

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

BRUNA MARIA BORBA DE CARVALHO

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE NÓDULOS ULTRAMÁFICOS DO PLUG DE
SERRA DE SÃO PEDRO, NORDESTE DO BRASIL, E DOS PLUGS DE NYOS,
FUNDONG E MONTE CAMARÕES, REPÚBLICA DOS CAMARÕES

RECIFE
2017

BRUNA MARIA BORBA DE CARVALHO

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE NÓDULOS ULTRAMÁFICOS DO PLUG DE
SERRA DE SÃO PEDRO, NORDESTE DO BRASIL, E DOS PLUGS DE NYOS,
FUNDONG E MONTE CAMARÕES, REPÚBLICA DOS CAMARÕES

Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Geociências da
Universidade Federal de Pernambuco,
como requisito parcial para a obtenção do
título de Mestra em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica,
Geofísica e Evolução Crustal.

Orientador: Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial

RECIFE

2017

Catálogo na fonte
Bibliotecária Maria Luiza de Moura Ferreira, CRB-4 / 1469

C331p Carvalho, Bruna Maria Borba de.
Petrologia e geoquímica de nódulos ultramáficos do plug de Serra de São Pedro, Nordeste do Brasil, e dos plugs de Nyons, Fundong e Monte Camarões, República dos Camarões / Bruna Maria Borba de Carvalho. - 2017.
64 folhas, il., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós- Graduação em Geociências, 2017.
Inclui Referências e Anexo.

1. Geociências. 2. Xenólitos ultramáficos. 3. Serra de São Pedro. 4. Linha vulcânica dos Camarões. 5. Temperatura. Pressão. I. Sial, Alcides Nóbrega (Orientador). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2017-293

BRUNA MARIA BORBA DE CARVALHO

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE NÓDULOS ULTRAMÁFICOS DO PLUG DE
SERRA DE SÃO PEDRO, NORDESTE DO BRASIL, E DOS PLUGS DE NYOS,
FUNDONG E MONTE CAMARÕES, REPÚBLICA DOS CAMARÕES**

Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Geociências da
Universidade Federal de Pernambuco,
como requisito parcial para a obtenção do
título de Mestra em Geociências.

Aprovada em: 02/08/2016

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Silvio Roberto Farias Vlach (Examinador Externo)
Universidade de São Paulo

Prof.^a Dr.^a Anelise Losangela Bertotti (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Prof. Alcides N. Sial, pela paciência e todo o aprendizado que tem me proporcionado, cuja contribuição extrapola o desenvolvimento profissional quando através do próprio exemplo nos dá lições de vida;

À Prof^a. Valderez P. Ferreira pelo carinho, paciência, e por me tratar sempre como sua orientanda. Se anjos existirem, você é o anjo que cuida de mim, na minha carreira profissional;

Ao professor Jean Pierre Tchouankoue, por disponibilizar as amostras provenientes da República dos Camarões;

Ao professor Nilson Botelho e toda sua equipe, UnB, por confeccionar parte das sessões delgadas utilizadas nesta dissertação;

A todos que fazem parte do laboratório NEG-LABISE, por compartilharem conhecimento, alegria e, que muito além de colegas de trabalho, se tornaram grandes amigos;

Aos meus alunos e novos colegas de trabalho da Universidade Federal de Sergipe, por todo apoio e compreensão, Cristine Lenz, Anelise Bertotti, e Luciana Vieira;

À toda minha família, em especial a minha mãe Rosiane Pereira e irmã Assíria Borba, que passaram por todo stress comigo;

À FACEPE, pela bolsa de estudos que possibilitou a concretização deste mestrado.

RESUMO

A ocorrência de plugs e necks basálticos portadores de nódulos ultramáficos, de idade Oligoceno–Mioceno, na região central do Rio Grande do Norte e Paraíba, foram estudados desde longo tempo atrás. A Serra de São Pedro, localizada a 15 km a leste de Itapetim, é o único plug deste tipo em Pernambuco e nunca foi estudado em detalhe. Análises químicas em rocha total desta ocorrência apresentam deficiência em SiO_2 que varia de 43 a 45%, exibindo $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de 4 a 6%. Amostras formam um trend dentro da série alcalina como basanitos (> 10% de olivina normativa) e tefritos (<10% de olivina normativa). Nódulos ultramáficos (espinélio-lherzolito e dunitos) em geral com < 2 cm de tamanho é um dos principais focos deste trabalho e que são comparados com nódulos ultramáficos coletados em três plugs (Nyos, Fundong e Monte Camarões) da “Linha Vulcânica dos Camarões”. Estes ultimos mostram uma maior variedade petrográfica, e são constituídos por dunitos, espinélio-lherzolitos e piroxenitos. Tanto os nódulos do plug de São Pedro como os dos plugs da Linha Vulcânica dos Camarões mostram uma certa deformação no estado sólido, olivinas e piroxênios exibindo geminação secundária e *kink bands*. Nestes nódulos, em geral olivina aparece como cristais mais desenvolvidos e algumas vezes com contatos a 120° indicando uma textura de equilíbrio metamórfico. A deformação observada nestes nódulos resultou provavelmente do movimento das placas Sul-Americana (São Pedro) ou Africana (Camarões). Análises químicas de orto e clinopiroxênio de nódulos do plug de São Pedro permitem uma estimativa preliminar da variação P-T na fonte destes nódulos, gerando resultados de aproximadamente 950°C para a temperatura, e pressão variando entre 25 e 35 kbars.

Palavras-chave: Xenólitos ultramáficos. Serra de São Pedro. Linha vulcânica dos Camarões. Temperatura. Pressão

ABSTRACT

The occurrence of basaltic plugs and necks carrying ultramafic nodules, which present ages around Oligocene-Miocene in the central region of Rio Grande do Norte and Paraíba, has been studied since a long time ago. The Serra de São Pedro plug, located 15 km east of Itapetim, is the only occurrence of this type in Pernambuco and it has never been studied in detail before. Chemical analysis of the whole rock show that they are SiO₂ deficient, with values ranging from 43 to 45%. Na₂O + K₂O displays values from 4 to 6%. The results form a trend within the alkaline series as basanites (> 10% normative olivine) and tephrites (<10% of normative olivine). Ultramafic nodules (spinel-lherzolite and dunites) generally <2 cm in size is the major focus of this work, and they are compared with ultramafic nodules collected in three other locations from the "Cameroon Volcanic Line, CVL", which are Nyos, Fundong and Mount Cameroon. The latter show a greater variety of petrographic features and are constituted by dunites, spinel-lherzolites and pyroxenites. Both nodules from the Serra de São Pedro plug, as the Cameroon Volcanic Line plugs, show a certain deformation in the solid state, olivine and pyroxene displays secondary twinning and kink bands. In these nodules, olivine generally appears as more developed crystals and sometimes forms triple junctions indicating a metamorphic equilibrium texture. The deformation observed in these nodules probably resulted from the movement of the South American tectonic plate (Serra de São Pedro) or African tectonic plate (Cameroon Volcanic Line). Chemical analysis of ortho and clinopyroxene of xenoliths from the Serra de São Pedro plug allow a preliminary estimate of P-T variation of the rock source of these nodules. The results show a temperature of approximately 950 °C, and pressures ranging from 25 to 35 kbars.

Keywords: Ultramafic xenoliths. Serra de São Pedro. Cameroon volcanic line. Temperature. Pressure

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	9
1.1	OBJETIVOS.....	12
1.2	MATERIAIS E MÉTODOS.....	12
2	REVISÃO DA LITERATURA E GEOLOGIA LOCAL	14
2.1	ROCHAS VULCÂNICAS MESOCENOZÓICAS DO NORDESTE E SEUS XENÓLITOS	16
2.1.1	Serra de São Pedro.....	19
2.2	LINHA VULCÂNICA DOS CAMARÕES, REPÚBLICA DOS CAMARÕES E SEUS XENÓLITOS	22
2.2.1	Nyos.....	23
2.2.2	Fundong	24
2.2.3	Monte Camarões.....	24
3	PETROGRAFIA.....	25
3.1	SERRA DE SÃO PEDRO	25
3.1.1	Rocha Hospedeira	25
3.1.2	Xenólitos Ultramáficos.....	29
3.2	NYOS.....	31
3.2.1	Xenólitos Ultramáficos.....	32
3.3	FUNDONG.....	37
3.3.1	Xenólito Ultramáfico.....	37
3.4	MONTE CAMARÕES	42
3.4.1	Rocha Hospedeira	43
3.4.2	Xenólitos Ultramáficos.....	44
4	GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	48
4.1	SERRA DE SÃO PEDRO	48
4.1.1	Diagramas de Variação	49
5	GEOQUÍMICA MINERAL	51
5.1	SERRA DE SÃO PEDRO	51
5.1.1	Olivina.....	51
5.1.2	Clinopiroxênio.....	53
5.1.3	Ortopiroxênio	54
5.1.4	Espinélio.....	54
6	TERMOBAROMETRIA.....	56

6.1	SERRA DE SÃO PEDRO	56
7	DISCUSSÃO E CONCLUSÃO	58
	REFERÊNCIAS	60
	ANEXO	64

1 INTRODUÇÃO

O manto tem um papel fundamental na evolução da Terra, atuando como um motor convectivo que estimula a tectônica de placas (Turcotte & Schubert, 1982). Localizado entre a crosta e o núcleo externo, o manto tem aproximadamente 2900 km de espessura e constitui cerca de 84% do volume da Terra. No entanto, apesar da importância do manto para a evolução terrestre, a compreensão da variação composicional deste reservatório, que é tão crítica para o entendimento da evolução geoquímica, é restrita, uma vez que o manto não pode ser amostrado diretamente (Workman & Hart, 2005).

O fornecimento de percepções significativas, para a compreensão dos processos geodinâmicos e petrológicos que moldaram a evolução do sistema manto-crosta, está disposto na forma de xenólitos ou nódulos, que são descritos como fragmentos de rochas não pertencentes a rocha que os hospedam. Neste caso, pode-se encontrar xenólitos, ou nódulos do manto em rochas na superfície da Terra, na qual trazem informações preservadas diretamente do manto terrestre (Hofmann, 1997).

As ocorrências continentais dos xenólitos podem ser subdivididas com base na idade da crosta e na história da tectônica da área a ser amostrada, em alguns tipos: cratônicos e circuncratônicos ou não-cratônicos. Os xenólitos de regiões cratônicas e circuncratônicas estáveis são distintamente diferentes em petrologia daqueles que ocorrem em áreas que sofreram uma perturbação significativa da litosfera. Por exemplo, os harzburgitos subcálcicos ricos em granadas ocorrem na maioria dos cratons, mas não ocorrem em suítes circuncratônicas ou não-cratônicas (Boyd et al., 1993). Além disso, as profundidades máximas de equilíbrio das séries de peridotitos não cratônicos são inferiores às dos peridotitos cratônicos (Boyd, 1987).

Os xenólitos ultramáficos são classificados com base em sua mineralogia em diferentes suítes: (i) Cr-diopsídeo (ii) Cr-diopsídeo rico em Fe, e (iii) Al-augita (Nixon, 1987). Os autores também relataram a relação entre a química e as texturas em xenólitos de peridotitos. Eles geralmente mostram texturas grosseiras ou porfiroclásticas, ou ainda, uma junção entre as duas. Também pode ocorrer a evolução das texturas grosseiras para porfiroclásticas quando as tensões são mais

elevadas, sendo reconhecidas pelo desenvolvimento de neoblastos menores de olivina entre os piroxenios, granada ou espinélio. Em muitas suítes, a mudança de uma textura para outra ocorre em função da profundidade.

O uso de geotermometria/geobarometria em associações minerais apropriadas, a partir dos xenólitos que foram carregados pela rocha hospedeira, nos ajuda a reconstruir a geoterma da litosfera subjacente ao momento do transporte desses xenólitos (Boyd, 1987). Os problemas que podem ocorrer na utilização de dados P-T derivados de xenólitos resultam da possível falta de equilíbrio entre as fases minerais, devido as taxas de difusão lenta. Portanto pode ocorrer um congelamento dos dados interpretados como "efeitos de memória" P e T em diferentes intervalos de profundidade ou em diferentes associações minerais durante o resfriamento a partir de uma temperatura muito alta, resultando então, em uma geoterma espúria. Uma escala de geotermas, derivada empiricamente dos dados dos minerais pertencentes aos xenólitos, está disponível através dos dados obtidos no sudeste da Austrália, Spitsbergen, rifte do Rio Grande, na Índia ocidental, Arábia Saudita, entre outros. Os geotermas construídos a partir dos xenólitos encontrados nos kimberlitos fornecem a informação sobre a litosfera não perturbada termicamente, em contraste com os geotermas construídos através dos xenólitos em rochas basálticas que registram condutores geotermais com fluxo de calor superficial variando de 35 a aproximadamente 45 mW/m².

Os fluidos também são agentes extremamente importantes de mudança geoquímica e transferência de calor na litosfera. Os xenólitos derivados do manto contêm evidências diretas da natureza desse reservatório e de fluidos que foram aprisionados nas cavidades e inclusões fluidas em minerais do manto. Os sulfetos são abundantes em algumas seções do manto e, juntamente com inclusões de fluidos de alta pressão e estimativas de fugacidade de oxigênio, fornecem uma base para a compreensão das espécies iônicas que podem ser transportadas nesses fluidos através do manto para a crosta. Os fluidos nas profundidades do manto têm consequências importantes porque agem como agentes metassomáticos que podem influenciar profundamente a química do reservatório. A presença de fases minerais voláteis como apatita, flogopita, anfibólio, etc. que, de uma forma, são estranhas à mineralogia do manto, fornecem espaços estruturais para a entrada de CO₂, Cl, F, H₂O e S. Estas fases também são geralmente enriquecidas em elementos incompatíveis. Os elementos Traços destas e outras fases minerais nos xenólitos

ultramáficos ajudam imensamente a restringir a composição destes fluidos. Por exemplo, os glóbulos de sulfeto nos clinopiroxênios de alguns nódulos estão associados a inclusões fluidas ricas em CO_2 . A sua microestrutura sugere que um fluido rico em sulfureto, um fluido de $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$, e um magma silicático podem coexistir como líquidos imiscíveis sob certas condições de manto (McDonough, 1995).

Os primeiros dados isotópicos sobre o manto da litosfera continental (CLM) revelou que ele deve ter sido isolado do manto convectivo em uma escala de tempo de bilhões de anos. As idades obtidas foram idades de "enriquecimento" e deram origem ao conceito de "CLM enriquecido antigo". Para os xenólitos de peridotitos cratônicos, a distribuição de frequência das idades de empobrecimento de Re-Os mostra uma ampla faixa, mas varia principalmente entre 2,5-2,75 Ga, com algumas amostras apresentando idades $> 3,5$ Ga. Isso sugere que o manto litosférico sob crostas de idades Arqueanas também é 'Arqueano' na idade. Os peridotitos da litosfera mais jovem (xenólitos de peridotitos não-cratônicos) dão idades predominantemente mais jovens do que as amostras cratônicas e circuncratônicas (Peslier et al., 2000). No entanto, peridotitos de algumas localidades mais jovens têm exibido idades tão antigas como meso-proterozóico, significativamente mais velhos do que os últimos episódios de geração de crosta nessas áreas. Isto sugere que o antigo CLM nessas áreas sobreviveu aos eventos de diferenciação e de rifteamento que lhes foram impostos.

Os xenólitos do manto hospedados em basaltos alcalinos têm sido documentados em todo o mundo (Brearley et al., 1984, De Hoog et al., 2010, Downes et al., 2014). Os basaltos alcalinos possuem o teor de sílica mais baixos do que os basaltos do tipo MORB, e são caracterizados pelo alto teor de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (Polat et al., 1997; Nkouandou e Temdjim, 2011; Li et al., 2014). A origem dos basaltos alcalinos pode ser explicada por dois processos principais:

- (1) baixo grau de fusão parcial do manto (Kay e Gast, 1973; Wilshire et al., 1988);
- (2) fusão parcial do manto enriquecido (Wilshire et al, 1980, Wilshire et al, 1988, Maury et al).

O manto enriquecido pode ser produzido por metassomatismo envolvendo fluidos hidratados e/ou ricos em carbonatos, intrusão de magmas silicáticos, ou mistura física entre o manto "normal" e rochas férteis como piroxenitos e eclogitos.

Esses processos podem elevar a abundância de elementos incompatíveis no manto que, por sua vez, pode elevar alcalinidade do magma (Bailey, 1972, 1982, Wilshire et al., 1988).

Dados aqui apresentados oferecem condições para discutir os processos petrogenéticos ocorridos na rocha fonte de xenólitos ultramáficos e um possível metassomatismo que a afetou no manto. Desta forma, o conhecimento sobre o magmatismo alcalino Terciário em Pernambuco é ampliado, bem como nas três áreas localizadas estudadas na República dos Camarões.

1.1 OBJETIVOS

Esta dissertação tem como objetivo principal o estudo petrológico de nódulos ultramáficos trazidos à superfície por rochas vulcânicas básicas de tendência alcalinas. Este escopo será alcançado por meio de caracterização petrográfica e geoquímica de rocha total e mineral em rochas basálticas (quando disponíveis) e seus xenólitos ultramáficos, provenientes das localidades:

- Serra de São Pedro, Pernambuco, Brasil
- Nyos, Fundong e Monte Camarões, República dos Camarões

1.2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para atingir os objetivos, fez-se necessário dividir este projeto de pesquisa em etapas de excursões de campo, no caso das amostras coletadas em Pernambuco, e atividades de laboratório para o tratamento, integração e interpretação dos dados. O desenvolvimento deste trabalho ocorreu da seguinte forma:

- Consulta da literatura sobre o magmatismo alcalino Terciário no Nordeste do Brasil;
- Coleta de amostras na Serra de São Pedro, Pernambuco;
- Coleta e envio de 31 amostras de xenólitos da República dos Camarões, feitas pelo professor Jean Pierre Tchouankoue;
- Preparação de amostras para análises químicas de rocha total, mineral e isotópica: britagem, pulverização;
- Estudo petrográfico, classificação mineralógica, reconhecimento e descrição

das fases minerais presentes e suas relações texturais;

- Análises químicas (elementos maiores, menores e traços) de amostras selecionadas apenas da Serra de São Pedro, Pernambuco;
- Análises químicas por microsonda eletrônica das principais fases minerais do basalto hospedeiro e nódulos peridotíticos da Serra de São Pedro;
- Preparação de diagramas de correlação usando planilhas de dados Microsoft Excel, e o software Grapher;
- Integração e interpretação de dados para a elaboração desta dissertação

A confecção de seções delgadas para o estudo petrográfico foi feita na Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN, e na Universidade de Brasília – UnB. As fotomicrografias foram tomadas no Laboratório de Inclusões Fluidas, e no Laboratório de Gemologia do Departamento de Geologia da UFPE.

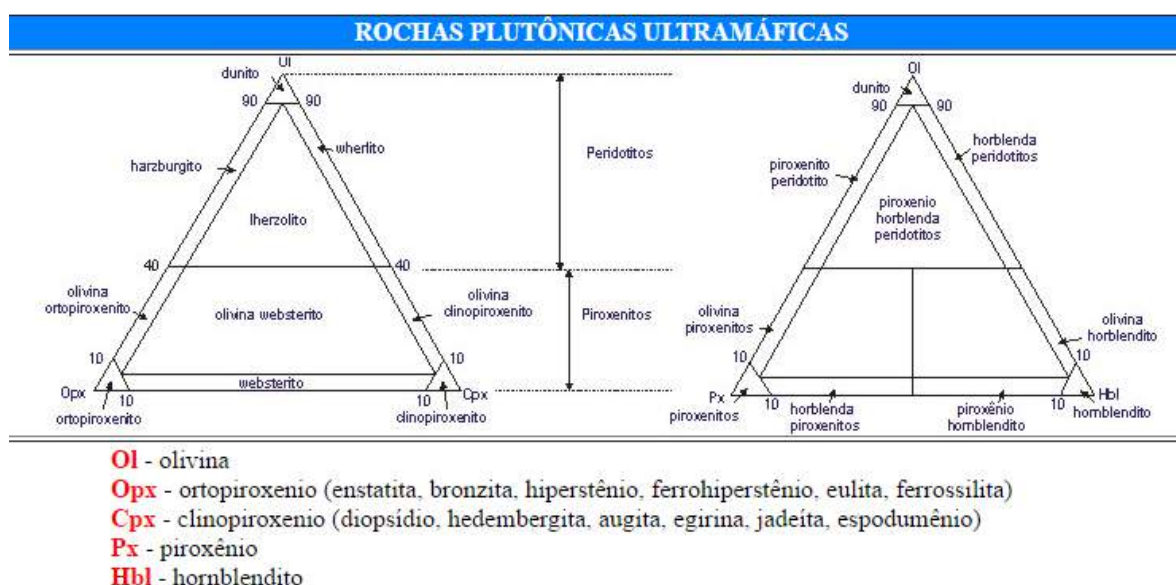
As análises químicas de elementos maiores foram realizadas através de Fluorescência de Raios X no NEG-LABISE, Departamento de Geologia da UFPE; e as análises de química mineral através de microsonda eletrônica, na Universidade de Brasília.

2 REVISÃO DA LITERATURA E GEOLOGIA LOCAL

Xenólitos ultramáficos são transportados por kimberlitos, lamproitos e basaltos alcalinos até a superfície, e tem sido um tópico alvo de diversas pesquisas e estudos (e.g. Bergman, 1987). Eles são uma das principais fontes de informações sobre processos que ocorrem no manto superior e durante seu transporte através da crosta continental. Em se tratando de kimberlitos, fornecerem informação sobre o potencial diamantífero dessas rochas.

Os tipos litológicos mais abundantes no manto superior são peridotitos. Usando a classificação de Streckeisen (1976), eles incluem: dunito, harzburgito, lherzolito e weherlito. Além disso, xenólitos de piroxênitos também são comuns.

Figura 1. Classificação de rochas ultramáficas



Fonte: Streckeisen (1976).

Os vários tipos de xenólitos de acordo com Nixon (1987) incluem: peridotitos de baixa temperatura, peridotitos de alta temperatura, peridotitos com granada subcálcica, peridotitos metassomatizados, megacristais e eclogitos.

- Peridotitos de baixa e alta temperatura:

Peridotitos de baixa temperatura tendem a se formarem a uma temperatura <1100 °C, apresentam um #Mg em olivina > 92 e TiO₂ em granada e diopsídio < 0,2 % peso. Além disso, peridotitos possuem baixo teor de Fe. É comum a ocorrência de

flogopita, cromita e diamante ou grafita em menores quantidades. Exibem uma textura grossa ou tabular, diferente dos peridotitos de alta temperatura que apresentam textura mais deformada. Outros nódulos do manto também podem ocorrer associados aos peridotitos de baixa temperatura, como: eclogitos e piroxênitos.

Por outro lado, os peridotitos de alta temperatura podem ser diferenciados devido aos seus valores de $\#Mg < 92$ em olivina e o teor de $TiO_2 > 2,0\%$ peso nas granadas. Os teores de Cr são semelhantes nos peridotitos de baixa e alta temperatura (Boyd, 1987).

Boyd (1987) notifica que a variação do $\#Mg$ em grãos de olivina, entre 89 e 92, pode estar relacionada à resíduos de fusão que envolvem a formação de basaltos e são típicos de peridotitos oceânicos. Ou seja, a variação do $\#Mg$ revela importantes diferenças genéticas entre os peridotitos de baixa e alta temperatura.

- Peridotitos com granada subcálcica:

Esses xenólitos ocorrem, na maioria das vezes, como harzburgitos que são caracterizados por sua textura grossa. A composição dos harzburgitos é empobrecida em Fe, e apresenta um $\#Mg$ relativamente alto, entre 91 a 93. São comumente encontrados em kimberlitos que apresentam granadas subcálcicas ricas em Cr.

- Peridotitos metassomatizados:

Segundo Harte (1987), os processos de metassomatismo podem ser divididos em: modal; enriquecimento de elementos maiores, menores e traço; enriquecimento em elementos-traço.

1. Metassomatismo modal: é a mudança na composição química e mineralógica dos xenólitos. Essas mudanças estão associadas à formação de anfibólio, flogopita, clinopiroxênio, óxidos de Fe e Ti, apatita e carbonato. As principais associações relacionadas ao metassomatismo modal são:
 - a. Kaersutita, pargasita e mica em xenólitos encontrados em basaltos alcalinos:
 - i. Tipo I: xenólitos de peridotito em que as características petrográficas e geoquímicas indicam uma origem residual. Eles apresentam: textura granular ou metamórfica; são ricos em

olivina e ortopiroxênio, e exibem uma menor abundância de clinopiroxênio; o espinélio possui razões de Mg/Fe e Cr/Al alta, e baixo Ti; e o anfibólio esperado é a pargasita.

- ii. Tipo II: xenólitos em que a textura ígnea está mais preservada que o do tipo I. São mais ricos em clinopiroxênios do que em ortopiroxênios, e com a quantidade de olivina variável. O espinélio possui razões de Fe/Mg e Cr/Al mais altas que o do tipo I. O anfibólio esperado, nesse caso, é a kaersutita.
- b. Piroxenitos alcalinos: são xenólitos do manto ricos em clinopiroxênio, mica, anfibólio, titanita, titanomagnetita e apatita. Eles podem, inclusive, exibir uma transição para peridotitos, provavelmente lherzolitos e harzburgitos, contendo espinélio, mica e anfibólio, com texturas de substituição.
- c. Outras associações podem ser encontradas, mas são típicas de xenólitos encontrados em kimberlitos, como:
 - i. Associação IRFS – ilmenita + rutilo + flogopita + sulfetos
 - ii. Associação RM – richterita + mica

- Enriquecimento de elementos maiores, menores e elementos-traço:

Pode ser caracterizado principalmente pelo alto teor de Fe e Ti, e pela ausência de metassomatismo modal.

- Enriquecimento de elementos-traço:

Pode ser observado em peridotitos em que o enriquecimento de elementos terras raras leves (ETRL) ocorre após o empobrecimento de elementos maiores. Ou seja, ocorre onde o empobrecimento de elementos maiores e menores, e a falta de evidências de metassomatismo modal predominam.

2.1 ROCHAS VULCÂNICAS MESOCENOZÓICAS DO NORDESTE E SEUS XENÓLITOS

O magmatismo basáltico ocorrido durante o Mesozóico no nordeste do Brasil, provavelmente relacionado com a abertura do Atlântico Sul, começou em torno de

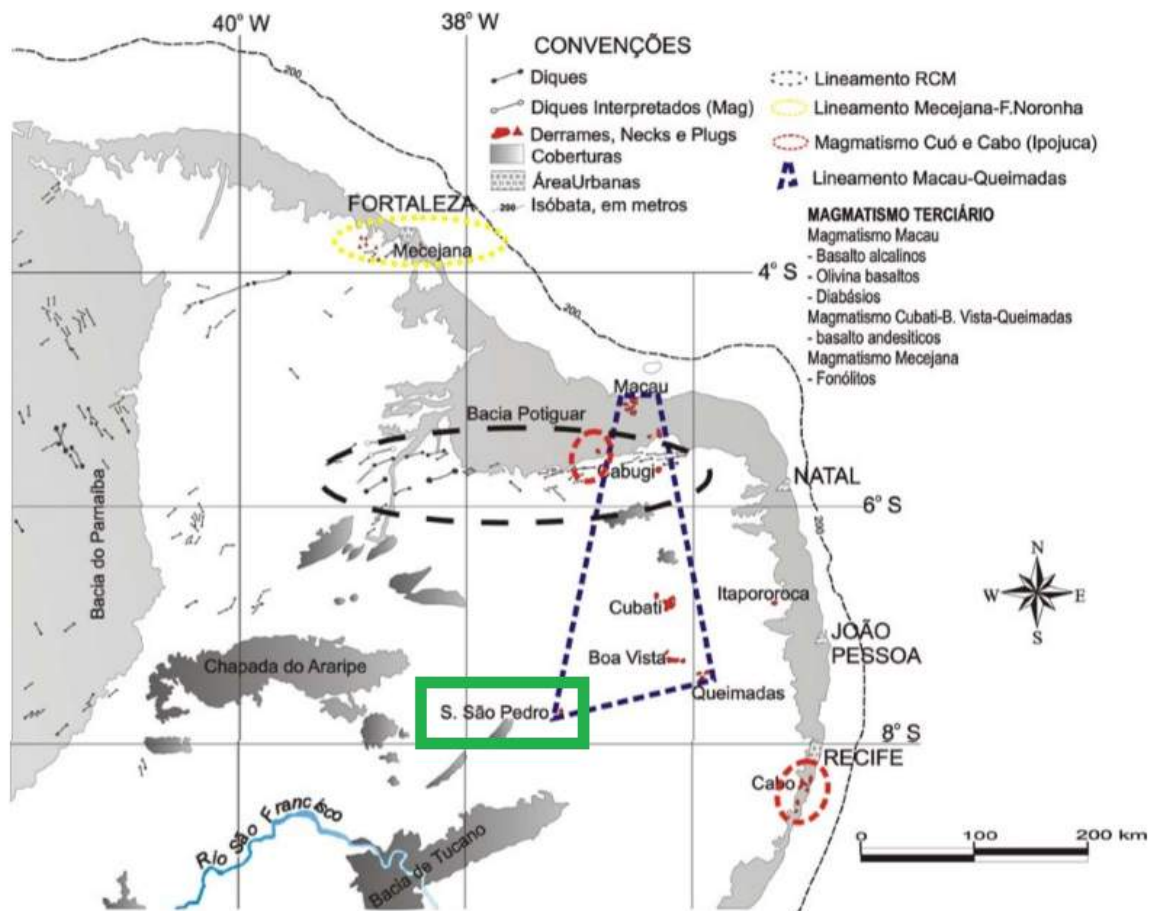
145 m.a., e continuou até 125 m.a. atrás com intrusões de diabásios, com ou sem olivina, formando uma série de enxames de diques de direção E-W nos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Ceará. Muito mais tarde, eventos magmáticos intrusivos e extrusivos, de natureza básica, também ocorreram durante o Cenozóico. Uma série de plugs, necks, pequenos derrames e diques de basaltos subsaturados em sílica foram formados entre 32 e 13 M.a. atrás, no Rio Grande do norte e norte da Paraíba (Sial, 1976).

Essas rochas vulcânicas foram divididas em quatro grupos principais: (1) enxame de diques de diabásio do Mesozóico, no Rio Grande do Norte, que se estende até os estados do Ceará e Paraíba; (2) um grupo de rochas basálticas alcalinas predominantemente do Terciário, no centro do Rio Grande do Norte e no norte da Paraíba; (3) um derrame de basalto toleítico, e algumas formas intrusivas mais abundantes no Maranhão; e (4) a província magmática do Cabo de Santo Agostinho de idade Cretácea, no Estado de Pernambuco, onde andesitos, riolitos e traquitos também estão presentes (Sial, 1976).

No trabalho de Mizusaki et al. (2002), o autor reagrupa e renomeia o magmatismo MesoCenozóico usando dados geocronológicos, em: (1) Lineamento Rio Ceará Mirm-RCM; (2) Magmatismo Cuó e Cabo; (3) Lineamento Mecejana - F. Noronha e (4) Lineamento Macau-Queimadas (figura 2).

O Lineamento Macau-Queimadas, grupo 4 segundo Mizusaki et al. (2002), apresenta a única ocorrência de rochas basálticas alcalinas predominantemente do Terciário em Pernambuco. Localizada na Serra de São Pedro, a aproximadamente 15 km a leste da vila de Itapetim, elas são encontradas como plugs, pequenos derrames, e diques em menores proporções, onde estão, na maioria das vezes, restritos a terrenos Precambrianos, mas também ocorrem perfurando rochas sedimentares da bacia do Apodi (Sial, 1976).

Figura 2. Localização das principais áreas de ocorrência do magmatismo Meso-Cenozóico na Borborema, NE do Brasil (compilado de Almeida, 1988); (1) Lineamento Rio Ceará Mirm-RCM (elipse preta); (2) Magmatismo Cuó e Cabo (elipses vermelhas); (3) Lineamento Mecejana



Fonte: Mizusaki *et. al.*, (2002)

Nódulos peridotíticos também podem ocorrer como inclusões nas rochas basálticas, de idade Oligoceno–Mioceno, no Nordeste do Brasil, onde esses nódulos ultramáficos são compostos de lherzolitos, e harzburgitos. No geral, os harzburgitos apresentam uma variação menor na percentagem de olivina e ortopiroxênio em relação aos lherzolitos (Sial *et. al.*, 1977).

As idades para essas rochas terciárias obtidas pelo método K-Ar variam entre 13 e 80 Ma. Porém, um grupo mais coerente, ocupa um intervalo menor de idade entre 13 e 32 Ma. No geral, essas idades estão dentro dos erros aceitos; entretanto, as idades que apresentam idades significativamente mais antigas (57 Ma e 80 Ma), possivelmente incorporaram ^{40}Ar radiogênico em excesso. Essas idades sugerem que o vulcanismo basáltico terminou aproximadamente 13 milhões de anos atrás, e que o mesmo pode ter começado em torno de 40 Ma (Sial *et. al.*, 1981).

Composições isotópicas para algumas ocorrências de basaltos no Rio Grande do Norte encontradas por Fodor *et al* (1998) são comparáveis àsquelas de basaltos de ilhas oceânicas: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7038\text{--}0.7051$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51266\text{--}0.51280$;

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.52\text{--}10.35$. Os padrões petrográficos e de idade dos basaltos Terciários sugerem fusão parcial numa mesma região fonte, em diferentes graus, e com efeitos superimpostos da cristalização fracionada do magma primitivo. Fodor et al. (1998) concluíram que as lavas basálticas alcalinas Terciárias do Nordeste do Brasil são consistentes com heterogeneidade dentro da pluma astenosférica que gerou os magmas progenitores.

2.1.1 Serra de São Pedro

- Localização

A Serra de São Pedro (Figura 2) está localizada 15 km a leste da cidade de Itapetim, NE do Brasil (Figura 3). Uma das melhores opções para chegar a esta localidade vindo de Recife é via São José do Egito e dali para a área de estudo, localizada em:

Coordenadas Geográficas: 7°29'02.4"S 37°07'30.0"W

Figura 3. Trajeto percorrido a partir da Universidade Federal de Pernambuco, com destino a cidade de Itapetim.



Fonte: A figura foi retirada do Google Imagens.

- Geologia Local

Sial et al. (1991) foram os primeiros a mencionar a presença de nódulos peridotíticos na Serra de São Pedro, tendo sido citada esta ocorrência mais uma vez na tese de doutorado de Silveira (2005). No entanto, não há informações suficientes sobre sua geologia na literatura. Em Sial (1991), foi descrito a forma do corpo basáltico como *plug* ou *neck* vulcânico, todavia, imagens do Google Earth mostra um corpo um pouco alongando, na qual sugere a possibilidade de uma conformação estrutural diferente desta (Figura 4).

Figura 4. Imagens retiradas do Google Earth, mostrando a morfologia da Serra de São Pedro.



Fonte: A figura foi retirada do Google Imagens.

Este afloramento é composto de rochas vulcânicas de coloração predominantemente negra, entretanto, porções exibindo alteração por oxidação têm cor amarronada. Em regra, essas rochas apresentam uma granulação fina, mas o topo e a base do corpo possuem uma granulação um pouco mais grossa. Vesículas lembrando estruturas de escape de gases podem ser vistas, porém, são, provavelmente, uma alteração superficial local.

Este *plug* é formado de blocos soltos que dificultam o acesso a algumas de suas porções, principalmente as mais íngremes (Figura 5).

As rochas da Serra de São Pedro expõem nódulos peridotíticos de até 2,2cm de diâmetro e são mais facilmente observados em amostras frescas (Figura 5), ou seja, em porções laterais do *plug*. Moldes de nódulos maiores que foram desagregados e removidos são comuns na base do *plug*.

A mineralogia, visível a olho desarmado, revela a presença de olivina e piroxênio. Contudo, só é possível identificar outros minerais e classificar os xenólitos com a ajuda de um microscópio petrográfico.

Figura 5. Imagens do afloramento, e das rochas basálticas com xenólitos ultramáficos de peridotito.



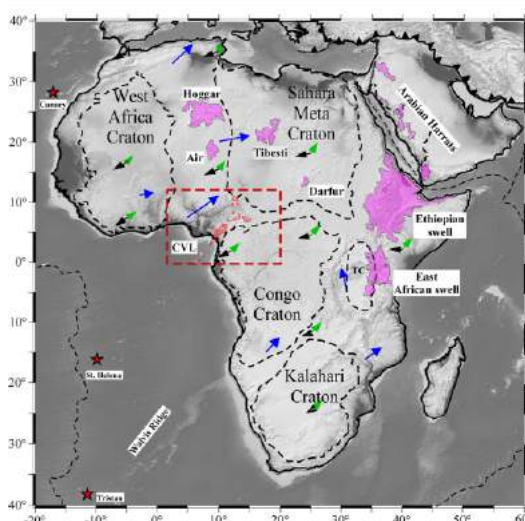
Fonte: Autor.

2.2 LINHA VULCÂNICA DOS CAMARÕES, REPÚBLICA DOS CAMARÕES E SEUS XENÓLITOS

Uma falha geológica no Oeste da África, conhecida como a Linha Vulcânica dos Camarões, República dos Camarões, apresenta uma extensão de aproximadamente 1600 km, em forma de Y (Figura 6). A estrutura observada a partir da Ilha de Annobon, Golfo de Guiné, segue adentro da placa Africana, onde se encontram vulcões de idade Terciária a Recente (Fitton & Dunlop, 1985). Assim, uma característica única da região é que esses vulcões se desenvolveram tanto na crosta oceânica como na crosta continental na placa Africana.

A área de crosta oceânica é composta pelas ilhas de Bioko, Pagalu, São Tomé e Príncipe, e o setor continental é representado pelo Monte Camarões, Monte Anengouba, Monte Bambouto, Monte Oku, os maciços Biu e Adamawa que cortam rochas do embasamento formado por granitos e gnaisses Pan-africanos de aproximadamente 600 Ma (Njilah, 1991).

Figura 6. Mapa topográfico da África mostrando crátons e grandes centros vulcânicos intraplaca. CVL, Volcanic Linha Camarões - área no interior do retângulo tracejado vermelho. TC, Tanzânia Cráton. As setas verdes representam o movimento absoluto da placa (APM) e as setas pretas mostram vetores APM determinados pelo modelo HS3-NUVEL1A. As setas azuis indicam o componente horizontal do fluxo do manto. Estrelas vermelhas representam os locais das plumas do manto do Atlântico.

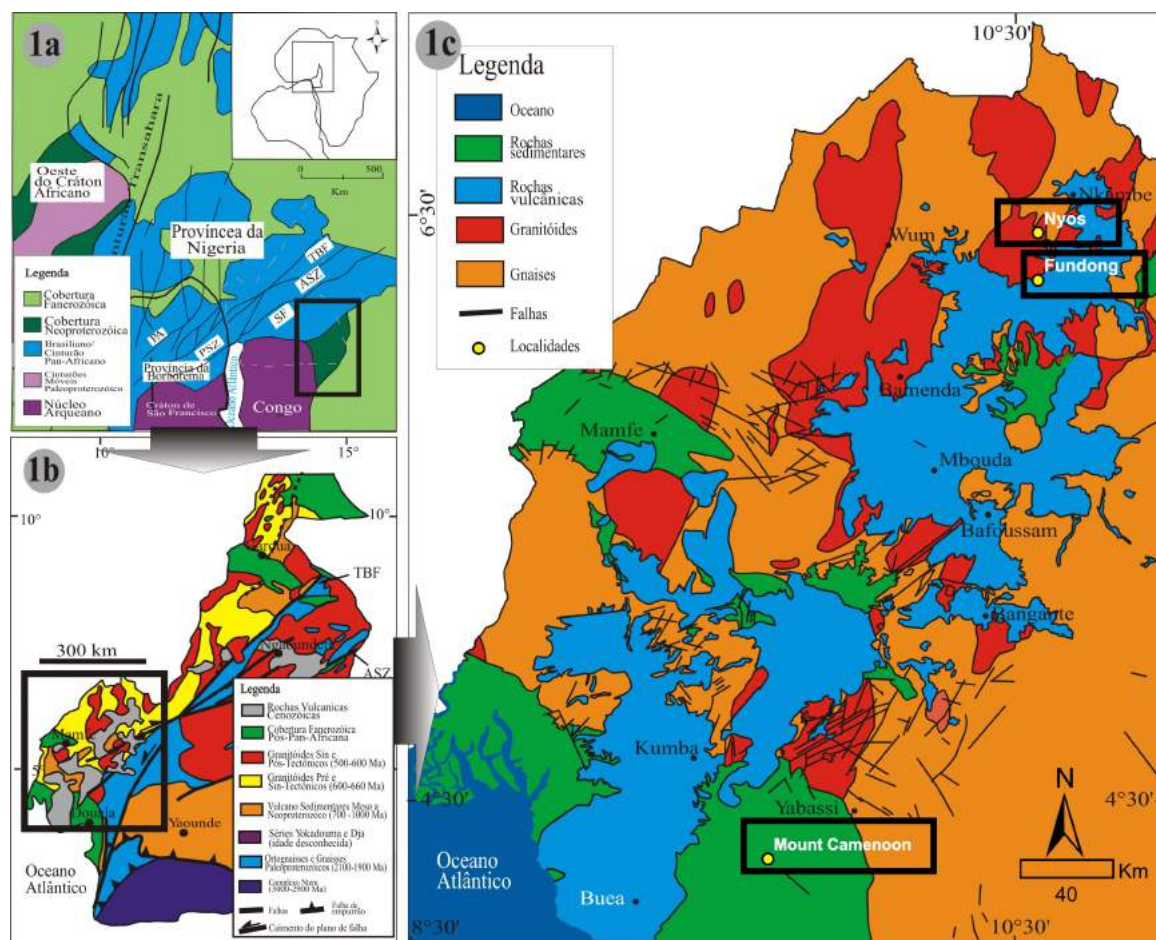


Fonte: Turcotte e Oxburgh, 1978; Abdelsalam et al, 201; Doubrovine et al., 2012.

- Áreas de estudo na República dos Camarões

As áreas de estudo estão localizadas na seção continental da Linha Vulcânica dos Camarões, e encontram-se dentro do Maciço de Oku e Monte Camarões (Figura 7).

Figura 7. Mapa geológico da República dos Camarões apresentando as três localizações estudadas nesse trabalho, Nyos, Fundong e Monte Camarões



Fonte: Njiekak et al.(2008); Kwekam et al. (2009); Dumort (1968); Peronne (1969); Wecksteen (1957).

Foram disponibilizadas trinta e uma amostras de mão (Figuras 8, 9, e 10) pelo professor Jean Pierre Tchouankoue, Universidade de Yaounde I, República dos Camarões, durante uma visita ao Brasil.

2.2.1 Nyos

Figura 8. Amostras de mão. Localização: Nyos



2.2.2 Fundong

Figura 9. Amostras de mão. Localização: Fundong



2.2.3 Monte Camarões

Figura 10. Amostras de mão. Localização: Monte Camarões



3 PETROGRAFIA

3.1 SERRA DE SÃO PEDRO

Doze lâminas delgadas, confeccionadas na Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) e Universidade de Brasília (UnB) foram analisadas ao microscópio petrográfico. Estas amostras exibem xenólitos ultramáficos, descritos abaixo.

Seção 3.1.1: Rocha hospedeira

- o Petrografia das rochas vulcânicas que possuem os nódulos ultramáficos. A descrição será feita abrangendo às relações mineralógicas e texturais da matriz basáltica apenas

Seção 3.1.2: Xenólitos

- o Petrografia dos xenólitos ultramáficos. Nesse segmento será abordado, além das relações mineralógicas e texturais dos peridotitos, a interação deles com a matriz basáltica que os hospedam.

3.1.1 Rocha Hospedeira

De acordo com as características petrográficas, observa-se, em geral, que as rochas basálticas apresentam uma matriz fina onde a granulação pode variar levemente em algumas porções. Os principais minerais que compõem a matriz são clinopiroxênio (cpx), olivina e óxidos de Fe e Ti. Porém, minerais de alteração e/ou de cristalização tardia, também podem ser observados, como: carbonatos e zeólitas.

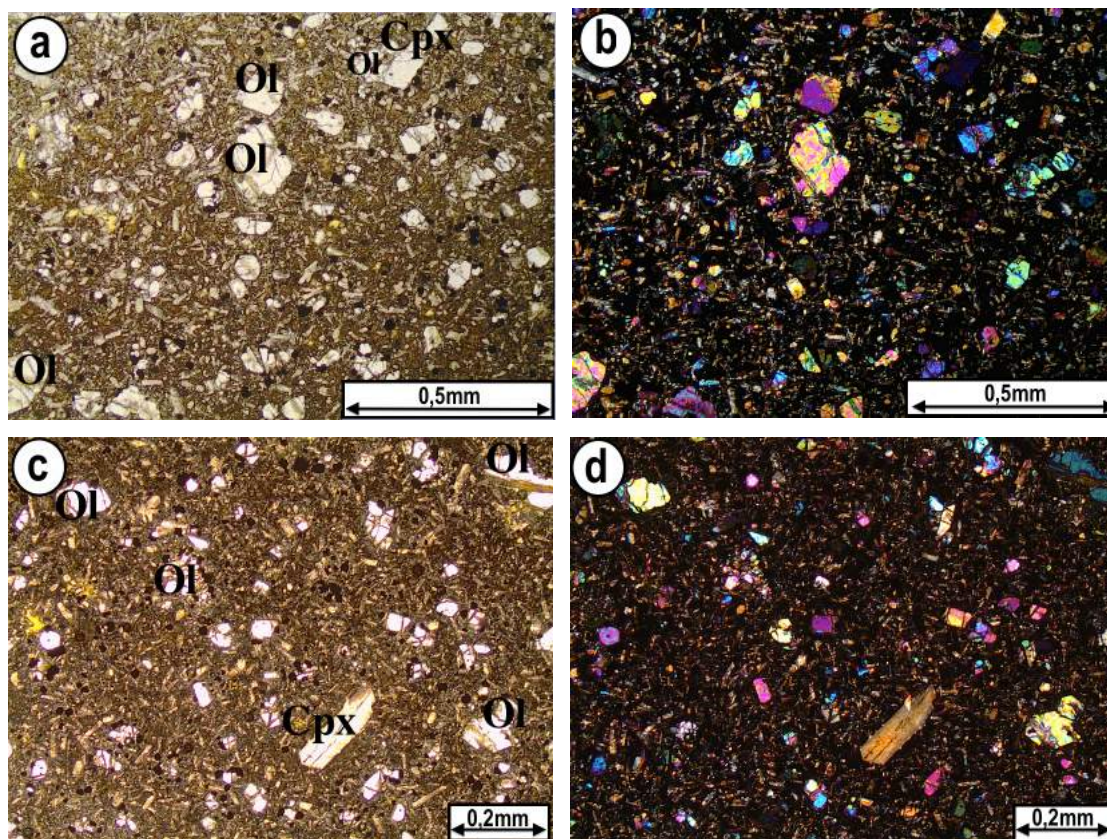
Em regra, essas amostras apresentam uma textura do tipo “*sub-quench*”, devido a forma e disposição em que se encontram os cristais de clinopiroxênio, prismas finos e alongados sem uma direção preferencial (Figura 11 a-d). Os cristais de cpx podem ser identificados por sua cor verde pálido, cor de interferência amarelo de 2º ordem, birrefringência moderada a alta, relevo alto, e hábito prismático. Eles ocorrem de forma eudral a subedral, e em maior parte da seção como microfenocristais não deformados, por vezes zonados (uma característica que os diferenciam de cristais de cpx desagregados do xenólito). Essa zonação setorial que comumente forma texturas do tipo ampulheta (*hour-glass texture*) pode estar

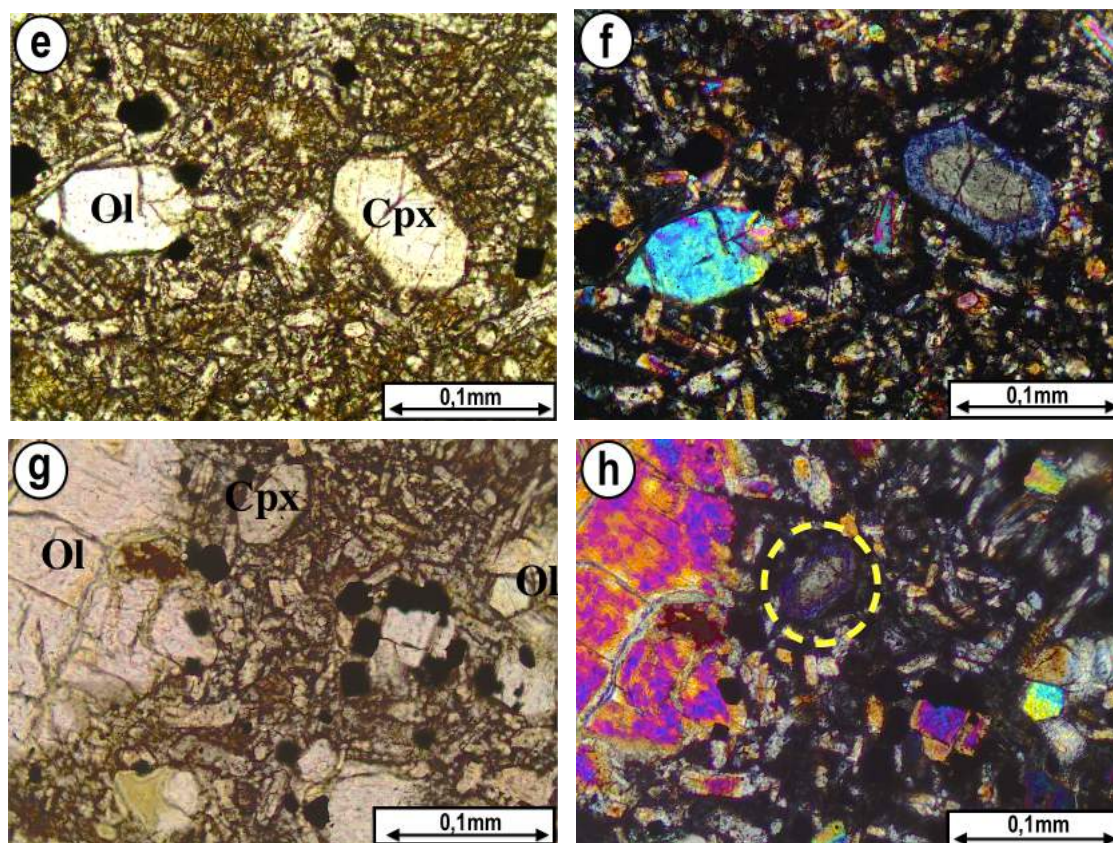
relacionada com reações no subsólidos entre dois piroxênios quimicamente diferentes (Ferguson, 1973), gerando propriedades óticas que mudam do centro para a borda do cristal (Figura 3.1.1 1 e-h).

Os cristais de olivina podem ser identificados, e distinguidos dos cristais de cpx, por ser incolor, cor de interferência intensa de até 3º ordem, birrefringência e relevo muito alto (Figura 11 a-d). Eles ocorrem frequentemente como microfenocristais anedrais e, de forma mais rara, apresentando hábito subedral a eudral. Estão pouco fraturados e apresentam pouca e/ou nenhuma deformação.

Os cristais de óxidos de Fe e Ti apresentam hábito cúbico e por vezes esqueletal, dando para inferir que esses minerais são, provavelmente, magnetita. Ambos ocorrem em abundância, e bem distribuídos na matriz (Figura 11 a-g).

Figura 11. Fotomicrografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c, e, g), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d, f, h). **a-d**: apresenta uma visão geral da matriz da rocha hospedeira, exibindo pequenos prismas alongados (na área mais fina da matriz) e microfenocristais de cpx e ol; **e-h**: fenocristais de ol e cpx, onde observa-se a textura do tipo ampulheta nos cristais de cpx zonados, mais facilmente notado em luz polarizada (f-g) – círculo amarelo em (h) ressaltando a textura em questão. Minerais opacos – cristais de coloração preta - podem ser observados em abundância em todas as imagens. Ol: olivina; Cpx: clinopiroxênio.

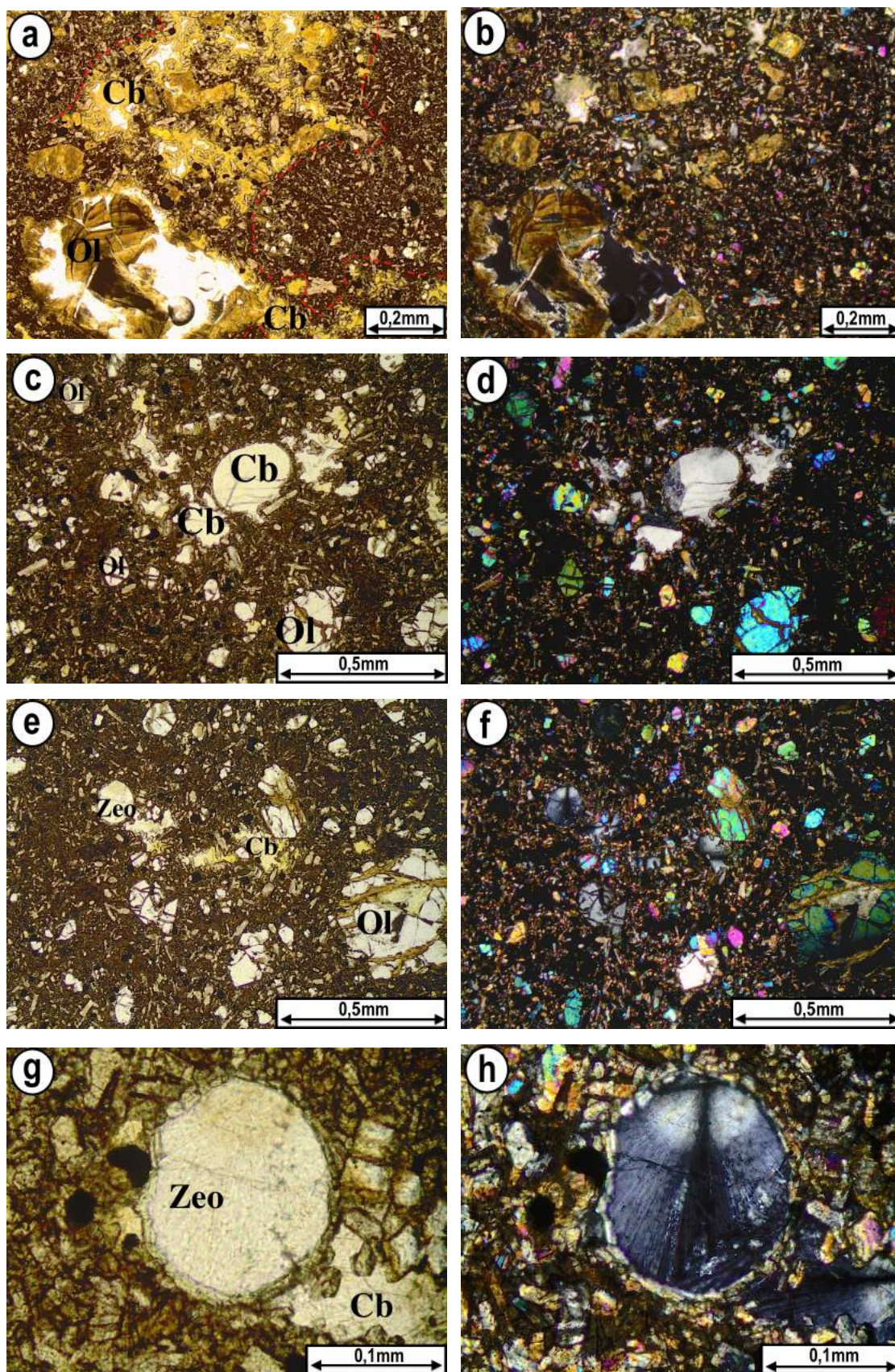




Fonte: Autor.

Os minerais de alteração, como carbonatos, ocorrem de forma intersticial nos grãos de clinopiroxênio e olivina. Exibem hábito anédrico, e cor de interferência amarelada e/ou acinzentada (Figura 12 a-b). Quando estão preenchendo cavidades, podem estar associados à zeólitas; nesse caso, apresentam uma cor de interferência de 1º ordem, hábito radial, e preenchendo amígdalas (Figura 12 c-h)

Figura 12. Fotomicrografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c, e, g), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d, f, h). **a-b**: material de alteração com coposição carbonática. Esse material não só ocorre na matriz, mas também em cristais desagregados dos xenólitos; **c-d**: material carbonático preenchendo cavidades; **e-h**: possíveis zeólitas preenchendo amígdalas vulcânicas, após o processo de degazeificação do magma ainda durante o resfriamento. Ol: olivina; Cb: carbonato; Zeo: zeólitas.



Fonte: Autor.

3.1.2 Xenólitos Ultramáficos

Usando a classificação de Streckeisen (1976), dois tipos de xenólitos ultramáficos ocorrem na Serra de São Pedro, que são lherzolitos e dunitos. Ambos apresentam textura inequigranular em que olivina é geralmente o mineral de maior tamanho, seguida de opx e cpx. No entanto, a olivina pode se apresentar outras fases de cristalização, ocorrendo como grãos mais finos que o habitual. As diferentes gerações de olivina são observadas facilmente, pois cada uma depende do local e das relações de contato formadas com o mineral e/ou material ao seu redor.

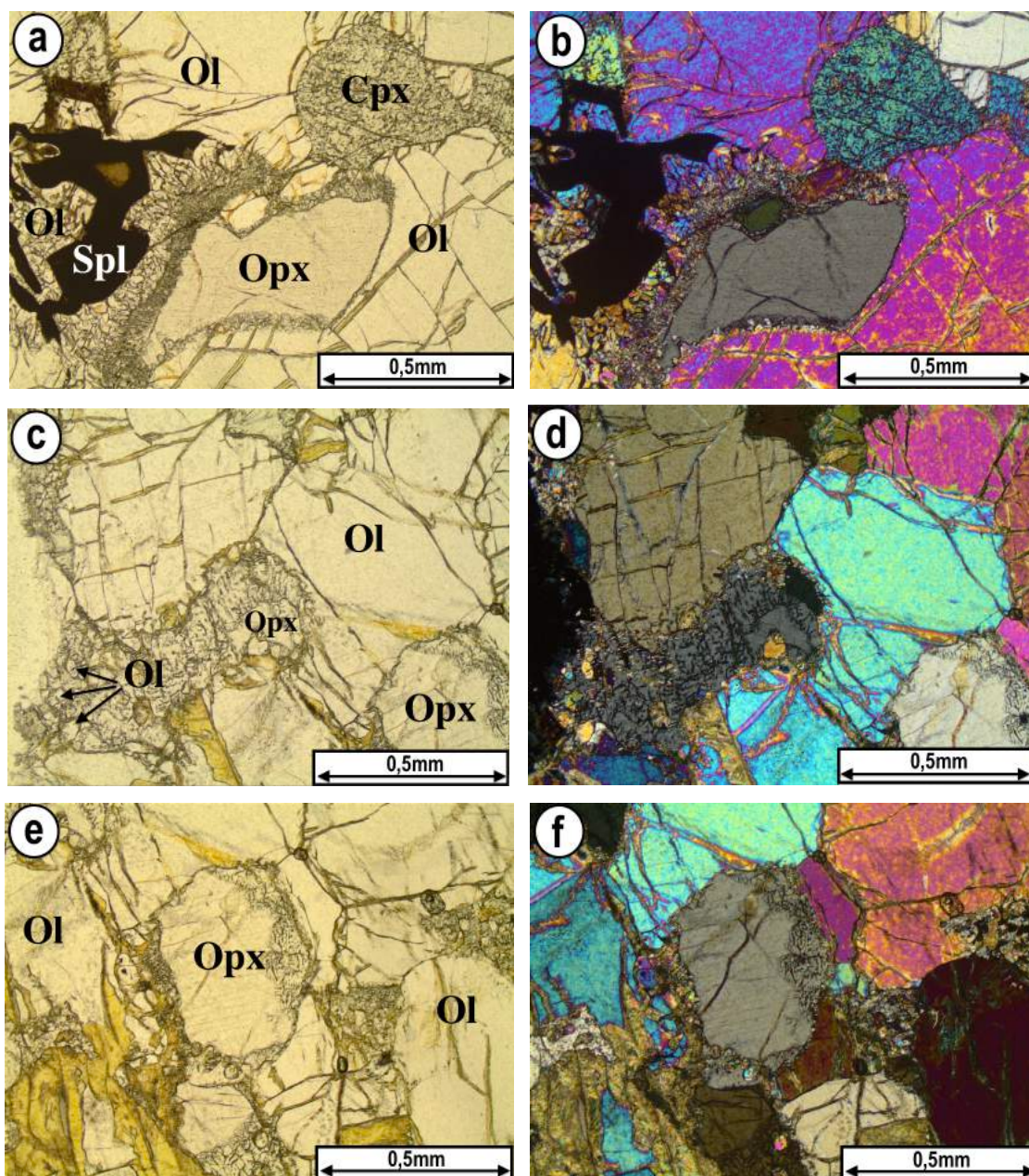
Olivina (Ol): os cristais de olivina ocorrem como grãos anédricos e bastante fraturados. Podem ser reconhecidos pela ausência de clivagem, relevo muito alto, e cores de interferência muito fortes devido a sua alta birrefringência. Os grãos que ocorrem no peridotito apresentam maclas de deformação, kink bands, e exibem material de alteração tanto na borda quanto no centro deles. Esse material de alteração pode ser classificado como serpentina e saponita (Figura 13 e-f). O contato entre a olivina e o opx é sutilmente sinuoso e frequentemente uma borda de reação entre eles. o cpx mas não tanto como o contato entre olivina-cpx. Além de que frequentemente há uma reação entre a olivina-opx, que não ocorre no contato das olivinas com o cpx, por exemplo (Figura 13 a-d).

Ortopiroxênio (Opx): os cristais de opx ocorrem como grãos anédricos, um pouco menor que os cristais de olivina. É reconhecido pela presença de clivagem, cor de interferência de final de 1º ordem e baixa birrefringência. Ocorrem comumente em contato com a olivina, e sempre reagindo com a mesma (observar as bordas de reação – Figura 13 a-f). Por vezes ocorre em contato com grãos de cpx, onde não se observa o mesmo grau de reação que ocorre com a olivina.

Clinopiroxênio (Cpx): os cristais de cpx ocorrem de forma anédrica, e intersticialmente entre olivina-opx na maior parte da amostra (Figura 13 a-b). É reconhecido por seu leve pleocroísmo e cor verde claro, presença de clivagem, cores de interferência fortes e birrefringência alta. O contato sinuoso entre o cpx e, os minerais descritos anteriormente, sugere que o clinopiroxênio foi a última fase principal a se cristalizar.

Espinélio (Spl): os cristais de espinélio ocorrem de forma anédrica, formando uma textura amebal devido a sua cristalização mais tardia quando comparado as fases principais, é reconhecido por sua cor marrom avermelhada, e por ser isotrópico.

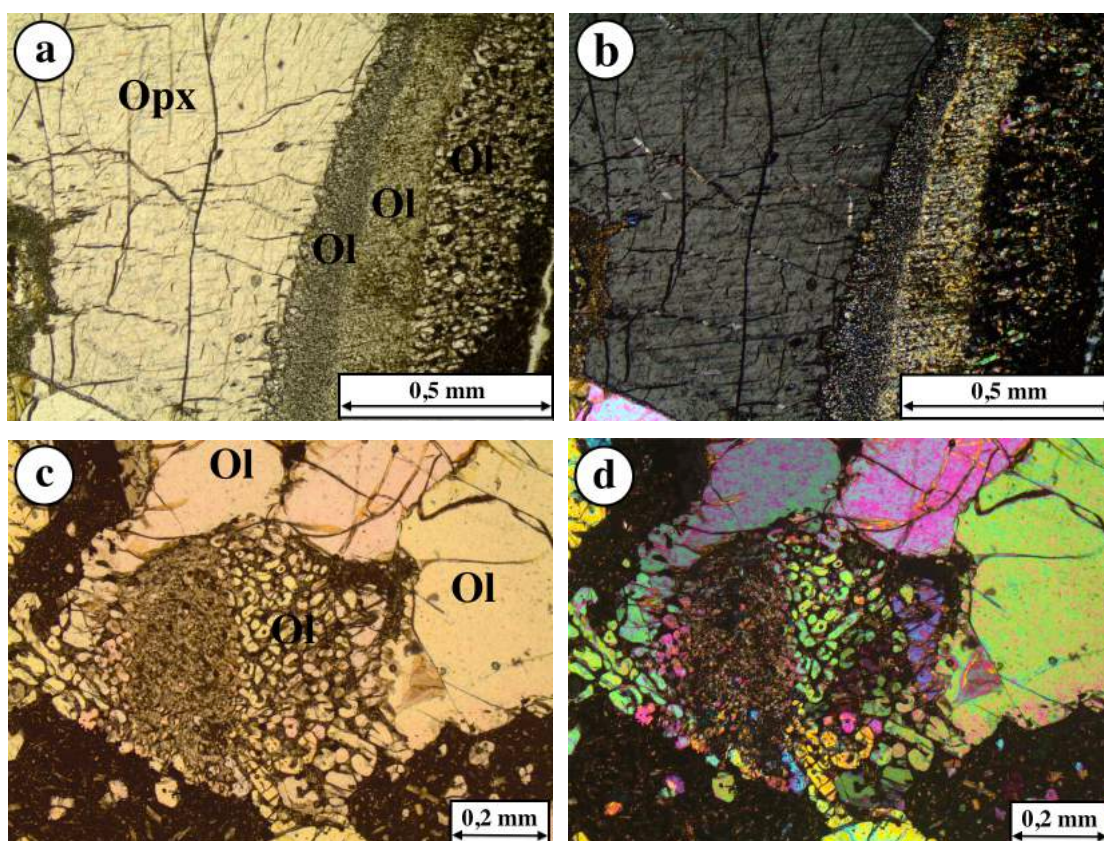
Figura 13. Fotomicrografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c, e, g), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d, f, h). **a-d**: relação de contato entre as principais fases, mais espinélio (**a-b**), mostrando borda de reação no opx quando em contato com a olivina; **e-f**: olivina exibindo alteração para saponita (material de coloração marrom amarelado).



Fonte: Autor.

Outras gerações de olivina são formadas no contato do xenólito com o magma basáltico. Elas podem ocorrer em grão finos, em que a diferença no tamanho dos cristais sugere uma temperatura de cristalização distinta para cada setor. Observa-se que essa diferença ocorre partindo do xenólito e segue em direção a rocha hospedeira (Figura 14 a-b). A reação que ocorre entre os nódulos e o magma também pode gerar olivinas “vermiculares” (Figura 14 c-d).

Figura 14. Fotomicrografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d.). Contatos do xenólito com o magma basáltico. **a-b**: setores de cristalização de olivina em diferentes tamanhos; **c-d**: olivina vermicular.



Fonte: Autor.

3.2 NYOS

As amostras disponibilizadas não possuem parte da rocha hospedeira dos xenólitos. Portanto, as características petrográficas serão feitas diretamente nos xenólitos ultramáficos.

3.2.1 Xenólitos Ultramáficos

Os xenólitos encontrados na localidade Nyos podem ser classificados como espinélio lherzolito, devido a presença de olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio e espinélio. Anfibólio foi encontrado em apenas uma das amostras.

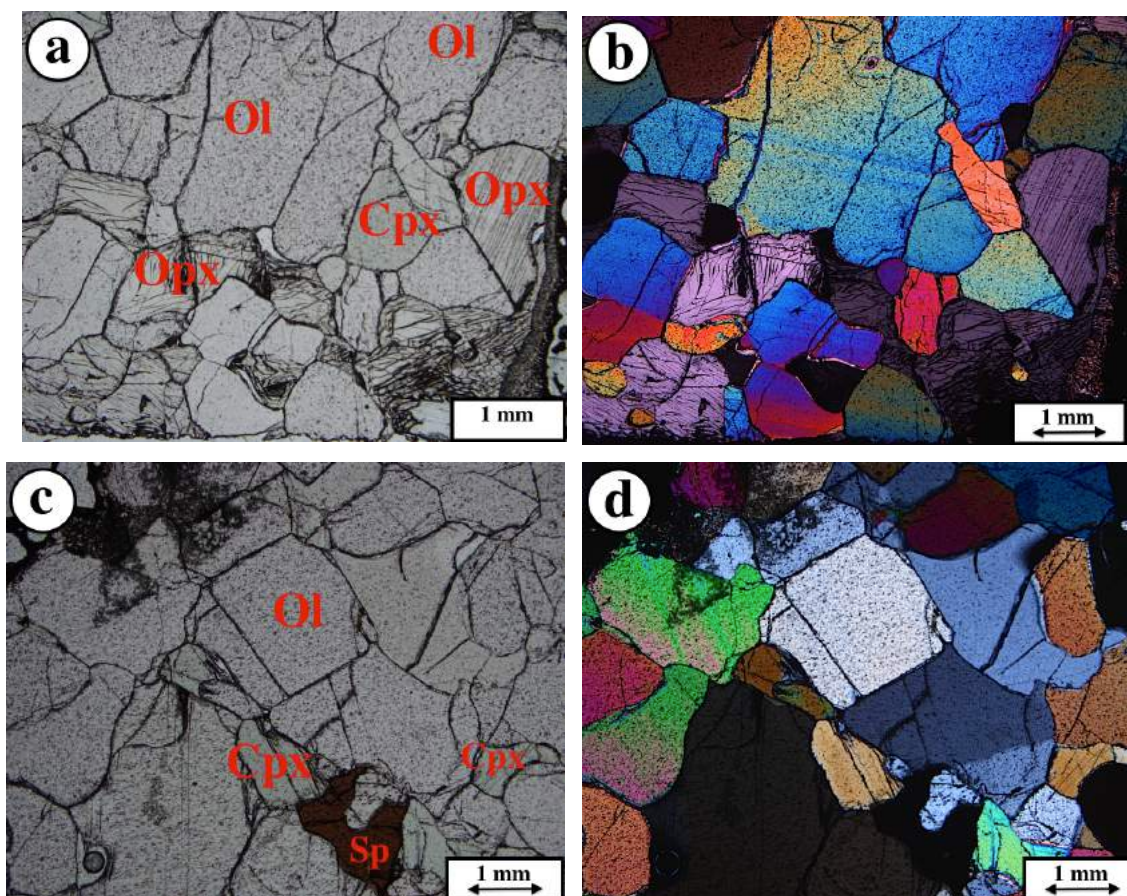
Os minerais apresentam textura inequigranular e estão, na maioria das vezes, dispostos de forma irregular. Frequentemente exibem grãos subédricos a anédricos, porém, ainda é possível observar grãos euédricos em algumas áreas.

Olivina (Ol): os cristais de olivina ocorrem como grãos subédricos a anédricos e menos fraturados que os da Serra de São Pedro (Figura 15 a-d). Eles frequentemente apresentam maclas de deformação no estado sólido e kink bands (Figura 17 c-d). O contato entre a olivina e as outras fases presentes são localmente diferentes. Apresentar bordas sinuosas, e/ou retas quando formam uma textura protogranular – onde os grãos estão basicamente do mesmo tamanho (Figura 16 c-d). Alteração para saponita não ocorre em Nyos.

Ortopiroxênio (Opx): os cristais de opx ocorrem como grãos anédricos, um pouco menor que os cristais de olivina e clinopiroxênio (Figura 16 a-b). Ocorrem comumente em contato com a olivina e clinopiroxênio, mas não apresentam bordas de reação como nas amostras da Serra de São Pedro.

Clinopiroxênio (Cpx): os cristais de cpx ocorrem de forma anédrica a subédrica, e em contato com a olivina e espinélio (Figura 15 a-d).

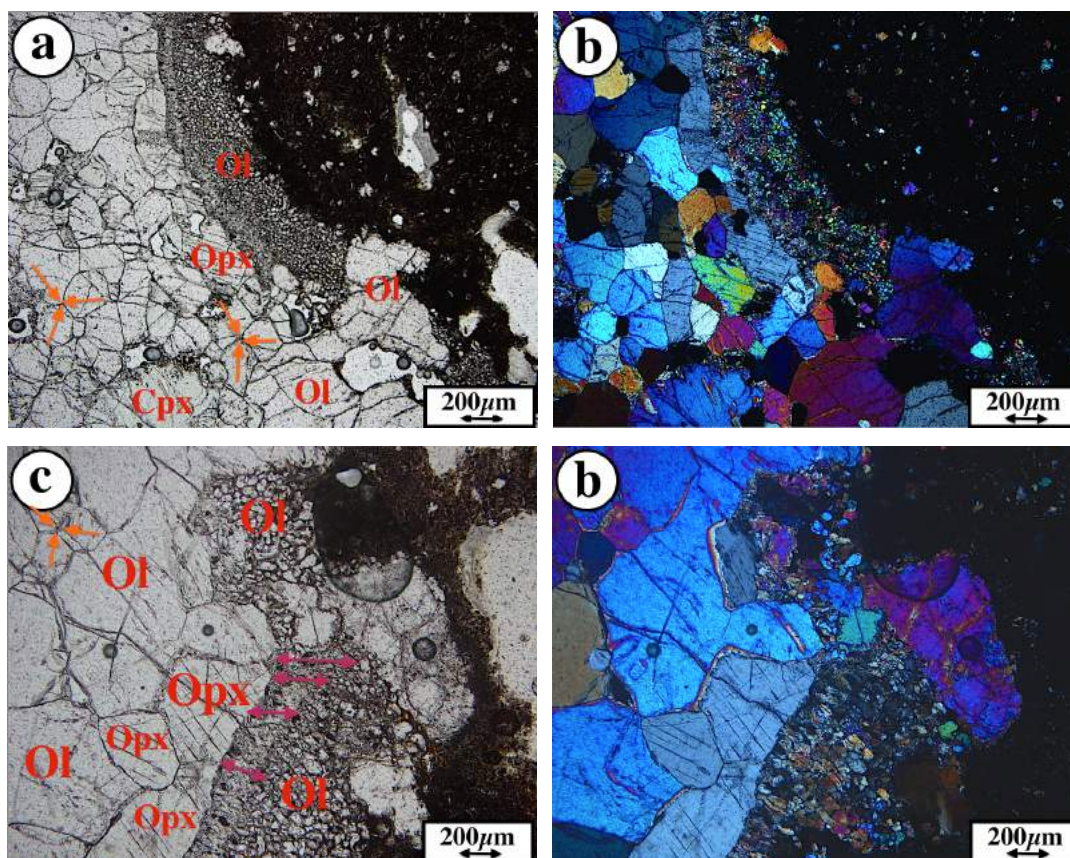
Figura 15. Fotomicrografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d.). Textura inequigranular das amostras de Nyos. a-b: contato reto entre cpx e opx e sinuoso entre opx e ol; c-d: cristal de olivina com hábito cúbico.



Fonte: Autor.

Assim como as amostras da Serra de São Pedro, as amostras de Nyos também apresentam reações com o magma hospedeiro (Figura 16 a-d). Neste caso não há cristalização de olivina vermicular, mas pode-se notar uma cristalização tardia da olivina em que os cristais ficam dispostos em diferentes tamanhos. Os mais finos nas margens dos xenólitos e os de granulação um pouco mais grossa, mais longe do xenólito.

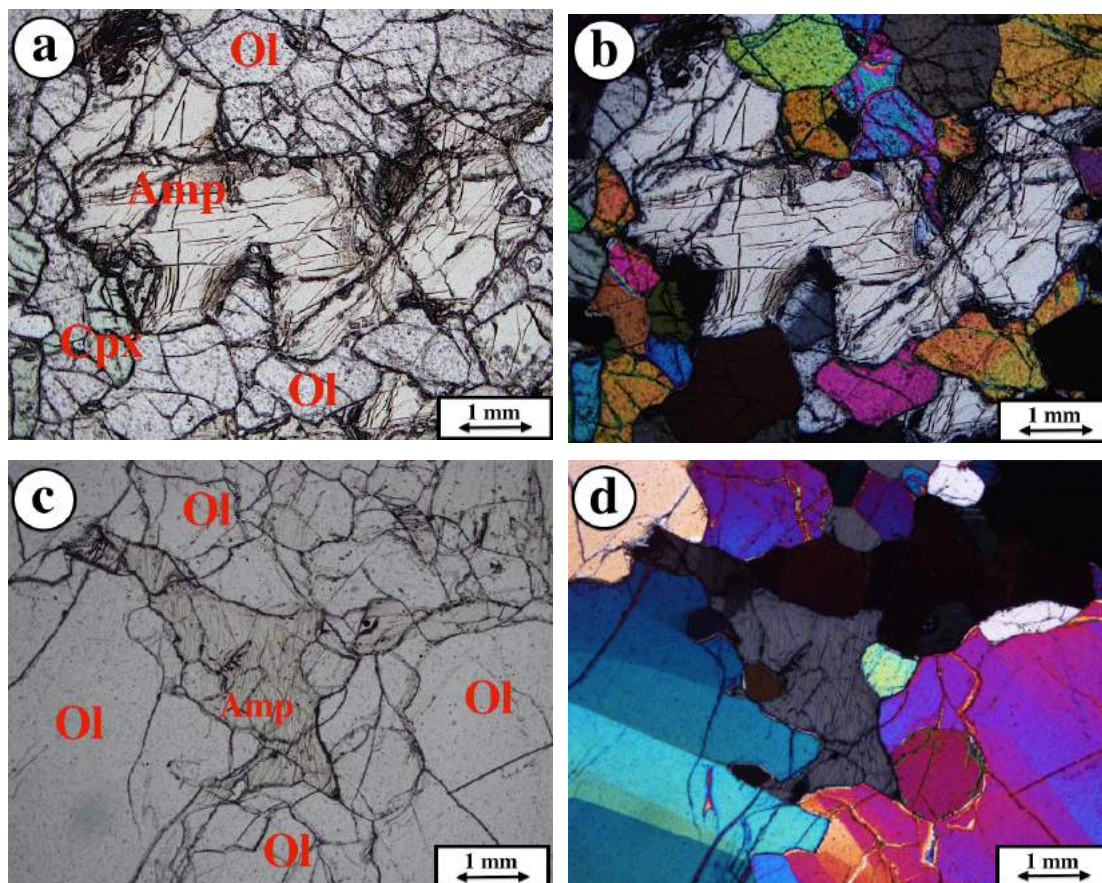
Figura 16. Fotomicrografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d.). a-b: cristais de olivina exibindo textura protogranular, e reação com o magma basáltico; c-d: cristalização tardia de olivina, formada através do contato do xenólito com o magma basáltico.



Fonte: Autor.

Anfibólio (Amp): foram identificados cristais com clivagem formando ângulos de aproximadamente $60^{\circ}/120^{\circ}$, o que é uma característica típica dos anfibólios. Eles ocorrem como cristais anedrais bastante alterados. Apresenta uma cor pálida com pleocroísmo fraco, cor de interferência podendo chegar até o começo das cores de 2ª ordem, e birrefringência baixa.

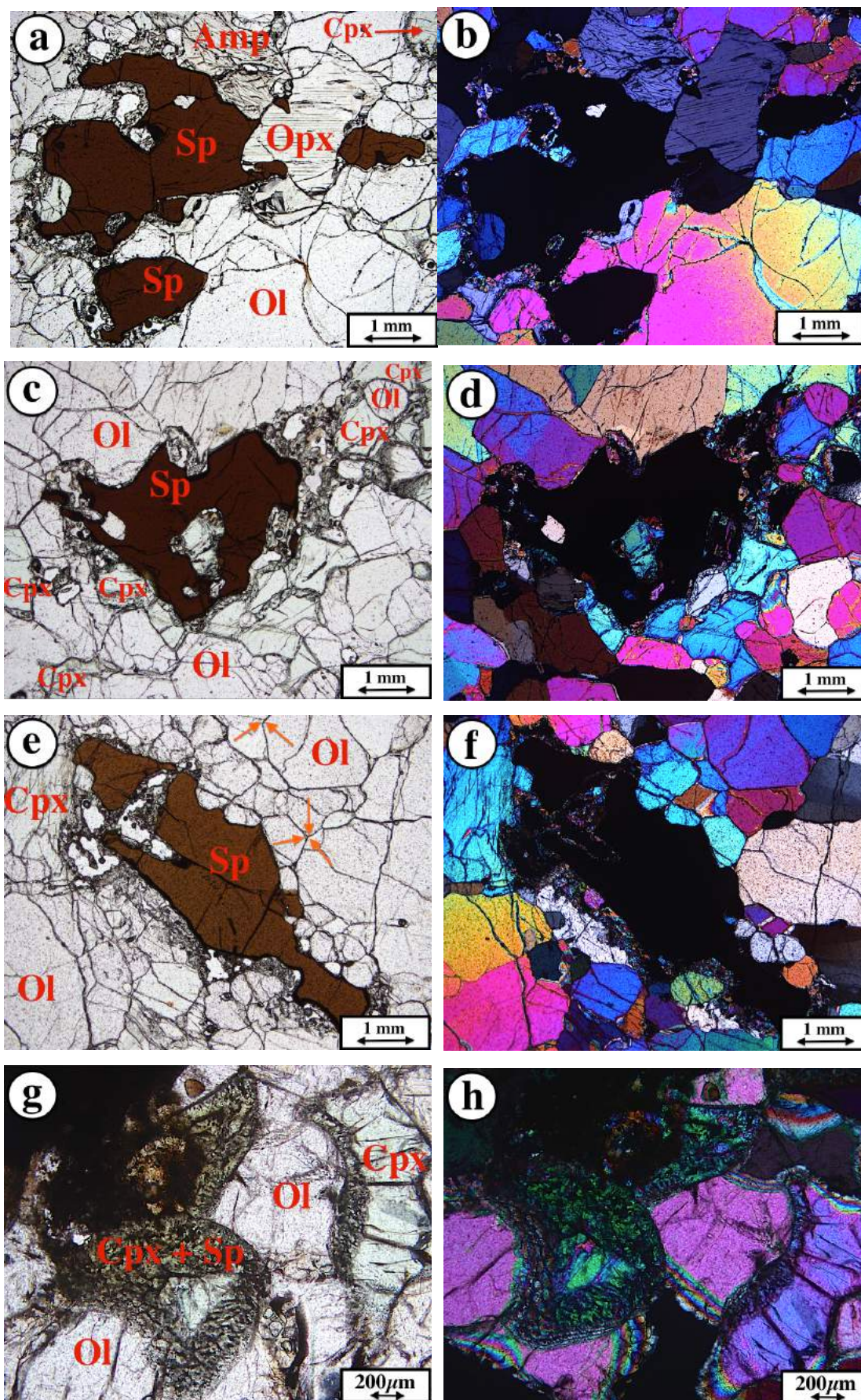
Figura 17. Fotomicrografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d.). a-b: cristal apresentando clivagem típica de anfibólio; c-d: possível anfibólio entre cristais de olivina (que apresenta kink bands).



Fonte: Autor.

Espinélio (Spl): os cristais de espinélio ocorrem de forma anédrica, formando também uma textura amebal devido a sua cristalização mais tardia quando comparado as fases principais. É bem abundante nas amostras, e por vezes apresentam hábito mais regular. É facilmente reconhecido por sua cor marrom avermelhada, e por ser isotrópico. Bordas de reação são formadas no contato do mineral com o clinopiroxênio e anfibólio (Figura 18 a-f). Em alguns casos, os grãos apresentam textura simplectítica quando inclusos no clinopiroxênio (Figura 18 g-h).

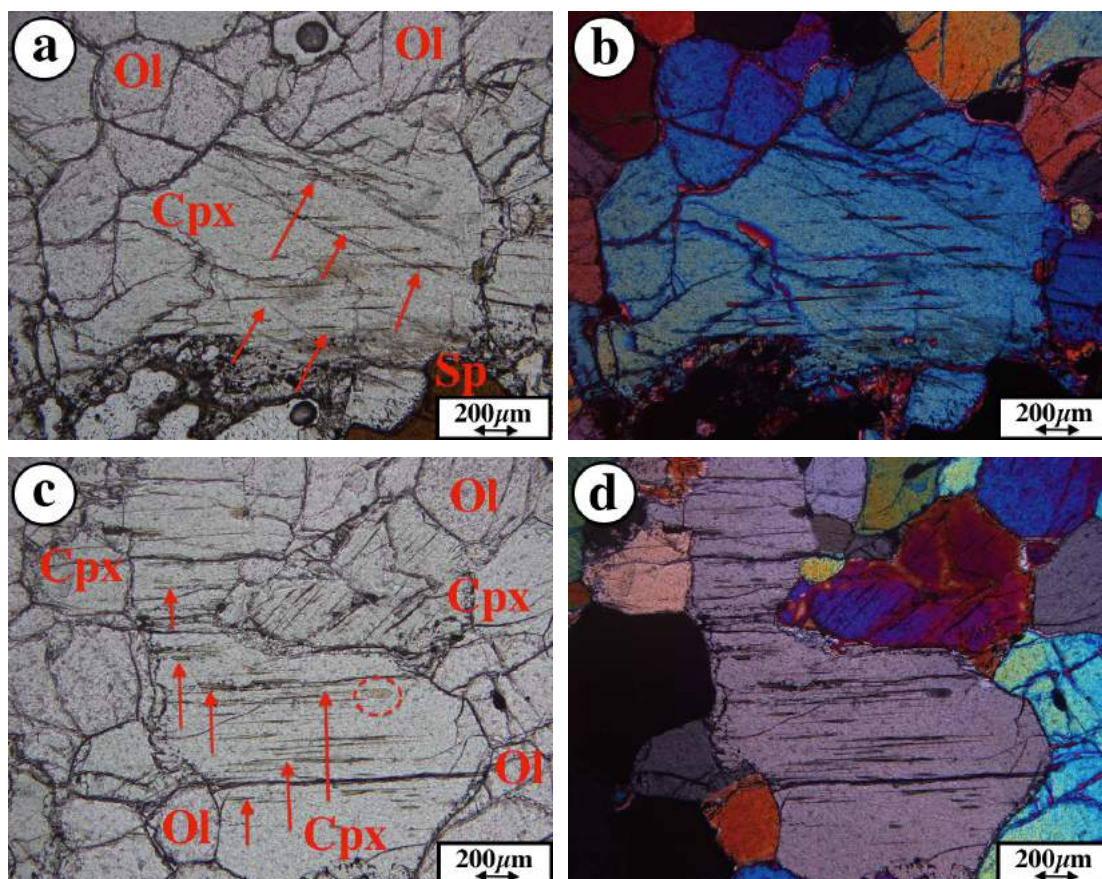
Figura 18. Fotomicrografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c, e, g), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d, f, h). a-f: cristais de espinélio exibindo formas e tamanhos diferentes, além de bordas de reação; g-h: textura simplectítica entre o clinopiroxênio e o espinélio



Fonte: Autor.

Apesar de não ser o foco desta dissertação é importante mostrar que texturas de exsolução e inclusões fluidas são frequentes nos cristais de clinopiroxênio (Figura 19 a-d).

Figura 19. Fotomicrografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d.). a-d: texturas de exsolução nos cristais de clinopiroxênio (setas vermelhas). O círculo tracejado em (c) mostra possíveis inclusões fluidas.



Fonte: Autor.

3.3 FUNDONG

As amostras de Fundong também não possuem partes da rocha hospedeira.

3.3.1 Xenólito Ultramáfico

As amostras dos xenólitos ultramáficos de Fundong estão bem mais deformadas do que as amostras das duas localidades anteriormente descritas. Apesar disso, texturas de equilíbrio entre os grãos de olivina estão bem preservadas. Os minerais encontrados foram: olivina, cpx, opx, espinélio e anfibólio

(kaersutita). Sendo então classificadas como espinélio lherzolito com ou sem anfibólio.

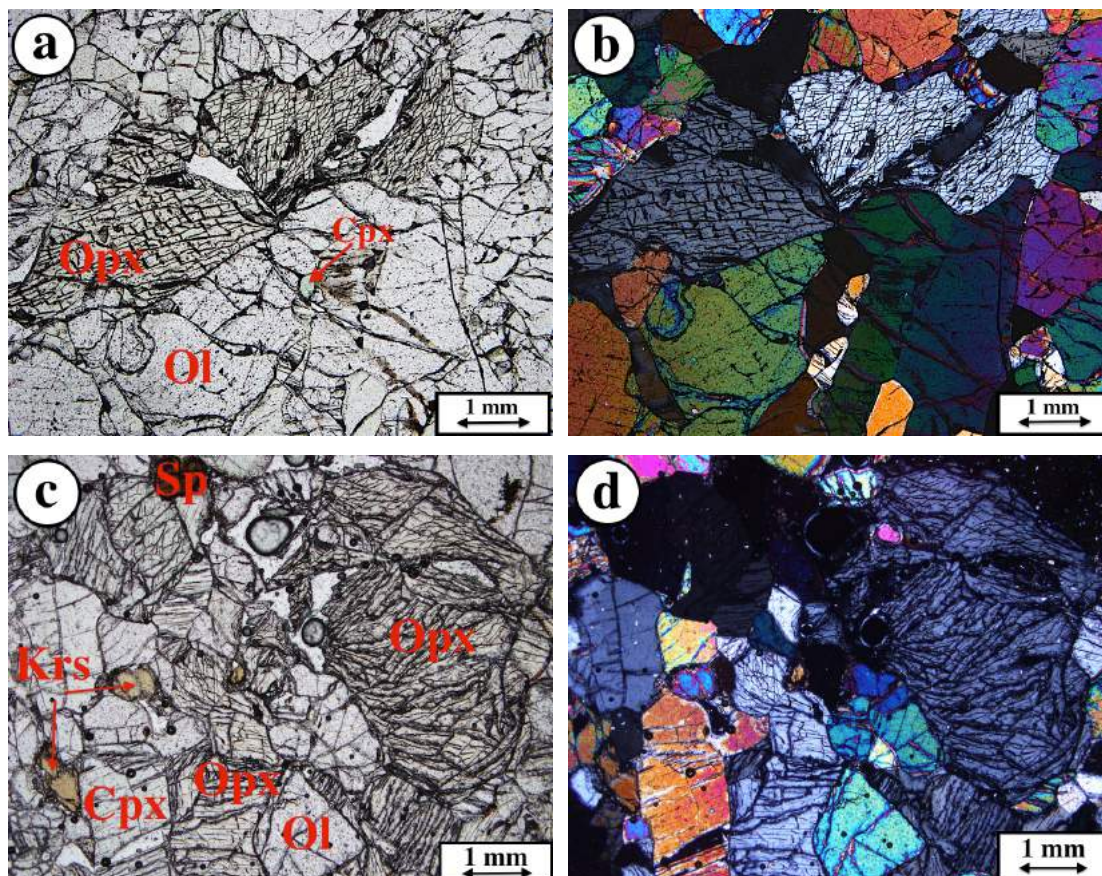
Em geral, a maior parte das amostras apresentam textura protogranular, com pequenas porções onde os cristais de piroxênio se sobressaem no tamanho e na forma irregular, quando comparados com os cristais de olivina (Figura 20 a-d).

Olivina (Ol): os cristais de olivina ocorrem como grãos subédricos a euédricos, menos fraturados e sem alteração significativa, como as amostras da Serra de São Pedro e Nyos (Figura 20 a-d). As amostras de Fundong são as que apresentam uma maior deformação no estado sólido. As maclas de deformação e kink bands são fortemente notadas (Figura 20 c-d). Devido a textura protogranular da rocha, onde os grãos estão basicamente do mesmo tamanho (Figura 20 a-b), observa-se contatos formando juntas tríplices com graus de 120° entre si, indicando que as olivinas foram cristalizadas em equilíbrio (Figura 20 a-b)

Ortopiroxênio (Opx): os cristais de opx ocorrem como grãos anédricos a subédricos, por vezes um pouco maior que os cristais de olivina e clinopiroxênio (Figura 20 a-d). Ocorrem comumente em contato com a olivina e clinopiroxênio, mas assim como as amostras de Nyos, as amostras de Fundong também não apresentam bordas de reação como as amostras da Serra de São Pedro.

Clinopiroxênio (Cpx): os cristais de cpx ocorrem de forma anédrica a subédrica, e em contato com a olivina e espinélio (Figura 20 e 21 a-b).

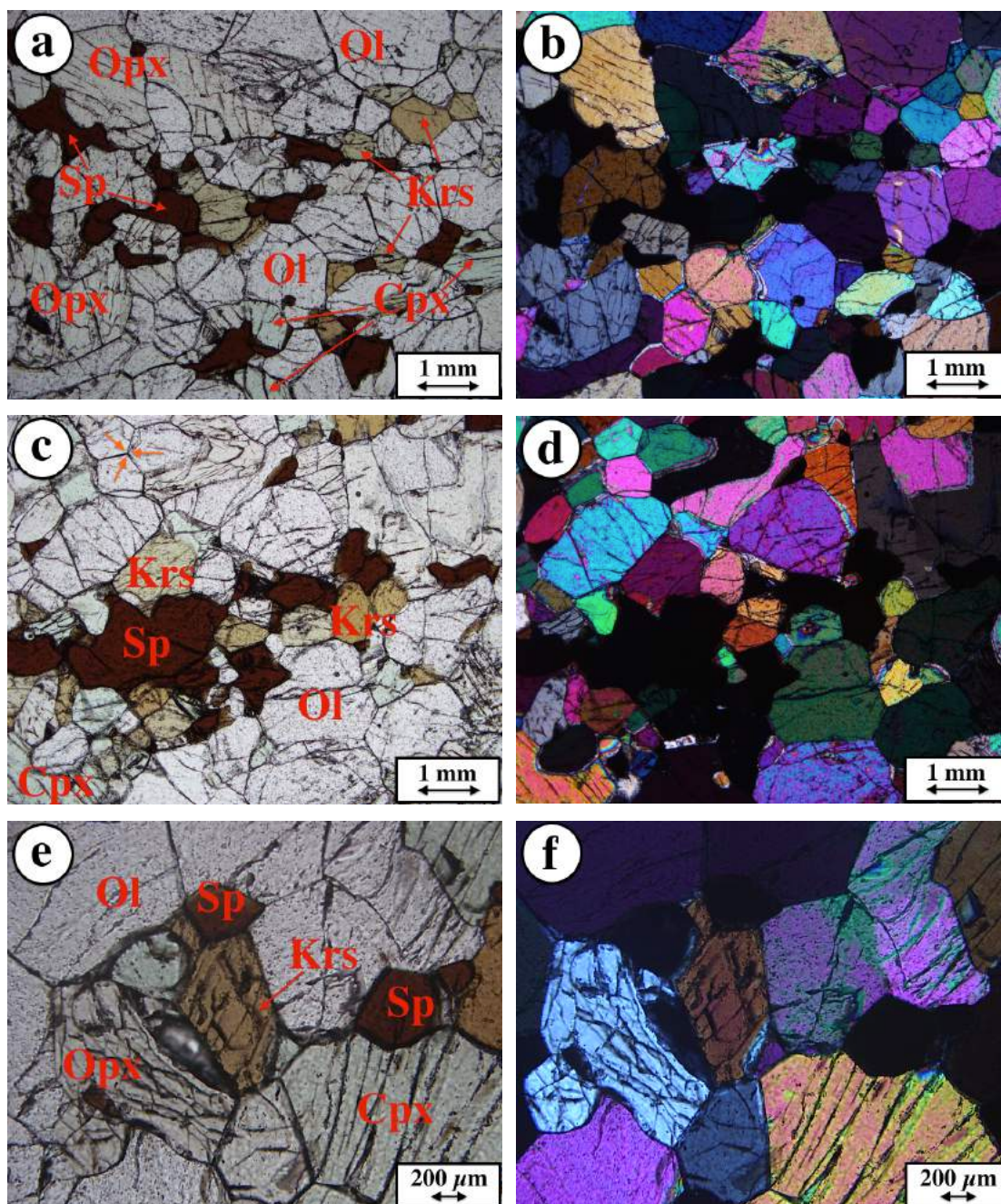
Figura 20. Fotomicrografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d.). a-d: cristais de opx apresentando clivagem de 90° entre si, e grande deformação.



Fonte: Autor.

Kaersutita (Krs): foram identificados cristais de cor marrom claro, pleocróico, com caráter ótico biaxial negativo, e clivagem formando ângulos de aproximadamente $60^{\circ}/120^{\circ}$ (Figura 21 e-f). Neste caso, o anfibólio em questão é a kaersutita. Ela ocorre como cristais subédricos a euédricos, e sempre em contato com grãos de espinélio (Figura 21 a-d).

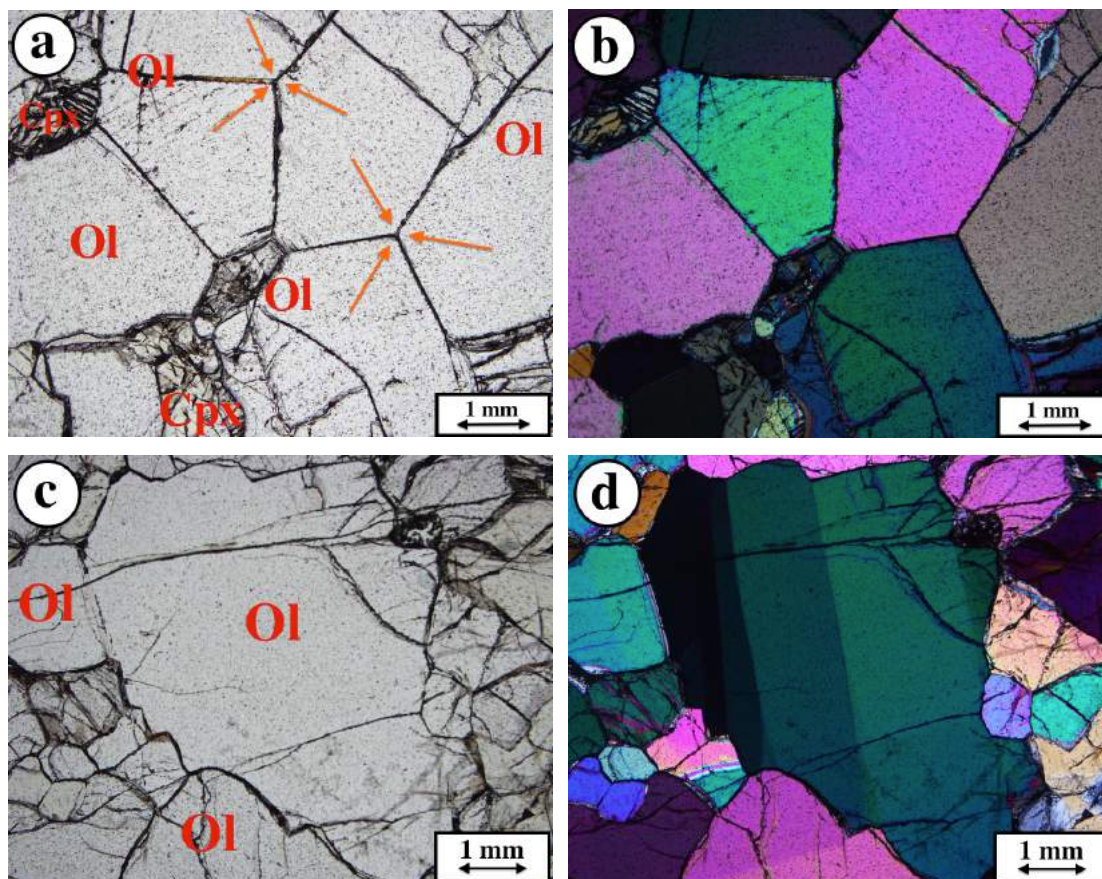
Figura 21. Fotomicrografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c, e), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d, f). a-d: cristais de kaersutita em contato com cristais de espinélio; e-f: cristal de kaersutita exibindo dois planos de clivagem formando ângulos de aproximadamente $60^{\circ}/120^{\circ}$.



Fonte: Autor.

As porções, onde os cristais apresentam textura protogranular, exibem contato reto entre os grãos de olivina formando junções tríplices que se encontram em ângulos de 120° (Figura 22 a-b)

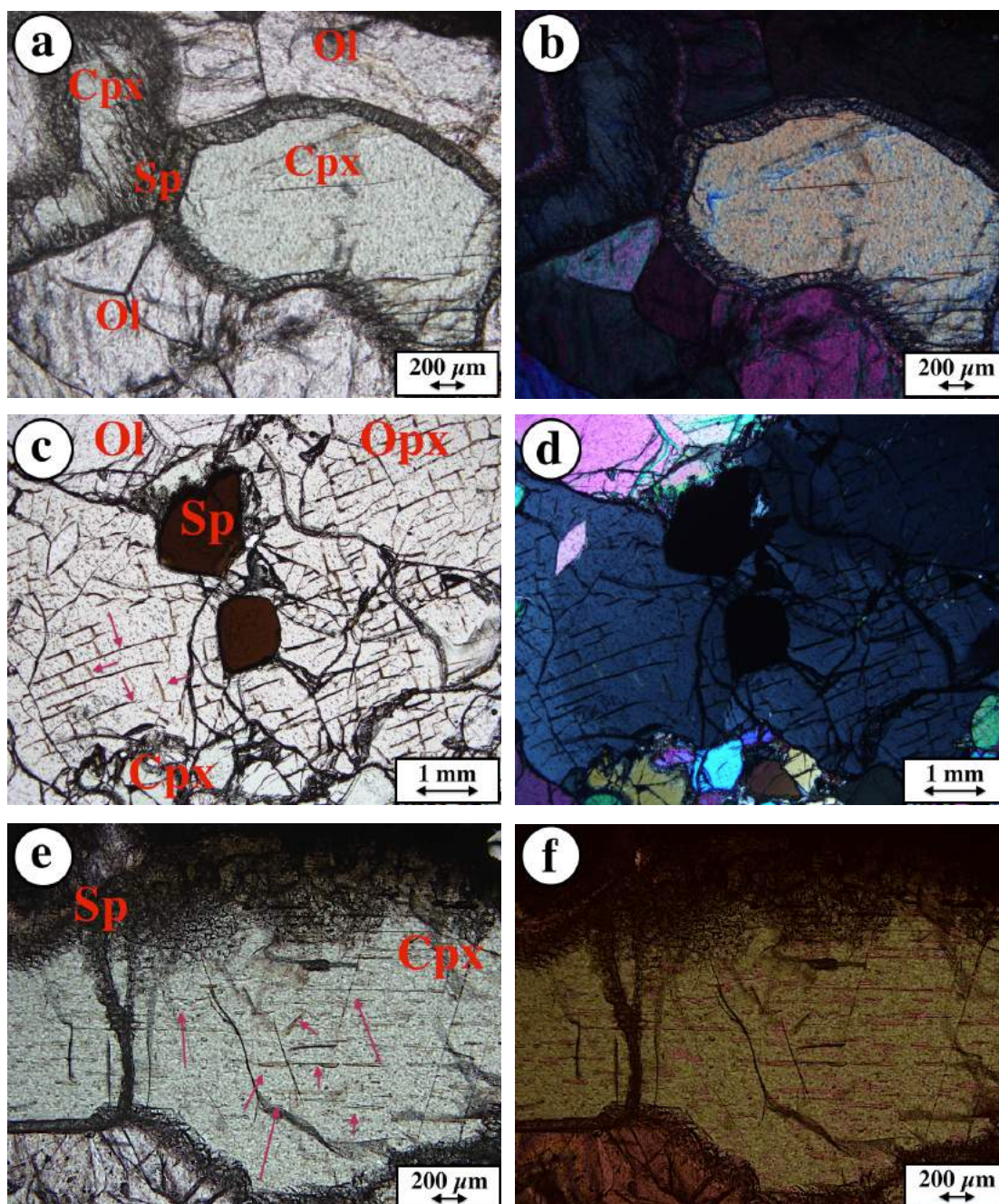
Figura 22. Fotomicrografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d.). a-b: junções tríplices entre grãos de olivina (setas laranja); c-d: kink bands em cristal deformado de olivina.



Fonte: Autor.

Outras texturas observadas podem ser encontradas nas bordas de cristais de clinopiroxênio, em que se nota um intercrescimento simplectítico de espinélio envolvendo alguns grãos (Figura 23 a-b); texturas de exsolução em cristais de ortopiroxênio (Figura 23 b-c); e possíveis inclusões fluidas em cristais de clinopiroxênio.

Figura 23. Fotomictografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c, e), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d, f). a-b: textura de intercrescimento na borda de cristais de clinopiroxênio; b-c: textura de exsolução em cristal de ortopiroxênio; e-f: possíveis inclusões fluidas em cristal de clinopiroxênio.



Fonte: Autor.

3.4 MONTE CAMARÕES

Assim como as amostras de Serra de São Pedro, a descrição petrográfica das amostras de Monte Camarões também será dividida em duas seções:

Seção 3.4.1: Rocha hospedeira

- o Petrografia das rochas vulcânicas que possuem os nódulos ultramáficos. A descrição será feita abrangendo às relações mineralógicas e texturais da matriz basáltica apenas;

Seção 3.4.2: Xenólitos Ultramáficos

- o Petrografia dos xenólitos ultramáficos. Nesse segmento será abordado, além das relações mineralógicas e texturais dos peridotitos, a interação deles com a matriz basáltica que os hospedam.

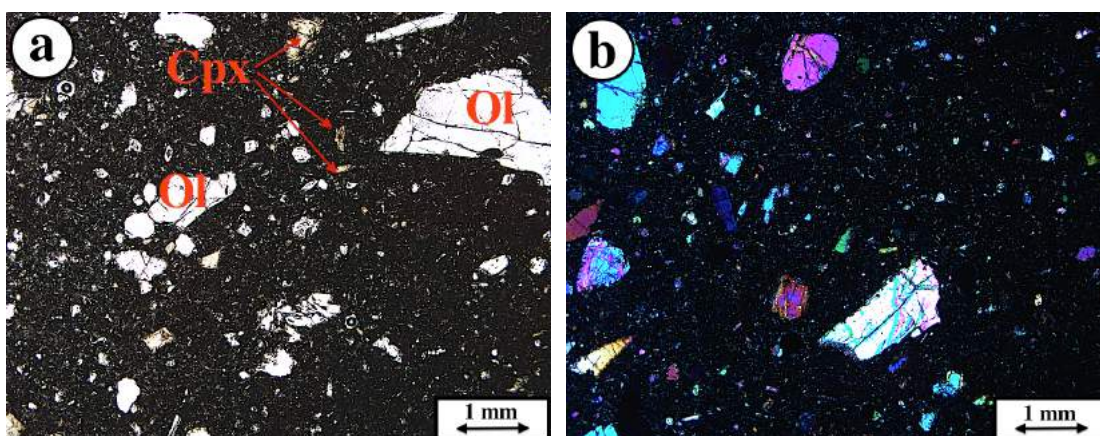
3.4.1 Rocha Hospedeira

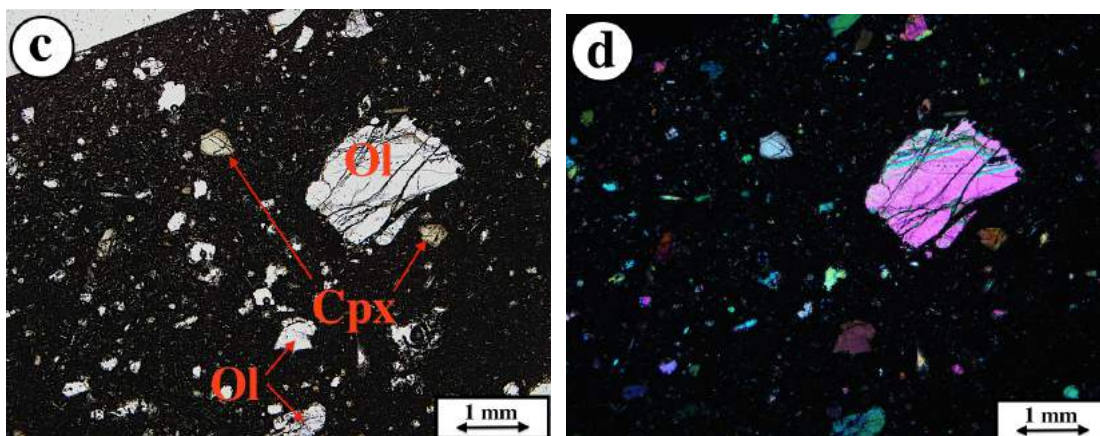
De acordo com as características petrográficas, observa-se, em geral, que as rochas basálticas apresentam uma matriz fina bem mais uniforme que as amostras da Serra de São Pedro onde a granulação podia variar levemente em algumas porções. Os principais minerais que compõem a matriz são clinopiroxênio (cpx) e olivina.

A caracterização dos minerais da matriz se torna difícil devido ao tamanho dos cristais. Os grãos de cpx podem ser identificados por sua cor de interferência amarelo de 2º ordem e birrefringência moderada a alta. Os grãos de cpx que são mais fáceis de serem identificados ocorrem como cristais desagregados dos nódulos (Figura 24 a-d).

Os cristais de olivina podem ser identificados, e distinguidos dos cristais de cpx, por sua cor de interferência intensa de até 3º ordem e birrefringência muito alta (Figura 24 a-d).

Figura 24. Fotomicrografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d.). a-d: imagens mostrando uma visão geral da matriz fina das amostras de Monte Camarões, assim como os cristais que foram desagregados dos xenólitos ultramáficos.





Fonte: Autor..

3.4.2 Xenólitos Ultramáficos

Usando a classificação de Streckeisen (1976), três tipos de xenólitos ultramáficos ocorrem nessa localidade da Linha Vulcânica dos Camarões, República dos Camarões, são eles: peridotitos (lherzolitos e dunitos) e piroxênitos (clinopiroxênitos).

- Peridotitos

Em geral, a maior parte das amostras apresentam textura protogranular, com pequenas porções onde os cristais de piroxênio se sobressaem no tamanho e na forma irregular, quando comparados com os cristais de olivina (Figura 25 a-d).

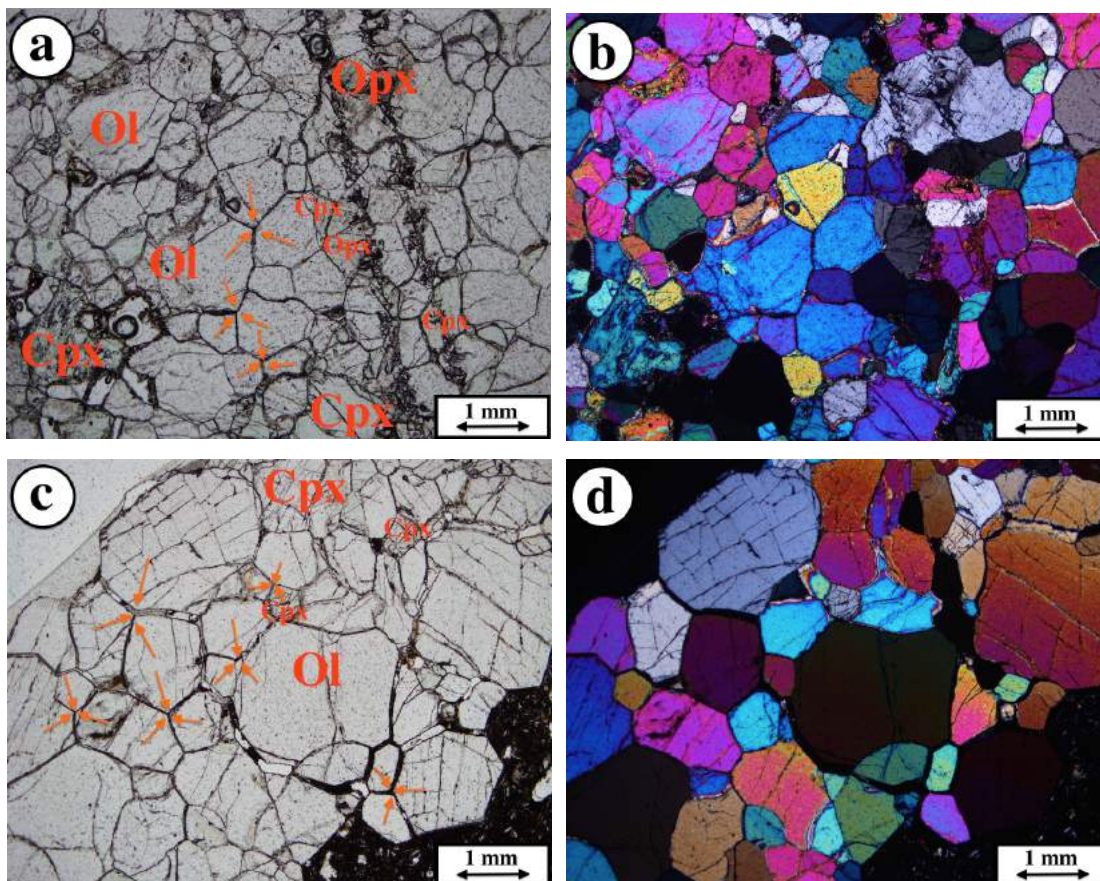
Olivina (Ol): os cristais de olivina ocorrem como grãos subédricos a euédricos, menos fraturados e sem alteração significativa, como as amostras da Serra de São Pedro e Nyos (Figura 25 a-d). As maclas de deformação e kink bands, também são fortemente observadas nessa localidade. Devido a textura protogranular da rocha, observa-se contatos formando juntas tríplices com graus de 120° entre si, indicando que as olivinas foram cristalizadas em equilíbrio (Figura 25 a-d).

Ortopiroxênio (Opx): os cristais de opx ocorrem como grãos anédricos a subédricos, por vezes apresenta grãos maiores que os cristais de olivina e clinopiroxênio (Figura 25 a-d). Ocorrem comumente em contato com a olivina e clinopiroxênio, mas assim como as amostras de Nyos e Fundong, as amostras de

Monte Camarões também não apresentam bordas de reação como as amostras de Serra de São Pedro.

Clinopiroxênio (Cpx): os cristais de cpx ocorrem de forma anédrica a subédrica, e em contato com grãos de olivina (Figura 25 a-d). São reconhecidos pelo leve pleocroísmo e cor verde claro, também apresentam clivagem formando ângulos de 90° entre, mas o que os diferenciam dos cristais de ortopiroxênios são suas cores de interferência fortes e birrefringência alta.

Figura 25. Fotomicrografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d.). a-f: imagens dos peridotitos apresentando textura protogranular, e junções tríplices entre grãos de olivina (setas laranja).



Fonte: Autor.

- Piroxenito

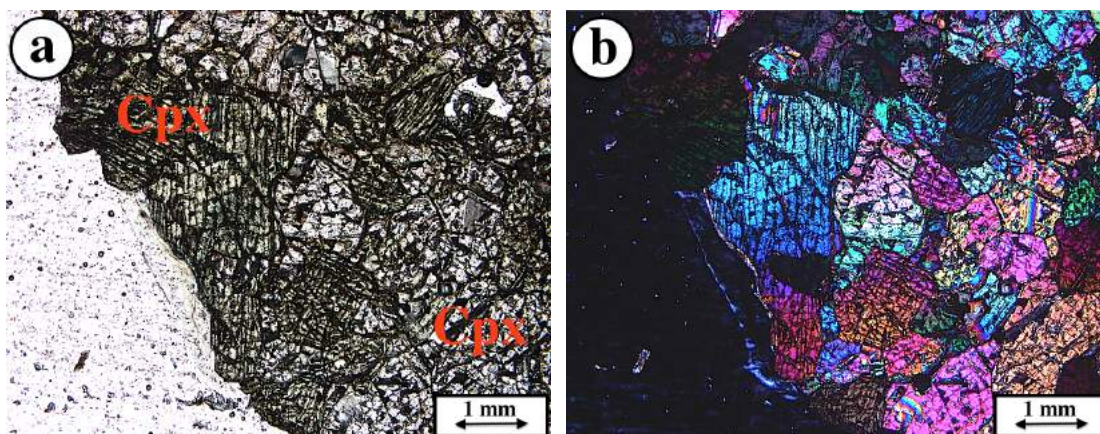
As amostras de Monte Camarões são as únicas a possuírem xenólitos ultramáficos de piroxênitos. Os minerais identificados foram: cpx e olivina. Esses

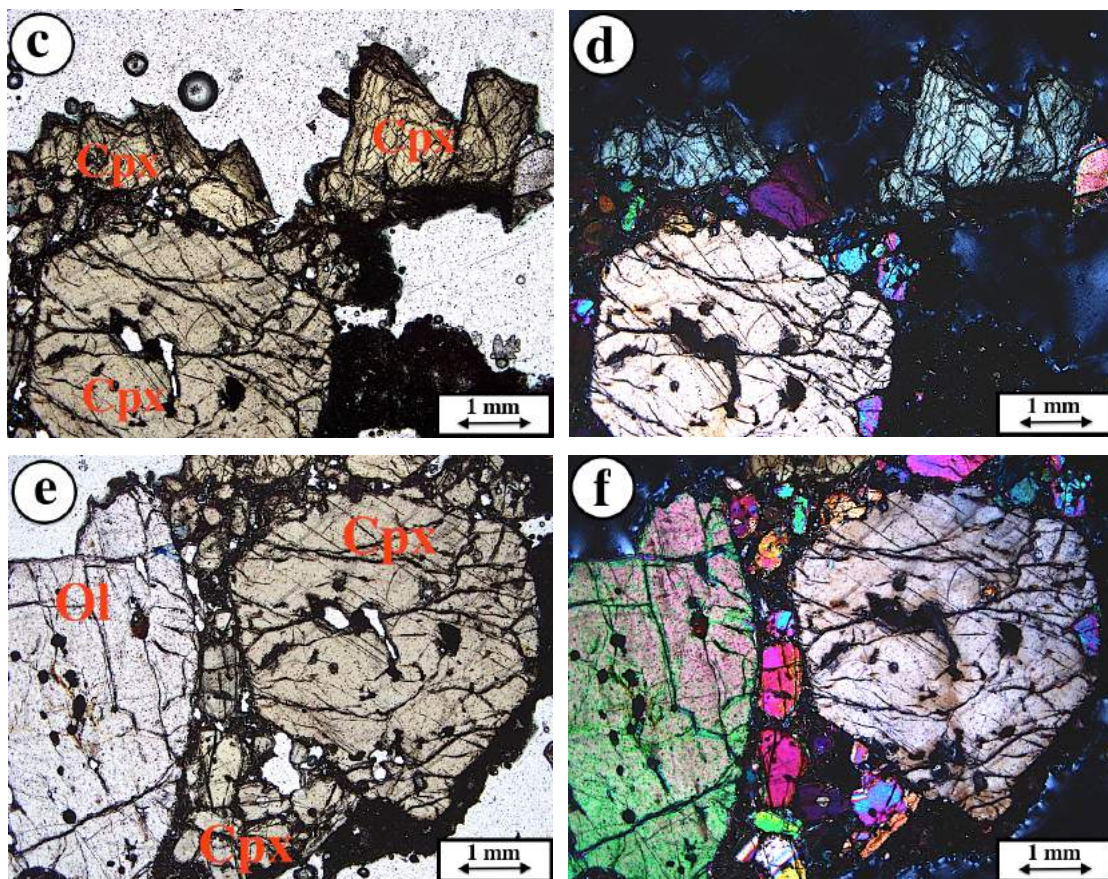
nódulos apresentam porções com textura cumulática (Figura 26 a-b), e porções com textura inequigranular (Figura 26 c-f).

Clinopiroxênio (Cpx): os cristais de clinopiroxênio compõem aproximadamente 85-90% das amostras. A maioria dos grãos são subédricos a anédricos, cor bege pálido e pleocroísmo moderado, entretanto, cristais incolores com pleocroísmo em tons de verde pálido também podem ser encontrados em menor quantidade (Figura 26 a-b). Ambos são reconhecidos pela clivagem evidente dos piroxênios, e birrefringência alta (alguns grãos tem sua cor de interferência mascarada por sua cor natural, assim, a birrefringência deles é um pouco mais baixa que o comum). Os cristais bege amarronzados são classificados como augita, e os verdes pálidos como cr-diopsídio.

Olivina (Ol): os cristais de olivina ocorrem em pequena quantidade, e são reconhecidos pela ausência de clivagem e relevo muito alto. As cores de interferência são mais fortes do que as dos piroxênios, e sua birrefringência é alta. Eles estão bastante fraturados e apresentando um contato curvo com os piroxênios.

Figura 26. Fotomicrografias obtidas à luz natural (imagens à esquerda: a, c, e), e à luz polarizada – ortoscopia (imagens à direita: b, d, f). a-b: clinopiroxênios apresentando textura cumulática b-c: cristais maiores de cpx apresentando um forte fraturamento; e-f: contato entre olivina e cpx.





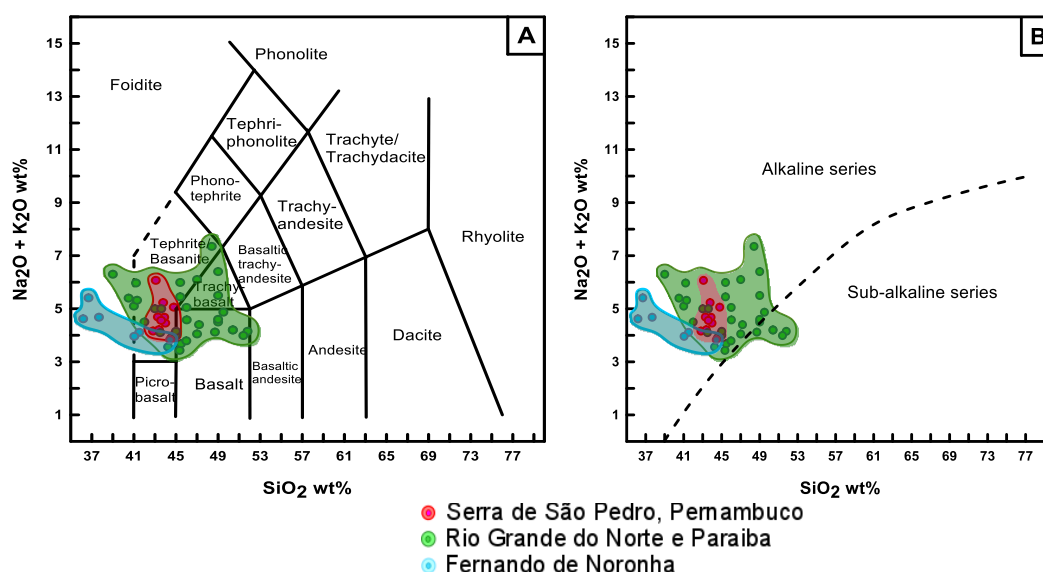
Fonte: Autor.

4 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

4.1 SERRA DE SÃO PEDRO

De acordo as análises químicas de rocha total (Tabela 1), pode-se observar que as rochas hospedeiras da Serra de São Pedro são deficientes em sílica, apresentando teores de SiO_2 variando entre 42,8 e 44,9 %. Em contrapartida, são ricas em álcalis. Elas exibem valores de 1,3 % para K_2O , e de até 4,7 para NaO_2 . A soma do total de álcalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{NaO}_2$) versus o teor de SiO_2 quando plotados no diagrama proposto por Le Bas (1986) mostra que essas rochas plotam no campo das séries alcalinas, sendo classificadas em basanitos e tefritos (Figura 27 a-b). Utilizou-se dados da química de rocha total de outras ocorrências de magmatismo alcalino no NE do Brasil e em Fernando de Noronha, para uma melhor apresentação dos dados e tentar inferir alguma relação genética entre elas. Nota-se que os dados obtidos para as amostras da Serra de São Pedro seguem o mesmo trend das rochas do Rio Grande do Norte e Paraíba, mas juntas formam um trend significativamente diferente dos resultados obtidos para as amostras de Fernando de Noronha. Portanto, sugere-se que as rochas continentais, aqui apresentadas, não são cogenéticas com as de Fernando de Noronha (Fodor et al., 1998).

Figura 27. Diagramas de classificação química de rochas vulcânicas, usando o conteúdo total de álcalis versus o teor de sílica.



Fonte: Os dados, de outras ocorrências apresentados nos diagramas, foram retirados de Fodor et al. (1998).

Para distinguir os basanitos dos tefritos faz-se necessária o uso da norma CIPW (Tabela 1). Assim, as amostras que apresentarem um valor maior do que 10% de olivina normativa serão agrupadas como basanitos, e as amostras que exibirem um valor abaixo de 10% de olivina normativa serão categorizadas como tefritos.

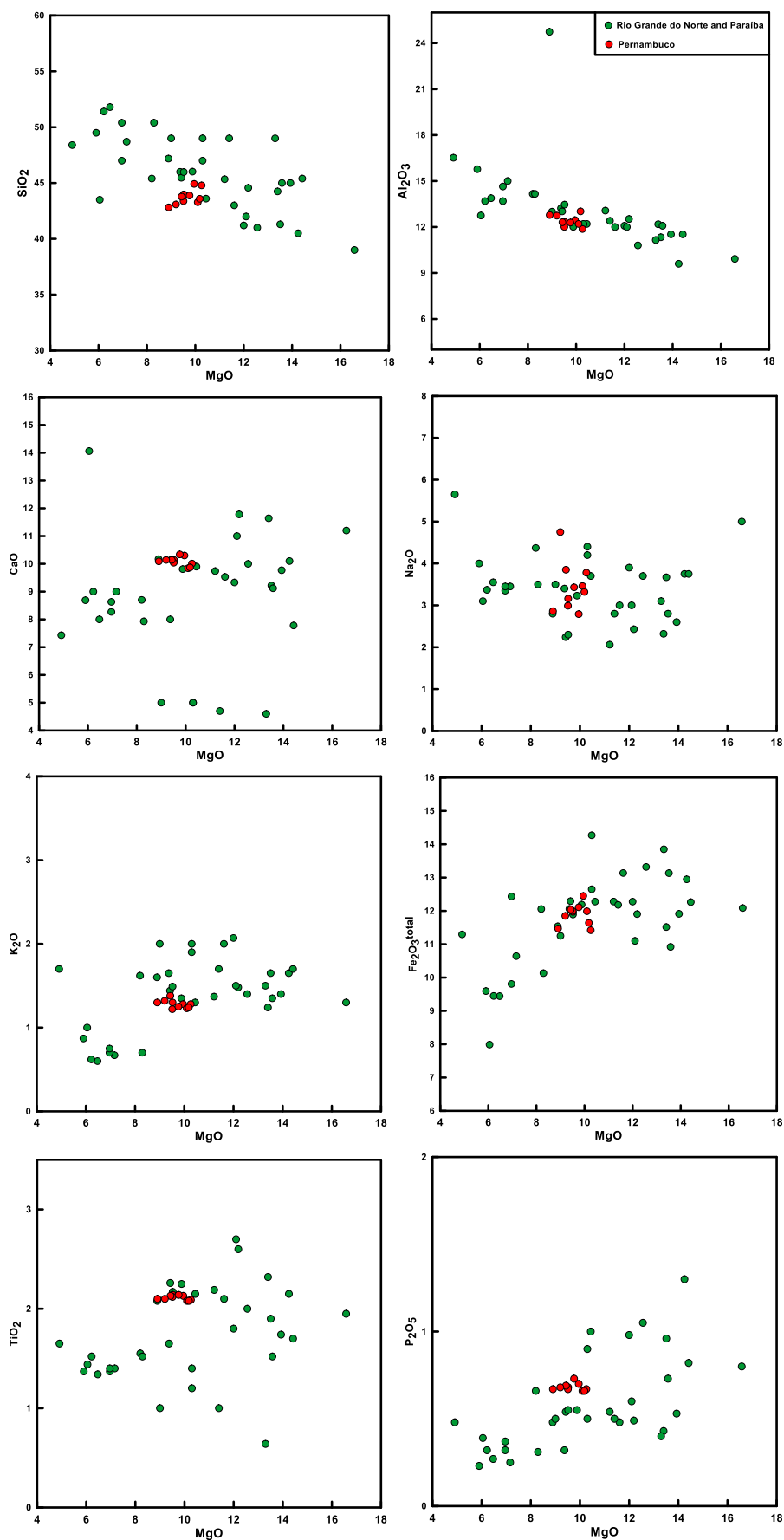
Tabela 1. Dados de geoquímica de rocha total obtidos por XRF, e norma CIPW, para amostras dos basaltos da Serra de São Pedro:

Amostras	BB1	BB 1A	BB3	BB4	BB6	BB7	BB8	BB10	BB11	BB17
SiO ₂	44,92	42,82	43,98	43,38	43,78	43,88	43,08	44,79	43,28	43,59
Al ₂ O ₃	12,45	12,78	12,33	12,01	12,31	12,29	12,74	11,87	12,2	13,02
TiO ₂	2,13	2,1	2,14	2,12	2,13	2,14	2,1	2,09	2,08	2,08
Fe ₂ O _{3T}	12,45	11,47	11,97	12	12,04	12,11	11,85	11,42	11,99	11,64
MgO	9,95	8,9	9,52	9,51	9,43	9,76	9,2	10,26	10,1	10,18
MnO	0,14	0,13	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,13
CaO	10,3	10,09	10,14	10,04	10,14	10,34	10,14	10,01	9,84	9,87
K ₂ O	1,28	1,3	1,3	1,22	1,38	1,25	1,32	1,28	1,23	1,24
Na ₂ O	2,79	2,86	3,16	2,99	3,85	3,43	4,75	3,78	3,46	3,32
P ₂ O ₅	0,7	0,67	0,68	0,67	0,69	0,73	0,68	0,67	0,66	0,66
Total	97,11	93,12	95,36	94,08	95,89	96,07	96	96,3	94,97	95,73
Orthoclase(Or)	7,56432	7,68251	7,68251	7,20974	8,15528	7,38703	7,8007	7,56432	7,26884	7,32793
Albite(Alb)	23,6081	24,2004	25,0364	25,3004	21,9788	23,5089	18,0325	24,3962	23,0729	23,3545
Anorthite(An)	17,6667	18,1938	15,6193	15,7455	12,2312	14,4459	9,54182	11,6402	14,1247	16,961
Nepheline(Ne)	0	0	0,92229	0	5,74159	2,98746	12,005	4,11115	3,36118	2,56688
Leucite(Lc)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diopside(Di)	17,1545	16,1344	18,207	17,8268	20,8259	19,6416	23,056	20,9637	18,4461	16,3499
Hypersthene(Hy)	0,45835	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Olivine(Ol)	11,4842	10,3035	10,7137	10,8195	9,70766	10,6676	8,58327	11,1116	11,6485	12,4677
Ilmenite(Il)	0,29944	0,27805	0,29944	0,29944	0,29944	0,29944	0,29944	0,27805	0,27805	0,27805
Apatite(Ap)	1,62246	1,55293	1,57611	1,55293	1,59929	1,692	1,57611	1,55293	1,52975	1,52975
Hematite(Hm)	12,45	11,47	11,97	12	12,04	12,11	11,85	11,42	11,99	11,64
Titanite(Tn)	4,84065	0,05122	0	0,08361	0	0	0	0	0	0

4.1.1 Diagramas de Variação

Para os diagramas de variação (Harker, 1909), foram plotados os resultados adquiridos para Serra de São Pedro, junto aos resultados obtidos por Sial (1974), para as amostras do RN e PB. Os teores dos elementos maiores versus o teor de MgO mostram que as rochas de Pernambuco seguem os mesmos trends das rochas do Rio Grande do Norte e Paraíba.

Figura 28. Diagramas de variação para elementos maiores versus MgO para amostras de Serra de São Pedro, RN e PB. Bolinhas vermelhas: Serra de São Pedro; bolinhas verdes: RN e PB.



Fonte: Harker (1909)

5 GEOQUÍMICA MINERAL

5.1 SERRA DE SÃO PEDRO

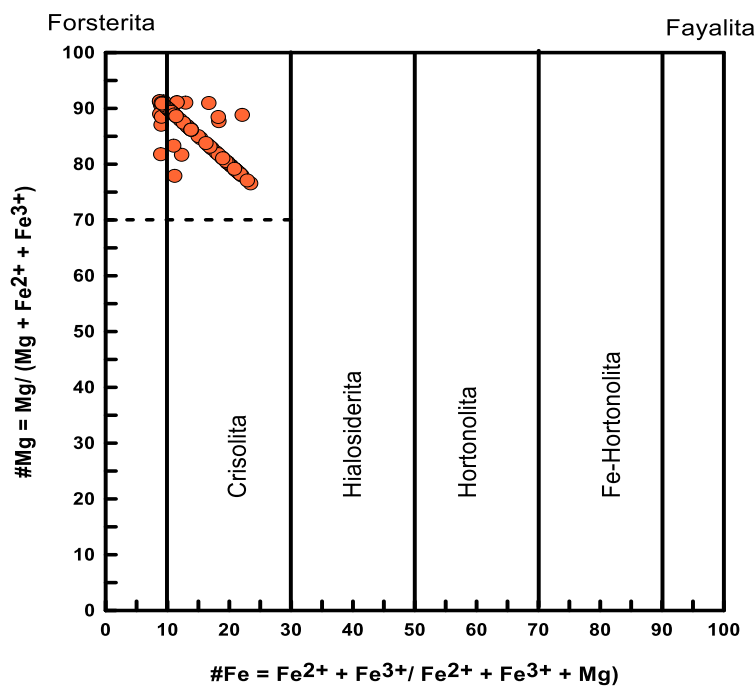
Os dados de química mineral foram obtidos por microsonda eletrônica na Universidade de Brasília. Foi usado um equipamento modelo JEOL JXA-8230, com condições de medida 15kV, 1×10^{-8} A; tempo médio de contagem de 10s nos picos e 5 s no background, para cada elemento.

As análises da química mineral realizadas nas amostras de Serra de São Pedro têm como foco os minerais que formam os xenólitos ultramáficos, mencionados e descritos anteriormente. Foram escolhidas as que se apresentavam de forma mais representativa, ou seja, aquelas exibindo uma menor alteração, e possuindo um tamanho suficiente para a obtenção de um resultado significativo. Entretanto, análises de minerais de alteração e da rocha hospedeira também foram obtidas, porém, para fins de uma interpretação preliminar dos processos de alteração dessas amostras. Os minerais analisados foram: olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio e espinélio, e as tabelas com os dados das análises encontram-se em anexo, no capítulo 10.

5.1.1 Olivina

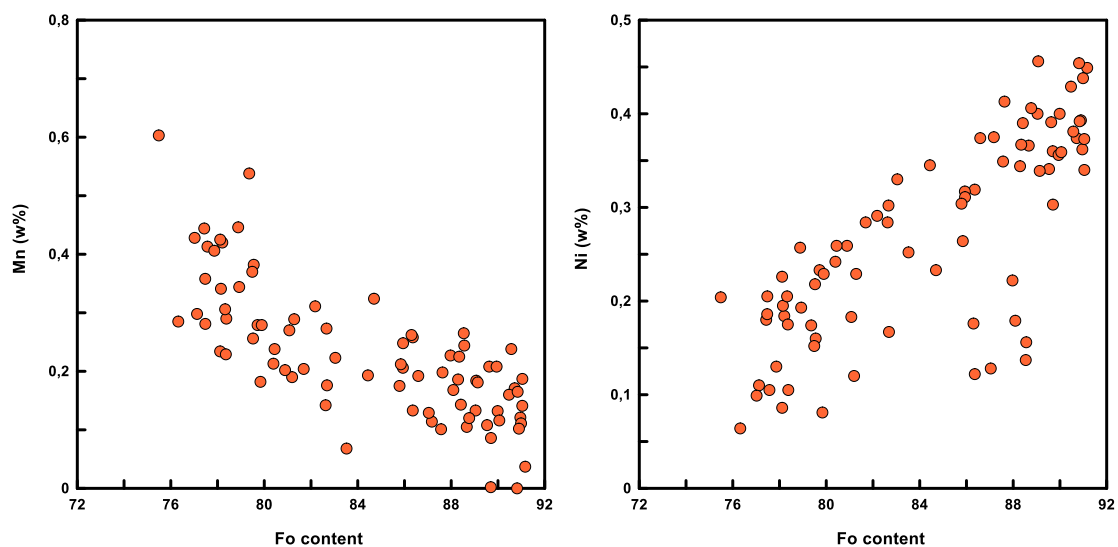
A partir de nove amostras, foram executadas oitenta e duas análises químicas em grãos de olivina. Os resultados mostram que as olivinas são magnesianas, plotando no campo das forsteritas (Figura 29). O conteúdo de Fo varia entre $Fo_{77,12}$ a $Fo_{91,16}$. Das 82 análises, apenas 12 apresentam composição de $Fo_{90,0}$ a $Fo_{91,16}$. A maior parte das análises (42 pontos) apresenta composição de Fo_{81} a Fo_{90} , e 28 possuem composição de $Fo < 81 > 77,12$. Os valores mais baixos são, provavelmente, das olivinas encontradas na rocha hospedeira. Os teores de NiO e MnO apresentam uma variação próximas à 0 e 0,6; entretanto, formam trends opostos quando relacionados com o conteúdo de Fo. Essa dependência do Mn e do Ni pode ser observada através do diagrama de variação (Figura 30), onde um exibe um trend negativo, e o outro um trend positivo quando há um aumento de Fo, respectivamente. Os teores de NaO_2 , CaO, Al_2O_3 e TiO_2 são baixos, e muitas vezes inexistentes.

Figura 29. Diagramas Mg# vs Fe# para olivinas. Composições de olivinas na faixa de forsterita-fayalita



Fonte: Modificado de Mossman e Pawson, 1976

Figura 30. Diagramas de variação: forsterita versus Mn e Ni, das análises feitas em olivinas, Serra de São Pedro.



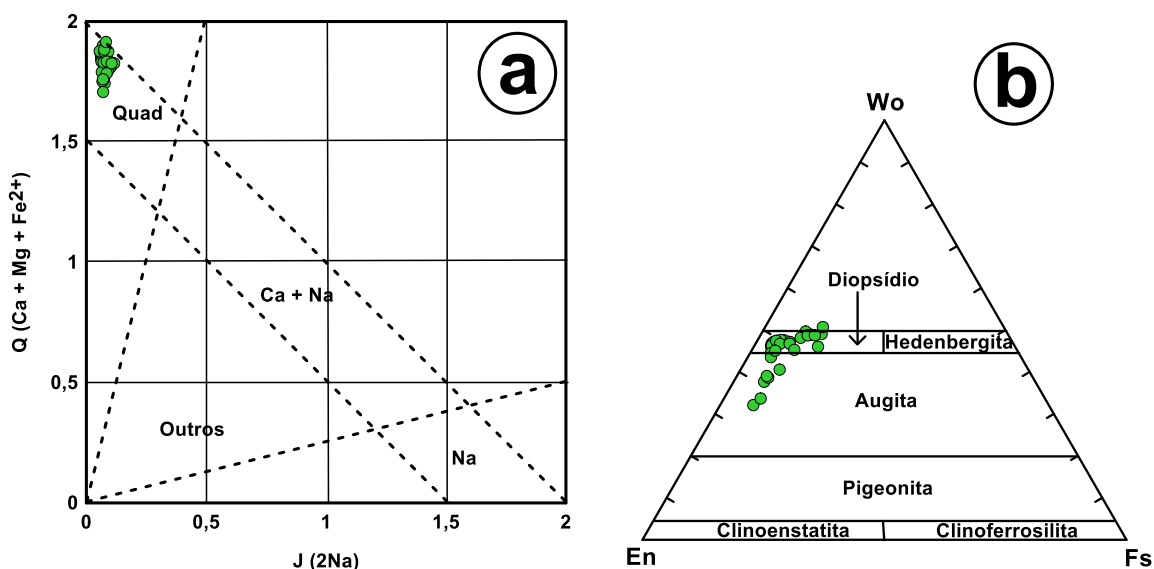
5.1.2 Clinopiroxênio

Foram realizadas trinta e quatro análises de clinopiroxênio, a partir de seis amostras, sendo 7 cristais da rocha hospedeira, o basalto, e 27 cristais dos nódulos ultramáficos. Para classificar os clinopiroxênios foi utilizado o diagrama proposto por Morimoto (1988), em que ele divide os piroxênios nos campos:

- Quad: piroxênios de Ca-Mg-Fe
- Piroxênios de Ca-Na
- Piroxênios de Na
- Outros

Segundo esse diagrama (Figura 31 a), é necessário o uso dos seguintes parâmetros: Q ($\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$) e J (2Na), em que o autor usa o número total de cátions nos sítios M1 e M2. Os dados, então, plotam no campo dos piroxênios do tipo “Quad”, tetraedro formado por enstatita-ferrosilita-diopsídio-hedenbergita. Portanto, foi usado o diagrama triangular Wo-En-Fs, em que as amostras do basalto se concentram no campo da augita, e as dos nódulos no campo do diopsídio (Figura 31 b).

Figura 31. Diagramas discriminantes aplicados aos piroxênios.:(a) Diagrama Q ($\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$) vs J (2Na), mostrando o plote das análises dentro do campo Quad; (b) Diagrama triangular wolastonita (Wo)-Enstatita (En)-Ferrosilita (Fs).



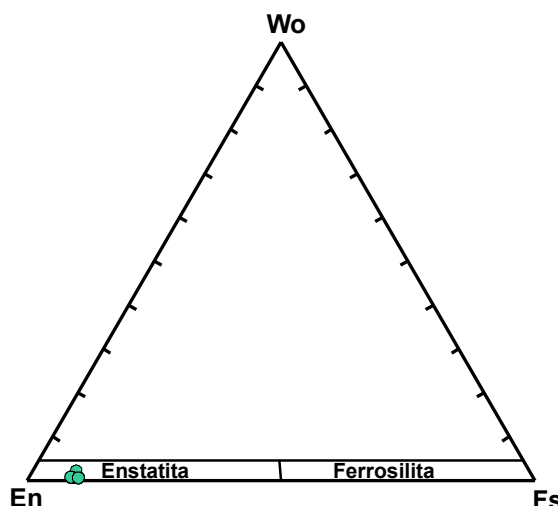
Fonte: Morimoto (1988)

5.1.3 Ortopiroxênio

Dezessete análises de ortopiroxênio foram realizadas, a partir de um total de quatro amostras, sendo todos os cristais pertencentes aos nódulos ultramáficos. Os resultados mostram que, com exceção de duas análises, todas as demais possuem um conteúdo de $En_{90,14}$ a $91,03$. As duas exceções apresentam valores de $En_{89,55-89,63}$. Apesar do baixo teor de CaO, os dados exibem valores que podem variar de 0,29 a 1,14 %. Os teores de MnO e NiO estão próximos aos valores encontrados nas olivinas, mas um pouco menor. Já o teor de FeO varia pouco, ocorre entre 5,6 a 6,5 %.

Para a classificação dos ortopiroxênios foi utilizado o diagrama triangular Wo-En-Fs, onde as amostras plotam no campo da enstatita (Figura 32).

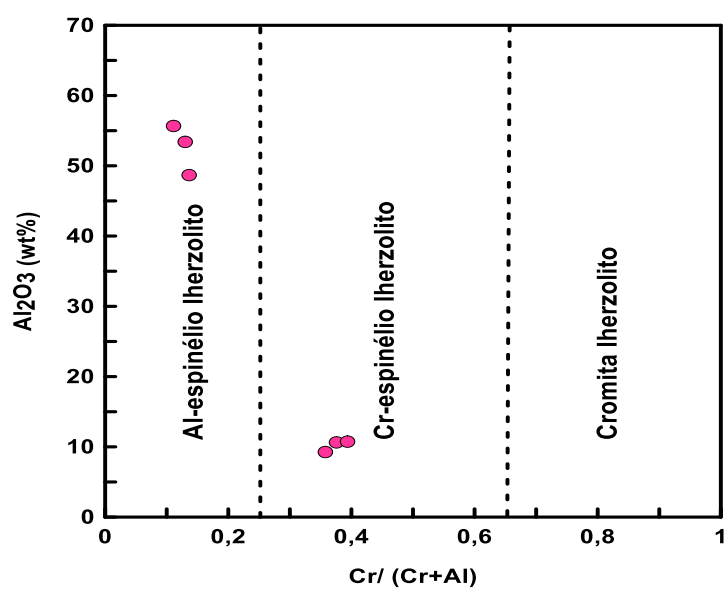
Figura 32. Diagrama triangular wolastonita (Wo)-Enstatita (En)-Ferrosilita (Fs).



5.1.4 Espinélio

Foram feitas seis análises de grãos espinélio, em um total de 3 amostras. Os dados mostram que os espinélios podem ser divididos em dois grupos principais, os Al-espinélio Iherzolito e os Cr-espinélio Iherzolito (Figura 33).

Figura 33. Diagrama de classificação para espinélio



Fonte: Wilson (1989)

6 TERMOBAROMETRIA

Os minerais mais importantes do manto superior, e que são encontrados em xenólitos ultramáficos transportados para à superfície através de rochas basálticas, são: granada, olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio e espinélio. As condições de T e P influenciam a composição dos minerais citados, que é controlada por reações subsólidas. Reações T e P específicas podem ser determinadas por meio de métodos experimentais e/ou teóricos, gerando informações bastante significativas sobre o manto e possibilitando determinar-se a profundidade da qual esses xenólitos derivaram.

6.1 SERRA DE SÃO PEDRO

Vários tipos de termômetros e barômetros são mencionados na literatura. Para as amostras da Serra de São Pedro, o termômetro que será utilizado baseia-se na coexistência de ortopiroxênio e clinopiroxênio (Brey and Kohler, 1990). Para comparação dos resultados, foi utilizado o termômetro desenvolvido por Putirka (2008), que também usa a coexistência de ortopiroxênio e clinopiroxênio.

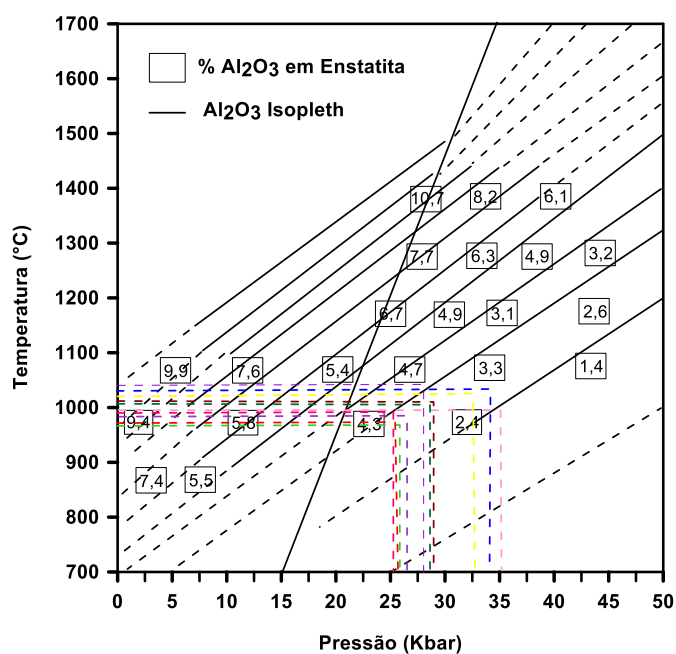
Dez amostras foram selecionadas para o estudo de geotermometria, como mostra a tabela 2. As temperaturas encontradas nos dois termômetros exibem valores muito próximos dos obtidos por Sial (1974) para as amostras de basalto alcalino do Rio Grande do Norte e Paraíba. Elas variam entre 843 e 1045 °C, entretanto, os valores mais comuns mostram uma temperatura de aproximadamente 950 °C.

Tabela 2 Amostras selecionadas para o estudo de geotermometria, e suas temperaturas:

Amostras Cpx	Amostras Opx	Brey and Kohler (1990) T(°C)	Putirka (2008) T(°C)
BB-03_C1_Cpx 5	BB-03_C1_Opx 7	935,63	993,06
BB-03_C1_Cpx 6	BB-03_C1_Opx 8	922,57	990,24
BB-03_C2_Cpx 3	BB-03_C2_Opx 4	843,14	961,98
BB-03_C2_Cpx 4	BB-03_C2_Opx 5	892,56	975,50
BB-03_C3_Cpx 1	BB-03_C3_Opx 1	958,13	996,37
BB-03_C3_Cpx 2	BB-03_C3_Opx 2	943,84	1034,40
BB-03_C3_Cpx 3	BB-03_C3_Opx 3	935,50	1020,73
BB-03_Cpx 1	BB-03_Opx 4	921,74	1010,93
BB-03_Cpx 2	BB-03_Opx 5	907,63	1018,73
BB-03_Cpx 5	BB-03_Opx 7	901,30	1045,16

A pressão foi inferida através do método desenvolvido por MacGregor (1974), na qual usa do teor de Al_2O_3 % em cristais de enstatita (Figura 34). Como o cálculo de pressão é sensível a temperatura, foi utilizado as temperaturas apresentadas no ponto anterior, pelo método desenvolvido por Putirka (2008). Portanto, infere-se que as pressões resultantes para o plug Serra de São Pedro variam entre 25 e 35 kbars.

Figura 34. Diagrama retirado da tese de doutorado de Sial (1974). As linhas coloridas tracejadas equivalem aos dados da Serra de São Pedro, Pernambuco.



Fonte: MacGregor, 1974

7 DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

De acordo com os dados petrográficos descritos no capítulo 3, observa-se que as quatro localidades estudadas apresentam mineralogia semelhante. Porém, as relações texturais e petrogenéticas se diferenciam uma da outra, e serão discutidas à seguir:

As amostras da Serra de São Pedro não apresentam xenólitos de tamanhos significativos como as outras, sendo possível caracterizar a rocha hospedeira que, serve de matriz para esses nódulos. Como resultado da alta velocidade de cristalização do magma basáltico que carregou esses xenólitos consigo para a superfície, a rocha exibe uma textura do tipo sub-quench, que é caracterizada pela presença de grãos muito finos, prismáticos e de hábito acicular, tanto de piroxênio como de olivina. Alguns dos cristais de piroxênio apresentam zonação do tipo ampulheta (hourglass zonation) o que sugere reações no estado subsólidos entre dois piroxênios quimicamente diferentes, gerando propriedades óticas que mudam do centro para a borda do cristal. Alterações tardias compostas de carbonatos e zeolitas são encontradas entre os grãos ou preenchendo amigdalas. Minerais desagregados dos xenólitos também podem ser encontrados na matriz, no entanto são diferenciados dos minerais da rocha hospedeira por estarem sempre deformados. Nos nódulos de peridotito foi visto que olivinas tardias, em forma de vermes, ocorrem como produto de reação de reabsorção no estado subsólidos, indicando que houve reequilíbrio entre a olivina tardia e o magma hospedeiro.

Esse tipo de textura vermicular também pode ser observada em Nyos. Porém, não tão evidente devido à falta de material da rocha basáltica nas amostras. Os nódulos dessa localidade apresentam textura protogranular sem tanta alteração entre os grãos, principalmente nos de piroxênios, como nas amostras da Serra de São Pedro.

As deformações encontradas em todas as localidades estudadas são mais evidentes nas amostras de Fundong. Entretanto, as alterações vistas de forma abundante na Serra de São Pedro e em Nyos não ocorrem da mesma forma nesse local. Uma característica marcante em Fundong é a presença de juntas tríplices nos cristais de olivina, o que indica que esses minerais foram cristalizados em equilíbrio.

Os nódulos ultramáficos de todas as áreas estudadas foram classificados como espinélio lherzolitos e dunitos, porém, em Monte Camarões, nódulos de piroxenito também foram observados.

As análises químicas de rocha total mostra que as rochas da Serra de São Pedro estão geneticamente relacionadas às outras ocorrências de rochas basálticas terciárias alcalinas, do Rio Grande do Norte e Paraíba. As análises de química mineral classificam os piroxênios em cr-diopsídio e enstatita, as olivinas como forsterita e os espinélios em dois grupos: um rico em alumínio e outro rico em cromo.

Os dados de geotermobarometria mostram que as rochas hospedeiras da Serra de São Pedro foram formadas a uma temperatura de aproximadamente 950 °C e uma pressão que pode variar entre 25 e 35kbar.

Faz-se necessário mais análises dos xenólitos ultramáficos, principalmente os provenientes da República dos Camarões. Assim, comparações petrográficas e químicas poderão ser feitas entre o Brasil e a África.

REFERÊNCIAS

- ASAAH, N.E.A., YOKOYAMAA, T., F.T. AKA, USUIA, T., KURITANID T., MENGNO J. WIRMEVE, IWAMORIA H., FOZING E.M., TAMEN J., MOFORG G. Z., OHBAE T., TANYILEKE G., HELL J.V. **Geochemistry of Lavas from Maar-bearing Volcanoes in the Oku Volcanic Group of the Cameroon Volcanic Line**. Chemical Geology 406, pp. 55–59, 2015.
- BAILEY, D.K. **Uplift, rifting and magmatism in continental plates**. Journal of Earth Sciences 8, 225–239, 1972.
- BAILEY, D.K. **Mantle metasomatism; continuing chemical change within the Earth**. Nature, 296, 525–530, 1982.
- BERGMAN S.C. **Historical review**. In: P.H. Nixon (ed.) Mantle xenoliths. John Wiley & Sons Ltd., pp.: 5–9, 1987.
- BOYD F. R. **High- and low-temperature garnet peridotite xenoliths and their possible relation to the lithosphere-asthenosphere boundary beneath Southern Africa**. In: P.H. Nixon (ed.) Mantle xenoliths. John Wiley & Sons Ltd. Pp.: 403–412, 1987.
- BREARLEY, M., SCARFE, C.M., FUJII, T. **The petrology of ultramafic xenoliths from Summit Lake, near Prince George, British Columbia**. Contributions to Mineralogy and Petrology 88, 53–63, 1984.
- BREY G. P. & KOHLER T. **Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers**. Journal of Petrology, 1990.
- DE HOOG, J.C. M., GALL, L., CORNELL, D.H. **Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry**. Chemical Geology 270, 196–215, 2010.
- DOUBROVINE, P.V., STEINBERGER, B., TORSVIK, T.H. **Absolute plate motions in a reference frame defined by moving hot spots in the Pacific, Atlantic, and Indian oceans**. J. Geophys. Res.: Solid Earth 117, B09101, 2012.
- DOWNES, H., DE VRIES, C., WITTIG, N. **Hf–Zr anomalies in clinopyroxene from mantle xenoliths from France and Poland: implications for Lu–Hf dating of spinel peridotite lithospheric mantle**. International Journal of Earth Sciences 104, 89–102, 2014.
- DUMORT, J. C. **Notice explicative sur la feuille Douala-Ouest avec carte géologique au 1/500 000**. Imp. Nat. Yaoundé, Cameroun, 60, 1968.
- FERGUSON A. K. **On hour-glass sector zoning in clinopyroxene**. Miner Mag 39:321–325, 1973.

FITTON, J.G. & DUNLOP, H.M. **The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt.** Earth and Planetary Science Letters, 72:23–38, 1985.

FODOR R.V., MUKASA S.B., SIAL A.N. **Isotopic and trace-element indications of lithospheric and astenospheric components in Tertiary alkalic basalts, northeastern Brazil.** Lithos, 43: 197–217, 1998.

KAY, R.W., GAST, P.W. **The rare earth content and origin of alkali-rich basalts.** Journal of Geology 81, 653–682, 1973.

KWEKAM, M., LIEGEOIS, J. P., NJONFANG, E., AFFATON, P., HARTMANN, G, TCHOUA, F. **Nature, origin and significance of the Fomopéa Pan-African high-K calc-alkaline plutonic complex in the Central African fold belt (Cameroon).** Journal of African Earth Sciences 57, 79–95, 2009.

HARTE B. **Metassomatic events records in mantle xenoliths: an overview.** In P.H. Nixon (ed.) Mantle xenoliths. John Wiley & Sons Ltd., pp.: 625–640, 1987.

HOFMANN A.W. **Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism.** Nature, 385, 219–229, 1997.

LI, H-Y., HUANG, X-L., GUO, H. **Geochemistry of Cenozoic basalts from the Bohai Bay Basin: Implications for a heterogeneous mantle source and lithospheric evolution beneath the eastern North China Craton.** Lithos 196–197, 54–66, 2014.

LE BAS M.J., **Nephelinitic and basanitic rocks.** Journal of Petrology, 1989.

MACGREGOR, I. D. **The system MgO-AL₂O₃-SiO₂: Solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions.** Mineral. 59, 110–119, 1974.

MCDONOUGH, W.F., SUN, S.-S., **The composition of the Earth.** Chemical Geology, 120: 223–253, 1995.

MIZUSAKI A.M.P., THOMAZ-FILHO A., MILANI E.J., CÉSERO P., **Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 15: 183–198, 2002.

MORIMOTO N., FABRIÉS J., FERGUSON AK., GINZBURG IV, ROSS M., SEIFERT F.A, ZUSSMAN J., AOKI K., GOTTARDI G., **Nomenclature of pyroxenes.** Mineral Petrology, 76: 5576, 1988.

MOSSMAN D.J., AND PAWSON D.J., **X-ray and optical characterization of the forsterite-fayalite-tephroite series with comments on knebelite from Bluebell Mine, British Columbia,** Canadian Mineralogist, 14; 479–486, 1976.

NJILAH I. K., **Geochemistry and Petrogenesis of Tertiary-Quaternary volcanic rocks from the Oku-Ndu Area, N.W. Cameroon.** PhD thesis, Univ. of Leeds, 345p, 1991.

NJIEKAK, G., DÖRR, W., TCHOUANKOUE, J.-P., ZULAUF, G., **U-Pb zircon and Microfabrics data of (meta) granitoids of western Cameroun: Constraints on the timing of pluton emplacement and deformation in the Pan-African belt of Central Africa.** *Lithos*, Vol. 102, 3–4, 460–477, 2008.

NIXON P.H. **Kimberlitic xenoliths and their cratonic setting.** In: P.H. Nixon (ed.) *Mantle xenoliths*. John Wiley & Sons Ltd., pp.: 215–239, 1987.

NKOUANDOU, O.F., TEMDJIM, R., **Petrology of spinel lherzolite xenoliths and host basaltic lava from Ngao Voglar volcano, Adamawa Massif (Cameroon Volcanic Line, West Africa): equilibrium conditions and mantle characteristics.** *Journal of Geosciences* 56, 375–387, 2011.

PERONNE Y. **Carte géologique de reconnaissance de Wum - Banyo au 1/500000.** Direction des Mines et de la Géologie du Cameroun, 1969.

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 a.

PESLIER, A.H., REISBERG, L., LUDDEN, J., FRANCIS, D., **Re-Os constraints on harzburgite and lherzolite formation in the lithospheric mantle: A study of Northern Canadian Cordillera xenoliths.** *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 3061–3071, 2000 b.

POLAT, A., KERRICH, R., CASEY, J.F., **Geochemistry of Quaternary basalts erupted along the East Anatolian and Dead Sea Fault zones of southern Turkey: implications for mantle sources.** *Lithos* 40, 55–68, 1997.

PUTIRKA, K. **Thermometers and Barometers for Volcanic Systems.** In: Putirka, K., Tepley, F. (Eds.), *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Soc. Am., v. 69, pp. 61–120, 2008.

SIAL, A.N. **Petrology and tectonic significance of the post-Paleozoic basaltic rocks of Northeast Brazil.** Ph. D. Thesis, Davis, University of California, 403 p, 1974.

SIAL A.N., **The post-Paleozoic volcanism of Northeast Brazil and its tectonic significance.** *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 48: 299–311, 1976 a.

SIAL A.N., **The Rio Grande do Norte alkali-olivine basalt association, Northeast Brazil.** *Revista Brasileira de Geociências* 6: 1–14, 1976 b.

SIAL A.N., **Petrology and mineral chemistry of peridotite nodules included in Tertiary basaltic rocks of northeast Brazil.** *Geological Society of American Bulletin*, 88: 1173–1176, 1977.

SIAL A.N., **Major and trace chemistry of the Tertiary basaltic suite of Rio Grande do Norte and Paraíba, Northeast Brazil**. *Jornal de Mineralogia* 7: 119–128, 1978.

SIAL A.N., 1979b. Geotermometria de basaltos Terciários e Mesozóicos do nordeste do Brasil. *Ciência e Natura*, 1: 79–87, 1979 b.

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.

SIAL A.N. et al., **Peridotite xenoliths and Tertiary alkaline basalts in northeastern Brazil**. 5th Intern. Kimberlite Conference, Araxá, Brazil, Field Guide Book, CPRM - Sp. Public, 3/91, 1, p. 3–13, 1991.

STRECKEISEN A. L., Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 1976.

TURCOTTE D.L., SCHUBERT G., **Geodynamics Applications of continuum physics to geological problems**. Wiley & Sons, Inc. New York, 1982.

WEECKSTEEN, G. **Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500.000 Territoire du Cameroun, Douala Est. Dir. Mines Géol. Cameroun**. 1 carte et notice explicative. Imprimerie Nationale de Yaoundé, 35 p., 1957.

WILSHIRE, H.G., MEYER, C.E., NAKATA, J.K., CALK, L.C., SHERVAIS, J.W., NIELSON, J.E., SCHWARZMAN, E.C., **Mafic and ultramafic xenoliths from volcanic rocks of the western United States**. USGS Professional Paper 1443, Department of the Interior, Washington, DC, pp. 179, 1988.

WILSHIRE, H.G., PIKE, J.E.N., MEYER, C.E., SCHWARZMAN, E.C., **Amphibole-rich veins in lherzolite xenoliths, Dish Hill and Deadman Lake, California**. *American Journal of Science*, 280–A, Part 2, 576–593, 1980.

WILSON M., **Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach**. Published by the Academic Division of Unwin Hyman Ltd, London, Cap. 3. p 36–72, 1989.

WORKMAN R.K., HART S.R. **Major and trace element compositions of the depleted MORB mantle (DMM)**. *Earth and Planetary Science Letters* 231, 53–72, 2005.

ANEXO

Tabela 3. Geoquímica de rocha total das amostras do plug Serra de São Pedro:

Amostras	BB1	BB 1A	BB3	BB4	BB6	BB7	BB8	BB10	BB11	BB17
SiO ₂	44,92	42,82	43,98	43,38	43,78	43,88	43,08	44,79	43,28	43,59
Al ₂ O ₃	12,45	12,78	12,33	12,01	12,31	12,29	12,74	11,87	12,2	13,02
TiO ₂	2,13	2,1	2,14	2,12	2,13	2,14	2,1	2,09	2,08	2,08
Fe ₂ O _{3T}	12,45	11,47	11,97	12	12,04	12,11	11,85	11,42	11,99	11,64
MgO	9,95	8,9	9,52	9,51	9,43	9,76	9,2	10,26	10,1	10,18
MnO	0,14	0,13	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,13
CaO	10,3	10,09	10,14	10,04	10,14	10,34	10,14	10,01	9,84	9,87
K ₂ O	1,28	1,3	1,3	1,22	1,38	1,25	1,32	1,28	1,23	1,24
Na ₂ O	2,79	2,86	3,16	2,99	3,85	3,43	4,75	3,78	3,46	3,32
P ₂ O ₅	0,7	0,67	0,68	0,67	0,69	0,73	0,68	0,67	0,66	0,66
Total	97,11	93,12	95,36	94,08	95,89	96,07	96	96,3	94,97	95,73
Orthoclase(Or)	7,56432	7,68251	7,68251	7,20974	8,15528	7,38703	7,8007	7,56432	7,26884	7,32793
Albite(Alb)	23,6081	24,2004	25,0364	25,3004	21,9788	23,5089	18,0325	24,3962	23,0729	23,3545
Anorthite(An)	17,6667	18,1938	15,6193	15,7455	12,2312	14,4459	9,54182	11,6402	14,1247	16,961
Nepheline(Ne)	0	0	0,92229	0	5,74159	2,98746	12,005	4,11115	3,36118	2,56688
Leucite(Lc)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diopside(Di)	17,1545	16,1344	18,207	17,8268	20,8259	19,6416	23,056	20,9637	18,4461	16,3499
Hypersthene(Hy)	0,45835	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Olivine(Ol)	11,4842	10,3035	10,7137	10,8195	9,70766	10,6676	8,58327	11,1116	11,6485	12,4677
Ilmenite(Il)	0,29944	0,27805	0,29944	0,29944	0,29944	0,29944	0,29944	0,27805	0,27805	0,27805
Apatite(Ap)	1,62246	1,55293	1,57611	1,55293	1,59929	1,692	1,57611	1,55293	1,52975	1,52975
Hematite(Hm)	12,45	11,47	11,97	12	12,04	12,11	11,85	11,42	11,99	11,64
Titanite(Tn)	4,84065	0,05122	0	0,08361	0	0	0	0	0	0