui présente les caractéristiques pétrographiques de basaltes océaniques intra-plaques (OIB) nous amène à nous interroger sur les rôles respectifs des sources : N-MORB, magma mantellique juvénile, HIMU, influencée par le recyclage de croûte océanique subductée dans le manteau, EMI, influencée par l'incorporation de faibles proportions de sédiments pélagiques, et EMII, influencée par l'incorporation de faibles proportions de sédiments terrigènes. Les rapports isotopiques initiaux, très homogènes ($0,7032 \leq {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} \leq 0,7036$ et $0,51292 \leq {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} \leq 0,51294$), sont proches de ceux qui caractérisent les sources N-MORB et HIMU et éloignés des sources EMI et EMII (Fig. 4). Leur position intermédiaire peut refléter des mélanges de type N-MORB + EMI ou EMII et de type N-MORB + HIMU. Cependant, les valeurs des rapports Zr/Nb, La/Nb, Ba/Nb, Rb/Nb, K/Nb, Th/Nb, Ba/Th, Th/La, Ba/La sont très différentes de celles N-MORB et infirment cette affiliation. Elles se distinguent aussi des valeurs de la source HIMU et sont en revanche très comparables à celles des sources EMI et EMII. Les isotopes radiogéniques et la géochimie des traces et terres rares apportent donc des informations paradoxales, qui ne permettent pas de conclure rigoureusement. La question de la nature de la source reste donc soulevée. Elle pourrait être approfondie dans un cadre plus général, qui inclurait, d'une part, le volcanisme de l'île Marion et de l'île de La Réunion [8], auxquelles l'île aux Pingouins s'apparente isotopiquement, et, d'autre part, les autres îles de l'archipel Cro-

zet, île de la Possession et île de l'Est [22], qui ont des caractères isotopiques différents.

4. Discussion et conclusion

L'île aux Pingouins témoigne d'une des dernières manifestations (± 1 Ma) d'un point chaud qui fonctionnerait depuis 140 Ma et qui aurait produit les *traps* de Rajmahal et le relief de la ride océanique du 85°E [3, 18]. Cependant, la trace de ce panache, qui disparaît entre 70 et 50 Ma, conduit [16] à proposer un autre point chaud qui, sur la base de reconstitutions géodynamiques, se situerait actuellement sous l'île Conrad ($53^\circ 4$ S, $48^\circ 4$ E), c'est-à-dire très loin de Crozet vers le sud-sud-est. Dans ce cas, le volcanisme des Crozet correspondrait, soit à la queue de ce panache, soit à l'étalement de l'anomalie thermique qu'il génère sous la lithosphère océanique. Nous avons pu préciser les caractères de la source. Les données isotopiques permettent d'écarter définitivement l'éventuel rôle d'une composante lithosphérique continentale que la position symétrique de Madagascar par rapport à la dorsale ouest-indienne permettait d'envisager. De même, une éventuelle contamination des magmas de l'archipel Crozet par les liquides tholéiitiques et alcalins de Madagascar est très improbable. Par ailleurs, les laves de l'île aux Pingouins occupent un champ isotopique $\varepsilon_{\text{Nd}} - \varepsilon_{\text{Sr}}$ bien différent de celui que définissent les laves de l'île de la Possession et de l'île de l'Est [22], du même archipel, mais plus à l'est. Elles sont clairement de type OIB ; leur source apparaît hybride, puisque les éléments traces l'associent aux réservoirs EMI et/ou EMII, tandis que les rapports isotopiques initiaux la

rapprochent au contraire du réservoir HIMU, la jumelant à la source de l'île Marion. Ces données traduisent l'hétérogénéité du manteau de cette partie de l'océan Indien, au sud de la SWIR, comme cela a d'ailleurs déjà été souligné pour les îles Kerguelen,

également localisées dans le Sud de l'océan Indien, mais, quant à elles, sous l'influence de la dynamique de la SEIR [13].

Les données géochimiques peuvent être obtenues auprès premier auteur (giret@univ-st-etienne.fr).

Références

- [1] W.A. Berggren, D.V. Kent, J.J. Flynn, J.A. Van Couvering, Cenozoic geochronology, *Geol. Soc. Amer. Bull.* 96 (1965) 1047–1418.
- [2] P. Dreux, Y. Frenot, P. Jouventin, L. Masse, O. Verdier, Première mission scientifique à l'île aux Pingouins, *Bull. Ecol.* 19 (1988) 51–54.
- [3] R.A. Duncan, Age, distribution of volcanism along aseismic ridges in the eastern Indian Ocean, *Proc. Ocean Drill. Program. Sci. Results* 121 (1991) 507–517.
- [4] H. Ederfield, Sr isotope stratigraphy, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 57 (1986) 71–91.
- [5] A. Giret, Géologie des terres australes françaises, *Bull. CN-FRA*, Paris 58 (1987) 17–41.
- [6] J. Goslin, M. Recq, R. Schlich, Structure profonde du plateau de Madagascar. Relation avec le plateau de Crozet, *Tectonophysics* 76 (1981) 75–97.
- [7] J. Goslin, P. Patriat, Absolute and relative plate motions and hypotheses in the origin of five aseismic ridges in the Indian ocean, *Tectonophysics* 101 (1984) 221–244.
- [8] S.R. Hart, Heterogeneous mantle domains. Signature, genesis and mixing chronology, *EPSL* 90 (1988) 273–296.
- [9] S.E. Haggerty, Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks, in: D. Rumble III (Ed.), *Oxides Minerals*, *Rev. Mineral.* 3, Mineral. Soc. Amer. Publ., 1981.
- [10] IGN, Archipel Crozet, carte géographique au 1:25 000, n° 4450 C, IGN, Paris, 1986.
- [11] B.E. Leake, Nomenclature of amphiboles, *Amer. Mineral.* 63 (1978) 1023–1052.
- [12] R.W. Le Maître, P. Batiard, A. Dudek, J. Keller, J. Lameyre, M.J.L. Bas, P.A. Sabine, R. Schmid, H. Sorensen, A. Streickeisen, A.R. Woolley, B. Zanettin, A classification of igneous rocks and glossary of terms, Blackwell Scientific Publications, 1989.
- [13] N. Mattielli, Magmatisme et métasomatisme associés au panchane des Kerguelen, contribution de la géochimie des enclaves basiques et ultrabasiques, thèse, université libre de Bruxelles, Belgique, 1996, 350 p.
- [14] IGPET, Mixing program, Terra Softa, Somerset, NJ 08873, 1996.
- [15] N. Morimoto, J. Fabriès, A.K. Ferguson, I.V. Ginzburg, M. Ross, F.A. Siefert, J. Zussman, Nomenclature of pyroxenes, *Am. Mineral.* 73 (1988) 1123–1133.
- [16] R.D. Muller, J.-Y. Royer, L.A. Lawver, Revised plate motion relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Oceans hotspot tracks, *Geology* 21 (1993) 375–378.
- [17] J. Nougier, J.W. Thomson, Îles Crozet, Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans, *Antarctic Research Series* 48 (1987) 423–428.
- [18] A. Saunders, M. Storey, R.W. Kent, M.J. Norry, Consequences of plume–lithosphere interactions, in: B.C. Alabaster, R.J. Pankhurst (Eds.), *Magmatism and the cause of continental break-up*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 68 (1992) 41–60.
- [19] R. Schlich, Structure et âge de l'océan Indien occidental, *Soc. géol. France, mém. h.s.* 6 (1975).
- [20] R. Schlich, The Indian Ocean: aseismic ridges, spreading centers and oceanic basins, in: A.E.M. Nairn, F.G. Stehli (Eds.), *The Ocean Basins and Margins*, Vol. 6, Plenum Press, New York, 1982, pp. 51–148.
- [21] P. Ulmer, The dependence of the Fe²⁺–Mg partitioning between olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition, *Contrib. Mineral. Petrol.* 101 (1989) 261–273.
- [22] X. Zhou, Île de l'Est (Crozet archipelago, Southwestern Indian Ocean): petrogenesis of the plutonic complexes, thèse, université libre de Bruxelles, Belgique, 1996, 214 p.