**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO QUÍMICA DO MANTO LITOSFÉRICO SUBCONTINENTAL NO NORDESTE
DA PROVÍNCIA BORBOREMA COM BASE EM GEQUÍMICA ELEMENTAR E ISOTÓPICA**

Emmanuel Donald Ngonge

Orientadora

Prof^ª. Dr^ª. Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2015

AGRADECIMENTOS

Palavras me faltam para agradecer à Professora Maria Helena B. Maia de Hollanda. Foi muito bom, bom demais, e ótimo trabalhar junto a ela neste projeto de Doutorado. Ela deu toda sua energia, tempo, mente e paciência para alcançarmos os resultados apresentados neste documento.

Agradeço ao Professor Carlos José Archanjo pelo apoio, amizade e contribuição indireta à algumas etapas deste projeto, especialmente numa excursão de campo (agosto de 2013) que fizemos juntos na região de Lajes, Rio Grande do Norte, para coleta de xenólitos peridotíticos. Foi uma boa experiência.

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa concedida, a qual me deu condições financeiras para fazer o curso de doutorado.

Agradeço ao CNPq (Proj. 473.638/2011-8) pelo financiamento das análises de química mineral, geoquímica e isotópicas (Re-Os) realizadas no âmbito deste projeto. Agradeço igualmente ao CPGeo que propiciou a realização de algumas das análises Sr-Nd-Pb aqui apresentadas, e ao Programa de Pesquisa em Geoquímica e Geotectônica pelo financiamento do meu deslocamento aéreo para os Estados Unidos da América (Maryland) onde tive a oportunidade de trabalhar com o Dr. Richard Walker para a obtenção dos dados Re-Os em xenólitos. A esse pesquisador agradeço por me receber, me ensinar e, sobretudo, pelo interesse no meu projeto e pelo convite feito às futuras colaborações.

Agradeço ao Instituto de Geociências da USP, na pessoa do atual diretor, por fornecer a nós, estudantes, a excelente infraestrutura de pesquisa na forma de laboratórios, biblioteca e pessoal técnico e acadêmico qualificado. Estou grato por ter feito parte dessa comunidade.

Agradeço muitos aos professores com quem pude ter maior contato nesse período da pós-graduação, com quem aprendi muito: Colombo C. G. Tassinari, Oswaldo Junior, Ginaldo Campanha, Rômulo Machado, Rogério Azzone, Marcos Egidio da Silva, Jorge Bittencourt e o Valdecir Janasi, e tantos outros.

Agradeço meus colegas pos-graduandos do Bloco D, em especialmente a Geanne Carolina Cavalcante e Natali Barbosa, as quais me ajudaram com a correção do português deste documento.

Agradeço muito à minha querida esposa Elizabeth e a meus filhos, pela paciência comigo, muitas vezes tão ocupado em meu trabalho de pesquisa.

MY GOD IS SO GOOD TO ME!

RESUMO

Essa tese de Doutorado tem por objetivo apresentar uma discussão sobre a evolução do manto litosférico subcontinental na região nordeste da Província Borborema, desde o Mesozóico até Cenozóico. Para isso foram obtidos dados degeoquímica elementar e isotópica de dois importantes eventos magmáticos expostos na região: (i) o enxame de diques toleíticos Ceará-Mirim (Cretáceo Inferior) e (ii) o vulcanismo alcalino Macau representado por *plugs*, *necks* e lavas com idades distribuídas desde o Oligoceno ao Mioceno.

O enxame de diques de Ceará Mirim é composto de (i) olivina toleitos de alto-Ti, (ii) toleitos evoluídos de alto-Ti ($\text{TiO}_2 > 1,5 \text{ wt.}\%$; $\text{Ti/Y} > 360$), e (iii) toleitos de baixo-Ti ($\text{TiO}_2 < 1,5 \text{ wt}\%$; $\text{Ti/Y} < 360$), todos com forte enriquecimento em elementos incompatíveis relativo ao manto primitivo. Os olivina toleitos exibem teores em Nb-Ta semelhante àqueles de magmas do tipo OIB. Ao contrário, os toleitos evoluídos de alto-Ti e os toleitos a baixo-Ti mostram anomalias negativas em Nb-Ta, as quais são mais pronunciadas nos basaltos de baixo-Ti. Os olivina toleitos mostram a razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ uniformes (0,7034–0,7037), enquanto que as composições isotópicas de Nd e Pb são variáveis, parte delas moderadamente radiogênicas (0,512518–0,512699; 19,13–19,25). As composições isotópicas de Pb sugerem a contribuição de um componente FOZO na gênese desses olivina toleitos. Os outros toleitos apresentam valores muito mais variáveis, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ radiogênicas (em comparação ao $\text{BSE}_{t=127}$) e valores sub-condríticos para Nd ($< 0,512442$ ou $\epsilon_{\text{Nd}} < -0,6$). Quando combinadas com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 17,08 e 18,41, os toleitos evoluídos de alto-Ti e os toleitos de baixo-Ti mostram afinidade com o componente EMI, sendo as características enriquecidas dos toleitos de baixo-Ti mais acentuadas devido a contaminação crustal durante ascensão. As similaridades com EMI, as anomalias de Nb e idades modelo $T_{\text{DM}} > 1 \text{ Ga}$, são evidências composicionais para atribuir a origem dos toleitos evoluídos de alto e baixo-Ti à fusão do manto litosférico subcontinental proterozóico, metasomatizado por um componente de subducção. Os dados de termometria aliados aos padrões fracionados de elementos terras raras indicam que a fusão deve ter acontecido a ~60 km, na região de transição granada-espinélio assumindo uma litosfera afinada durante o Cretáceo. Os olivina toleitos, por sua vez, teriam fundido em profundidades de ~75 km a partir da astenosfera tipo-FOZO, passivamente soerguida em decorrência de afinamento litosférico relacionado a esforços distensivos durante o Cretáceo.

O vulcanismo cenozóico Macau é representado por alcali-basaltos, basanitos e nefelinitos. Basaltos toleíticos são menos comuns. Em geral, os basaltos Macau guardam alguma semelhança com os olivina toleitos cretáceos. São enriquecidos em elementos incompatíveis e

em Nb-Ta, mas com características mais primitivas como $10 < \text{MgO} < 15 \text{ wt. \%}$ e $200 < \text{Ni} < 500 \text{ ppm}$. Todos experimentaram fracionamento de olivina e clinopiroxênio, enquanto plagioclásio contribuiu em menor importância. O modelamento feito a partir de razões entre elementos terras raras combinado a dados termométricos indicam que os basanitos e alcali-basaltos teriam fundido a partir de lherzolitos a profundidade entre 80–90 km, na região de transição espinélio-granada, enquanto que os nefelinitos seriam produto da fusão ($< 0,1 \%$) mais profunda, a ~120 km de profundidade (~1470°C). As composições isotópicas Sr-Nd-Pb são semelhantes a magmas OIB gerados pela mistura de dois reservatórios, modelados como FOZO e EM. A identificação de FOZO no Cenozóico da Província Borborema aliada à ausência de um cenário tectônico compatível com afinamento litosférico/ascensão passiva da astenosfera e/ou presença de plumas, nos leva a propor que a astenosfera tipo-FOZO teria se re-equilibrado termalmente com o manto litosférico subcontinental desde o Cretáceo. Ao contrário, o componente EM nos basaltos Macau não pode ser correlacionado ao mesmo manto litosférico enriquecido identificado nos toleitos. Embora ainda não muito clara, sua origem é por ora atribuída a metassomatismo potássico provavelmente relacionado ao impacto da pluma de Fernando de Noronha sob o continente. As similaridades isotópicas entre esses basaltos oceânicos e os basaltos continentais sugerem que alguma ligação genética deve ser considerada.

Por fim, composições isotópicas de Os e idades modelo T_{RD} obtidos de xenólitos peridotíticos nos basaltos cenozóicos, registram a recorrência de múltiplos eventos de extração de magmas (1,3 a 0,1 Ga) e metassomatismo, confirmando a evolução química complexa experimentada pelo manto litosférico subcontinental no extremo nordeste da Província Borborema.

Palavras-chaves: magmatismo toleítico, magmatismo alcalino intraplaca, manto litosférico subcontinental, componente FOZO

ABSTRACT

The objective of this doctoral thesis is to present a discussion on the evolution of the subcontinental lithospheric mantle in the northeast of the Borborema Province from the Mesozoic to the Cenozoic. For this reason, element and isotope geochemical data were obtained from two important magmatic events in the region: (i) the Lower Cretaceous Ceará-Mirim dyke swarm and (ii) the Macau alkaline volcanism characterized by plugs, necks and flows of Oligocene to Miocene ages.

The Ceará-Mirim dyke swarm is composed of (i) high-Ti olivine tholeiites, (ii) evolved high-Ti tholeiites ($\text{TiO}_2 > 1.5$ wt.%; $\text{Ti/Y} > 360$), and (iii) low-Ti tholeiites ($\text{TiO}_2 < 1.5$ wt.%; $\text{Ti/Y} < 360$), all exhibiting strong enrichment in incompatible elements relative to the primitive mantle. The Nb-Ta abundance in the olivine tholeiites is of OIB affinity, while the evolved high-Ti and the low-Ti tholeiites demonstrate Nb-Ta negative anomalies, more accentuated in the low-Ti basalts. Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the olivine tholeiites are less variable (0.7034–0.7037), but have variable Nd and Pb isotopic compositions with some moderately radiogenic (0.512518–0.512699; 19.13–19.25). The Pb isotopic compositions suggest the contribution of a FOZO component in the genesis of the olivine tholeiites. The other tholeiites exhibit more variable values, with radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (relative to $\text{BSE}_{t=127}$) and subchondritic Nd (< 0.512442 or $\epsilon_{\text{Nd}} < -0.6$). When combined with the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of 17.08 to 18.41, the evolved high-Ti tholeiites demonstrate EM1 affinity, with the enriched nature of the low-Ti tholeiites more enhanced due to crustal assimilation during ascent. The similarities with EM1, the Nb anomaly and the T_{DM} model age > 1 Ga, are compositional evidence that suggest the magmas of the evolved high-Ti and low-Ti tholeiites were generated from the melting of the Proterozoic subcontinental lithospheric mantle, metasomatized by a subduction component. A combination of the inferred temperature data with the fractionated rare earth element patterns indicate that melting might have occurred at ~ 60 km, at the garnet-spinel lherzolites transition zone in a thinned lithosphere during the Cretaceous. On the other hand, the olivine tholeiite magma might have been generated at ~ 75 km depth, in a FOZO-type asthenosphere that passively welled up due to the lithospheric extension and thinning in the Cretaceous.

The Macau volcanism is composed of alkali basalts, basanites and nephelinites, and rare tholeiitic basalts. Generally, the Macau basalts and the Cretaceous olivine tholeiites share some similarities. They are enriched in incompatible elements and in Nb-Ta, but with more primitive characteristics like $10 < \text{MgO} < 15$ wt.% and $200 < \text{Ni} < 500$ ppm. All experienced fractionation of olivine and clinopyroxene, but less important for plagioclase. Rare earth element modeling and

inferred temperature data indicate that the basanitic and the alkaline basaltic magmas melted from lherzolites at 80-90 km depth, at the spinel-garnet transition, while the nephelinitic magmas were generated from melting (<0.1%) at deeper levels, at ~120 km of depth (~1470°C). The Sr-Nd-Pb isotopic compositions have affinity to OIB magmas generated from the mixing of two reservoirs, modeled as FOZO and EM. The identification of FOZO in the Borborema Province in the Cenozoic with the absence of a compatible tectonic scenario such as lithospheric thinning/passive asthenospheric upwelling and/or the presence of plumes, make us to propose that a FOZO-type asthenosphere might have thermally re-equilibrated as a subcontinental lithospheric mantle since the Cretaceous. On the other hand, the EM component in the Macau basalts cannot be linked to the same enriched lithospheric mantle identified with the tholeiites. However, their origin, though not very clear, is attributed to potassic metasomatism probably linked to the impact of the Fernando de Noronha plume on the continent. The similarities in isotopic signatures between the oceanic and continental basalts suggest a genetic link between both.

Lastly, the Os isotopic compositions and T_{RD} model ages constrained from the peridotite xenoliths in the Cenozoic basalts, record the occurrence of multiple magma extraction (1.3 to 0.1 Ga) and metasomatism events, confirming a complex chemical evolution in the subcontinental lithosphere in the far northeast of the Borborema Province.

Keywords: tholeiitic magmatism, intraplate alkali magmatism, subcontinental lithospheric mantle, FOZO component

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	12
INTRODUÇÃO	12
1.1 ASPECTOS GERAIS	12
1.2 CONHECIMENTO GEOLÓGICO PRÉVIO	14
1.3 ENXAME DE DIQUES CEARÁ-MIRIM	14
1.3.1 VULCANISMO MACAU	16
1.3.2 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA	18
 CAPÍTULO 2	 20
REVISÃO CONCEITUAL	20
2.1 MANTO SUPERIOR ASTENOSFÉRICO-LITOSFÉRICO	20
2.2 RESERVATÓRIOS MAGMÁTICOS	21
 CAPÍTULO 3	 31
PETROLOGY OF CONTINENTAL THOLEIITIC MAGMAS FORMING A 350 KM-LONG MESOZOIC DYKE SWARM IN NE BRAZIL: CONSTRAINTS OF GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC DATA	 32
3.1 INTRODUCTION	32
3.2 GEOLOGICAL BACKGROUND	34
3.3 ANALYTICAL PROCEDURES	35
3.4 RESULTS	38
3.4.1 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar GEOCHRONOLOGY	38
3.4.2 PETROGRAPHY AND MINERAL CHEMISTRY	38
3.4.3 MAJOR AND TRACE ELEMENT COMPOSITIONS	40
3.4.4 SR-ND-Pb ISOTOPIC COMPOSITIONS	46
3.5 DISCUSSION ON THE PETROGENETIC PROCESSES	49
3.5.1 MAGMA GENERATION	49
3.5.2 EVALUATION OF LOW-PRESSURE CRUSTAL CONTAMINATION	51
3.5.3 MANTLE SOURCE COMPONENTS	53
3.6 GEODYNAMIC CONSIDERATIONS	59
3.7 CONCLUSIONS	61
ACKNOWLEDGMENTS	62
REFERENCES	63
 CAPÍTULO 4	 68
PETROGENESIS OF ALKALINE ROCKS OF THE MACAU VOLCANIC FIELD, NORTHEASTERN BRAZIL	 69
INTRODUCTION	69
4.1 GEOLOGICAL OVERVIEW	70
4.2 SAMPLING STRATEGY	73
4.3 RESULTS	74
4.4 PETROGRAPHY AND MINERAL CHEMISTRY	74
4.4.1 MAJOR AND TRACE ELEMENT GEOCHEMISTRY	75
4.4.2 SR-ND-Pb ISOTOPE COMPOSITIONS	82
4.4.3 DISCUSSION	83
4.5 FRACTIONAL CRYSTALLIZATION AND CRUSTAL ASSIMILATION	83
4.5.1 ESTIMATION OF MELTING DEGREE AND MELT FRACTION	86
4.5.2 THE ISOTOPE RESERVOIRS PROPOSED FOR THE MVF MAGMAS	89
4.5.3 INSIGHTS ON THE CHEMICAL EVOLUTION OF THE SUBCONTINENTAL	91

	LITHOSPHERIC MANTLE IN THE NORTHEASTERN BORBOREMA PROVINCE	
4.5.4	CONCLUSION	94
4.6	ACKNOWLEDGMENTS	95
	REFERENCES	96
	CAPÍTULO 5	100
	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA RE-OS DE XENÓLITOS PERIDOTÍTICOS	100
	INTRODUÇÃO	100
5.1	PROCEDIMENTO ANALÍTICO PARA OBTENÇÃO DE DADOS RE-OS E ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA	101
5.2	DIGESTÃO ÁCIDA DE AMOSTRAS	101
5.2.1	PREPARAÇÃO DA FRAÇÃO OS	102
5.2.2	PREPARAÇÃO DA FRAÇÃO RE	102
5.2.3	RESULTADOS	103
5.3	COMENTÁRIOS GERAIS SOBRE QUÍMICA MINERAL E GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	103
5.3.1	DADOS ISOTÓPICOS RE-OS E CONCENTRAÇÕES DE PGE	107
5.4.	COMENTÁRIOS PRELIMINARES SOBRE IDADES DE EVENTOS DE EXTRAÇÃO DE MANGMAS E METASSOMATISMO NO MANTO LITOSFÉRICO SUBCONTINENTAL	109
	CAPÍTULO 6	111
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	111
	REFERÊNCIAS	115

LISTA DE FIGURAS

	CAPÍTULO 1	
Fig.1.1	Mapa esquemático da porção NE da Província Borborema mostrando o limite meridional da Bacia Potiguar (em cinza, na parte superior da figura) e a localização do enxame de diques Rio Ceará-Mirim e os basaltos de Macau	15
	CAPÍTULO 3	
Fig. 3.1	(a) Schematic illustration of the West Gondwana with focus on the main Neoproterozoic cratonic areas – Amazonian, São Francisco-Congo, West African and Kalahari. The study area is shown in the box	33
Fig.3.2	(a) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating diagram for two multigrain replicates (#0480-01 and -03) of the tholeiite CM-12.	38
Fig.3.3	Ca-Mg-Fe ternary plot used for the classification of pyroxenes analyzed for the CMDS tholeiites.	40
Fig.3.4	Major element classification for the CMDS tholeiites based on (a) TAS and (b) SiO_2 versus $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}/\text{MgO}$ diagrams.	41
Fig.3.5	(a) Mg versus Ti oxides and (b) Ti/Y versus Ti/Zr plots for discrimination between high- and low-Ti magmas.	44
Fig.3.6	Variation diagrams of major elements against MgO.	45
Fig.3.7	Profiles for average abundances of (a) chondrite-normalized REE and (b) PM-normalized incompatible element patterns.	46
Fig.3.8	Initial (a) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, (b) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and (c) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plots showing the distribution of the CMDS isotopic compositions.	48
Fig.3.9	Model of mixing curves between spinel (in <i>blue</i>) and garnet (in <i>red</i>) lherzolite melts using normalized-Dy/Yb and La/Yb ratios to estimate rates of partial melting and magma sources for the CMDS tholeiitic magmas.	51
Fig.3.10	(a) Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus K_2O and (b) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $1/\text{Sr}^*1,000$ plots used to evaluate low-pressure crustal contamination levels in the CMDS tholeiitic magmas.	53

Fig.3.11	Incompatible element profiles for (a) olivine tholeiites, (b) high-Ti evolved tholeiites and (c) low-Ti tholeiites.	55
Fig.3.12	Isotopic companion plots used to differentiate FOZO and HIMU components and to compare their Pb and Nd signatures with those of the CMDS tholeiitic groups.	58
CAPÍTULO 4		
Fig.4.1	(a) Schematic illustration of the West Gondwana with focus on the main Neoproterozoic cratonic areas – Amazonian, São Francisco-Congo, West African and Kalahari. The study area is shown in the box	72
Fig.4.2	Major element classification for the MVF lavas based on (a) TAS and (b) Na ₂ O versus K ₂ O diagrams.	78
Fig.4.3	Variation diagrams of major elements against MgO.	80
Fig.4.4	Profiles for the average abundances of (a) chondrite-normalized REE and (b) PM-normalized incompatible element patterns.	81
Fig.4.5	Isotopic companion plots used to compare the Sr, Nd and Pb signatures of the four MVF lava groups to the distinct mantle endmembers – HIMU, FOZO and EM (I and II).	84
Fig.4.6	Plots of ratios between incompatible trace elements (and oxide – P ₂ O ₅) against SiO ₂ to qualitatively evaluate the extent of crustal contamination.	86
Fig.4.7	(a) Correlation between the normalized-La/Sm and Tb/Yb ratios showing that the MVF compositions are compatible with the melting of garnet-bearing mantle sources.	87
Fig.4.8	Correlation between (a) normalized-K/Nb and K/La and (b) Rb/Sr and ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ratios suggesting the preferential presence of amphibole	89
CAPÍTULO 5		
Fig.5.1	Óxidos vs MgO rocha total dos xenólitos de peridotitos de MVF e FN	105
Fig.5.2	MgO vs (La/Yb) _N nos peridotitos de Macau	106
Fig.5.3	Padrões de elementos siderófilos normalizados com o PUM	107

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 3		
Table 3.1	Table 1. 40Ar/39Ar data obtained for the tholeiite CM-12	36
Table 3.2	Table 3.2. Geochemical data for the Ceará-Mirim dykes	42
Table 3.3	Sr, Nd and Pb isotopic compositions of the CMDS tholeiites	47
CAPÍTULO 4		
Table 4.1	Average mineral chemistry of olivine, pyroxene and plagioclase of the MVF basalts	75
Table 4.2	Major and minor element chemistry for the MVF basalts	78
Table 4.3	Sr, Nd and Pb isotopic compositions of the MVF basalts	82
CAPÍTULO 5		
Tabela 5.1	Dados de geoquímica elementar e isótopos Re-Os para os xenólitos peridotíticos	104
APPENDIX	Mineral chemistry of the CMDS tholeiites	118
ANEXO	Olivine compositions of the continental and oceanic xenoliths of NE Brazil	121

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 ASPECTOS GERAIS

Do sul ao norte da Placa Sul-Americana oriental há várias ocorrências de magmatismo basáltico de natureza toleítica de idade Cretácica (p.ex., Almeida, 1986; Almeida e Carneiro, 1989) representado por: (1) Enxames de Diques da Serra do Mar (Comin-Chiaramonti et al., 1983; Regelous, 1993; Garda, 1995; Valente et al., 1998, 1999; Guedes et al., 1999; Lobo et al., 1999) e de Ponta Grossa (Piccirillo et al., 1990), (2) derrames basálticos internos às bacias *rift* (Fodor e Vetter, 1984; Fodor et al., 1983, 1984; Mizusaki et al., 1992; Almeida et al., 1996; Caineli e Mohriak, 1999; Thomaz Filho et al., 2000; Mohriak et al., 2002), e (3) derrame basáltico da Província Paraná-Etendeka (p.ex., Piccirillo e Melfi, 1988). Ainda, no extremo nordeste da Província Borborema são reconhecidos (4) o Enxame de Diques Ceará-Mirim (Bellieni et al., 1992; Hollanda et al., 2006) e (5) as soleiras e diques do magmatismo Sardinha, expostos na Bacia do Parnaíba (Bellieni et al., 1990; Fodor et al., 1990; Baksi and Archibald, 1997), e sob o Cráton Amazônico, (6) ocorrências do vulcanismo Penacateua (segundo um relatório de IBAMA (licenciamento.ibama.gov.br), são diques e soleiros jurássicos na vizinhança da cidade de Altamira). Todos esses eventos têm sido interpretados como produtos de esforços tectônicos e/ou atividade de plumas relacionadas à abertura diacrônica do Oceano Atlântico, durante o Cretáceo. No Cenozóico, a atividade epirogenética esteve especialmente restrita à margem nordeste do Brasil, tendo como produtos os episódios vulcânicos Macau e Mecejana, cuja origem tem sido atribuída (e também questionada) a efeitos da passagem do *hot spot* de Fernando de Noronha sob o continente. Independente da idade, todos esses eventos magmáticos e produtos relacionados estão muito claramente caracterizados na literatura a partir de dados geoquímicos e isotópicos (ver referências acima citadas), desde os magmas toleíticos de alto- e baixo-Ti dominantes no Cretáceo, até os magmas alcalinos que se distribuem desde o Cretáceo Superior (a Província Alcalina de Goiás) até o Oligoceno-Mioceno (vulcanismo Macau). Estudar os aspectos petrogenéticos desses vários eventos magmáticos é de inegável relevância para reconhecer a natureza química do manto litosférico subcontinental, e é nessa linha que a presente tese pretende contribuir. Os alvos para essa abordagem são o enxame de diques Ceará-Mirim e o

vulcanismo Macau, ambos expostos no extremo nordeste da Província Borborema, no domínio continental do Atlântico equatorial. O vulcanismo Macau consiste na atividade epirogenética mais jovem registrada no escudo precambriano brasileiro, e tem a particularidade de hospedar xenólitos peridotíticos que, como tal, trazem informação direta e valiosa sobre a história química do manto, muitas vezes inacessível a partir dos magmas basálticos.

Essa tese de doutorado reúne um conjunto significativo de dados geoquímicos de elementos maiores e traços incluindo aqueles: de comportamento incompatível durante a fusão parcial, de afinidade siderófila e os terras raras conhecidos, respectivamente, pelos acrônimos em inglês LILE (*large ion lithophile elements*), HFSE (*high field strength elements*), HSE (*high siderophile elements*) e REE (*rare earth elements*). Somam-se aos dados geoquímicos um conjunto igualmente expressivo de dados isotópicos Sr, Nd, Pb e Os, usados em combinação para caracterizar o quimismo dos magmas máficos relacionados ao vulcanismo fissural Ceará-Mirim e ao vulcanismo Macau, suas fontes no manto e processos relacionados à sua evolução desde a fonte até alojamento e cristalização na crosta. O enxame de diques Ceará-Mirim é basicamente constituído por diabásios toleíticos cuja intrusão está temporalmente associada à evolução do *rift* Potiguar durante a abertura do Atlântico Equatorial (p.ex., Matos, 1992, 2000). Dentre os poucos trabalhos científicos publicados na literatura sobre os diques Ceará-Mirim destacamos: (1) Bellieni et al. (1992), que inclui dados litogeoquímicos-isotópicos (Sr-Nd) e a assinatura paleomagnética do enxame, posicionando-os principalmente no Cretáceo; (2) Archanjo et al. (2000, 2002), que apresenta o modelo da trama magnética-magmática dos diques identificando, a partir do padrão de lineações magnéticas e orientações preferenciais de minerais magmáticos, as prováveis zonas de alimentação do enxame na intersecção com o alinhamento N-S definido pelos edifícios vulcânicos do Macau, e (3) Hollanda et al. (2006), que reúne dados geoquímicos e isotópicos (Sr-Nd-Pb) a partir de uma amostragem mais ampla que aquela apresentada por Bellieni e co-autores para discutir as prováveis fontes mantélicas para os magmas toleíticos. É no trabalho de Hollanda e colaboradores que surge a primeira indicação para participação de um componente radiogênico em Pb como fonte desses magmas, preliminarmente interpretado como sendo o reservatório HIMU. Apesar dessas contribuições, o acervo geocronológico sobre os diques Ceará-Mirim ainda é insuficiente, principalmente baseado em dados K-Ar agrupados no intervalo entre 135 e 110 Ma (Bellieni et al., 1992; Oliveira, 1992; Mizusaki et al., 2002).

O vulcanismo Macau é constituído por basaltos alcalinos que ocorrem na forma de plugs, necks, soleiras e poucos diques distribuídos segundo um alinhamento N-S com extensão de aproximadamente 300 km. Sial (1981) publicou os primeiros dados geoquímicos e de química

mineral das lavas Macau, os quais foram complementados e refinados nos trabalhos subsequentes de Fodor et al. (1998) e nas teses não publicadas de M.H.B.M. Hollanda (2002) e F.V. Silveira(2006). A primeira abordou principalmente a utilização de dados isotópicos para caracterização da natureza das fontes, a segunda enfatizando aspectos cartográficos, petrográficos e geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ posicionando, em definitivo, o vulcanismo Macau entre 52 e 7 Ma. Parte das idades obtidas por Silveira foram publicadas em Knesel et al.(2011), aquelas referentes aos representantes mais jovens. Com base nas idades obtidas, Knesel e colaboradores discutem e rejeitam qualquer associação genética e temporal do vulcanismo Macau com o *hot spot* de Fernando de Noronha, como proposto nos trabalhos de Fodor et al. (1998, 2002) e Rivalenti et al. (2000) a partir de similaridades químicas entre as lavas no continente e aquelas oceânicas, bem como no quimismo dos xenólitos.

A presente tese está organizada na forma de seis capítulos, sendo três introdutórios que versam sobre os objetivos/justificativas, conhecimento geológico já existente sobre os alvos deste estudo e métodos usados para obtenção dos dados aqui apresentados. Os resultados compõem os três capítulos principais que discutem, separadamente, a petrogênese e a natureza das fontes no manto dos magmas toleíticos que constituem o Enxame de Diques Ceará-Mirim (Capítulo 4) e dos magmas alcalinos representantes do vulcanismo Macau (Capítulo 5). Ambos estão organizados no formato de artigos científicos, submetidos aos periódicos *Lithos* e *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, respectivamente. O Capítulo 6 reúne os dados Re-Os obtidos para os xenólitos hospedados nas lavas Macau, os quais foram obtidos através de uma parceria com a University of Maryland, através do Dr. Richard Walker. Ao final deste último capítulo, é apresentada uma conclusão geral de todos os resultados obtidos no âmbito deste doutorado.

1.2. SÍNTESE DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO PRÉVIO

1.2.1 O ENXAME DE DIQUES CEARÁ-MIRIM

O enxame de diques Ceará-Mirim distribui-se ao longo de aproximadamente 350 km, acompanhando o vale do Rio Ceará-Mirim, segundo uma direção predominantemente E-W. Os diques intrudem preferencialmente o embasamento precambriano na porção que atualmente corresponde ao limite meridional da Bacia Potiguar; mais a oeste, o enxame passa para uma orientação NE-SW, paralela ao eixo do *rift* Potiguar (Fig. 1.1a). Em reconstruções pré-deriva, o enxame representaria a contrapartida brasileira do evento magmático mais antigo associado ao

rift Benue (SE-Nigéria a N-Camarões). Os intervalos de idades K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conhecidas são coincidentes: c. 135-110 Ma para o Ceará-Mirim (K-Ar: Horn et al., 1988; Bellieni et al., 1992; Oliveira, 1992, e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: Smith et al., 2001; Araújo et al., 2001; Mizusaki et al., 2002) e c. 147-106 Ma para o magmatismo no setor setentrional do *rift* Benue (Maluski et al., 1995). A superposição cronológica levou Marzoli et al. (2000) a considerar esses dois eventos magmáticos como pertencentes a um único, de escala continental, nucleado na região equatorial do Oceano Atlântico (*Equatorial Circum-Atlantic* - EQA).

FIGURA 1.1. (a) Mapa esquemático da porção NE da Província Borborema mostrando o limite meridional da Bacia Potiguar (em cinza, na parte superior da figura) e a localização do enxame de diques Rio Ceará-Mirim e os basaltos de Macau (Vulcanic plugs and flows no mapa). A leste e oeste da cidade de Florânia ocorre um sub-enxame de diques “alcalinos” relacionados ao enxame principal; (b) demonstra a extensão dos basaltos de Macau definida pelo polígono de São Pedro a Macau (de Silveira, 2006). Os afloramentos são em vermelho.

Os diques são corpos verticais variando de 1-150 metros de largura e 3-4 km de comprimento, com distribuição linear ao longo da atual borda sul da Bacia Potiguar. Inclui essencialmente diabásios toleíticos ($\text{SiO}_2 = \sim 53\text{-}50\%$, $\text{MgO} = \sim 4\%$ e álcalis total = $\sim 6\text{-}4\%$), com: (i) alto- a baixo-Ti, (ii) forte a moderado enriquecimento em LILE e HFSE, (iii) razões altas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70713–0,70473) associadas a baixas razões de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512494–0,512000) e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,77–18,34) (Bellieni et al., 1992; Hollanda et al., 2006).

Esse padrão geoquímico-isotópico, juntamente com idades-modelo Sm-Nd entre 1,0-1,5 Ga, sugerem que os magmas toleíticos evoluíram a partir de um manto litosférico antigo, tipo EM (Hollanda et al., 2006). Um conjunto menor de diques E-W ocorre mais a sul do enxame principal diferindo em composição por apresentarem olivina modal e afinidade alcalina, correspondendo ao sub-enxame V de Bellieni et al. (1992). Apesar de sua aparente correlação com o enxame principal, toleítico, as características geoquímicas e isotópicas desses diques são ainda pouco conhecidas. Análises da trama magnética dos diques Ceará-Mirim mostraram variação no mergulho da lineação passando de um padrão sub-vertical, na porção centro-oriental do enxame, para um padrão horizontal na extremidade ocidental (Archanjo et al., 2000, 2002). Esse comportamento sugere que a zona de alimentação do enxame estaria localizada na sua porção central, atualmente abaixo dos arenitos terciários da Serra de Santana, próximo à cidade de Florânia.

1.2.2 O VULCANISMO MACAU

O vulcanismo Macau ocorre na forma de *plugs* e *necks* de dimensões variadas que intrudem o embasamento precambriano, e soleiras intercaladas nos sedimentos da Bacia Potiguar. Em conjunto, as inúmeras ocorrências cartografadas do vulcanismo Macau estão circunscritas em um polígono com orientação geral N-S, e comprimento de aproximadamente 300 km entre as cidades de Macau (RN) e Serra de São Pedro (PE) (Fig. 1.1b). Constituem predominantemente rochas alcalinas (*Ne* normativa; $\text{Na}+\text{K} > 3,5\%$) incluindo olivina basaltos, basanitos, ankaramitos e nefelinitos (Sial et al., 1981; Fodor et al., 1998; Hollanda, 2002; Silveira, 2006; Knesel et al., 2011). Toleíticos transicionais são reconhecidos subordinadamente (Silveira, 2006). De acordo com Fodor et al. (1998) e Hollanda (2002) as composições isotópicas Sr-Nd das lavas Macau são consistentes com magmas tipo OIB, representando misturas de componentes astenosférico e litosférico. Suas características resumem-se a: (i) forte enriquecimento em LILE (Rb, Sr, K, Ba), terras raras leves e HFSE (Nb, Ta, Ti), associado a (ii) razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fortemente variáveis entre 0,7038–0,7051 e 0,51266–

0,51280, respectivamente. As razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ determinadas em algumas poucas amostras variam entre 18,52 e 19,35. O componente astenosférico foi interpretado como líquidos (*melts*) de natureza HIMU+DM interagindo com um manto litosférico que se aproxima de composições tipo EM. Essa interpretação é endossada pela assinatura geoquímica de piroxênios de xenólitos peridotíticos inclusos em basaltos do Pico do Cabugi que indicam natureza de manto litosférico com forte afinidade EMI (Rivalenti et al., 2000).

Os dados geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de Silveira (2006) e Knesel et al. (2011) demonstram idades que se distribuem em um intervalo de aproximadamente 45 milhões de anos, desde o Eoceno (*c.* 52 Ma) até o Mioceno (*c.* 7 Ma). Nesse conjunto dois picos de idades têm destaque: em 8 ± 2 Ma e outro em $25,5 \pm 2$ Ma. A superposição das idades mais jovens do vulcanismo Macau com as idades definidas para as rochas da Ilha de Fernando de Noronha (K/Ar: Cordani, 1967; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: Cordani et al., 2004; Buikin et al., 2009), bem como alguns aspectos geoquímicos-isotópicos similares, tem levado alguns autores a concluir em defesa da associação genética entre os produtos desses dois eventos magmáticos (Fodor et al., 1998, 2002). Essa interpretação não encontra suporte na distribuição dos dados geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, incompatível com deslocamento para oeste da placa sul-americana sobre o *hot spot* de Fernando de Noronha (Knesel et al., 2011).

A ocorrência extensiva de xenólitos ultramáficos é observada nos basaltos Macau. São predominantemente peridotitos (Sial et al., 1981; Fodor et al., 1998, 2002; Rivalenti et al., 2000, 2007), e eclogitos subordinados (Silveira, 2006). Estudos detalhados de química mineral têm sido conduzidos por aqueles autores para caracterização precisa das assembléias minerais constituintes e no estudo da termobarometria, o piroxênio foi usado. Rivalenti et al. (2000) e Fodor et al. (2002) reconheceram dois tipos texturalmente distintos de xenólitos: (i) porfiroclástico, representando uma região mais inferior do manto local que poderia ser interpretada como a parte superior de um “diápiro” da astenosfera, representada pela transição entre os níveis adiabático e convectivo, e (ii) protogranular, de uma região mais rasa (superior) do manto local representada pelo manto litosférico que sofreu baixas taxas de percolação metassomática. Essas estimativas baseiam-se nas temperaturas de equilíbrio calculadas a partir das composições de piroxênios, as quais correspondem a 950-1280°C/1,9-2,7 GPa nos xenólitos porfiroclásticos e 710-990°C/1,3-1,8 GPa nos xenólitos protogranulares (Rivalenti et al., 2000, 2007). Os valores foram obtidos em xenólitos coletados nas lavas do Pico do Cabugi, a maior expressão topográfica do vulcanismo Macau na Província Borborema, e em outros quatro *plugs*.

Ainda em Rivalenti et al. (2000, 2007), dados geoquímicos e isotópicos em rocha total e em piroxênios separados da matriz, apontam para a presença de um agente metassomático de

natureza astenosférica e composição essencialmente álcali-basáltica, com características isotópicas tipo-EMI. Esse componente é mais bem reconhecido nos xenólitos profiroclásticos que, segundo os autores, teriam experimentado maior interação metassomática em comparação com os xenólitos protogranulares. A origem deste metassomatismo é associada com alto gradiente geotérmico (~12-15°C/km) interpretado por Fodor et al. (2002) como resultado da passagem da pluma de Fernando de Noronha sob o continente, durante o Cenozóico.

1.3 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

Os objetivos desta tese de doutorado estão listados a seguir. Antes, no entanto, faz-se necessário informar que a presente tese é a continuidade do trabalho iniciado por Hollanda (2002) cujo objetivo foi a caracterização das fontes mantélicas dos diques toleíticos Ceará-Mirim e basaltos alcalinos Macau. A comparação dessas fontes permitiria discutir a evolução química do manto litosférico subcontinental na Província Borborema, desde o Cretáceo até o Cenozóico. Apesar do volume de dados reunidos por Hollanda (2002), algumas questões ainda permaneceram abertas. Quanto ao Enxame de Diques Ceará-Mirim, temos que:

- i) O enxame principal foi caracterizado do ponto de vista isotópico, especialmente para Sr e Nd, e menos para Pb, enquanto que a caracterização geoquímica e aspectos relacionados à petrogênese (contaminação versus cristalização fracionada, percentual de fusão da fonte, termometria) foram pouco ou nada explorados. Como resultando, Hollanda (2002, também Hollanda et al., 2006) publicaram uma classificação baseada na distribuição de idades modelo T_{DM} , não levando em conta critérios geoquímicos classicamente usados para definir a tipologia de magmas toleíticos continentais como, por exemplo, conteúdo de Ti-Zr-P.
- ii) O enriquecimento em elementos incompatíveis e a marcante anomalia negativa de Nb levou à interpretação de que os magmas toleíticos teriam sido originados a partir de um manto metassomatizado por um componente de subducção, antigo, provavelmente de idade paleoproterozóica. No entanto, nenhuma informação conclusiva foi levantada sobre o enxame menor, alojado a sul do enxame principal. A importância desse sub-enxame deve-se à presença de olivina modal, não identificada nos toleitos do enxame principal. Apenas uma amostra desse sub-enxame foi analisada por Hollanda (2002) e mostrou razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ moderadamente radiogênica, tendo sido interpretada como influência de uma fonte tipo HIMU. Essa

característica não foi encontrada nos toleitos do enxame principal, menos radiogênicos em Pb, de forma que tornou-se relevante verificar a presença da fonte tipo HIMU e sua abrangência com respeito ao enxame de diques como um todo.

Quanto ao vulcanismo Macau, temos que:

- i) Os dados Sr-Nd obtidos por Hollanda (2002) mostraram superposição entre as composições determinadas para as amostras mais evoluídas do vulcanismo Macau (basaltos e basanitos) e as composições dos diques toleíticos Ceará-Mirim. Logo, passou a ser de extrema relevância discutir a hipótese de que os dois eventos magmáticos teriam compartilhado a mesma fonte litosférica enriquecida. Ainda, a presença de uma fonte tipo HIMU indicada para os diques com olivina no artigo de Hollanda et al. (2006) pedia a investigação de sua presença também nos basaltos Macau.
- ii) Um foco em comum nas discussões de Fodor et al. (1998), Rivalenti et al. (2000) e Knesel et al. (2011) é a relação genética do vulcanismo Macau com a pluma de Fernando de Noronha. O conjunto de dados agora disponível para ambos eventos continental e oceânico permitirá estabelecer similaridades e avançar na discussão.

Por fim, os xenólitos peridotíticos não foram alvo de Hollanda (2002). Os dados Re-Os aqui apresentados representam informação inédita na literatura e serão discutidos com base nas informações já existentes de química mineral, geoquímica e isótopos de Sr, Nd e Pb apresentados principalmente por Fodor et al. (2002) e Rivalenti et al. (2000, 2007). Portanto, esperamos usar os dados isotópicos Re-Os para caracterizar a natureza química (grau de enriquecimento versus empobrecimento) e idade do manto litosférico subcontinental amostrado pelos xenólitos.

CAPÍTULO 2

REVISÃO CONCEITUAL

Em Petrologia, os reservatórios magmáticos reconhecidos no manto são assumidos como tendo características geoquímicas distintas. Diferenciam-se os conceitos “manto empobrecido (ou depletado)” (DM), “manto enriquecido” (EM) e “manto primitivo” (PM). Ao contrário, os termos **litosfera** e **astenosfera** constituem conceitos mecânicos (ou reológicos). O primeiro implica resistência, e está associado às partes da crosta e manto que respondem elasticamente e reversivelmente a uma carga aplicada, contrariamente ao comportamento newtoniano da astenosfera. A integração das duas vertentes conceituais permite então distinguir os reservatórios globais descritos como manto litosférico ou astenosférico, seja empobrecido ou enriquecido (p.ex., Minster e Anderson, 1981; McNutt, 1984; Weiss et al., 1987; White, 1988; McKenzie e Bickle, 1988; Hart e Staudigel, 1989; Menzies, 1990).

2.1 MANTO SUPERIOR ASTENOSFÉRICO E LITOSFÉRICO

A astenosfera consiste em um reservatório convectivo, com espessura média entre 100 e 200 km e viscosidade de $10^{21} - 10^{22}$ Pa.s. É muitas vezes referenciada como 'manto superior', 'manto convectivo' ou simplesmente 'manto empobrecido', de onde normalmente se originam os magmas tipo-MORB. Todos os processos globais relacionados à dinâmica interna, relacionada à tectônica de placas ou plumas, afetam diretamente a assinatura química desse reservatório. A princípio, o manto astenosférico é fértil (altos teores em Fe, Al, Ca, Na, e Ti), mas empobrecido em elementos incompatíveis, e pode ser fonte para magmas primitivos em vários ambientes tectônicos (arcos de ilha, dorsais oceânicas, rifts continentais). O acrônimo para essa característica particular é DM (acrônimo em inglês de *Depleted Mantle*). A litosfera é representada pela crosta e parte do manto superior, consistindo em um reservatório frio e rígido com espessura variável entre 40 e 100km e viscosidade na ordem de $10^{23} - 10^{25}$ Pa.s. Quando comparado à astenosfera, o manto litosférico é, a princípio, estéril (baixos teores em Fe, Al, Ca, Na, e Ti) e enriquecido em elementos incompatíveis. Sua fertilidade é intrinsicamente

dependente do grau de enriquecimento e de fontes de calor externas que possam promover a fusão parcial, seja por descompressão ou por rebaixamento da temperatura do *solidus* peridotítico na presença de fluidos metassomáticos (p.ex., Dawson 1984; Roden e Murthy, 1985; Nielson e Noller, 1987; Wilshire 1987).

No passado, o manto superior era considerado um reservatório de características DM em toda sua extensão, dado seu potencial para fundir e gerar crosta ao longo do tempo geológico. A partir do trabalho de Anderson (1982) que sugeriu serem os magmas basálticos produtos de misturas de líquidos fracionados de fontes enriquecidas e empobrecidas, teve início a nova concepção de um manto superior geoquimicamente homogêneo. Zindler e Hart (1986) foi um dos trabalhos pioneiros em propor e modelar a existência de distintos reservatórios isotópicos (Sr, Nd e Pb) no manto para explicar a gênese dos basaltos de ilhas oceânicas modernas. A partir daí, os acrônimos EM (I e II) foram definidos para o manto dito 'enriquecido' em elementos incompatíveis, DM manteve-se como 'manto empobrecido' e HIMU foi definido como uma parte do manto superior com valores altamente radiogênicos em Pb, assim diferenciando-se dos demais. Aqueles autores interpretaram as variações para reservatórios tipo-EM e -HIMU como reflexo de contribuições provenientes de sedimentos (continentais + pelágicos) e crosta oceânica alterada em um contexto de subducção (ver também Anderson, 1985), em proporções variáveis. O amplo espectro de variações composicionais hoje reconhecidas no manto superior condiciona a também variabilidade química de magmas OIB, a contrapartida composicional dos magmas tipo-MORB. No entanto, segundo Weiss et al. (1987) a fonte OIB seria melhor correlacionada ao manto inferior se considerada a extensão dos processos de reciclagem para além dos limites da astenosfera, até a descontinuidade de 660 km. Assim, a heterogeneidade química do manto passa a ser característica comum tanto do manto superior quanto em parte do manto inferior.

2.2 RESERVATÓRIOS MAGMÁTICOS: OS *ENDMEMBERS* ISOTÓPICOS

As composições de magmas oceânicos tipo-OIB, os quais têm maior representatividade que os tipo-MORB no manto suboceânico, são os alvos principais para avaliar a heterogeneidade química do manto (p.ex., Tatsumoto, 1987; Zindler e Hart, 1986; Sun e McDonough, 1989; Hofmann, 2003). A heterogeneidade resulta de processos de diferenciação durante a história da Terra que, de maneira contínua, gera crosta rica em elementos incompatíveis e empobrece o manto empobrecido, e ainda enriquece o manto novamente devido a reciclagem de material

crustal em diferentes profundidades. A origem dos vários reservatórios químicos do manto: DM, HIMU, EM1, EM2, FOZO, PREMA e BSE (p.ex., McKenzie e O'Nions, 1983; White, 1985; Zindler e Hart, 1986; Hawkesworth et al., 1986; Hart, 1988; Ben Othman et al., 1989; Plank e Langmuir, 1998; Hart et al., 1992; Sun e McDonough, 1989; White e Hoffman, 1982; Chauvel et al., 1992; Hauri et al., 1993, 1994; Hanan e Graham, 1996; Hanan et al., 2000; Stracke et al., 2005; Workman et al., 2004), são atribuídas a essa ciclicidade dos processo de dinâmica interna.

2.2.1 O RESERVATÓRIO DM

O reservatório DM é definido no manto superior (mais superficial) e é a fonte dos magmas tipo-MORB (Meibom e Anderson, 2003), em geral empobrecidos em elementos incompatíveis em relação ao manto primitivo (CHUR). A subdivisão em magmas E-MORB, N-MORB e T-MORB referem-se a proporções variáveis de alguns elementos traços, sendo reconhecidos por parâmetros tais como razões Rb/Nd e K_2O/TiO_2 (Mahoney et al., 1994; Hall et al., 2006). Segundo Zindler e Hart (1986) pode ser desmembrado em DMA e DMb. As razões em $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$ são muito radiogênicas (valores elevados) enquanto $^{143}Nd/^{144}Nd$ é não-radiogênica (valores elevados) com relação aos outros reservatórios EMs e HIMU (Hoffman, 2003).

- DMA: $^{143}Nd/^{144}Nd \sim 0,51350$, $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0,7021$, $^{206}Pb/^{204}Pb \sim 17,40$ / $^{207}Pb/^{204}Pb \sim 15,39$;
- DMb: $^{143}Nd/^{144}Nd$ é o mesmo que DMA, $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0,7019$ e as razões Pb/Pb são significativamente menos radiogênicas do que aquelas de DMA ($^{206}Pb/^{204}Pb \sim 15,8$ / $^{207}Pb/^{204}Pb \sim 15,15$).

2.2.2 O RESERVATÓRIO OIB

Magmas tipo OIB podem ser oceânicos ou continentais, mas são quimicamente e isotopicamente distintos daqueles do tipo MORB por serem enriquecidos em elementos incompatíveis. Hofmann (1997) sugere que o enriquecimento deve ter sido antigo (1 a 2 bilhões de anos) para que a assinatura radiogênica de Sr, Nd e Pb possa ser produzida. Sua origem é motivo ainda de debate, muito embora o envolvimento de plumas já seja um conceito mais amplamente aceito para explicar o enriquecimento por reciclagem profunda de material crustal (ver revisão de Fitton, 2007; também Sleep, 1984; Fitton e James, 1986; Meibom and Anderson,

2003; Ito and Mahoney, 2005). Anderson (1995) pressupõe uma zona semi-viscosa abaixo da litosfera, a qual chama de perisfera, como a fonte provável de magmas tipo OIB. No continente, magmas OIB são, em geral, gerados em contexto extensional ao longo de riftes ativos e passivos.

São reconhecidos três membros principais a partir de magmas OIB os quais são complementares ao manto DM (empobrecido após eventos de fusão parcial): HIMU, EMI e EMII (Zindler e Hart, 1986). Apesar de muitos trabalhos discutirem particularidades da origem desses reservatórios, é consensual que crosta oceânica subductada, crosta continental inferior e crosta continental superior (sedimentos continentais e marinhos), misturados em proporções variáveis ao manto DM, sejam os principais elementos que contribuem para a características isotópicas dominantes em cada um. Um quarto reservatório chamado FOZO é adicionado a esse conjunto, em parte semelhante a HIMU, mas diferenciando-se pelas razões isotópicas de Pb (Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005).

✓ HIMU (alto $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$)

HIMU é interpretado como crosta oceânica reciclada previamente empobrecida em elementos incompatíveis (dentre os quais Pb) devido à desidratação durante subducção (p.ex., Hoffman e White, 1982; Chauvel et al., 1992; Hauri et al., 1993; Kelley et al., 2005). Esse reservatório tem razões ${}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ elevadas o que induz à características muito radiogênicas em Pb, observadas pelos valores muito elevados da razão ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$, acompanhados por valores baixos para a razão ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ (relativo a BSE) e intermediários para ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ (relativo ao CHUR). Os magmas OIB-HIMU raramente ocorrem misturados a outros tipos OIB (Stracke et al., 2005), tendo valores médios para ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} \sim 0,5129$, ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} \sim 0,7030$, ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} \sim 21,50$ e ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} \sim 15,85$ (Zindler e Hart, 1986).

✓ EMI e EMII

Dois reservatórios com características muito enriquecidas em Sr e Nd são definidos por Zindler e Hart (1986): EMI e EMII (EM – *Enriched Mantle*). O reservatório EMI é caracterizado por valores intermediários para ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (média de $\sim 15,45$) e baixos para ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (média de $\sim 16,80$), valores relativamente altos para ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ (média de $\sim 0,7049$), enquanto baixos para ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ (média de $\sim 0,5121$). Várias hipóteses têm sido aventadas para a origem do reservatório EMI: (i) litosfera subcontinental delaminada reciclada (p.ex., Hawkesworth et al., 1986; Mahoney et al., 1991; McKenzie e O'Nions, 1983); (ii) reciclagem de sedimentos

pelágicos antigos em zonas de subducção (p.ex., Ben Othman et al., 1989; Plank e Langmuir, 1993); (iii) reciclagem de crosta continental (granulítica) inferior por delaminação (p.ex., Rollinson, 1993); e (iv) mistura de magmas OIB-HIMU e sedimentos continentais (p.ex., Weaver, 1991). Dados para a razão $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ já são mencionadas na literatura para os basaltos das ilhas e *seamounts* Pitcairn, com valores $>0,135$; esses valores sugerem o envolvimento de um componente enriquecido em Rênio e, portanto, altas razões Re/Os (p.ex., Woodhead and Devey, 1993).

O reservatório EMII tem valores relativamente mais altos (relativos a EMI) para as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($\sim 15,68$), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($\sim 18,90$) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\sim 0,7080$), e baixos para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\sim 0,5121$) (Zindler e Hart, 1986; Chen et al., 2007). EMII tem sua origem atribuída à reciclagem de: (i) crosta continental e sedimentos, (ii) crosta oceânica alterada; e (iii) litosfera sub-continental (p.ex., Hoffman e White, 1982; Rollinson, 1993). Trabalhos sobre basaltos das Ilhas Samoa sugerem que EMII seja um componente derivado de litosfera oceânica metassomatizada, isolada no manto profundo por cerca de $\sim 2,5$ bilhões de anos, a qual teria ascendido na forma de pluma (Workman et al., 2004). As concentrações em elementos traços são pouco conclusivas para diferenciar EMI de EMII (p.ex., Willbold e Stracke, 2006). Em geral, magmas OIB-EM têm teores altos de Ba, Nb, Pb, Sr, Eu e Nd e razões variáveis Ba/Nb e Sr/Nd e baixas Ce/Pb e Nb/U.

✓ FOZO

Os magmas OIB - EMI, EMII, HIMU, e o DM divergem a partir de um foco central que Hart et al. (1992) denominaram FOZO (*Focal Zone*). Esse componente tem composições isotópicas Sr, Nd e Pb intermediárias com respeito aos outros membros. Embora esses autores afirmem que FOZO seja o produto de plumas profundas, Carlson et al. (2006) afirmam que as fontes FOZO estão presentes no manto superior, enquanto que Stracke et al. (2005) sugerem que FOZO está globalmente presente no manto. O debate sobre a origem de FOZO vem das variações composicionais a ele atribuídas. Por exemplo, segundo Hart et al. (1992) as razões isotópicas deste componente seriam $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0,5131$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7025$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 19,1–19,7. Hauri et al. (1994) sugerem que composições $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ seriam mais radiogênicas, entre $\sim 0,703$ – $0,704$, enquanto as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ seriam discretamente menos radiogênicas ($\sim 0,5128$ – $0,5130$), combinadas a razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18,5–19,5. Combinações entre essas assinaturas são defendidas por Workman et al. (2003), enquanto que Stracke et al. (2005) faz uma revisão sobre a caracterização de FOZO usando principalmente dados isotópicos de Pb obtidos para as ilhas Cook-Austral (Polinésia Francesa), e comparando-os com dados de basaltos

tipicamente HIMU (St. Helena e o conjunto mais radiogênico de Cook-Austral) e um conjunto de dados globais de basaltos OIB e MORB. A caracterização isotópica dos basaltos continentais apresentada nesta tese foi principalmente baseada na modelagem de Stracke et al. (2005).

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós – Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 16(4): 325-349. 1986.
- ALMEIDA, F.F.M. and CARNEIRO, C.D.R. Magmatic occurrences of post-permian age of the South American Platform. *Boletim do IG-USP-Série Científica*, 20, 71-85, 1989.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R.; MIZUSAKI, A.M.P. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, 26 (3): 125-138. 1996.
- ANDERSON, D. L. Isotopic evolution of the mantle: the role of magma mixing. *Earth and Planetary Science Letters*, 57, 1-12. 1982.
- ANDERSON, D.L. 1985. Hotspot magmas can form by fractionation and contamination of MORB. *Nature*, v. 318, p. 145-149.
- ANDERSON, D. L. Lithosphere, asthenosphere and perisphere. *Reviews of Geophysics*, 33, 125-149. 1995.
- ARAUJO, A.L.N.; CARLSON, R.W.; GASPAS, J.C.; BIZZI, L.A. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142, 163-177. 2001.
- ARCHANJO, C.J., TRINDADE, R.I., MACEDO, J.W.P. AND ARAUJO, M.G. Magmatic fabric of a basaltic dyke swarm associated with Mesozoic rifting in NE Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 13 (3), 179-189. 2000.
- BAKSI A.K. & ARCHIBALD D.A. Mesozoic igneous activity in the Maranhão province, northern Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for separate episodes of basaltic magmatism. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 151:139-153. 1997.
- BELLIENI, G., MACEDO, M.H.F., PETRINI, R., PICCIRILO, E.M., CAVAZZINI, G., COMIN-CHIARAMONT, P., ERNESTO, M., MACEDO, J.W.P., MARTINS, G., MELFI, A.J., PACCA, I.G. and DE MIN, A. Evidence of magmatic activity related to Middle Jurassic and Lower Cretaceous rifting from northeastern Brazil (Ceará-Mirim: K/Ar age, paleomagnetism, petrology and Sr-Nd isotope characteristics. *Chemical Geology*, 97, 9-32. 1992.
- BELLIENI, G., MONTES-LAUAR, C.R., DE MIN, A., PICCIRILLO, E.M., CAVAZZINI, G., MELFI, A.J. & PACCA, I.G. Early and Late Cretaceous magmatism from São Sebastião island (SE-Brazil): geochemistry and petrology. *Geochimica Brasiliensis* 4, 59-83. 1990.
- BEN OTHMAN, D., WHITE, W.M. and PATCHETT, J. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis and crust-mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 94, 1-21. 1989.
- BUIKIN, A. I., KOGARKO, L.N., KOROCHANSEVAA, E.V., HOPP, J. AND TRIELOFF, M. ^{40}Ar – ^{39}Ar Dating of Volcanic Rocks from the Fernando de Noronha Archipelago. *Geochemistry International*, 2010, Vol. 48, No. 10, pp. 1035–1038. 2009.
- CAINELLI C. & MOHRIAK W.U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian Continental Margin. *Episodes*, 22:206-216. 1999.

- CARLSON, R.W., CZAMANSKE, G., FEDORENKO, V. and ILUPIN, I.A comparison of Siberian meimechites and kimberlites: Implications for the source of high-Mg alkalic magmas and flood basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol. 7, Issue 11, 2006.
- CHAUVEL, C., A. W. HOFMANN, AND P. VIDAL. HIMU-EM: The French Polynesian connection. *Earth and Planetary Science Letters*, 110, 99–119, 1992.
- CHEN, Y.; ZHANG, Y.; GRAHAM, D.; SU, S. and DENG, J. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China. *Lithos*, 96: 108-126, 2007.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C.B., PICCIRILLO, E.M. AND RIVALENTI, G. High-TiO₂ basaltic dykes in the coastline of São Paulo and Rio de Janeiro States (Brazil). *Neues Jahrbuch. Mineralogische Abhandlungen* 146, 133-150.1983.
- CORDANI, U. G. “K–Ar Ages from Fernando de Noronha,” in *Proceedings of Symposium on Continental Drift in the Southern Hemisphere*, Montevideo (Montevideo,), p. 85. 1967.
- CORDANI, U.G., ULBRICH, M.N.C., ONOE, A.T., VINASCO, V.C.J. Novas determinações de idade pelos métodos K–Ar e Ar–Ar para o arquipélago de Fernando de Noronha. *Revista da Faculdade de Ciências* (1). 2004.
- DAWSON, J. B. Contrasting types of upper-mantle metasomatism? In Kimberlites II : *The Mantle and Crust-Mantle Relationships*, ed. 1. Kornprobst, pp. 289-94. Amsterdam : Elsevier. 393 pp.1984
- FITTON, J. G. The OIB Paradox. Plates, Plumes and Planetary Processes. *Geological Society of America Special Paper* 430, p. 387-412. 2007.
- FITTON, J.G. and JAMES, D. Basic volcanism associated with intraplate linear features. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. A317, p. 253–266. 1986.
- FODOR R.V., MCKEE E.H., ASMUS H.E. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic ocean: basaltic rock from the Brazilian margin. *Marine Geology*, 54:M1-M8. 1983/84.
- FODOR, R.V., MUKASA, S.B. AND SIAL, A.N. Isotopic and trace-element indications of lithospheric and asthenospheric components in Tertiary alkalic basalts, northeastern Brazil. *Lithos*, 43.197-217. 1998.
- FODOR, R.V., SIAL, A.N. and GANDHOK, G. Petrology of spinel peridotite xenoliths from northeastern Brazil: lithosphere with a high geothermal gradient imparted by Fernando de Noronha plume. *Journal of South American Earth Science*, 15, 199-214. 2002.
- FODOR, R.V., SIAL, A.N. MUKASA, S.B., McKEE, E.H. Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 104, 555-567. 1990.
- FODOR R.V. and VETTER S.K. Rift-zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, Southeastern Brazil margin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88:307-321. 1984.
- GARDA, G.M. Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo. Tese de doutorado, *Universidade de São Paulo*, 156p, 1995.
- GUEDES, E., HEILBRON, M. and VALENTE, S.C. Litogeoquímica e petrografia dos diques máficos da região entre Pedra Selada e Barra do Pirai, RJ, SE do Brasil. Boletim de Resumos Expandidos do 5º Congresso de Geoquímica de Países de Língua Portuguesa & 7º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto Seguro, SBG-BA, p. 516. 1999.
- HALL, L.S., MAHONEY, J.J., SINTON, J.M., AND DUNCAN, R.A. Spatial and temporal distribution of a C-like asthenospheric component in the Rano Rahi seamount field, East Pacific Rise, 15°–19°S: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v 7. 2006.
- HANAN, B.B., BLICHERT-TOFT, J., KINGSLEY, R. AND SCHILLING, JG. Depleted Iceland mantle plume geochemical signature: Artifact of multicomponent mixing? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol. 1, No. 1 1003, doi:10.1029/1999GC000009. 2000.

- HANAN, B. B. and D. W. GRAHAM. Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science* 272, 991-995. 1996.
- HART, S. R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 273-296. 1988.
- HART, S.R., HAURI, E.H., OSCHMANN, L.A., WHITEHEAD, J.A. Mantle Plumes and Entrainment: Isotopic Evidence. *Science*, 256, pp517-520. 1992.
- HART, S.R. and STAUDIGEL, H. Isotopic characterization and identification of recycled components. In *Crust/Mantle Recycling at Convergence Zones*, Hart, S.R. and Gulen, L., editors, pp.15-28. 1989.
- HAURI, E.H. and HART, S.R. Re-Os isotope systematics of HIMU and EMII oceanic island basalts from the South Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 114:353-371. 1993.
- HAURI, E.H.; WHITEHEAD, J.A. & HART, S.R. Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. *Journal of Geophysical Research*, 99, (B12) 24275-24300. 1994.
- HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M.; TAYLOR, P.N. & PALACZ, Z. Evidence from the Parana of South Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. *Nature*, 322:356-359. 1986.
- HOFMANN, A.W. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219-229, 1997.
- HOFMANN, A.W. Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements. In: Carlson, R.W. (ed.), *Treatise on Geochemistry*, vol. 2, *Geochemistry of the Mantle and Core*. Elsevier, pp. 61-101, 2003.
- HOFMANN, A.W. and WHITE, W.M. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 11, 421-436. 1982.
- HOLLANDA, M.H.B.M. *Evolução geodinâmica do manto litosférico continental no Domínio Seridó, Província Borborema, NE do Brasil*. Tese de D.Sc. Universidade de Brasília. 2002.
- HOLLANDA, M.H.B.M., PIMENTEL, M.M., OLIVEIRA, D.C. AND JARDIM DE SÁ, E. F. Lithosphere-aesthenosphere interaction and the origino f Cretaceous tholeiitic magmatism in NE Brazil: Sr-Nd-Pb isotopic evidence. *Lithos*, 86, 34-49. 2006.
- HORN, P., MUELLER-SOHNUS, D. AND SCHULT, A. Potassium-argon ages on a Mesozoic tholeiitic dyke swarm in Rio Grande do Norte Brazil. *Revista Brasileira de Geociencias*, 18, 50-53. 1988.
- ITO, G., AND MAHONEY, J.J. Flow and melting of a heterogeneous mantle. 1: method and importance to the geochemistry of of ocean island and midocean ridge basalts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 230, p. 29-46. 2005.
- KELLEY, K.A., PLANK, T., FARR, L., LUDDEN, J., AND STAUDIGEL. Subduction cycling of U, Th, and Pb. *Earth and Planetary Science Letters*, 234(3-4): 369-383, 2005.
- KING S.D. Hotspots and edge-driven convection, *Geology*, 35, 223-226. 2007.
- KING, S.D. & ANDERSON, D.L. An alternative mechanism to flood basalt formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 269-279, 1995
- KING, S. D. AND ANDERSON, D.L. Edge-Driven Convection. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 289-296, 1998.
- KNESEL, K.M., SOUZA, Z.S., VASCONCELOS, P.M., COHEN, B.E. AND SILVEIRA, F.V. Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. *Earth and Planetary Science Letters*, 302, 38-50. 2011.

- LOBO, J.T., VALENTE, S.C., THOMAZ FILHO, A. & SZATMARI, P. Diabásios da Serra do Mar e basaltos da Bacia de Campos -comparação dos processos de AFC através de modelamento geoquímico quantitativo. Boletim de Resumos Expandidos do 5º *Simpósio de Geologia do Sudeste*, São Pedro, SBG, p. 56, 1999.
- MAHONEY, J.J., NICOLLET, C. AND DUPUY, C. Madagascar basalts: tracking oceanic and continental sources. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 350-363. 1991.
- MAHONEY, J.J., SINTON, J.M., KURZ, M.D., MACDOUGALL, J.D., SPENCER, K.J., LUGMAIR, G.W. Isotope and trace element characteristics of a super-fast spreading ridge: East Pacific rise, 13–23°S. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 121, 173-193. 1994.
- MALUSKI, H., COULON, C., POPOFF, M. AND BAUDIN, P. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology, petrology and geodynamic setting of Mesozoic to Early Cenozoic magmatism from the Benue trough, Nigeria. *Journal of the Geological Society of London*, 152, 311-326. 1995.
- MARZOLI, A., RENNE, P.R., AND PICCIRILLO, E.M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Mesozoic continental basaltic magmatism, and the opening of the central, equatorial and southern Atlantic Ocean. Penrose 2000, *Volcanic Rifted Margins*, University of London, p. 54. 2000.
- MATOS R.M.D. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics* 11(4):766–791. 1992.
- MATOS R.M.D. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In: Mohriak W, Taiwani M (eds) Atlantic rifts and continental margins. Geophys Monograph 115, *American Geophysical Union*, pp 331–354. 2000.
- McKENZIE, D. and BICKLE, M.J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29, 625-679. 1988.
- McKENZIE, D. and O'NIONS, R. K. Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature* 301 229-231. 1983.
- McNUTT, M. Lithospheric flexure and thermal anomalies. *Journal of Geophysical Research* 89(B13). 1984.
- MEIBOM, A. and ANDERSON, D. L. The statistical upper mantle assemblage. *Earth and Planetary Science Letters*, 217, 123-139. 2003.
- MENZIES, M.A. *Petrology and geochemistry of the continental mantle*. Pp. 1-184, Clarendon, Oxford. 1990.
- MINSTER, J.B. AND ANDERSON, D.L. A model of dislocation-controlled rheology of the mantle. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 299, 319-356. 1981.
- MIZUSAKI, A. M.P., PETRINI, R., BELLINI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., DIAS J., DEMIN A., PICCIRILLO, E.M. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111:143-160. 1992.
- MIZUSAKI, A.M.P., THOMAS-FILHO, A., MILANI, E.J. AND DE CÉSERO, P. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 15, 183-198. 2002.
- MOHRIAK, W. U., ROSENDAHL, B.R., TURNER, J. P., VALENTE, S. C. Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. In: M.A. Menzies & C. Ebinger (eds.) Volcanic rifted margins. *Geological Society of America*, 362, Ed. Boulder, p. 159-202. 2002.
- NIELSON, J.E. and NOLLER, J.S. Processes of mantle metasomatism; Constraints from observations of composite peridotite xenoliths. *Geological Society of America, Special Papers*, v. 215, p. 61-76. 1987.
- OLIVEIRA, D.C. *O papel do enxame de diques Rio Ceará-Mirim na evolução tectônica do nordeste oriental (Brasil): implicações na formação do Rifte Potiguar*. MSc. (dissert.) Universidade Federal de Ouro Preto. 172p. 1992.
- PICCIRILLO, E.M., BELLINI, G., CAVAZZINI, G., COMIN-CHIARA-MONTI, P., PETRINI, R., MELFI, A.J., PINESI, J.P.P., ZANTADESCHI, P., DEMIN, A. Lower Cretaceous tholeiitic Dyke swarms from the Ponta Grossa (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. *Chemical Geology*, 89:19-48. 1990.

- PICCIRILLO, E. M. and MELFI, A. J. (Eds.). The Mesozoic Flood Volcanism of the Parana Basin: petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo: USP, p. 1-14. 98. 1988.
- PLANK, T., LANGMUIR, C.H. Tracing trace element from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature* 362, 739–742. 1993.
- PLANK, T., LANGMUIR, C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145, pp325–394. 1998.
- REGELOUS, M. *Geochemistry of dolerites from the Paraná flood basalt province, southern Brazil*. Tese de doutorado, Open University, 1993.
- RIVALENTI, G., MAZZUCHELLI, M., GIRARDI, V.A.V., VANNUCCI, R., BARBIERI, M.A., ZANETTI, A. & GOLDSTEIN, S.L. Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenoliths. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 138, 308-325. 2000.
- RIVALENTI, G., ZANETTI, A., GIRARDI, V.A.V., MAZZUCHELLI, TASSINARI, C.C.G. AND BERTOTTO, G.W. The effect of the Fernando de Noronha plume on the mantle lithosphere in north-eastern Brazil. *Lithos*, 94, 111-131. 2007.
- RODEN, M. F. AND MURTHY, V. R. Mantle metasomatism. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13: 269-96. 1985.
- ROLLINSON, H. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Prentice Hall. England, 1993. 352 p. 1993
- SIAL, A.N., LONG, L.E., PESSOA, D.A.R., KAWASHITA, K. Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 53: 115-122. 1981.
- SILVEIRA, F.V. *Magmatismo Cenozóico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil*. Tese de doutorado, UFRN, 220p. 2006.
- SLEEP, N.H. Tapping of magmas from ubiquitous mantle heterogeneities - an alternative to mantle plumes: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 29–41. 1984.
- SMITH, P.E., EVENSEN, N.M., YORK, D., SZATMARI, P., OLIVEIRA, D.C. Single-crystal ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of pyrite: no fool's clock. *Geology* 29, 403–406. 2001.
- STRACKE, A., BIZIMIS, M. AND SALTERS, V.J.M. Recycling oceanic crust: quantitative constraints. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3), 8003, DOI:10.1029/2001GC000223. 2003.
- STRACKE, A.; HOFFMAN, A.W. and HART, S.R. FOZO, HIMI, and the rest of the mantle zoo. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, 6(5): Q05007. doi:10.1029/2004GC000824. 2005.
- SUN, S.-S and MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, M.J. Magmatism in the ocean basins. Londres. *Geological Society Special Publication* 42: 313-345, 1989.
- TATSUMOTO, M. Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 38(1): 63-87. 1987.
- THOMAZ FILHO, A., MIZUSAKI, A.M.P., MILANI, E.J., CESERO, P. Rifting and magmatismo associated with the South America and Africa breakup. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:17-19. 2000.
- VALENTE, S.C., ELLAM, R.L., MEIGHAN, I.G., FALLICK, A.E. Geoquímica isotópica, modelo geodinâmico e petrogênese dos diabásios do cretáceo Inferior no Enxame de Diques Máficos da Serra do Mar (EDSM) na área de do Rio de Janeiro, RJ. In: SBG –MG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, *Boletim de Resumos*, p. 471. 1998.
- VALENTE, S.C., ELLAM, R.L., MEIGHAN, I.G. and FALLICK, A.E. The evolution of the Early Cretaceous tholeiitic dykes of Rio de Janeiro by AFC under high $f\text{O}_2$ conditions: Major and trace element, Sr-Nd-O data and

quantitative modelling. Boletim de Resumos do 7º Simpósio Sul Brasileiro de Geologia e 2º Encontro de Geologia do MERCOSUL, Foz do Iguaçu. *Boletim de Resumos...*, Foz do Iguaçu, SBG, p. 94. 1999.

WEAVER, B.L. 1991. The origin of ocean island end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 381-397. 1991.

WEISS, D., DEMAIFFE, D., CAVET, S. and JAVOY, M. Sr, Nd, O and H isotopic ratios in Ascension Island lavas and plutonic inclusions; cogenetic origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 82 (1987) 255-268. 255. 1987.

WHITE, W.M. Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence. *Geology*, 13:115-118, 1985.

WHITE, W. M., HOFMANN, A. W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution, *Nature*, 296, 821-825. 1982.

WHITE, R.S. The Earth's crust and lithosphere. *Journal of Petrology* special issue, 1-10. 1988.

WILLBOLD, M. AND STRACKE, A. Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol.7, 1-30 DOI: 10.1029/2005GC001005. 2006.

WILSHIRE, H.G. A model of mantle metasomatism *Geological Society of America Special Papers*, 215, p. 47-60. 1987.

WOODHEAD, J.D. and DEVEY, C.W. Geochemistry of the Pitcairn seamounts, I: Source character and temporal trends. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 116: 81-99. 1993.

WORKMAN, R.K.; HART, S.R.; JACKSON, M.; REGÉLOUS, M.; FARLEY, K.A.; BLUSZTAJN, J.; KURZ, M. and STAUDIGEL, H. Recycled metasomatised lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(4), Q04008, doi:10.1029/2003GC000623. 2004.

ZINDLER A. and HART S. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493-571. 1986.

CAPÍTULO 5

GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Re-Os DE XENÓLITOS PERIDOTÍTICOS

5.1 INTRODUÇÃO

A caracterização química e isotópica dos xenólitos peridotíticos hospedados nos basaltos alcalinos Macau é de importância fundamental para a discussão sobre a natureza composicional e idade do manto litosférico no domínio Seridó/Rio Grande do Norte. Tendo em vista as publicações existentes sobre petrologia dos xenólitos continentais, hospedados nos basaltos alcalinos cenozóicos do MVF (Fodor et al., 2002; Rivalenti et al., 2000, 2007) e dos xenólitos oceânicos hospedados nos basanitos da Formação São José do arquipélago de Fernando de Noronha (Rivalenti et al., 2000), esse projeto de pesquisa esteve focado na obtenção de dados Re-Os combinados à determinações da concentração dos elementos do grupo da platina (adiante tratados como PGE – *Platinum Group Element*: Irídio – Ir, Ósmio – Os, Rutênio – Ru, Platina – Pt, Paládio – Pd e Rênio – Re). O objetivo maior foi obter informações sobre a cronologia (idades modelo T_{RD}) de eventos de empobrecimento (fusão parcial) e enriquecimento (metassomatismo) de domínios do manto litosférico continental e oceânico para complementar as interpretações apresentadas nos capítulos anteriores. Os tratamentos feitos com os dados Re-Os e PGE, ilustrados através de gráficos de correlação, bem como interpretações decorrentes podem ser considerados ainda preliminares, de forma que não foram organizados na forma de artigo científico.

A seguir, apresentamos dados de análises químicas obtidas em olivina, e geoquímica de elementos maiores e menores obtidos em rocha-total de 7 amostras de xenólitos continentais e em 3 amostras de xenólitos oceânicos, sendo que análises de elementos traços foram obtidas em apenas 4 e 2 amostras, respectivamente, dos xenólitos continentais e oceânicos. A obtenção desses resultados objetivou a caracterização simples do conjunto estudado, e não exatamente a discussão petrogenética desses xenólitos, a qual é apropriada e detalhadamente conduzida nos

artigos acima listados de R. Fodor e G. Rivalenti, e respectivos colaboradores. O conjunto de dados isotópicos Re-Os e concentrações de PGE foi obtido a partir de 16 amostras, sendo 11 de xenólitos continentais coletados de todos os quatro centros eruptivos comentados no Capítulo 4 (SPo, SeA, PiC e SPaP), e 5 de xenólitos oceânicos. Faz-se necessário informar que a amostragem em Fernando de Noronha não foi intencionalmente realizada para esse projeto, as amostras analisadas tendo sido gentilmente cedidas pelas professoras Leila Marques (Instituto de Geofísica, Astronomia e Meteorologia da USP) e Maria Helena Hollanda (esta orientadora).

É importante informar que os trabalhos que versam sobre os xenólitos do NE do Brasil adotam uma classificação textural prévia que não é seguida nesse estudo, sendo reconhecidos tipos protogranulares – grãos com contatos curvilineares em geral com tamanhos médios de até 5 mm, e porfiroclásticos – aqueles com porfiroclastos em geral maiores que 3 mm, com contatos retos, envoltos em matriz neoblástica mais fina. Devido à nossa amostragem limitada, não foi possível obter material suficiente para confecção de lâminas delgadas e análises geoquímicas e isotópicas, de forma que prioritariamente optamos por preterir o estudo textural em detrimento ao isotópico.

5.2 PROCEDIMENTO ANALÍTICO PARA OBTENÇÃO DE DADOS Re-Os E ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA

As análises isotópicas Re-Os e determinações das concentrações de elementos do grupo da platina (PGE) foram obtidas no Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade de Maryland, College Park, em colaboração com o Dr. Richard Walker.

5.2.1 DIGESTÃO ÁCIDA DA AMOSTRA

A preparação da amostra consiste em descartar qualquer fragmento de lava ao redor do xenólito, usando uma serra de diamante para, a seguir, proceder com a pulverização em almofariz de ágata. Dois ou três grãos de olivina foram retirados de cada amostra para análise química em microsonda. A digestão é feita em tubo Carius colocando: (i) ~0,5 a ~1,5 g da amostra pulverizada, (ii) aproximadamente 3 mL de HCl e 6 mL de HNO₃ concentrados e (iii) *spike* Re-Os e *spike* C(PGE). Os tubos são imersos em gelo para impedir a oxidação de Os. O

conteúdo de cada tubo é agitado durante alguns minutos e depois selados e acondicionado sem cápsulas de aço (*steel jacket*) para, a seguir, serem aquecidos em forno a 270°C durante 96 horas.

5.2.2 PREPARAÇÃO DA FRAÇÃO DE OS

Após a abertura dos tubos Carius, as amostras são transferidas para um tubo cilíndrico de centrifugação de volume 15 ml, e centrifugadas durante 10 minutos para separar a solução ácida da fase sólida (resíduo). O resíduo é descartado. A separação de Os da fase aquosa inicia com a adição de 2 ml de CCl₄ (tetracloreto de carbono), uma vez que a fase aquosa e o CCl₄ são imiscíveis, Os permanecendo retido no composto orgânico e os outros PGE mantêm-se na fase aquosa. Os é extraído do composto orgânico (CCl₄) através da adição de 4 ml de HBr. Após aquecimento por aproximadamente 12 horas (80–85°C), essa solução é centrifugada e o resíduo orgânico é descartado. A solução (com HBr) é aquecida até a secar em chapa a ~80°C para a evaporação total de HBr. A micro-distilação de Os é feita em becker de teflon específico, adicionando-se 20 µl de HBr concentrado na parte estreita do becker e 40–45 µl de dicromato diretamente adicionado à amostra seca, colocada na fechadura do becker. O Os purificado é depositado em filamentos de platina, junto com Ba(OH)₂ e então aquecido a ~830°C. As análises duplicatas de uma solução padrão de Os produziram uma precisão de ± 0,1% (2σ) para as razões ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os. Os brancos analíticos foram inferiores a 1,6 pg, os quais são desprezíveis em comparação às concentrações de Os nos xenólitos de peridotito investigados.

5.2.3 PREPARAÇÃO DA FRAÇÃO DE RE

Os PGE (Ir, Ru, Pt, Pd e Re) foram extraídos da fase aquosa através da técnica de cromatografia de troca iônica, usando 2 mL de resina aniônica AG1X8 *Eichrom*. Após os procedimentos de lavagem da resina, Re–Ru foram eluídos na passagem de 12 ml de HNO₃ 6N pela resina, enquanto Pt–Ir foram coletados com 13 ml de HNO₃ e Pd com 14 ml de HCl concentrado. Todas as frações foram aquecidas até a secar; às frações de Pt–Ir e Pd foram adicionadas algumas gotas de HCl e HNO₃ e novamente submetidas à secagem. As frações de Re–Ru foram purificadas em colunas secundárias e coletadas com 7 ml de HNO₃ 6N. Algumas gotas de HCl e HNO₃ foram adicionadas e novamente levadas à secar. O passo final consistiu na adição de HNO₃ 5% para análise espectrométrica em espectrômetro tipo *Nua Plasma multi-collector*. Cada PGE foi analisado em modo estático usando 2 ou 3 multiplicadores eletrônicos.

Alíquotas diluídas do meteorito ferroso *South Byron – Dronino* foram analisadas como padrão secundário, resultando em correção de fracionamento em torno de 2%. Medidas efetuadas no padrão *UB-N* produziram uma precisão em torno de 3%. Os brancos analíticos foram: 0,26 pg para Ir; 7,68 pg para Ru; 559 pg para Pt; 8,3 pg para Pd e 1,82 pg para Re. Todas as concentrações foram corrigidas para o branco.

5.3 RESULTADOS

5.3.1 COMENTÁRIOS GERAIS SOBRE QUÍMICA MINERAL E GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Análises químicas foram realizadas em 66 grãos de olivina de xenólitos continentais e oceânicos. Os teores de forsterita (Fo) medidos em todo o conjunto foi bastante homogêneos, variando entre 88.2 e 91%, os quais são considerados valores tipicamente encontrados em peridotitos de composição moderadamente refratária (p.ex., Pearson et al., 2014). Essa faixa de valores foi igualmente reportada nos trabalhos de Fodor et al. (2002) e Rivalenti et al. (2000, 2007) os quais apresentam, além de olivina, dados de química mineral para ortopiroxênio, clinopiroxênio e espinélio dos xenólitos continentais. A partir dos resultados obtidos, Fodor e colaboradores mostram existir correlação positiva entre os teores de Fo em olivina e Mg# em ortopiroxênio, o mesmo comportamento também observado para, respectivamente, %CaO e Wo nesses minerais, sugerindo equilíbrio químico aparentemente independente da temperatura. Comportamento contrário é observado quando da comparação entre Mg# e Wo obtidos para clinopiroxênio, em geral com valores Mg# discretamente mais elevados e conteúdos de CaO (Wo) inversamente correlacionados a aqueles em olivina. Dados de termobarometria calculados a partir da composição química desses minerais apontam para temperaturas médias de equilíbrio entre 800° e 1280°C (Rivalenti et al., 2000, 2007; Fodor et al., 2002) e pressões entre 1,3 e 2,7 GPa (Rivalenti et al., 2000) para ambas as suites de xenólitos, continentais e oceânicos. O estudo de Fodor e colaboradores para os basaltos continentais mostra, no entanto, que temperaturas mais elevadas são principalmente obtidas nos tipos porfiroclásticos, enquanto que valores em média <1100°C são encontrados nos tipos protogranulares. Essa variação do par temperatura-pressão é consistente, segundo aqueles autores, com gradiente térmico local (continente) de ~12–15°C/km, sendo os xenólitos porfiroclásticos representantes de domínios mais profundos (quentes) em comparação a aqueles protogranulares.

Sete xenólitos continentais e três oceânicos foram estudados para determinar as composições de elementos maiores, enquanto quatro xenólitos continentais e apenas dois

coletados dos basaltos oceânicos foram analisados para elementos traços (Tabela 5.1). Os resultados mostram relativa variação nos teores de MgO (34 – 42 wt.%), Al₂O₃ (2,11 – 5,48 wt.%), CaO (2,12 – 4,48 wt.%) e TiO₂ (0,15 – 0,57 wt.%). As correlações entre MgO *versus* SiO₂, Al₂O₃ e CaO, bem como MgO/Fe₂O_{3T} *versus* TiO₂ ilustradas na Figura 5.1 (a-d) mostram a Tabela 5.1 Dados de geoquímica elementar e isótopos Re-Os para os xenólitos peridotíticos

Amostra	MVF-1	MVF-2	MVF-3	MVF-4	MVF-5	MVF-6	MVF-7	MVF-8	MVF-9	MVF-10	MVF-11	FN-1	FN-2	FN-3	FN-4	FN-5
	xenólitos continentais											xenólitos oceânicos				
wt. %																
SiO ₂		43.12			41.24	43.76	44.17	41.89	44.19	45.78		43.29	43.57			43.28
TiO ₂		0.15			0.39	0.30	0.25	0.52	0.43	0.30		0.44	0.08			0.57
Al ₂ O ₃		4.25			3.05	3.58	4.23	3.86	5.48	4.07		4.13	2.11			5.36
Fe ₂ O ₃		9.29			10.48	9.56	9.13	10.02	9.93	8.53		10.71	9.13			10.05
MnO		0.15			0.17	0.16	0.14	0.16	0.18	0.15		0.17	0.15			0.17
MgO		38.76			40.47	37.71	37.77	37.43	34.25	36.51		35.35	42.00			34.53
CaO		3.00			2.58	3.77	3.08	4.10	3.60	3.25		4.48	2.12			4.38
Na ₂ O		0.28			0.54	0.45	0.34	0.81	0.68	0.49		0.57	0.16			0.66
K ₂ O		0.06			0.23	0.08	0.13	0.24	0.35	0.16		0.21	0.03			0.23
P ₂ O ₅		0.03			0.20	0.09	0.04	0.24	0.14	0.08		0.09	0.02			0.13
LOI		0.7			1.54	0.94	0.85	0.69	0.97	0.59		0.97	0.46			1.00
SUM		99.09			99.35	99.47	99.28	99.26	99.22	99.32		99.45	99.36			99.36
Mg#		90.2			89.5	89.7	90.1	89.1	88.4	90.4		87.9	91			88.3
La		1.60			15.10	7.40	3.00					7.70	1.70			
Ce		2.90			26.80	12.60	4.90					15.60	2.70			
Nd		1.50			10.90	5.50	2.80					8.00	1.20			
Sm		0.33			1.71	1.00	0.42					1.60	0.19			
Eu		0.13			0.46	0.31	0.18					0.52	0.08			
Tb		0.08			0.21	0.15	0.10					0.22	0.03			
Pr		0.34			2.69	1.24	0.60					1.92	0.29			
Tm		0.05			0.05	0.07	0.05					0.08	0.02			
Gd		0.43			1.49	1.06	0.64					1.57	0.29			
Dy		0.53			0.76	0.90	0.75					1.24	0.25			
Er		0.32			0.42	0.52	0.34					0.55	0.16			
Ho		0.10			0.14	0.16	0.14					0.21	0.06			
Yb		0.32			0.36	0.46	0.30					0.46	0.18			
Lu		0.05			0.06	0.08	0.05					0.07	0.03			
ppb																
Os	2.58	2.28	1.99	1.18	3.54	2.78	3.56	1.70	2.57	2.52	1.89	2.91	2.88	1.21	0.06	0.16
Ir	2.42	2.14	1.93	0.09	3.27	2.87	2.74	1.14	2.48	1.46	1.84	1.39	3.46	1.56	1.09	1.28
Ru	6.98	7.84	4.02	0.32	4.85	6.97	6.85	6.74	5.75	6.89	4.69	4.39	9.16	6.03	3.07	4.20
Pt	5.01	5.37	4.33	1.41	4.43	5.45	5.82	3.50	4.64	4.24	4.15	3.40	6.93	4.37	2.19	3.03
Pd	4.59	5.19	3.88	2.03	3.08	4.57	4.50	4.41	3.73	4.03	3.17	3.08	5.74	0.67	1.56	1.39
Re	0.25	0.38	0.28	0.92	0.32	0.28	0.41	0.28	0.44	0.54	0.46	1.06	1.88	0.22	1.72	1.41
¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	0.4593	0.7923	0.6709	3.9091	0.4337	0.4862	0.5561	0.7988	0.8155	1.0300	1.1645	1.7400	3.1400	#####	0.9243	0.8586
erro (2σ-absoluto)	0.0046	0.0079	0.0067	0.0391	0.0043	0.0049	0.0056	0.0080	0.0082	0.0103	0.0116	0.0174	0.0314	0.4378	0.0092	0.0086
¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	0.1267	0.1281	0.1275	0.4208	0.1227	0.1239	0.1259	0.1297	0.1257	0.1185	0.1277	0.1203	0.1267	0.1303	0.1219	0.1204
erro (2σ-absoluto)	0.0002	0.0002	0.0002	0.0006	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0001	0.0002	0.0002
γOs (t = 0)	-0.2	+0.9	+0.4	+231	-3.4	-2.4	-0.9	+2.1	-1.0	-6.7	+0.6	-5.3	-0.2	+2.6	-4.0	-5.2
T _{RD} (Ga)	0.06	-0.15	-0.06	-78.80	0.65	0.48	0.18	-0.31	0.21	1.27	-0.09	1.01	0.06	1.01	-0.48	0.77
conteúdo [Fo]	89.7	89.5	89.5	89.4	89.7	90.4	89.9	89.9	88.2	91.0	88.8	88.7	89.9	89.7	88.7	90.3

comparação das duas suites de xenólitos estudados com um valor médio para o manto primitivo (MP) supercondrítico (enriquecido, ou não-depletado) e subcondrítico (fortemente depletado). A grande variação composicional sugere que os xenólitos provavelmente originaram de domínios enriquecidos e empobrecidos existentes em ambos os segmentos litosféricos continental e oceânico. Outra informação importante pode ser extraída da tendência às correlações inversas entre MgO e os demais óxidos principalmente evidente nos xenólitos continentais e menos nos

oceânicos, provavelmente devido à amostragem limitada. Esse comportamento, aliado à presença de clinopiroxênio modal, tem sido reportado como características de peridotitos residuais (Takazawa et al., 2000), menos férteis, e foi igualmente observado por Rivalenti et al. (2007) a partir de variações composicionais observadas em cristais zonados de clinopiroxênio. No entanto, esses autores observaram o enriquecimento em Al, Ca, Ti e Na das bordas em relação ao

Figura 5.1. Óxidos vs MgO rocha total dos xenólitos de peridotitos de MVF e FN. MVF: círculos azuis; FN: losanges cinzas. PM = manto primitivo (valores de Sun and McDonough, 1989).

centro de cristais de clinopiroxênio dos xenólitos profiroclásticos sugerindo que os mesmos, comparativamente aos tipos protogranulares, seriam mais férteis. A refertilização de peridotitos

residuais é discutida por Niu (1997) e Asimow (1999), os quais sugerem que a interação entre tais peridotitos com líquidos basálticos explicaria as correlações inversas daqueles elementos com Mg.

Os padrões de elementos terras raras normalizadas para valores condrícticos (Boynton, 1984) também mostram a grande variação observada a partir dos dados de elementos maiores. As razões $(La/Yb)_N$ variam de 3.4 a 28, seguramente influenciada pelo maior fracionamento das terras raras leves em relação aos demais (Fig. 5.2), sendo La enriquecido entre 6–50 vezes em relação ao condrito. É evidente o padrão horizontalizado desde Sm (xenólitos continentais) ou Tb-Dy (ambos continentais e oceânicos) até Lu, cujas concentrações variam entre aproximadamente 0.7–3 vezes ao condrito, compatível com padrões de manto litosférico em fácies espinélio com ausência ou presença mínima de granada. O grau de enriquecimento em terras raras leves deve ser, no entanto, inferido com cautela. Rivalenti et al. (2007) discutem a validade em interpretar dados de elementos traços nos referidos xenólitos visto que mínima contaminação (<1%) decorrente da interação com líquidos basálticos poderiam influenciar significativamente as composições de elementos traços (avaliados a partir da análise em rocha total) e mesmo as composições isotópicas, enquanto pouco afetariam as concentrações de elementos maiores.

Fig.5.2. Padrões de elementos de terras raras dos xenólitos normalizadas com condritos (a) de xenólitos continentais; (b) de xenólitos oceânicos. As médias dos respectivos basaltos são plotadas para comparação. Os valores de normalização são de Boynton et al.(1984).

O modelo proposto por Rivalenti et al. (2007) baseado em modelagem numérica de dados químicos de clinopiroxênio da seção do manto litosférico amostrada pelos xenólitos continentais

(aqui não comentados os dados de Fernando de Noronha) é compatível com a infiltração de agentes metassomáticos com assinatura isotópica tipo EMI, definida a partir da correlação entre razões isotópicas de Sr e Nd obtidas em clinopiroxênio. Esses autores sugerem que o grau de interação fluido:rocha teria sido maior nos domínios mais profundos amostrados pelos xenólitos porfiroclásticos (950–1280°C), associando tais agentes aos magmas parentais dos basaltos alcalinos Macau. Embora Rivalenti et al. (2007) não apresentem composições isotópicas de Pb, a interpretação concorda com nossos resultados que apontam para a presença importante de um componente EMI na fonte dos basaltos alcalinos cenozóicos. O componente FOZO proposto (cf. Capítulo 4 desta tese) seria necessariamente buscado a partir de razões isotópicas de Pb.

A seção mais superior do manto litosférico continental, representada pelos xenólitos protogranulares, teria sofrido menor grau de interação (menor razão fluido:rocha) com EMI, segundo aqueles mesmos autores. As razões isotópicas Sr-Nd em clinopiroxênio desses xenólitos foram interpretadas por esses autores como sendo dominadas por mistura de componentes tipo DM+EMII. Tendo em vista o componente EMII não ter sido modelado para os xenólitos porfiroclásticos, Rivalenti et al. (2007) atribuem a origem desse enriquecimento a eventos metassomáticos anteriores à geração dos basaltos alcalinos, correlacionando-o [...tentatively...] à época de colocação dos diques Ceará-Mirim. Embora com abordagem mais qualitativa, Fodor et al. (2002) chegam a mesma conclusão que Rivalenti e colaboradores. A diferença entre os dois trabalhos sendo, fundamentalmente, a associação genética ou não com o *hotspot* (ou pluma) de Fernando de Noronha.

5.3.2 DADOS ISOTÓPICOS RE-OS E CONCENTRAÇÕES DE PGE

Os dados isotópicos Re-Os e concentrações de PGE para os xenólitos continentais e oceânicos estão listados na Tabela 5.1. Como comentários gerais, o padrão PGE de ambas as suítes de xenólitos é definido por composições discretamente empobrecidas em relação ao manto primitivo (PUM, *Primitive Uniform Mantle*). Nos xenólitos continentais, à exceção de Ru e Re, os demais PGE se distribuem entre 0,4 e 1 vez ao condrito; Re é visivelmente mais enriquecido que os demais elementos, muito embora seja variável dentro de uma faixa de valores relativamente estreita (0,28–0,54 ppb, exceto a amostra MVF-4) quando comparável a Os (Fig. 5.3a). Os xenólitos oceânicos, por sua vez, mostram relativa constância de Os a Pd, sendo que em duas amostras Os é significativamente depletado (FN-3: 0,06 ppb e FN-4: 0,16 ppb) em relação aos demais elementos e aos teores obtidos nas outras amostras (1,21–2,9 ppb). Re, novamente, se destaca com valores mais elevados (1,06–1,72 ppb) que o manto primitivo (Fig.

5.3b). A larga variação de teores determinada para os xenólitos estudados, sobretudo para Re e Os, é consistente com a faixa de valores de 0,06 a 3,56 ppb para Os e 0,246 a 0,538 ppb para Re, estimada para manto com características tipicamente empobrecidas a tipicamente enriquecidas (fértil) em PGE (p.ex., Shirey e Walker, 1998).

Fig.5.3. Padrões de elementos siderófilos normalizados com o PUM (manto primitivo superior segundo Becker et al. (2001), (a) dos xenólitos de Macau e (b) pelos xenólitos de Fernando de Noronha. Os valores de normalização são de Becker et al. (2006).

Por simplificação, as comparações entre as composições isotópicas Re-Os das duas suites de xenólitos serão feitas a partir dos valores atuais das razões $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ($= \gamma\text{Os}$). Considerando que (1) a idade de extrusão das lavas tanto no continente (basaltos MVF) como no oceano (basaltos FN) não é superior a 25 Ma (Silveira, 2006; Perlingeiro et al., 2013) e (2) os baixos valores para $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$, a correção para idade seria mínima e, portanto, não influenciaria nas interpretações baseadas nos valores atuais. Por exemplo, para os xenólitos continentais com razões $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ mais alta (3,91) e mais baixa (0,43), e respectivas razões $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ atuais de 0,4207 e 0,1227, os valores calculados para 25 Ma seriam de 0,4191 e 0,1225. Apenas para um dos xenólitos oceânicos (FN-4) com razão $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ de ~44 a composição isotópica de Os recalculada para a idade de extrusão magmática (~9 Ma; Perlingeiro et al., 2013) passaria de um valor discretamente mais radiogênico que o BSE (*Bulk Silicate Earth*) de 0,1303, para um valor também discretamente subcondrítico ($\sim 0,1243$; $\gamma\text{Os} = -1,4$).

As razões $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ dos xenólitos continentais variam dentro da faixa de valores atribuídos para o BSE, considerando as determinações de Meisel et al. (2001; 0,1296) e Walker

et al. (2002; 0,1262), ou ainda em valores subcondríticos. Seis das onze amostras analisadas tiveram composições entre 0,1267 e 0,1297 (γOs entre $-0,2$ a $+0,9$), enquanto cinco forneceram valores mais baixos – MVF-5 (0,1227; $\gamma\text{Os} = -3,4$), MVF-6 (0,1239; $\gamma\text{Os} = -2,4$), MVF-7 (0,1259; $\gamma\text{Os} = -0,9$), MVF-9 (0,1257; $\gamma\text{Os} = -1$) e MVF-10 (0,1185; $\gamma\text{Os} = -6,7$). Mesmo considerando os valores negativos mais extremos, as composições isotópicas de Os dos xenólitos continentais perfeitamente se ajusta às composições atribuídas ao manto litosférico subcontinental ou abissais ($\gamma\text{Os} = -17$ a $+1,6$; p.ex., Shirey e Walker, 1998; Liu et al., 2015). O xenólito MVF-4 (coletado nos basaltos do centro PiC) exhibe razão $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ e $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ muito mais elevadas (0,4208 e respectivo $\gamma\text{Os} = +231$; 3,91), num padrão consistente com enriquecimento anômalo de ^{187}Re quando comparado às demais amostras cujas razões $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ variam de 0,43 a 1,03. Quando plotadas as razões $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ versus $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, não há ajustes possíveis para definir uma isócrona simples. À exceção do xenólito MVF-4, os demais xenólitos continentais mostram idades T_{RD} extremamente variáveis entre 1,3 e 0,1 Ga, sendo apenas uma idade modelo >1 Ga, enquanto as demais mostram distribuição desde 0,7 a 0,1 Ga. Valores negativos para a idade T_{RD} foram também calculados para parte desses xenólitos continentais.

As razões $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ dos xenólitos oceânicos caem na faixa de valores menos radiogênicos que o BSE, facilmente observado a partir dos valores γOs negativos ($-0,2$ a $-5,3$), os quais estão associados às razões $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ equivalentes àquelas dos xenólitos continentais. Apenas o xenólito FN-3 apresentou γOs positivo ($+2,6$), para uma razão $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ de ~ 44 e concentração de Os mais baixa (0,06 ppb) entre todos os xenólitos estudados. Embora interpretado a partir de somente um resultado, a combinação desses valores sugere que domínios fortemente empobrecidos (baixa Os-ppb) do manto litosférico oceânico sofreram eventos de enriquecimento (alto ^{187}Re) relativamente recentes ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} \sim 0,13$), quando comparada à assinatura de Os do domínio continental. As idades T_{RD} calculadas mostram valores desde Neoproterozóico até o Cretáceo (1 a 0,06 Ga), à semelhança dos valores continentais.

5.4 COMENTÁRIOS PRELIMINARES SOBRE EXTRAÇÃO DE MAGMAS VERSUS METASSOMATISMO MANTO LITOSFÉRICO

O método Re-Os constitui-se em importante ferramenta para inferir a idade de processos de extração de magmas a partir do manto litosférico (Walker et al., 1989; Carlson e Irving 1994; Pearson, 1999; Peslier et al., 2000; Reisberg et al., 2005). A idade modelo é calculada assumindo

que durante a fusão parcial do manto peridotítico fértil todo Re é retirado e transportado pelos magmas primários (Walker et al., 1989), dada a natureza incompatível deste elemento. Uma vez que Re é completamente removido (Handler et al., 1997), o material (peridotito) residual torna-se empobrecido mas mantém as proporções originais de Os. Como consequência, o manto litosférico refratário, pós-eventos de fusão parcial, deverá apresentar baixas razões $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$. A idade modelo de extração de Re desse peridotito (T_{RD}) representa, portanto, a idade do material residual e é calculada a partir de:

$$T_{\text{RD}} = 1 / \lambda \ln[(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{mantle}} - (^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{amostra}} / (^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os})_{\text{mantle}}] + 1,$$

onde as razões isotópicas do manto assumidas neste trabalho ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$) = 1,06 e ($^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}$) = 3,3 (Walker et al., 1989). Peridotitos com teores de Fo elevados (≥ 90) são interpretados como resíduos de >25% de extração de magmas (Bernstein et al., 2007). Combinando a idade T_{RD} e teor de Fo dos xenólitos MVF-6 (Fo=90,4; T_{RD} = 0,48 Ga) e MVF-10 (Fo=91; T_{RD} = 1,3 Ga) é possível, portanto, inferir que domínios do manto litosférico do domínio Rio Grande do Norte são fortemente refratários como resultado de extração de magmas desde o Meso- até Cambriano. A integração das composições desses dois xenólitos permite-nos comentar que o manto litosférico na região é heterogêneo quanto ao grau de fertilidade e idade, mas os dois parâmetros não estão necessariamente correlacionados. Por exemplo, o xenólito MVF-1 tem idade T_{RD} mais jovem (0,06 Ga), mas com Fo comparável (Fo = 89,7) ao xenólito MVF-5 cuja idade T_{RD} é 0,65 Ga. Além de amostrar domínios litosféricos antigos, os xenólitos continentais com idades T_{RD} entre 0,21–0,06 Ga representam domínios que sofreram eventos de fusão relativamente mais recente, provavelmente associados ao magmatismo (diques) Ceará-Mirim e, talvez, ao vulcanismo Macau. Composições semelhantes são observadas nos xenólitos oceânicos, ou seja, manto litosférico antigo (Neoproterozóico a Cretáceo) e variavelmente refratário.

O comportamento químico de Re e Os durante processos de interação fluido:rocha pode variar substancialmente (Becker et al., 2001). Segundo esses autores, se a interação for discreta (baixa razão fluido:rocha), a refertilização elevaria a concentração de Re (altas razões $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$), bem como de outros elementos incompatíveis, mas pouco influenciaria a razão $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Razões fluido:rocha muito elevadas poderiam, ao contrário, introduzir ^{187}Os adicional especialmente se o evento metassomático é antigo. Obviamente, alta ou baixa razão fluido:rocha diminuiriam, em proporções distintas, as idades modelo T_{RD} . Esse comportamento é observado em vários xenólitos continentais e em um dos xenólitos oceânicos através dos valores negativos da idade T_{RD} (–0,48 a –0,06 Ga), um forte indicativo para inferir adição de Re e, portanto, metassomatismo no manto litosférico subcontinental do nordeste do Brasil.

CAPÍTULO 6

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O extremo nordeste da Província Borborema, mencionado como domínio Rio Grande do Norte ou Seridó, foi palco de inúmeros eventos de acreção crustal do Arqueano ao Paleoproterozóico (Dantas et al., 1998, 2004; Souza et al., 2007), com comprovado retrabalhamento da litosfera no Neoproterozóico. Essa mesma região foi submetida a afinamento litosférico e rifteamento crustal relacionados à abertura do oceano Atlântico Equatorial, durante o Cretáceo. Como consequência desse contexto tectônico, a região alojou um extensivo enxame de diques máficos, de natureza toleítica, regionalmente conhecido como Enxame de Diques Ceará-Mirim (p.ex., Bellieni et al., 1992; Archanjo et al., 2000, 2002; Hollanda et al., 2006). Já no Cenozóico, do Oligoceno ao Mioceno, a mesma região foi re-aquecida em decorrência de novo evento magmático representado por vulcões de pequeno volume alimentados pela erupção de magmas de natureza alcalina – o vulcanismo Macau (p.ex., Fodor et al., 1998; Knesel et al., 2011). Uma particularidade dos basaltos Macau é a presença de xenólitos peridotíticos, especialmente de fácies espinélio, que representam fragmentos do manto litosférico subcontinental abaixo da Província Borborema (Rivalenti et al., 2000, 2007; Fodor et al., 2002).

É inegável que, como reflexo de inúmeros processos tectônicos e magmáticos superpostos, a composição do manto litosférico tenha sido modificada ao longo da história geológica do domínio Rio Grande do Norte. Por exemplo, acreção juvenil e/ou retrabalhamento de crosta arqueana relacionada a margens convergentes foi o cenário do Paleoproterozóico (dominantemente Riachão) nesse setor da Província Borborema. A gênese do magmatismo calcio-alcalino que hoje é representado pelo embasamento gnáissico regional (Complexo Caicó) é atribuída à fusão do manto litosférico metassomatizado em zonas de subducção, como visto pelo enriquecimento em elementos incompatíveis e depleção em elementos tais como Nb-Ta, Ti e Zr (Souza et al., 2007). Após longo período de relativa quiescência tectônica e magmática (não há registro geológico de idade mesoproterozóica), essa região foi retrabalhada no Neoproterozóico (Ediacarano) em resposta à orogenia Brasiliana. A intrusão de expressivo volume de magmas granitóides em associação espacial com magmas máficos de afinidade alcalina potássica (granitos *sensu lato* e K-dioritos), entre 600 e 520 Ma e com ϵ_{Nd} negativos e idades T_{DM} paleoproterozóicas (entre 2.2 e 1.8 Ga), atestam que a reciclagem do sistema crosta-manto foi mais importante no Neoproterozóico que acreção crustal juvenil (Jardim de Sá, 1994;

Hollanda et al., 2003). Ainda, anomalias negativas de Nb, Ti e Zr, como observados para os gnaisses paleoproterozóicos, confirma a derivação dos magmas K-dioríticos a partir de domínios do manto litosférico modificados por um componente de subducção. O mecanismo para fusão parcial desse manto antigo durante o Neoproterozóico ainda não é claro. Ganade-Araújo et al. (2014) discutem a existência de uma extensa zona de subducção relacionada ao fechamento do oceano Goiás-Pharusiano e aglutinação do Gondwana Ocidental, entre 650–610 Ma. Fusão do manto litosférico, nesse contexto, seria favorecida pelo amplo rebaixamento da temperatura do *solidus* peridotítico, o domínio Rio Grande do Norte posicionado na região distal (*backarc*) em relação ao *front* de subducção/colisão. Delaminação de parte da litosfera espessada num amplo contexto de convergência (subducção/colisão) neoproterozóica é igualmente possível ao final do Brasiliano. Qualquer que tenha sido o mecanismo para promover a fusão do manto litosférico subcontinental abaixo do domínio Rio Grande do Norte, e consequente geração dos magmas máficos K-dioríticos, certamente afetou as características químicas do manto. Tendo sido esse manto já enriquecido em elementos incompatíveis no Paleoproterozóico, e com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas e valores ϵNd fortemente negativos, as evidências de um enriquecimento neoproterozóico superposto seriam dificilmente reconhecidas.

É provável que, no Cretáceo, a assinatura do metassomatismo paleoproterozóico tenha sido em parte ‘diluída’ após a extração dos magmas parentais dos K-dioritos e, possivelmente, pela superposição de enriquecimento no Neoproterozóico. Dada a complexidade em isolar os efeitos de dois ou mais eventos superpostos, preferimos conservadoramente considerar que esses magmas toleíticos (os *evolved high-Ti tholeiites* e *low-Ti tholeiites*) foram extraídos de domínios do manto litosférico subcontinental extensivamente modificado no “Proterozóico”. Idades do modelo T_{DM} desses diques entre 1,5–1,0 Ga foram interpretadas por Hollanda et al. (2006) como prováveis idades de mistura devido superposição de eventos metassomáticos cronologicamente distintos, coexistindo no manto litosférico.

Investigar o sistema crosta-manto litosférico exige também reconhecer a participação e a natureza química da astenosfera. Em contextos de subducção em margens convergentes é esperado que delaminação litosférica e/ou eclogitização de crosta/litosfera oceânica subductada modifiquem o manto convectivo e mesmo domínios mais profundos. No Cretáceo, identificamos a presença ativa da astenosfera como fonte para os toleitos ‘mais primitivos’ (*olivine tholeiites*), segregados a partir de profundidade em torno de 75 km. Os dados isotópicos de Pb, modelados de acordo com a revisão apresentada por Stracke et al. (2005), indicam que esse componente astenosférico teria composições moderadamente radiogênicas em Pb, assemelhando-se a FOZO. A presença de um componente radiogênico em Pb já havia sido aventada em trabalhos anteriores

sobre os toleitos Ceará-Mirim, levando à correlações com a pluma de St. Helena. Nesta tese, a hipótese de participação da pluma de St. Helena é preterida frente às semelhanças com FOZO. Há, no entanto, uma tendência a assumir origem comum para FOZO e HIMU com forte participação de crosta oceânica antiga subductada (ver revisão em Starcke et al., 2005). Nesse caso, é imediata a correlação das composições reconhecidas localmente nos olivina toleitos com reciclagem de crosta oceânica, consumida durante eventos de subducção proterozóicos. Uma contribuição adicional para a discussão, no caso específico do Cretáceo na Província Borborema, poderia vir da modelagem quantitativa das composições isotópicas e de elementos traços dos olivina toleitos a partir de composições (teóricas ou aproximadas) de crosta oceânica com idades distintas (1 ou 2 Ga). O cenário tectônico no Cretáceo, portanto, comporta afinamento da litosfera continental e consequente ascensão da astenosfera FOZO, a fusão do manto litosférico induzida pelo calor da astenosfera ascendente, a qual por si só sofreria fusão em graus (e volumes) variáveis a depender da profundidade final atingida.

É fato que as composições isotópicas dos basaltos alcalinos Macau não apontam para *endmembers* puros, como visto para os olivina toleitos (FOZO) e mesmo para as demais suítes toleíticas derivadas claramente do manto litosférico subcontinental, enriquecido. Ao contrário, as composições isotópicas se distribuem quase linearmente entre um componente (moderadamente) radiogênico em Pb (com baixas razões Rb/Sr e Sm/Nd) e um componente enriquecido. Para explicar esse comportamento, sugerimos que, a partir do Cretáceo, a astenosfera FOZO teria se re-equilibrado termalmente e reologicamente substituindo o manto litosférico afinado, de acordo com modelos já aventados de substituição de manto litosférico delaminado ou termalmente erodido por manto convectivo juvenil (p.ex., Xu, 2001; Zheng et al., 2001; Wu et al., 2003; Gao et al., 2004). No entanto, a ausência de anomalias negativas de Nb-Ta e Ti nesses basaltos, aliada à estimativas de profundidade de segregação entre 80–90 km (até 120 km no caso dos magmas nefeliníticos do centro eruptivo SPaP), significativamente maiores que aquelas dos magmas toleíticos, é evidência conclusiva para a não correlação com uma fonte enriquecida por subducção, como identificada para os diques toleíticos. As similaridades composicionais entre os basaltos Macau e as lavas de Fernando de Noronha leva-nos a acreditar que a fonte tipo-EM teria sido relacionada a fluidos metassomáticos profundos, provavelmente capturados quando da passagem do continente sobre aquele *hotspot*, durante o Cenozóico. Como continuidade, estudos futuros deverão abordar a modelagem desse componente EM a partir de amostras do arquipélago de São Pedro–São Paulo, localizado na dorsal Atlântica equatorial. Em um trabalho pioneiro sobre geoquímica elementar e isotópica (Sr-Nd-Pb) dos peridotitos e veios honblendíticos do arquipélago, Roden et al. (1984) discutem a potencialidade dessas rochas como fonte para

geração de magmas alcalinos, sem dúvida, uma alternativa a ser explorada em futuras abordagens sobre o vulcanismo Macau e Fernando de Noronha.

Por fim, o estudo Re-Os nos xenólitos peridotíticos hospedados nos basaltos alcalinos nos trouxe informações sobre a história química do manto litosférico no domínio Rio Grande do Norte. Embora as interpretações dos dados ainda tenham caráter preliminar, e devam ser melhor analisados e discutidos antes de sua publicação, está claro que os xenólitos confirmam a recorrência de múltiplos eventos de extração de magmas (fusão parcial) a partir do manto litosférico subcontinental na região. As idades modelo T_{RD} se distribuem do Mesoproterozóico (1,3 Ga) até o final do Cretáceo (~60 Ma), mas com concentração maior de idades no Neoproterozóico e Cretáceo inferior. Idades mais jovens, cenozóicas, não foram calculadas a partir dos dados isotópicos Re-Os, o que confirma a não cogeneticidade entre os basaltos hospedeiros e xenólitos, cada um representando produtos de diferentes profundidades do manto subcontinental.

REFERÊNCIAS

- ARCHANJO, C.J., TRINDADI, R.I., MACEDO, J.W.P. AND ARAUJO, M.G. Magmatic fabric of a basaltic dyke swarm associated with Mesozoic rifting in NE Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 13 (3), 179-189. 2000.
- ARCHANJO, C.J., ARAÚJO, M.G.S., LAUNEAU, P. Fabric of the Rio Ceará-Mirim mafic dyke swarm (Northeastern Brazil) determined by anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis. *Journal of Geophysical Research*, 107(B3), 2046: 1-13. 2002.
- ASIMOW, P.D. A model that reconciles major- and trace-element data from abyssal peridotites. *Earth and Planetary Science Letters*, 169, 303-319. 1999.
- BELLIENI, G., MACEDO, M.H.F., PETRINI, R., PICCIRILO, E.M., CAVAZZINI, G., COMIN-CHIARAMONT, P., ERNESTO, M., MACEDO, J.W.P., MARTINS, G., MELFI, A.J., PACCA, I.G. and DE MIN, A. Evidence of magmatic activity related to Middle Jurassic and Lower Cretaceous rifting from northeastern Brazil (Ceará-Mirim: K/Ar age, paleomagnetism, petrology and Sr-Nd isotope characteristics. *Chemical Geology*, 97, 9-32. 1992.
- BOYNTON, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In P. Henderson (Ed.), *Rare-Earth Element Geochemistry*, Elsevier: 63-114. 1984.
- BERNSTEIN, S., KELEMEN, P.B., HANGHØJ, K. Consistent olivine Mg# in cratonic mantle reflects Archean mantle melting to the exhaustion of orthopyroxene. *Geology* 35, 459-462. 2007.
- CARLSON, R.W., IRVING, A.J. Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle: an Os, Sr, Nd and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from the Northwestern Wyoming craton. *Earth and Planetary Science Letters*, 126, 457-472. 1994.
- DANTAS, E.L., HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R., AND BRITO NEVES, B.B. Archean accretion in the São José do Campestre massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 28 (2), 221-228. 1998.
- DANTAS, E. L., VAN SCHMUS, W. R., HACKSPACHER, P. C., FETTER, A. H., BRITO NEVES, B. B., CORDANI, U., NUTMAN, A. P., WILLIAMS, I. S. The 3.4 e 3.5 Ga São José de Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, 130(1-4), 113-137. 2004.
- FODOR, R.V., MUKASA, S.B. AND SIAL, A.N. Isotopic and trace-element indications of lithospheric and asthenospheric components in Tertiary alkalic basalts, northeastern Brazil. *Lithos*, 43, 197-217. 1998.
- FODOR, R.V., SIAL, A.N. and GANDHOK, G. Petrology of spinel peridotite xenoliths from northeastern Brazil: lithosphere with a high geothermal gradient imparted by Fernando de Noronha plume. *Journal of South American Earth Science*, 15, 199-214. 2002.
- GANADE DE ARAUJO, C.E., CORDANI, U.G., WEINBERG, R.F., BASEI, M.A.S., Armstrong, R., Sato, K. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos*, 202-203, 167-189. 2014.
- GAO, S., RUDNICK, R.L., YUAN, H.L. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432, 892-897. 2004.
- HANDLER, M.R., BENNETT, V.C., ESAT, T.M. The persistence of off-cratonic lithospheric mantle: Os isotopic systematics of variably metasomatised southeast Australian xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters*, 151, 61-75. 1997.
- HOLLANDA, M.H.B.M., PIMENTEL, M.M., OLIVEIRA, D.C. AND JARDIM DE SÁ, E. F. Lithosphere-asthenosphere interaction and the origin of Cretaceous tholeiitic magmatism in NE Brazil: Sr-Nd-Pb isotopic evidence. *Lithos*, 86, 34-49. 2006.
- HOLLANDA, M.H.B.M., PIMENTEL, M.M., JARDIM DE SÁ, E.F. Paleoproterozoic subduction-related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: inferences from trace element and Sr-Nd-Pb

isotopic compositions of Neoproterozoic high-K igneous rocks. *Journal of South American Earth Science*, 15(8): 885-900. 2003.

JARDIM DE S., E.F. A Faixa Seridô (Província Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, n 3, 803 p. e anexos. 1994.

KNESEL, K.M., SOUZA, Z.S., VASCONCELOS, P.M., COHEN, B.E., SILVEIRA, F.V. Young volcanism in The Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. *Earth and Planetary Science Letters*, 302: 38-50. 2011.

LIU, J., RUDNICK, R.L., WALKER, R.J., XU, W.-L., GAO, S., WU, F.-Y. Big insights from tiny peridotites: Evidence for persistence of Precambrian lithosphere beneath the eastern North China Craton. *Tectonophysics*, 650, 104-112. 2015.

MEISEL, T., WALKER, R.J., IRVING, A.J., LORAND, J.-P. Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: a global perspective. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 1311-1323. 2001.

NIU, Y., LANGMUIR, C.H., KINZLER, R.J. The origin of abyssal peridotites: a new perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 152, 251-265. 1997.

PEARSON, D.G. The age of continental roots. *Lithos*, 48, 171-194. 1999.

PESLIER, A.H., REISBERG, L., LUDDEN, J., FRANCIS, D. Os isotopic systematics in mantle xenoliths; age constraints on the Canadian Cordillera lithosphere. *Chemical Geology*, 166, 85-101. 2000.

PERLINGEIRO, G., VASCONCELOS, P.M., KNESEL, K.M., THIEDE, D.S., CORDANI, U.G. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Fernando de Noronha Archipelago and implications for the origin of alkaline volcanism in the NE Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 249, 140-154. 2013.

REISBERG, L., ZHI, X., LORAND, J.P., WAGNER, C., PENG, Z., ZIMMERMANN, C. Re-Os and S systematics of spinel peridotite xenoliths from east central China: Evidence for contrasting effects of melt percolation. *Earth and Planetary Science Letters*, 239, 286-308. 2005.

RIVALENTI, G., MAZZUCHELLI, M., GIRARDI, V.A.V., VANNUCCI, R., BARBIERI, M.A., ZANETTI, A. & GOLDSTEIN, S.L. Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenoliths. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 138, 308-325. 2000.

RIVALENTI, G., ZANETTI, A., GIRARDI, V.A.V., MAZZUCHELLI, TASSINARI, C.C.G. AND BERTOTTO, G.W. The effect of the Fernando de Noronha plume on the mantle lithosphere in north-eastern Brazil. *Lithos*, 94, 111-131. 2007.

RODEN, M.F., FREY, F.A. AND CLAGUE, D.A. Geochemistry of the tholeiitic and alkali lavas from the Koolan Range, Oahu, Hawaii: implications for Hawaiian volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 69, 141-158. 1984.

SHIREY, S.B., WALKER, R.J. Re-Os isotopes in cosmochemistry and high-temperature geochemistry. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 26, 423-500. 1998.

SOUZA, Z.S., MARTIN, H., PEUCAT, J.J., JARDIM DE SÁ, E.F., MACEDO, M.H.F. Calc-Alkaline Magmatism at the Archean-Proterozoic Transition: the Caico Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, vol. 48, 2149-2185. 2007.

SUN, S.-S. and MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, M.J. Magmatism in the ocean basins. Londres. *Geological Society Special Publication* 42: 313-345, 1989.

TAKAZAWA, E., FREY, F.A., SHIMIZU, N. AND OBATA, M. Whole rock compositional variations in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan): Are they consistent with a partial melting process? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 64, 695-716. 2000.

SILVEIRA, F.V. *Magmatismo Cenozóico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil*. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 220p. 2006.

STRACKE, A., HOFMANN, A.W., HART, S.R. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(5), Q05007, doi: 10.1029/2004GC000824. 2005.

WALKER, R.J., PRICHARD, H.M., ISHIWATARI, A., PIMENTEL, M.M. The osmium isotope composition of convecting upper mantle deduced from ophiolite chromites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 329-345. 2002.

WALKER R. J., CARLSON R. W., SHIREY S. B. AND BOYD F. R. Os, Sr, Nd, and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: implications for the chemical evolution of subcontinental mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(7), 1583–1595. 1989.

WU, F.Y., WALKER, R.J., REN, X.W., SUN, D.Y., ZHOU, X.H. Osmium isotope constraints on the age on the age of the lithospheric mantle beneath northeastern China. *Chemical Geology*, 196, 107-129. 2003.

XU, Y.G. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath the Sino-Korean Craton in China: evidence, timing and mechanism. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 26, 747–757. 2001.

ZHENG, J.P., O'REILLY, S.Y., GRIFFIN, W.L., LU, F.X., ZHANG, M. & PEARSON, N.J. Relict refractory mantle beneath the eastern North China block: significance for lithosphere evolution. *Lithos*, 57, 43–66. 2001.

Appendix A1. Olivine compositions of olivine tholeiites (manuscript on the Petrology of the CMDS)

Sample name	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	V ₂ O ₅	Total	Fo	Fa
<i>Olivine chemical compositions</i>															
DCOI25.1center	38.984	0.000	0.041	0.070	16.908	0.193	43.184	0.343	0.236	0.008	0.013	0.021	100.000	82	18
rim	37.769	0.012	0.017	0.038	21.729	0.304	39.647	0.192	0.281	0.000	0.001	0.011	100.000	76	24
DCOI25.2center	36.558	0.000	0.004	0.031	30.142	0.512	32.221	0.092	0.411	0.000	0.018	0.000	99.989	65	35
rim	36.524	0.000	0.000	0.000	31.172	0.517	31.259	0.147	0.343	0.002	0.035	0.000	99.998	63	37
DCOI25.3center	37.053	0.000	0.000	0.050	27.982	0.383	34.000	0.109	0.404	0.000	0.012	0.000	99.992	68	32
rim	36.153	0.023	0.000	0.029	33.476	0.500	29.342	0.113	0.300	0.000	0.065	0.000	100.000	60	40
DCOI25.4center	37.252	0.040	0.022	0.001	26.842	0.371	34.909	0.158	0.335	0.020	0.029	0.022	100.000	69	31
rim	36.839	0.025	0.000	0.007	29.451	0.438	32.831	0.093	0.292	0.000	0.018	0.007	100.000	66	34
DCOI36.1center	36.504	0.002	0.000	0.081	31.766	0.402	30.821	0.117	0.276	0.021	0.011	0.000	100.000	63	37
rim	35.872	0.001	0.000	0.034	34.798	0.411	28.593	0.071	0.151	0.026	0.043	0.000	100.000	59	41
DCOI36.2center	35.823	0.030	0.000	0.009	35.167	0.433	28.083	0.145	0.241	0.013	0.026	0.022	99.991	58	42
rim	36.290	0.021	0.000	0.001	33.578	0.437	29.235	0.128	0.218	0.009	0.048	0.035	100.000	61	39
DCOI36.3center	36.678	0.032	0.016	0.000	31.487	0.385	31.089	0.117	0.181	0.015	0.000	0.000	100.000	63	37
rim	36.301	0.027	0.002	0.000	31.881	0.388	31.054	0.155	0.139	0.012	0.039	0.003	100.000	64	36
DCOI37.1center	35.727	0.000	0.014	0.000	36.273	0.460	27.111	0.164	0.242	0.001	0.000	0.001	99.993	57	43
rim	35.700	0.048	0.000	0.000	36.252	0.390	27.283	0.088	0.186	0.013	0.036	0.000	99.996	58	42
DCOI37.2center	35.746	0.016	0.005	0.000	36.612	0.462	26.756	0.115	0.262	0.008	0.000	0.016	99.998	55	45
rim	35.400	0.015	0.000	0.046	36.733	0.468	27.021	0.080	0.162	0.028	0.031	0.014	99.998	56	44
DCOI37.3center	35.342	0.000	0.000	0.001	37.458	0.406	26.459	0.090	0.244	0.000	0.000	0.000	100.000	55	45
rim	35.836	0.003	0.000	0.000	36.376	0.485	27.028	0.047	0.205	0.007	0.004	0.010	100.000	56	45
DCOI37.4center	36.599	0.000	0.000	0.000	31.918	0.345	30.716	0.137	0.275	0.007	0.000	0.003	100.000	63	37
rim	35.938	0.032	0.000	0.004	34.573	0.483	28.607	0.109	0.252	0.000	0.002	0.000	100.000	59	41
DCOI37.5center	36.098	0.005	0.000	0.033	33.734	0.343	29.291	0.137	0.301	0.000	0.000	0.049	99.991	60	40
rim	35.655	0.000	0.000	0.017	36.333	0.484	27.191	0.082	0.203	0.000	0.030	0.005	99.999	56	44
DCOI37.6rim	35.331	0.004	0.017	0.022	37.460	0.442	26.395	0.059	0.243	0.012	0.000	0.015	100.000	56	44
DCOI37.7rim	36.139	0.000	0.006	0.066	33.785	0.393	29.262	0.081	0.229	0.000	0.015	0.020	99.996	60	40

Detection limits for oxide analysis were:

	Na	Mg	Si	Al	K	Ca	Ti	Cr	Fe	Mn	Ni	V	Total
Minimum	0.00	26.40	35.33	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	16.91	0.19	0.05	0.00	99.99
Maximum	0.07	43.18	38.98	0.04	0.03	0.41	0.05	0.08	37.46	0.52	0.34	0.05	100.00
Average	0.02	31.05	36.46	0.01	0.01	0.23	0.01	0.02	31.65	0.40	0.13	0.01	100.00
Error	0.02	4.35	0.88	0.01	0.01	0.10	0.01	0.02	5.20	0.09	0.07	0.01	0.00

Appendix A1. Pyroxene compositions in the CMDS (manuscript on the Petrology of the CMDS)

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	V ₂ O ₅	Total	Wo	En	Fs	Ti	Al(vi)Al(iv)	
Sample name		Pyroxene chemical compositions																		
DCO125.1	center	51.10	1.18	3.21	0.25	7.97	0.15	14.67	20.73	0.55	0.02	0.03	0.07	99.91	44.69	44.01	11.30	0.03	0.07	0.07
	rim	50.30	1.57	2.91	0.23	9.74	0.21	13.06	20.69	0.79	0.00	0.06	0.03	99.58	45.93	40.36	13.71	0.04	0.06	0.07
DCO125.2	center	51.30	1.24	2.23	0.38	9.58	0.22	13.69	20.66	0.87	0.00	0.05	0.10	100.31	45.48	41.94	12.58	0.04	0.04	0.06
	rim	50.95	1.40	2.98	0.05	8.62	0.19	14.88	20.79	0.47	0.01	0.02	0.14	100.49	44.52	44.34	11.14	0.04	0.05	0.08
DCO125.3	center	50.77	1.18	3.45	0.87	7.33	0.15	14.99	20.75	0.34	0.00	0.03	0.05	99.92	44.28	44.52	11.20	0.03	0.07	0.09
	rim	51.19	1.38	2.13	0.07	9.67	0.19	14.00	20.35	0.61	0.00	0.05	0.05	99.68	43.89	42.02	14.11	0.04	0.05	0.05
DCO136.1	center	52.67	0.52	1.19	0.09	10.45	0.27	14.57	19.28	0.52	0.07	0.01	0.05	99.69	40.80	42.88	16.32	0.02	0.04	0.02
	rim	51.62	1.16	1.88	0.05	11.05	0.21	15.80	17.87	0.42	0.00	0.04	0.13	100.22	37.78	46.48	15.74	0.03	0.03	0.05
DCO136.2	center	52.05	0.82	2.16	0.41	8.56	0.17	16.71	18.44	0.40	0.03	0.04	0.05	99.82	38.81	48.92	12.28	0.02	0.04	0.06
	rim	51.80	0.85	1.99	0.12	9.74	0.19	15.95	18.37	0.39	0.00	0.05	0.08	99.51	38.76	46.82	14.42	0.02	0.04	0.05
DCO136.3	center	51.29	0.89	2.29	0.28	11.47	0.24	14.76	18.02	0.55	0.01	0.02	0.09	99.92	38.93	44.37	16.70	0.03	0.04	0.06
	rim	51.79	1.07	1.96	0.09	10.53	0.25	15.67	17.89	0.40	0.02	0.03	0.13	99.83	37.75	46.02	16.24	0.03	0.05	0.04
DCO136.4		51.85	0.92	1.59	0.00	12.37	0.22	14.84	17.83	0.49	0.00	0.04	0.12	100.26	37.85	43.83	18.32	0.03	0.03	0.04
DCO136.5		52.25	0.76	1.08	0.00	13.35	0.27	14.98	16.80	0.43	0.00	0.00	0.05	99.98	35.35	43.87	20.78	0.02	0.03	0.02
DCO136.6		50.53	1.32	3.26	0.60	9.06	0.24	15.67	17.90	0.36	0.02	0.04	0.13	99.12	38.44	46.84	14.72	0.04	0.07	0.07
DCO137.1	center	52.29	0.80	2.33	0.96	7.74	0.18	16.75	19.18	0.36	0.01	0.00	0.09	100.69	40.02	48.62	11.35	0.02	0.04	0.06
	rim	50.95	1.05	2.74	0.75	7.72	0.17	15.61	19.92	0.40	0.01	0.00	0.12	99.43	42.66	46.50	10.84	0.03	0.04	0.08
DCO137.2		53.46	0.42	0.53	0.06	20.26	0.41	21.82	4.22	0.15	0.00	0.02	0.09	101.42	8.55	61.52	29.93	0.01	0.00	0.03
DCO137.3		52.06	0.90	2.06	0.26	9.12	0.17	16.61	18.92	0.34	0.00	0.01	0.02	100.46	39.53	48.29	12.19	0.03	0.03	0.06
DCO137.2	center	52.84	0.80	1.66	0.68	8.05	0.22	17.14	18.65	0.32	0.03	0.03	0.06	100.46	38.46	49.15	12.39	0.02	0.03	0.04
	rim	52.59	0.91	1.89	0.20	9.19	0.20	16.68	18.32	0.37	0.02	0.00	0.09	100.46	38.01	48.16	13.38	0.03	0.04	0.04
DCO137.3	center	51.17	1.06	2.88	1.00	8.24	0.17	16.18	18.83	0.40	0.00	0.04	0.17	100.13	40.13	47.98	11.89	0.03	0.05	0.08
	rim	51.41	0.96	2.84	1.04	7.52	0.16	16.12	19.44	0.36	0.01	0.03	0.08	99.97	41.21	47.52	11.27	0.03	0.05	0.08
CM02.1	center	51.87	0.92	2.14	0.00	10.81	0.31	15.88	18.45	0.29	0.00	0.00	0.11	100.77	38.64	46.26	15.10	0.03	0.06	0.06
	rim	51.92	0.79	1.60	0.00	13.62	0.39	14.35	18.17	0.20	0.00	0.00	0.01	101.05	37.88	41.62	20.50	0.02	0.03	0.04
CM02.2	center	52.57	0.87	1.63	0.02	11.36	0.35	14.95	19.23	0.24	0.01	0.00	0.06	101.28	39.64	42.88	17.48	0.02	0.04	0.03
	rim	52.39	0.32	0.67	0.00	24.37	0.77	18.36	3.99	0.09	0.01	0.00	0.01	100.98	8.29	53.03	38.68	0.01	0.01	0.02
	center	52.27	0.97	2.02	0.03	12.27	0.34	15.25	18.33	0.31	0.01	0.01	0.12	101.91	38.14	44.15	17.71	0.03	0.03	0.05
	rim	52.14	0.48	0.92	0.00	16.27	0.54	12.59	17.81	0.22	0.00	0.00	0.05	101.03	37.29	36.67	26.04	0.01	0.02	0.02
CM02.3	center	51.84	0.70	1.78	0.00	12.94	0.37	14.86	17.80	0.29	0.00	0.03	0.07	100.68	37.44	43.49	19.06	0.02	0.03	0.05
	rim	51.74	0.99	2.02	0.00	11.25	0.33	15.59	18.47	0.31	0.01	0.00	0.05	100.77	38.83	45.62	15.56	0.03	0.03	0.06
CM02.4		51.99	0.32	0.56	0.03	24.01	0.74	18.55	3.93	0.04	0.00	0.04	0.02	100.22	8.19	53.71	38.10	0.01	0.13	0.00
CM02.5		51.63	0.29	0.53	0.06	26.09	0.87	16.75	4.39	0.05	0.00	0.04	0.01	100.71	9.24	49.06	41.71	0.01	0.00	0.02

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	V ₂ O ₅	Total	Wo	En	Fs	Ti	Al(vi)Al(iv)	
Sample name		Pyroxene chemical compositions																		
DCO03.1	center	52.04	0.39	2.10	0.65	8.86	0.20	17.03	18.75	0.19	0.00	0.00	0.00	100.20	37.62	47.57	14.13	0.01	0.01	0.08
	rim	49.92	0.82	1.93	0.05	15.81	0.44	11.86	18.44	0.20	0.00	0.03	0.00	99.48	38.48	34.43	26.36	0.02	0.01	0.08
	center	50.63	0.97	1.60	0.02	15.92	0.29	13.70	16.28	0.17	0.00	0.00	0.00	99.58	33.71	39.50	26.16	0.03	0.01	0.07
	rim	53.09	0.25	1.20	0.03	16.56	0.32	22.74	5.42	0.05	0.00	0.00	0.00	99.64	10.77	62.91	26.14	0.01	0.01	0.04
DCO03.2		52.44	0.31	1.00	0.01	19.83	0.41	21.37	4.55	0.08	0.00	0.00	0.00	99.98	9.07	59.29	31.37	0.01	0.00	0.04
DCO04.1	center	50.72	0.83	2.81	0.00	12.76	0.32	15.33	17.42	0.22	0.00	0.00	0.00	100.42	35.33	43.27	20.59	0.02	0.02	0.10
	rim	50.15	0.82	2.30	0.00	17.10	0.41	14.36	14.59	0.15	0.00	0.05	0.00	99.93	30.11	41.23	28.09	0.02	0.01	0.09
DCO04.2	center	52.07	0.46	2.00	0.02	12.73	0.34	18.81	13.51	0.14	0.00	0.02	0.00	100.09	26.97	52.25	20.27	0.01	0.02	0.07
	rim	50.10	0.77	1.97	0.00	18.19	0.46	14.13	13.96	0.17	0.00	0.01	0.00	99.77	28.83	40.60	29.94	0.02	0.01	0.08
DCO04.3	center	51.45	0.64	2.67	0.04	10.46	0.25	17.44	16.69	0.16	0.00	0.00	0.00	99.78	33.67	48.97	16.78	0.02	0.03	0.09
	rim	51.99	0.60	2.38	0.03	11.32	0.31	18.36	14.96	0.12	0.00	0.00	0.00	100.07	30.05	51.33	18.19	0.02	0.02	0.08
DCO04.4	center	49.83	1.01	2.56	0.04	14.94	0.37	12.84	18.20	0.18	0.00	0.00	0.00	99.96	37.70	37.01	24.64	0.03	0.01	0.10
	rim	50.55	0.89	2.87	0.01	11.04	0.27	14.74	19.35	0.21	0.00	0.00	0.00	99.93	39.48	41.84	17.92	0.03	0.02	0.10
DCO04.6		50.15	0.96	2.65	0.00	15.70	0.38	14.25	16.15	0.24	0.00	0.00	0.00	100.49	33.03	40.55	25.52	0.03	0.01	0.10
DCO07.5		51.05	0.84	1.93	0.00	14.04	0.43	14.02	17.85	0.16	0.00	0.04	0.00	100.37	36.49	39.89	23.01	0.02	0.00	0.07
DCO07.6		51.43	0.88	1.80	0.02	12.21	0.32	15.47	18.19	0.20	0.00	0.02	0.00	100.53	36.53	43.22	19.54	0.02	0.01	0.07
DCO07.3		51.34	1.08	2.34	0.01	10.83	0.26	15.70	18.71	0.24	0.00	0.03	0.00	100.54	37.71	44.04	17.38	0.02	0.01	0.07
DCO07.1		51.33	0.97	2.02	0.00	12.61	0.35	15.03	17.77	0.21	0.00	0.00	0.00	100.29	36.15	42.55	20.52	0.03	0.00	0.09
DCO07.2		51.14	0.77	1.70	0.00	14.55	0.42	13.85	17.75	0.19	0.00	0.05	0.00	100.42	36.20	39.32	23.76	0.03	0.01	0.08
DCO07.4		51.35	0.82	1.64	0.00	12.54	0.40	15.39	17.92	0.18	0.00	0.00	0.00	100.23	36.06	43.08	20.22	0.03	0.01	0.09
DCO07.7		51.25	0.48	0.78	0.01	24.11	0.72	17.63	5.07	0.06	0.00	0.00	0.00	100.10	10.33	50.03	39.41	0.02	0.00	0.08
DCO132.1	center	51.60	0.75	1.54	0.00	16.95	0.47	14.08	15.45	0.23	0.00	0.03	0.09	101.18	32.54	41.28	26.18	0.02	0.03	0.04
	rim	47.05	1.09	5.02	0.04	25.11	0.41	8.54	9.44	2.09	0.69	0.06	0.01	99.51	26.83	33.79	39.38	0.03	0.09	0.14

Appendix A1. Plagioclase compositions of the CMDS (Petrology of the CMDS)

		SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	BaO	Na2O	K2O	Total	An	Ab	Or
Sample name																
Plagioclase chemical compositions																
DCO125.1	center	53.13	0.06	29.38	0.00	0.00	0.37	0.04	11.90	0.00	4.64	0.24	99.76	57.79	40.82	1.39
	rim	53.76	0.11	28.99	0.00	0.00	0.60	0.03	11.82	0.00	5.03	0.26	100.61	55.68	42.86	1.46
DCO125.2	center	53.45	0.06	29.67	0.00	0.00	0.36	0.02	12.44	0.01	4.86	0.17	101.04	58.02	41.02	0.96
	rim	58.34	0.08	24.98	0.00	0.00	0.41	0.00	6.54	0.07	8.68	0.48	99.56	28.66	68.85	2.49
DCO125.3	center	52.76	0.06	29.99	0.00	0.00	0.41	0.01	12.81	0.09	4.49	0.19	100.81	60.53	38.38	1.09
	rim	52.97	0.05	29.77	0.03	0.00	0.31	0.00	12.39	0.07	4.73	0.25	100.56	58.28	40.30	1.42
DCO125.4		53.88	0.05	29.58	0.00	0.00	0.36	0.02	11.79	0.00	5.05	0.27	100.99	55.49	43.03	1.48
DCO125.5		52.82	0.03	30.41	0.00	0.00	0.29	0.00	12.74	0.03	4.28	0.17	100.77	61.59	37.44	0.97
DCO125.6		53.25	0.08	29.76	0.00	0.00	0.20	0.00	12.54	0.06	4.74	0.20	100.83	58.71	40.14	1.15
DCO136.1	center	54.47	0.00	28.60	0.03	0.00	0.46	0.03	11.62	0.04	5.18	0.20	100.63	54.71	44.17	1.12
	rim	53.97	0.04	28.10	0.00	0.00	0.58	0.04	11.46	0.04	5.23	0.23	99.68	54.09	44.64	1.27
DCO136.2	center	54.07	0.05	28.81	0.01	0.00	0.47	0.07	12.03	0.00	5.14	0.25	100.90	55.61	43.03	1.36
	rim	55.85	0.09	27.66	0.02	0.00	0.63	0.09	10.50	0.00	5.67	0.31	100.82	49.68	48.55	1.77
DCO136.3		55.55	0.08	27.75	0.00	0.00	0.72	0.05	10.76	0.01	5.62	0.33	100.86	50.44	47.72	1.84
DCO136.4		54.84	0.06	28.48	0.00	0.00	0.53	0.03	11.53	0.00	5.19	0.28	100.95	54.24	44.17	1.59
DCO137.1		54.19	0.05	28.66	0.05	0.00	0.54	0.02	11.56	0.05	5.25	0.28	100.65	53.99	44.43	1.58
		56.12	0.14	27.45	0.00	0.00	0.52	0.05	9.66	0.00	6.14	0.37	100.45	45.55	52.38	2.07
DCO137.2		53.83	0.06	28.99	0.01	0.00	0.48	0.10	12.09	0.05	5.08	0.22	100.89	56.15	42.65	1.20
		55.73	0.03	27.38	0.05	0.00	0.93	0.25	10.33	0.00	5.88	0.32	100.88	48.38	49.85	1.77
DCO137.3		54.31	0.16	28.35	0.01	0.00	0.52	0.16	11.30	0.00	5.17	0.29	100.26	53.82	44.55	1.63
DCO137.4		54.55	0.09	28.58	0.06	0.00	0.55	0.08	11.48	0.00	5.51	0.29	101.18	52.69	45.74	1.57
DCO137.5		60.22	0.10	24.38	0.00	0.00	0.81	0.04	6.84	0.00	7.75	0.74	100.86	31.46	64.51	4.03
CM02.1		54.05	0.00	27.71	0.07	0.00	0.64	0.12	11.29	0.08	5.13	0.35	99.45	53.77	44.21	2.01
		66.27	0.00	20.89	0.03	0.00	0.19	0.02	1.97	0.07	11.05	0.05	100.54	8.94	90.76	0.30
CM02.2		67.70	0.00	20.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.83	0.00	11.56	0.13	100.29	3.77	95.54	0.69
		65.68	0.03	21.04	0.00	0.00	0.17	0.00	2.35	0.00	9.76	1.01	100.04	11.07	83.27	5.66
CM02.3		68.06	0.00	20.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.81	0.09	11.66	0.02	100.71	3.67	96.19	0.14
		67.86	0.00	20.05	0.00	0.00	0.03	0.00	1.00	0.01	11.54	0.04	100.53	4.56	95.24	0.20

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	An	Ab	Or
Sample name																
Plagioclase chemical compositions																
DCO03.4		51.90	0.00	29.84	0.00	0.00	0.84	0.00	13.53	0.00	0.00	0.17	99.80	98.49	0.00	1.51
DCO04.1	center	55.78	0.00	26.79	0.00	0.00	1.13	0.00	10.60	0.00	0.00	0.62	99.88	93.51	0.00	6.49
DCO04.2	center	56.57	0.00	26.74	0.00	0.00	1.11	0.00	10.06	0.00	0.00	0.61	100.23	93.23	0.00	6.77
DCO132.1	center	56.74	0.03	27.51	0.00	0.00	0.63	0.07	10.27	0.17	5.82	0.53	101.76	47.91	49.16	2.93
	rim	59.11	0.08	25.33	0.00	0.00	0.52	0.05	8.12	0.07	6.91	0.77	100.95	37.69	58.07	4.24
DCO132.2	center	56.24	0.03	27.50	0.00	0.00	0.66	0.09	10.42	0.11	5.51	0.55	101.10	49.49	47.39	3.12
	rim	58.15	0.06	25.94	0.00	0.00	0.57	0.03	8.61	0.06	6.43	0.84	100.69	40.53	54.77	4.70
DCO132.3	center	57.72	0.06	27.18	0.00	0.00	0.59	0.09	9.26	0.04	6.01	0.71	101.65	44.14	51.84	4.02
	rim	56.95	0.04	27.03	0.01	0.00	0.60	0.10	9.91	0.14	5.76	0.59	101.13	47.12	49.52	3.36

Detection limits for oxide analysis were:

	Na	Mg	Si	Al	K	Ca	Ti	Cr	Sr	Fe	V	Ba	Total
Minimum	0.30	0.00	43.48	24.38	0.00	6.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	99.14
Maximum	8.68	0.25	60.22	36.19	0.74	19.48	0.16	0.06	0.29	0.93	0.03	0.09	101.33
Average	4.66	0.04	53.00	29.55	0.25	12.43	0.06	0.01	0.10	0.43	0.01	0.03	100.56
Error	2.05	0.06	4.27	2.99	0.15	3.35	0.04	0.02	0.08	0.23	0.01	0.03	0.63

ANEXO 1. COMPOSIÇÕES DE OLIVINA DE XENÓLITOS OCEÂNICOS - FERNANDO DE NORONHA

	FN1						FN2						FN3						FN4					
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	40.79	40.66	40.92	40.9	40.85	40.650	40.99	41.12	41.2	40.86	41.28	41.09	41.13	41.2	41.19	41.41	41.17	41.15	41.36	41.17	41.17	41.15	41.36	41.17
TiO ₂	0.0122	0.0244				0.012				0.0244			0.0122	0.0122		0.0306								
Al ₂ O ₃	0.0304	0.0015	0.0102	0.0145	0.0175	0.019	0.0313	0.0113	0.038	0.0298	0.0218	0.0357	0.0405	0.0375	0.0312	0.0149	0.0115	0.0129	0.0251	0.024	0.0168	0.0272	0.0508	0.0145
Cr ₂ O ₃		0.0577	0.0162			0.002		0.038		0.0308	0.0217			0.02		0.0018	0.0109	0.0508	0.0272	0.0508	0.0145			
FeO	10.68	10.76	10.98	10.53	10.9	11.230	10.4	10.67		9.62	9.6	9.7	9.65	9.65	9.62	9.87	9.46	9.49	9.76	9.85	9.74			
MnO	0.1632	0.1779	0.1253	0.1686	0.1192	0.174	0.1716	0.1479		0.1241	0.1437	0.1632	0.158	0.1355	0.1298	0.1632	0.1402	0.1412	0.1498	0.1327	0.1514			
MgO	47.75	48.14	48.57	48.42	48.33	47.670	48.4	48.49		49.03	48.94	48.89	49.12	49.54	49.05	49.15	49.24	49.12	49.15	49.06	48.94			
NiO	0.3837	0.4022	0.417	0.3999	0.3807	0.386	0.41	0.4221		0.4019	0.4027	0.3944	0.4129	0.4189	0.4029	0.376	0.3786	0.4305	0.39	0.3755	0.4079			
CaO	0.0357	0.0366	0.063	0.0148	0.0408	0.087	0.0423	0.0478		0.0958	0.0853	0.0518	0.0699	0.0714	0.095	0.0829	0.0684	0.0978	0.0831	0.1415	0.127			
TOTAL	99.85	100.27	101.13	100.46	100.65	100.280	100.47	100.95		100.36	100.08	100.54	100.61	101.031	100.55	100.85	100.76	100.54	100.76	101.06	100.58			
Fo	88.7002	88.6944	88.6318	88.9714	88.6603	88.1670	89.0840	88.8767		89.9695	89.9530	89.8328	89.9266	90.0243	89.9678	89.7247	90.1408	90.0903	89.8383	89.7546	89.8162			
Fa	11.1276	11.1194	11.2383	10.8526	11.2155	11.6498	10.7366	10.9693		9.9012	9.8969	9.9969	9.9091	9.8358	9.8970	10.1061	9.7134	9.7626	10.0061	10.1075	10.0260			
SiO ₂	40.69	41.02	40.7	40.79	40.68	40.91	41.31	41.05		40.96	40.77	41.05	41.33	40.83	40.89	41.07	41.05	40.97	41.18	41.13	41.16			
TiO ₂		0.003				0.0122		0.0397					0.0214		0.0458	0.0244		0.0092						
Al ₂ O ₃	0.0088	0.021	0.0035	0.0142			0.0162	0.0151		0.0206	0.0338	0.0182	0.0119	0.006	0.0196	0.0127	0.0077	0.0285	0.0146	0.0178	0.1172			
Cr ₂ O ₃	0.0271	0.0235	0.009	0.0198	0.0036		0.0054	0.0018		0.0307	0.0362	0.0163				0.0127	0.0406	0.0091	0.0037	0.0127				
FeO	9.77	9.86	11.78	11.88	11.73	11.37	9.82	9.8		9.99	10.33	9.79	10.04	10.08	9.94	10.03	9.87	9.88	9.86	10.15	9.89			
MnO	0.1496	0.1305	0.1865	0.1789	0.163	0.1573	0.1589	0.1298		0.1329	0.1511	0.1159	0.1341	0.1443	0.1589	0.1477	0.1146	0.1765	0.1518	0.1322	0.1354			
MgO	48.35	48.86	47.51	47.42	48.06	47.42	49.12	48.68		48.39	48.78	48.47	48.43	48.62	48.65	48.82	48.91	48.46	48.72	48.52	48.02			
NiO	0.4055	0.4126	0.4224	0.3706	0.4127	0.3927	0.4284	0.3888		0.3701	0.395	0.3774	0.3805	0.357	0.4082	0.4133	0.3815	0.387	0.3843	0.3915	0.3855			
CaO		0.0232	0.0511	0.0437	0.0642	0.0535	0.0132	0.0279		0.0387	0.0415	0.0406	0.0635	0.0544	0.0565	0.0119	0.0547	0.0636	0.0279	0.0471	0.0277			
TOTAL	99.67	100.36	100.66	100.75	101.12	100.32	100.89	100.14		99.93	100.56	99.88	100.42	100.1	100.19	100.58	100.4	100	100.34	100.41	99.82			
Fo	89.6784	89.7098	87.6193	87.5150	87.8099	87.9995	89.7690	89.7319		89.4971	89.2429	89.7145	89.4574	89.4478	89.5692	89.5293	89.7249	89.5718	89.6633	89.3750	89.5159			
Fa	10.1640	10.1541	12.1854	12.2975	12.0209	11.8347	10.0660	10.1321		10.3633	10.6001	10.1637	10.4019	10.4014	10.2646	10.3168	10.1557	10.2429	10.1780	10.4867	10.3408			

ANEXO 1. COMPOSIÇÕES DE OLIVINA DE XENÓLITOS OCEÂNICOS - FERNANDO DE NORONHA

	FN5									
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	41.25	40.89	41.19	41.36	41.26	41.13	41.21	41	41.41	41.38
TiO ₂	0.0092	0.0733				0.0122	0.0856			0.0214
Al ₂ O ₃		0.0174			0.0101	0.0053	0.0065		0.0228	0.0196
Cr ₂ O ₃	0.0091	0.0326	0.0199	0.0018		0.0218	0.04		0.0018	
FeO	9.75	9.82	10.02	9.88	9.81	9.87	9.81	9.88	9.82	9.99
MnO	0.1474	0.1353	0.1378	0.1698	0.1337	0.1225	0.1277	0.1711	0.1565	0.1635
MgO	48.62	48.76	48.7	48.71	48.76	48.86	48.65	48.75	48.6	48.69
NiO	0.4132	0.4197	0.3952	0.4247	0.3962	0.424	0.4113	0.3995	0.3971	0.4008
CaO	0.0041	0.001	0.0426	0.0301	0.0474	0.0507	0.0686	0.0035	0.032	0.0005
TOTAL	100.21	100.15	100.5	100.58	100.43	100.51	100.41	100.21	100.48	100.7
Fo	89.7505	89.7234	89.5247	89.6260	89.7341	89.7080	89.7190	89.6324	89.6731	89.5264
Fa	10.0950	10.1352	10.3314	10.1965	10.1261	10.1642	10.1473	10.1889	10.1629	10.3028

Anexo 1B. Composições de forsterita em olivina nos xenólitos continentais
Os números: 1 e 2 representam pontos de análise em um grão

	MVf-1			
	1	2	1	2
SiO ₂	40.74	40.73	40.79	40.86
TiO ₂			0.0429	0.0369
Al ₂ O ₃	0.0079	0.0317	0.0097	0.0048
Cr ₂ O ₃	0.0109	0.0509		0.0456
FeO	10	10	9.85	9.96
MnO	0.1443	0.132	0.149	0.154
MgO	49.58	49.19	49.45	49.39
NiO	0.4161	0.4111	0.4175	0.4471
CaO	0.0273		0.0477	0.0291
TOTAL	100.93	100.55	100.79	100.95
Fo	89.7037	89.6419	89.8121	89.6957
Fa	10.1480	10.2214	10.0342	10.1454

MVF-2												
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	40.96	40.82	40.93	40.76	40.66	40.74	40.88	40.84	40.81	40.81	40.86	40.89
TiO ₂			0.0123	0.0276	0.0461				0.0215	0.0123	0.037	
Al ₂ O ₃	0.0012		0.0064	0.018	0.0041	0.0116	0.005	0.0033	0.0286	0.0189		0.0142
Cr ₂ O ₃	0.0055				0.0018	0.0164	0.0055	0.0529		0.042	0.0073	
FeO	10.3	10.33	10.19	9.93	9.77	9.91	10.06	9.99	10.29	10.02	10.06	10.01
MnO	0.1543	0.1157	0.134	0.1234	0.1298	0.1213	0.1966	0.1652	0.1493	0.1292	0.1257	0.1504
MgO	48.32	47.91	48.14	48.5	48.32	48.15	48.31	48.64	48.26	48.34	48.53	48.07
NiO	0.3589	0.38	0.3953	0.4038	0.3718	0.3731	0.3765	0.3987	0.4211	0.4118	0.3622	0.3761
CaO	0.0325	0.0307	0.0125	0.0144		0.04	0.0307	0.0408	0.0129	0.02	0.0003	
TOTAL	100.14	99.59	99.83	99.77	99.31	99.36	99.86	100.13	99.99	99.82	99.99	99.52
Fo	89.1763	89.1022	89.2612	89.5830	89.6914	89.5359	89.3567	89.5152	89.1782	89.4630	89.4662	89.3994
Fa	10.6620	10.7756	10.5976	10.2875	10.1718	10.3360	10.4368	10.3121	10.6651	10.4012	10.4022	10.4417

MVF-3					
	1	2	1	2	1
SiO ₂	40.86	40.72	40.95	40.6	40.73
TiO ₂				0.0092	0.0184
Al ₂ O ₃	0.0392	0.0507	0.0193	0.033	0.0156
Cr ₂ O ₃	0.0091	0.0419	0.0055	0.031	0.0455
FeO	10.04	10.1	10.02	10.11	10.02
MnO	0.1117	0.1282	0.149	0.1539	0.1319
MgO	49.08	48.8	48.95	49.31	48.8
NiO	0.3614	0.383	0.4022	0.4028	0.3961
CaO	0.0648	0.0635	0.0772	0.0887	0.073
TOTAL	100.58	100.31	100.59	100.74	100.24
Fo	89.603251	89.479182	89.562174	89.543782	89.549408
Fa	10.280902	10.38728	10.282955	10.297454	10.313092

MVF-4							
	1	2	1	2	1	2	1
SiO ₂	40.75	41.06	40.81	40.71	40.92	40.78	40.58
TiO ₂	0.0062	0	0.0369		0.0523		
Al ₂ O ₃	0.0182	0.033	0.0103	0.0082	0.0209	0.0122	0.0204
Cr ₂ O ₃	0.0328	0.0018	0.0055	0.0548	0.031	0.0401	
FeO	10.08	10	10.28	9.85	10.2	10.19	10.05
MnO	0.1267	0.1319	0.1592	0.1179	0.1461	0.1539	0.1067
MgO	48.38	48.33	48.48	48.31	48.34	48.14	48.39
NiO	0.3839	0.3793	0.3747	0.4014	0.3832	0.3499	0.3645
CaO	0.0182	0.0529	0.0618	0.0379	0.0624	0.0429	0.0629
TOTAL	99.83	100.01	100.22	99.5	100.18	99.72	99.58
Fo	89.4175	89.4771	89.2220	89.6260	89.2803	89.2425	89.4660
Fa	10.4495	10.3842	10.6116	10.2497	10.5664	10.5954	10.4219

MVF-5										
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO2	40.56	40.59	40.92	40.78	40.65	40.71	40.82	40.78	40.45	40.64
TiO2	0.0122			0.0582	0.0337			0.0245		0.0245
Al2O3	0.022	0.0418	0.0286	0.0389	0.0381	0.0267	0.023	0.0132	0.0245	0.0222
Cr2O3	0.0454	0.0255	0.0146		0.02	0.0255		0.0237	0.0582	0.0182
FeO	9.96	10.39	10.32	10.16	10.13	10.14	10.18	10.07	10.16	10.12
MnO	0.1102	0.1414	0.0849	0.1419	0.1521	0.1829	0.1342	0.125	0.1373	0.1381
MgO	48.91	48.83	48.97	48.91	49.09	48.9	48.79	48.86	48.82	48.78
NiO	0.4041	0.3825	0.3787	0.3874	0.3832	0.397	0.3773	0.3703	0.3912	0.4292
CaO	0.0636	0.0775	0.0906	0.0916	0.0832	0.0758	0.0957	0.0587	0.0638	0.0806
TOTAL	100.13	100.5	100.85	100.62	100.58	100.47	100.44	100.34	100.13	100.27

Fo	89.6459	89.2068	89.3505	89.4325	89.4852	89.4109	89.3981	89.5213	89.4194	89.4477
Fa	10.2393	10.6465	10.5615	10.4201	10.3573	10.3991	10.4622	10.3486	10.4377	10.4085

MVF-6								
	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO2	40.51	40.67	40.72	41.14	41.29	40.91	40.78	40.6
TiO2		0.04			0.1137	0.0307		
Al2O3	0.0311	0.0051	0.004	0.0052	0.0174	0.0325	0.0129	0.0225
Cr2O3	0.0073	0.0219	0.0383		0.0949	0.0274	0.0037	0.0164
FeO	9.84	9.92	9.83	9.83	9.48	9.56	9.23	9.26
MnO	0.1061	0.1261	0.173	0.1381	0.1547	0.1692	0.1335	0.1303
MgO	49.15	49.34	48.97	49.42	49.47	49.56	49.05	49.51
NiO	0.4344	0.4138	0.4175	0.3967	0.3803	0.4062	0.3885	0.3781
CaO	0.0351	0.0113	0.0527	0.0253	0.0465	0.0446	0.0791	0.0731
TOTAL	100.12	100.55	100.22	100.96	101.05	100.75	99.71	100

Fo	89.8054	89.7488	89.7185	89.8349	90.1501	90.0792	90.3267	90.3832
Fa	10.0845	10.1209	10.1014	10.0225	9.6897	9.7461	9.5336	9.4817

MVF-7		
	2	1
SiO2	40.66	40.47
TiO2	0.0491	0.0215
Al2O3	0.0048	0.0162
Cr2O3	0.0018	0.0055
FeO	9.67	9.76
MnO	0.1377	0.1386
MgO	48.98	49.41
NiO	0.4137	0.4197
CaO	0.0159	0.0162
TOTAL	99.93	100.27

Fo	89.9012	89.8968
Fa	9.9552	9.9600

MVF-8										
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	41.13	41.13	40.98	40.67	40.82	40.89	40.96	41.04	40.78	40.98
TiO ₂			0.0062	0.0245	0.0307				0.0583	
Al ₂ O ₃	0.0158	0.0122	0.0089		0.0169	0.0055	0.0279	0.0244	0.0025	0.0107
Cr ₂ O ₃	0.0219	0.0127	0.0364	0.0091		0.0218	0.0364	0.0018		
FeO	10.22	10.33	10.48	10.49	10.45	10.22	10.32	10.3	10.38	10.37
MnO	0.155	0.1387	0.1319	0.1526	0.1334	0.124	0.1171	0.1573	0.1281	0.1584
MgO	47.94	48.35	47.81	47.85	48.31	48.33	48	48.31	48.16	48.52
NiO	0.3746	0.3779	0.3524	0.3927	0.4043	0.3878	0.3921	0.3893	0.3882	0.391
CaO	0.0399	0.009	0.0243	0.0043	0.0181	0.0228	0.208	0.0105	0.0291	0.0127
TOTAL	99.9	100.36	99.85	99.6	100.19	100	99.9	100.25	99.94	100.46
Fo	89.1735	89.1691	88.9272	88.9068	89.0555	89.2805	89.1284	89.1714	89.0947	89.1479
Fa	10.6627	10.6855	10.9334	10.9322	10.8048	10.5893	10.7481	10.6636	10.7706	10.6868

MVF-9												
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	40.58	40.55	40.35	40.38	40.2	40.390	40.44	40.34	40.2	40.42	40.52	40.68
TiO ₂	0.0122				0.0701	0.052	0.0122	0.0183		0.1131		0.0122
Al ₂ O ₃			0.0113		0.0057	0.012			0.006	0.016		0.0019
Cr ₂ O ₃	0.045	0.047	0.0234	0.01	0.0361		0.0127		0.0487	0.0018		0.0325
FeO	11.74	11.61	11.69	11.68	11.58	11.420	11.49	11.49	11.53	11.2	11.42	11.66
MnO	0.1877	0.1512	0.1762	0.1645	0.1682	0.143	0.1907	0.1955	0.1484	0.1776	0.1794	0.1668
MgO	47.59	47.91	47.94	47.96	47.7	47.930	47.96	47.74	48.07	47.73	47.94	47.63
NiO	0.3676	0.3888	0.3633	0.352	0.3727	0.421	0.3838	0.373	0.371	0.3611	0.4012	0.3757
CaO	0.0178	0.0219	0.0369	0.0226			0.0027	0.0123	0.0515	0.0256	0.0357	0.0219
TOTAL	100.55	100.68	100.6	100.58	100.15	100.370	100.5	100.17	100.42	100.04	100.5	100.58
Fo	87.6726	87.8956	87.8072	87.8313	87.8604	88.0797	87.9791	87.9259	88.0058	88.2045	88.0485	87.7734
Fa	12.1309	11.9468	12.0095	11.9975	11.9636	11.7710	11.8222	11.8695	11.8398	11.6090	11.7644	12.0520

MVF-10										
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	41.34	41.02	41.18	41.04	41.5	41	41.27	41.13	40.89	41.03
TiO ₂	0.0492	0.0555					0.0124	0.0154	0.0247	
Al ₂ O ₃	0.0048		0.0383	0.0145	0.0151	0.0224	0.0104	0.0113	0.0133	0.0049
Cr ₂ O ₃	0.0292			0.0219			0.0422	0.0183		0.0037
FeO	8.6	8.84	8.95	8.81	8.55	8.86	8.78	8.77	8.83	8.83
MnO	0.1114	0.1232	0.1361	0.1347	0.1224	0.1176	0.1405	0.13	0.1445	0.1511
MgO	49.45	49.48	49.08	49.51	49.26	49.45	49.65	49.2	49.3	49.13
NiO	0.3781	0.3619	0.408	0.4083	0.3908	0.4071	0.3628	0.3772	0.4103	0.3658
CaO	0.0321	0.0153	0.0382	0.0211	0.0532	0.0286	0.0374	0.0096	0.0135	0.0129
TOTAL	99.99	99.9	99.83	99.98	99.9	99.88	100.31	99.67	99.62	99.53
Fo	91.006	90.7752	90.5915	90.7974	91.0113	90.7568	90.8435	90.7869	90.7338	90.6985
Fa	8.8773	9.09637	9.26582	9.06223	8.86024	9.12063	9.01047	9.07686	9.1151	9.14307

	MVF-11			
	1	2	1	2
SiO ₂	40.96	41	40.72	40.45
TiO ₂		0.0399	0.0062	
Al ₂ O ₃	0.0175	0.0013	0.0072	0.0146
Cr ₂ O ₃	0.0455	0.0109		
FeO	10.58	10.65	10.78	10.44
MnO	0.1318	0.1531	0.1627	0.1568
MgO	47.71	47.74	48.13	47.62
NiO	0.3913	0.389	0.3949	0.3977
CaO	0.0302	0.0128	0.0274	0.0131
TOTAL	99.87	99.99	100.23	99.09
Fo	88.8139	88.7353	88.6881	88.9017
Fa	11.0468	11.1030	11.1416	10.9320