



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“GEOLOGIA E ASPECTOS METALOGENÉTICOS DOS ELEMENTOS
DO GRUPO DA PLATINA NO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO
DA SERRA DA ONÇA – SUL DO PARÁ”.**

TESE APRESENTADA POR

EDÉSIO MARIA BUENANO MACAMBIRA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação 12.08.1997

Comitê de Tese:


.....
BASILE KOTSCHOUBEY (Orientador)


.....
RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS


.....
ELSON PAIVA DE OLIVEIRA

BELÉM

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

TESE DE MESTRADO

GEOLOGIA E ASPECTOS METALOGENÉTICOS DOS
ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA NO COMPLEXO
MÁFICO-ULTRAMÁFICO DA SERRA DA ONÇA - SUL DO PARÁ

EDESIO MARIA BUENANO MACAMBIRA

BELÉM - PARÁ - BRASIL

1997

AGRADECIMENTOS

Devo expressar meus agradecimentos às organizações e pessoas que contribuíram para a realização desse Curso de Mestrado e cumpre-me citá-las:

- À Universidade Federal do Pará-UFPA, particularmente, ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - CPGG do Centro de Geociências, pela infraestrutura e pelo excelente curso proporcionado.

- À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM - Serviço Geológico do Brasil, pela autorização para frequentar esse curso, bem como pela infraestrutura e cessão dos dados geológicos.

- À Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, pela concessão de uma bolsa de mestrado durante o desenvolvimento desta pesquisa.

- Ao Professor-Orientador Dr. Basile Kotschoubey pelos ensinamentos, ajuda, estímulo e amizade, com que me conduziu nesse mestrado.

- Aos demais membros da Banca Examinadora desta tese, Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira (Universidade de Campinas) e Prof. Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas (Universidade Federal do Pará), pelos ensinamentos e sugestões apresentadas.

- Ao Geólogo Xafi da Silva Jorge João, Superintendente Regional da CPRM, pelos ensinamentos e amizade demonstrados durante o desenvolvimento desta tese.

- Aos professores e aos funcionários do Curso de Pós-Graduação do Centro de Geociências da UFPA, bem como aos colegas do Curso de Mestrado, pelos ensinamentos, ajuda e amizade.

- Aos geólogos Renato Oliveira da Silva Jr. e Edielma dos Santos Farias pelos ensinamentos e ajuda nos estudos petroquímicos e petrográficos, respectivamente. À Silvia Helena Souza e à Cleris Regina Sachett pelos trabalhos de editoração e ao Gilmar dos Santos, pelos serviços de desenho.

- Ao Prof. Dr. Colombo Tassinari, do Centro de Pesquisas Geocronológicas, do Instituto de Geociências da Universidade Federal de São Paulo, pelos ensinamentos e ajuda nas pesquisas isotópicas.

- Aos colegas da CPRM, particularmente aos geólogos Nélio das Graças de Andrade da Mata Rezende, Rômulo Simões Angélica, Marcelo Lacerda Vasquez e ao topógrafo Paulo Sérgio Ferreira dos Santos, bem como aos moradores da região da serra da Onça pela ajuda e amizade.

- A equipe da Biblioteca Raimundo M. Montalvão, do Centro de Geociências da UFPA, particularmente a bibliotecária Renata do Carmo França, pelos ensinamentos e ajuda.

- Aos meus irmãos Joel e Moacir, à minha esposa Sheila e aos meus filhos Paulo e Keila, pela ajuda e incentivo.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vi
RESUMO	xi
ABSTRACT	xiii
1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - OBJETIVOS.....	1
1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	1
1.3 - ASPECTOS FISIOGRAFICOS.....	3
1.4 - METODOLOGIA DE TRABALHO.....	7
1.5 - TRABALHOS ANTERIORES.....	11
2 - GEOLOGIA REGIONAL	13
2.1 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA.....	13
2.1.1 - Terreno Granito-Greenstone do Sul do Pará	13
2.1.2 - Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas	17
2.1.3 - Bacia do Médio Xingu	19
2.1.4 - Corpos Intrusivos Proterozóicos	19
2.1.5 - Corpos Intrusivos Mesozóicos	20
2.1.6 - Coberturas Cenozóicas	21
2.2 - EVOLUÇÃO LITOESTRUTURAL	21
3 - GEOLOGIA DA ÁREA DA SERRA DA ONÇA	26
3.1 - ARCABOUÇO GEOLÓGICO	26
3.2 - UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	28
3.2.1 - Complexo Xingu	28
3.2.2 - Granito Plaquê	30
3.2.3 - Suíte Intrusiva Cateté	32
3.2.4 - Diabásio Cururu	35
3.2.5 - Cobertura Laterítica	36
3.3 - PANORAMA ESTRUTURAL	37

4 -	CARACTERIZAÇÃO DO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DA SERRA DA ONÇA.....	42
4.1 -	PETROGRAFIA.....	42
4.1.1 -	Generalidades.....	42
4.1.2 -	Serpentinitos.....	43
4.1.3 -	Piroxenitos.....	50
4.1.3.1 -	Variedades Piroxeníticas.....	50
4.1.3.2 -	Harzburgitos	56
4.1.3.3 -	Lherzolitos.....	58
4.1.4 -	Rochas Gabróicas.....	59
4.1.4.1 -	Gabronoritos.....	61
4.1.4.2 -	Gabros, Noritos e Leuco-Gabronoritos.....	69
4.1.5 -	Monzonitos.....	71
4.1.6 -	Diabásios.....	75
4.1.6.1 -	Augita-Diabásios.....	76
4.1.6.2 -	Hiperstênio-Diabásios.....	77
4.1.6.3 -	Olivina-Diabásios.....	79
4.1.7 -	Microscopia dos Minerais Opacos.....	82
4.1.8 -	Considerações Petrográficas.....	84
4.2 -	PETROQUÍMICA.....	86
4.2.1 -	Generalidades.....	86
4.2.2 -	Elementos Maiores.....	88
4.2.3 -	Elementos Traço.....	109
4.2.4 -	Elementos Terras Raras.....	116
5 -	METALOGENIA DOS ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA.....	128
5.1 -	ESTUDOS LITOQUÍMICOS DOS EGP.....	128
5.2 -	ESTUDOS QUÍMICO-MINERALÓGICOS DOS MGP.....	129
5.3 -	CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS.....	138
6 -	GEOLOGIA ISOTÓPICA.....	143
6.1 -	MÉTODO Rb-Sr.....	143

6.2 -	MÉTODO Sm-Nd.....	147
7 -	EVOLUÇÃO TECTONO-MAGMÁTICA.....	152
8 -	CONCLUSÕES.....	161
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	166

LISTA DE ILUSTRAÇÕES FIGURAS

Figura 1 - Mapa de Localização.....	2
Figura 2 - Mapa de Acesso.....	4
Figura 3 - Imagem de Satélite da Serra da Onça.....	5
Figura 4 - Mapa dos Trabalhos de Campo.....	9
Figura 5 - Compartimentação Geotectônica.....	14
Figura 6 - Mapa Geológico Regional.....	15
Figura 7 - Mapa Geológico da Serra da Onça	27
Figura 8 - Afloramento do Complexo Xingu.....	29
Figura 9 - Afloramento do Granito Plaquê.....	31
Figura 10 - Afloramento de piroxenito.....	38
Figura 11 - Arranjo estrutural simplificado.....	39
Figura 12 - Serpentinito fraturado.....	44
Figura 13 - Veios de calcedônia-crisoprásio.....	44
Figura 14 - Blocos de serpentinito com veios de asbesto.....	45
Figura 15 - Adcumulato olivínico.....	45
Figura 16 - Mesocumulato olivínico.....	47
Figura 17 - Cristais de espinélio cromífero.....	47
Figura 18 - Serpentinito com cristais de magnetita.....	49
Figura 19 - Textura <i>mesh</i> nos serpentinitos.....	49

Figura 20 - Amostra de bronzitito.....	51
Figura 21 - Bronzitito cúmulus.....	53
Figura 22 - Bimodalidade granulométrica nos piroxenitos.....	53
Figura 23 - Bronzitito fraturado (bastita).....	54
Figura 24 - Hiperstenito feldspático.....	54
Figura 25 - Coronitos em piroxênio.....	55
Figura 26 - Harzburgito adcumulático.....	57
Figura 27 - Harzburgito mesocumulático.....	57
Figura 28 - Amostra de gabronorito.....	60
Figura 29 - Afloramento de gabronorito grosso.....	60
Figura 30 - Afloramento de gabronorito fraturado.....	61
Figura 31 - Textura inequigranular hipidiomórfica nos gabronoritos.....	63
Figura 32 - Gabronorito exibindo cristais cúmulus de plagioclásio.....	63
Figura 33 - Gabronorito alterado hidrotermalmente.....	64
Figura 34 - Laminação ígnea nos gabronoritos.....	64
Figura 35 - Gabronorito com <i>blebs</i> de clinopiroxênio em ortopiroxênio.....	66
Figura 36 - Gabronorito com lamelas paralelizadas de clinopiroxênio em ortopiroxênio....	66
Figura 37 - Textura “espinha de peixe” em gabronoritos.....	67
Figura 38 - Feições vermiformes em gabronoritos.....	67
Figura 39 - Hornblenda uralitizada.....	69
Figura 40 - Textura hipidiomórfica granular em Cpx-monzonitos.....	72

Figura 41 - Textura micrográfica em Cpx-monzonitos.....	72
Figura 42 - Cpx-monzonitos exibindo cristal de Cpx. transformado p/ anfibólio e biotita..	74
Figura 43 - Textura ofítica em augita-diabásio.....	78
Figura 44 - Cristais opacos hipidiomórficos em augita-diabásio.....	78
Figura 45 - Textura ofítica em hiperstênio-diabásio.....	80
Figura 46 - Textura porfiróide em hiperstênio-diabásio.....	80
Figura 47 - Textura sub-ofítica em olivina-diabásio.....	81
Figura 48 - Projeção da base triangular do tetraedro dos basaltos.....	96
Figura 49 - Diagrama álcalis x sílica.....	98
Figura 50 - Diagrama AFM.....	98
Figura 51 - Diagrama triangular multicatiônico de JENSEN (1976).....	100
Figura 52 - Diagrama MgO-CaO-Al ₂ O ₃	100
Figura 53 - Diagrama de variação -IS (Elementos Maiores).....	102
Figura 54 - Diagrama de HARKER (1909) (Elementos Maiores).....	104
Figura 55 - Diagramas de Variação - Mg # (Elementos Maiores).....	107
Figura 56 - Diagrama multicatiônico R ₁ -R ₂	110
Figura 57 - Diagrama de variação -IS (Elementos Traço).....	111
Figura 58 - Diagramas de HARKER (1909) (Elementos Traço).....	112
Figura 59 - Diagramas de Variação - Mg # (Elementos Traço).....	113
Figura 60 - Padrão de distribuição dos ETR - Rochas Ultramáficas.....	119
Figura 61 - Padrão de distribuição dos ETR - Rochas Máficas.....	119

Figura 62 - Padrão de distribuição dos ETR em complexos máfico-ultramáficos.....	126
Figura 63 - Fotomicrografia de uma partícula de MGP (PS-409).....	130
Figura 64 - Fotomicrografia de uma partícula de MGP (PS-435).....	130
Figura 65 - Fotomicrografia de partículas de MGP (PS-54 e 639).....	131
Figura 66 A - Imagem de elétrons retroespalhados e espectro de raios x - Am. PS-54.....	132
Figura 66 B - Imagem de elétrons retroespalhados e espectro de raios x - Am. PS-54.....	133
Figura 67 A - Imagem de elétrons retroespalhados e espectro de raios x - Am. PS-639.....	134
Figura 67 B - Imagem de elétrons retroespalhados e espectro de raios x - Am. PS-639.....	135
Figura 68 - Resultados e isócrona Sm/Nd.....	148
Figura 69 - Modelos de evolução tectono-magmática.....	153
Figura 70 - Fragmento de anortosito em gabronorito.....	156
Figura 71 - Lentes de anortosito em leucogabronorito.....	156
Figura 72 - Feições convolutas em serpentinito.....	158

TABELAS

Tabela 1 - Arranjo estratigráfico para a região de Tucumã - São Felix do Xingu	16
Tabela 2 - Composição química de elementos maiores, menores e traço.....	89
Tabela 3 - Composições normativas (C.I.P.W.).....	91
Tabela 4 - Média de composições químicas de rochas máfico-ultramáficas.....	92
Tabela 5 - Média dos padrões normativos.....	97
Tabela 6 - Análise de Elementos Terras Raras.....	118

Tabela 7 - Composições químicas dos MGP	137
Tabela 8 - Resultados das análises isotópicas Rb/Sr.....	144

RESUMO

O Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça - CMSO - está localizado nos municípios de Tucumã e Água Azul do Norte, ao Sul do Estado do Pará. Apresenta em superfície uma forma longilínea, com um comprimento de cerca de 25km, disposto aproximadamente segundo a direção leste-oeste. Sob o ponto de vista geotectônico, o CMSO está localizado no Cráton Amazônico e, no âmbito estratigráfico, é parte integrante da Suíte Intrusiva Cateté. As rochas encaixantes do CMSO são de idade arqueana e constituídas pelo Granito Plaquê (monzogranitos) e pelo Complexo Xingu (tonalitos e granodioritos). As diversas unidades litológicas que compõem o CMSO apresentam um ordenado e seqüencial acamadamento segundo a direção E-W e mergulho para sul. Neste sentido foi identificada, da base para o topo, um conjunto de serpentinitos, piroxenitos e gabronoritos. Os serpentinitos são constituídos essencialmente por lizardita e por veios de crisotila; nos exemplares mais preservados do processo de serpentinização, são observados cristais reliquiares e pseudomorfos de olivina cúmulus e de piroxênio intercúmulus; ocorrem igualmente cristais de espinélio cromífero, sulfetos (Fe-Cu), vênulas de amianto e veios de calcedônia/crisoprásio. Os piroxenitos são constituídos por cristais cúmulus de bronzita, hiperstênio, olivina e cristais de plagioclásio intercúmulus. A variação proporcional dos constituintes mineralógicos permite identificar a presença de bronzititos, bronzititos feldspáticos e olivina-piroxenitos. Os gabronoritos são constituídos por plagioclásio (labradorita), piroxênio (augita, hiperstênio e bronzita), hornblenda, biotita e opacos (magnetita). Exibem localmente texturas do tipo piegeonita invertida, laminação ígnea e disseminação de sulfetos (Cu-Ni-Fe). Em diversos locais foram detectados diques de diabásio os quais pertencem a dois grupos: um associado às

últimas manifestações básicas do magmatismo máfico-ultramáfico que originou o CMSO, e outro ao Diabásio Cururu de idade mesozóica. O estudo petrológico demonstrou que o CMSO possui natureza sub-alcálica toleítica. No diagrama AFM as rochas seguem o *trend* toleítico, sendo os gabros os termos mais evoluídos e mais enriquecidos em Fe. No diagrama multicatiônico de JENSEN (1976) as rochas máficas da Serra da Onça situam-se no limite entre os campos dos basaltos alcalinos e dos toleítos com alto Mg e as rochas ultramáficas localizam-se no campo dos komatiitos peridotíticos. O diagrama multicatiônico R_1 - R_2 demonstra para o CMSO uma afinidade toleítica e uma origem por cristalização fracionada de um magma originado da fusão parcial do manto. Uma idade de 2.378 ± 55 Ma foi determinada pelo método Sm/Nd para o corpo máfico-ultramáfico, o que permite enquadrar o CMSO no Paleoproterozóico. Os minerais do Grupo da Platina - MGP são constituídos principalmente de Pt, Pd, Ir e Os, combinados em diversas associações minerais. Com base nas informações acumuladas, admite-se que o CMSO seja uma intrusão intraplaca diferenciada, acamadada, não metamorfisada, não deformada, alojada em ambiente cratonizado, anorogênico e de idade paleoproterozóica. Ademais, o complexo apresenta uma vocação metalogenética para EGP. Essas características são similares às de outros complexos máfico-ultramáficos ocorrentes em diversas partes do mundo, nos quais foram detectados *reefs* platiníferos tais como, Bushveld (África do Sul), Great Dyke (Zimbábue) e Stillwater (Estados Unidos), sendo que este último apresenta as maiores semelhanças com o CMSO.

ABSTRACT

The Serra da Onça Mafic-Ultramafic Complex - SOMC is located in the Tucumã and Água Azul municipalities, southern Pará State. It represents a 25km W-E body. On geotectonic terms, the SOMC is in the Amazonian Craton and on the stratigraphic point of view it belongs to the Cateté Intrusive Suite. The SOMC host rocks are of Archean age and are made up of the Plaquê Granite (monzogranites) and Xingu Complex (tonalites and granodiorites). The lithologies which made up the SOMC show a layered sequential order in E-W direction and south dip. It was recognized from bottom to top, serpentinite, pyroxenite and gabronorite sequences. The serpentinites are made up of lizardite and crisotile veins; in some more preserved rocks, relict and pseudomorphic olivine cumulus are observed, as well as pyroxene intercumulus; Cr-spinel, sulfides (Fe-Ni), asberst and chalcedony-chrysoprase veins are found too. The pyroxenites are made up of bronzite, hypersthene and olivine cumulus and plagioclase intercumulus. The proportional variations of the mineralogical constituents are typical of bronzitites, feldspatic-hypersthenites and olivine pyroxenites. The gabronorite rocks are made up of plagioclase (labradorite), pyroxene (augite, hypersthene and bronzite), hornblende, biotite, and opaque minerals (magnetite). In some places, inverted piegeonite, igneous lamination and sulfides (Cu-Ni-Fe) dissemination occur. In several places, diabase dykes were found, belonging to two groups: one of them is associated with the final stage of the mafic-ultramafic magmatism that originated the SOMC; the other one, to the Cururu Diabase, of Mesozoic age. The petrological studies have shown that SOMC has a displays sub-alkaline tholeiitic nature. In the AFM diagram the rocks follow a tholeiitic trend, on which gabros are the most evolved iron rich. In the cationic diagram SOMC rocks plot on the

alkaline basalt and high Mg tholeiitic fields boundary; whereas the ultramafic rocks plot on the peridotitic komatiitic field. The R_1 - R_2 multicationic diagram shows a tholeiitic nature and an origin by fractional crystallization from a mantle derived parental magma of partial mantle melting. A Sm/Nd isochronic age of $2,378 \pm 55$ Ma was determined for SOMC (Paleoproterozoic). The Platinum Group Minerals - PGM are made up of Pt, Pd, Ir, and Os, arranged in several mineral associations. Based on the above data, the SOMC is considered an to be an, layered, undeformed, unmetamorphosed, anorogenic intraplate intrusion and of paleoproterozoic age. The complex shows a PGM metallogenetic potential. Its characteristics are similar to other mafic-ultramafic complexes, on which platinum-reefs were found, such as: the Bushveld (South Africa), the Great Dyke (Zimbabwe) and the Stillwater (United States), the latter being the most similar to SOMC.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - OBJETIVOS

Com o avanço tecnológico dos últimos anos, verifica-se no cenário mundial uma crescente demanda para os elementos do Grupo da Platina - EGP, com projeções de incremento de consumo, em uma taxa estimada de 3% ao ano, com preços elevados e ascendentes (FARINA, 1988). Esses fatos, aliados ao quase absoluto controle da produção exercida pela Rússia (49%) e pela África do Sul (46%), segundo o autor acima mencionado, são fortes argumentos econômicos e estratégicos para justificar programas de prospecção para EGP. Esse contexto econômico-mineral, conjuntamente com a grande potencialidade metalogenética do território brasileiro para EGP, motivou a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM a implantar, em 1990, o Programa Nacional de Prospecção de Metais do Grupo da Platina. Como fruto desse empreendimento, a CPRM detectou em 1992 a presença de Minerais do Grupo da Platina - MGP na serra da Onça, localizada ao sul do Estado do Pará. Face a importância econômico-geológica dessa descoberta, o estudo dessa mineralização e das rochas máfico-ultramáficas associadas é o objetivo primordial desta tese.

O presente trabalho tem também como objetivo, discorrer sobre o arcabouço estrutural e estratigráfico, as características petrográficas, petroquímicas e o condicionamento metalogenético dos EGP no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça - CMSO.

1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A serra da Onça, também conhecida pelos moradores locais como serra da Mutuquinha, está localizada na região sul-sudeste do Estado do Pará (Figura 1). Sob o ponto de vista

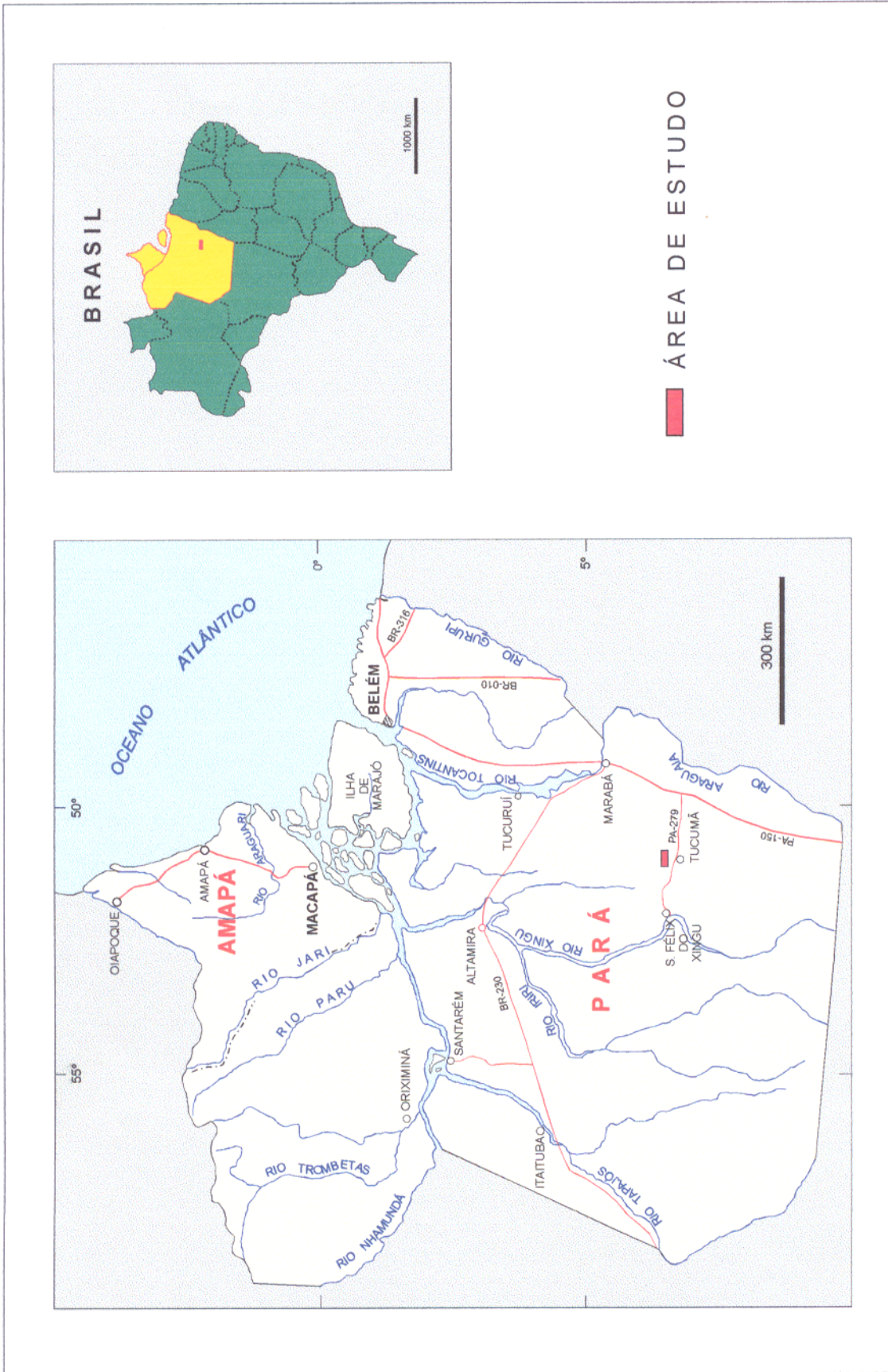


FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO

geopolítico, a porção ocidental da serra da Onça pertence ao município de Tucumã, enquanto que a oriental se encontra no município de Água Azul do Norte (Figura 2).

A área de estudo abrange cerca de 140 km², delimitada pelos meridianos 51°02'30" e 51°17'00" de longitude oeste e pelos paralelos 6°33'00" e 6°36'30" de latitude sul. De acordo com o Corte Padrão Internacional, a citada área enquadra-se na porção oriental da Folha São Félix do Xingu (SB. 22-Y-B).

A cidade de Tucumã é o principal ponto de apoio logístico à área de trabalho e pode ser alcançada por linhas aéreas regulares e pela Rodovia PA-279, a qual está conectada à malha rodoviária nacional. Da mencionada cidade, o acesso à serra da Onça pode ser feito através de uma diversificada rede de estradas secundárias, conforme mostrado na Figura 2.

1.3 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

A serra da Onça constitui um corpo longilíneo de cerca de 25km de extensão, disposto segundo a direção leste-oeste. A largura do corpo é variável, medindo aproximadamente 4km na sua extremidade oeste (a qual é mais desenvolvida) e estreitando-se gradativamente para leste (Figura 3).

De acordo com a base planimétrica (SB. 22.Y-B-VI), elaborada pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, o ponto culminante da Serra da Onça possui 559m de altitude. A serra apresenta um desnível topográfico médio da ordem de 150m em relação às áreas aplainadas circunvizinhas e possui as maiores altitudes localizados na sua porção ocidental. O relevo é do tipo *cuesta* com as *frentes de cuesta* voltadas para o norte.

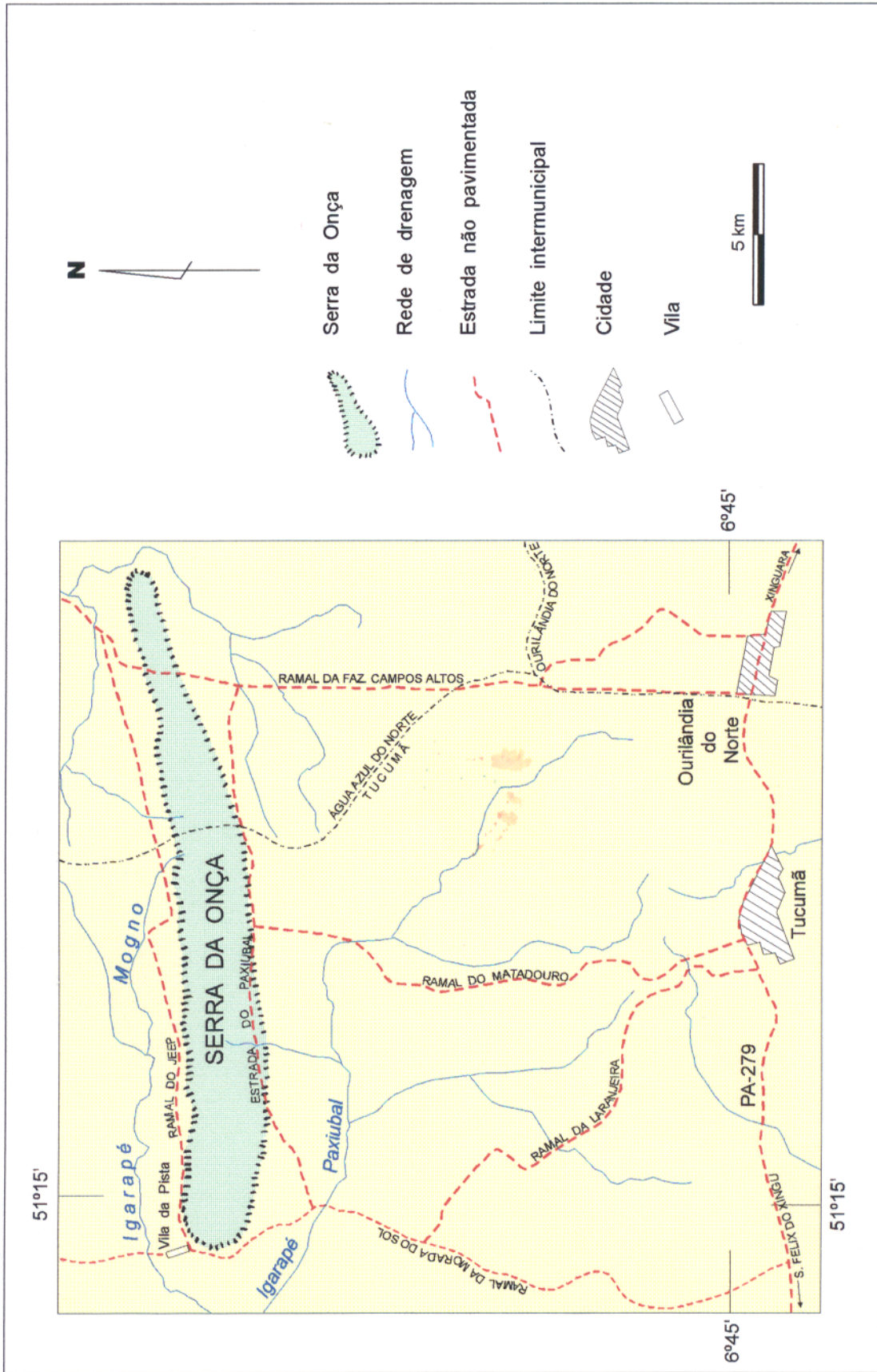


FIGURA 2 - MAPA DE ACESSO

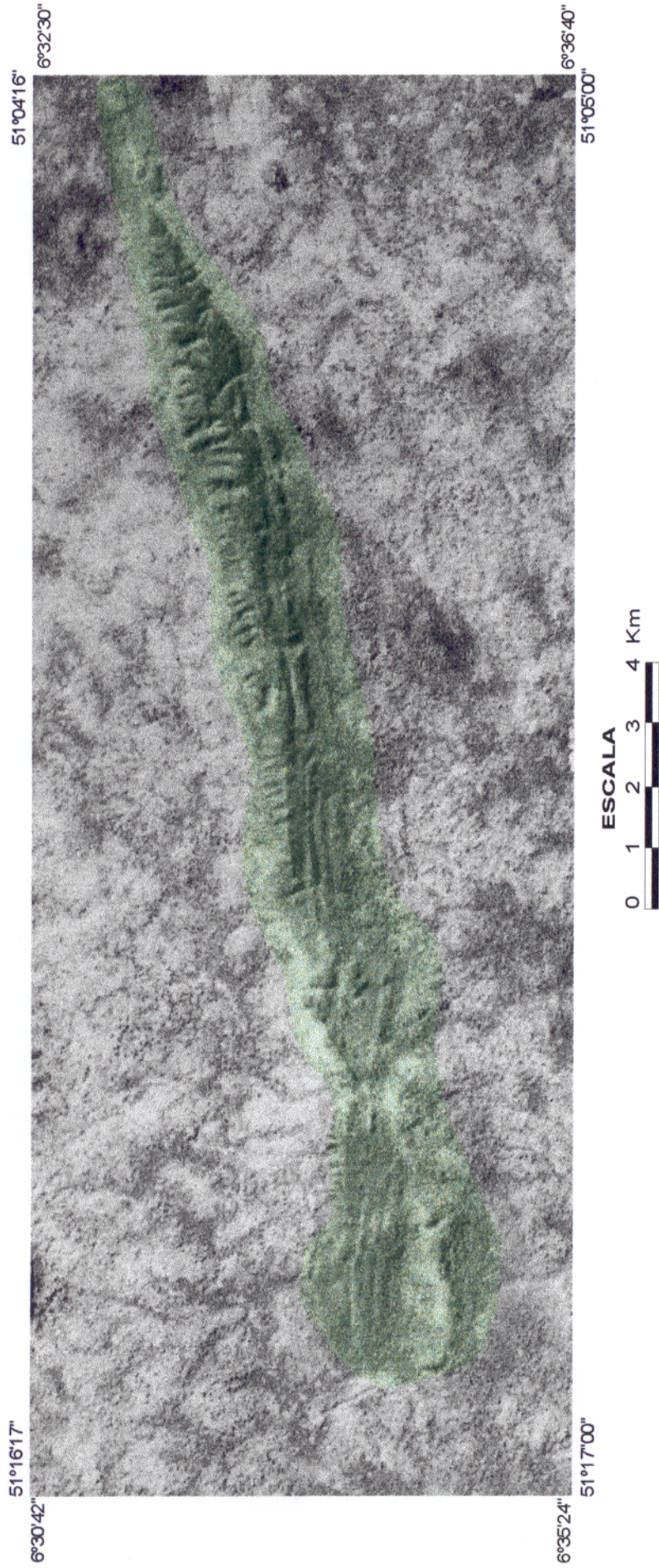


Figura 3 - Serra da Onça - Imagem de satélite LANDSAT, canal 4

A porção ocidental da serra da Onça é delimitada pelo inflúvio formado pelos igarapés Mogno e Paxiubal, ambos afluentes do igarapé Carapanã, que desagua no rio Xingu. A porção oriental da região em estudo é banhada por afluentes menores da margem esquerda do rio Cateté (Figura 2).

Baseado no Atlas Climatológico da Amazônia Brasileira (SUDAM, 1984), e de acordo com a classificação de KÖPPEN (1948), a região de trabalho apresenta um clima do tipo Am, ou seja, um clima tropical úmido, com a temperatura média do mês mais frio nunca inferior a 18°C. É um clima de monção com intensas precipitações durante alguns meses, compensadas por um ou dois meses com precipitação inferior a 60mm. A precipitação média anual situa-se em torno de 2.000 mm e a temperatura média anual de 24 a 25°C.

O domínio da serra da Onça exhibe uma cobertura vegetal típica de floresta tropical, com árvores de grande porte e variadas espécies, muitas delas de valor econômico. Segundo o Mapa Fitoecológico elaborado por VELOSO et al. (1974) predomina na região uma vegetação do tipo Floresta Aberta Latifoliada. Salienta-se que nas porções topograficamente mais elevadas, a vegetação é menos desenvolvida, com predominância de árvores de menor porte associadas à uma Mata de Cipoal. Observa-se, também, que a vegetação nativa está sendo gradativamente substituída por pastagens e culturas.

O manto de alteração intempérica, desenvolvido sobre as rochas máfico-ultramáficas da serra da Onça é um solo do tipo Latossolo Vermelho Escuro. Está constituído por um horizonte A, de coloração marrom-avermelhada, com cerca de 30cm de espessura, argiloso, plástico e rico em matéria orgânica; um horizonte B com espessura entre 1 a 2m, exibindo uma tonalidade marrom-avermelhada escura, argiloso, e uma estrutura moderada em blocos sub-angulosos; um

horizonte C, pouco espesso (30 a 50cm), de coloração cinza-avermelhada, argiloso, plástico e preservando estruturas originais da rocha-mãe. As rochas encaixantes do corpo máfico-ultramáfico (gnaisses, migmatitos e granitos) evoluem para um latossolo vermelho-amarelo, profundo, com um horizonte A (25cm) exibindo tonalidades amareladas, de natureza argilo-arenosa, friável e com maior conteúdo de matéria orgânica na sua porção superior; um horizonte B de espessura superior a 1,5m, maciço, friável, argilo-arenoso, e de coloração amarronzada; um horizonte C, com espessura superior a 1m, areno-argiloso, maciço, friável, apresentando uma tonalidade vermelho-amarelada e conservando, localmente, texturas da rocha-mãe.

1.4 - METODOLOGIA DE TRABALHO

Em termos gerais, a metodologia de trabalho utilizada nesta pesquisa obedeceu à seguinte seqüência:

— Aquisição de Dados - Esta etapa consistiu no levantamento das informações geológicas e afins, existentes sobre a região do CMSO. Paralelamente, efetuou-se uma consulta bibliográfica sobre as características geotectônicas, estratigráficas, petrográficas, químicas e metalogenéticas dos principais tipos de corpos máfico-ultramáficos diferenciados existentes no mundo.

— Fotointerpretação Geológica - Nesta fase foram utilizadas fotografias aéreas convencionais, na escala de 1:45.000, obtidas pela PROSPEC S.A. Geologia, Prospecções e Aerofotogrametria e ampliações dessas fotos na escala de 1:13.700 (aproximadamente); fotografias aéreas convencionais, na escala de 1:100.000, executadas pelo Convênio Força Aérea Brasileira/Plano de Dinamização da Cartografia; imagens de radar nas escalas de 1:250.000 e de 1:100.000, obtidas pelo Projeto RADAM; imagens de satélite LANDSAT TM-5 (bandas 3, 4 e 5) nas

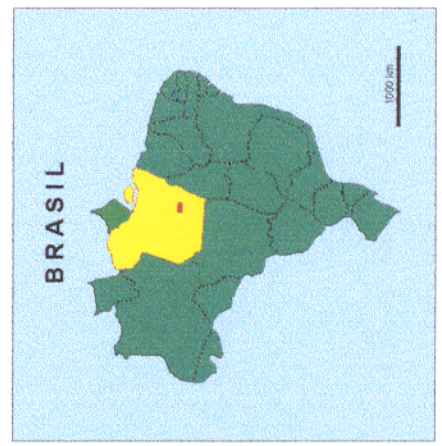
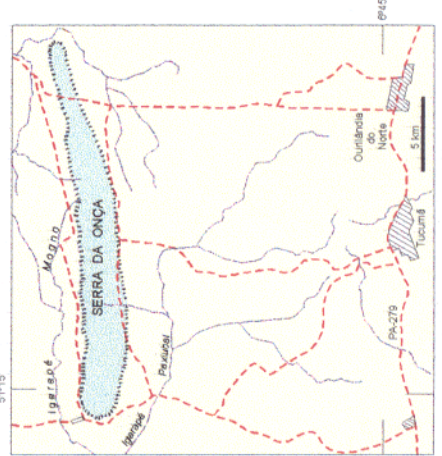
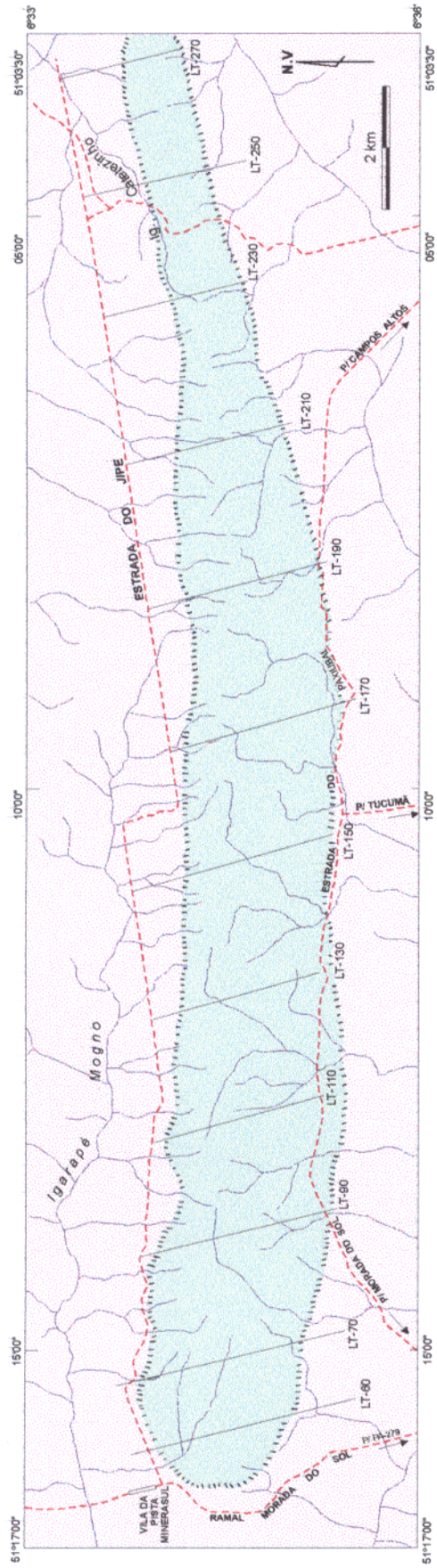
escalas de 1:250.000 e de 1:100.000; base planimétrica do IBGE na escala 1:100.000. Baseado no material cartográfico descrito e nos dados obtidos anteriormente, foi confeccionado um mapa fotogeológico na escala de 1:20.000, utilizando-se o clássico método das “chaves” .

— Planejamento dos Trabalhos de Campo - Baseado nos dados adquiridos nas etapas anteriores, foram elaborados os seguintes mapas de serviço, na escala de 1:20.000: litológico, estrutural, topográfico e logístico.

— Trabalhos de Campo - Inicialmente constaram de abertura de 12 picadas transversais, espaçadas de 2km, ao longo de todo o CMSO. Em seguida, efetuou-se o levantamento topográfico das picadas e das estradas existentes na área de pesquisa. Finalmente, foi executado um mapeamento geológico convencional, na escala de 1:20.000, pelo método das sessões, ao longo das picadas e das estradas mencionadas. O levantamento geológico incluiu ainda verificações de campo em pontos geológicos estratégicos. O mapa resultante dos trabalhos de campo pode ser observado na Figura 4.

— Análises Petrográficas e Calcográficas - As lâminas petrográficas foram confeccionadas na Seção de Laboratório (CPRM/SUREG-BE) e na Seção de Laminação do Centro de Geociências - CG, da UFPa, sendo que, nesta última, também foram confeccionadas as seções polidas. Foram estudadas 75 lâminas delgadas e 15 seções polidas dos diferentes litotipos do CMSO. O estudo petrográfico foi efetuado com auxílio de microscópio de marca Carl Zeiss, modelo WL Pol, utilizável em luz refletida e transmitida. Em 10 lâminas delgadas foi executada análise modal, utilizando-se o contador de pontos de marca Swift, modelo F.

— Análises Químicas - Amostras de rochas dos diferentes litotipos foram submetidas à análise para elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O e K_2O), elementos







-  Serra da Onça
-  Rede de drenagem
-  Estradas não pavimentadas; com mapeamento geológico
-  Picadas transversais, com mapeamento geológico.

FIGURA 4 - MAPA DOS TRABALHOS DE CAMPO

menores (MnO , TiO_2 e P_2O_5), elementos traço (Cu , Co , Ni , Cr , V , Y , Ba , Sr , Nb e Zr), elementos terras raras (La , Ce , Nd , Sm , Eu , Gd , Dy , Ho , Er , Yb e Lu) e elementos do grupo da platina (Pt , Pd , Rh e Ir). As análises foram executadas nos Laboratórios da GEOLAB, da empresa GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda. Os teores dos óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , Fe total, CaO , MgO , K_2O , MnO , P_2O_5 e TiO_2 foram determinados através de fluorescência de raios-x, em amostras fundidas com $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$. O Na_2O foi determinado por absorção atômica após abertura total com $\text{HF} + \text{HClO}_4$. O FeO foi dosado pela decomposição com $\text{HF} + \text{H}_2\text{SO}_4$, em cadinho de platina tampado com evolução de CO_2 e titulação de FeO com KMnO_4 , em presença do ácido bórico. A perda ao fogo (PF) foi realizada através de calcinação a 1.000°C até o peso constante. Os elementos Ni , Cr , Ba , Nb , Sr , Y e Zr foram dosados por fluorescência de raios-x, enquanto que Co , Cu e V foram analisados por absorção atômica. Para os elementos terras raras empregou-se a separação do grupo em coluna de troca iônica, com a determinação final por espectrometria de plasma. Os elementos do grupo da platina foram analisados através de pré-concentração e determinação por espectrografia ótica.

— As análises isotópicas pelos métodos Sm/Nd e Rb/Sr foram efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

— As partículas de MGP foram analisadas por microscopia eletrônica de varredura, com o instrumento Zeiss 940, com espectroscopia por dispersão de energia na Pontifícia Universidade Católica, no Rio de Janeiro, no Centro de Pesquisa da Petrobrás, no Rio de Janeiro e no Laboratoire de Microscopie Electronique da Université Pierre et Marie Curie (Paris VI) - Paris.

— Os dados acima foram catalogados, integrados e interpretados com a utilização de técnicas computadorizadas, particularmente o programa NEWPET (CLARKE, 1993).

1.5 - TRABALHOS ANTERIORES

As pesquisas geológicas direcionadas aos complexos máfico-ultramáficos na região sudeste do Pará foram em número reduzido. As primeiras referências devem-se a SANTOS (1978), ao noticiar os trabalhos do Grupo INCO na serra da Onça. Posteriormente, HIRATA (1982) assinalou a presença de complexos básico-ultrabásicos estratificados na área do Pium. Nesse mesmo ano, BERNARDELLI (1982) definiu um alinhamento constituído de vários corpos básico-ultrabásicos ao sul da serra dos Carajás e realizou investigações detalhadas no corpo Vermelho. Nessa época, vários corpos máficos e/ou ultramáficos foram detectados e/ou pesquisados, tais como Puma, Luanga, Jacaré, Jacarezinho etc.

As pesquisas realizadas pela INCO, na serra da Onça, foram publicados por HEIM & CASTRO FILHO (1986) e resultaram no dimensionamento um depósito de níquel laterítico, com reservas totais da ordem de 19,1 milhões de toneladas de minério, com um teor médio de 2% de Ni metal.

Em 1986 a CPRM iniciou o mapeamento geológico da Folha São Felix do Xingu (SB.22-Y-B), na qual está incluída a serra da Onça. Durante esse empreendimento foi dado enfoque à área do CMSO, no que resultou sua caracterização litoestratigráfica.

O estudo do CMSO, em vista da elaboração da presente dissertação, foi iniciado em agosto/1993. Deste trabalho resultaram as seguintes publicações: MACAMBIRA et al. (1993); MACAMBIRA et al. (1994); COSTA et al. (1994), MACAMBIRA & JORGE JOÃO (1995);

JORGE JOÃO e MACAMBIRA (1995) e MACAMBIRA et al. (1996) e MACAMBIRA (1996a e b).

2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA

Os trabalhos da CPRM (1991 e 1997) apresentaram uma revisão atualizada do conhecimento geológico da região e portanto foram tomados como referências básicas para este capítulo. No entanto, quando necessário, outros autores são citados.

Do ponto de vista geotectônico, o Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça está localizado na porção sul do Cráton Amazônico (ALMEIDA et al., 1976). Na articulação de blocos crustais proposta por HASUI et al. (1984) para a região Amazônica (Figura 5), o CMSO situa-se na porção central do Bloco Araguacema. De acordo com os levantamentos geológicos executados nas regiões de São Félix do Xingu (CPRM, 1997) e da Serra dos Carajás (CPRM, 1991), destacam-se as seguintes unidades geotectônicas: o Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e a Bacia do Médio Xingu, além de corpos intrusivos e coberturas cenozóicas (Figura 6). O arranjo geotectônico e estratigráfico das unidades presentes na região enfocada consta na Tabela 1.

2.1.1 - Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará

O Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará ocorre como uma faixa segundo a direção NW-SE e posicionada na porção sul-sudeste da área em estudo. Essa unidade, formada e tectonicamente estabilizada no Arqueano (MACAMBIRA & LAFON, 1995) está constituída por um conjunto de granitóides e rochas supracrustais que esboçam um padrão anastomosado. As rochas supracrustais estão representadas por uma seqüência metavulcano-sedimentar, denominada de Grupo Tucumã (CPRM, 1991) e composta essencialmente de xistos, filitos, quartzitos, *banded iron formation* - BIF e conglomerados. Intrusivos nessa seqüência ocorrem

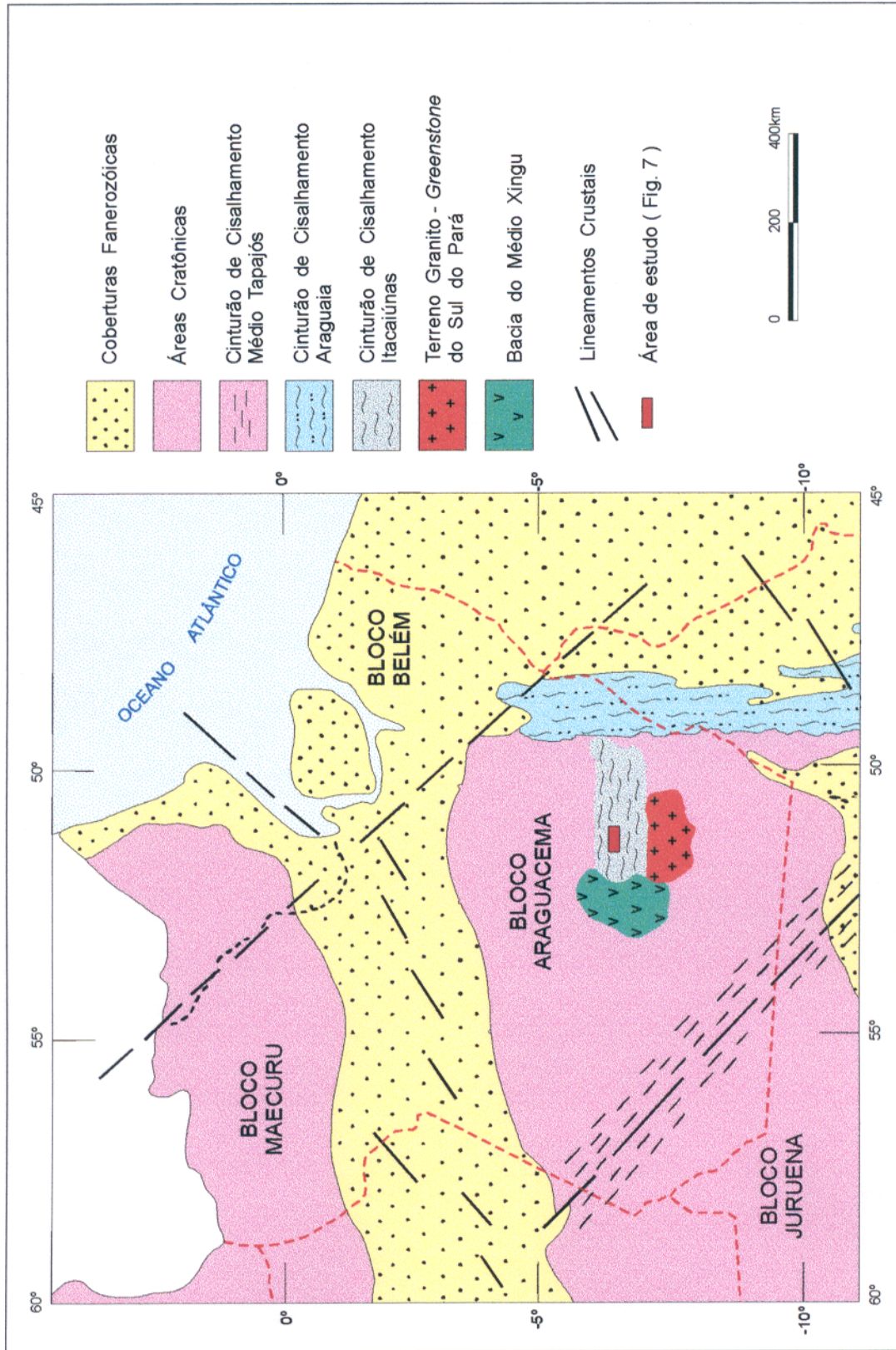
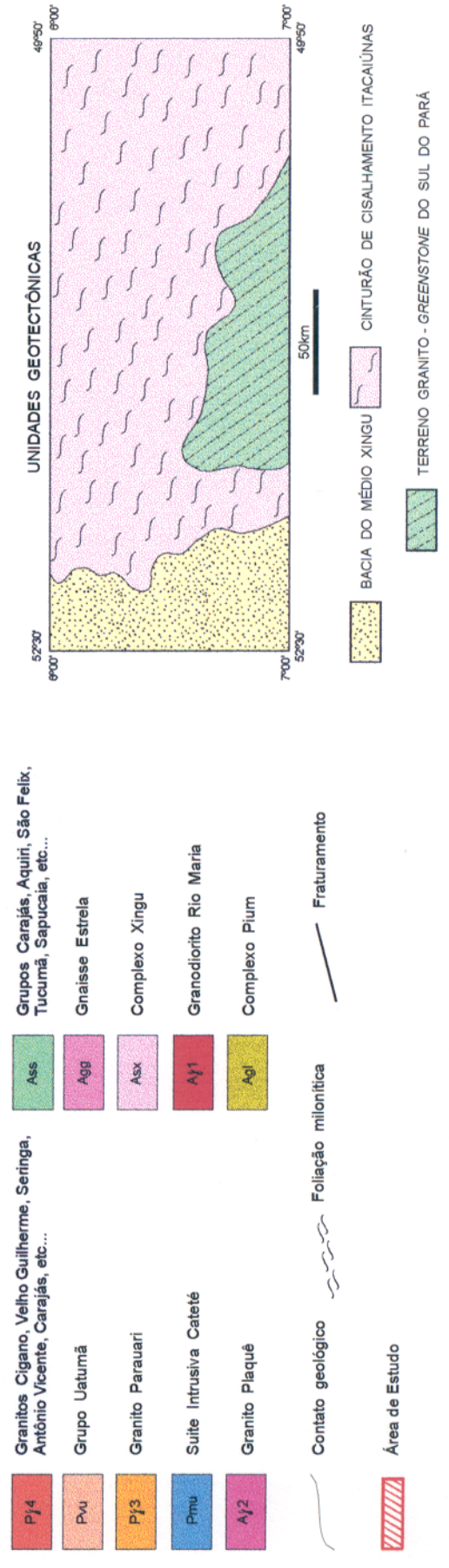
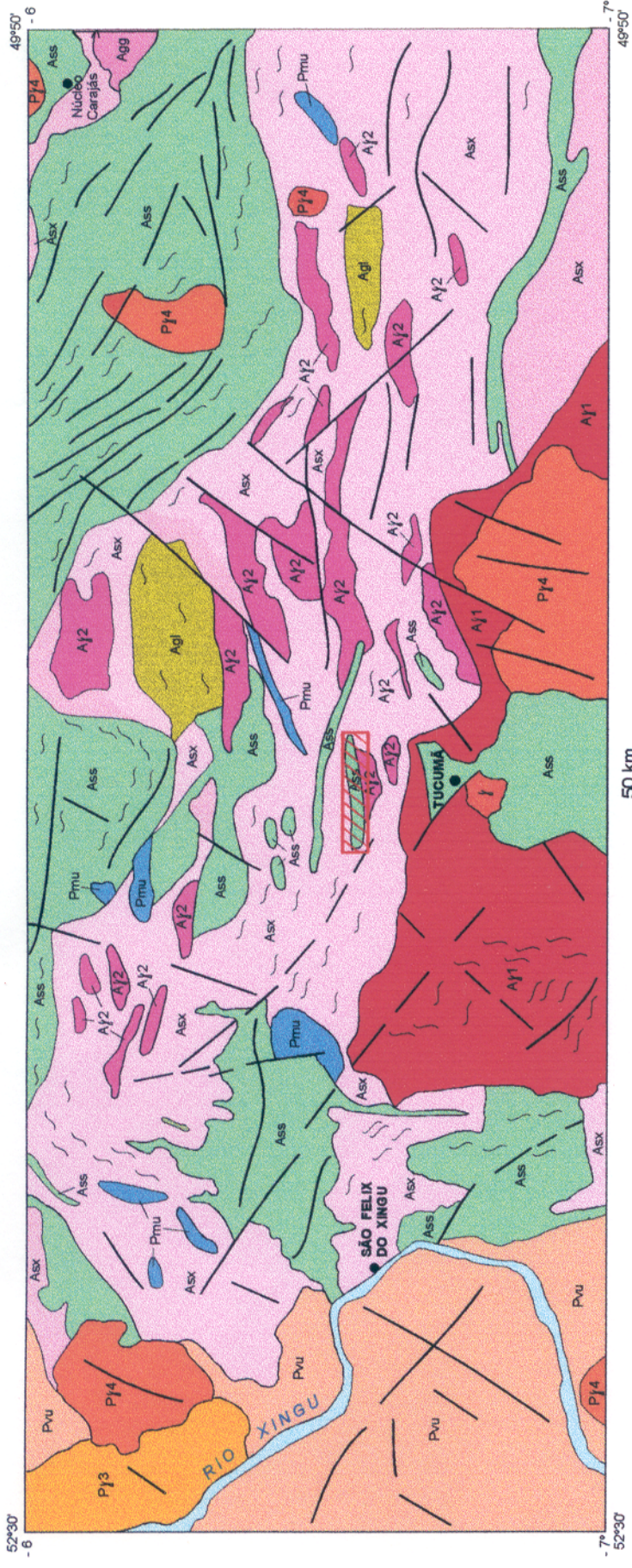


FIGURA 5 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA DO SUDESTE DA AMAZÔNIA (Adaptado de Hasui et al., 1984).



- | | | | |
|------------|--|------------|--|
| Pj4 | Granitos Cigano, Velho Guilherme, Seringa, Antônio Vicente, Carajás, etc... | Ass | Grupos Carajás, Aquiri, São Felix, Tucumã, Sapucaia, etc... |
| Pv4 | Grupo Uatumã | Agg | Gnaiss Estrela |
| Pj3 | Granito Parauari | Asx | Complexo Xingu |
| Pmu | Suite Intrusiva Cateté | Aj1 | Granodiorito Rio Maria |
| Aj2 | Granito Plaquê | Agl | Complexo Pium |
-
- | | | | |
|--|--------------------------|--|--|
| | Contato geológico | | Foliação milonítica |
| | Fraturamento | | CINTURÃO DE CISALHAMENTO ITAICUÃNAS |
| | Área de Estudo | | TERRENO GRANITO - GREENSTONE DO SUL DO PARÁ |

FIGURA 6 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA PARTE NORTE DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (Adaptado de CPRM, 1997 e CPRM, 1991).

TABELA 1 - ARRANJO ESTRATIGRÁFICO PARA A REGIÃO DE TUCUMÃ-SÃO FELIX DO XINGU (CPRM, 1997)

C E N Z.	QUA.	COBERTURA ALUVIONAR			UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS
	TER.	COBERTURA LATERÍTICA			
MESOZ.		DIABÁSIO CURURU			
PROTEROZOÍCO	SUÍTE INTRUSIVA VELHO GUILHERME			FORMAÇÃO TRIUNFO	
				GRUPO UATUMÃ	
				GRANITO PARAUARI	
				SUÍTE INTRUSIVA CATETÉ	
				GRANITO PLAQUÊ	
				GRUPOS: GRÃO-PARÁ, AQUIRI, SÃO SEBASTIÃO E SÃO FELIX	
				COMPLEXO XINGU	
				GRUPO SAPUCAIA	
				COMPLEXO PIUM	
				TERRENO GRANITO-GREENSTONE DO SUL DO PARÁ	
ARQUEANO	GRANODIORITO RIO MARIA		CINTURÃO DE CISALHAMENTO ITACAIÚNAS		
	GRUPO TUCUMÃ		BACIA DO MÉDIO XINGU		
UNID. GEOT.					

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

COBERTURA ALUVIONAR	- sedimentos areno-argilosos com níveis de cascalho.
COBERTURA LATERÍTICA	- crostas ferruginosas.
DIABÁSIO CURURU	- augita-diabásio.
SUÍTE INTRUSIVA VELHO GUILHERME	- álcali-feldspato granito
FORMAÇÃO TRIUNFO	- quartzo-arenitos, arenitos arcoseanos e conglomerados.
GRUPO UATUMÃ- FORMAÇÃO IRIRI	- riolitos, riodacitos e dacitos.
FORMAÇÃO SOBREIRO	- andesitos e traquiandesitos e traquitos.
GRANITO PARAUARI	- monzogranitos, sienogranitos e granodioritos.
SUÍTE INTRUSIVA CATETÉ	- serpentinitos, piroxenitos e gabros.
GRANITO PLAQUÊ	- granitos e monzogranitos.
GRUPOS: GRÃO PARÁ, AQUIRI, SÃO SEBASTIÃO E SÃO FELIX	- xistos, quartzitos, filitos, <i>BIF</i> .
COMPLEXO XINGU	- gnaisses e migmatitos com enclaves anfibolíticos.
GRANODIORITO RIO MARIA	- granodioritos com subordinados tonalitos.
GRUPO SAPUCAIA	- xistos, quartzitos, filitos e <i>BIF</i> e metaultramafitos.
GRUPO TUCUMÃ	- xistos, quartzitos, filitos, <i>BIF</i> e metaultramafitos.
COMPLEXO PIUM	- kinzigitos, piriclasitos e granoblastitos graníticos.

granodioritos, tonalitos e monzogranitos, que compõem a unidade chamada de Granodiorito Rio Maria (DALL'AGNOL et al., 1986). A estruturação interna do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará é definida por zonas de cisalhamento oblíquas e transcorrentes, cujas relações geométricas esboçam um quadro definido como hemiflores positivas.

2.1.2 - Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas

O Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas ocupa a maior porção da região enfocada e limita ao norte e a oeste o Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará. De acordo com CPRM (1997) é considerado como uma estrutura arqueana, disposto segundo a direção E-W e composto por um domínio imbricado e por dois domínios transcorrentes (N-S e E-W).

O domínio imbricado apresenta-se estruturado na direção E-W e está estratigraficamente constituído, da base para o topo, pelo Complexo Pium (ARAÚJO et al., 1988), Grupo Sapucaia (CPRM, 1991) e Complexo Xingu (CPRM, 1991). A unidade Pium é composta por kinzigitos, piriclasitos e granoblastitos, dispostos em forma de faixas orientadas segundo a direção geral do Cinturão Itacaiúnas. O Grupo Sapucaia ocorre também como faixas orientadas segundo a direção E-W, litologicamente constituídas por xistos, filitos, quartzitos e *BIF*. O Complexo Xingu é a unidade de maior extensão no domínio imbricado e está composto por gnaisses e migmatitos de natureza granítica, granodiorítica e tonalítica, com enclaves anfibolíticos. A arquitetura interna do domínio imbricado é fornecida por zonas de cisalhamento com caráter de cavalgamento oblíquo, de direção geral WNW-ESE e com fortes mergulhos ($>70^{\circ}$) para NNE.

O domínio transcorrente E-W está constituído pelos Grupos Grão-Pará (ARAÚJO et al., 1988), Aquiri (SOARES et al., 1988) e São Sebastião (CPRM, 1997), que ocupam a porção

norte da região em estudo. Essas unidades são compostas por intercalações de rochas metavulcânicas félsicas e máficas, com rochas metassedimentares (quartzitos e *BIF*). Nesses conjuntos rochosos estão presentes zonas de cisalhamento de movimentação cavalgante oblíqua. Essas zonas estão dispostas segundo um padrão estrutural elíptico, assimétrico, que apresentam internamente um padrão divergente, com fortes mergulhos em direção ao centro do embaciamento. A disposição estrutural das zonas de cisalhamento constitui uma arquitetura que se assemelha a duplexes compressivos.

O domínio transcorrente N-S dispõe-se em forma de uma faixa na porção centro-oeste da região enfocada. Está constituído pelo Grupo São Félix (CPRM, 1997) litologicamente composto por rochas metassedimentares, metavulcanitos félsicos e máficos, com ultramafitos subordinados. Sob o ponto de vista estrutural, as zonas de cisalhamento que caracterizam o domínio transcorrente N-S dispõem-se segundo uma estrutura *pull-a-part*. Esta é composta por dois embaciamentos, formados por rochas do Grupo São Félix separadas por um alto estrutural do Complexo Xingu. Nos embaciamentos, as zonas de cisalhamento dispõem-se segundo a direção N-S, e com fortes mergulhos ($>70^{\circ}$) em direção ao centro das estruturas.

Intrudido nos mencionados domínios estruturais, encontra-se o Granito Plaquê (CPRM, 1997). Ocorre sob a forma de corpos lenticulares, estratóides, orientados segundo os principais *trends* estruturais (N-S e E-W) do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Composicionalmente tratam-se de granitos e monzogranitos com texturas miloníticas a protomiloníticas.

2.1.3 - Bacia do Médio Xingu

Está situada na porção oeste da região em estudo, ao longo da bacia do rio Xingu. É considerada por CPRM (1997) como de idade proterozóica. A unidade estratigráfica basal da Bacia do Médio Xingu é o Grupo Uatumã (CAPUTO et al., 1972). A sua porção inferior é composta pela Formação Sobreiro (IDESP, 1972), que está constituída por andesitos, traquiandesitos e traquitos. Sobrejacente encontra-se a Formação Iriri (SUDAM, 1972), representada por riolitos, riodacitos, dacitos e tufos intercalados. Ainda compondo a Bacia do Médio Xingu, são observadas as rochas da Formação Triunfo (BRASIL. Projeto RADAM, 1974), as quais constituem corpos isolados, assentados discordantemente sobre o Grupo Uatumã e formados por arenitos, arcósios e níveis conglomeráticos subordinados.

2.1.4 - Corpos Intrusivos Proterozóicos

Apresentam uma ampla distribuição na região considerada e estão intrudidos nas unidades geotectônicas descritas. Estão representados pela Suíte Intrusiva Cateté (CPRM, 1997), pelo Granito Parauari (BRASIL. Projeto RADAM, 1975), e pela Suíte Intrusiva Velho Guilherme (CPRM, 1997).

A Suíte Intrusiva Cateté é representada por uma dezena de corpos alongados, de natureza máfico-ultramáfica, que recebem a denominação de Serra do Puma, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho, Igarapé Carapanã etc., além da Serra da Onça e outros corpos sem denominação formal. São constituídos de serpentinitos, piroxenitos e gabros, dispostos de maneira acamadada, com os termos máficos sobrepostos aos ultramáficos. Esses corpos estão

orientados segundo as direções N-S e E-W, obedecendo aos principais *trends* estruturais do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas.

O Granito Parauari constitui por um corpo de forma sub-circular, com cerca de 15km de diâmetro, que ocorre na bacia do rio Xingu cortando rochas vulcânicas do Grupo Uatumã. Litologicamente o Granito Parauari é composto de monzogranitos, sienogranitos e granodioritos, segundo uma ordem decrescente de abundância.

A Suíte Intrusiva Velho Guilherme é composta pelos maciços Velho Guilherme, Antonio Vicente, Bom Jardim, Mocambo e Serra Queimada, além de outros menores sem designação formal. Esses corpos estão alojados nas diversas unidades estratigráficas que compõem a região enfocada. São corpos de forma sub-circular, cujas dimensões variam de 3 a 12km de diâmetro. Composicionalmente são constituídos por álcali-feldspato granitos, biotita-granitos, hornblenda-granitos e sieno-granitos. Essas rochas exibem algumas características rapakivíticas e vocação metalogenética estanífera.

2.1.5 - Corpos Intrusivos Mesozóicos

Segundo BRASIL. Projeto RADAMBRASIL (1980), os corpos intrusivos mesozóicos ocorrem sob a forma de diques os quais estão agrupados sob a denominação de Diabásio Cururu. Os diques distribuem-se na porção cratônica enfocada e estão cortando as diversas unidades estratigráficas mencionadas. Os diques exibem comprimentos de poucas dezenas de metros, com espessura de 20 a 50m e com mergulhos subverticais. Estão dispostos predominantemente segundo as direções NNE-SSW, NW-SE e E-W, obedecendo as principais direções de fraqueza estrutural. Trata-se predominantemente de augita-diabásio, com textura ofítica a sub-ofítica.

2.1.6 - Coberturas Cenozóicas

As coberturas sedimentares cenozóicas são freqüentemente observadas por toda a região da serra da Onça. Ocorrem em forma de camadas que se assentam discordantemente sobre as diversas unidades estratigráficas. Podem ser divididas em dois grupos, sendo um de natureza laterítica e o outro colúvio-aluvionar.

As coberturas cenozóicas lateríticas estão representadas por crostas ferruginosas, as quais ocupam as regiões topograficamente elevadas e são consideradas como de idade terciária inferior. Os depósitos coluvionares e aluvionares são mais freqüentes, considerados de idade quaternária, e estão associados às encostas e ao atual sistema de drenagem, respectivamente.

2.2 - EVOLUÇÃO LITOESTRUTURAL

Entre as mais antigas evidências geológicas detectadas nessa porção do Cráton Amazônico salientam-se os zircões de metavulcânicas ácidas (Supergrupo Andorinhas) pertencentes ao Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará. Esses minerais foram datados por PIMENTEL & MACHADO (1994), pelo método Pb/Pb e forneceram uma idade de 2,97 Ga, o que corresponde ao Arqueano Superior. De acordo com CPRM (1997) ainda nessa época, na região ao sul de Tucumã, no domínio da unidade granito-*greenstone* desenvolveram-se processos distensivos, que resultaram em adelgaçamento crustal e embaciamento o qual acolheu a seqüência vulcano-sedimentar que originou o Grupo Tucumã. O vulcanismo foi predominantemente máfico, com intercalações de pulsos ultramáficos nos primeiros estágios e derrames félsicos nos estágios finais. As atividades vulcânicas foram gradativamente

intercaladas e substituídas por uma sedimentação química e detrítica, atestada pelas camadas de *BIF* e de quartzitos.

Nos estágios finais dessa sedimentação, ocorreu uma intensa atividade granitogênica, cujos produtos atuais estão representados pelo Granodiorito Rio Maria. Estudos geocronológicos efetuados por MACAMBIRA & LANCELOT (1991) na mencionada unidade estratigráfica, revelaram que a colocação desses corpos efetuou-se em 2,87 Ga. Esses maciços graníticos alojaram-se nas rochas do Grupo Tucumã, deformando-as, deslocando-as e, em alguns casos, fragmentando-as.

Para a região de São Félix do Xingu-Tucumã, COSTA et al. (1993) citam que “durante a fase de transtensão, provavelmente instalaram-se pequenas bacias separadas por segmentos retos e por corpos de granitóides.” Ainda segundo os mencionados autores seguiu-se uma “fase de transpressão, ligada a atuação de um binário dextral WNW-ESE,... e impôs inversão das bacias, com conseqüente deformação das unidades de rochas supracrustais e dos granitóides adjacentes.” A inversão da antiga bacia Tucumã efetuou-se em um regime de cavalgamento oblíquo, com o estabelecimento de zonas de transcorrências e de cisalhamentos dúcteis. Essas feições foram organizadas em um contexto de hemi-flores positivas, de maneira semelhante ao quadro estrutural atualmente observado. O quadro evolutivo descrito, juntamente com a sucessão estratigráfica observada e a configuração anastomosada apresentada pelos granitóides e pelas supracrustais, conferem para essa porção cratônica um padrão característico dos *greenstone belts*.

Ainda no Arqueano Superior, de acordo com CPRM (1991), as forças compressivas oblíquas atuando NE-SW produziram movimentos cavalgantes, que resultaram no Cinturão de

Cisalhamento Itacaiúnas. Esse, disposto segundo a direção E-W, é caracterizado por uma movimentação sinistral e com um deslocamento de massas de SW para NE. O cisalhamento atingiu as rochas pré-existentes, particularmente as constituintes do descrito *greenstone belt*. O movimento cavalgante atingiu grandes profundidades crustais, envolvendo grandes volumes rochosos, inclusive atingindo a crosta inferior. Essa, em consequência dos citados movimentos, foi fragmentada e alçada a níveis crustais superiores, estando atualmente representada pelo Complexo Pium.

Grandes porções das seqüências metavulcano-sedimentares do *greenstone belt* foram afetadas pelos movimentos cavalgante-cisalhantes. Em consequência, foram fragmentadas, retrabalhadas e rotacionadas para a direção geral (E-W) do cisalhamento e, atualmente, estão representadas pelas faixas do Grupo Sapucaia.

O evento cisalhante atingiu indiscriminadamente os granitóides pré-existentes e resultou em grandes extensões de rochas gnáissicas e migmatíticas, as quais constituem atualmente o Complexo Xingu. Estudos geocronológicos efetuados por PIMENTEL & MACHADO (1994), revelaram para o Complexo Xingu uma idade de 2.97 Ga. Os estágios finais da evolução do Cinturão Itacaiúnas corresponderam à implantação de grandes embaciamentos transcorrentes. Estes, dispostos segundo a direção E-W, abrigam as rochas dos grupos Grão-Pará, Aquiri e São Sebastião. Concomitante ou posteriormente ao desenvolvimento das transcorrências E-W, implantou-se o embaciamento transcorrente N-S, atualmente representado pelo Grupo São Félix. Nos citados embaciamentos, verificou-se uma sedimentação clástica e química, associada a um vulcanismo basáltico, com subordinadas participações félsicas e ultramáficas.

Relacionado ainda ao Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, está associado o Granito Plaquê. Os estudos desenvolvidos por ARAÚJO et al. (1988) e MACAMBIRA et al. (1996) sugerem para a mencionada unidade um *emplacement* em condições magma-tectônicas, sincinemática a tardicinemática, de natureza sincolisional, em regime de cisalhamento dúctil. Segundo os mencionados autores, o referido granito é produto de fusão parcial de protólitos do Complexo Xingu, por ocasião da instalação do Cinturão Itacaiúnas. Recentes estudos geocronológicos efetuados por AVELAR (1996) revelaram para a unidade Plaquê uma idade de 2.729 ± 29 Ma.

Ao final do Arqueano encerraram-se os movimentos compressivos e, com o início do Proterozóico, retornou o regime distensivo. COSTA et al. (1991) sugerem que as anisotropias criadas pelos eventos arqueanos (fraturas e zonas de cisalhamento) devem ter facilitado a implantação de estruturas extensionais. Esses movimentos atingiram toda a porção cratônica em estudo porém, com maior intensidade, a região do rio Xingu, onde se implantou a Bacia do Médio Xingu. Essa caracterizou-se por um extravasamento magmático, inicialmente de natureza andesítica, no que resultou a Formação Sobreiro. Em seguida, por um vulcanismo ácido que gerou a Formação Iriri. Posteriormente, ocorreu uma sedimentação detrítica, do tipo plataformal, cujo produto é a Formação Triunfo.

Ainda segundo os mencionados autores, o estiramento sofrido por essa porção da crosta permitiu a reativação e anisotropias crustais. Essas, sincronicamente com o adelgaçamento litosférico, causaram a ascensão dos produtos ígneos, os quais geraram corpos magmáticos. Os frutos desse mecanismo seriam os corpos da Suíte Intrusiva

Cateté, o Granito Parauari e os diversos maciços graníticos que compõem a Suíte Intrusiva Velho Guilherme.

No Mesozóico verificou-se uma retomada dos movimentos distensivos e a reativação de antigas zonas de fraqueza crustal. Em consequência, verificou-se a uma recorrência de um magmatismo básico, atestado pelos diques do Diabásio Cururu. Datações efetuadas por BASEI (1973), AMARAL (1974) e BRASIL. Projeto RADAM (1975), em diabásios do Cráton Amazônico, forneceram idades que oscilaram entre 134 e 222Ma. Estes valores abrangem do Neo-Paleozóico ao Eo-Cretáceo, predominando entretanto, os situados no Mesozóico.

Concluindo o quadro evolutivo, o Cenozóico foi caracterizado pelo desenvolvimento de extensas coberturas lateríticas e de depósitos colúvio-aluvionares, relacionados, respectivamente, à implantação das superfícies erosivas terciárias e ao estabelecimento do atual sistema de drenagem.

3 - GEOLOGIA DA ÁREA DA SERRA DA ONÇA

3.1 - ARCABOUÇO GEOLÓGICO

O Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça está situado no domínio imbricado do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Apresenta-se, em superfície, como um corpo alongado segundo a direção E-W e concordante com a estruturação do citado cinturão. No entanto, em termos espaciais, observa-se que o acamadamento do corpo apresenta um mergulho de 40° - 45° para sul.

As rochas encaixantes do CMSO são constituídas pelo Granito Plaquê e pelo Complexo Xingu (Figura 7). O CMSO é constituído, da base para o topo, por serpentinitos, piroxenitos e gabros. Em ordem de abundância, verificou-se que os gabros são os litotipos dominantes, seguidos pelos serpentinitos e pelos piroxenitos. Esses tipos litológicos ocorrem em forma de faixas paralelas acompanhando a direção E-W do corpo. Verifica-se também que as camadas de rochas serpentínicas e piroxeníticas se repetem ao longo do empilhamento estratigráfico. Localmente foram observados pequenos corpos monzoníticos, não mapeáveis na escala do trabalho.

Em diversos pontos da área da pesquisa, encontram-se diques de diabásio que foram divididos em dois grupos: um associado ao CMSO e o outro grupo relacionado ao Diabásio Cururu.

Finalmente, compondo o arcabouço geológico da área da serra da Onça, são observados fragmentos de crostas lateríticas terciárias e depósitos aluvionares, de idade quaternária.

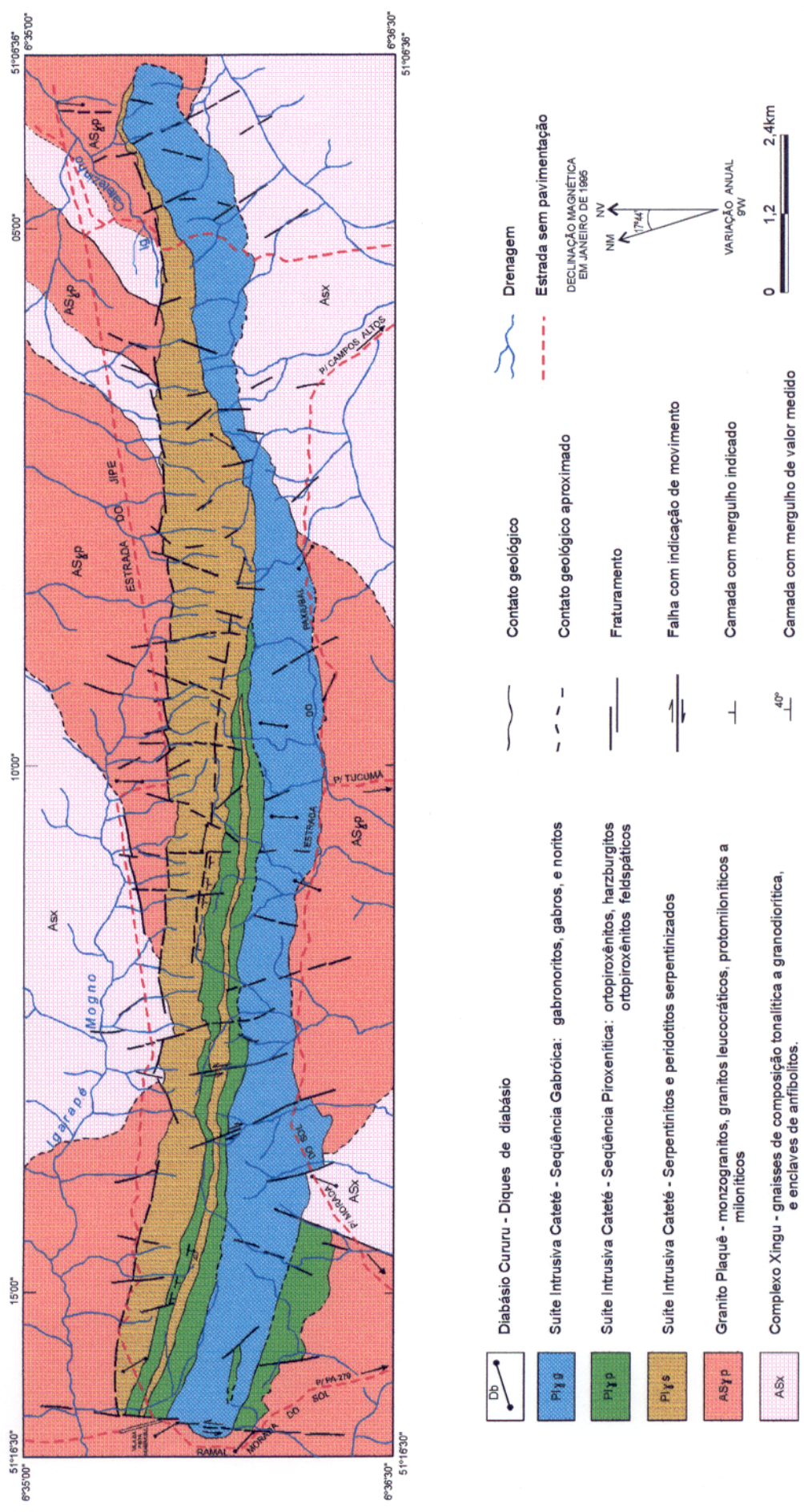


FIGURA 7 - MAPA GEOLÓGICO DO COMPLEXO MÁFICO - ULTRAMÁFICO DA SERRA DA ONÇA

3.2 - UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

3.2.1 - Complexo Xingu

Essa unidade aflora a sudeste da serra da Onça, na bacia do igarapé Mogno e em pequenas porções nos quadrantes NE e SW da área (Figura 8). As rochas do Complexo Xingu mantêm contato com o Granito Plaquê e com o CMSO. No primeiro caso, é feito através de zonas de cisalhamento dúctil e, no segundo caso, o contato é de natureza intrusiva.

O Complexo Xingu compõe-se de rochas gnáissicas, de coloração cinza clara a cinza escura, faneríticas, de granulação fina a grossa, que exibem estruturas foliadas a bandadas. Observam-se, também, migmatitos com suas típicas estruturas em estágios metatexíticos e diatexíticos. Essas rochas possuem textura granoblástica a granonematoblástica e mostram uma generalizada deformação milonítica. São constituídas por plagioclásio + quartzo + microclina + biotita ± hornblenda ± muscovita ± epidoto ± opacos ± titanita ± apatita ± zircão, em ordem decrescente de abundância. Segundo a classificação de STRECKEISEN (1976), exibem uma composição tonalítica e granodiorítica.

O plagioclásio é do tipo oligoclásio (An=15 a 25%), apresenta-se raramente zonado e encontra-se parcialmente saussuritizado e sericitizado. Às vezes, o plagioclásio exhibe geminação encurvada e microfalhada.

O quartzo ocorre em cristais hipidioblásticos a xenoblásticos e mostra geralmente granulação média a fina; localmente, os cristais apresentam-se achatados e estirados desenvolvendo formas do tipo *ribbon*.



Figura 8: Vista panorâmica da Serra da Onça. Em primeiro plano afloramentos do Complexo Xingu e, ao fundo, o complexo máfico-ultramáfico.

A microclina constitui ocelos e ocorre em cristais límpidos e não alterados. Encontra-se em proporções subordinadas nos tonalitos e nos granodioritos, porém, localmente, apresenta-se em maior quantidade, caracterizando tipos graníticos.

A biotita e a muscovita ocorrem intimamente associadas e constituem delgados leitos que contornam os cristais ocelares de feldspatos e definem os planos de foliação milonítica.

A hornblenda é do tipo hastingsita e ocorre como mineral varietal, de ocorrência localizada, sendo geralmente associada à biotita, para a qual se altera gradativamente. Apatita, opacos, titanita e zircão estão presentes como minerais acessórios, em cristais sub-milimétricos dispersos na rocha, porém encontram-se com maior frequência, associados aos minerais máficos.

Associados aos gnaisses e migmatitos observam-se enclaves de anfibolitos, de formas lenticulares e de dimensões centimétricas a métricas. Tratam-se de rochas de tonalidade cinza escura, de granulação fina e aspecto anisotrópico, constituídas por hornblenda, plagioclásio, epidoto, biotita, quartzo e opacos.

Na porção noroeste da área, associados às rochas do Complexo Xingu, foram observados corpos constituídos por enderbitos, não mapeáveis na escala do presente trabalho e que não se enquadram litologicamente no Complexo Xingu. Os mencionados tipos litológicos assemelham-se aos granulitos do Complexo Pium, o qual ocorre não tão distante da serra da Onça (15km), tendo sido envolvidos com o Complexo Xingu na implantação do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Portanto, é possível que aqueles corpos sejam porções remanescentes da unidade Pium, estruturalmente associadas ao Complexo Xingu.

3.2.2 - Granito Plaquê

O Granito Plaquê é a unidade estratigráfica encaixante do Complexo da Serra da Onça que ocupa a maior extensão no polígono da pesquisa. Ocorre nas bordas sul e norte do CMSO mas, principalmente, na sua porção oeste. O contato é feito através de falhas na borda norte e na região oeste do corpo máfico-ultramáfico, porém é intrusivo na sua borda sul e na extremidade ocidental.

As rochas da unidade Plaquê são leucocráticas a hololeucocráticas, de coloração cinza-clara a rosa-cinza e granulação média a grossa (Figura 9). Predomina a textura granolepidoblástica, sendo subordinada a textura porfiroclástica, caracterizada pela presença de



Figura 9: Grandes blocos do Granito Plaquê situados na borda sul do Complexo da Serra da Onça.

ocelos de feldspato rotacionados imersos em uma matriz fina, de natureza quartzo-feldspática, altamente cominuída e recristalizada, característica dos estágios protomilonítico a milonítico. Essas rochas são constituídas por microclina + plagioclásio + quartzo + biotita + muscovita ± hornblenda ± titanita ± clorita + epidoto + apatita + opacos + alanita + zircão.

A microclina apresenta-se em cristais sub-idioblásticos, de dimensão milimétrica, geralmente límpidos e não alterados, que exibem uma geminação polissintética do tipo xadrez. Os cristais de microclina apresentam triclinicidade moderada a alta e feições de deformação tais como, cristais estirados e do tipo *ribbon*, recristalização nas bordas dos cristais, perda de geminação, fraturamento etc.

O plagioclásio é do tipo albita-oligoclásio ($An = 5$ a 25%) e ocorre em cristais hipidioblásticos a idioblásticos, geralmente constituindo fenoclastos rotacionados. Os cristais mostram-se parcialmente sericitizados e saussuritizados e, localmente, exibem uma incipiente microclinização.

O quartzo apresenta-se normalmente em agregados policristalinos, milimétricos a sub-milimétricos, e mostra sinais de recristalização. Palhetas de muscovita e biotita (cloritizada ou não) ocorrem intimamente associadas, sublinhando a foliação milonítica. Hornblenda, titanita, apatita, zircão, alanita e opacos, ocorrem como minerais acessórios dispersos na massa rochosa.

De acordo com a assembléia mineralógica descrita e utilizando-se a classificação de STRECKEISEN (1976), admite-se para a unidade Plaquê, uma natureza predominantemente monzogranítica.

3.2.3 - Suíte Intrusiva Cateté

Na área enfocada, a Suíte Intrusiva Cateté está representada pelo Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça, que consiste em uma seqüência máfico-ultramáfica, acamadada, composta principalmente por serpentinitos, piroxenitos e gabronoritos.

Os serpentinitos ocupam as porções basal e intermediária do empilhamento estratigráfico e ocorrem sob a forma de duas faixas aflorantes (Figura 7). A faixa serpentinitica inferior, está em contato basal com as rochas do Complexo Xingu e do Granito Plaquê, e encontra-se sobreposta por piroxenitos e gabronoritos. Apresenta uma largura variável, sendo que na extremidade leste não alcança 10m. Essa dimensão aumenta em direção à porção oeste onde atinge valores de cerca de 1km.

A outra faixa serpentínica apresenta uma largura menor, em torno de 200m e desenvolve-se por cerca de 12km a partir da extremidade oeste do CMSO. Ocupa uma posição estratigráfica intermediária e se encontra confinada por rochas piroxeníticas.

Com base na largura das faixas aflorantes descritas e considerando para o corpo máfico-ultramáfico um mergulho de 45° , estima-se para a faixa inferior uma espessura média de 420m e para a superior, 140m.

Salienta-se também que pequenas faixas serpentínicas, não mapeáveis na presente escala de trabalho, foram detectadas na região oeste do CMSO, no contato das rochas gabronoríticas com os piroxenitos.

Sob o ponto de vista petrográfico, as duas faixas serpentínicas são constituídas por lizardita e crisotila. Associados aos serpentinitos são observados peridotitos serpentinizados de tonalidade cinza-escura, geralmente de granulação média, constituídos por cristais cúmulus reliquiais de olivina e de piroxênio intercúmulus.

Os piroxenitos ocorrem nas posições média e superior do CMSO. Ocorrem como camadas paralelas dispostas segundo a direção geral do corpo máfico-ultramáfico (E-W), localizadas nas porções centro-noroeste e sudeste do complexo (Figura 7).

A camada de piroxenito, situada na porção centro-noroeste, apresenta cerca de 13km de comprimento, constitui duas faixas alongadas, que envolvem uma camada de serpentinito e unem-se na porção central do complexo. Estratigraficamente são limitadas ao norte (base) por serpentinitos e ao sul (topo) por gabronoritos.

A outra camada de piroxenito, localizada na porção SW do corpo máfico ultramáfico, apresenta cerca de 3,5km de extensão. Constitui o topo da seqüência estratigráfica e está sobreposta aos gabronoritos e em contato com a encaixante representada pelo Granito Plaquê.

As mencionadas faixas possuem uma largura aflorante de 200 e 500m e uma espessura média de 250m.

Salienta-se ainda a presença de pequenas lentes de piroxenitos, sem representatividade na escala de trabalho, localizadas na porção inferior da seqüência gabróica.

Os piroxenitos caracterizam-se por uma grande homogeneidade textural e mineralógica, observada ao longo das faixas aflorantes e dos corpos lenticulares. São constituídos de bronzitos, bronzitos feldspáticos, websteritos e websteritos feldspáticos. Nessas rochas foram observadas a presença de bronzita, hiperstênio, diopsídio, augita, plagioclásio e minerais opacos.

As rochas gabróicas são as mais abundantes e ocupam a porção superior do empilhamento estratigráfico do CMSO. Constituem uma faixa, segundo a direção E-W paralela aos demais tipos litológicos descritos e disposta ao longo dos 25km do corpo máfico-ultramáfico. Possuem uma largura aflorante que oscila entre 600 e 2000m, com média de 1300m. Sua espessura pode ser estimada em torno de 920m.

Essa seqüência gabróica é composta predominantemente por gabronoritos e com pequenas participações de leucogabronoritos, noritos e gabros. As rochas gabróicas assentam-se de maneira concordante sobre os piroxenitos e os serpentinitos, e em contato discordante com as encaixantes do Complexo Xingu e do Granito Plaquê. Na porção oeste do CMSO, os litotipos gabróicos são sobrepostos por piroxenitos.

As rochas monzoníticas são raramente observadas e constituem pequenos corpos, com dimensões aflorantes inferiores a 30m, ocorrendo junto às rochas serpentínicas e gabronoríticas, sem evidenciar um controle estrutural ou estratigráfico.

Os diabásios são constituintes subordinados e ocorrem como diques intrusivos nas diversas unidades litológicas do CMSO. Correspondem a corpos aparentemente descontínuos de até 50m de comprimento e espessura inferior a 15m. Têm posição subvertical e estão orientados segundo NW-SE e NE-SW e, mais raramente, nas direções N-S e E-W.

Os contatos entre os litotipos descritos não foram observados devido à espessa cobertura de solo e de vegetação. Entretanto, a proximidade de afloramentos dos diferentes litotipos sugere contatos bruscos entre os mesmos.

3.2.4 - Diabásio Cururu

O Diabásio Cururu ocorre sob a forma de diques encaixados nas diversas unidades estratigráficas citadas anteriormente, incluindo o Corpo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça. São diques de pequenas dimensões, geralmente com espessura inferior a 10m, cujo comprimento, em afloramento, não ultrapassa 50m. Normalmente estão dispostos segundo as direções NNW-SSE e NNE-SSW, obedecendo aos principais *trends* regionais.

Tratam-se de rochas mesocráticas a melanocráticas, de cor cinza média a cinza escura, faneríticas, isotrópicas, equigranulares e de granulação fina. Exibem predominantemente uma textura ofítica a sub-ofítica. Localmente, são observados intercrescimentos granofíricos em diferentes estágios de desenvolvimento. Os diabásios são constituídos, sobretudo, por augita, plagioclásio, hornblenda, biotita, apatita e opacos. A augita normalmente apresenta-se em

cristais subédricos, submilimétricos e mostra transformação gradativa para hornblenda e/ou biotita. O plagioclásio, do tipo labradorita, (An=55 a 70%), é parcialmente sericitizado e ocorre geralmente em cristais subédricos, embora, às vezes, exiba hábito ripiforme. A hornblenda encontra-se intimamente associada com o mencionado piroxênio, como produto de uralitização e, ocasionalmente, altera-se parcialmente para biotita. Os minerais opacos exibem feições esqueletais e a apatita apresenta-se em diminutos cristais aciculares.

3.2.5 - Cobertura Laterítica

Tanto no domínio do complexo máfico-ultramáfico, como no das rochas encaixantes, foram observados vestígios de cobertura laterítica. Tratam-se de blocos e matacões, constituídos de crosta laterítica, de forma sub-arredondada a sub-poliedral, de até 2m de comprimento.

Embora os produtos lateríticos estejam amplamente distribuídos na área de pesquisa, eles são mais abundantes no domínio dos serpentinitos e nas zonas topograficamente mais elevadas. Foram distinguidos dois tipos de cobertura laterítica. O primeiro corresponde à cobertura desenvolvida sobre as rochas de composição granítica. Nele se observa, da base para o topo: um horizonte inferior argiloso, de coloração branco-amarelada, de composição caulínica; um horizonte mosqueado, de coloração branco-amarelada, com manchas (nódulos) de cor marrom e vermelho e, finalmente, uma crosta ferruginosa. O perfil sobre as rochas máfico-ultramáficas é mais simples e consiste de um horizonte saprolítico capeado por uma crosta ferruginosa. Estudos mais detalhados do manto laterítico desenvolvido sobre as rochas máfico-ultramáficas da serra da Onça foram executados por HEIM & CASTRO FILHO (1986), que identificaram 5 tipos de perfis.

Dos horizontes lateríticos, a crosta sobre as rochas máfico-ultramáficas mereceu maior atenção pelo fato de estar melhor exposta e pela possibilidade de conter mineralizações supergênicas de EGP (BOWLES, 1986). Ela exibe uma ampla variedade de tonalidades nas cores amarelo, vermelho e marrom. De uma maneira geral, repousam sobre as rochas graníticas as crostas de coloração amarelada, enquanto que sobre as rochas máfico-ultramáficas a cobertura exibe preferencialmente cor marrom. As estruturas variam bastante, salientando-se a pseudo-psolítica, a cavernosa e a colunar. A laterita é constituída por hematita, goethita, goethita aluminosa e, ocasionalmente, gibbsita. Constata-se também, em diversos locais, a presença de óxidos e hidróxidos de manganês. Observa-se ainda a presença de quartzo residual sob a forma de grãos milimétricos.

3.3 - PANORAMA ESTRUTURAL

No contexto do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, o CMSO encontra-se encaixado em uma zona de cisalhamento dúctil e é concordante com a sua estruturação.

Observa-se claramente nas fotografias aéreas que as camadas que constituem o CMSO mergulham para sul. Nas exposições de serpentinitos e piroxenitos situadas no topo da serra, pode ser medido um mergulho de 40 a 50^o para sul (Figura 10). Nos grandes afloramentos constituídos por piroxenitos grossos, a disposição dos cristais de piroxênio também sugere o citado posicionamento. Acrescenta-se ainda que os trabalhos de HEIM & CASTRO FILHO (1986) assinalam a mesma posição estrutural.

Durante o mapeamento geológico da Folha São Félix do Xingu (CPRM, 1997), foi executado um perfil gravimétrico, transversalmente à direção geral da serra da Onça. A

interpretação dos dados geofísicos demonstrou que o CMSO apresenta um nítido mergulho para sul, exibe uma forma tabular (*sill*) e uma espessura uniforme. Considerando para o corpo máfico-ultramáfico uma largura média aflorante de 3500m e um mergulho de 45° , pode-se estimar que sua espessura seja em torno de 2500m.

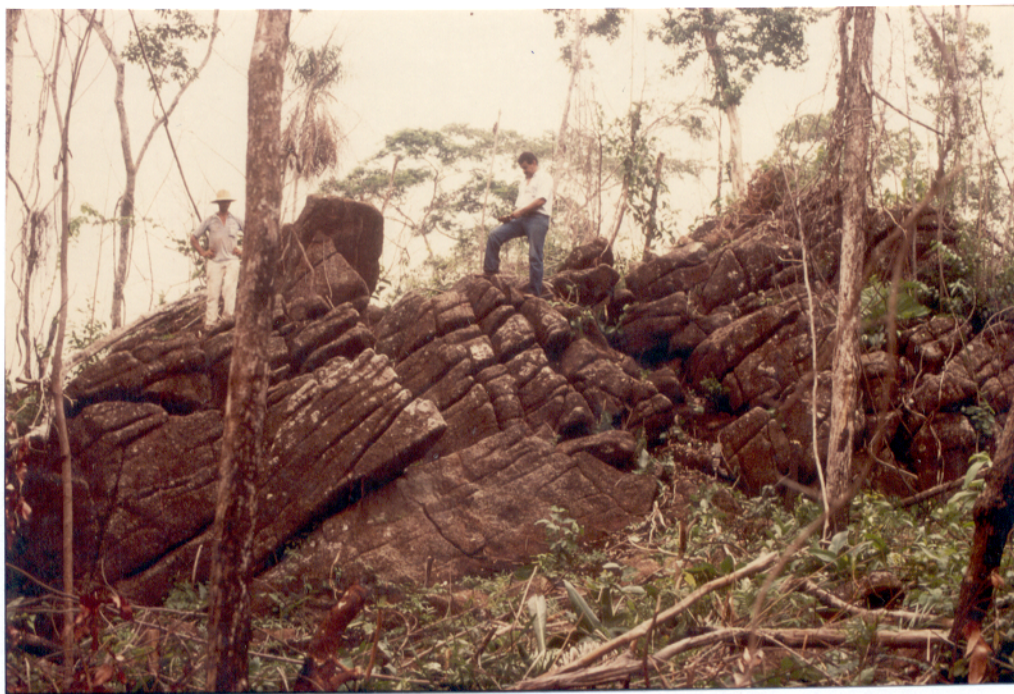


Figura 10: Afloramento de piroxenito onde se evidencia o mergulho de 40° a 50° para sul.

A foliação milonítica impressa nas rochas do Complexo Xingu e do Granito Plaquê apresenta, em diversos afloramentos situados próximos ao CMSO, uma direção E-W e um mergulho de 70 a 80° para norte, o que evidencia uma discordância estrutural entre esse complexo e as formações encaixantes (Figura 11).

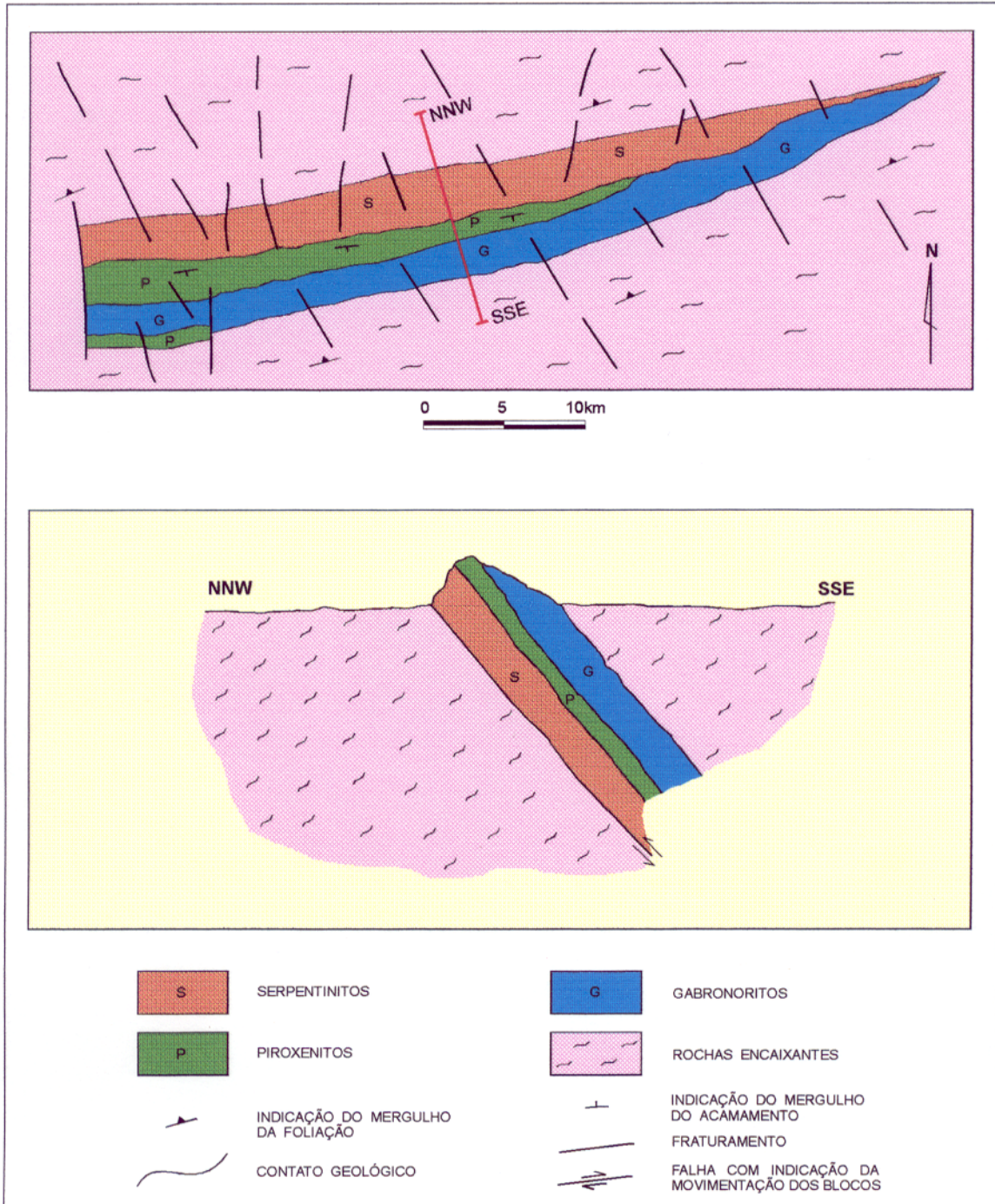


FIGURA 11 - ARRANJO ESTRUTURAL ESQUEMÁTICO DO COMPLEXO MÁFICO - ULTRAMÁFICO DA SERRA DA ONÇA.

As mais importantes feições estruturais na área do CMSO são as deformações rúpteis, representadas por falhas e fraturas, as quais apresentam uma ampla distribuição tanto no domínio das rochas encaixantes, como no domínio do corpo máfico-ultramáfico. Todavia, verifica-se uma maior concentração dessas estruturas na porção oeste da serra da Onça.

No que se refere à orientação dos feixes de falhas e fraturas, foram distinguidas três direções principais, ou sejam, NNW-SSE, NNE-SSW e E-W. O mergulho dessas feições, na maioria dos casos, parece ser sub-vertical. Quanto aos rejeitos horizontais, esses geralmente não ultrapassam a poucas dezenas de metros. No que se refere à idade relativa dos feixes de falhas, observa-se que as de direção E-W são as mais antigas, visto que as feições de direções NNW-SSE e NNE-SSW geralmente interceptam as de direção E-W.

Uma falha de direção NNW-SSE trunca a extremidade oeste do CMSO e apresenta uma extensão mapeável de cerca de 6km, sendo interpretada como uma falha normal com o bloco oeste rebaixado.

Outra falha que merece destaque é a que limita a borda norte do CMSO (Figura 7). Essa falha acompanha todo o corpo máfico-ultramáfico, dispõe-se segundo a direção E-W e mergulha cerca de 40° a 50° para sul. Trata-se de uma falha de empurrão e sua presença é caracterizada por serpentinitos cataclasados.

Conforme pode ser observado no mapa geológico da área da serra da Onça (Figura 7), as demais falhas são de pequena extensão (inferiores a 2km), com pequenos rejeitos horizontais que algumas vezes truncam e/ou deslocam as camadas rochosas. Essas estruturas são consideradas como sendo do tipo normal.

Algumas dessas falhas, em particular a que limita a porção oeste do CMSO, encontra-se preenchida por quartzo leitoso. Ocorre sob a forma de pequenos veios (inferiores a 1m) e vênulas, que afloram por quase toda a extensão da falha.

De acordo com as observações de campo e baseado em estudos regionais efetuados por COSTA et al. (1993) e CPRM (1997), como consequência do estiramento máximo na direção NE-SW, as falhas situadas no quadrante NW são do tipo normal, enquanto as do quadrante NE, são falhas de transferência.

4 - CARACTERIZAÇÃO DO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DA SERRA DA ONÇA

4.1 - PETROGRAFIA

4.1.1 - Generalidades

Este estudo está baseado na análise de 75 lâminas delgadas e de 15 seções polidas. As conceituações e classificações utilizadas foram as estabelecidas por WAGER et al. (1960), STRECKEISEN (1973 e 1976) e IRVINE (1982). Com o intuito de se obter uma exata classificação petrográfica, foram efetuadas 23 análises modais dos litotipos mais representativos que compõem o CMSO. Para estimar-se a composição dos plagioclásios foi utilizado o método Michel-Levy.

O estudo petrográfico foi facilitado pela relativa abundância de afloramentos na área da serra da Onça. As exposições são, normalmente, sob a forma de blocos e de matacões. Os piroxenitos e os gabros puderam ser melhor estudados em vista de ocorrerem preservados, enquanto que os serpentinitos geralmente apresentam-se intemperizados.

No contexto petrográfico, o que se destaca em primeiro lugar é a homogeneidade textural e mineralógica dos diversos litótipos ao longo dos 25km do corpo máfico-ultramáfico. Portanto, as variações petrográficas são observadas, essencialmente, no sentido transversal do CMSO.

Objetivando um melhor entendimento da evolução mineralógico-petrográfica, o estudo das unidades litológicas é apresentado segundo o empilhamento estratigráfico, ou sejam: serpentinitos, piroxenitos, gabros, monzonitos e diabásios.

4.1.2 - Serpentinitos

Sob o ponto de vista petrográfico, as duas faixas serpentínicas (Figura 7) apresentam uma grande semelhança textural e mineralógica, configurando um padrão bastante homogêneo. Apenas difere desse padrão o contato com as rochas encaixantes, caracterizado por uma zona de tectonismo rúptil, representado por rochas bastante fraturadas (Figura 12), com as fraturas dispostas principalmente segundo a direção E-W. Em consequência, apresentam uma foliação milimétrica a centimétrica, descontínua, formada pela alternância de minerais serpentínicos e opacos (óxido de ferro). Algumas dessas fraturas, particularmente as situadas na porção oeste do CMSO, encontram-se preenchidas por veios e vênulas de calcedônia e crisoprásio (Figura 13).

Os serpentinitos quando intemperizados exibem tonalidades amarronzadas, marrom-amareladas, marrom-esverdeadas e cinza-amarronzadas (Figura 14). Quando preservados apresentam as cores cinza-escuro a verde escuro e marrom-escuro. Tratam-se de rochas holocristalinas, melanocráticas a ultramelanocráticas, faneríticas, inequigranulares e de granulação fina a média. Normalmente exibem aspecto maciço e homogêneo porém, às vezes foram observados aspectos cataclásticos. Localmente também foram constatadas vênulas de asbestos no serpentinito (Figura 14).

No estudo petrográfico, constatou-se que essas rochas apresentam diferentes graus de serpentinição, variando desde exemplares inteiramente formados por massas serpentínicas até os constituídos por cristais reliquiares de olivina e, piroxênios. Considera-se, portanto, que serpentinitos são peridotitos que sofreram diferentes graus de serpentinição.



Figura 12: Amostra de um serpentinito fraturado típico de zona de tectonismo rúptil, situado no contato com as rochas encaixantes.



Figura 13: Veios de calcedônia/crisoprácio que ocorrem na porção basal dos serpentinitos. O crisoprácio possui propriedades gemológicas.



Figura 14: Bloco de serpentinito intensamente fraturado e com vênulas de asbesto

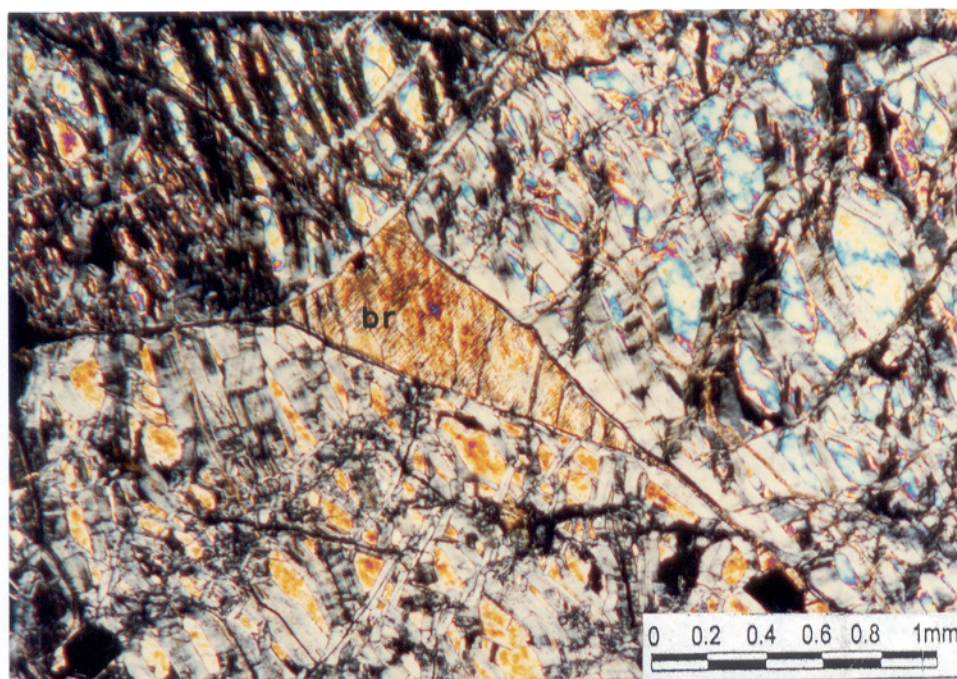


Figura 15: Fotomicrografia de acumulado olivínico, em serpentinitos pouco transformados, exibindo discreta quantidade de bronzita (br) inter-cúmulus (EM-12 A; 5X; NX).

Os minerais cúmulus-reliquiães são sobretudo olivina (com percentagem modal superior a 80%), piroxênio e espinélio cromífero. Como minerais intercúmulus foram identificados clino e ortopiroxênios. As rochas mais preservadas da serpentinização exibem texturas ortocumuláticas a adcumuláticas (Figuras 15 e 16).

A olivina ocorre em formas reliquiares e pseudomorfas. São grãos de 0,2 a 3,0 mm de comprimento, euédricos a subédricos, freqüentemente sub-arredondados e, moderadamente fraturados. Os cristais adcumuláticos olivínicos exibem bordas retilíneas, contatos poligonizados e atectônicos sem qualquer evidência de metamorfismo ou de deformação. É também notável na massa olivínica a presença de junção tríplice, a qual pode estar relacionada a uma lenta cristalização a partir de um magma em altas temperaturas. A serpentinização dos cristais de olivina produziu lizardita, crisotila e magnetita.

Os piroxênios foram mais afetados pelos processos de serpentinização do que a olivina, porém ainda é possível reconhecer cristais preservados, sob a forma de pseudomorfos. Os cristais cúmulus ocorrem geralmente sob a forma euédrica a subédrica, ou mesmo prismáticas, com as mesmas dimensões que os cristais de olivina. Entretanto, os intercúmulus apresentam-se anédricos e moldados aos espaços intergranulares (Figura 16). Baseado em propriedades ótico-cristalográficas, foram reconhecidos o clino e ortopiroxênio. Este último é o tipo dominante, representado pela bronzita, enquanto os clinopiroxênios exibem características óticas do diopsídio. Igualmente às olivinas, como resultado do processo de serpentinização os piroxênios foram transformados em lizardita, crisotila e magnetita. Destacam-se raros cristais de bronzita pós-cúmulus na forma de lamelas de exsolução no clinopiroxênio.

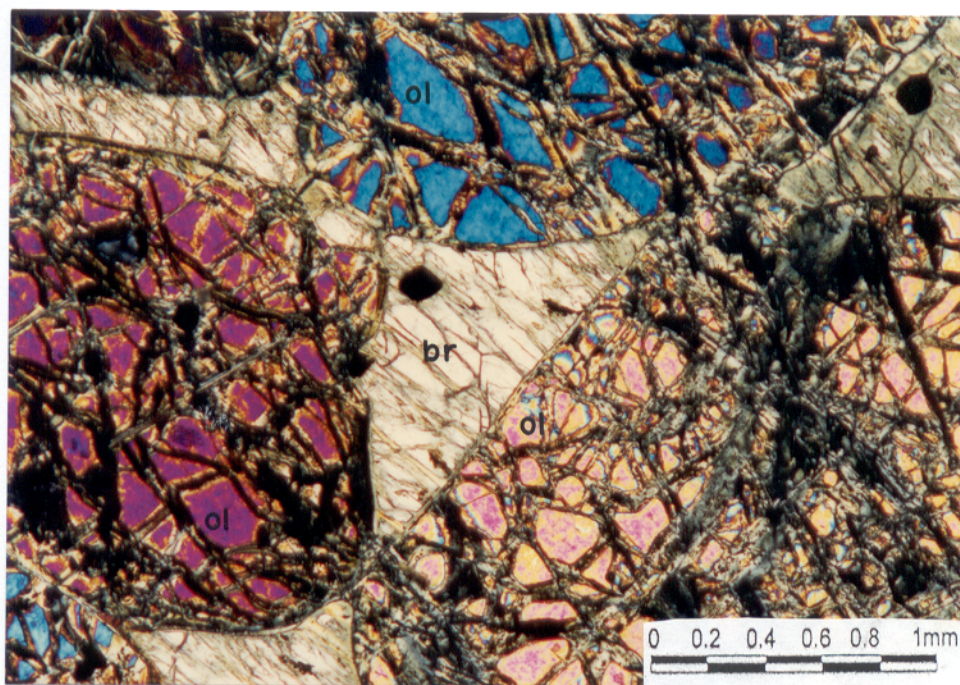


Figura 16: Fotomicrografia da textura mesocumulática, em serpentinitos pouco transformados, definida por cristais de bronzita (br) inter-cúmulus, moldados aos espaços intergranulares entre os cristais de olivina (ol) cúmulus. Ressaltam-se, nas porções central e NE da foto, cristais euédricos de espinélio cromífero inclusos no material intercúmulus (EM-108 B; 5X; NX).

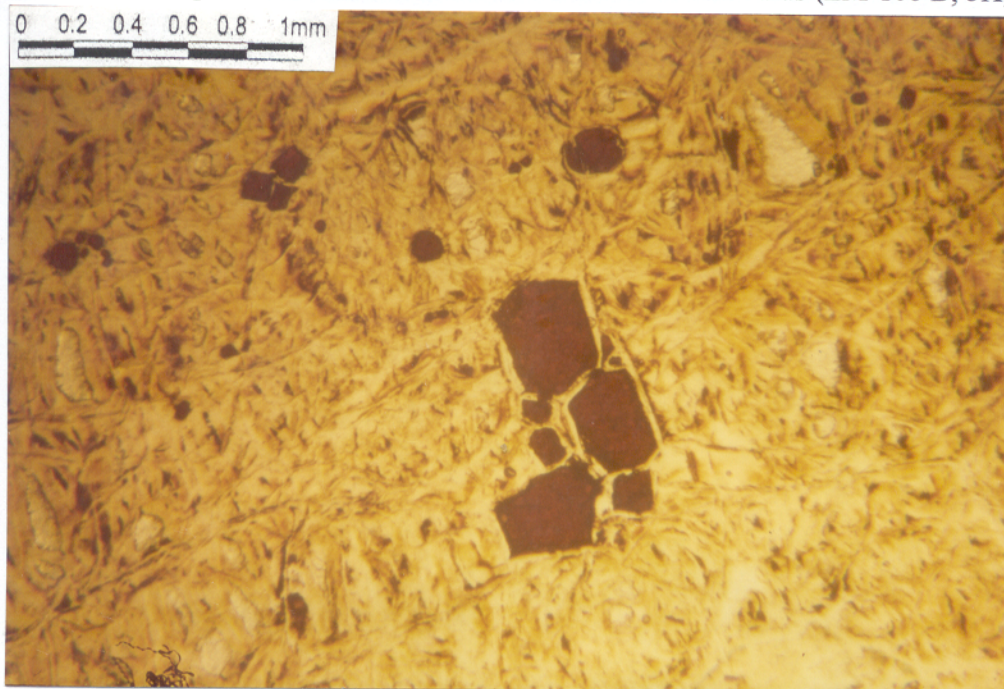


Figura 17: Cristais de espinélio cromífero dispersos na massa serpentínica.

O espinélio cromífero (Figura 17), caracterizado como picotita, encontra-se disperso na rocha e constitui menos do que 0,5% do volume da rocha embora, localmente, ocorra em concentrações maiores. Apresenta-se sob a forma de cristais euédricos, de 0,1 a 0,4 mm, inclusos ou bordejando os cristais de olivina e como grãos isolados dispersos no material intercúmulus (Figura 16) ou na massa serpentínica (Figura 17). Observam-se grãos de espinélio cromífero fraturados, com a serpentina preenchendo as fraturas.

A magnetita é um mineral acessório bastante freqüente, apresentando-se, geralmente, em cristais subédricos, de 1,0 a 2,5 mm. Mostra-se, também, na forma de uma “fina poeira” na massa serpentínica, nas fraturas e nas bordas dos grãos reliquiares ou pseudomorfos de olivina, nas fraturas e clivagens dos piroxênios e na forma de filmes descontínuos na massa serpentínica, dispostos paralelamente, obedecendo ao padrão de fraturamento. Alguns cristais de magnetita estão substituídos por hematita.

A serpentina constitui a fase mais abundante como produto do intenso e amplo processo de serpentinação que atuou nos protólitos peridotíticos da serra da Onça. Distinguem-se dois tipos de serpentina. A lizardita é a mais abundante, constitui uma massa homogênea exibindo uma textura *mesh* e caracteriza os serpentinitos intensamente transformados (Figuras 18 e 19). A crisotila, por sua vez, preenche fraturas nos cristais de olivina, piroxênio e na massa de lizardita. Os veios de crisotila são “bordejados” por micrométricos cristais de óxido de ferro (magnetita-hematita). Essa venulação, às vezes, se traduz por um pseudo-bandamento, formado pela alternância centimétrica de faixas compostas de lizardita/crisotila com faixas ricas em óxido de ferro. Existem também situações em que se observam veios monofásicos constituídos

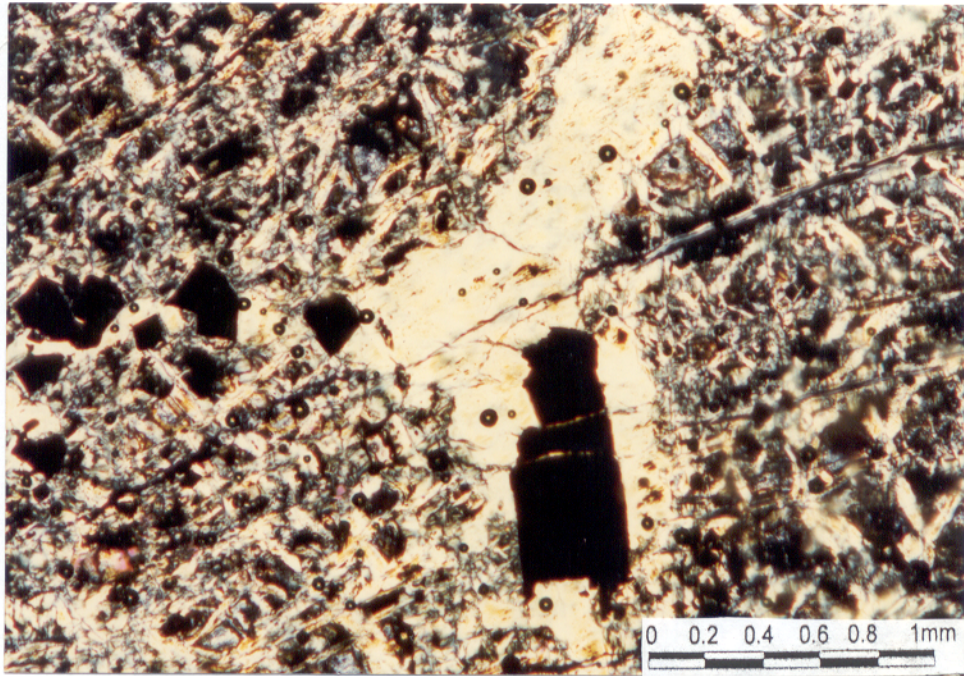


Figura 18: Fotomicrografia mostrando o serpentinito constituído por uma massa de lizardita. Verifica-se o constituinte reliquiar de posicionamento intercúmulo (amarelo claro) mais intensamente serpentinizado. Observar os cristais subédricos de magnetita disseminados em ambos os materiais (EM-161; 5X; NX).

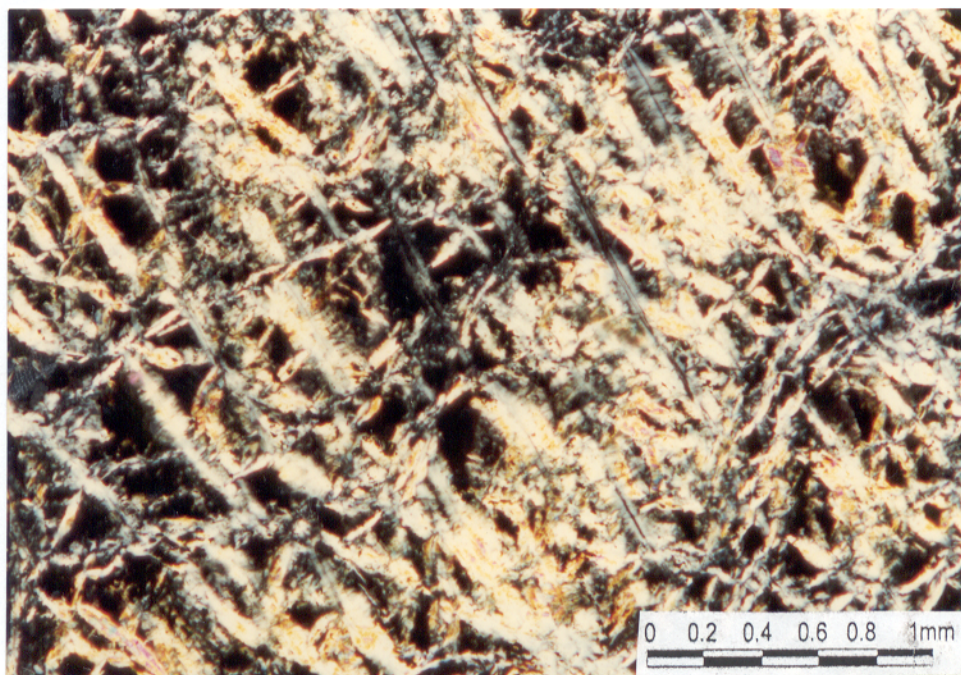


Figura 19: Fotomicrografia da textura *mesh* dos serpentinitos constituídos de lizardita (EM-177A; 5X; NX).

unicamente de crisotila ou de óxido de ferro; neste último caso, por vezes eles são seccionados pelos veios de crisotila, indicando que foram originados primeiramente.

4.1.3 - Piroxenitos

Tratam-se de rochas de coloração verde escura, melanocrática a ultramáfica, holocristalina, fanerítica e inequigranular (Figura 20). Apresentam predominantemente uma granulação grossa, porém em algumas amostras pode ser observada uma granulação média. Os grãos são normalmente euédricos fornecendo à rocha um aspecto maciço e uma estrutura isotrópica. Exibem predominantemente as texturas adcumulática a mesocumulática.

Do ponto de vista petrográfico, as faixas piroxeníticas são formadas por diversos tipos de piroxênios. Por outro lado, foram observadas, inclusas nessas rochas, porções ricas em olivina, que alcança valores superiores a 40% do total da rocha, caracterizadas como harzburgitos e lherzolitos que, apesar de se constituírem peridotitos são descritos nessa seção destinada aos piroxenitos.

4.1.3.1 - Variedades piroxeníticas

Essas rochas apresentam uma textura cúmulus. Os principais minerais cúmulus são piroxênios; a olivina é subordinada e o espinélio cromífero é raro. A fase intercúmulus, quando presente, é essencialmente constituída por plagioclásio, que geralmente não alcança 10% do volume da rocha. Ocorrem igualmente sulfetos, hematita e anfibólio. Com base na composição modal dessas rochas foram distinguidos bronzititos cúmulus dominantes e eventuais websteritos, bronzitito feldspático e hiperstenito feldspático.



Figura 20: Fotografia de um típico piroxenito (bronzitito), de coloração esverdeada, granulação grossa e aspecto homogêneo.

O bronzitito cúmulus apresenta-se inteiramente constituído de bronzita e, às vezes, com pequenas quantidades de plagioclásio e olivina, e por traços de antofilita, actinolita e opacos. No bronzitito feldspático, o teor de plagioclásio aumenta e o de bronzita diminui, enquanto que, o conteúdo dos demais minerais permanece igual ao do tipo anterior. O mesmo ocorre no hiperstenito feldspático. Por outro lado, os websteritos apresentam os clino e ortopiroxênios em proporções semelhantes.

Nas diversas variedades piroxeníticas a relação de frequência entre os piroxênios é caracterizada pela predominância dos orto sobre os clinopiroxênios. Os ortopiroxênios são representados essencialmente por cristais de bronzita e, subordinadamente, pelo hiperstênio, exceto nos hiperstenitos feldspáticos. Os clinopiroxênios são do tipo diopsídio e augita e

ocorrem em grãos minerais ou na forma de lamelas de exsolução nos ortopiroxênios, caracterizando uma pigeonita invertida.

No caso específico dos bronzititos cúmulus, a bronzita ocorre em cristais euédricos, granulares e prismáticos, poligonizados, de contatos retilíneos, sem qualquer evidência de efeitos deformacionais e/ou metamórficos (Figura 21).

Quando os dois tipos de piroxênios estão presentes, particularmente nos websteritos, verifica-se uma bimodalidade granulométrica (Figura 22), sendo que o ortopiroxênio exibe cristais maiores (1,5 a 4,5 mm) do que o clinopiroxênio (0,2 a 3,0 mm). De uma maneira geral os cristais de piroxênio apresentam-se pouco a moderadamente fraturados e, por vezes, parcialmente substituídos, nas bordas, para anfibólio. Ao longo dos planos de clivagem e nas fraturas desses minerais ocorrem substituições do piroxênio por bastita (Figura 23).

A olivina é um mineral pouco abundante (0,8 a 3%), ocorre na forma de cristais euédricos a subédricos e com dimensões em torno de 0,5 a 5,0 mm. Exibe normalmente contatos retos e bem definidos com os piroxênios.

Raramente é observada a presença de espinélio cromífero (< 0,5% do total) sendo, localmente, mais abundante. Ocorre disseminado em cristais euédricos a subédricos e de até 0,2mm de comprimento.

O plagioclásio (0 a 4%) é do tipo labradorita-bytownita (An55% a An79 %). Ocorre exclusivamente como mineral intercúmulus (Figura 24). Exibe maclamento albita e albita-Carlsbad, apresenta-se límpido, porém localmente, em zonas de fraturas, mostra-se sericitizado. Foram observados alguns cristais com intercrescimento micrográfico (plagioclásio e piroxênio).

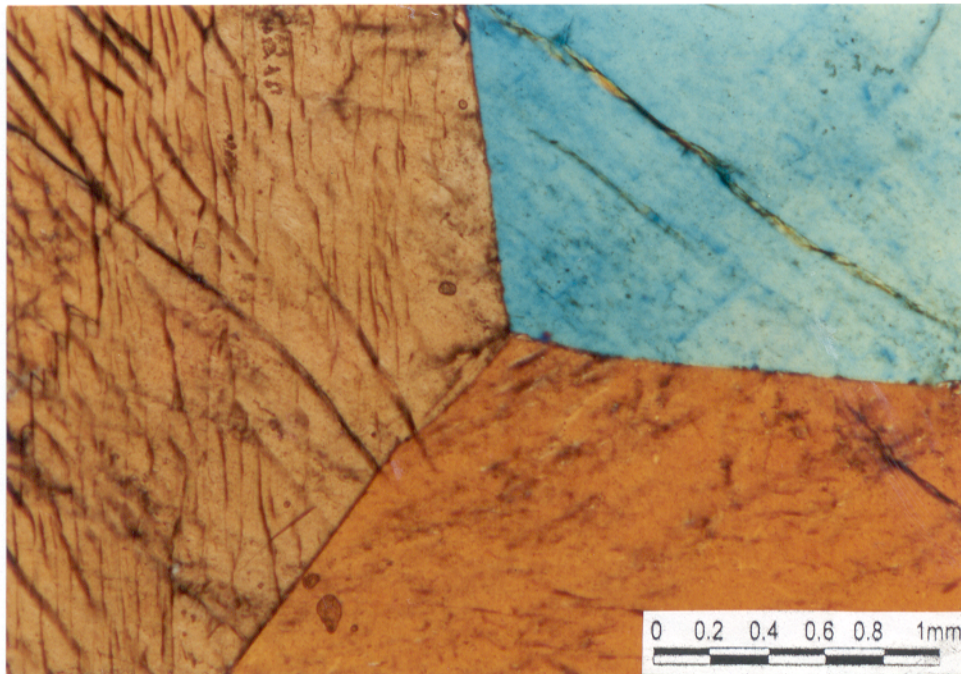


Figura 21: Fotomicrografia exibindo bronzitito cúmulus formado por cristais de bronzita poligonizados, em contatos retilíneos e demonstrando junção triplíce (EM-24; 5X; NX).

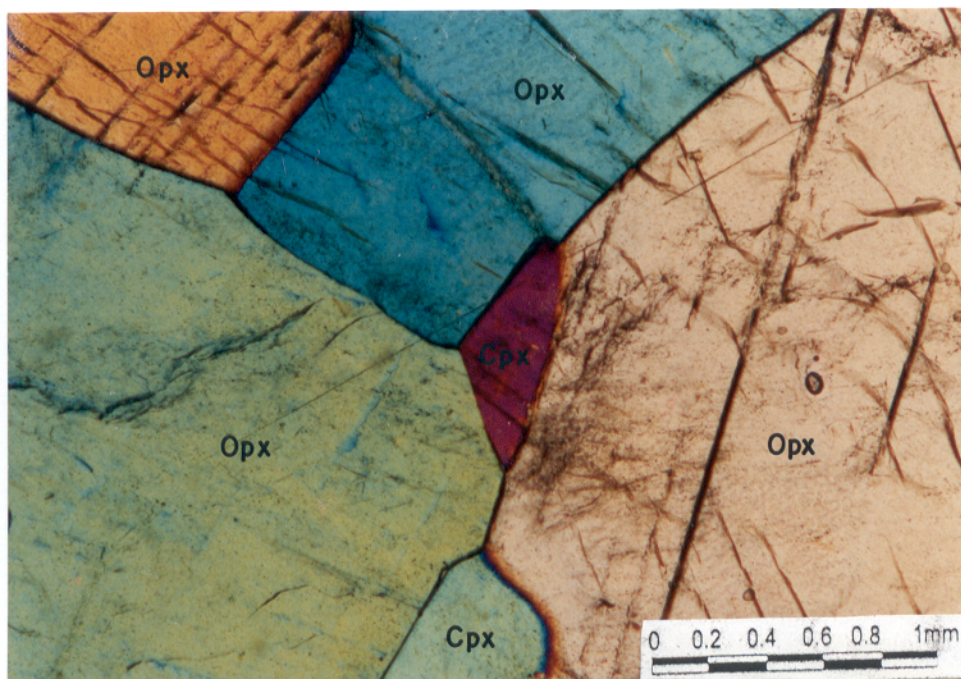


Figura 22: Fotomicrografia mostrando a bimodalidade granulométrica observada nas variedades piroxeníticas (com Cpx e Opx), caracterizada por cristais maiores de bronzita e cristais menores de diopsídio/augita (EM-24; 5X; NX).

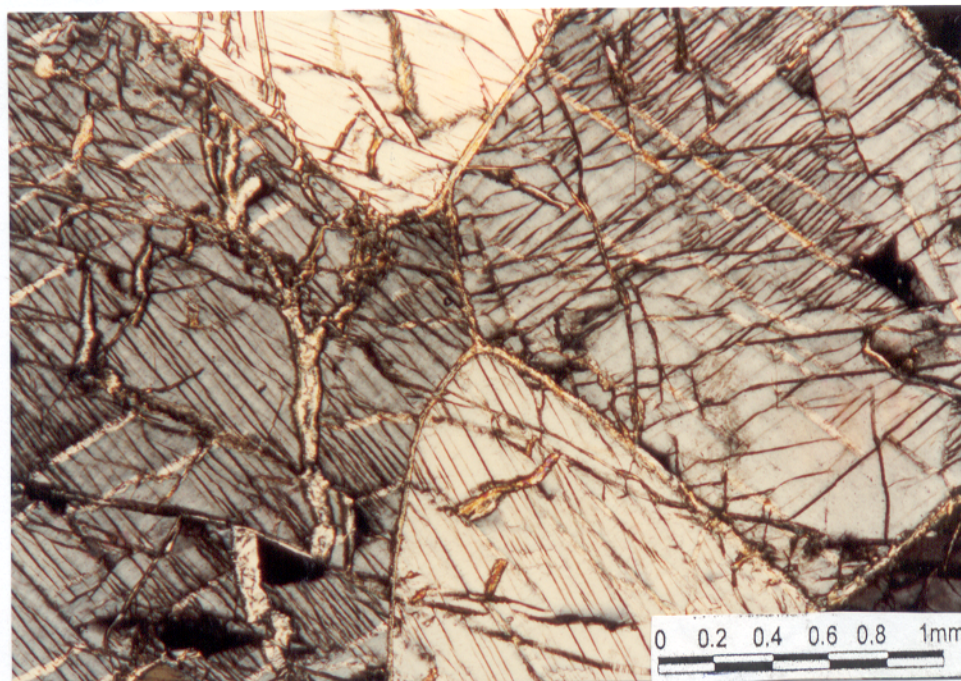


Figura 23: Fotomicrografia da feição acumulada em bronzitito cúmulus, caracterizada por cristais cúmulus de bronzita bastante fraturados e exibindo típico padrão de clivagem; ambas estruturas estão preenchidas por bastita (EM-39 B; 5X; NX).

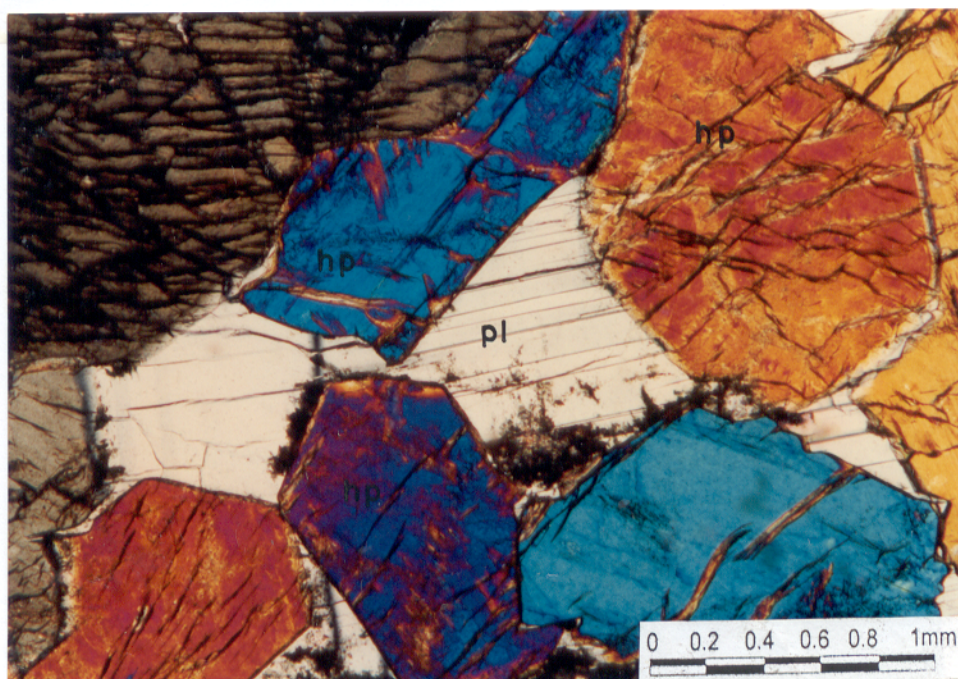


Figura 24: Fotomicrografia da textura mesocumulática em hiperstênio feldspáticos, definida por hiperstênio (hp) cúmulus, subédrico e inequigranular, e plagioclásio (pl) intercúmulus, como cristais anedrais moldados aos espaços intergranulares (EM-41A; 5X; NX).

Vale salientar que nos piroxenitos da camada inferior, o plagioclásio é ausente ou raro. Todavia, no nível estratigráfico superior este mineral é mais abundante.

O anfibólio dominante é a antofilita, que apresenta hábito asbestiforme, subédrico a anédrico e, mais raramente, prismático. Este mineral bordeja os cristais de piroxênios, isolando-os e formando auréolas, cujo desenvolvimento proporciona a formação de verdadeiros coronitos (Figura 25). O anfibólio pode também preencher planos de fraturas nos cristais de piroxênio. Foram ainda observados traços de actinolita na forma de cristais aciculares disseminados na massa rochosa.

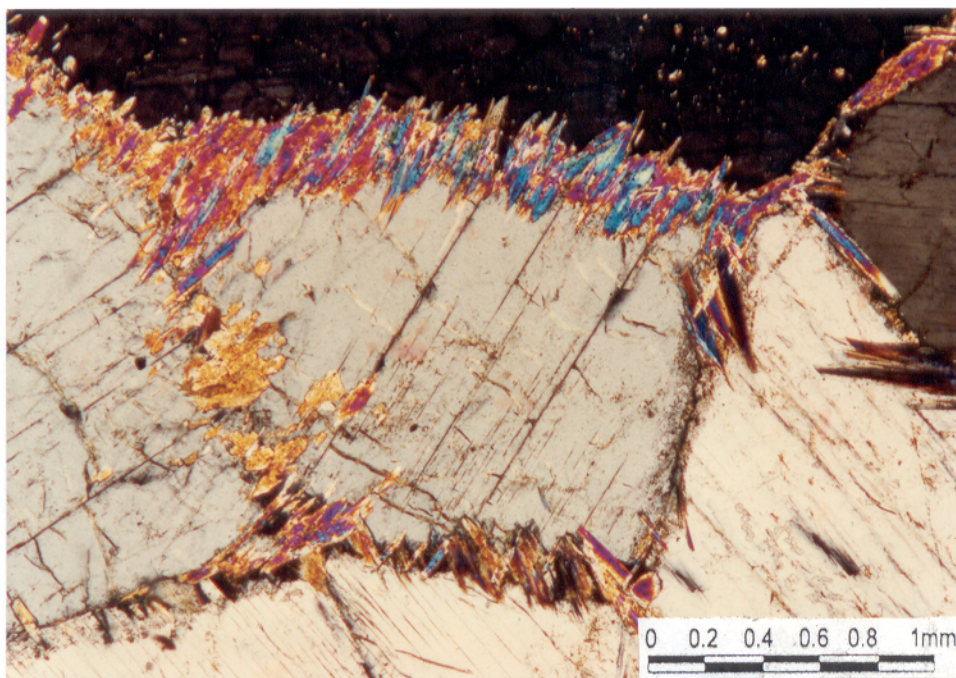


Figura 25: Fotomicrografia da textura adcumulática em bronzitito cúmulus, dada por cristais cúmulus e subédricos de bronzita, com bordas arredondadas e retilíneas, e contatos por justaposição. Em amarelo/azul/lilás destacam-se cristais de antofilita constituindo coronitos nos cristais de piroxênio (EM-38 B; 5X; NX).

Como observado nos peridotitos serpentinizados, os piroxenitos também exibem, entre os cristais de piroxênio, contatos retilíneos, poligonizados, atectônicos formando junção triplíce, sem evidências de metamorfismo e de deformação dúctil.

4.1.3.2 - Harzburgitos

Os harzburgitos ocorrem como lentes inclusas nos piroxenitos. Tratam-se de rochas de coloração verde escura a marrom-escura-esverdeada, melanocrática a ultramáfica, holocristalina, fanerítica e inequigranular. Apresentam aspecto homogêneo, estrutura isotrópica e granulação grossa e média. Texturalmente são rochas adcumuláticas (Figura 26) e mesocumuláticas (Figura 27).

Mineralogicamente são constituídos por cristais cúmulus de olivina (45 a 80%), ortopiroxênio (8 a 30%), clinopiroxênio (0 a 10%) e opacos (< 0,5%). O mineral intercúmulus, quando presente, é o plagioclásio (0 a 5%).

Os cristais de olivina são euedrais a subedrais e de dimensões médias em torno de 2,5mm. Apresentam-se fraturados e em contatos retos e bem definidos com os demais minerais.

Os ortopiroxênios são representados pela bronzita e pelo hiperstênio e, em geral, possuem dimensões entre 1,3 e 2,5 mm. A bronzita ocorre em maior abundância, em cristais euédricos a subédricos, com formas poligonizadas e contatos retilíneos. O hiperstênio exibe o característico pleocroísmo rosado, hábito prismático, alongado ou subédrico, apresentando, ocasionalmente ao longo dos planos de clivagem, lamelas de clinopiroxênio.

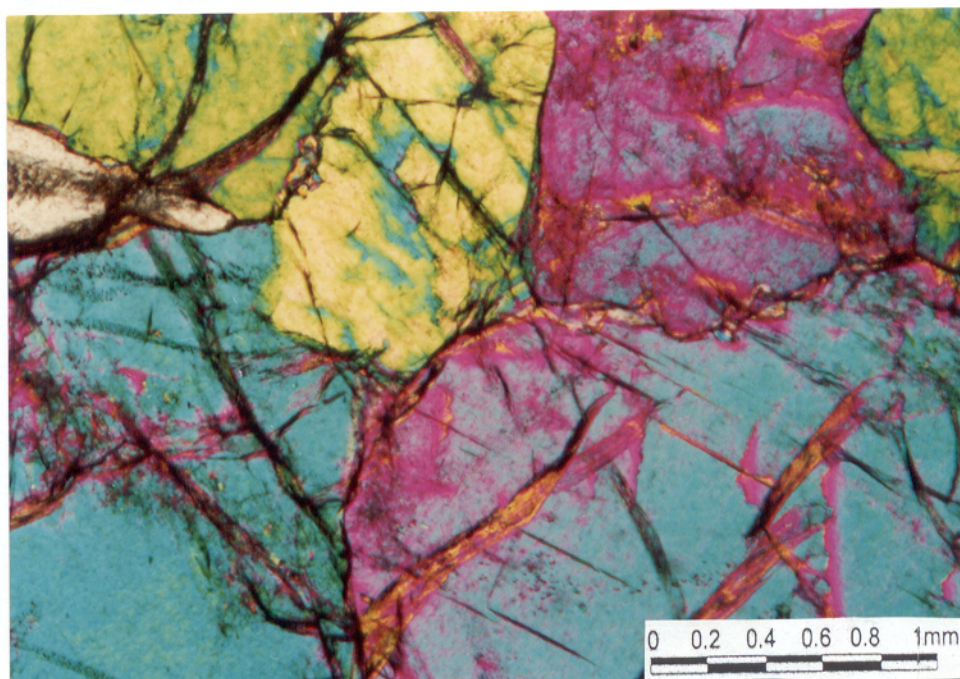


Figura 26: Fotomicrografia da textura adcumulática observada nos harzburgitos, caracterizada pela presença de cúmulus de olivina subidiomórfica, exibindo fortes cores de interferência (EM-93 A; 5X; NX).

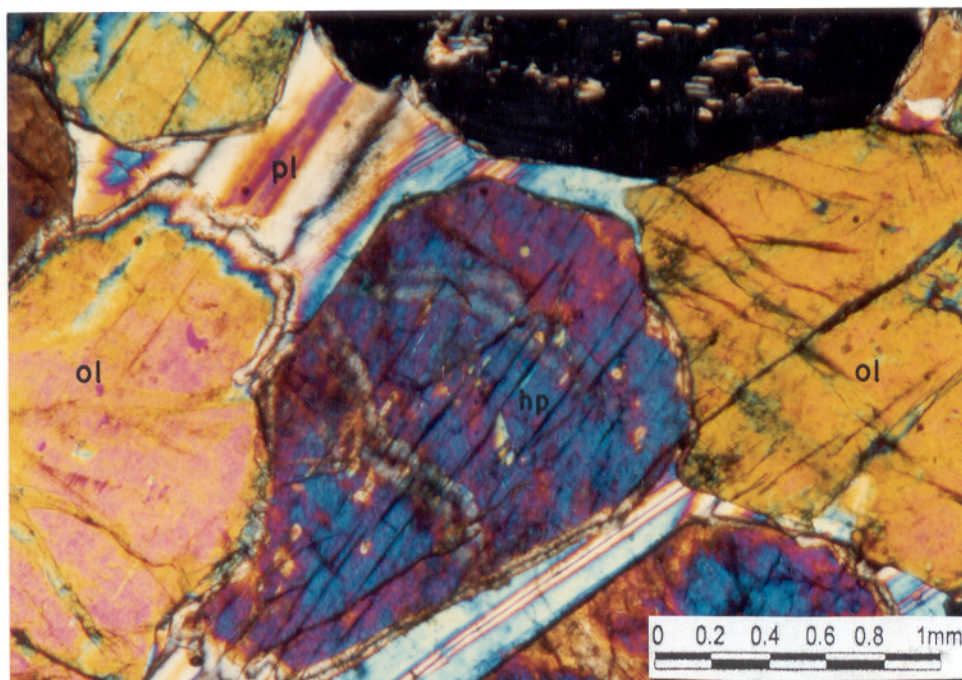


Figura 27: Fotomicrografia da textura mesocumulática presente nos harzburgitos. Os minerais cúmulus são representados por olivina (ol) e hiperstênio (hp) sendo o plagioclásio (pl) de caráter intercúmulus (EM-110; 5X; NX).

Os clinopiroxênios são do tipo diopsídio e augita, que ocorrem nas formas subedrais e, subordinadamente, anedrais, com 0,5 a 2,0 mm de comprimento.

Observa-se a presença de raro Cr-espinélio e de minerais opacos. Esses minerais ocorrem na forma de diminutos cristais, eudrais a subedrais, dispersos na massa rochosa.

O plagioclásio é do tipo labradorita-bytownita (An 52-75%), ocorre na forma intersticial e exibe um maclamento polissintético.

Localmente, os harzburgitos apresentam-se alterados hidrotermalmente, com a olivina e o piroxênio em variados estágios de serpentinização. A rocha apresenta-se fraturada, com as fraturas preenchidas por serpentina, magnetita e minerais opacos.

4.1.3.3 - Lherzolitos

Ocorrem como lentes inclusas na seqüência piroxenítica e são menos freqüentes que os harzburgitos. São rochas de coloração verde escura, melanocráticas a ultramáficas, holocristalinas, faneríticas e inequigranulares. Exibem estrutura isotrópica, granulação grossa a média e texturas ad e mesocumuláticas.

Os constituintes mineralógicos e as características petrográficas dos lherzolitos são as mesmas das encontradas nos harzburgitos, variando a porcentagem de volumétrica. Dessa maneira observa-se a presença de olivina (45 a 70%), ortopiroxênio (15 a 50%) e opacos (<0,5%). O mineral intercúmulus é o plagioclásio.

A olivina ocorre em cristais cúmulus, eudrais a subedrais e com dimensões em torno de 1,3 a 2,5mm. Dentre os piroxênios, os clinopiroxênios são mais abundantes que os ortopiroxênios. Esses últimos estão representados pela bronzita e pelo hiperstênio, enquanto que

aqueles o são pelo diopsídio e augita. Os piroxênios também ocorrem nas formas euedrais a subedrais em dimensões semelhantes às da olivina.

O plagioclásio é do tipo labradorita-bytownita. Os minerais opacos são representados pelo Cr-espínélio e pela magnetita, que se apresentam na forma de diminutos cristais dispersos na massa rochosa.

4.1.4 - Rochas Gabróicas

Macroscopicamente as rochas gabróicas exibem aspecto maciço e homogêneo (Figura 28), cores cinza escuro a cinza esbranquiçado, características melanocráticas a mesocráticas, holocristalinas, faneríticas e inequigranulares. A granulação é fina a média e, localmente, grossa (Figura 29). Não foi observado qualquer bandamento, em termos de granulação, no entanto, as rochas gabróicas situadas próximo ao contato sul do CMSO apresentam uma granulação mais fina.

As rochas gabróicas apresentam-se localmente fraturadas segundo um padrão geométrico bem definido (Figura 30). As fraturas têm até 5mm de espessura e encontram-se preenchidas por epidoto.

O acamadamento magmático é raramente observado, provavelmente devido à ausência de afloramentos de grande porte. Entretanto, em alguns blocos, observa-se um bandamento resultante da alternância de rochas com diferentes proporções de plagioclásio. Verifica-se, também, bandamentos resultantes da alternância granulométrica, porém, mantendo a mesma composição mineralógica.



Figura 28: Aspecto de um gabronorito homogêneo, maciço e granulação fina.



Figura 29: Afloramento de gabronorito de granulação grossa. Os processos intempéricos ressaltam as ripas centimétricas de plagioclásio, em arranjo textural sub-oftico.



Figura 30: Afloramento de gabronorito, em que são observadas diferentes direções de fraturamentos. As fraturas estão preenchidas por epidoto.

Microscopicamente o estudo petrográfico das rochas gabróicas permitiu constatar a predominância de gabronoritos e a presença de eventuais noritos e raros gabros e leucogabronoritos.

4.1.4.1 - Gabronoritos

Os gabronoritos são caracterizados pela presença de plagioclásio cúmulus e de uma associação intercúmulus, formada por hiperstênio, diopsídio/augita, anfibólio, biotita, opacos e eventualmente quartzo. Esses minerais são subédricos e, às vezes, anédricos. Exibem uma textura inequigranular (Figura 31) e em mosaico. Localmente são observadas feições micrográficas, constituídas de plagioclásio e quartzo.

O plagioclásio, do tipo labradorita (An 55 a 65%), ocorre na forma cumulática ou inter-cumulática (Figura 32) totalizando cerca de 55 a 68% do volume da rocha. No primeiro caso, apresenta como principal característica uma coloração marrom clara, exibida à luz natural, ou seja, o mineral não se apresenta límpido. Os cristais apresentam um “turvamento”, como se uma “poeira” de microcristais de opacos, estivesse “sujando” o plagioclásio. Mostram-se, predominantemente, na forma subédrica e, subordinadamente, euédrica; constituem ripas, cristais tabulares e, assumem, ocasionalmente, formas de grãos. Exibem contatos curvos, retos e, por vezes, poligonizados entre si e com os demais minerais. A granulação é média a grossa, com dimensões de 1,5 a 4,0 mm. Apresentam moderada extinção ondulante, geminação segundo as leis da albita e albita-periclina e são levemente argilizados e sericitizados. No entanto, localmente, o plagioclásio encontra-se extremamente alterado e inteiramente transformado em argilo-minerais e sericita (Figura 33). Em alguns cristais são verificadas inclusões de minerais opacos e intercrescimentos micrográficos (quartzo-feldspático).

Na porção estratigráfica média da seqüência gabroica, o plagioclásio ocorre na forma de cristais ripiformes orientados paralelamente (Figura 34). Esta feição é interpretada como uma laminação de origem ígnea. Trata-se de uma textura relacionada ao processo de diferenciação/cristalização magmática, em que os prismas de plagioclásio recém-formados em meio magmático, “se assentariam” de acordo com a dinâmica da câmara. Essa feição também reafirma o caráter acamadado do CMSO.

Os cristais de plagioclásio de natureza cúmulus, encontram-se limitados por piroxênios (Figura 32). Apresentam formas irregulares e dimensões inferiores a 1,0 mm. Em geral, exibem maclamento polissintético, fraca extinção ondulante, bem como padrões de

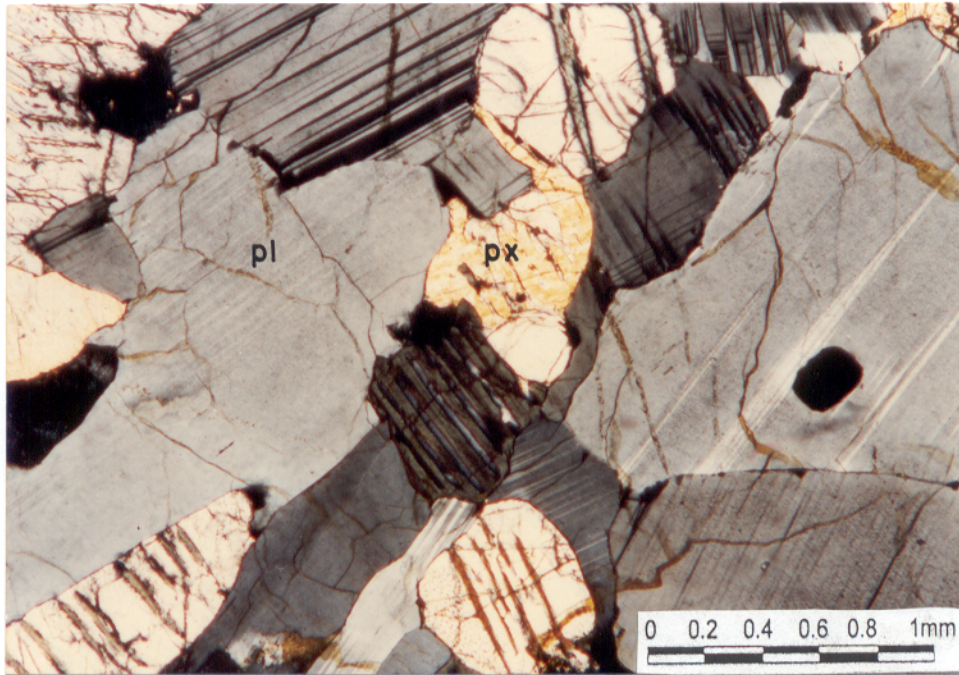


Figura 31: Fotomicrografia da textura inequigranular hipidiomórfica de um gabronorito, formada por cristais subédricos de plagioclásio (pl) e de piroxênio (px). (EM-30; 5X; NX).

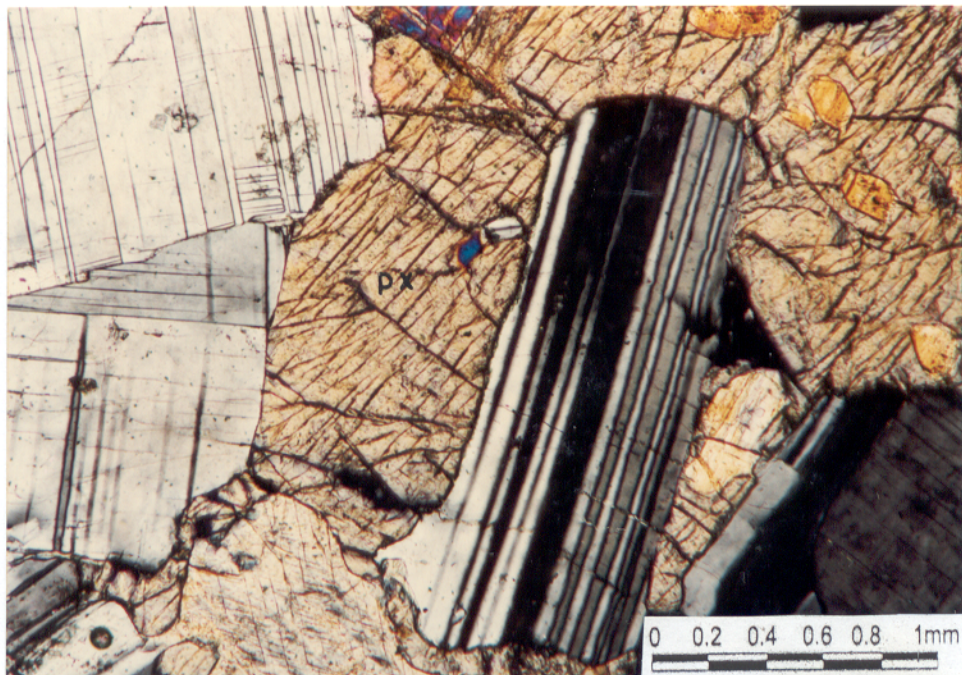


Figura 32: Fotomicrografia dos cristais de plagioclásio cúmulus em gabronoritos, com grandes cristais de piroxênio (px) intercúmulus (EM-42; 5X; NX).

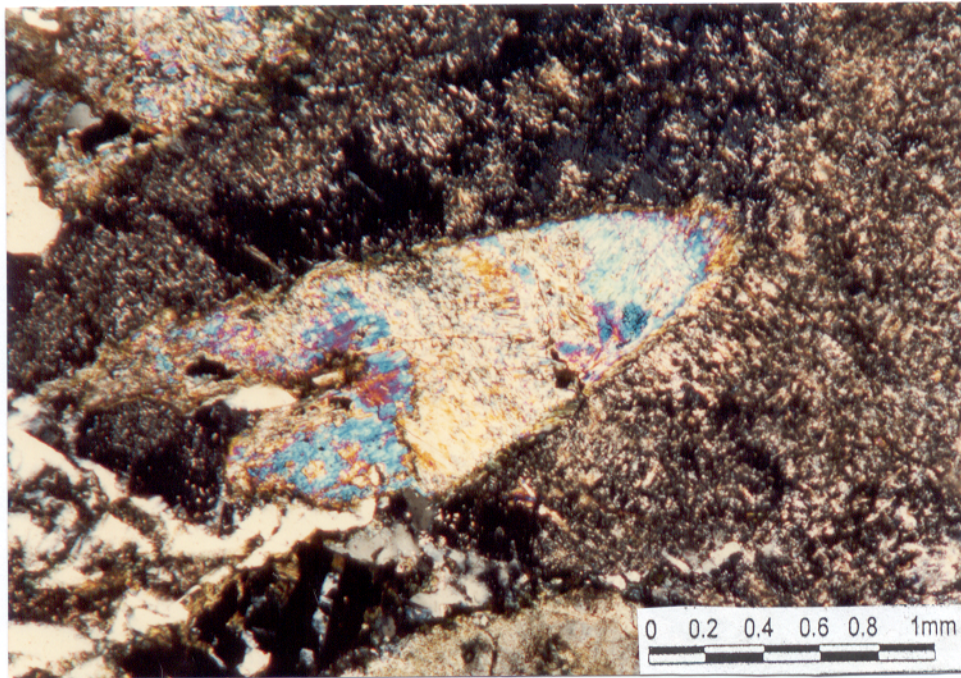


Figura 33: Fotomicrografia de gabronorito hidrotermalizados, marcado por plagioclásio sericitizado e argilizado. Ao centro da foto destaca-se cristal de piroxênio anfíbolizado e na porção SW observa-se a presença de quartzo granofírico (EM- 170; 5X; NX).

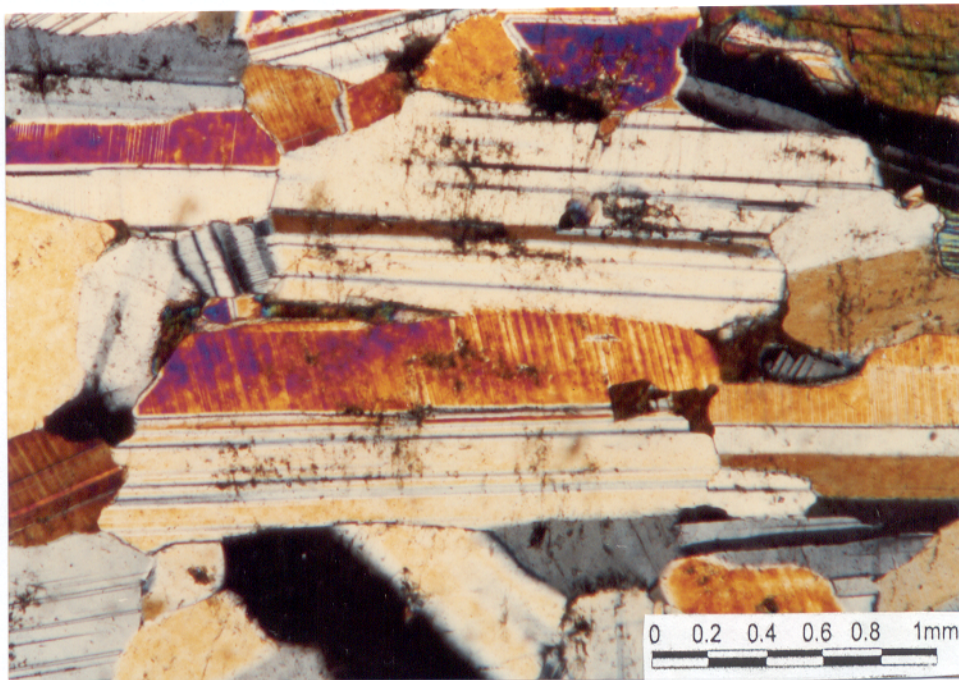


Figura 34: Fotomicrografia da laminação magmática reliquiar presente nos gabronoritos, constituída por cristais ripiformes-tabulares de plagioclásio, dispostos paralelamente (EM-55 A; 5X; NX).

geminção e alteração semelhantes aos observados na fase cumulática. São também comuns inclusões de plagioclásio nos cristais de piroxênio definindo uma textura poiquilítica.

Os piroxênios são intercúmulus. Tratam-se de diopsídio (10 a 25%), e hiperstênio (8 a 22%). Este último ocorre em grandes cristais tabulares de 2,0 a 3,5 mm de comprimento ou em formas arredondadas, as quais, algumas vezes, apresentam-se poligonizadas. Exibem pleocroísmo nos tons rosado, verde claro e amarelo-pálido.

De maneira semelhante ao observado nos piroxenitos, os cristais de ortopiroxênio hospedam exsolução do clinopiroxênio com características da pigeonita invertida. Essas exsoluções ocorrem de três maneiras: sob a forma de *blebs* (gotículas) grosseiramente alinhadas (Figura 35); constituindo lamelas simples e paralelas (Figura 36); em formas mais complexas, com as lamelas desenhando uma textura de “espinha de peixe” (Figura 37). Em alguns casos, observou-se a presença de duas gerações de lamelas de clinopiroxênios, sendo uma bem regular disposta paralelamente e a outra irregular exibindo hábito vermiforme (Figura 38). Essas feições de exsoluções estão situadas na porção estratigráfica intermediária da seqüência gabróica e podem ser acompanhadas por cerca de 10 km ao longo do CMSO.

Os cristais de diopsídio são prismáticos a granulares, de tamanho inferior ao do ortopiroxênio e têm em média 0,5 mm de comprimento. Distribuem-se aleatoriamente na massa rochosa e, algumas vezes, apresentam-se associados ao hiperstênio.

Ambos os piroxênios descritos encontram-se substituídos, parcial ou totalmente, por anfibólios e biotita.

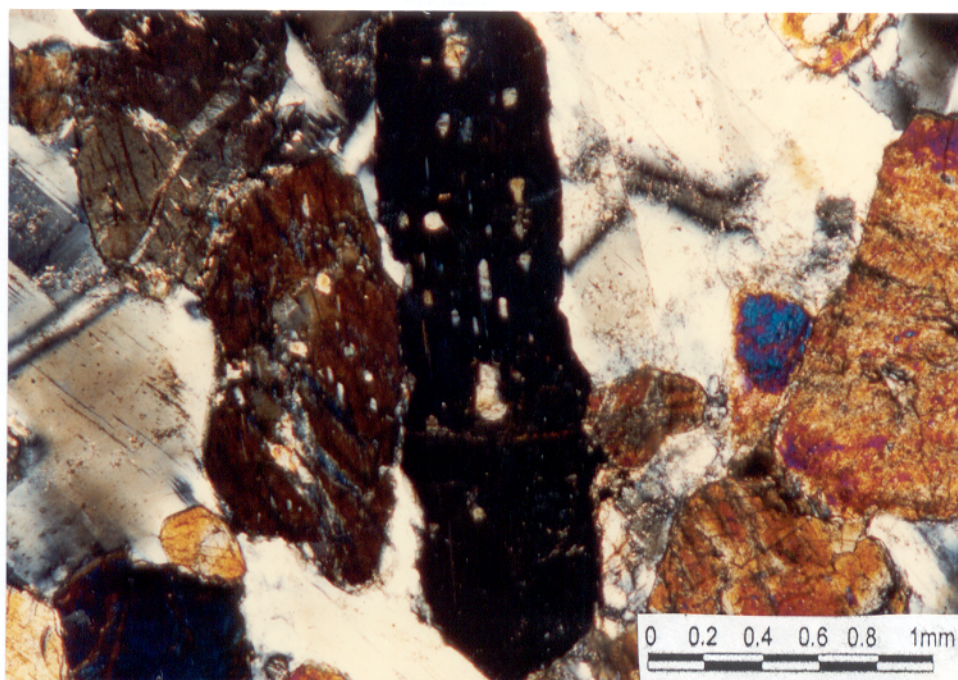


Figura 35: Fotomicrografia mostrando feições de exsoluções do tipo *blebs* de clinopiroxênio no ortopiroxênio, em gabronoritos (EM-33; 5X; NX).

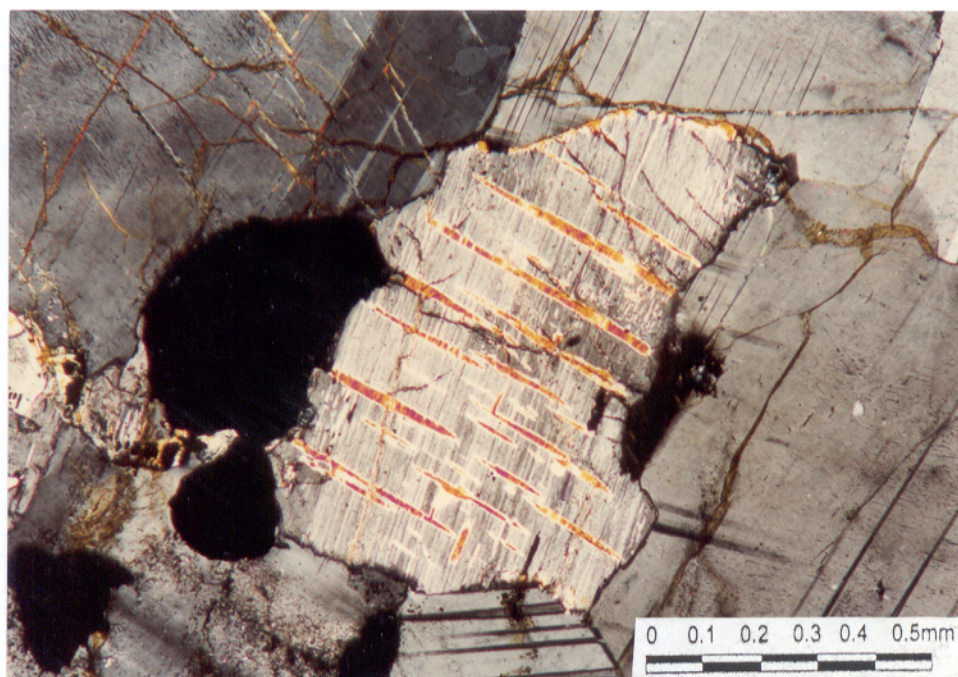


Figura 36: Fotomicrografia exibindo lamelas de exsoluções paralelizadas de clinopiroxênio no ortopiroxênio, em gabronoritos (EM-30; 10X; NX).

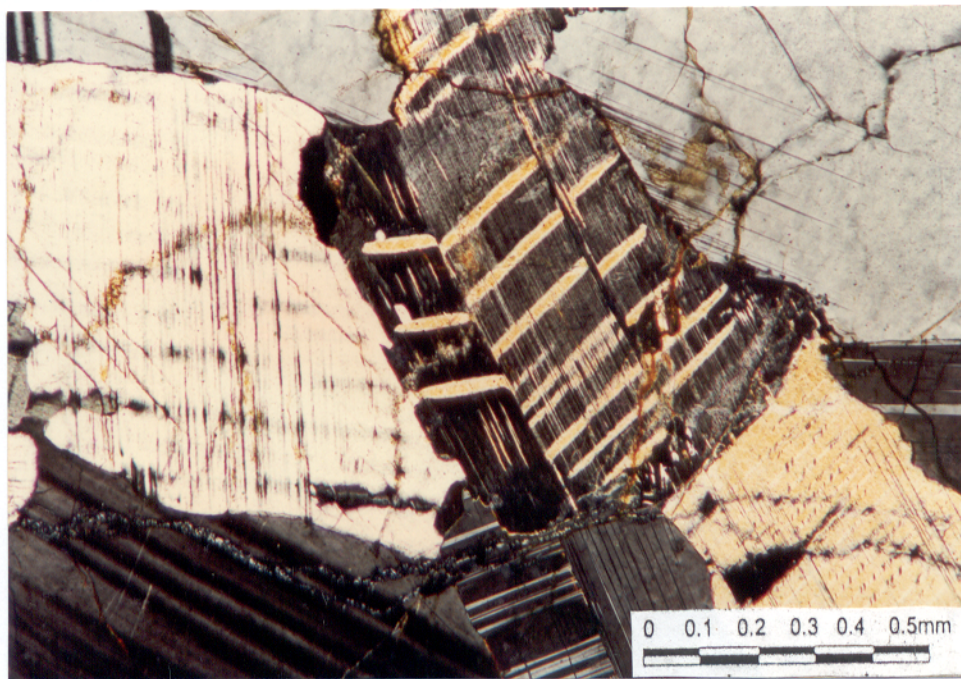


Figura 37: Fotomicrografia da textura “espinha de peixe” observada em ortopiroxênio, de gabronorito, caracterizada por lamelas de clinopiroxênio, dispostas segundo duas direções (EM-30; 10X; NX).

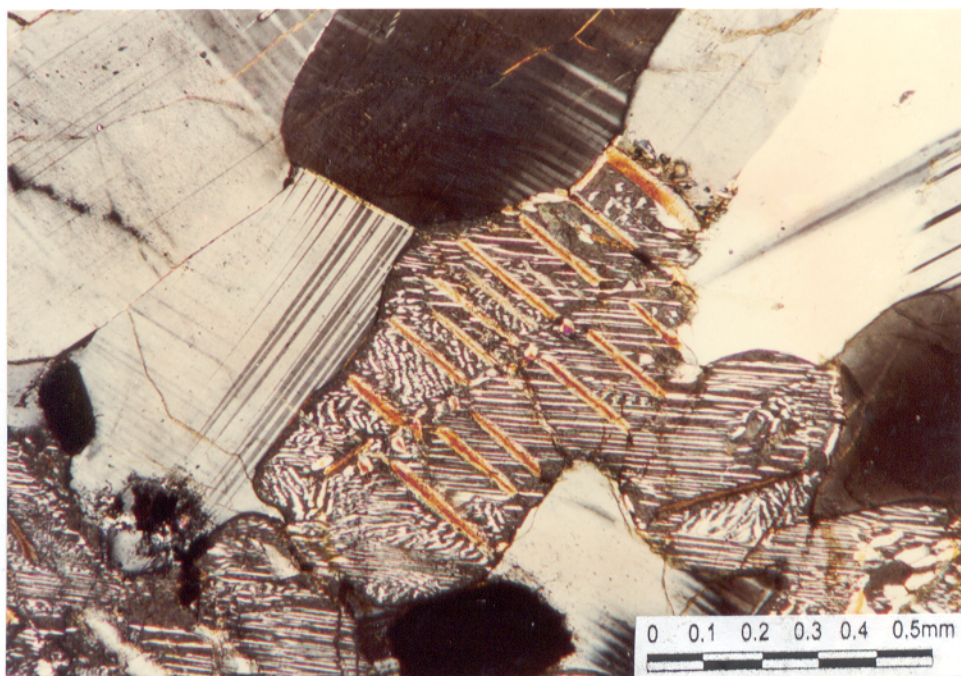


Figura 38: Fotomicrografia de outra feição textural verificada nos gabronoritos, desenhada por lamelas paralelas de clinopiroxênio e sobreposta às feições vermiformes e retilíneas de clinopiroxênio em ortopiroxênio (EM-30; 10X; NX).

Foram reconhecidos dois anfibólios: hornblenda e tremolita-actinolita. O primeiro é o mais abundante (até 12%) e ocorre como pseudomorfos a partir dos piroxênios, em cristais subédricos e anédricos, prismáticos ou fibrosos. Localmente, a hornblenda apresenta-se parcialmente a inteiramente uralitizada (Figura 39), como produto de transformações hidrotermais dos piroxênios. Em alguns casos a uralitização das bordas dos cristais de piroxênio conduz à formação de coronitos.

O outro grupo de anfibólio, representado pela tremolita-actinolita, ocorre na forma de cristais aciculares disseminados no plagioclásio.

Dois tipos de biotita (0 a 5%) foram distinguidos: um de natureza primária, resultante da diferenciação magmática e ocorrendo como material intercúmulus; o outro é resultado da alteração do piroxênio e/ou do anfibólio. Apresentam-se na forma de lamelas anedrais e possuem pleocroísmo que varia de marrom claro a marrom avermelhado.

Os minerais opacos (< 0,5 a 5% do total) dividem-se em duas categorias: cristais de magnetita/hematita com 0,8 mm de comprimento médio e grãos muito finos (< 0,2 mm) de sulfetos (?). Os primeiros exibem forma euédrica a subédrica, enquanto que os outros são xenomórficos. Ambos os tipos ocorrem disseminados na massa rochosa, em estreita associação com o material intercúmulus.

O quartzo (até 1,8%) é um mineral intercúmulus e encontra-se na forma de grandes cristais anedrais, com cerca de 1,0 mm de comprimento (Figura 39). Exibe forte extinção ondulante e, ocasionalmente, fraturamento. Apresenta-se, também, na forma de intercrescimentos micrográficos.

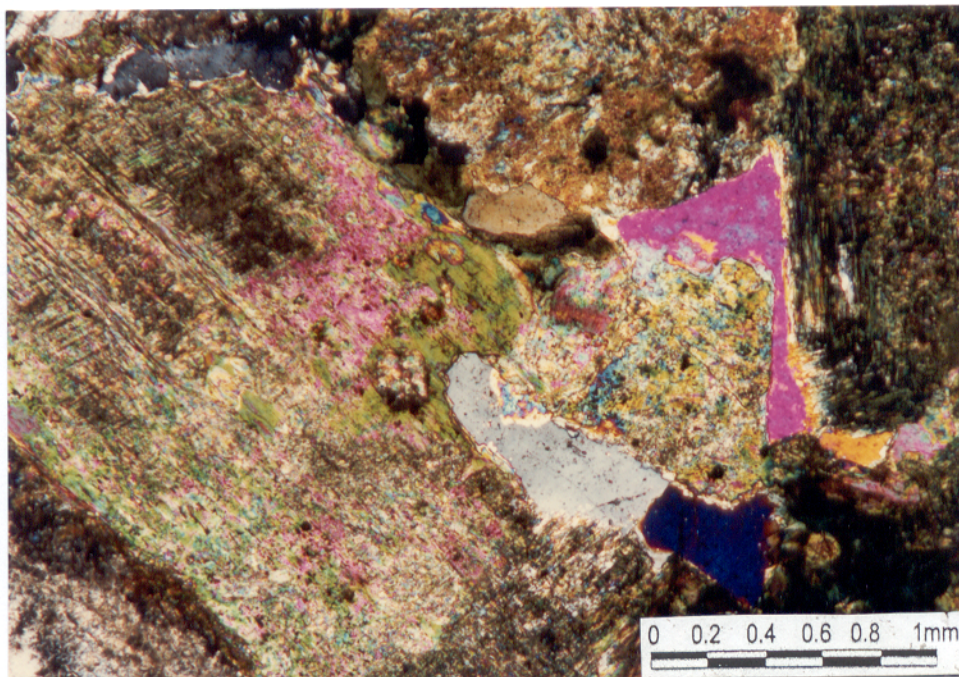


Figura 39: Fotomicrografia ressaltando cristais de piroxênio fortemente alterados para hornblenda; em cinza destaca-se quartzo intersticial (EM-186 B; 5X; NX).

4.1.4.2. Gabros, Noritos e Leuco-Gabronoritos

Essas rochas apresentam características texturais e mineralógicas semelhantes às dos gabronoritos. Composicionalmente, as proporções modais do plagioclásio, anfibólio, biotita e opacos são eqüivalentes a dos gabronoritos, variando apenas a relação entre o clino e o ortopiroxênio. Dessa maneira, nos gabros predomina o clinopiroxênio e nos noritos, o ortopiroxênio. Texturalmente domina a feição granular hipidiomórfica, sendo, também, freqüente o aspecto micrográfico.

De modo geral, os cristais cúmulus de labradorita são tabulares a ripiformes, apresentam maclamentos simples, polissintético e combinados entre os dois, sendo parcialmente alterados para sericita e argilominerais.

O total de clinopiroxênios (diopsídio e augita) e de ortopiroxênio (hiperstênio) varia de 30 a 45%. São intercúmulus e dispõem-se entre os cristais de plagioclásio. Apresentam-se de formas prismáticas e granulares, com dimensões de 0,5mm. O hiperstênio destaca-se pelo pleocroísmo rosa-claro. Em alguns exemplares são observadas lamelas de clinopiroxênio nos ortopiroxênios. Seus tamanhos pouco variáveis, são os principais responsáveis pela textura granular hipidiomórfica, a qual está ausente nos gabronoritos inequigranulares.

O conteúdo de quartzo alcança, eventualmente, 2,5%. Ocorre como mineral intercúmulus e desenhando feições micrográficas.

Os demais minerais (plagioclásio, anfibólio, biotita e opacos) que formam essas rochas mostram características semelhantes às descritas para os gabronoritos.

Os gabros e os noritos ocorrem independentemente, como lentes, em diversas posições estratigráficas na seqüência gabronorítica.

Na porção basal da seqüência gabróica destaca-se uma rocha apresentando conteúdo de plagioclásio de até 85%, e definida como leuco-gabronorito. Essa rocha apresenta as mesmas características texturais e assembléia mineralógica observadas para o gabronorito. A presença de anortositos, no sentido de STRECKEISEN (1973 e 1976), é raramente observada na porção basal da seqüência gabróica. Ocorre em forma de pequenas lentes (com comprimento inferior a 1m), compondo o acamadamento da seqüência gabronorítica. Exibem granulação fina, textura hipidiomórfica granular e são constituídos por plagioclásio (>90%) e augita e/ou hiperstênio.

4.1.5 - Monzonitos

As rochas monzoníticas exibem as colorações cinza claro a cinza escuro e, quando intemperizadas, as tonalidades cinza amarelada a esbranquiçada. São rochas mesocráticas a leucocráticas, holocristalinas, faneríticas, inequigranulares e de granulação fina a média. São homogêneas e com estruturas isotrópicas, embora, localmente, possam apresentar-se fraturadas, com vênulas de espessura milimétrica (2 a 3 mm) compostas por minerais máficos.

Ao microscópio, essas rochas aparecem com textura granular hipidiomórfica (Figura 40), localmente, xenomórfica e, ocasionalmente, micrográfica (Figura 41) e/ou porfiróide. Os constituintes principais são feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, sendo diopsídio, anfibólio e biotita, as fases varietais; opacos e titanita, os minerais acessórios. Localmente, os monzonitos mostram-se alterados, sendo epidoto, sericita, argilo-minerais e clorita os principais minerais secundários. Com base na composição modal das rochas, foram identificados clinopiroxênio-monzonitos e, localmente, monzonitos pórfiros.

O feldspato potássico é a microclina. Ocorre, em geral, em cristais anédricos, com incipiente maclamento xadrez e de 0,8 a 2,0 mm de comprimento. Apresenta contornos retos a irregulares, com os cristais de plagioclásio e quartzo. Salientam-se alguns cristais bem desenvolvidos (em média 2,5 mm), subédricos, conferindo uma textura porfirítica à rocha. Ocasionalmente, exhibe intercrescimento gráfico e, algumas vezes, encontra-se alterado para argilominerais.

O plagioclásio é o oligoclásio (An 12% a 23%). Aparece em geral como cristais subedrais e anedrais de 0,5 a 1,5 mm, apresentando maclamento simples e, subordinadamente,

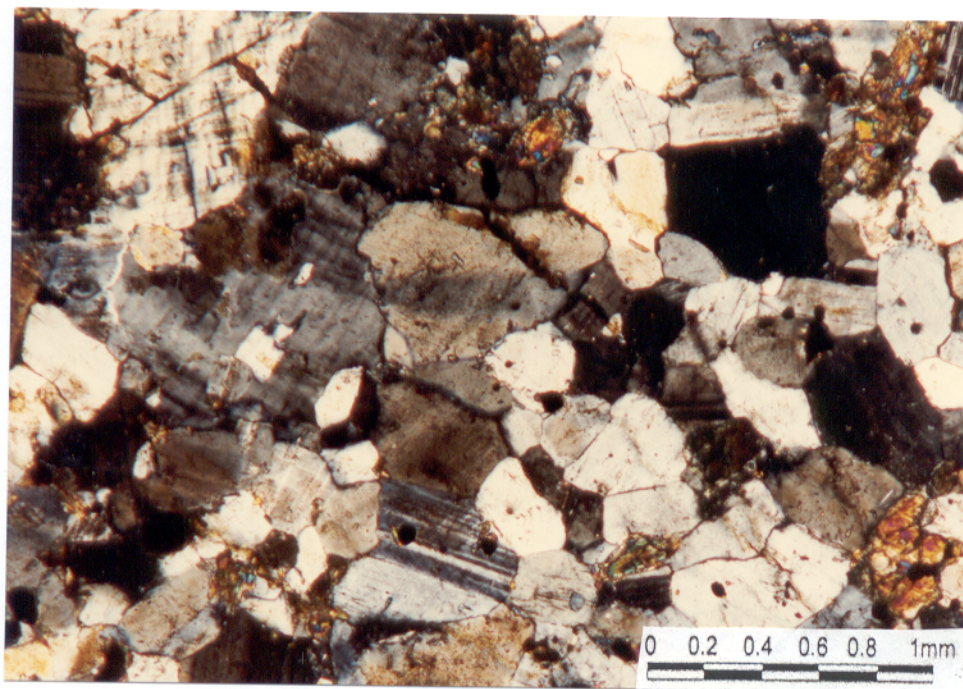


Figura 40: Fotomicrografia da textura granular, com cristais subédricos (feldspatos e quartzo) em Cpx-monzonito (EM-266; NX; 5X).

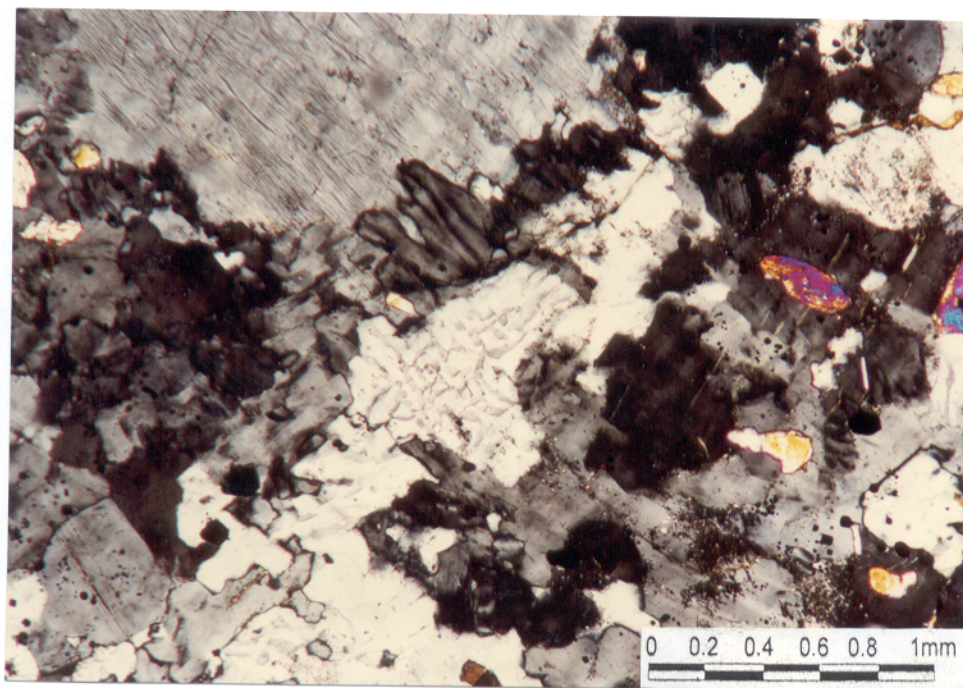


Figura 41: Fotomicrografia das feições micrográficas, representadas por microclina e quartzo, em Cpx-monzonito (EM-50; NX; 5X).

polissintético. Exibe, geralmente, contatos retos ou curvos com a microclina e irregulares com o quartzo. Pode apresentar transformações para argilominerais e sericita.

O quartzo está presente em quantidades subordinadas ($< 10\%$), na forma de cristais anédricos, pouco desenvolvidos, com cerca de 0,5 mm, exibindo uma fraca extinção ondulante. Apresenta-se, também, na forma de intecrescimentos gráficos em cristais de microclina (Figura 41).

O diopsídio ocorre na forma de pequenos cristais subédricos inferiores a 0,3 mm, disseminados na massa monzonítica. Localmente, apresentam-se também em cristais mais desenvolvidos (0,8 mm), constituindo agregados. Em ambos os modos de ocorrência, exibem fraturamento moderado e transformações para anfibólio, epidoto e titanita.

O anfibólio dominante é a hornblenda. Exibe uma coloração verde-azulada e ocorre na forma de cristais bem desenvolvidos, com dimensões médias em torno de 1,0 mm e hábito prismático, dispersos na massa rochosa. A hornblenda pode substituir total ou parcialmente o piroxênio e, em alguns casos, formar coronitos. A actinolita é subordinada e aparece na forma de pequenos cristais aciculares dispersas na rocha.

A biotita exibe as tonalidades verde amarronzada a amarela amarronzada e vermelha amarronzada a vermelha amarelada. Ocorre em finíssimas palhetas isoladas, disseminadas de maneira aleatória. Apresenta-se também, em agregados associados a massas compostas de anfibólio e epidoto. A biotita ainda preenche faturas e/ou planos de clivagem da hornblenda e piroxênio. A biotita é resultado da transformação dos anfibólios, podendo ainda ser alterada para clorita.

Os minerais opacos ocorrem na forma de diminutos cristais anedrais, dispersos na massa rochosa ou inclusos nos cristais de diopsídio e hornblenda. Aqueles minerais, associados à titanita, constituem franjas nas bordas dos cristais de piroxênio, intensamente transformados em anfibólio e biotita (Figura 42).

A apatita ocorre predominantemente em cristais sob a forma de grãos e, subordinadamente, na forma de diminutos cristais aciculares disseminados na rocha. Ocasionalmente, este mineral constitui aglomerados junto com o piroxênio, titanita e minerais opacos.

A titanita ocorre em cristais bem desenvolvidos, de 0,8 a 1,2 mm, de forma irregular e hábito granular, disposta de maneira desordenada. Como citado anteriormente, pode constituir agregados substituindo o piroxênio.

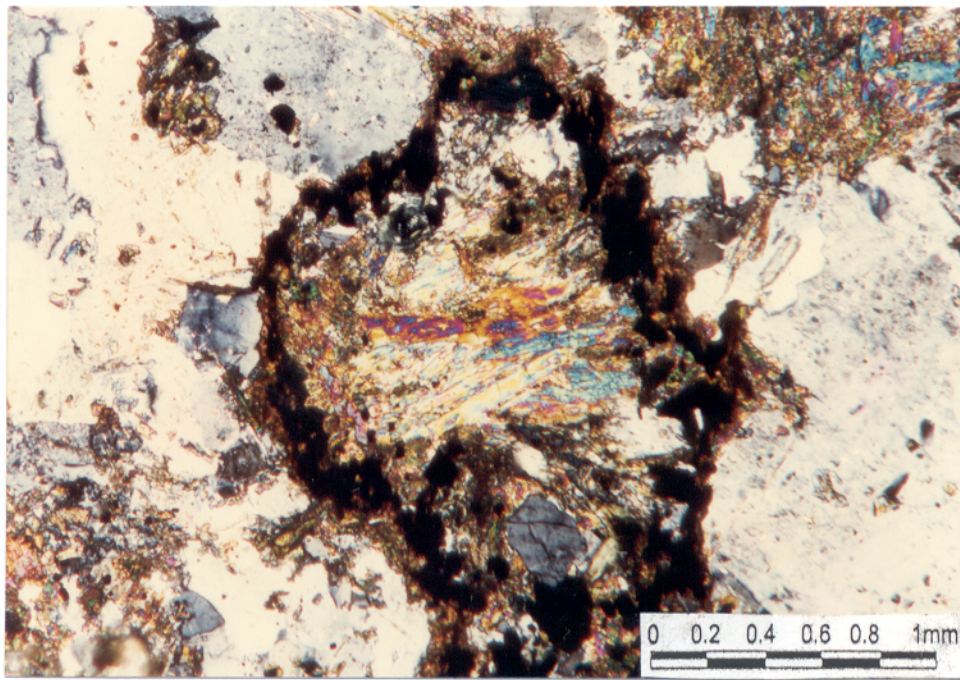


Figura 42: Fotomicrografia. Cristal de clinopiroxênio transformado em anfibólio e biotita, com borda irregular constituída por minerais opacos e titanita em clinopiroxênio-monzonitos (EM-67 A; 5X; NX).

4.1.6 - Diabásios

Os diques de diabásio estão associados aos diversos tipos litológicos que compõem o CMSO. Salienta-se que esse condicionamento é comum em complexos semelhantes à Serra da Onça, a exemplo do que ocorre nos complexos de Stillwater (Estados Unidos), Bushveld (África do Sul) e em Sudbury (Canadá).

Por outro lado, ocorrem, também, diques do Diabásio Cururu, de idade mesozóica. Entretanto, apesar de se tratar do mesmo tipo de rocha, possuem características estruturais, texturais e mineralógicas, que permitem diferenciá-las:

- O posicionamento geográfico-estrutural é diferente, ou seja, os diques do Diabásio Cururu ocorrem preferencialmente fora dos limites do CMSO, enquanto os do “Diabásio Cateté” estão situados no interior do corpo máfico-ultramáfico.
- A presença de plagioclásio “turvado” é bem característica no “Diabásio Cateté”, semelhante ao que se observa nos plagioclásios pertencentes aos gabros do CMSO, e bem distinta dos límpidos plagioclásios do Diabásio Cururu.
- A olivina é um mineral que ocorre com uma certa frequência no “Diabásio Cateté”, também muito comum nos litotipos que compõem o CMSO, porém ausente no Diabásio Cururu.
- O desenvolvimento de texturas coroníticas, formadas por cristais de piroxênio envolvidos por anfibólio, é observado no “Diabásio Cateté” e nas rochas da serra da Onça, entretanto, está ausente no Diabásio Cururu.
- Como nos exemplos acima, o plagioclásio poiquilítico é também um dos critérios utilizados, pois está presente no “Diabásio Cateté” e ausente no Cururu.

- A presença de quartzo e de intercrescimento micrográfico é observada no Diabásio Cururu e está ausente no “Diabásio Cateté”.

Mesoscopicamente os diabásios da Suíte Intrusiva Cateté exibem coloração cinza clara a cinza escura. São rochas melanocráticas, holocristalinas, faneríticas, inequigranulares e predominantemente de granulação fina a média. Caracterizam-se por um aspecto homogêneo, maciço e uma textura isotrópica. Apresentam-se, às vezes, fraturados, com vênulas retilíneas, de espessuras milimétricas (1 a 3 mm), ricas em epidoto e dispostas transversalmente entre si.

A análise microscópica permitiu distinguir augita-diabásios, hiperstênio-diabásios e olivina-diabásios, segundo a ordem decrescente de abundância.

4.1.6.1 - Augita-diabásios

Os augita-diabásios exibem texturas ofítica e sub-ofítica (Figura 43), granulação média a fina e, localmente, grossa. São constituídos por plagioclásio, augita, hornblenda, biotita e minerais opacos.

O plagioclásio é do tipo labradorita (An 55% a 68%). Ocorre em cristais colunares e, ocasionalmente, em formas granulares. Exibem aspecto “turvo” (consequência da impregnação de finíssimos cristais de óxidos de ferro), maclamento polissintético e forte extinção ondulante.

A augita apresenta-se em grandes cristais prismáticos e granulares, parcial a totalmente transformados em anfibólios e, mais raramente, em biotita; alguns cristais aparecem bastante fraturados.

A hornblenda ocorre na forma de pseudomorfos a partir do piroxênio ou desenvolve feições coroníticas nesse mesmo mineral. Pode também ser substituída por biotita.

Os minerais opacos (magnetita) ocorrem em cristais intergranulares, de forma subédrica, associados a cristais de labradorita e piroxênio, ou inclusos neles. Em geral, apresentam texturas esqueletais, com cavidades preenchidas por titanita, anfibólio e/ou biotita (Figura 44).

4.1.6.2 - Hiperstênio-diabásio

Os hiperstênio-diabásios são mineralógica e texturalmente semelhantes às rochas descritas anteriormente, sendo que a principal diferença está no aparecimento do hiperstênio. Constituindo a assembléia mineralógica, é observada a presença de labradorita, augita, hornblenda, biotita e minerais opacos. Exibem granulação fina-média e texturas ofítica e sub-ofítica (Figura 45).

O plagioclásio é do tipo labradorita (An 55% a 68%). Ocorre em prismas ripiformes, exibindo maclamento polissintético, superfície “turvada” forte extinção ondulante e, localmente, zonado.

O hiperstênio apresenta-se em prismas alongados e possui pleocroísmo nas tonalidades rosadas; a augita ocorre em cristais prismáticos e grãos subédricos a anédricos; ambos os piroxênios mostram, localmente, sinais de uralitização e transformação para hornblenda e/ou biotita.

Os minerais opacos ocorrem na forma de grãos irregulares de 0,5 a 1,2 mm de comprimento e, via de regra, em posição intercúmulus. Encontram-se, também, como diminutas pontuações associadas ao anfibólio, ou disseminados aleatoriamente na rocha.

A hornblenda apresenta-se uralitizada e substitui os piroxênios. Ocasionalmente desenvolve uma textura coronítica nesse último mineral. Alguns cristais de hornblenda



Figura 43: Fotomicrografia da textura ofítica em augita-diabásio, formada por ripas de plagioclásio (pl) e cristais tabulares de augita (aug) (EM-218; 5X; NX).

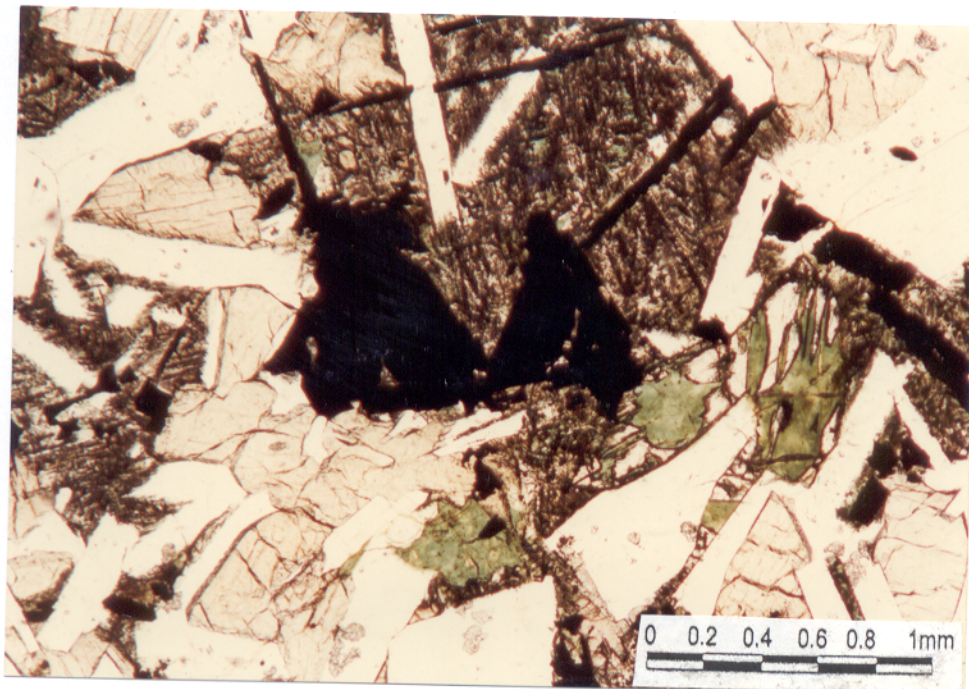


Figura 44: Fotomicrografia. Cristais hipidiomórficos de opacos em augita-diabásio. Ressalta-se a textura esquelética com cavidades preenchidas por anfibólio e titanita (EM-218; 5X; NX).

apresentam-se transformados para biotita e, também, podem ocorrer independentemente entre os cristais de plagioclásio.

Vale ressaltar, muito localmente, a presença de uma feição porfírica (Figura 46), definida pela presença de fenocristais de plagioclásio e pseudomorfos de hornblenda a partir do hiperstênio, com dimensões de até 4,0 mm de comprimento, imersos em matriz micro-cristalina, constituída por plagioclásio, augita, hiperstênio, hornblenda uralitizada, biotita e minerais opacos. Essa feição está relacionada a bordas de diques, locais em que se verificou um rápido resfriamento e cristalização magmática.

4.1.6.3 - Olivina-diabásios

Essas rochas são distinguidas das demais variedades de diabásio pela ausência do hiperstênio e pela presença da olivina. Os demais componentes mineralógicos são os mesmos das variedades de diabásios anteriormente mencionadas. Observa-se, também, texturas ofítica e sub-ofítica de granulação média (Figura 47).

O plagioclásio, do tipo labradorita (An 55% a 65%), ocorre na forma de cristais colunares de cerca de 0,8 mm de comprimento, exibindo moderada a forte extinção ondulante. Os cristais apresentam geminação do tipo albita-Carlsbad e, ocasionalmente, cristais zonados, além da característica superfície “turva”.

A augita ocorre na forma de grandes cristais prismáticos, subédricos a anédricos, distribuídos entre os prismas de plagioclásio ou formando agregados em contatos retos e irregulares, com o plagioclásio e a olivina. São geralmente fraturados e mostram leve alteração para hornblenda.

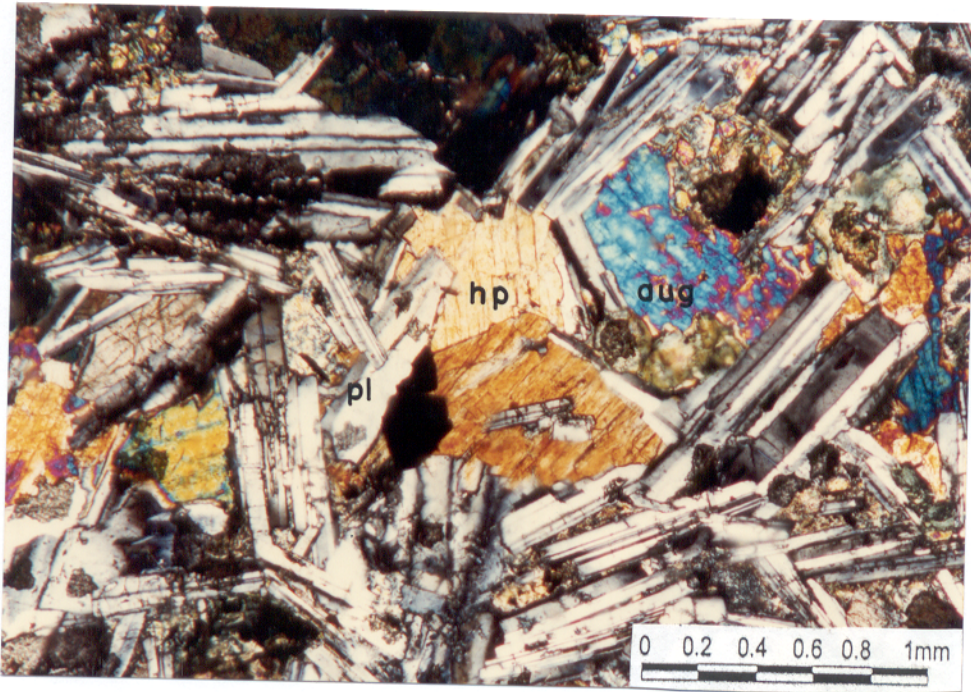


Figura 45: Fotomicrografia da textura ofítica em hiperstênio-diabásios, formada por prismas ripiformes de plagioclásio (pl) e cristais tabulares de hiperstênio (hp) e augita (aug) (EM-119 B; 5X; NX).

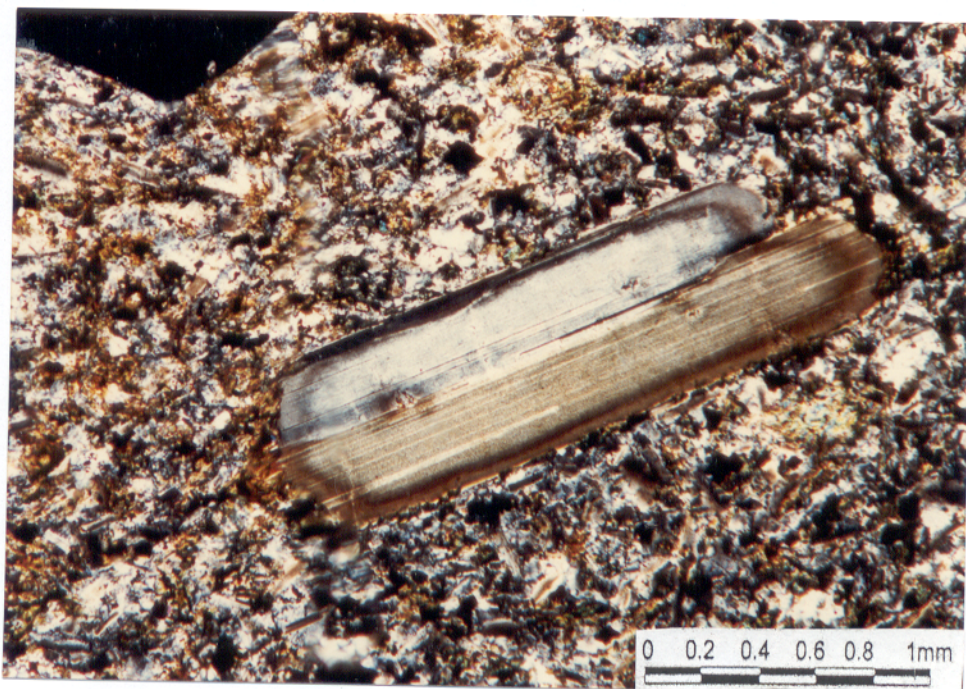


Figura 46: Fotomicrografia. Textura porfiróide observada em hiperstênio-diabásio, definida por grande cristal de plagioclásio zonado, imerso em matriz microcristalina, (EM-212 B; 5X; NX).

A olivina apresenta-se em formas prismáticas, subedrais e granulares, com aproximadamente 0,3 mm de comprimento. Exibem fraturamentos e grau variável de substituição para iddingsita.

Os minerais opacos ocorrem em grandes cristais irregulares de 0,8 a 1,5 mm de comprimento, situados nos contatos dos plagioclásio e/ou piroxênio; apresentam-se, também, como diminutos cristais inclusos nos plagioclásio ou concentrados nos pseudomorfos de piroxênio.

A hornblenda é produto de substituição dos piroxênios e ocorre preenchendo fraturas na olivina e no piroxênio; ocasionalmente é substituída pela biotita.

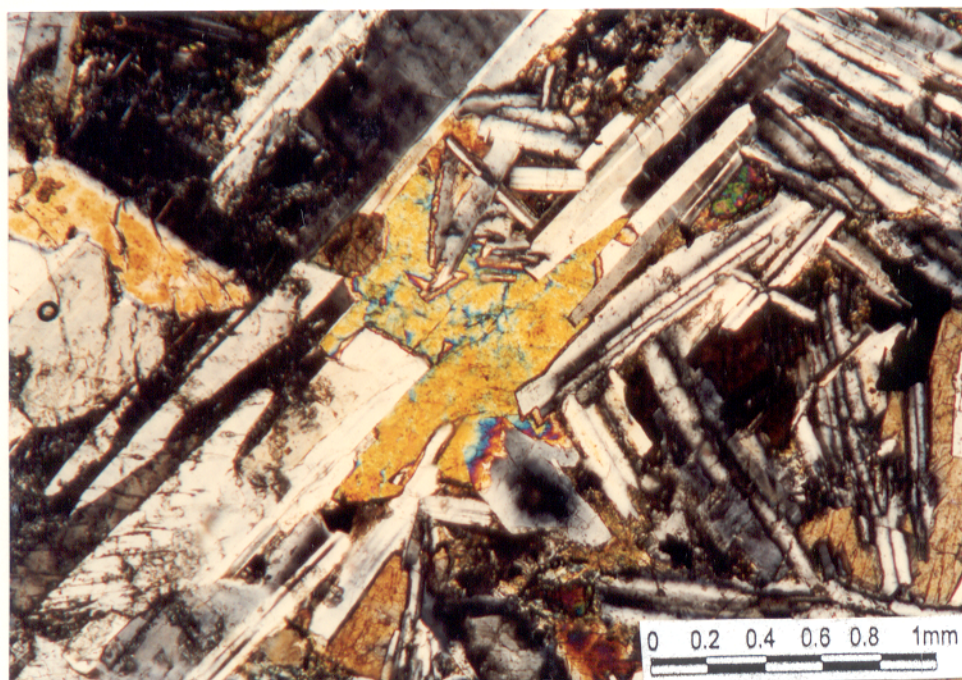


Figura 47: Fotomicrografia. Textura sub-ofítica observada nos olivina-diabásios (EM-76 B; 5X; NX).

4.1.7 - Microscopia dos Minerais Opacos

Os minerais opacos ocorrem nas diversas unidades litológicas. Apresentam-se disseminados, porém com maior abundância nas porções inferiores das unidades estratigráficas presentes no CMSO. Em geral, os sulfetos e a cromita apresentam-se sob a forma de níveis concordantes com o acamamento estratigráfico. A distribuição da magnetita está mais controlada pelas feições estruturais.

No contexto dos serpentinitos foram identificadas magnetita, cromita, pirita, calcopirita, pentlandita, ilmenita, limonita, rutilo e cobaltita (?). Esses minerais estão dispostos segundo ordem geral decrescente de abundância. Ocorrem em volumes máximos de 7% com os sulfetos representando menos a 1%.

A magnetita ocorre em cristais anédricos e subédricos, em grãos finos a muito finos. Frequentemente ocorre disseminada nas rochas porém, às vezes, concentra-se nas fraturas e ocasionalmente constitui pequenas vênulas. Comumente a magnetita exibe um incipiente processo de martitização. Em alguns casos, as fraturas paralelas preenchidas por magnetita conferem um pseudo-bandamento à rocha e sugere-se que essa associação seja produto de remobilizações causadas pelo tectonismo rúptil.

A cromita apresenta-se na forma de grãos arredondados e poligonizados, normalmente com dimensões inferiores a 0,5mm, dispersos na massa serpentínica. Alguns grãos de cromita encontram-se fraturados, sendo as fraturas preenchidas por magnetita e grãos de pentlandita. Em algumas dessas fraturas, ocasionalmente, a magnetita apresenta exsolução de ilmenita.

A pirita e a calcopirita ocorrem em grãos muito finos. Apresentam-se isolados ou associados, dispersos na massa rochosa. A calcopirita apresenta inclusões de coloração rosada, podendo tratar-se de cobaltita,

A limonita é resultante de alteração supergênica da magnetita-hematita.

No âmbito dos piroxenitos, a percentagem dos minerais opacos é inferior a 1%. Foram detectados pirita, calcopirita, magnetita e cromita, em ordem decrescente de abundância. Os sulfetos ocorrem sob a forma de grãos, inferiores a 50μ . Esses grãos ocorrem dispersos na rocha e são constituídos por 1 ou por 2 tipos de sulfetos. A cromita e a magnetita ocorrem em grãos inferiores a 35μ .

Nos gabronoritos foram identificadas pirita, calcopirita, pirrotita, magnetita, ilmenita, rutilo e cobaltita (?), em ordem decrescente de abundância. Os sulfetos ocorrem em grãos muito finos distribuídos na rocha e com características mono ou polimineral. De maneira semelhante a observada nos serpentinitos, verifica-se na calcopirita, a presença de inclusões ($\leq 5\mu$) com um relevo alto e coloração rosada, interpretadas como sendo de cobaltita. Localmente, os finos grãos de sulfetos encontram-se agrupados.

Ocasionalmente é observada a presença de magnetita e ilmenita, em forma de diminutos grãos isolados.

Os sulfetos detectados nos gabronoritos constituem normalmente menos de 0,3% da rocha, embora, localmente, conteúdos de até 1% tenham sido observados.

4.1.8 - Considerações Petrográficas

Os cristais cúmulus estão presentes de maneira constante, nos diversos tipos litológicos e confirmam um processo petrogenético relacionado à “deposição” de cúmulus fornecendo ao CMSO uma natureza cumulática.

Pela análise dos cristais reliquiares e pseudomorfos de olivina e de piroxênio indica que as rochas serpentínicas foram originadas de grandes massas peridotíticas predominantemente de natureza adcumulática.

O estudo petrográfico não revelou a presença de cristais oclares, rotacionados e/ou recristalizados, matriz cominuída, anisotropia estrutural, transformações mineralógicas, ou qualquer outra feição que pudesse indicar a atuação de processos metamórficos e/ou deformacionais sobre as rochas do CMSO. A generalizada presença de cristais de plagioclásio com maclamento bem preservado é outra evidência de que o corpo máfico-ultramáfico não foi submetido a intensos processos termodinâmicos.

A repetição das camadas constituídas por serpentinitos e piroxenitos sugere a natureza cíclica do CMSO constituído de pelo menos dois ciclos magmáticos: um representado por serpentinito/piroxenito e outro por serpentinito, piroxenito e gabro.

A grande freqüência de cristais euédricos de olivina, piroxênio e plagioclásio, de aspectos poligonizados e em contatos retos e bem definidos, a presença de estrutura em “mosaico” e de junção tríplice sugerem um lento resfriamento magmático, em uma câmara com grande quietude tectônica a partir de um magma de alta temperatura. Salienta-se que nas seqüências gabróicas e piroxeníticas, a presença de lamelas de exsolução de clinopiroxênios nos

ortopiroxênios caracteriza a pigeonita invertida, vindo também a corroborar um lento resfriamento e cristalização de um magma com elevadas temperaturas.

A freqüente presença de plagioclásio turvado é outra peculiar característica petrográfica do CMSO. Estudos realizados por ABRAM (1994), em semelhantes plagioclásios provenientes do corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela (Ipiau-Bahia), revelaram que os opacos possuem “teores elevados de Al_2O_3 e MgO que apontam para a composição de um espinélio”. De acordo com Wass *apud* ABRAM (1994): “o plagioclásio quando cristalizado em níveis crustais profundos, em rochas cumuláticas, incorpora significativas quantidades de MgO e FeO. Com a ascensão desses cumulos para níveis crustais mais superiores, este mineral sofre um processo de desmisturação para espinélio em decorrência das mudanças nas condições de T e P”. Correlacionando-se as condições descritas para a evolução magmática das rochas da Serra da Onça, sugere-se que a presença de plagioclásio turvado poderia resultar da desmisturação para espinélio, o que é uma feição indicativa de altas pressões e elevadas temperaturas durante a cristalização magmática do CMSO.

A freqüência modal dos constituintes cumuláticos e as características texturais das rochas que compõem o CMSO, permitem reconstituir a ordem de cristalização/fracionamento mineral. Constata-se, nas porções basais, que a olivina foi o primeiro mineral a ser formado, seguida pelo espinélio cromífero. Na porção intermediária do complexo observa-se o desaparecimento da olivina e a cristalização do piroxênio, sendo o ortopiroxênio mais precoce que o clinopiroxênio. Finalmente, nas porções superiores aparece o plagioclásio, primeiramente, como mineral intercúmulus e, finalmente como cúmulus.

As características petrográficas do CMSO permitem compará-lo a outros complexos máfico-ultramáficos portadores de mineralizações de EGP, tais como o Complexo de Bushveld (África do Sul), o Great Dyke (Zimbábue), o Complexo Muskox (Canadá) e, assemelhando-se bastante ao Complexo de Stillwater (Estados Unidos).

Com relação às rochas monzoníticas e aos diques de diabásio, as suas características texturais e mineralógicas, bem como a comparação com os complexos máfico-ultramáficos acima citados, são sugestivas de que estejam associados aos estágios finais do magmatismo máfico-ultramáfico que originou o CMSO.

4.2 - PETROQUÍMICA

4.2.1 - Generalidades

O estudo petroquímico das rochas máfico-ultramáficas da serra da Onça objetivou determinar as características químicas dos principais tipos litológicos, do magma fonte e do processo de evolução magmática visando a estabelecer as bases para uma interpretação petrogenética.

De acordo com vários pesquisadores (WAGER & BROWN, 1967; JACKSON, 1971 e COX et al., 1979) o estudo petroquímico de rochas cumuláticas apresenta certa limitação, em razão da natureza química das rochas analisadas corresponder à de uma assembléia de minerais cúmulus, cuja composição é diferente da do líquido magmático do qual eles foram derivados. Entretanto, importantes informações podem ser obtidas das análises químicas de rochas

cumuláticas. Outro aspecto a ser considerado é a interpretação dos resultados analíticos dos serpentinitos. Como demonstrado no capítulo anterior, essas rochas são antigos peridotitos que foram serpentinizados. É de se esperar que durante esse processo, o quimismo original tenha sido alterado. Todavia, mesmo com essas limitações, numerosas conclusões foram obtidas por vários pesquisadores (IRVINE, 1963; FREY, 1969 e NILSON, 1981) a partir de análises de serpentinitos. Portanto, o estudo petroquímico das rochas do CMSO, à semelhança das pesquisas acima mencionadas está baseado nessas considerações.

Com esse objetivo foram realizadas análises químicas de rocha total para elementos maiores, menores e traço, incluindo as terras raras. Com base nos estudos petrográficos foram selecionadas 25 amostras de rocha dos principais litotipos do CMSO. Assim, foram escolhidas 4 amostras de serpentinitos, 11 de piroxenitos e 10 de gabronoritos. Os resultados analíticos referentes aos elementos maiores, menores, traço e o Número de Magnésio (Mg #), constam da Tabela 2. A Tabela 3 apresenta as normas C.I.P.W., calculadas através do programa NEWPET (CLARKE, 1993). Foram também calculados os teores médios, para cada categoria de rochas (Tabela 2).

Ao se analisar a variação do conteúdo de sílica das amostras verificou-se que os mesmos não refletem uma seqüência de valores crescentes, conforme o empilhamento estratigráfico. Nesse sentido, para a confecção das tabelas de dados das análises químicas, as amostras foram organizadas em grupos (serpentinitos, piroxenitos e gabronoritos), dispostas segundo uma ordem decrescente do Mg #, o que reflete melhor as mudanças na composição das rochas da base para o topo do complexo.

Na Tabela 4 são apresentadas, para comparações petroquímicas, as composições médias das rochas máfico-ultramáficas provenientes de diversos complexos descritos na literatura, portadores de mineralizações de EGP e com características tectônicas e petrográficas semelhantes ao CMSO.

4.2.2 - Elementos Maiores

O conteúdo de SiO_2 nos serpentinitos varia de 35,80% à 38,80% com uma média de 37,20% (Tabela 2). Estes valores são inferiores aos obtidos nos serpentinitos do Corpo Máfico-Ultramáfico da Fazenda Mirabela (Ipiaú-Bahia), de acordo com ABRAM (1994) e aqueles apresentados por IRVINE (1963), para o dunito serpentinizado do Corpo Máfico-Ultramáfico de Duke Island - Canadá (Tabela 4). Igualmente a SiO_2 , os teores de Al_2O_3 , FeO , MgO e Na_2O encontrados nos serpentinitos da serra da Onça, apresentam-se inferiores aos observados nos complexos citados anteriormente, enquanto que os conteúdos de Fe_2O_3 , CaO , K_2O e TiO_2 são semelhantes. As composições normativas (C.I.P.W.) dos serpentinitos (Tabela 3) mostram a predominância do hiperstênio (45,02%) e da olivina (41,48%), o que não reflete perfeitamente o estudo petrográfico dessas rochas, que indica valores em torno de 80% para a olivina e 10% para os piroxênios. Entretanto, os valores da C.I.P.W. concordam com as análises petrográficas no que se refere a ausência de quartzo e o baixo conteúdo dos minerais de ferro (magnetita e hematita).

Com relação aos piroxenitos, constata-se um teor médio de SiO_2 de 55,42%, em uma faixa de valores de 56,90% a 53,90% (Tabela 2). Estes valores foram os mais elevados entre as rochas do CMSO. Eles também estão superiores ao observado em semelhantes tipos litológicos,

Tabela 2 - Teores químicos de elementos maiores, menores e traço de rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça.

% em peso	Serpentinitos						Piroxenitos										Média
	AV 03	AV 123	AV 06	AV 05	Média	AV 02	EM 26A	AV 126	AV 13	AV 127	EM 108A	EM 24	EM 238	AV 128	EM 106A	EM 141A	
SiO ₂	38,80	37,00	35,80	37,20	37,20	56,90	55,90	55,30	55,00	54,70	54,40	56,30	56,10	53,90	55,70	55,40	55,42
Al ₂ O ₃	0,47	0,24	0,35	0,94	0,50	0,77	2,40	1,40	1,20	2,40	2,60	0,80	1,30	3,80	0,99	1,60	1,75
Fe ₂ O ₃	7,00	8,80	9,60	8,70	8,53	1,10	2,10	1,50	1,20	1,40	2,70	7,70	7,00	1,30	9,10	10,00	4,10
FeO	0,10	0,12	0,38	2,00	0,65	4,90	4,00	5,30	7,00	7,30	6,70	4,10	5,10	8,50	5,50	6,50	5,90
CaO	0,07	0,14	0,10	0,93	0,31	1,30	1,10	1,10	2,90	1,80	1,60	0,65	0,99	2,80	0,80	1,30	1,49
MgO	34,20	32,30	34,30	35,80	34,15	33,80	32,90	33,50	30,80	30,70	30,10	33,50	33,40	28,10	32,30	30,6	31,79
TiO ₂	0,03	0,02	0,03	0,06	0,04	0,06	0,08	0,03	0,12	0,08	0,09	< 0,05	< 0,05	0,12	< 0,05	0,5	0,08*
P ₂ O ₅	0,08	0,03	0,08	0,08	0,07	0,09	< 0,05	0,06	0,99	0,09	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,09	< 0,05	< 0,5	0,26*
Na ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,13	0,04	0,07	0,07	0,11	0,11	< 0,10	< 0,10	0,23	< 0,10	< 0,0	0,11*
K ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	< 0,01	< 0,01	0,07	< 0,01	0,02	0,03*
MnO	0,08	0,12	0,12	0,13	0,11	0,12	0,12	0,14	0,17	0,18	0,20	0,15	0,13	0,17	0,18	0,19	0,16
PF	---	---	---	---	---	---	0,13	---	---	---	< 0,01	0,23	0,32	---	0,19	0,07	---
Total	80,89	78,83	80,83	85,85	81,55	99,20	98,79	98,43	99,48	98,79	98,53	103,43	104,34	99,08	104,76	106,18	101,09
Mg #	90,40	87,75	87,14	86,65	87,98	91,09	90,87	89,98	87,17	86,47	85,46	84,41	83,93	83,81	80,79	77,87	85,62

Cu _{ppm}	5	5	5	30	11,25	10	17	5	10	5	30	10	10	7	5	9	10,72
Co	70	100	---	70	60,00	70	78	100	50	100	86	76	86	70	88	87	81
Ni	5000	5000	5000	3550	4637,50	600	359	325	400	825	900	646	654	825	670	858	642
Cr	4500	10750	11625	6750	8406,25	3750	4385	4400	450	3500	4300	4297	4132	2250	4146	4057	2606
V	10	10	10	10	10	10	46	60	20	80	45	45	37	120	29	82	52,2
Y	5	5	5	5	5	5	< 3	5	5	5	< 3	< 3	< 3	5	< 3	< 3	5*
Ba	---	---	---	---	---	---	12	---	---	---	16	22	< 10	---	< 10	17	16,75*
Sr	---	---	---	---	---	---	6	---	---	---	12	6	7	---	< 5	11	8,4*
Nb	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	9	7,5	7,5	7,5	6	< 5	< 5	7,5	< 5	< 5	7,5*
Zr	7,5	5	5	33	16,63	15	25	5	15	5	27	23	24	15	20	26	18,18

* Excluídas as amostras com teores abaixo do limite de detecção; < x = abaixo do limite inferior de detecção.

--- => Não detectado

Continuação da Tabela 2

% em peso	Gabronoritos												Média
	AV	EM	AV	AV	AV	EM	AV	EM	AV	EM	EM	EM	
SiO ₂	50,00	52,00	52,30	49,80	55,30	53,10	52,00	53,80	53,20	52,40	52,40	52,39	
Al ₂ O ₃	19,80	17,00	17,00	17,00	16,10	16,90	16,50	17,00	18,20	15,00	17,05	17,05	
Fe ₂ O ₃	0,78	1,40	1,80	1,50	1,40	6,20	2,00	1,80	6,10	3,30	2,63	2,63	
FeO	2,30	3,60	4,40	4,70	6,10	3,60	6,50	5,40	4,60	6,80	4,80	4,80	
CaO	13,70	13,00	11,70	12,50	11,30	12,40	10,90	10,90	11,10	10,60	11,81	11,81	
MgO	10,30	10,00	9,10	8,90	8,70	8,90	7,70	6,50	7,70	6,70	8,45	8,45	
TiO ₂	0,12	0,06	0,08	0,17	0,21	0,06	0,12	0,42	0,09	0,35	0,17	0,17	
P ₂ O ₅	0,03	< 0,05	0,03	0,03	0,10	< 0,05	0,06	0,06	< 0,05	0,06	0,05*	0,05*	
Na ₂ O	1,30	1,90	2,20	1,70	2,40	1,80	2,60	2,40	2,20	2,20	2,07	2,07	
K ₂ O	0,05	0,06	0,19	0,60	0,31	0,08	0,14	0,73	0,26	0,50	0,29	0,29	
MnO	0,08	0,12	0,12	0,09	0,13	0,12	0,15	0,13	0,11	0,20	0,12	0,12	
PF	---	0,23	---	---	---	0,28	---	---	0,83	0,80	---	---	
Total	98,46	99,37	98,92	96,99	102,05	103,44	98,67	99,14	104,39	98,91	100,03	100,03	
Mg#	85,94	78,57	72,93	72,39	67,81	63,34	62,31	62,27	57,63	55,00	67,81	67,81	

Cu ^{ppm}	5	26	100	5	100	143	70	70	100	132	75,10
Co	15	63	50	20	30	58	50	50	61	73	47,00
Ni	245	375	185	170	160	230	90	300	295	139	218,90
Cr	3375	155	125	325	100	85	100	325	306	71	496,70
V	120	63	120	140	160	76	140	120	59	154	115,20
Y	5	< 3	7,5	5	5	< 3	5	7,5	< 3	4	5,57*
Ba	---	22	---	---	---	37	---	---	98	224	95,25 ¹
Sr	---	241	---	---	---	247	---	---	329	260	269,25 ¹
Nb	7,5	6	7,5	7,5	7,5	< 5	7,5	7,5	< 5	12	7,85*
Zr	15	30	5	15,0	15,0	27	15	30	31	46	22,90

* Excluídas as amostras com teores abaixo do limite de detecção; < x = abaixo do limite inferior de detecção.

¹ : Excluídas as amostras, cujo volume analisado foi insuficiente para análise. --- => Não detectado

Tabela 3 - Composições normativas (C.I.P.W) das rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça.

	Serpentinitos						Piroxenitos										
	AV 03	AV 123	AV 06	AV 05	Média	AV 02	EM 26A	AV 126	AV 13	AV 127	EM 108A	EM 24	EM 238	AV 128	EM 106A	EM 141A	Média
Qz	---	---	---	---	---	0,34	1,62	---	0,79	---	0,99	3,47	2,64	---	4,58	5,30	1,80
Or	0,27	0,28	0,27	0,17	0,22	0,22	0,12	0,22	0,22	0,22	0,18	---	---	0,44	---	0,11	0,18
Ab	0,39	0,40	0,39	0,36	0,31	1,10	0,34	0,60	0,59	0,94	0,94	---	---	1,96	---	---	0,92
Na	0,43	0,48	0,61	2,72	1,32	1,41	5,53	3,44	2,86	6,01	6,61	2,14	3,41	9,19	2,58	4,08	4,15
C	0,30	---	0,08	---	0,03	---	0,32	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Di	---	0,07	---	1,63	---	3,52	---	1,32	4,02	1,91	1,14	0,80	1,03	3,34	0,95	1,59	1,17
Hy	46,52	43,29	28,93	21,87	45,02	91,13	88,83	89,38	86,93	96,80	85,99	82,68	83,16	79,71	79,27	75,12	85,14
OI	48,74	52,10	66,39	69,85	41,48	---	---	2,28	---	1,40	---	---	---	2,73	---	---	---
Mt	2,77	2,83	2,77	2,65	2,86	1,60	3,09	2,20	1,74	2,05	3,97	10,92	9,76	1,90	12,62	13,72	5,89
Hm	8,32	4,86	10,57	10,53	8,48	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0,15
Il	0,08	0,06	0,07	0,13	0,09	0,11	0,15	0,07	0,22	0,15	0,17	---	---	0,23	---	0,09	0,61
Ap	---	0,11	---	0,22	0,20	0,21	---	0,14	2,35	0,21	---	---	---	---	---	---	---
Hy/Di	---	618,43	---	13,42	---	25,89	---	67,71	21,62	45,45	75,43	102,5	80,73	23,87	83,44	47,24	---

Gabronoritos													
	AV 129	EM 143	AV 130	AV 171	AV 15	AV 20	AV 113A	AV 6,66	AV 1,04	AV 84	EM 146	EM 115A	Média
Qz	0,31	1,21	1,71	---	---	3,68	6,66	1,04	4,97	5,82	7,49	---	3,05
Or	0,30	0,36	1,13	3,65	1,79	1,79	0,46	0,83	4,35	1,48	2,96	---	1,72
Ab	11,17	16,22	18,82	14,82	19,89	14,76	22,30	20,48	17,97	18,63	17,57	---	17,57
An	48,76	38,01	36,33	38,11	31,58	36,64	33,38	33,73	37,68	29,61	36,49	---	36,49
C	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Di	15,72	21,50	17,64	20,41	18,29	18,03	17,07	16,47	12,28	18,41	17,83	---	17,83
Hy	22,13	20,54	21,69	20,49	22,05	14,61	22,52	16,34	16,06	17,31	19,19	---	19,19
OI	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Mt	1,14	2,05	2,31	2,24	1,98	8,71	2,38	2,63	8,54	4,79	3,82	---	3,82
Hm	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Il	0,23	0,11	0,15	0,33	0,39	0,11	0,23	0,80	0,17	0,67	0,32	---	0,32
Ap	0,08	---	---	0,09	0,23	---	0,14	0,14	---	---	---	---	---
Hy/Di	1,41	0,95	1,23	1,00	1,21	0,81	1,32	0,99	1,30	0,94	1,07	---	1,07

--- ⇒ Não detectado

Tabela 4 - Média de composições químicas de rochas Máficas e Ultramáficas.

% em peso	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	41,52	38,90	46,27	53,38	50,44	53,28	50,14	37,20	55,42	52,39
Al ₂ O ₃	0,89	1,50	7,16	4,57	16,28	3,37	15,48	0,50	1,75	17,05
Fe ₂ O ₃	13,50	1,80	4,27	1,37	2,21	----	3,01	8,53	4,10	2,63
FeO	1,40	14,10	7,18	7,50	7,39	----	7,62	0,65	5,90	4,80
CaO	0,19	0,90	14,08	4,19	9,41	0,91	9,58	0,31	1,49	11,81
MgO	38,97	42,00	16,04	24,27	8,73	27,49	7,59	34,15	31,79	8,45
Na ₂ O	0,15	0,30	0,92	0,43	2,26	0,00	2,39	0,03	0,11	2,07
K ₂ O	0,02	----	0,64	0,05	0,70	0,00	0,93	0,03	0,03	0,29
TiO ₂	0,00	----	----	0,25	1,00	0,25	1,12	0,04	0,08	0,17
MnO	0,17	0,10	0,16	0,20	0,14	0,26	0,12	0,11	0,16	0,12
Total	100,00	----	99,83	99,95	99,86	99,59	99,15	81,55	100,83	100,78

- 1 - Serpentinó - Corpo Máfico-Ultramáfico da Fazenda Mirabela-Ipiaú-Bahia (ABRAM,1994)
 2 - Dunito serpentinizado - Corpo Máfico-Ultramáfico de Duke Island - Canadá (IRVINE,1959)
 3 e 5 - Piroxenito e Norito - Média de rochas máficas e ultramáficas, segundo LE MAITRE (1976)
 4 - Piroxenito - Complexo Básico-Ultrabásico de Luanga -Pará (SUITA,1988)
 6 - Gabronorito - Complexo Máfico-Ultramáfico de Americano do Brasil - Goiás (NILSON,1981)
 7 - Gabro - Média de rochas Máficas, segundo LE MAITRE (1976)
 8, 9 e 10 - Serpentinó, piroxenito e gabronorito do CMSO - Média de rochas obtidas neste trabalho.

segundo os teores calculado por Le MAITRE (1976), e aos encontrados por SUITA (1988) no Complexo Máfico-Ultramáfico de Luanga (Pará), conforme observa-se na Tabela 4. Ainda com base nesses números verifica-se que os piroxenitos do CMSO apresentam-se enriquecidos em MgO, exibem um semelhante conteúdo de Fe₂O₃ e mostram um empobrecimento em Al₂O₃, FeO, CaO, TiO₂, Na₂O e K₂O. A representação destes valores nos parâmetros normativos de C.I.P.W. reflete em uma predominância do ortopiroxênio (85,14%) e em menores quantidades, os minerais de ferro (magnetita e hematita) e o plagioclásio, o que está compatível com o observado nas lâminas petrográficas das mencionadas rochas.

Os gabronoritos exibem um teor de SiO₂ variável de 49,80% a 55,30%, com média de 52,39%. Esses valores são compatíveis aqueles detectados por NILSON (1981) em gabronoritos do Complexo Máfico-Ultramáfico de Americano do Brasil (Goiás) e com a composição química de gabros e noritos estabelecidos por Le MAITRE (1976). Para os demais elementos maiores, observa-se que os gabronoritos do CMSO, em relação aos exemplos considerados, exibem valores mais elevados de Al₂O₃ e CaO ; e mais baixos valores de FeO e TiO₂ e teores semelhantes de Fe₂O₃, MgO, Na₂O e K₂O. Transformando-se esses resultados analíticos em composições normativas (C.I.P.W.), observa-se uma concordância com as descrições petrográficas, caracterizadas pela predominância do plagioclásio, seguido pelos piroxênios (clino e ortopiroxênio) e pequena quantidade de minerais opacos (magnetita e ilmenita).

Comparando-se as características químicas (Tabela 2) entre os três principais tipos litológicos do CMSO, no sentido dos serpentinitos para os gabronoritos, observa-se que os teores de Fe₂O₃ e MgO diminuem, enquanto que os de Al₂O₃, CaO, TiO₂, Na₂O e K₂O aumentam. A variação sistemática do conteúdo químico desses elementos, conjuntamente com as mudanças

litológicas é uma forte evidência de uma diferenciação química, ocorrida durante o processo de cristalização fracionada do magma que originou o Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça. Essa variação químico-composicional de um pólo ultrabásico para o básico, é coincidente com o empilhamento estratigráfico, ou seja, da base para o topo do CMSO, reforçando, ainda mais, a hipótese de uma diferenciação magmática.

Os piroxenitos apresentam elevados conteúdos de SiO_2 , FeO e P_2O_5 , em relação aos serpentinitos e gabronoritos. O teor de sílica pode ser devido ao fato de que os piroxenitos são constituídos essencialmente por bronzita. Análises deste mineral, em amostras provenientes do Complexo Máfico-Ultramáfico de Luanga (SUITA, 1988), revelaram teores semelhantes aos dos piroxenitos da serra da Onça.

Objetivando-se uma melhor caracterização das rochas máfico-ultramáficas, calculou-se o Número de Magnésio-Mg # (Tabela 2), que corresponde à razão $(\text{MgO} / \text{MgO} + \text{FeO}^*) \times 100$, com os valores dos óxidos expressos em percentagens em peso. O FeO^* é o resultado da somatória do FeO com o Fe_2O_3 transformado em FeO (COX et al., 1979).

Nas rochas componentes do CMSO o Mg # varia de 90,4 a 55,0 com uma média de 87,98 para os serpentinitos; 85,62 para os piroxenitos e 67,81 para os gabronoritos (Tabela 2). A disposição em ordem decrescente desse parâmetro, dos serpentinitos para os gabronoritos, concorda com o processo de diferenciação magmática observada para os elementos maiores, para as variações litológicas e para o empilhamento estratigráfico estabelecido para o complexo.

As observações acima, particularmente a variação químico-composicional, as gradações sequenciais litológicas e o concordante arranjo estratigráfico sugerem que a trilogia

serpentinito/piroxenito/gabronorito possa estar associada em um mesmo processo evolutivo, provavelmente em relacionamento cogenético magmático.

Objetivando-se a classificação químico-mineralógica das rochas CMSO, calculou-se as composições normativas (C.I.P.W.) e as médias para os serpentinitos, piroxenitos e gabronoritos (Tabela 3). Esses dados foram tratados em uma projeção de base triangular $Ne' - Q' - Ol'$, a partir do tetraedro dos basaltos, de acordo com IRVINE & BARAGAR (1971). Nesse sentido, utilizando-se os dados da Tabela 3, confeccionaram-se a Figura 48 e a Tabela 5.

Analisando-se os dados normativos da Tabela 5 e a projeção na base triangular $Ne' - Q' - Ol'$, constata-se que as rochas serpentínicas, de natureza protolítica peridotítica, situam-se no campo dos olivina-toleítos. Os piroxenitos e os gabronoritos localizam-se no campo dos quartzo-toleítos, estando os primeiros próximos ao limite com o campo olivina-toleítico.

Esses posicionamentos normativos são coerentes com as observações mineralógicas, petrográficas e químicas, anteriormente citadas. Portanto, pode-se sugerir que o magma primitivo que deu origem ao Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça, possuía, provavelmente nos primeiros estágios, uma composição química de natureza olivina-toleítica. Esta, em decorrência de um processo de diferenciação magmática, evoluiu adquirindo um caráter quartzo-toleítico, mantendo-se até os estágios finais da evolução magmática.

O diagrama binário SiO_2 versus álcalis ($Na_2O + K_2O$) (Figura 49), de acordo com MacDONALD & KATSURA (1968), mostra que as rochas estudadas se situam no campo sub-alcalino, indicando que os litotipos máfico-ultramáficos da serra da Onça apresentam uma composição química semelhante a dos basaltos sub-alcalinos.

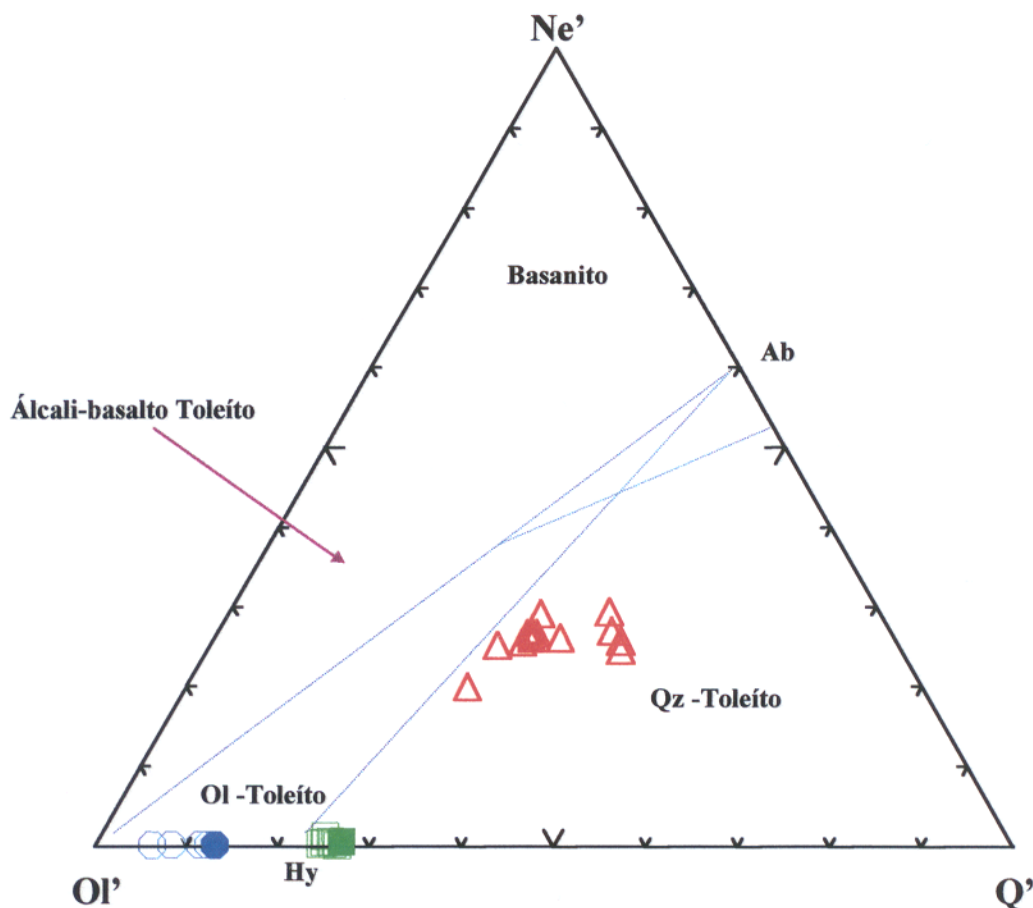


Figura 48 - Projeção da base triangular do Tetraedro dos Basaltos (YODER & TILLEY, 1962), aplicado às rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça. Os símbolos totalmente preenchidos correspondem as médias normativas por litologia.

Parâmetros utilizados no diagrama Ne' - Q' - Ol', segundo IRVINE & BARAGAR (1971):

$$\text{Ne}' = \text{Ne} + \frac{3}{5} \text{Ab}$$

$$\text{Q}' = \text{Q} + \frac{2}{5} \text{Ab} + \frac{1}{4} \text{Opx}, \text{ onde } \text{Opx} = \text{Hy}$$

$$\text{Ol}' = \text{Ol} + \frac{3}{4} \text{Opx}$$

Simbologia utilizada nos diagramas geoquímicos:

○ - **Serpentinitos**

□ - **Piroxenitos**

△ - **Gabronoritos**

Tabela 5 - Média dos parâmetros das rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça.

Litologias / Padrões	Ne'	Q'	Ol'
Gabronoritos	26,49	37,35	36,16
Piroxenitos	0,62	26,70	72,68
Serpentinitos	0,40	13,00	86,60

O diagrama triangular AFM ($A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; $F = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,89$; $M = \text{MgO}$ - valores em % em peso), segundo IRVINE & BARAGAR (1971), apresentado na Figura 50 confirma a natureza sub-alcalina dessas rochas. Observa-se também que o posicionamento das rochas da serra da Onça, dispõe-se segundo um *trend* toleítico. Essas estão alinhadas segundo a reta F-M, com os gabronoritos mais próximos do vértice F e os serpentinitos, do M. Percebe-se, ainda, no mencionado diagrama, um certo grau de fracionamento magmático principalmente para as fases ricas em Fe e Mg.

Examinando conjuntamente os dois diagramas anteriores [AFM e $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times \text{SiO}_2$] observa-se uma separação das rochas do CMSO, em grupos de natureza máfica e ultramáfica, sendo que no diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times \text{SiO}_2$ evidencia-se os três grupos litológicos.

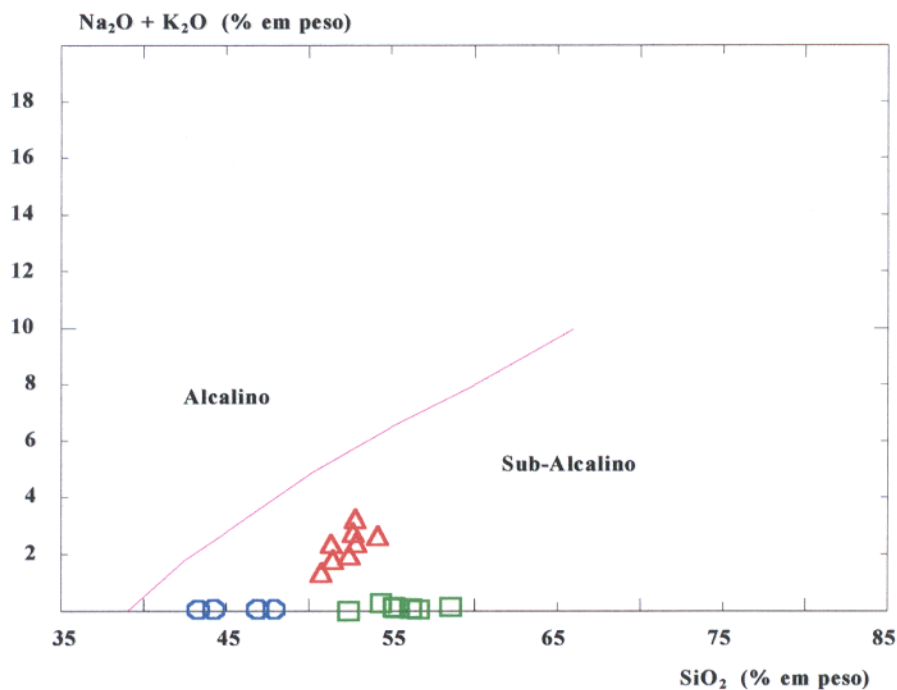


Figura 49 - Diagrama álcalis x sílica (McDONALD & KATSURA, 1968) mostrando a separação entre os campos subalcalino e alcalino, aplicado ao Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça. Símbolos conforme a Figura 48.

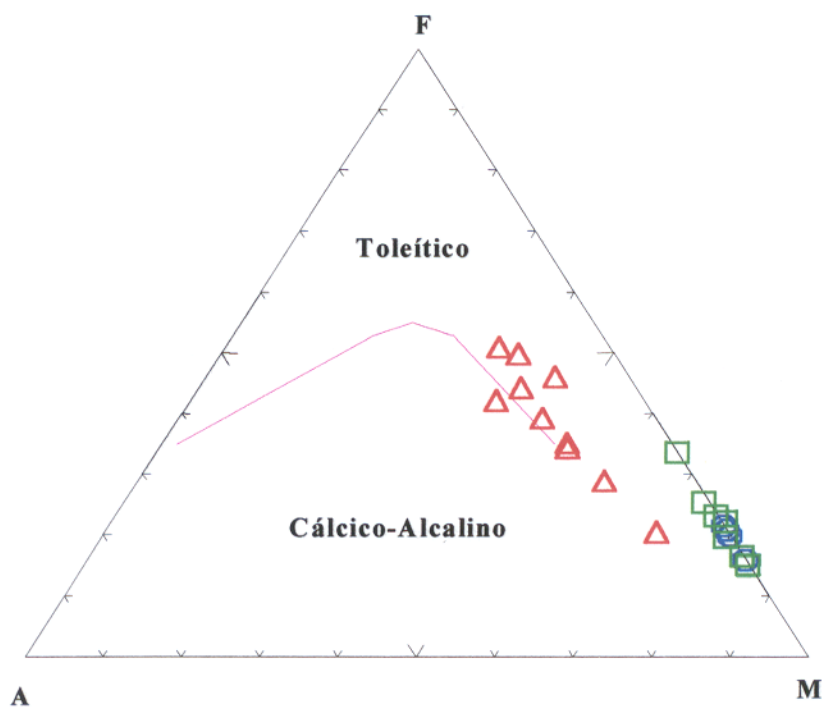


Figura 50 - Diagrama AFM (Na₂O + K₂O - FeO* - MgO) mostrando o limite entre os campos toleítico e cálcico-alcalino (IRVINE & BARAGAR, 1971), aplicado às rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça. Símbolos conforme a Figura 48.

Visando melhor caracterizar a natureza toleítica das rochas da serra da Onça confeccionou-se o diagrama triangular multi-catiônico $\text{FeO}^* + \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (Figura 51), conforme JENSEN (1976). Nesse diagrama, também é marcante o caráter toleítico dos gabronoritos e constata-se uma nítida separação entre os grupos máficos e ultramáficos. Sendo que esse último, constituído pelos serpentinitos e piroxenitos, situa-se próximo ao vértice do MgO, enquanto que as rochas máficas tendem a aproximar-se do vértice do Al_2O_3 . Percebe-se ainda que o conjunto serpentinito/piroxenito se posiciona no campo composicional dos peridotitos komatiíticos, conforme definido por JENSEN (1976), o que pode ser devido aos elevados teores de MgO. As rochas gabronoríticas apresentam um quimismo de natureza transicional, entre o campo dos toleítos com alto Mg para o campo dos basaltos com alto Fe.

Os serpentinitos e os piroxenitos que compõem o CMSO apresentam um quimismo ultrabásico, caracterizado por altos teores de MgO (>30%) e baixos teores de SiO_2 , CaO, Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O e K_2O (Tabela 2). Por outro lado, as rochas gabróicas exibem uma composição básica, como consequência do conteúdo mais baixo de MgO (média de 8,45%), além de teores relativamente elevados de SiO_2 , CaO, Al_2O_3 e TiO_2 . Para melhor evidenciar essas características químicas utilizou-se o diagrama triangular MgO-CaO- Al_2O_3 (Figura 52) usado por VILJOEN & VILJOEN (1969) e NESBITT (1971). Neste diagrama foram plotadas as curvas de tendência de komatiitos, com exemplos da África do Sul (VILJOEN & VILJOEN, 1969), de Monro, no Canadá (ARNDT et al., 1977) e da seqüência máfico-ultramáfica do Quadrilátero Ferrífero, Brasil (PADILHA et al., 1985), de maneira a evidenciar uma possível correlação química com as rochas do CMSO. Ao plotar-se os resultados analíticos dos litotipos da serra da Onça, percebe-se que as mesmas apresentam uma boa correlação com a composição química dos komatiitos

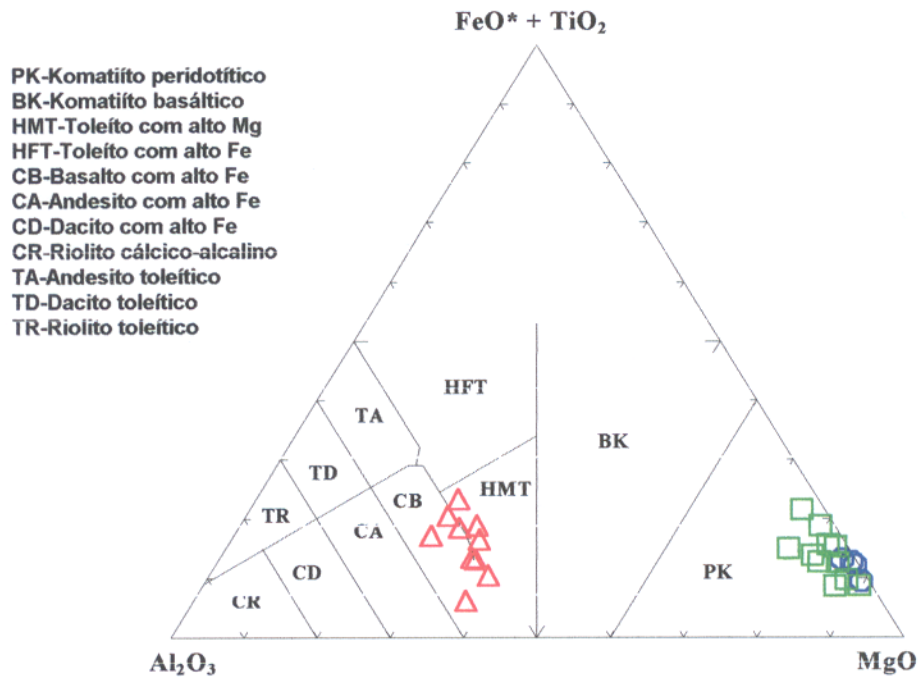


Figura 51 - Diagrama multicatiônico de JENSEN (1976) aplicado às rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça. Símbolos conforme a Figura 48.

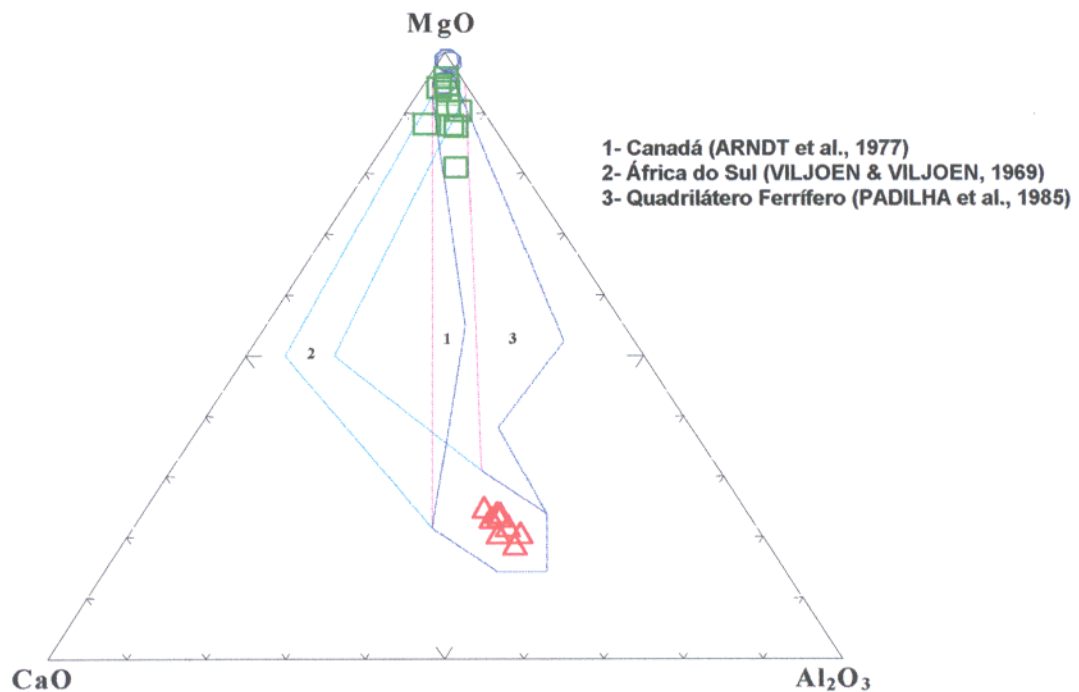


Figura 52 - Diagrama $MgO - CaO - Al_2O_3$ (% em peso) mostrando as tendências e campos de Komatiitos. As linhas tracejadas (1,2 e 3) referem-se aos campos de alguns Komatiitos comparados aos dados das rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça. Símbolos conforme a Figura 48.

canadenses. Percebe-se, também, que os serpentinitos situam-se próximos ao vértice do MgO, como resultado do elevado conteúdo desse composto químico. As rochas básicas do CMSO situam-se no outro extremo do campo dos komatiitos canadenses, mais próximo da reta CaO - Al₂O₃. Esse posicionamento demonstra uma tendência a um enriquecimento em Al₂O₃, entretanto, ainda com o MgO relativamente alto o que é um comportamento típico de rochas de composição gabronoríticas.

As características químicas das rochas da serra da Onça podem ser evidenciadas nos Diagramas de Variação. Dentre esses, destaca-se o que utiliza o conteúdo dos elementos maiores *versus* o Índice de Solidificação (IS), o qual foi concebido por KUNO (1968) e é o quociente da razão $(\text{MgO} \times 100) / \text{MgO} + \text{FeO}^* + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, onde FeO* corresponde ao somatório de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,89$. O índice de Kuno é particularmente aplicado às rochas máfico-ultramáficas, porque considera a variação dos teores de FeO*, MgO e álcalis, que tendem a se acumular nas frações residuais de magmas em processo de fracionamento.

Dos componentes químicos maiores analisados foram selecionados SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO, FeO* e MgO, por exibirem um *trend* ou uma configuração com significado químico-petrogenético (Figura 53). O exame desses diagramas revela as seguintes considerações:

- Os teores de Al₂O₃ e CaO nos serpentinitos e nos piroxenitos são similares, caracterizados por baixos conteúdos e elevados valores de IS. Nos diagramas essas duas rochas apresentam-se agrupadas. Por outro lado, para os gabronoritos, observa-se uma relação direta do índice de Kuno com os mencionados elementos.

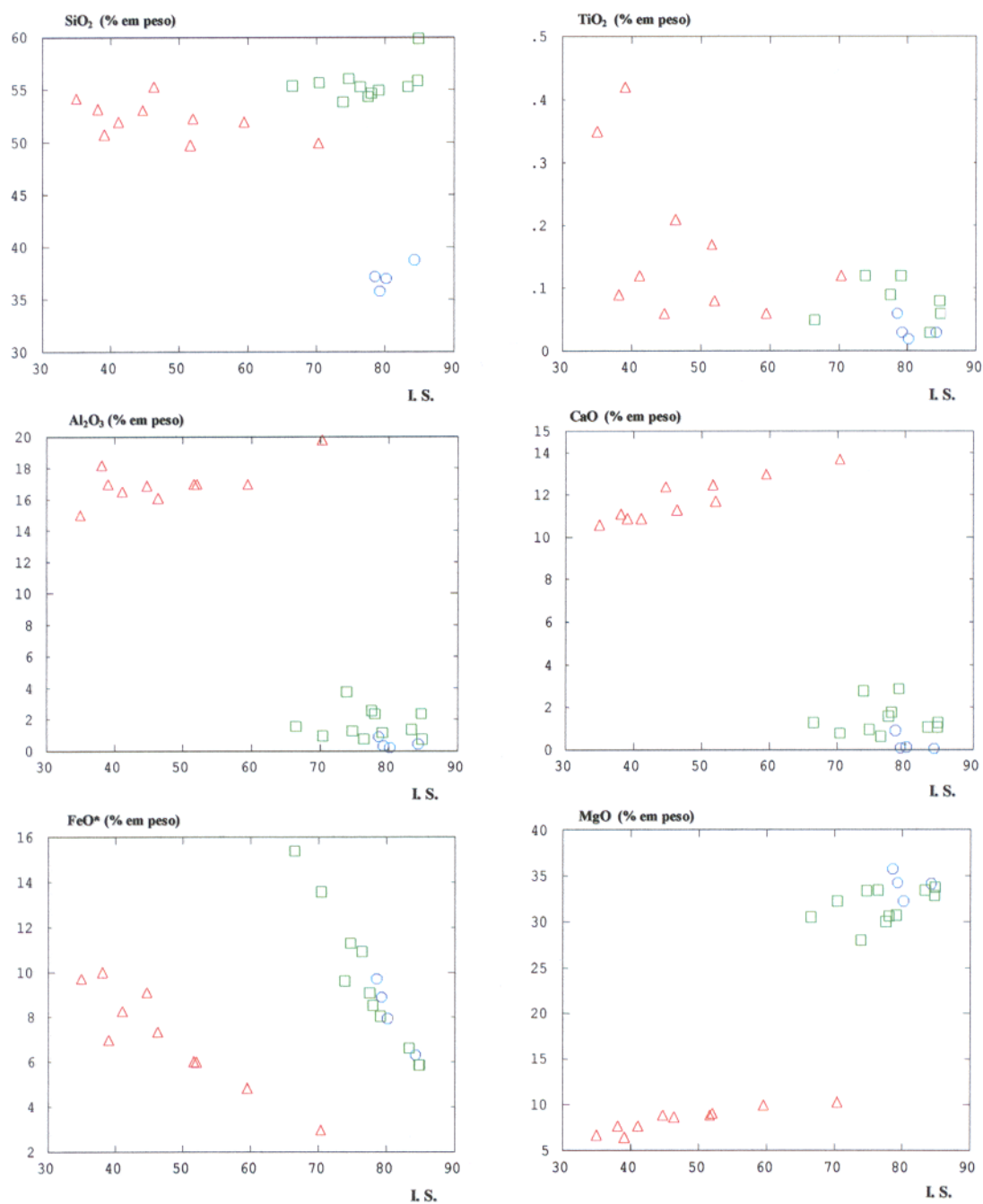


Figura 53 - Diagramas de variação mostrando o comportamento dos elementos maiores em relação ao Índice de Solidificação – IS (KUNO, 1968) nas rochas máfico-ultramáficas da Serra da Onça. Símbolos conforme a Figura 48.

- A SiO_2 serve de parâmetro diferencial entre os três tipos litológicos, refletindo o elevado teor nos piroxenitos em relação aos serpentinitos e gabronoritos.

- O Al_2O_3 , CaO e o TiO_2 separam as rochas máficas das ultramáficas. Com relação a esse último composto, os piroxenitos e serpentinitos apresentam-se agrupados, com teores inferiores a 0,2% e elevados valores de IS. Os gabronoritos apresentam uma ampla dispersão de TiO_2 , com teores mais altos variando de 0,1% a 0,5%. Provavelmente, esse enriquecimento está relacionado à cristalização da ilmenita.

- O FeO^* também diferencia as rochas máficas das ultramáficas, com os maiores teores presentes nestas últimas. Verifica-se também uma correspondência inversa dos mencionados litotipos com o IS. Segundo Roeder & Emslie *apud* NILSON (1981), esse relacionamento pode ser devido ao fracionamento da olivina que removeu uma quantidade significativa de FeO^* e MgO do magma. Com a separação da olivina, SiO_2 , MgO e FeO^* são os componentes mais demandados, o que poderia justificar os valores inicialmente mais elevados de FeO^* . Esses mais altos valores também poderiam ser explicados pela maior abundância de magnetita nos serpentinitos do que nos piroxenitos e gabronoritos.

- O MgO apresenta um comportamento bem característico, individualizando as rochas máficas das ultramáficas e apresentando uma relação direta com o IS. Esse empobrecimento do líquido magmático residual está compatível com a sucessão estratigráfica observada no CMSO.

A variação químico-composicional das rochas do CMSO pode, também, ser observada nos diagramas de HARKER (1909) (Figura 54). Para a construção desses diagramas foram

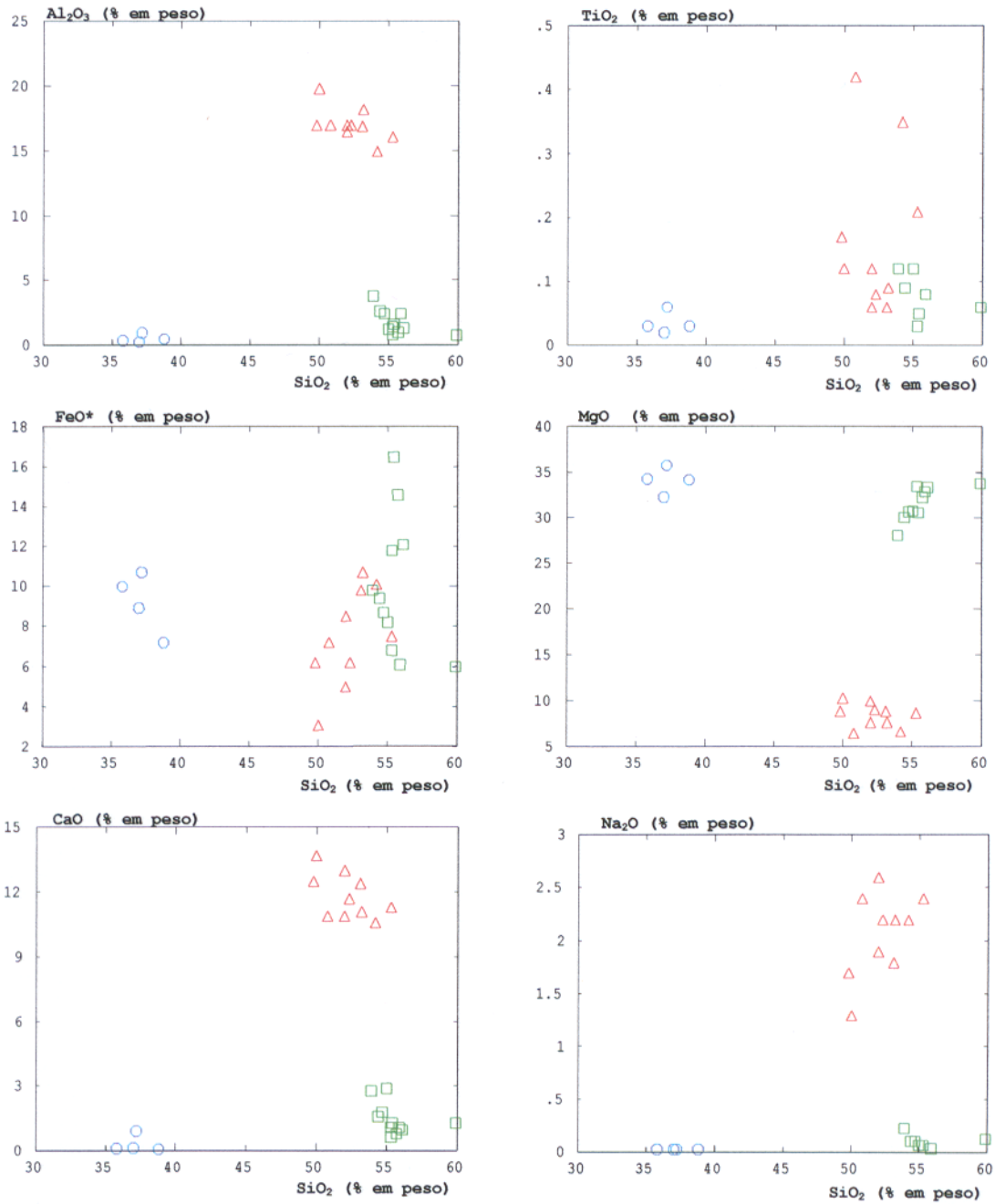


Figura 54 - Diagramas de Harker (1909) mostrando o comportamento de elementos maiores em relação a sílica, aplicados às rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça. Símbolos conforme a Figura 48.

selecionados o Al_2O_3 , FeO^* , CaO , MgO , Na_2O e o TiO_2 , os quais melhor definem tendências e agrupamentos com significados petrogenéticos.

Nos diagramas de HARKER (1909) o comportamento químico das amostras é bem característico, definindo diferentes agrupamentos, relacionados a diferentes tipos litológicos. Esse comportamento reforça o observado em diagramas anteriores, particularmente no que relaciona a SiO_2 contra o somatório dos álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), apresentado na Figura 49. Entretanto, analisando-se em conjunto os 3 grupamentos litológicos (serpentinitos, piroxenitos e gabronoritos), constata-se que eles não definem um *trend* contínuo para nenhum dos componentes químicos considerados.

Com relação aos serpentinitos, o Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , Na_2O e a SiO_2 apresentam um comportamento semelhante caracterizado por baixos teores. Isso provavelmente é uma consequência do fracionamento magmático dessas rochas, durante o qual esses compostos químicos ocupam uma posição subordinada na formação das suas principais fases minerais (olivina, piroxênios e óxidos de ferro). Com base nesse mecanismo, sugere-se que, nos primórdios da diferenciação magmática, esses compostos enriqueceram-se no líquido residual. Para o magnésio, observa-se que apresenta um alto valor nas primeiras fases da evolução magmática, em razão de ter sido incorporado nos primeiros minerais fracionados (olivina e piroxênio). Em consequência, o líquido magmático residual empobreceu-se em Mg e esse processo continuou gradativamente a medida que cristalizavam os piroxenitos e gabronoritos. O ferro apresentou um comportamento semelhante, sendo incorporado principalmente na magnetita.

Para os piroxenitos, os óxidos de Al, Ti, Ca e Na exibem um padrão semelhante ao descrito para os serpentinitos, exceto pelo mais elevado teor em SiO_2 . Portanto, da mesma maneira, sugere-se que os mencionados elementos tiveram uma participação restrita no fracionamento das principais fases minerais (piroxênios) e permaneceram no líquido magmático residual. Já o MgO, apresenta uma correlação positiva com a SiO_2 , sugerindo que com o fracionamento magmático, as primeiras fases piroxeníticas (ortopiroxênio) foram mais ricas naquele composto químico do que as últimas fases (clinopiroxênio). O FeO^* mostra uma correlação negativa com a SiO_2 indicando um empobrecimento no líquido residual com o desenvolvimento do processo de diferenciação magmática.

Os gabronoritos mostram, em relação a sílica, uma correlação negativa para o Al_2O_3 , MgO e CaO e uma positiva para o Na_2O . Esse comportamento sugere que as mencionadas rochas incorporaram elevados teores de Al_2O_3 , MgO e CaO, quando da cristalização do plagioclásio e dos piroxênios. Sugere, também, um enriquecimento do Na_2O no líquido magmático residual.

A Figura 55 apresenta o relacionamento do Mg # com a SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , Na_2O , e CaO. Verifica-se que o Al_2O_3 , FeO^* e CaO separam as rochas máficas das ultramáficas; o MgO individualizou os serpentinitos, piroxenitos e gabronoritos. Observa-se, no grupo das rochas ultramáficas, uma continuidade química do Al_2O_3 e CaO, motivada pela variação do Mg #, entre os serpentinitos e piroxenitos, o que permite sugerir a existência de uma série magmática constituída pelos mencionados litotipos. Semelhante comportamento é apresentado pela SiO_2 , que demonstra uma conexão entre os piroxenitos e os gabronoritos, enquanto que o TiO_2 exhibe uma continuidade entre os três tipos litológicos considerados. Nos serpentinitos, destacam-se as correlações do Mg # com o FeO^* (negativa) e com o SiO_2 (positiva), sugerindo o

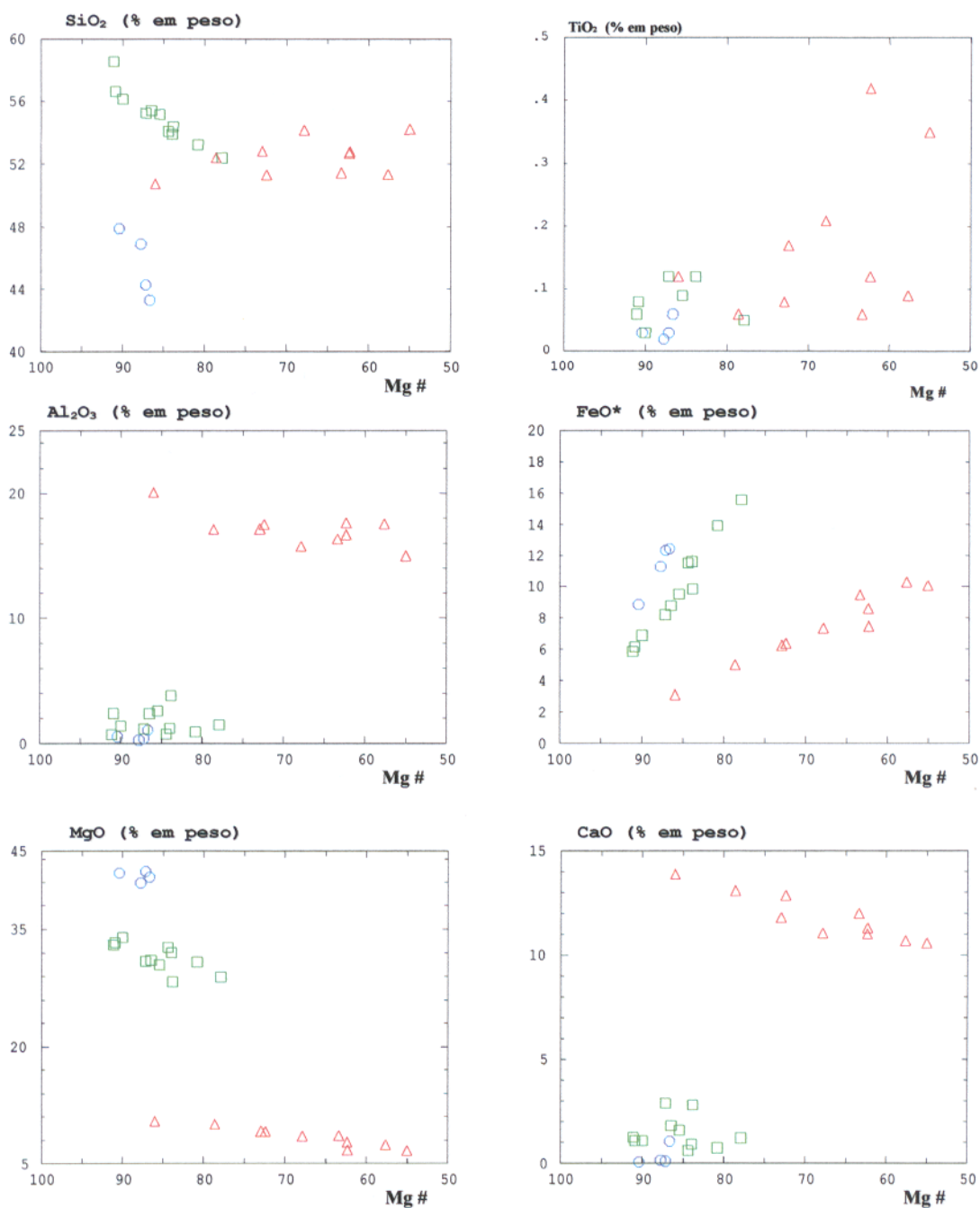


Figura 55 - Diagramas mostrando o comportamento de elementos maiores em relação ao Mg # de rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça. Símbolos conforme a Figura 48.

empobrecimento do primeiro composto químico e enriquecimento do segundo, com o desenvolvimento da cristalização magmática. Por outro lado, o Mg # nas rochas piroxeníticas apresenta uma correlação positiva com o MgO e a SiO₂ e uma correlação negativa com o FeO*, enquanto que nos gabronoritos demonstra correlações positivas com o CaO, Al₂O₃ e MgO e negativa com o FeO*. Desse panorama destaca-se o comportamento do FeO*, que se empobreceu durante a diferenciação magmática. Observa-se que o MgO teve importante papel no fracionamento da olivina e do piroxênio, enquanto que o CaO e o Al₂O₃ participaram na formação do plagioclásio.

É interessante salientar que a variação do Mg #, para praticamente todos os compostos químicos considerados, indique um *trend* de diferenciação magmáticas entre os 3 tipos litológicos considerados. Entretanto, individualmente para cada litotipo o FeO* apresenta a relação antipatética com o Mg #. Possivelmente este comportamento esteja sugerindo que com o avanço da cristalização magmática de cada tipo rochoso, o teor de ferro aumente da base para o topo da respectiva unidade estratigráfica. Aliás, esse comportamento é sugerido com a utilização do Índice de Solidificação (Figura 53).

O comportamento químico desses componentes (Figuras 53, 54 e 55) reflete diretamente a história da cristalização magmática do magma toleítico que originou as rochas do CMSO. Verifica-se, portanto, que as primeiras fases minerais a cristalizar (olivina e piroxênio) foram as mais ricas em MgO, no que resultou um líquido residual enriquecido em Al₂O₃, Na₂O e CaO. Com o prosseguimento da cristalização magmática, verificou-se a diminuição dos teores de MgO e o progressivo aumento de alumina e de álcalis no magma, no que resultou à formação dos piroxênios e dos plagioclásios. Os últimos estágios da evolução magmática correspondem à

cristalização do líquido residual já fortemente empobrecido em MgO e enriquecido em Al₂O₃, Na₂O, e CaO. Essa composição permitiu a cristalização de plagioclásio e piroxênio, constituindo assim as rochas gabronoríticas.

Objetivando uma classificação químico-mineralógica das rochas máfico-ultramáficas da serra da Onça, utilizou-se o diagrama multicatiônico R₁-R₂, de LA ROCHE et al. (1980) modificado por BATCHELOR & BOWDEN (1985), conforme apresentado na Figura 56. Percebe-se inicialmente que as rochas analisadas caracterizam-se por altos valores de R₁ e R₂. Nesse conjunto, observa-se que os piroxenitos formam um grupo isolado, enquanto que os serpentinitos se sobrepõem parcialmente aos gabronoritos. O posicionamento dos serpentinitos reforça a hipótese anteriormente levantada (item 4.1) de que se tratam de peridotitos serpentinizados. Em termos petrogenéticos, o mencionado diagrama, demonstra que as rochas do CMSO são derivadas de um manto de natureza peridotítica.

4.2.3 - Elementos Traço

Objetivando uma melhor caracterização geoquímica das rochas máfico-ultramáficas, assim como com o intuito de um melhor entendimento do processo de diferenciação magmática, foram selecionados entre os elementos traço analisados o Cr, Ni, V, Nb, Co e Cu. Com esses objetivos foram confeccionados diagramas de variação onde foram plotados os elementos mencionados contra o Índice de Solidificação-IS (Figura 57), teor de SiO₂ (Figura 58) e contra o Mg # (Figura 59).

Estudando-se a relação do Índice de Solidificação contra os elementos traço, verifica-se que a quase totalidade dos elementos em estudo permite a separação entre as rochas máficas e

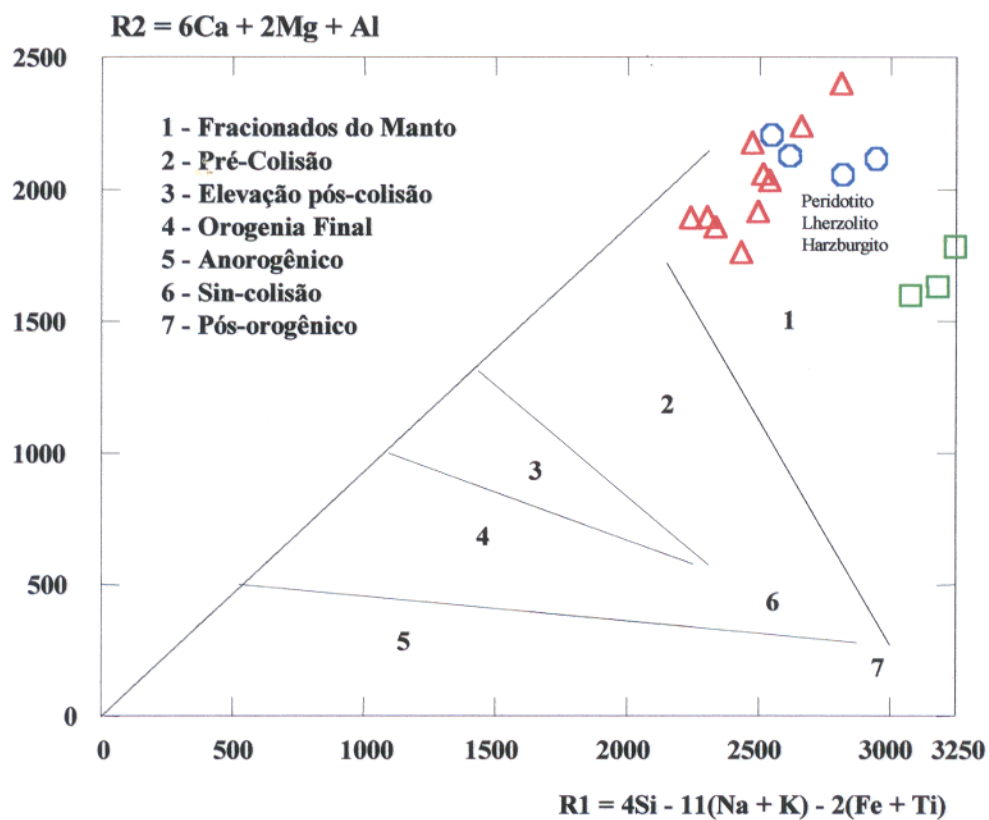


Figura 56 - Classificação químico-mineralógica de rochas plutônicas segundo BATCHELOR & BOWDEN (1985), aplicada às rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça. Símbolos conforme a Figura 48.

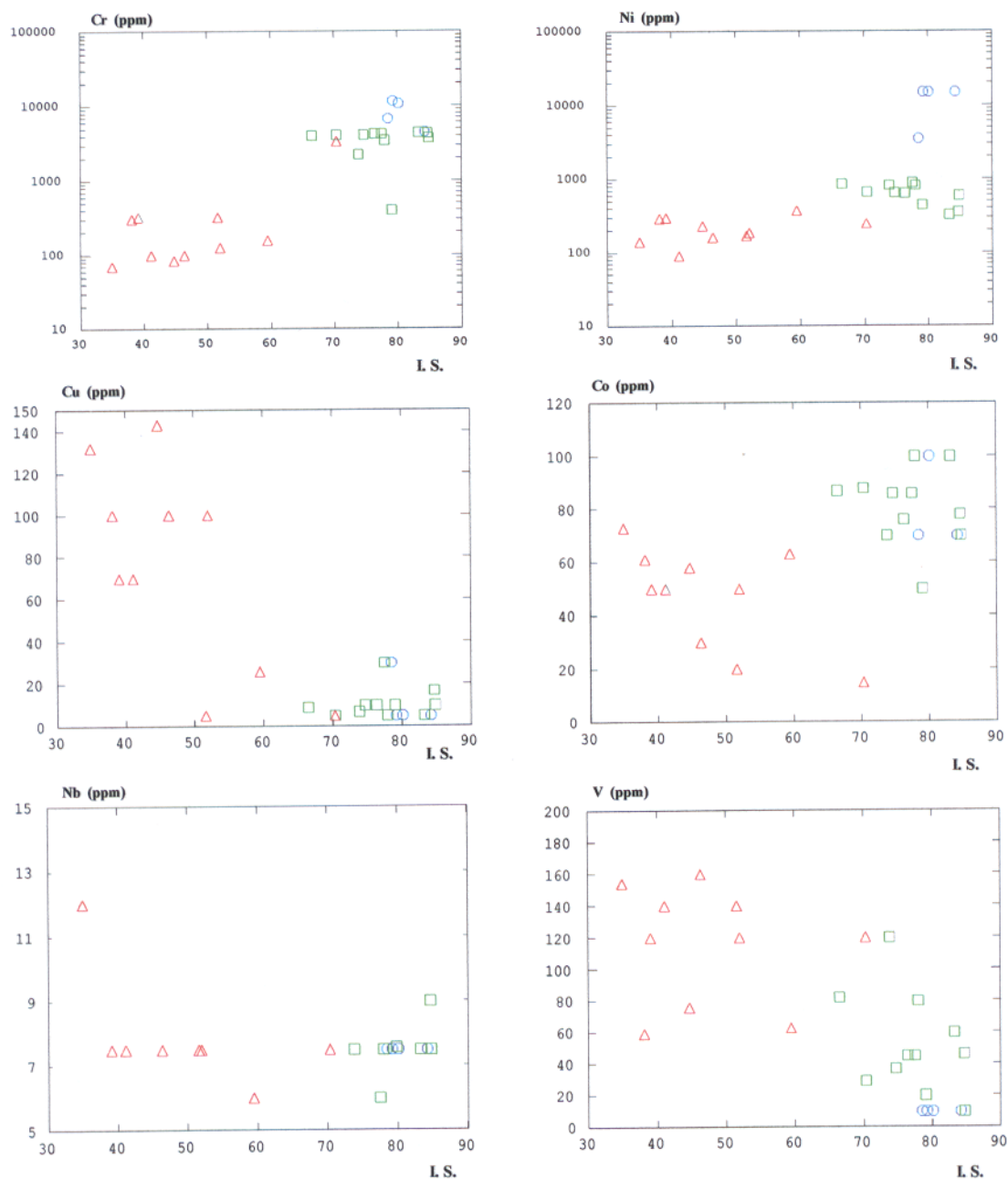


Figura 57 - Diagramas de variação mostrando o comportamento dos elementos traço em relação ao Índice de Solidificação - IS (KUNO, 1968) das rochas máfico-ultramáficas da Serra da Onça. Símbolos conforme a Figura 48.

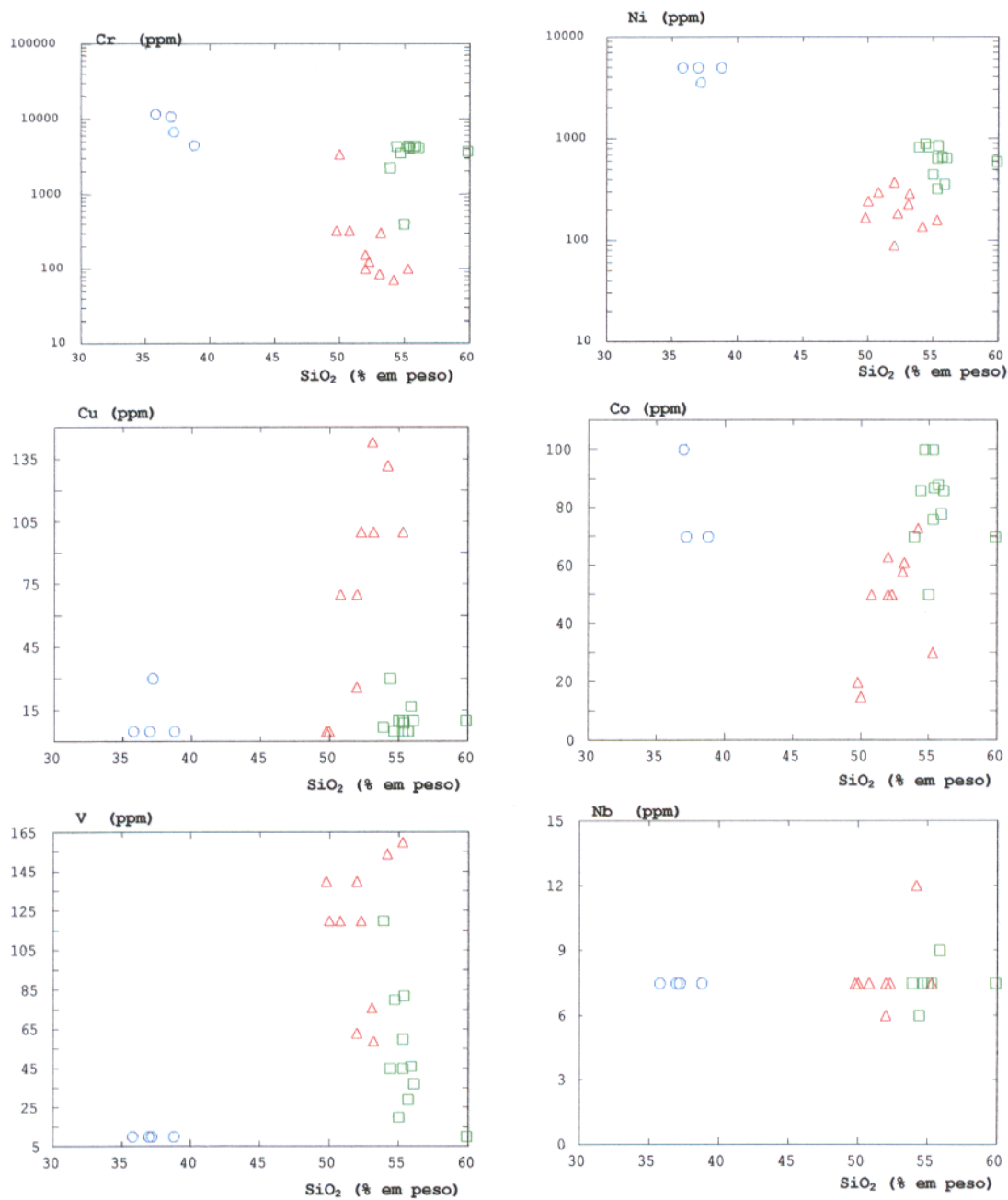


Figura 58 - Diagramas de Harker mostrando o comportamento de elementos traço em relação ao conteúdo de sílica das rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça. Símbolos conforme a Figura 48.

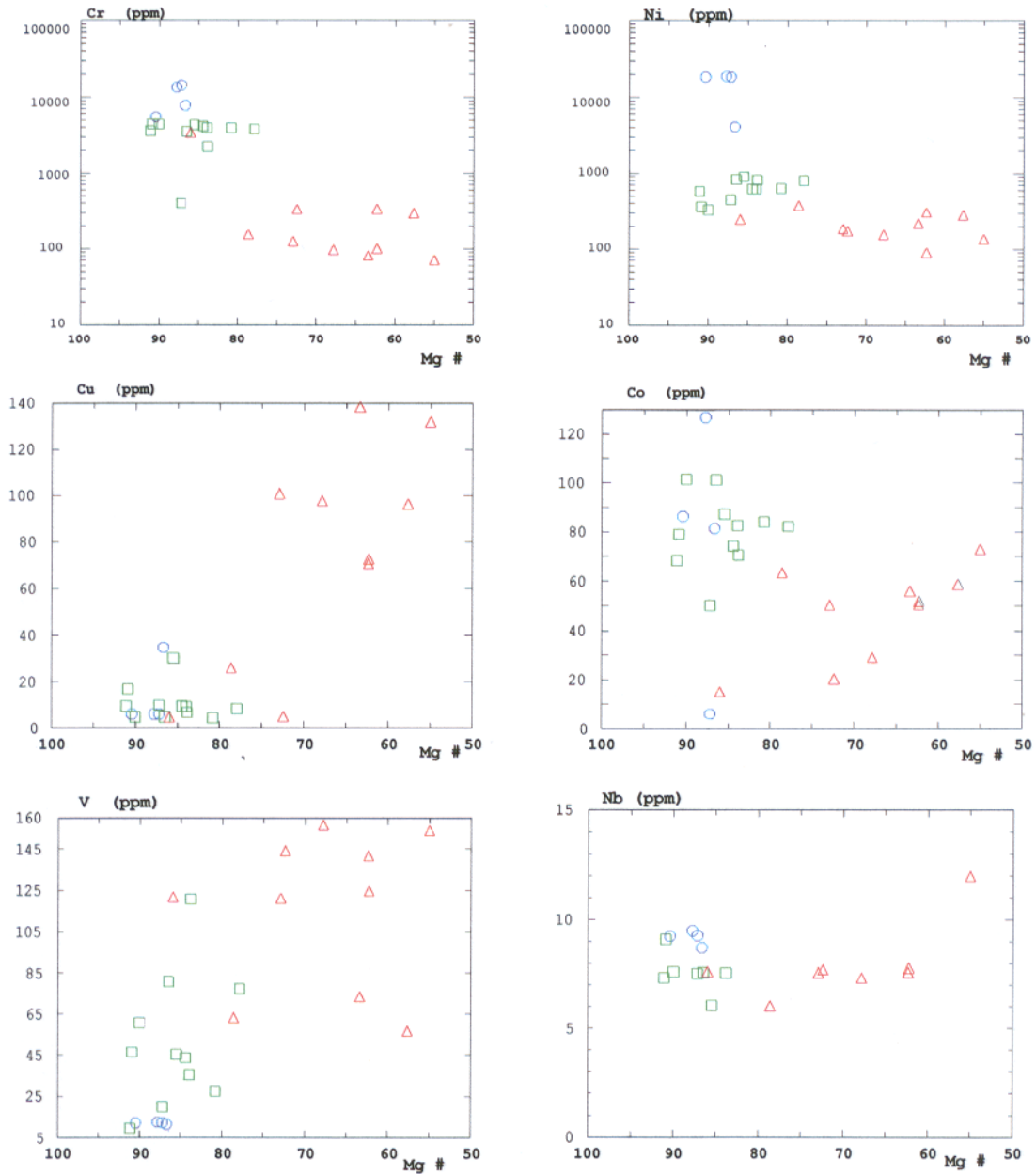


Figura 59 - Diagramas mostrando o comportamento dos elementos traço em relação ao Mg # das rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça. Símbolos conforme a Figura 48.

ultramáficas. O Cr e o Ni demonstram um decréscimo no líquido magmático, com o desenvolvimento do processo de cristalização fracionada. Ainda com relação ao Ni observa-se uma possível série magmática entre os serpentinitos-piroxenitos-gabronoritos. O Co nos gabronoritos demonstra uma correlação negativa com o IS, enquanto o Nb apresenta um comportamento constante com o desenvolvimento da diferenciação magmática. O Cu e o V exibem um enriquecimento constante no líquido magmático com o desenvolvimento do processo de cristalização fracionada e sugerem uma série magmática entre as rochas estudadas.

Na Figura 58 (Elementos Traço *versus* SiO_2) observa-se que o Cr, Ni e Cu individualizam os três tipos litológicos. Nos serpentinitos verifica-se que Cr e Co apresentam correlação negativa com a SiO_2 , enquanto os demais elementos apresentam valores quase que constantes com o desenvolvimento da cristalização magmática. Esses parâmetros sugerem que o Cr e Co foram incorporados nas primeiras fases minerais (olivina e piroxênio) a cristalizar-se, e empobreceram-se no líquido magmático residual. Os demais elementos não tiveram uma participação importante nesse estágio de diferenciação magmática (cristalização dos peridotitos). Com relação aos piroxenitos (Figura 58) Cr, Cu, V e Ni demonstram uma discreta correlação negativa com a SiO_2 sugerindo uma maior participação desses elementos na formação dos constituintes rochosos (piroxênios) e um empobrecimento no líquido magmático residual. A variação do conteúdo do Nb e Co apresenta-se de maneira dispersa, não permitindo considerações petrogenéticas.

Nos gabronoritos (Figura 58) observa-se que o Cr e V (parcialmente) exibem correlação negativa com a SiO_2 . Esse fato sugere uma participação desses elementos na formação dos

constituintes minerais (piroxênio e anfibólio) das rochas gabronoríticas. Sugere, também, um empobrecimento desses elementos no líquido magmático residual, à medida que se desenvolve o processo de cristalização fracionada. O Nb apresenta valores quase constantes, com o aumento do teor de SiO_2 , indicando a sua pequena participação na formação dos componentes dos gabronoritos. Cu e Co exibem uma correlação positiva, sugerindo um enriquecimento desses elementos no líquido residual, com o desenvolvimento do processo de cristalização magmática.

A Figura 59 apresenta o comportamento dos elementos mencionados com a variação do Mg #. Observa-se inicialmente que o Cr, Ni e V se posicionam de maneira concordante com o empilhamento estratigráfico do CMSO, representado por serpentinitos, piroxenitos e gabronoritos. Apresentando, inclusive, uma certa continuidade química, sugerindo uma série magmática contínua. Verifica-se, também, que o Cr e Ni exibem uma correlação positiva com o Mg #, representada no conjunto dos três litotipos considerados, indicando uma maior participação desses elementos nos minerais formadores das rochas ultramáficas e um empobrecimento no líquido magmático residual com o progresso da diferenciação magmática. Enquanto que o V demonstra uma correlação negativa sugerindo um empobrecimento gradativo no líquido magmático residual. O cobre, cobalto, nióbio e cromo separam as rochas máficas e ultramáficas. A distribuição do Nb atesta a sua discreta participação na cristalização fracionada dos mencionados tipos litológicos. A interpretação desses diagramas é sugestiva de que as rochas que compõem a serra da Onça poderiam ser derivadas de um líquido magmático rico em Ni, Cr e Co e pobre em Cu. Por outro lado, os gabronoritos seriam derivados de um líquido mais diferenciado, ou seja, de um resíduo magmático mais empobrecido nesses elementos.

Analisando-se em conjunto os diagramas das Figuras 57, 58 e 59 constata-se um grande

reflexo do quimismo das rochas do CMSO, sendo o Ni e o Cr os que melhor representam a história magmática evolutiva. Os teores desses elementos diminuem de acordo com a seqüência serpentinito/piroxenito/gabronorito, concordante com o empilhamento estratigráfico e sugerindo uma ordem de evolução magmática para as rochas máfico-ultramáficas da serra da Onça. Os mencionados diagramas também demonstram que, inicialmente, o magma era enriquecido nesses elementos. Interpreta-se ainda que as primeiras fases minerais ao se cristalizarem, incorporaram grandes quantidades de Ni e Cr que passaram a integrar a olivina e o Cr-espinélio, respectivamente. Com o desenvolvimento do processo de diferenciação/cristalização magmática, os citados elementos empobreceram-se no líquido residual. O Cu foi o elemento diferencial entre as rochas ultramáficas e máficas, concentrando-se nestas últimas. O Nb teve pouca participação na formação das rochas máfico-ultramáficas e conseqüentemente verificou-se o seu enriquecimento no líquido residual. Possivelmente, a integração mineral do Nb foi mais efetiva nos últimos estágios de diferenciação magmática, associado aos monzonitos. Os diversos diagramas binários não demonstram uma efetiva participação do V e do Co na evolução petrológica das rochas do CMSO.

4.2.4 - Elementos Terras Raras - ETR

A análise e o estudo dos Elementos Terras Raras - ETR objetivou a caracterização do complexo máfico-ultramáfico e de suas unidades litológicas, bem como o conhecimento da natureza do magma fonte e dos processos evolutivos magmáticos. Com esses objetivos foram analisadas 6 amostras de gabronoritos, 9 de piroxenitos e 1 de serpentinito.

Na Tabela 6 apresenta os resultados analíticos dos ETR dos elementos La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu; os teores de $(La)_n$, $(Lu)_n$, $(Gd)_n$, $(Yb)_n$ e $(Sm)_n$ normalizados segundo EVENSEN et al. (1978) e as razões $(La/Lu)_n$, $(La/Gd)_n$, $(La/Yb)_n$, $(Gd/Yb)_n$, $Gd/Lu)_n$, $(La/Sm)_n$ e $(Eu)_n/Eu^*$.

Para a construção de diagramas dos ETR, (Figuras 60 e 61) foram utilizados os resultados normalizados de acordo com o padrão do condrito de EVENSEN et al. (1978). A utilização desse padrão possibilita uma melhor comparação entre os condritos primordiais e os materiais terrestres, derivados do manto superior, tais como as rochas máfico-ultramáficas da serra da Onça e, portanto, fornecendo informações adicionais sobre o fracionamento do manto e a evolução magmática.

As bordas rapidamente resfriadas de corpos máfico-ultramáficos são preferencialmente utilizadas nos estudos petroquímicos para a determinação das características do magma fonte que originou o complexo. Porém, de acordo com HASKIN & HASKIN (1968) tem-se observado que o padrão de distribuição dos ETR dessas margens se apresenta semelhante aos padrões das correspondentes rochas cumuláticas. Ainda segundo os mencionados autores, os ETR possuem um comportamento incompatível, em decorrência de tender a se concentrar no líquido intracumulático. Como o conteúdo de ETR no mencionado líquido tende a variar muito pouco, durante o processo de cristalização fracionada, conseqüentemente, resultará em rochas cumuláticas e em margens resfriadas com semelhantes composições.

Outro aspecto a ser considerado é a mobilidade dos ETR durante o processo de serpentinização. FREY (1969) demonstrou que os Elementos de Terras Raras Leves - ETRL -

Tabela 6 - Teores de Elementos Terras Raras (ETR) para rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça .

	Serp.		Piroxenitos										Gabronoritos									
	AV 05	EM 26A	AV 126	AV 13	AV 2,200	EM 108A	EM 24	EM 238	EM 106A	EM 141A	EM 143	AV 130	AV 20	AV 113A	EM 146	EM 115A						
La (ppm)	1,80	1,621	0,590	2,200	0,760	1,161	1,413	2,733	1,117	1,745	3,278	1,860	2,800	3,019	3,139	5,929						
Ce	2,30	2,072	2,410	2,800	3,730	3,172	3,468	5,233	2,857	3,763	5,141	7,410	5,200	6,168	6,772	11,160						
Nd	1,30	0,905	0,580	1,800	0,850	1,090	1,780	1,855	1,200	1,319	1,534	2,480	3,300	2,664	2,795	5,563						
Sm	0,42	0,195	0,140	0,430	0,240	0,199	0,500	0,412	0,308	0,326	0,232	0,570	0,690	0,485	0,591	1,153						
Eu	0,14	0,030	0,040	0,160	0,060	0,057	0,076	0,059	0,045	0,064	0,099	0,220	0,410	0,234	0,252	0,430						
Gd	0,43	0,190	0,170	0,450	0,310	0,180	0,495	0,380	0,301	0,370	0,240	0,510	0,740	0,475	0,487	1,223						
Dy	0,23	0,204	0,140	0,320	0,290	0,209	0,370	0,330	0,230	0,320	0,209	0,580	0,660	0,544	0,438	1,177						
Ho	0,05	0,040	0,030	0,080	0,060	0,041	0,060	0,070	0,047	0,074	0,036	0,120	0,130	0,120	0,080	0,226						
Er	0,16	0,115	0,100	0,220	0,180	0,108	0,200	0,200	0,121	0,220	0,072	0,390	0,410	0,320	0,230	0,562						
Yb	0,16	0,164	0,140	0,200	0,280	0,120	0,150	0,185	0,144	0,184	0,090	0,320	0,280	0,271	0,186	0,447						
Lu	0,85	0,022	0,020	0,050	0,060	0,020	0,030	0,058	0,033	0,048	0,018	0,050	0,050	0,052	0,042	0,067						
(La)n	7,35	6,62	2,42	8,99	3,10	4,74	5,77	11,17	4,81	7,13	13,40	7,60	11,44	12,34	12,83	24,23						
(Lu)n	33,47	0,86	0,78	1,96	2,36	0,78	1,18	2,28	1,29	1,89	0,70	1,96	1,96	2,04	1,65	2,63						
(Gd)n	2,10	0,93	0,83	2,20	1,51	0,88	2,42	1,86	1,47	1,81	1,17	2,49	3,62	2,32	2,38	5,98						
(Yb)n	0,96	0,99	0,84	1,21	1,69	0,72	0,90	1,12	0,87	1,11	0,54	1,93	1,69	1,64	1,12	2,70						
(Sm)n	2,72	1,26	0,90	2,79	1,55	1,29	3,24	2,67	2,00	2,11	1,50	3,70	4,48	3,14	3,83	7,48						
(La/Lu)n	3,75	7,69	3,10	4,58	1,31	6,07	4,88	4,89	3,72	3,77	19,14	3,87	5,83	6,04	7,77	9,21						
(La/Gd)n	3,50	7,11	2,91	4,08	2,05	5,38	2,38	6,00	3,27	3,93	11,45	3,05	3,16	5,31	5,39	4,05						
(La/Yb)n	7,59	6,68	2,88	7,42	1,83	6,58	6,41	9,97	5,52	6,42	24,81	3,93	6,76	7,52	11,45	8,97						
(Gd/Yb)n	2,17	0,93	0,98	1,81	0,89	1,22	2,68	1,66	1,68	1,63	2,16	1,29	2,14	1,41	2,12	2,21						
(Gd/Lu)n	1,07	1,08	1,06	1,12	0,63	1,12	2,05	0,81	1,13	0,95	1,67	1,27	1,84	1,13	1,44	2,27						
(La/Sm)n	2,69	5,25	2,68	3,22	2,00	3,67	1,78	4,18	2,40	3,37	8,90	2,05	2,55	3,92	3,34	3,23						
(Eu)n/Eu*	0,990	0,471	0,800	1,100	0,670	0,904	0,462	0,448	0,447	0,562	1,273	1,23	1,74	1,473	1,396	1,100						

n = Valores normalizados segundo o condrito de EVENSEN et al. (1978).

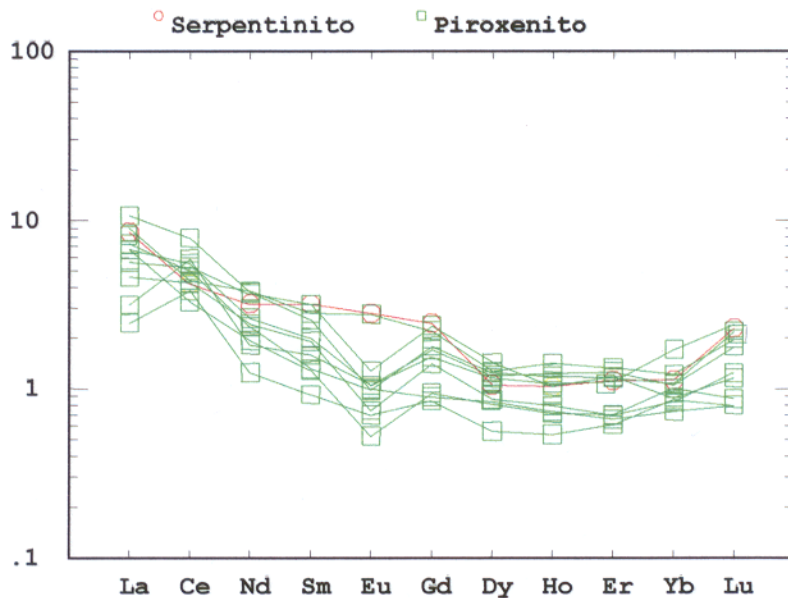


Figura 60 - Padrões de distribuição de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados segundo o padrão do condrito de EVENSEN et al. (1978) aplicado aos serpentinitos e piroxenitos da Serra da Onça.

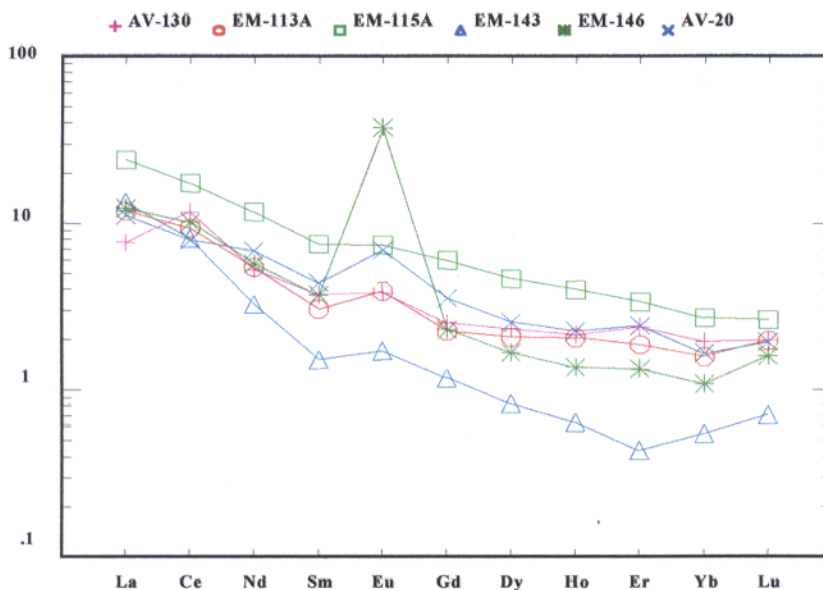


Figura 61 - Padrões de distribuição de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados segundo o padrão do condrito de EVENSEN et al. (1978) aplicado aos gabronoritos da Serra da Onça.

foram remobilizados durante a serpentinização do Peridotito Lizard. Entretanto, FREY & SUEN (1985) não encontraram nenhuma correlação entre a abundância dos ETR e o grau de serpentinização. LOUBET et al. (1975) concluíram que a serpentinização não tem efeito significativo sobre a abundância dos ETR.

Pelo exposto, o quimismo dos ETR nas rochas cumuláticas e nos serpentinitos ainda é um assunto controvertido. Portanto, apesar de vários pesquisadores (HASKIN & HASKIN, 1968; FREY, 1969) utilizarem em seus estudos petroquímicos os resultados analíticos obtidos de rochas cumuláticas e de serpentinitos, deve ser considerada a possibilidade de mobilização dos ETR nas rochas máfico-ultramáficas da serra da Onça.

Os padrões de distribuição dos ETR das rochas ultramáficas (Figura 60) apresentam-se semelhantes, caracterizados por um relativo enriquecimento em ETRL. O trecho da curva relativo aos Elementos de Terras Raras Pesados - ETRP exibe uma disposição subhorizontal bem próximo ao padrão condrítico. A configuração dessas curvas sugere que durante o processo de cristalização magmática ocorreu um relativo fracionamento dos ETRL, enquanto que, os ETRP permaneceram constantes, com pouco ou nenhum fracionamento. Algumas amostras sugerem um pequeno empobrecimento em Elementos de Terras Raras Médios (ETRM). Observa-se, também, que quase todas as amostras exibem anomalias negativas de Eu, exceto a de serpentinito. Destaca-se nesse panorama a amostra AV-13 de um piroxenito, que apresenta uma pequena anomalia positiva de Eu, possivelmente relacionada a presença de plagioclásio intercúmulus. Verifica-se ainda no conjunto das curvas de ETR para as rochas ultramáficas, em quase todas as amostras, a presença de pequenas anomalias positivas de Ce, Gd e Lu.

Os piroxenitos da serra da Onça apresentam um pequeno enriquecimento em ETRL e anomalias negativas de Eu. Essas feições são observadas no Complexo de Luanga (região de Carajás) e interpretadas por SUIITA (1988) como “características ígneas preservadas”. Segundo Hanson *apud* SUIITA (1988.) o “empobrecimento em ETRM provavelmente se relaciona à presença de bronzita cúmulus, enquanto que o enriquecimento em ETRP se deve a ocorrência de bronzita e olivina, já que estes minerais, devido aos seus elementos formadores e disposição destes nos retículos cristalinos, favorecem a entrada dos ETRP”. Ainda segundo os mencionados autores, a anomalia negativa de Eu nas rochas ultramáficas, indica que esse elemento, durante o processo de cristalização fracionada, integraria o líquido magmático residual ou permaneceria no manto.

Os gabronoritos (Figura 61) demonstram semelhantes curvas de distribuição dos ETR, caracterizadas por quase todas as amostras apresentarem um enriquecimento absoluto dos ETR em relação aos condritos e um enriquecimento relativo de ETRL. Com relação aos ETRP, exibem um padrão com um pequeno decréscimo, mas com valores poucos superiores aos dos padrões condríticos, sugerindo um pequeno enriquecimento nesses elementos, em consequência de um incipiente fracionamento. Observa-se, também, que todas as amostras exibem anomalias positivas de Eu, típicas da presença de plagioclásio. Destaca-se nesse conjunto de gabronoritos a amostra EM-146, por apresentar uma proeminente anomalia positiva de Eu, possivelmente relacionada a um maior teor de plagioclásio.

Ainda com relação a Figura 61, observa-se que os gabronoritos exibem um médio grau de fracionamento para os ETR, típico de rochas básicas pouco fracionadas. As relações entre ETRL/ETRP são sempre superiores a 1. Conforme se observa na Tabela 5, os ETRP apresentam

um fracionamento na faixa de 1,29 a 2,21 para a razão $(Gd/Yb)_n$ e no intervalo de 1,13 a 2,27 para a razão $(Gd/Lu)_n$. A mencionada tabela ainda demonstra razões médias a altas para $(La/Yb)_n$ e $(La/Sm)_n$.

Baseado nas considerações acima, principalmente com relação ao comportamento do Eu e das razões apresentadas (sempre superior a 1), sugere-se que a cristalização do plagioclásio foi um fator decisivo na formação dos gabronoritos e que o fracionamento dos ETR está relacionado ao processo de diferenciação magmática.

Com base nos dados da Tabela 6 e Figuras 60 e 61 verifica-se que os piroxenitos exibem um empobrecimento dos ETRL e dos ETRP, em comparação aos gabronoritos. Quanto ao serpentinito, constata-se um comportamento semelhante ao dos piroxenitos. Verifica-se, também, um empobrecimento relativo dos ETRM nos piroxenitos e um enriquecimento dos ETRP nos gabronoritos. Entretanto, o que mais distingue os dois tipos litológicos são as anomalias de Eu, que são negativas nos piroxenitos e positivas nos gabronoritos.

O maior enriquecimento de ETR observado das rochas máficas em relação as rochas ultramáficas é um processo natural do fracionamento das terras raras durante a evolução magmática. Portanto, os gabronoritos representam um fracionamento dos ETR, que é maior que o observado nos piroxenitos e nos serpentinitos, representando um estágio mais evoluído no processo de diferenciação magmática.

Nas rochas máfico-ultramáficas as Terras Raras e em especial os ETRP estão concentrados nos minerais essenciais, ou seja, na olivina, piroxênio e plagioclásio. Portanto, os

ETRP, assim como os ETRM, tendem a se concentrar nos minerais ferromagnesianos de cristalização precoce e os ETRL nos minerais sálicos (Hanson *apud* SUITA, 1988).

O enriquecimento em ETRL observado nas rochas máficas e ultramáficas da serra da Onça é um fato característico de fenômenos crustais, devido à incorporação preferencial dessas terras raras, caracterizadas por grandes raios iônicos, no líquido magmático (HARTMANN, 1991).

A razão $(La/Lu)_n$ nos piroxenitos varia entre 1,31 e 7,69. Nos gabronoritos essas razões são mais elevadas e situam-se no intervalo de 3,87 a 19,14. Estes valores confirmam o enriquecimento em ETRL e de acordo com CULLERS & GRAF (1984) estão compatíveis com os resultados (0,31 a 19,39) obtidos em rochas de complexos intrusivos toleíticos.

Juntamente com a razão $(La/Lu)_n$, as razões $(La/Sm)_n$ e $(La/Gd)_n$ são mais elevadas nos gabronoritos, caracterizando o enriquecimento em ETRL e demonstrando que o fracionamento mineral (plagioclásio e piroxênio) teve uma função proeminente no processo de cristalização magmática das rochas da serra da Onça.

O Eu possui valência dupla (+3 e +2) o que causa o seu comportamento anômalo, entre os ETR, durante o fracionamento magmático. Esse elemento possui um raio iônico ($1,17\text{Å}^\circ$) semelhante ao do Sr ($1,18\text{Å}^\circ$). Quando o Eu apresenta a mesma valência que o Sr (+2), ambos exibem um comportamento geoquímico semelhante nos processos ígneos e comumente substituem o Ca nos retículos dos feldspatos (KRAUSKOPF, 1967). Em consequência, durante a diferenciação magmática, o Eu frequentemente concentra-se nos cumulos de plagioclásio sob condições de baixa fugacidade de O_2 (HARTMANN, 1991). Portanto, as anomalias positivas de

Eu presentes nos gabronoritos da serra da Onça sugerem para a época de cristalização dessas rochas que, na câmara magmática, predominavam condições de baixa fugacidade de O_2 .

A amostra de gabronorito EM-115A (Figura 61) com plagioclásio cumulado não exibe a típica anomalia positiva de Eu. Segundo SUIA & NILSON (1989) essa feição sugere que durante a cristalização magmática da mencionada rocha a câmara magmática era caracterizada por alta fugacidade de oxigênio, com passagem de Eu^{+2} para Eu^{+3} , o qual permanece no líquido magmático, pois a sua valência não permite a sua incorporação na estrutura dos plagioclásios. Portanto, no processo evolutivo das rochas gabróicas, apesar de predominar um ambiente com baixa fugacidade de oxigênio, eventualmente, essas condições eram substituídas por períodos de caráter relativamente oxidante, possivelmente como resultado da absorção de material félsico (rochas encaixantes ?).

Em rochas cumuláticas (exemplificadas pelos gabronoritos da serra da Onça), as anomalias positivas de Eu podem indicar a presença na rocha analisada (que corresponde a um determinado líquido magmático em um dado instante da cristalização de um sistema ígneo) de fracionamento de plagioclásio, ou seja, da formação de plagioclásio cúmulus. Por outro lado, as anomalias negativas de Eu, em uma rocha em que não se verificou o fracionamento de plagioclásio (como as rochas ultramáficas do CMSO), indicam que esse elemento permaneceu no líquido magmático (HARTMANN, 1991).

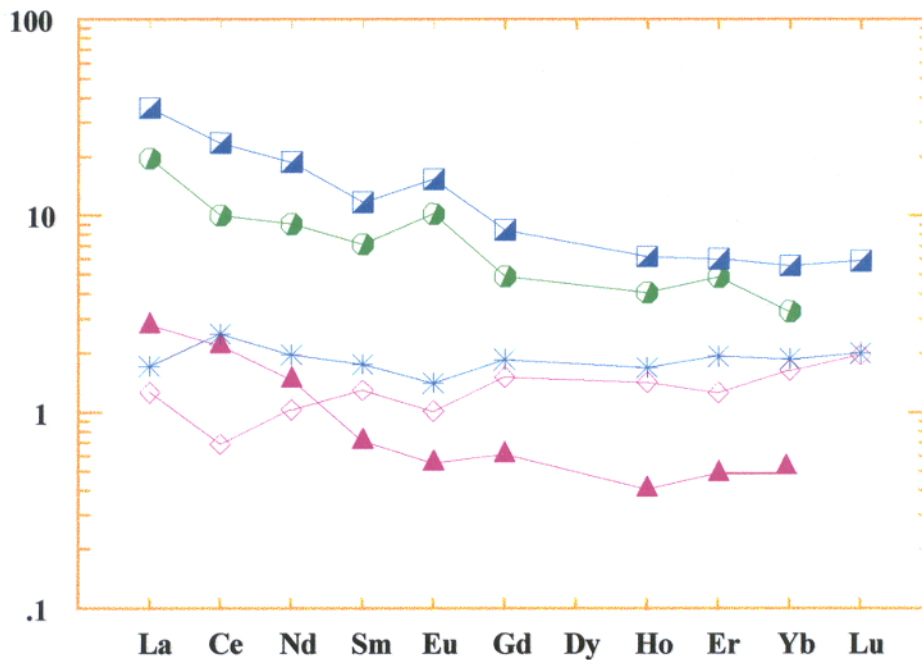
Os estudos de CONDIE & BARAGAR (1974) sugerem a participação do plagioclásio para justificar anomalias negativas do Eu. De acordo com SUN & NESBITT (1978), o processo de fusão parcial do manto, com geração de líquidos basálticos, resultaria em um resíduo

constituído de olivina e piroxênio (sem plagioclásio) e, portanto, com reduzidas possibilidades de apresentar anomalia positiva de Eu. Por outro lado, os minerais essenciais do manto (olivina, piroxênios e espinélio), que possuem baixo coeficiente de partição (D) mineral/fusão para o Eu, dificilmente produziriam significantes anomalias desse elemento. Além dessas premissas, salienta-se o comportamento incompatível do Eu em processos de fusão parcial. Em vista do exposto, é pouco provável que as anomalias negativas de Eu observadas nos piroxenitos da serra da Onça estejam relacionadas à fonte dessas rochas e, portanto, poderiam ser resultantes de alterações posteriores ocorridas durante a diferenciação magmática (contaminação crustal ?).

O enriquecimento relativo de ETRL observado nas rochas máfico-ultramáficas da serra da Onça pode ser consequência do processo de diferenciação magmática ou da contaminação crustal durante a ascensão do magma. De acordo com HARTMANN (1991), em um processo de diferenciação magmática, os ETRL tendem a ser removidos pela cristalização de apatita, titanita, monazita e alanita. Como esta assembléia mineral não foi detectada nas rochas do CMSO sugere-se que o enriquecimento relativo em ETRL, provavelmente, é resultante da contaminação do magma fonte, em material enriquecido nos mencionados elementos, ao atravessar a crosta (HALL & HUGHES, 1990).

Com base na integração das considerações acima, juntamente com os teores relativamente elevados de Cr e Ni sugere-se para as rochas da CMSO, um grau de fusão elevado a partir de um manto enriquecido nesses elementos.

Objetivando uma comparação petroquímica com as rochas da serra da Onça apresenta-se a Figura 62, onde se pode observar o comportamento dos ETR em complexos máfico-



- - NORITO DO COMPLEXO BUSHEVELD (FREY et al., 1968)
- - GABRO DO COMPLEXO DE DULUTH (FREY et al., 1968)
- ▲ - PIROXENITO DO COMPLEXO DE BUSHEVELD (FREY et al., 1971)
- * - SERPENTINITO MATHESON (FREY et al., 1971)
- ◇ - PERIDOTITO DO COMPLEXO DE STILLWATER (FREY et al., 1971)

Figura 62 – Padrão de distribuição dos Elementos Terras Raras (ETR) em complexos máficos-ultramáficos portadores de mineralizações de EGP.

ultramáficos, mais bem estudados e portadores de mineralização de EGP, tais como, o de Bushveld, Duluth, Matheson e Stillwater.

Comparando-se as curvas das Figuras 60, 61 e 62 observa-se, de uma maneira geral, que as curvas (parcialmente, o serpentinito Matheson e o peridotito de Stillwater) apresentam um fracionamento dos ETR, caracterizado por um enriquecimento absoluto em relação ao padrão condrítico e um enriquecimento relativo dos ETRL.

As curvas referentes ao norito do Complexo de Bushveld e ao gabro do Complexo de Duluth são bastante semelhantes às do gabronorito da serra da Onça, apresentando a típica anomalia positiva de Eu e o comportamento horizontalizado dos ETRP.

Comparando-se o padrão dos ETR das rochas máfico-ultramáficas da serra da Onça, com o piroxenito de Bushveld, o peridotito de Stillwater e o serpentinito de Matheson, verifica-se uma certa semelhança. Constata-se que todas as curvas exibem anomalias negativas de Eu. Particularmente, o serpentinito de Matheson e o peridotito de Stillwater apresentam o mesmo comportamento (quase horizontalizado) verificado para os ETRP.

Baseado nos semelhantes padrões apresentados pelos ETR entre as rochas máfico-ultramáficas da serra da Onça e a dos complexos acima citados, sugere-se uma correlação entre os mesmos. Dessa maneira, é possível que a cristalização fracionada associada ao processo de injeções múltiplas, assim como a evolução magmática verificada nos mencionados complexos sejam análogas.

5 - METALOGENIA DOS ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA - EGP

5.1 - ESTUDOS LITOQUÍMICOS DOS EGP

O estudo metalogenético para Elementos do Grupo da Platina nas rochas máfico-ultramáficas da serra da Onça foi, inicialmente, realizado através de análises químicas. Foram analisadas 9 amostras, compreendendo 5 piroxenitos e 4 gabronoritos, com o objetivo de determinar o teor de *background* para os mencionados tipos litológicos. Foram analisados Pt, Pd, Rh e Ir, os quais foram escolhidos em razão da capacidade analítica do Laboratório Geolab e por serem representativos dos grupos do Irídio (IEGP) e do Paládio (PEGP). Segundo BARNES et al. (1985), a análise desses elementos é suficiente para caracterizar o comportamento dos EGP durante a evolução magmática.

Os resultados foram prejudicados em razão da pouca sensibilidade do método analítico empregado. Dessa maneira, os valores de Pt, Rh e Ir ficaram abaixo do limite inferior analítico, respectivamente, 10ppb, 20ppb e 60ppb. Com relação ao Pd, 5 resultados estiveram abaixo do limite inferior de sensibilidade analítica (1ppb). Entretanto, em uma amostra de piroxenito obteve-se um teor de 2ppb e em duas amostras de gabronoritos, os resultados foram de 2 e 3ppm.

Em vista da deficiência analítica dos laboratórios brasileiros foi suspensa a remessa de outras amostras. Entretanto, o estudo realizado permitiu detectar a presença de Pd nos piroxenitos e nos gabronoritos da serra da Onça. Os valores encontrados estão compatíveis com os teores médios da crosta terrestre fornecidos por LEVINSON (1974).

5.2- ESTUDOS QUÍMICO-MINERALÓGICOS DOS MGP

Os Metais do Grupo da Platina foram detectados em concentrados de solos residuais provenientes das rochas serpentínicas, piroxeníticas e gabróicas. As amostras foram coletadas do topo do horizonte B, em uma profundidade de 40cm. Coletaram-se cerca de 20 litros de material, o qual foi peneirado em uma malha de aproximadamente 4 mesh e, posteriormente, bateado até se obter um volume variável entre 1 e 0,5 litros. O tratamento desse material constou basicamente da separação com auxílio de bromofórmio e do separador eletromagnético. Em seguida, o material foi examinado na lupa binocular e realizados, quando necessário, testes microquímicos. Finalmente, foram separados a cromita, os sulfetos e as partículas de MGP. Estes últimos foram submetidos à análise por Microscopia Eletrônica de Varredura - MEV, com Espectroscopia por Dispersão de Energia - EDS.

O tratamento acima descrito permitiu separar cerca de duas dezenas de partículas de MGP das quais foram selecionados as 5 mais representativas para estudos mais detalhados. Os MGP ocorrem sob a forma de grãos ("pintas" e pepitas), com dimensões variando de 0,125mm a 4mm. Apresentam-se em formas variadas, tais como, alongadas, placosas, irregulares e arredondadas. Alguns grãos exibem um hábito botrioidal. Ocorrem geralmente nas tonalidades cinza-esbranquiçado, cinza-amarelado e cinza-avermelhado. As partículas possuem um brilho metálico, embora em algumas amostras esse brilho não seja bem ressaltado. Nas Figuras 63, 64 e 65 pode-se observar o aspecto dessas partículas em fotomicrografia obtidas por MEV.

Objetivando ilustrar esta tese, apresentam-se imagens e resultados analíticos de duas típicas amostras de MGP obtidos por MEV/EDS, os quais compõem as Figuras 66 a/b e 67 a/b.

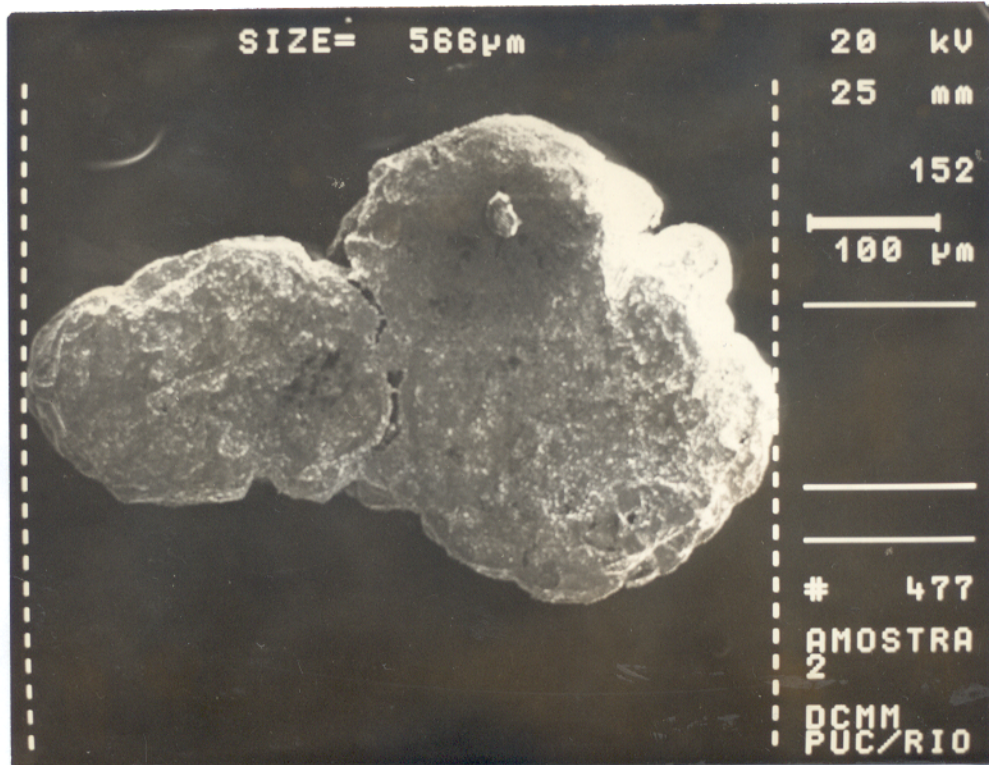


Figura 63: Aspectos de um dos grãos de MGP coletados na serra da Onça (Amostra PS-409). Fotomicrografia obtida por MEV no Laboratório da PUC-Rio de Janeiro.

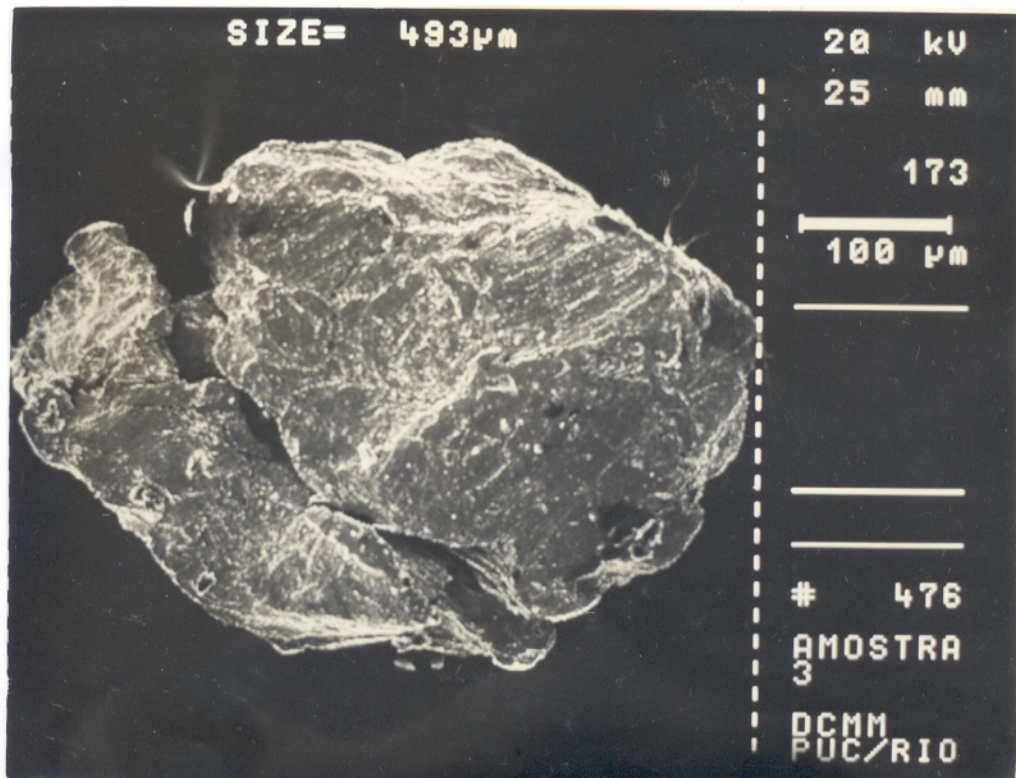


Figura 64: Aspectos de um dos grãos de MGP coletado na serra da Onça (Amostra PS-453). Fotomicrografia obtida por MEV no Laboratório da PUC-Rio de Janeiro.



Figura 65 a - Amostra: PS-54a

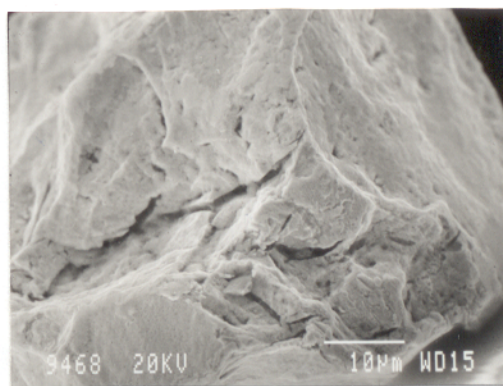


Figura 65b - Amostra: PS-54a

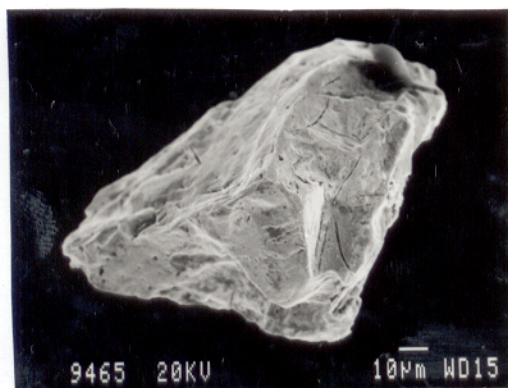


Figura 65c - Amostra: PS - 54b

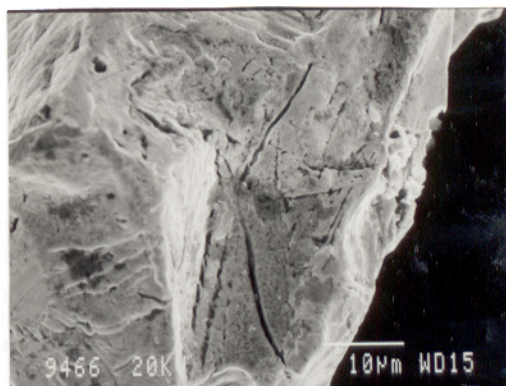


Figura 65d - Amostra: PS-54b

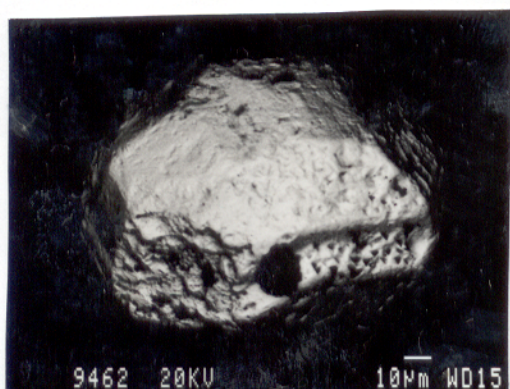


Figura 65e - Amostra: PS-639a

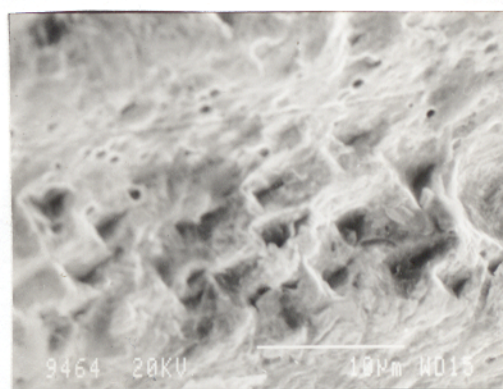


Figura 65f - Amostra: PS - 639a

Figura 65: Aspectos dos grãos de MGP coletados na serra da Onça. Fotomicrografia obtida por MEV no Laboratório da UPMC, Paris VI, França. As fotomicrografias da direita são detalhes das correspondentes à esquerda. Observam-se as diversas formas dos grãos e as texturas das superfícies. A Figura 65e apresenta um grão com fácies e formas geométricas.

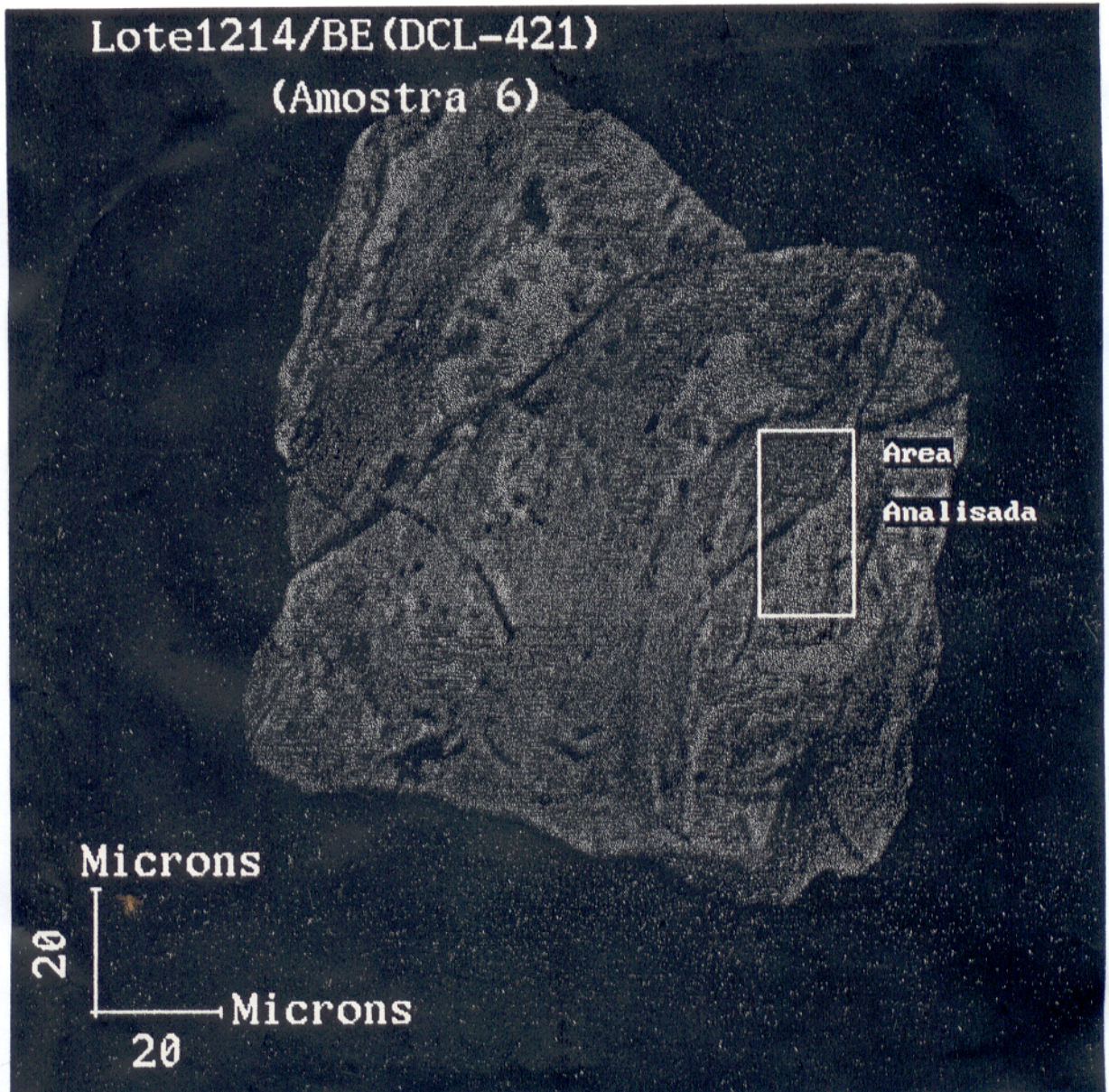


Figura 66a : Imagem de elétrons retroespalhados copiada diretamente através do IBAS correspondente à amostra PS-54. Aumento 500X

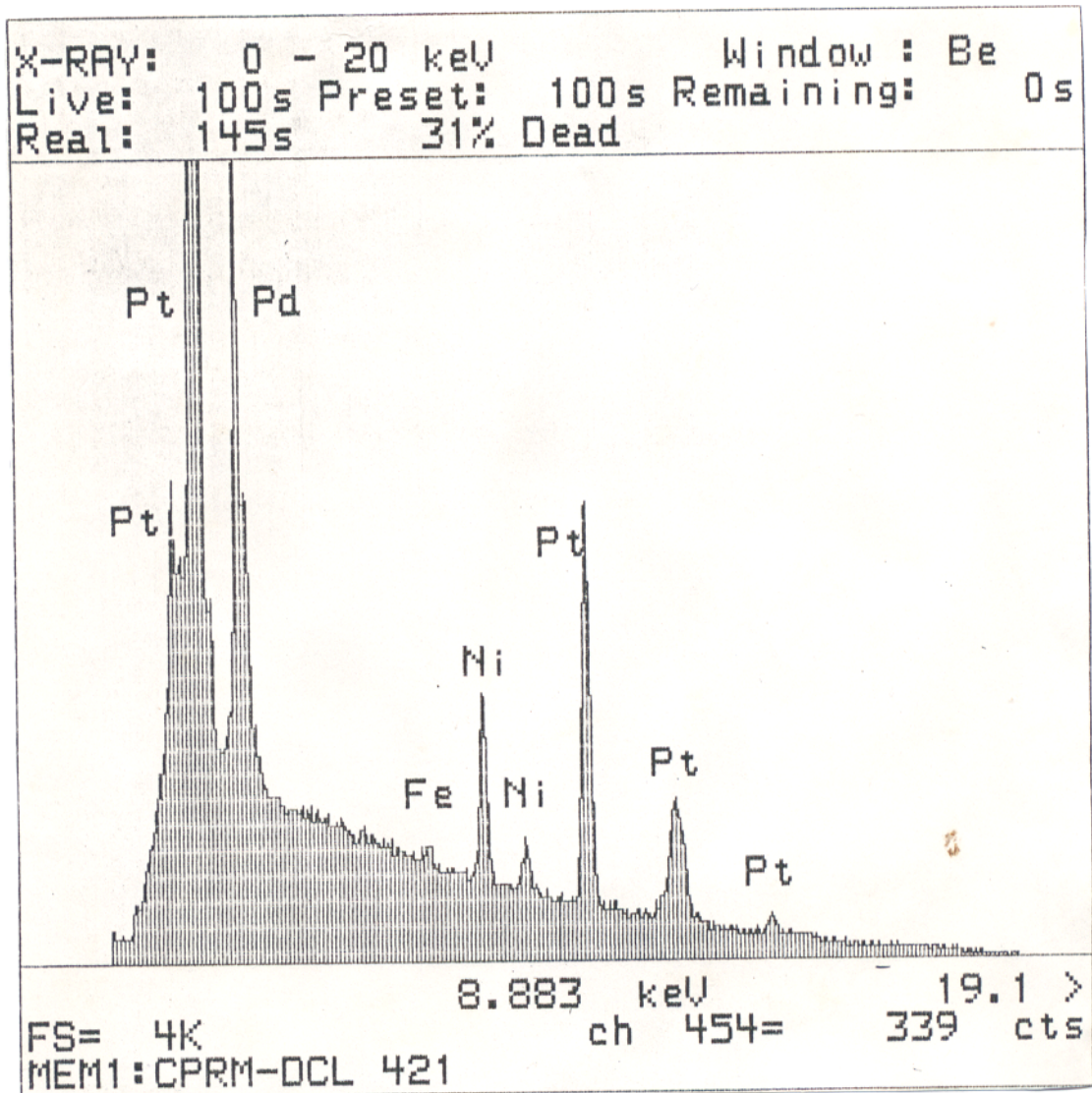


Figura 66b : Espectro de raios-X da amostra PS-54, referente à área especificada na figura anterior, tomado com 20KeV e distância de trabalho (WD) igual a 25mm (MEV ZEISS 940-A e EDS LINK e XLII). Aumento: 500X.

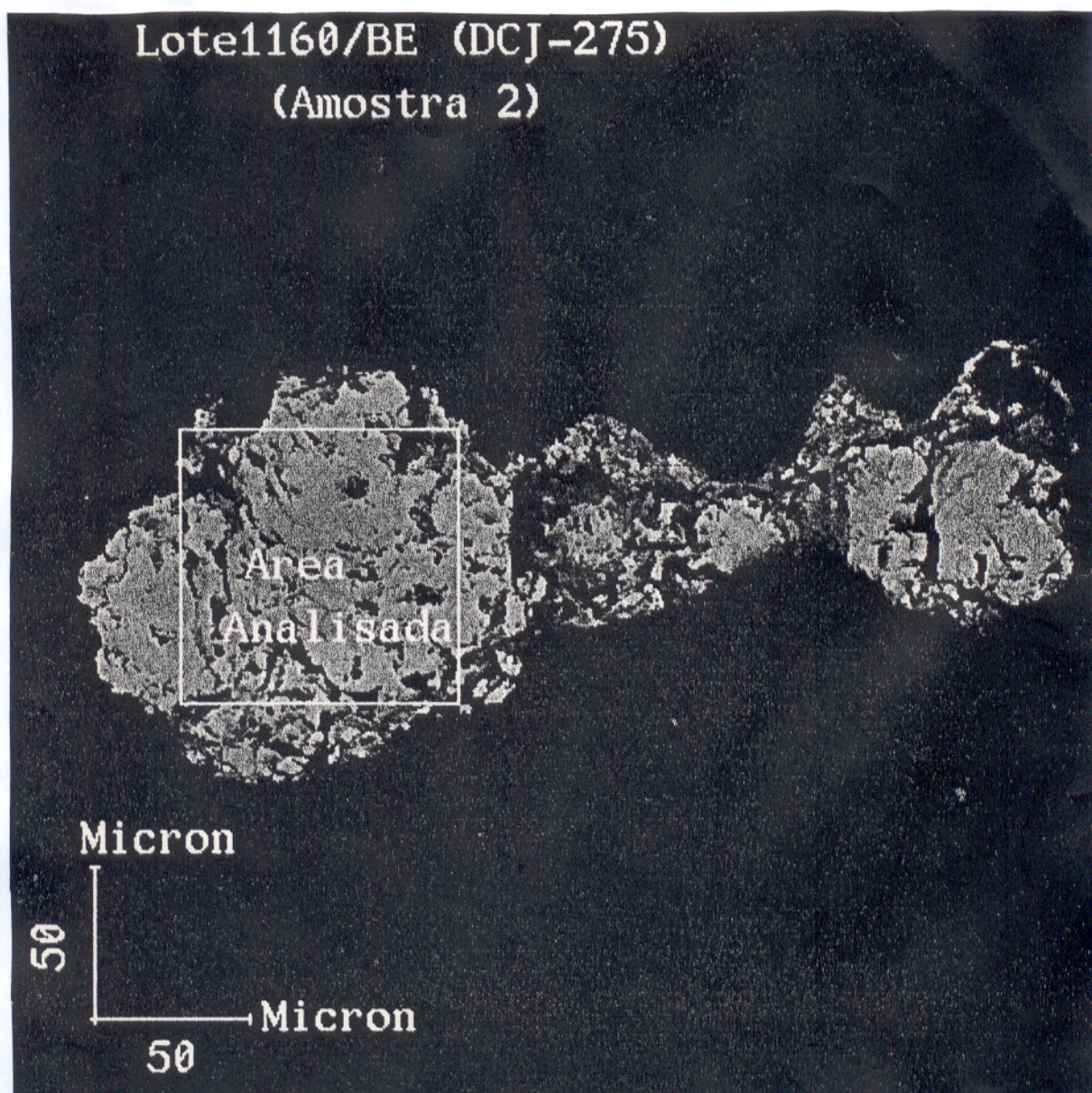


Figura 67a : Imagem de elétrons retroespalhados, copiado diretamente através do IBAS correspondente à amostra PS-639. Aumento: 200X.

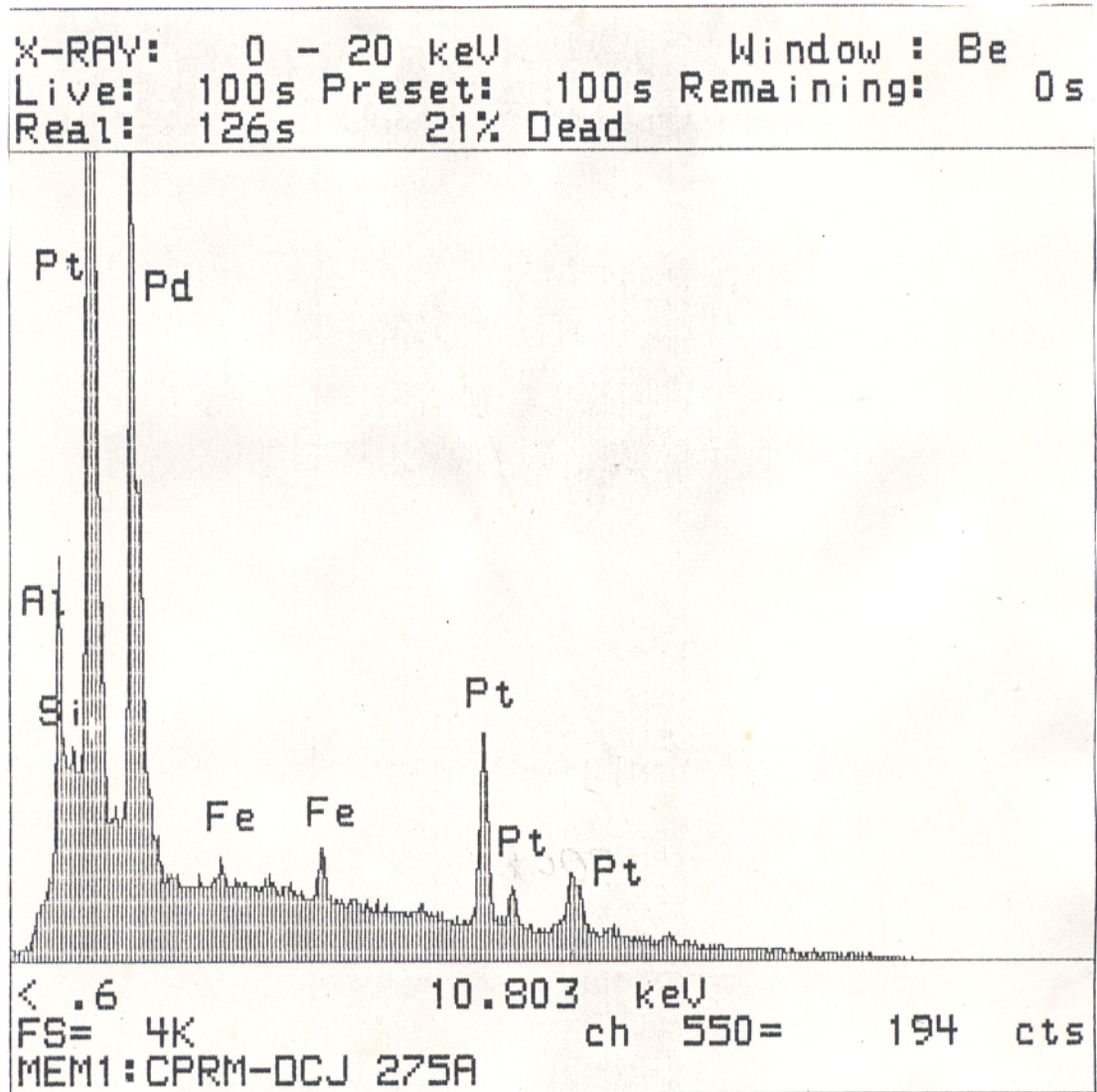


Figura 67b : Espectro de raios X da amostra PS-639, tomado com 20KeV e distância de trabalho (WD) igual a 25mm (MEV ZEISS 940A e EDS LINK e XLII). Aumento 200X.

Nessas, pode-se observar a imagem de elétrons retroespalhados e o espectro de raios-X, obtidos por espectrometria dispersiva de energia.

Com base na morfologia das partículas de MGP pode-se distinguir dois grupos. O representado pelas Figuras 63,64 e 67A é caracterizado por formas arredondadas, micro-porosas e aspectos corridos. O outro grupo apresenta formas poliedrais, com faces planas e um evidente fraturamento.

No grupo das partículas arredondadas destaca-se a amostra PS-639 (Figura 67) que exibe um aspecto poroso e corrido, sugerindo tratar-se de produto de ataque de soluções ácidas (superficiais ?). Nesse caso, a partícula de MGP seria resultante de prováveis processos de dissoluções e reprecipitações dos EGP como consequência dos fenômenos supergênicos (lateritização ?).

Entre as partículas poliedrais é notável a Figura 65e, onde se observa um grão com fâcies e formas poliedrais sugerindo um caráter primário residual. Entretanto, no detalhe desse grão (Figura 65f) pode-se observar uma superfície de corrosão do tipo *etching surface*, como resultados do ataque de soluções ácidas.

Outro aspecto a ser considerado é o das dimensões das partículas, sendo que as de dimensões maiores são mais compatíveis com remobilizações e agregações típicas de ambiente secundário, enquanto que os menores são mais condizentes com uma origem primária (BOWLES, 1986).

A Tabela 7 apresenta os resultados analíticos obtidos por MEV/EDS, das amostras de MGP coletadas na serra da Onça. Comparando-se esses valores, constata-se facilmente que a Pt é o principal constituinte, participando em quase todas as amostras com mais de 50%. Segue-se,

em ordem de abundância, o Pd, com percentagens variando entre 5,9% a 30,3%. O Fe é o terceiro constituinte em abundância, ocorrendo em quase todas as amostras com teores variáveis de 0,3% a 1,8%. Outros elementos, Os, Ir, Ag, Ni, Hg, Al e Si estão presentes de maneira esporádica e em percentagens inferiores a 5%.

Tabela 7 - Típicas composições dos MGP da Serra da Onça.

Amostras % Elemento	PS-54	PS-409A	PS-409B	PS-639A	PS-639B	PS-453
Pt	80,9	62,4	62,1	64,5	42,0	---
Pd	11,5	5,9	17,6	30,3	24,2	---
Os	---	---	---	---	---	2,3
Ir	---	---	---	---	---	1,6
Ni	4,5	---	---	---	---	---
Fe	0,4	0,7	0,3	---	1,8	---
Hg	---	---	---	4,2	---	---
Ti	---	2,1	---	---	---	---
Al	---	---	---	---	3,2	99,4
Si	---	---	---	---	1,0	---
Ag	---	---	---	---	---	1,7
Total	97,3	71,1	80,0	99,0	72,4	105,0

Entre as amostras de MGP destaca-se a PS-453, cujo conteúdo elementar difere das demais. Esta é caracterizada por 99,4% de Al, 1,7% de Ag, 2,3% de Os e 1,6% de Ir. Não foram encontradas referências à similar composição, entretanto, cientistas russos (OLEYNIKOV et al., 1978) defendem a idéia da formação de alumínio nativo em processos ígneos relacionados a intrusões básicas. Portanto, essa associação, apesar de incomum, acredita-se que possa ocorrer, sendo necessário estudos posteriores para uma interpretação consubstanciada.

Outro aspecto a ser considerado é que no atual estágio de pesquisa não se conhece a origem exata das partículas de MGP. No ambiente magmático, os MGP ocorrem geralmente associados aos sulfetos e as cromitas, porém, no ambiente secundário, estão presentes nas

lateritas e nos aluviões. As rochas da serra da Onça foram submetidas a um processo de lateritização, o que deve ter modificado o conteúdo original dos MGP. Baseado nas dimensões das partículas, é possível que as menores possam representar remanescentes de material endógeno.

Integrando-se esses dados, pode-se concluir que os MGP detectados na serra da Onça podem ser classificados como ligas naturais de Pt-Pd-Fe. Entretanto, necessitam-se de estudos analíticos (microsonda) e mineralógicos mais detalhados, objetivando determinar a exata caracterização mineralógica.

Informa-se também que, associado aos MGP nos concentrados de solo foi detectada a presença de cromita, ouro e óxi-hidróxidos de ferro.

5.3 - CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS

Nas últimas décadas foram propostas inúmeras classificações de corpos máfico-ultramáficos que contêm jazidas de EGP. Entre as de nível internacional citam-se as de NALDRETT & CABRI (1976), CABRI (1981), CABRI & NALDRETT (1984) e MAC DONALD (1987). Dentre os pesquisadores brasileiros, enumeram-se as classificações de NILSON (1984), BIONDI (1986) e FARINA (1988). Nenhuma dessas classificações está padronizada e mundialmente reconhecida, portanto torna-se difícil optar por uma delas. Às vezes, as diferenças entre elas são pequenas e dependem, em alguns casos, do ponto de vista que está sendo focado (litológico, metalogênético, geotectônico etc.). Entretanto, percebe-se que os complexos acima mencionados, em diferentes classificações, geralmente enquadram-se em uma mesma categoria.

Baseado no mapeamento geológico e nos estudos petrográficos e petroquímicos, a serra da Onça pode ser considerada como um complexo máfico-ultramáfico, intraplaca, intrusivo, acamadado, de idade proterozóica inferior e com vocação metalogenética para EGP. Essas características são semelhantes às apresentadas por outros corpos máfico-ultramáficos reconhecidamente portadores de jazidas de MGP, tais como os complexos de Stillwater, Bushveld, Great Dyke, Muskoix e Penikat. Portanto, enquadrando-se o CMSO nas classificações mencionadas pode-se concluir que, independentemente da classificação adotada, a serra da Onça pertence à categoria dos depósitos magmáticos, em ambientes estáveis, de natureza máfico-ultramáfica, intrusiva, anorogênica e com bandamento repetitivo.

Os MGP detectados no CMSO estão presentes em solos originados de três contextos litológico-metalogenéticos. O mais basal desses ambientes corresponde às porções estratigráficas inferior e média do pacote dos serpentinitos. Nestes casos, os MGP poderiam estar relacionados aos níveis sulfetados e/ou às cromitas, presentes no mencionado tipo litológico. Esses condicionamentos são bem comuns em intrusões acamadadas, a exemplo do que se verifica nos complexos de Bushveld (CAMERON, 1982). e Stillwater (TALKINGTON & LIPIN, 1986).

O outro contexto litológico-metalogenético, no qual foi detectada a presença de MGP, refere-se ao nível de piroxenito grosso. Trata-se de um bronzitito cúmulus com plagioclásio intercúmulus. Esse litotipo é petrograficamente semelhante ao Merensky Reef, o qual armazena as importantes jazidas de EGP, no Complexo de Bushveld (CAMERON, 1982).

Na porção média-inferior da seqüência gabróica do CMSO, também foi detectada a presença de MGP, que estão possivelmente relacionados às zonas sulfetadas existentes no pacote

gabroico. Salienta-se que este último condicionamento apresenta semelhanças estratigráficas e petrográficas com as jazidas de EGP associadas ao JM-Reef, do Complexo de Stillwater (TODD et al., 1982).

Além dos condicionamentos metalogenéticos para EGP citados, ainda foram detectadas, no âmbito do CMSO, as seguintes favorabilidades:

- A serra da Onça é constituída por peridotitos, piroxenitos e gabros, o que caracteriza a típica trilogia de Duparc *apud* ROUTHIER (1963). Esse autor argumenta que, para um complexo armazenar mineralizações de EGP, deve ser constituído pelos mencionados tipos litológicos. Argumenta também que, quando o gabro é o tipo litológico predominante, a potencialidade do complexo aumenta. De acordo com os dados obtidos nesta pesquisa, esse panorama enquadra-se no contexto do CMSO, onde o gabro é o litotipo de maior abundância.

- Segundo BIONDI (1986), os complexos portadores de jazidas de EGP “são sempre diferenciados, mostrando rochas peridotíticas e piroxeníticas na base, que passam gradativamente para rochas feldspáticas no topo”. Esta descrição confere integralmente com a seqüência estratigráfica observada no CMSO.

- Ainda de acordo com BIONDI (1986), “as concentrações de cromita sempre associam-se à parte basal dos maciços, mostrando-se preferencialmente junto aos níveis ortopiroxeníticos e duníticos. As concentrações de platinóides associam-se aos níveis cromíferos, junto aos cristais de cromita”. Esse contexto é muito similar ao verificado no CMSO, no qual os MGP foram detectados na porção médio-inferior dos serpentinitos (originalmente dunitos), onde foi detectado a maior abundância de cromita, conforme comprovado nos estudos petrográficos e na amostragem de concentrados de solo superficial.

- As características químicas do magma que originou as rochas do CMSO, definidas por uma natureza sub-alcalina/tealítica e um alto conteúdo de Mg, Fe, e Ni, é um outro aspecto metalogenético favorável à serra da Onça, visto que os padrões químicos citados constituem uma constância nos complexos máfico-ultramáficos portadores de mineralização de EGP.

- Os estudos de ETR sugerem uma contaminação crustal silicosa através da incorporação de grandes volumes de rochas encaixantes félsicas, durante o desenvolvimento magmático do CMSO. Esse fato constitui uma favorabilidade metalogenética importante, pois poderia proporcionar a geração de sulfetos imiscíveis, os quais seriam os concentradores de platinóides. Salienta-se que esse evento foi constatado em complexos portadores de jazidas de EGP, inclusive no Complexo de Sudbury - Canadá (GALLAGHER et al., 1986).

- A repetição de camadas observada na serra da Onça sugere uma natureza cíclica, a qual pode ser produto da ação de dois magmas ou de um magma associado a intrusões múltiplas. A definição de que os grandes complexos máfico-ultramáficos sejam gerados a partir de um magma, de dois magmas ou de injeções múltiplas, ainda é um assunto controverso. Os trabalhos de diversos pesquisadores, tais como, WAGER & BROWN (1967), NALDRETT & CABRI (1976), VERNAAK (1976), VON GRUENEWALDT (1979) e CAMERON (1980 e 1982) abordam esse assunto e não chegaram a um consenso. Entretanto, o fenômeno de mistura magmática é admitido pela maioria dos autores como necessário ao desenvolvimento de *reefs* platiníferos. Com base em observações de outros complexos máfico-ultramáficos de comprovada mistura magmática (Bushveld, Stillwater etc.), constata-se que a natureza litológica, a seqüência do empilhamento estratigráfico e o caráter cíclico e repetitivo das

camadas, verificados no âmbito do CMSO, são sugestivos da ocorrência de fenômenos de mistura magmática.

- O caráter cumulático da cristalização magmática observado nas rochas da serra da Onça é outra característica das intrusões acamadadas portadoras de MGP. O desenvolvimento dessa feição é indispensável para o assentamento gravitacional de um líquido sulfetado rico em EGP, na base da intrusão e/ou de um pulso magmático.

- Finalmente, a comum presença de sulfetos (Fe-Cu-Ni) em variados posicionamentos estratigráficos é uma evidência do desenvolvimentos de fases sulfetadas durante a evolução magmática do CMSO. Essa sulfetação é indispensável à formação de jazidas de platinóides e está presente em todos os complexos máfico-ultramáficos portadores de EGP:

Com base na abordagem acima e nos aspectos geológicos, petrográficos e químicos alcançados durante o desenvolvimento desta tese, sugere-se os seguintes condicionamentos metalogenéticos favoráveis à mineralização de EGP.

- Fácies sulfetadas existentes na porção médio-inferior da seção gabroica;
- Fácies sulfetadas ou ricas em Cr-espinélio presentes no pacote dos serpentinitos;
- Níveis de piroxenitos grossos (bronzita cúmulus com plagioclásio intercúmulus) e níveis de piroxenitos sulfetados.

No contexto supergênico resultante do condicionamento acima mencionado podem ainda ser citados como passíveis de conterem jazimento de EGP, as crostas lateríticas e os depósitos colúvio-aluvionares, a exemplo do que ocorre em Serra Leoa, na África (BOWLES, 1986) e em Chôco, na Colômbia (CABRI et al., 1996), respectivamente.

6 - GEOLOGIA ISOTÓPICA

Segundo diversos autores (IRVINE, 1975; MINCATO & OLIVEIRA, 1993; GALLAGHER et al., 1986; NALDRETT, 1989) as mineralizações de EGP estão associadas à diminuição da solubilidade do enxofre na câmara magmática. Isso causaria a segregação de uma fase sulfetada imiscível e a concentração, nos sulfetos, dos EGP inicialmente dispersos no magma. A segregação dos sulfetos pode resultar de vários fatores, tais como da oxidação do magma (MACLEAN, 1969), da assimilação do enxofre crustal (GRINENKO, 1985) e de contaminação com material silicoso (IRVINE, 1975). Considerando essas três possibilidades no contexto do CMSO, essa última parece ser a mais plausível, visto que não foram detectadas rochas encaixantes sulfetadas, nem evidências de oxidação magmática. Acrescenta-se que a hipótese de contaminação silicosa é utilizada por vários autores, inclusive por GALLAGHER et al (1986), como o mecanismo da provável origem dos minérios sulfetados de Ni-Cu-EGP existente em Sudbury (Canadá).

Pelo exposto e objetivando testar a hipótese de que o magma que originou as rochas do CMSO foi contaminado por material silicoso, empreendeu-se o presente estudo isotópico, utilizando-se os métodos Rb/Sr e Sm/Nd. Com essa pesquisa objetivou-se também um melhor conhecimento da evolução magmática e determinar a idade de cristalização do corpo máfico-ultramáfico da serra da Onça.

Para esse estudo foram selecionadas 6 amostras de rochas, geograficamente distribuídas de uma maneira abrangente no CMSO. Essas amostras são consideradas representativas das

principais litologias ocorrentes na serra da Onça, consistindo de: 2 peridotitos, 2 piroxenitos e 2 gabronoritos.

As análises foram executadas nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, sob a coordenação do Prof. Dr. Colombo Tassinari. Os resultados das análises isotópicas pelo método Rb/Sr constam da Tabela 8, enquanto que os obtidos pelo Sm/Nd, estão na Figura 68.

6.1 - MÉTODO Rb/Sr

Examinando-se os dados da Tabela 8 observa-se que todas as amostras forneceram baixos conteúdos de Rb e conseqüentemente baixos valores para as razões Rb/Sr, o que é compatível com a natureza máfica e ultramáfica das rochas analisadas. Em decorrência, esses baixos valores prejudicaram a precisão analítica, o que, juntamente com a pequena variação da razão Rb/Sr, afetam a confiabilidade desses dados para sua utilização na confecção de um diagrama isocrônico. Em razão disso não foi construído o mencionado diagrama.

Considerando as razões químicas Rb/Sr das amostras analisadas, as mesmas podem ser divididas em dois grupos. Um corresponde às amostras com as razões mais elevadas, com valores variando entre 0,20 e 0,50, representado pelas amostras EM-26A (harzburgito), EM-141A (bronzitito), EM-238 (piroxenito) e EM-106A (harzburgito). O outro grupo é composto pelas amostras EM-113A e EM-115, constituído por gabronoritos, com razões químicas, compreendidas entre 0,00 e 0,02. Pelo que se observa, as rochas ultramáficas apresentam razões Rb/Sr mais elevadas do que as rochas máficas, em razão do mais elevado teor de Sr desse último tipo litológico. Esse fato está condizente com a natureza do magma mais evoluído das rochas

Tabela 8 - Resultados das Análises Isotópicas Rb/Sr

Amostra	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ (normal)	(Sr⁸⁷/Sr⁸⁶)₀ (T=2400Ma.)
EM-26A	Harzburgito	0,5	1	0,50	0,71928 ± 0,00041	---
EM-141A	Piroxenito	1,8	8	0,22	0,72088 ± 0,00013	---
EM-238	Piroxenito	0,9	3	0,30	0,71684 ± 0,00029	---
EM-106A	Harzburgito	0,2	1	0,20	0,72786 ± 0,00028	0,70775
EM-113A	Gabronorito	0,0	255	0,00	0,70286 ± 0,00013	---
EM-115A	Gabronorito	8,0	281	0,02	0,70721 ± 0,00015	0,70437

gabróicas. Portanto, a variação Rb/Sr observada nas rochas do CMSO, reforça as evidências de que o desenvolvimento da cristalização magmática iniciou-se com os termos ultramáficos seguido pelos máficos.

Verifica-se ainda na Tabela 8 que o gabronorito (EM-113A) apresenta um teor de Rb abaixo do limite de detecção analítica e um conteúdo de Sr relativamente elevado (225 ppm). Conseqüentemente, a razão isotópica do Sr não deve ter sido modificada significativamente ao longo do tempo, devendo o seu valor atual (0,70286) estar próximo ao valor inicial, o que segundo FAURE (1986) é característico de rochas provenientes da fusão do manto, como os gabros pré-cambrianos. Essas informações concordam com o contexto geocronológico do CMSO, o qual é parte integrante da Suíte Intrusiva Cateté, tida como de idade paleoproterozóica (CPRM,1997). Ainda baseado nos estudos de FAURE (1986) é possível sugerir que as rochas da serra da Onça foram originadas a partir de uma fusão mantélica.

Ao lançar-se todas as amostras acima mencionadas em um diagrama isocrônico Rb/Sr, verifica-se que apresentam uma distribuição desordenada, diferente do posicionamento alinhado, que seria esperado em um processo normal de cristalização magmática. O diferente padrão observado, poderia ser originado de vários fatores, sendo os mais comuns: erro analítico, transformações mineralógicas posteriores, intemperismo e contaminação crustal. Destes, os três primeiros não foram observados, restando a possibilidade da contaminação crustal.

Objetivando testar a hipótese de contaminação crustal do magma que originou o CMSO foram calculadas as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais das amostras de uma rocha máfica (gabronorito, EM-115A) e de uma ultramáfica (harzburgito, EM-106A). Estabeleceu-se como referência a idade de 2.400 Ma (calculada pelo método Sm/Nd, conforme o item 6.2) e obteve-se valores de

0,70437 e 0,70775, respectivamente, para aquelas razões (Tabela 8). Esses resultados são considerados elevados para o manto empobrecido naquela época. Esse aumento possivelmente seria resultado da contaminação crustal do magma que originou as rochas da serra da Onça, sendo que a mesma poderia resultar da injeção de um magma rico em SiO_2 (granítico) na câmara magmática do CMSO ou da assimilação de rochas crustais de composição silicosa. Baseado na evolução litoestrutural dessa porção cratônica (item 2.2) não se constata a presença de magmatismo ácido durante a fase de pré-consolidação do corpo máfico-ultramáfico. Essa ausência, conduz a sugestão de que as elevadas razões isotópicas calculadas são provavelmente resultantes da assimilação pelo magma que originou as rochas da serra da Onça de encaixantes contendo altos teores de sílica.

Para justificar o aumento no valor da razão inicial de Sr para até 0,70775 sugere-se que o magma parental do CMSO, diferenciou-se no manto superior e através de fraturas resultantes do regime distensivo da época, alcançou níveis crustais superiores, onde se alojou. A contaminação silicosa e conseqüentemente o aumento da mencionada razão pode ter acontecido em qualquer das etapas de residência crustal. Sob o ponto de vista de prospecção mineral esse magma já poderia conter altos teores de EGP. Portanto, a assimilação de material rico em SiO_2 poderia representar o atendimento a uma das condições (IRVINE, 1975) para que as rochas do CMSO, possam conter mineralizações de EGP.

6.2 - MÉTODO Sm/Nd

Para o estudo Sm/Nd foram considerados os representantes dos 3 principais tipos litológicos do CMSO. Assim, foram analisadas (rocha total) uma amostra de harzburgito (EM-

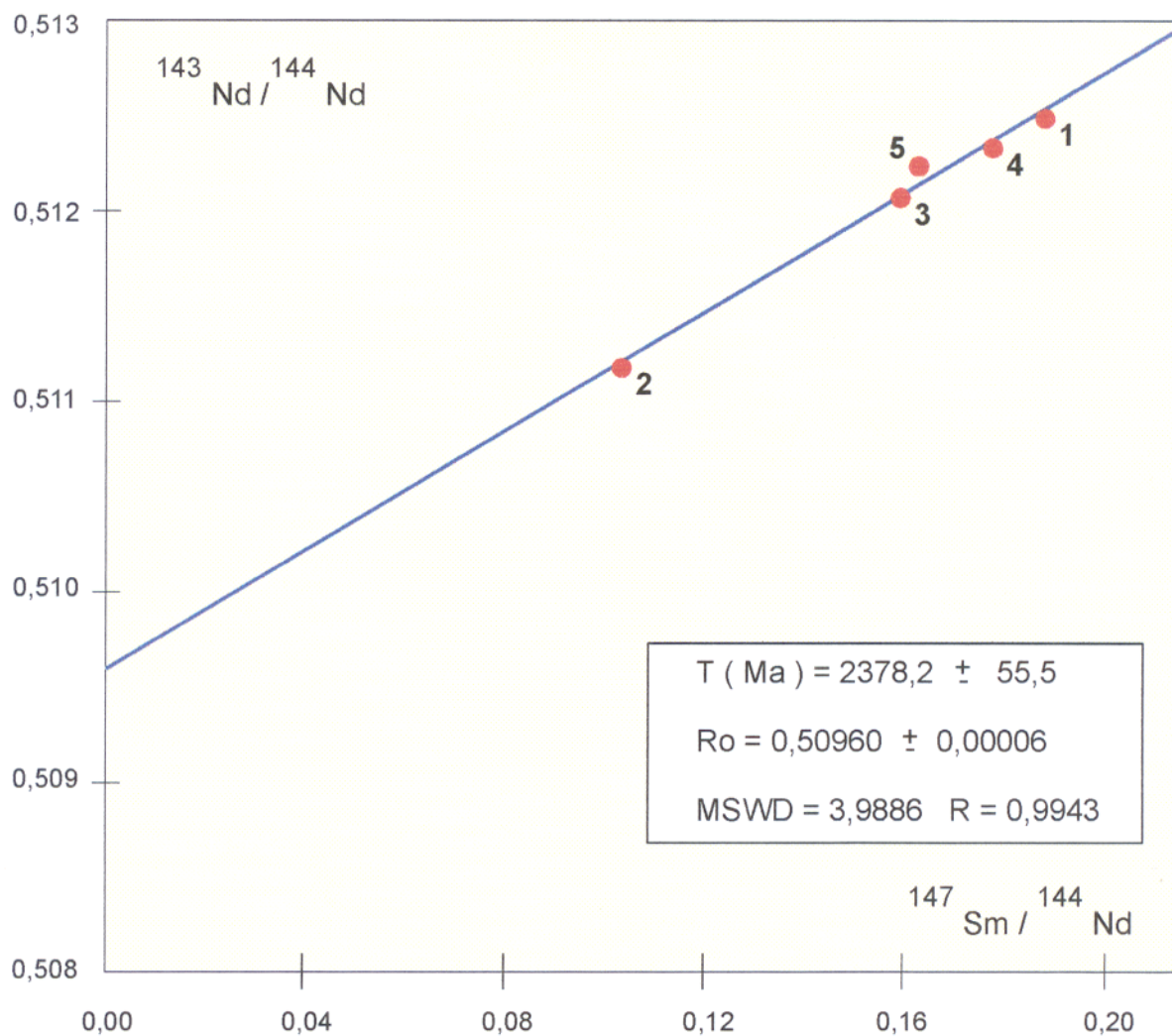
26A), de piroxenito (EM-238) e de gabro (EM-143). Foram também analisados concentrados de plagioclásio e de piroxênio obtidos da citada amostra de gabro. Os resultados analíticos estão na tabela que compõe a Figura 68.

Examinando a mencionada tabela observa-se que os teores de Sm e Nd são baixos, variando de 0 a 0,2ppm e de 0,2 a 0,6 ppm, respectivamente. Inclusive, esses valores estão abaixo dos fornecidos por LEVINSON (1974) para equivalentes tipos rochosos. As razões de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variam de 0,1026 a 0,1865 e as de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, apresentam-se no intervalo de 0,5112 a 0,5125.

Baseado nesses resultados foi construída uma isócrona Sm/Nd (Figura 68) a partir de 5 pontos de acordo com o algoritmo de BROOKS et al (1972). A idade obtida foi de $2.378,2 \pm 55,5$ Ma, com razão inicial (RI) de $0,50960 \pm 0,00006$, MSWD de 3,99 e R igual a 0,99. Os pontos estão relativamente bem alinhados e apenas a amostra EM-238 posiciona-se um pouco acima da reta traçada. Os estudos petrográficos realizados nessa amostra não revelaram a presença de qualquer transformação mineralógica que pudesse justificar esse desalinhamento.

A idade calculada é interpretada como a da cristalização do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça e posiciona-o no Paleoproterozóico, o que está concordante com a proposta da CPRM, 1997, referente à formação do CMSO.

Deve ser salientado que os parâmetros numéricos apresentados foram obtidos de uma isócrona construída através de pontos não muito bem distribuídos e com o MSWD (3,99) relativamente elevado. Destaca-se também, que a inclinação da reta é cortada pela análise de uma fase mineral (plagioclásio obtido do gabro, EM-143). Portanto, esses dados necessitam de uma confirmação através de um maior número de análises ou por outra metodologia.



AMOSTRA	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$
1 EM 143 - ROCHA TOTAL (GABRO)	0,2	0,6	0,1865 ± 0,0002	0,512500 ± 0,00002
2 EM 143 - PIROXÊNIO (GABRO)	0,1	0,3	0,1026 ± 0,0001	0,511178 ± 0,00002
3 EM 143 - PLAGIOCLÁSIO (GABRO)	0,1	0,5	0,1576 ± 0,0004	0,512087 ± 0,00001
4 EM 26A - HARZBURGITO	0,1	0,2	0,1768 ± 0,0003	0,512330 ± 0,00002
5 EM 238 - PIROXENITO	0,0	0,2	0,1621 ± 0,0004	0,512233 ± 0,00003

FIGURA 68 - Diagrama isocrônico $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ X $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$ das rochas máficas e ultramáficas da Serra da Onça.

A razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($0,50960 \pm 0,00006$) obtida através da isócrona da Figura 68 é coerente com a de um material proveniente da fusão do manto há 2,378 Ma. Para essa época, os prolongamentos das curvas de evolução do CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*) e do manto empobrecido - DP (*Depleted Mantle*), de acordo com FAURE (1986) Figura 12.6, estão bem próximas entre si, o que não permite definir de qual das fontes as rochas do CMSO foram originadas.

Utilizando-se os dados isotópicos Sm/Nd foi calculada uma idade modelo para o gabro (EM-143) da serra da Onça. Para esse estudo utilizou-se o método de FAURE (1986). Considerando-se o manto empobrecido obteve-se um valor de 2.630 Ma. Efetuou-se o mesmo cálculo, porém com base na curva do CHUR, com os valores $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1969$ e obteve-se uma idade de 2.060 Ma, a qual é inferior à calculada para as rochas do CMSO (2.378 ± 55 Ma). Com base nesses resultados pode-se sugerir que as rochas máfico-ultramáficas da serra da Onça, provavelmente, não são originadas do CHUR, sendo mais provável uma origem a partir da fusão do manto empobrecido. Nesse caso, os padrões de ETR das rochas do CMSO (figuras 60 e 61) deveriam apresentar um empobrecimento em ETRL, o que não foi observado, de onde se deduz que tenha havido uma possível contaminação crustal.

A idade modelo de 2.630 Ma obtida pelo método de FAURE (1986), indica um período de residência crustal de 250 Ma. Esse valor está condizente com a proposta de desenvolvimento tectono-magmática (CPRM, 1997) adotada para esse porção do Cráton Amazônico.

O valor de ϵNd calculado para a amostra EM-143 (gabro), para 2.400 Ma, considerando o manto empobrecido foi de 0,03. Este valor sugere que o magma que gerou as rochas do CMSO, tenha sido originado da fusão do manto (FAURE, 1986) e depois subido para os níveis superiores

da crosta continental. Essa constatação reforça a conclusão obtida a partir da calculada razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Pelo exposto, admite-se que os estudos isotópicos forneceram uma idade mínima para as rochas do CMSO, concordando com as considerações tectono-magmáticas, estabelecidas para região da serra da Onça (CPRM, 1997). Salienta-se, também, o ineditismo dessa datação nos corpos máfico-ultramáficos ocorrentes nessa região do Cráton Amazônico. Portanto, os dados apresentados indicam que o magma-fonte do CMSO não provém do CHUR e origina-se, possivelmente, do manto empobrecido. Indicam, também, uma contaminação crustal, que ocorreu em alguma época, no período entre a origem do magma na base da litosfera, o seu deslocamento para níveis superiores da crosta continental e a sua posterior solidificação. Sugere-se ainda com base na idade do complexo e nos estudos de COSTA et al. (1991), que o alojamento do corpo máfico-ultramáfico está relacionado, provavelmente, ao evento distensivo do Proterozóico.

7 - EVOLUÇÃO TECTONO-MAGMÁTICA

Neste capítulo procura-se integrar as informações genético-evolutivas sobre a região da serra da Onça e, também, com base em comparações com outras regiões cratônicas semelhantes e melhor conhecidas, empenha-se em estabelecer a seqüência dos eventos tectônicos e magmáticos (Figura 69).

Inicialmente, remonta-se ao Arqueano (3,2 a 2,6 Ga.) conforme as idades modelos Sm/Nd obtidas para os gabronoritos da serra da Onça. De acordo com as informações obtidas de amostras coletadas às proximidades da área em estudo, o Complexo Xingu estabilizou-se em 2,9 Ga (AVELAR, 1996) e o Granito Plaquê consolidou-se em 2,6 Ga (AVELAR, 1996). Esse período corresponde ao final do Arqueano e caracteriza-se pelo desenvolvimento dos últimos estágios do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, os quais são marcados pela colocação do Granito Plaquê. Nessa época, a região enfocada atingiu um estágio de quase estabilização proto-cratônica, com o término dos esforços cisalhantes compressivos.

Ainda baseado nas idades modelo Sm/Nd, admite-se que no período entre 3,2 e 2,6 Ga., provavelmente próximo a última idade, iniciou-se um processo de fusão do manto peridotítico, como possível resultado do aquecimento do manto, despressurização litostática e/ou do estiramento litosférico, proporcionando a acumulação na interface manto/crosta do proto-magma que originou as rochas da serra da Onça (Figura 69A).

A transição do Arqueano para o Proterozóico corresponde a um período em que houve inversão do regime compressivo para o regime distensivo. Assim, o encurtamento crustal relacionado ao Cinturão Itacaiúnas foi seguido por um período de estiramento litosférico,

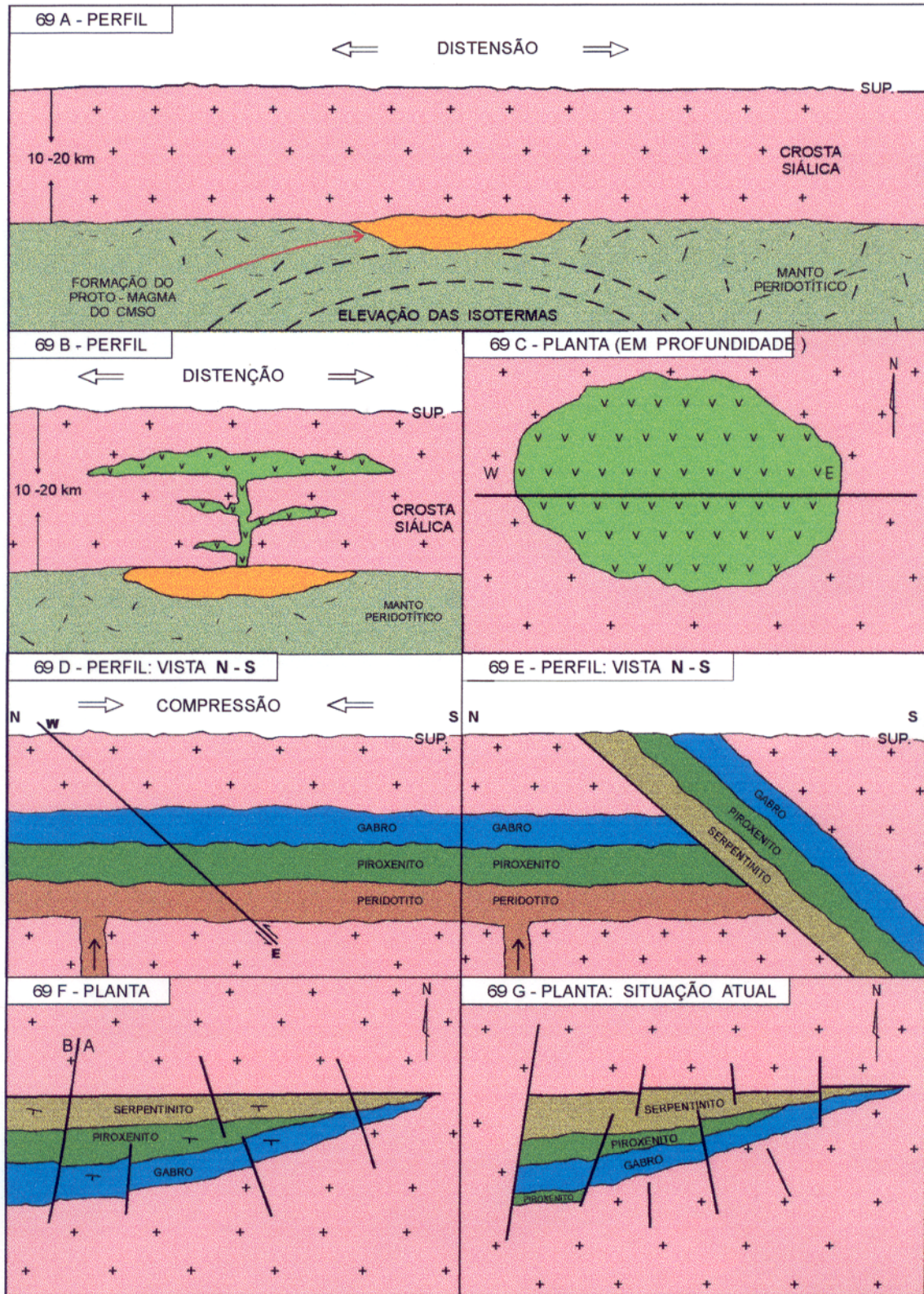


FIGURA 69 - DIAGRAMA ESQUEMÁTICO SUGERINDO UMA POSSÍVEL EVOLUÇÃO TECTONO-MAGMÁTICA PARA O COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DA SERRA DA ONÇA.

controlado por vetores extensionais dispostos segundo NE-SW e com um forte estiramento, superior a 3, de acordo com os estudos regionais de COSTA et al. (1991). Ainda segundo esses autores, o regime distensivo do Proterozóico caracterizou-se por altas taxas de adelgaçamento litosférico e as anisotropias crustais (fraturas e zonas de cisalhamento), resultantes dos eventos arqueanos, devem ter contribuído para a implantação de estruturas distensivas e a conseqüente intrusão de corpos ígneos. Considerando esse mecanismo, é provável que as altas taxas de estiramento litosférico devam ter provocado a reativação de antigas zonas de fraqueza crustais, ou mesmo proporcionado a implantação de novas fraturas. Algumas dessas descontinuidades devem ter-se desenvolvido até grandes profundidades, atingindo a interface crosta/manto, onde estava armazenado o material proveniente da fusão parcial do manto superior. Ao longo desses condutos o magma ter-se-ia deslocado, através de crosta continental, para níveis crustais superiores, instalando-se finalmente, em zonas de mais baixa pressão (Figura 69B).

No mencionado deslocamento, o magma deve ter assimilado porções da crosta continental resultando na contaminação de material silicoso sugerido pelas razões Rb/Sr e pelos ETR. Os estudos petroquímicos indicam que o magma era de natureza sub-alcálica, toleítica, portanto rico em compostos ferro-magnesianos. Essas características químicas sugerem que pode se tratar de um magma de baixa viscosidade.

A sucessão estratigráfica, o paralelismo das camadas, a homogeneidade litológica, e as diversas características petrográficas (zoneamento do plagioclásio, junção tríplice nos piroxenitos, etc) sugerem que a câmara magmática caracterizou-se, de um modo geral, por exibir um lento resfriamento, em condições de quietude tectônica. Entretanto, em alguns afloramentos,

como o exemplificado na Figura 70, pode-se observar um fragmento de anortosito imerso em uma massa gabronorítica. Esse fato sugere que o anortosito pré-existia à consolidação do gabronorito. Posteriormente, provavelmente devido a movimentos tectônicos na câmara magmática, o anortosito fragmentou-se e foi envolvido pelo magma gabronorítico, o qual, em seguida, consolidou-se. Baseado no panorama descrito, pode-se interpretar que as condições de calma tectônica predominantes na câmara magmática foram, eventualmente, interrompidas. Isso, provavelmente, devido à intrusão de um novo pulso magmático ou como consequência de movimentos tectônicos que afetaram à câmara magmática.

A repetição das camadas observada na porção oeste do corpo máfico-ultramáfico, representada por serpentinito/piroxenito/serpentinito/piroxenito/gabronorito, pode ser uma sugestiva evidência do caráter deposicional cíclico. Essas características reforçam a interpretação adotada no parágrafo anterior, de reativações e intrusões de novas injeções de magmas durante a evolução do CMSO.

O caráter bandado e cíclico do corpo da serra da Onça é bem evidenciado em macro-escala, conforme pode ser observado no mapa geológico (Figura 7). Entretanto, em escala de afloramento, essa natureza é pouco observada, provavelmente devido à ausência de afloramentos contínuos. Porém, em raros blocos, como o exemplificado na Figura 71, pode-se observar a presença de milimétricas a centimétricas lentes de anortositos, imersas em uma massa leucogabronorítica, configurando um padrão acamadado. Esse contexto é sugestivo de variações químico-mineralógicas ocorridas durante o processo de cristalização magmática do corpo máfico-ultramáfico. Sendo que este desequilíbrio pode ter sido causado pela introdução de novo



Figura 70: Fragmento de anortosito imerso em uma massa gabronorítica, sugerindo a presença de movimentos tectônicos durante a evolução magmática do CMSO



Figura 71: Lentes de anortositos em leucogabronorito, configurando um incipiente padrão bandado.

pulso magmático na câmara ou resultado do próprio processo de cristalização fracionada com seu curso interrompido pela assimilação de material crustal.

Em alguns afloramentos, foram observadas estruturas exóticas, em formas elipsóidais, concêntricas, convolutas, constituídas de serpentinitos (Figura 72). Essas estruturas assemelham-se as apresentadas por CONYBEARE & CROOK (1968) e são consideradas como de ambientes hidroplásticos. Integrando essas características é possível que as mencionadas estruturas possam ser indicativas de movimentos hidrodinâmicos, associados à presença de correntes fluidais na câmara magmática das rochas do CMSO. Salienta-se que esse fenômeno foi identificado em outros complexos máfico-ultramáficos melhores conhecidos, como o de Bushveld (CAMPBELL et al., 1983).

A contaminação de material silicoso crustal, os influxos de novos magmas intercalados com períodos de cristalização magmática cúmulus e o quimismo sub-alcálico/toleítico associados a mudanças físico-químicas (P, T, fugacidade do O₂, etc.) seriam os fatores necessários para a geração de sulfetos imiscíveis. Esses compostos carregariam e concentrariam os EGP originalmente dispersos no magma, conforme observado em diversos corpos máfico-ultramáficos que contêm jazimentos platiníferos.

De acordo com o indicado pelas análises Sm/Nd a injeção do referido corpo magmático efetuou-se ao redor de 2,37 Ga. Com base nos dados geológicos e geofísicos apresentados e em comparações com outros corpos acamadados, particularmente com o Complexo de Stillwater, é provável que o CMSO tenha se solidificado em forma de uma grande soleira (Figura 69B e C).

O estudo estrutural demonstrou que o CMSO, após a sua colocação, foi afetado por um tectonismo rúptil. Portanto, o corpo atualmente aflorante, representa apenas uma parte do corpo



Figura 72 : Fotografia de serpentinito exibindo estrutura convoluta, que pode estar associada a movimentações fluidis na câmara magmática da rochas da CMSO.

original. Ainda com base nos dados estruturais, constata-se a presença de duas direções de fraturamento principais: a mais antiga, de direção E-W e uma outra, meridiana.

Concatenando as evidências, acredita-se que, inicialmente, a soleira original foi submetida à esforços compressivos e falhada segundo a direção E-W (Figura 69 C e D). Esse falhamento, de natureza inversa, alçou a parte meridional da soleira que basculou para sul até uma posição de mergulho semelhante à atualmente observada (Figura 69E). Essa falha é bem evidenciada na borda norte do CMSO, em contato com as rochas encaixantes. A movimentação dos blocos, ao longo do plano de falha, resultou na mobilização de grande quantidade de fluidos provenientes, principalmente, das rochas encaixantes hidratadas (granitos e gnaisses) que serpentinizaram os peridotitos.

Esse modelo enquadra-se na evolução geotectônica dessa porção cratônica, quando se apóia nos trabalhos regionais de COSTA & HASUI (1992), que sugerem para a Amazônia Oriental movimentos transpressivos rúpteis, mais antigos do que 1,9 Ga. Portanto, tanto a natureza do movimento, como a sua idade são compatíveis com o modelo estabelecido.

Ainda com base nos dados estruturais, verifica-se que a direção dos fraturamentos NNE-SSW e NNW-SSE secciona a direção E-W. Isso permite sugerir que a fração da soleira alçada sofreu um segundo tectonismo rúptil, que é particularmente bem ilustrado pelo truncamento da extremidade oeste do complexo e pelo deslocamento de algumas das camadas constituintes do CMSO (Figura 69F e 69G). Conforme os dados de campo, esse segundo tectonismo está representado por falhas normais e transcorrentes, as quais sugerem um estiramento crustal na região da serra da Onça. É possível que esse último evento tenha ocorrido no intervalo de 1,9 a

0,9 Ga, que é o período sugerido por COSTA & HASUI (1992) para a ocorrência de um processo extensional nessa porção cratônica.

A região em estudo permaneceu aparentemente estabilizada até o Mesozóico, quando houve reativação dos movimentos distensivos. Antigas zonas de fraqueza foram reativadas, o que gerou fraturas que alcançaram a base da crosta. Em consequência, ocorreu a retomada do magmatismo básico, que se instalou na região da serra da Onça sob a forma de diques do Diabásio Cururu.

No Cenozóico, a região em estudo sofreu aplainamento e laterização regional, o que resultou em um extenso capeamento laterítico sobre as rochas do CMSO.

No Quaternário, a área enfocada foi remodelada pelo atual sistema de drenagem.

8. CONCLUSÕES

O estudo realizado no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça permitiu a definição de vários aspectos geológicos, petrográficos, químicos, geocronológicos e, especificamente, os relacionados a vocação metalogenética para EGP.

O CMSO é parte integrante da Suíte Intrusiva Cateté e pode ser definido como uma intrusão anorogênica intraplaca, no âmbito do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, relacionado ao regime distensivo do Proterozóico. Exibe uma natureza máfico-ultramáfica e litologicamente está constituído, da base para o topo, por peridotitos serpentinizados, piroxenitos e gabronoritos. Apresenta-se encaixado no Complexo Xingu e no Granito Plaquê.

Petrograficamente, os serpentinitos são essencialmente constituídos por lizardita, com disseminados cristais de Cr-espinélio, magnetita e sulfetos (Fe-Cr-Ni). Nos exemplares mais preservados da serpentinação, podem ser observados cristais reliquiares de olivina e de piroxênio, o que indica um protólito de natureza peridotítica. Os piroxenitos são constituídos por cristais cúmulus de bronzita, hiperstênio, augita e olivina, com plagioclásio intercúmulus. A variação proporcional desses constituintes permite identificar a presença de bronzititos, bronzititos feldspáticos, websteritos e hiperstenito feldspático. Associados aos piroxenitos podem ser observados lherzolitos e hazburgitos. A seqüência gabronorítica está representada por gabronoritos, noritos e gabros, listados em ordem decrescente de abundância. São constituídos por plagioclásio (labradorita), augita, bronzita, hiperstênio, anfibólio, biotita e opacos. Constituindo níveis no conjunto gabróico são observados disseminação sulfetada, gabros grossos, laminação ígnea e textura “espinha de peixe” em piroxênios. Foram constatados,

localmente, corpos de monzonitos e diques de diabásios, relacionados aos últimos estágios de diferenciação magmática.

Os mencionados tipos litológicos dispõem-se em um ordenado e seqüencial paralelismo, o que confere ao CMSO um aspecto acamadado. A direção das camadas (E-W) é concordante com a estruturação regional do Cinturão Itacaiúnas. Porém o corpo mergulha cerca de 40° a 50° para sul, enquanto que o caimento das encaixantes é de 70° a 80° para norte.

Os estudos petroquímicos sugerem que as rochas do CMSO foram originadas de um magma de natureza sub-alcalina/toleítica, rico em Mg, Fe e Ni. Esse magma, no decorrer da diferenciação magmática, foi gradativamente empobrecido nos mencionados elementos, enriquecendo-se conseqüentemente em Ca, Na e K. A ordem de fracionamento mineral foi estabelecida por olivina (Cr-espinélio) - ortopiroxênio - clinopiroxênio - plagioclásio. Os estudos dos ETR e dos isótopos Rb/Sr sugerem uma contaminação crustal do magma que originou o CMSO.

O paralelismo, uniformidade das camadas, homogeneidade litológica e as feições petrográficas sugerem um lento resfriamento, a partir de elevadas temperaturas, em um ambiente de calma tectônica. A repetição, o arranjo e o quimismo das camadas sugerem a participação de um magma fonte, seguido de um processo de intrusões múltiplas. A presença dos sulfetos em diferentes posicionamentos estratigráficos é sugestiva da ocorrência de várias fases sulfetadas. Após a colocação do corpo, o mesmo sofreu ação de pelo menos dois tectonismos rúpteis (compressivo e distensivo), no que resultou a sua atual configuração.

A construção de uma isócrona Sm/Nd permitiu posicionar o CMSO no Paleoproterozóico com uma idade de 2,37 Ga. Entretanto, esta idade é pioneira e precisa ser

confirmada e como o arcabouço geotectônico da região da serra da Onça ainda não foi definitivamente estabelecido, é possível que futuros estudos mais detalhados indiquem uma idade diferente levando a modificar o modelo evolutivo proposto.

Os MGP foram detectados em formas de “pintas” e “pepitas”, obtidas de concentrados de solo. As análises por MEV revelaram a presença de Pt, Pd, Ir e Os, que se encontram associados ao Fe, Ni, Hg, Al, Ti e Si. Ainda não se obteve uma perfeita caracterização mineralógica dos MGP, porém é provável que sejam de ligas naturais de Pt, Pd e Fe. Os MGP ocorrem em três condicionamentos litológicos-metalogenéticos, associados aos serpentinitos, piroxenitos e gabronoritos.

As características geotectônicas, estratigráficas, litológicas, petroquímicas, geocronológicas e, especificamente, a vocação metalogenética para EGP do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça são semelhantes a de outros complexos, reconhecidamente portadores de mineralizações de platinóides, tais como o de Stillwater, Bushveld, Great Dyke, Muskox e Penikate.

Salienta-se, ainda, que as zonas mais favoráveis para concentração de EGP são aquelas enriquecidas em sulfetos, existentes na porção médio-inferior da seqüência gabróica; no pacote serpentinitico associado às cromitas e aos níveis de sulfetos; bem como junto aos bronzitos cúmulus grossos e às fases piroxeníticas sulfetadas. Em termos de ambientes supergênicos destaca-se as crostas lateríticas e os colúvios-aluviões quaternários como possíveis portadores de mineralizações de EGP.

Enfatiza-se que o potencial metalogenético para EGP estabelecida para a serra da Onça estende-se igualmente aos demais corpos da Suíte Intrusiva Cateté. Isso sem dúvida, aumenta

significativamente, para o Pará e o Brasil, a importância econômica e metalogenética dos resultados alcançados nesta dissertação de mestrado.

Com base nos resultados obtidos e nas conclusões alcançadas, sugere-se o prosseguimento da pesquisa, no âmbito da serra da Onça, com a execução das seguintes atividades:

- Prosseguimento dos trabalhos de mapeamento geológico, com estudos mais detalhados, particularmente ao longo das zonas sulfetadas e nos locais de ocorrência de EGP.

- Execução de estudos petroquímicos envolvendo um maior número de amostras e análises que forneçam mais baixos limites para os EGP.

- Pesquisas petrológicas envolvendo análise de química mineral, com o intuito do melhor conhecimento mineralógico, à busca de parâmetros petroquímicos relacionados a estratigrafia e demais informações que permitam uma melhor caracterização do magma fonte do CMSO, assim como estabelecer a sua evolução magmática.

- Execução de análises geocronológicas (U/Pb nos zircões e nas baddeleyitas) objetivando confirmar ou não, a idade obtida para as rochas da serra da Onça, assim como testar a idade modelo calculada. Seriam também necessárias adicionais análises isotópicas para consubstanciar o estudo petrológico.

- Prospecção geofísica terrestre, ao longo das picadas transversais, através dos métodos eletro-magnéticos, gravimétricos e radiométricos objetivando fornecer subsídios ao mapeamento geológico e determinar zonas sulfetadas.

- Encerrando essa fase da pesquisa, recomenda-se a execução de poços, trincheiras e furos de sondagens pioneiros, nos locais de ocorrência dos MGP e nas zonas anômalas, determinadas pelos estudos acima descritos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAM, M. B. 1994. **O corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela, Bahia: caracterização petrográfica, geoquímica, tipologia e implicações metalogenéticas;** reorganizado por Moacyr Moura Marinho. Salvador, SBG. 58 p.
- ALMEIDA, F. F. M. de; BRITO NEVES, B. B.; HASUI, Y. 1976. O Pré-Cambriano Superior da América do Sul. **Boletim do Instituto de Geociências, USP**, v.7, n.45.
- AMARAL, G. 1974. **Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica.** São Paulo, Universidade de São Paulo. Departamento de Paleontologia e Estratigrafia. 212p. Tese (Livre docência) - Instituto de Geociências, USP, 1974.
- ARAÚJO, O. J. B. de; MAIA, R. G. N.; JORGE JOÃO, X. da S.; COSTA, J. B. S. da. 1988. A Megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. **Anais...** Belém, SBG. p.324-338.
- ARNDT, N. T.; NALDRET, A. J.; PIKE, D. R. 1977. Komatiitic and iron rich tholeitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. **Journal of Petrology**, 18(2):319-369.
- AVELAR, V. G. de. 1996. **Geocronologia Pb/Pb por evaporação em monocristal de zircão, do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 149 p. Tese (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Geociências, UFPA, 1996.
- BARNES, S. J.; NALDRETT, A. J.; GORTON, M. P. 1985. The origin of fractionation of platinum group elements in terrestrial magma. **Chemical Geology**, 53(3/4):303-323.

- BASEI, M. A. S. 1973. **Geocronologia das folhas SB.22/SC.22. Belém: Projeto RADAM** (Relatório Inédito).
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, 43: 43-55.
- BERNARDELLI, A. L. 1982. Depósito de Níquel Laterítico do Vermelho. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém. 1982. **Anexo aos anais**. Belém, p. 91-95.
- BIONDI, J. C. 1986. **Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática**. São Paulo, T. A. Queiroz, CBMM, p. 602.
- BOWLES, J. F. W. 1986. The development of Platinum-Group Minerals in Laterites. **Economic Geology**, 81:1278-1285.
- BRASIL. Projeto RADAM. 1974. **Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro, (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- BRASIL. Projeto RADAM. 1975. **Folha SB.21 Tapajós. geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro, (Levantamento de Recursos Naturais, 7).
- BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. 1980. **Folha SC.21 Juruena; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro, (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- BROOKS, C. ; HART, S. R.; WENDT, I. 1972. Realistic use of two-error regression treatment as applied to rubidium-strontium and data. **Reviews of Geophysical and Space Physics**, 10(2):551-577.

- CABRI, L. J. 1981. Relationship of mineralogy to the recovery of platinum group elements from ores. In: *Platinum - Group Elements: mineralogy, geology, recovery*, **CIM**. special volume 23, p.233-250.
- CABRI, L. J. & NALDRETT, A. J. 1984. The nature of the distribution and concentration of platinum group elements in various geological environments. **INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS**, 27, Moscow, 1984. **Proceedings**. Moscow, v.10, p.17-46.
- CABRI, L. J.; HARRIS, D.C.; WEISER, T. W. 1996. mineralogy and Distribution of Platinum-Group Mineral (PGM) Placer Deposits of the World. **Exploration and Mining Geology**, 5 (2):73-167.
- CAMERON, E. N. 1980. Evolution of the lower critical zone, central sector, eastern Bushveld Complex and its chromite deposits. **Economic Geology**, 75(6):845-871.
- CAMERON, E. N. 1982. The upper critical zone of the eastern Bushveld Complex - precursor to the Merensky Reef. **Economic Geology**, 77(6):1307-1327.
- CAMPBELL, I. H.; NALDRETT, A. J.; BARNES, S. J. 1983. A model for the origin of the platinum rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater complexes. **Journal of Petrology**, 24 (2):133-165.
- CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. N. de. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas - Histórico e Atualização. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 26., Belém, 1972. **Anais...** Belém, SBG. V. 3, p. 35-46.
- CLARKE, D. 1993. **Newpet for DOS**. St. John's, Memorial University of Newfoundland. Department of Earth Sciences. Centre of Earth Resources Research. 45p.

- CONDIE, K. C. & BARAGAR, W. R. A. 1974. Rare earth element distribution in volcanic rocks from Archean Greenstone Belts. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 45:237-246.
- CONYBEARE, C. E. B. & CROOK, K. A. W. 1968. **Manual of Sedimentary Structures**. Canberra, Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics. 327p.
- COSTA, J. B. S. & HASUI, Y. 1992. Aspectos tectônicos fundamentais do Proterozóico Médio na Amazônia Brasileira. **Revista Brasileira de Geologia**, 22(4):487-492.
- COSTA, J. B. S.; MACAMBIRA, E. M. B.; VALE, A. G.; ARAÚJO, O. J. B. de; PINHEIRO, R. V. L.; JORGE JOÃO, X. da S. 1993. Evolução Litoestrutural da Região de São Felix do Xingu- Serra dos Carajás. **Geociências**, São Paulo, 12 (2):315-332.
- COSTA, J. B. S.; PINHEIRO, R. V. L.; JORGE JOÃO, X. da S.; ARAÚJO, O. J. B. de. 1991. Esboço estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, 3:11-26.
- COSTA, M. L.; MACAMBIRA, E. M. B.; COSTA, W. A. M. 1994. O Crisoprásio da Serra da Onça/Mutuquinha (Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém. 1994. **Boletim de Resumos Expandidos**, Belém, p. 168-171.
- COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. 1979. **The interpretation of igneous rocks**. London, George Allen & Unwin. 450p.
- CPRM. 1991. **Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará**. Brasília. DNPM/CPRM. 136 p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- CPRM. 1997. **São Félix do Xingu, Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará**. Belém, DNPM/CPRM. 344p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).

- CULLERS, R. L. & GRAF, J. L. 1984. Rare Earth Elements in Igneous Rocks of the Continental Crust: Intermediate and Silicic Rocks - Ore Petrogenesis. In: HENDERSON, P. **Rare Earth Element Geochemistry**. Amsterdam, Elsevier. p.275-316.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E. A. P.; SÁ, C. A. S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M. C. P.; TEIXEIRA, N. P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. **Revista Brasileira de Geociências**, 16 (1):11-23.
- DE PAOLO, D. J. 1981. Nd isotopic studies: some new perspectives on Earth structure and evolution. **EOS**, 62.
- EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J.; O'NIONS, R. K. 1978. Rare Earth abundances in chondritic meteorites. **Acta**, 42:1199-1212.
- FARINA, M. 1988. Metais do Grupo da Platina - Ambiências Geológicas e Ensaio sobre a **Gitologia Quantitativa com Aplicações para Descobrimto de Depósitos**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais...** Belém, SBG. v.1, p. 130-143.
- FAURE, G. 1986 - **Principles of Isotope Geology**. New York, J. Wiley & Sons. 589 pg.
- FREY, F. A. 1969. Rare earth abundances in a high-temperature peridotite intrusion. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 33:1429-1447.
- FREY, F.A.; HASKIN, M. A. ; POETE, J.A.; HASKIN, L.A. 1968. Rare earth abundances in some basic rocks. **Journal Geophysical Research**, 73 (18): 6085-6098.
- FREY, F.A.; HASKIN, L. A.; HASKIN, M. A. 1971. Rare earth abundances in some ultramafic rocks. **Journal Geophysical Research**, 76 (8): 2057-2070.
- FREY, F. A. & SUEN, C. Y. J. 1985. The Ronda high-temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 49 (11):2469-2491.

- GALLAGHER, M.J.; NALDRETT, A. J.; RAO, B.V.; EVENSEN, N. M. 1986. Contamination at Sudbury and its role in ore formation. In: GALLAGHER, M. J. et al. **Metallogeny of basic and ultrabasic rocks**. London, Institute of Mining & Metallurgy, p. 75-92.
- GRINENKO, L. I. 1985. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform. **International Geology Review**, 27(6):695-708.
- HALL, R. P. & HUGHES, D. J. 1990. Noritic magmatism and Early Precambrian layered intrusions. In: HALL, R. P. & HUGHES, D. J. **Early Precambrian Basic Magmatism**. New York, Blackie. p. 83-110.
- HARKER, A. 1909. **The natural history of igneous rocks**. New York, Mac Millan.
- HARTMANN, L. A. 1991. **Tópicos sobre elementos de terras raras em Petrogênese**. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. 11p.
- HASKIN, L. A. & HASKIN, M. A. 1968. Rare-earth elements in the Skaergaard intrusion. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 32: 433-447.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: Subsídio para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. **Anais...** Manaus. DNPM-CNPq. p. 129-141.
- HEIM, S. L. & CASTRO FILHO, L. W. de. 1986. Jazida de Níquel Laterítico de Puma-Onça, Município de São Félix do Xingu, Pará. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C. E. S. (coords.). **Principais Depósitos Minerais do Brasil**, 1986. Brasília. DNPM/CVRD. v. 2, p. 347-368.

- HIRATA, W. K. 1982. Geologia Regional da Província Mineral dos Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982, **Anexo aos anais**. Belém, p. 13-15.
- IDESP. 1972. Projeto Rio Fresco; contribuição à geologia do Pré-Cambriano da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. **Resumo...** Belém, SBG. bol. 2, p. 73-75.
- IRVINE, T. N. 1959. The ultramafic complex and related rocks of Duke Island, Southeastern Alaska. **Thesis**, Calif. Inst. of Technology. 320p.
- IRVINE, T. N. 1963. Origin of the ultramafic complex at Duke Island, southeast Alaska. **Mineral. Soc. Am. Spec. Paper**, 1:36-45.
- IRVINE, T. N. 1975. Crystallization sequences in the Muscox intrusion and other layered intrusions - II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 39(6/7):991-1020.
- IRVINE, T. N. 1982. Terminology for layered intrusions. **Journal of Petrol.**, 23, Part II, p. 127-162.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canad. Journ. Earth Sci.**, 8:523-547.
- JACKSON, E. D. 1971. The origin of ultramafic rocks by cumulus process. **Fortschritte der Mineralogie.**, 48(1):128-174.
- JENSEN, L. S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario, Division of Mines MP. 66:22p.
- JORGE JOÃO, X. da S. & MACAMBIRA, E. M. B. 1995. Evolução do magmatismo máfico e ultramáfico na Amazônia Oriental, Brasil. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 9, Caracas, 1995. **Resumos Expandidos**. CD-ROM.

- KÖPPEN, W. 1948. **Climatologia**. Trad. de Pedro Peres. Fundo de Cultura Econômica, México.
- KRAUSKOPF, K. B. 1967. **Introduction to Geochemistry**. New York, Mc Graw - Hill. 721p.
- KUNO, H. 1968. Differentiation of basalt magmas. In: HESS, H. H. & POLDERVAAT, A. **Basalts**. New York, John Wiley and Sons. 862p.
- LA ROCHE, H.; GRANDCLAUD, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 - R_2 diagram and mayor element analysis - its relationship with current nomenclature. **Chemical Geology**, 29:183-210.
- LE MAITRE, R. W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. **Journal of Petrology**, 17(4):589-637.
- LEVINSON, A. A. 1974. **Introduction to Exploration Geochemistry**. Calgary. Applied Publishing Ltd. 569p.
- LOUBERT, M.; SHIMIZU, N.; ALLEGRE, C. J.. 1975. Rare-earth elements in alpine peridotites. **Contrib. Mineral. Petrol.** Berlin. 53 (1-12).
- MACAMBIRA, E. M. B. 1996a. Aspectos geológicos e potencial mineral do Complexo Máfico-Ultramáfico da serra da Onça - Sul do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., Belém, 1996. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, p.79-82.
- MACAMBIRA, E. M. B. 1996b. Potencial metalogenético para elementos do grupo da platina na Amazônia Oriental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém. 1996. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, p.83-85.

- MACAMBIRA, E. M. B. & JORGE JOÃO, X. da S. 1995. Geologia e Metalogenia da Suíte Intrusiva Cateté: Magmatismo Máfico-Ultramáfico na Amazônia Oriental. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 9., Caracas, 1995. **Resumos Expandidos**. CD-ROM.
- MACAMBIRA, E. M. B.; JORGE JOÃO, X. da S.; ALVES, J. N. 1993. Ocorrência de minerais do grupo da platina no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça, Sul do Pará, Brasil. In: ENCONTRO BRASILEIRO DOS EGP, 1, Brasília, 1993. **Resumos Expandidos**. Brasília, p. 41-43.
- MACAMBIRA, E. M. B.; JORGE JOÃO, X. da S.; NILSON, A. A.; MEDEIROS FILHO, C. A.; VALE, A. G. 1994. Avaliação preliminar das Sequências Máficas e Máfico-Ultramáficas da Amazônia Oriental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, p. 219-222.
- MACAMBIRA, E. M. B.; JORGE JOÃO, X. da S.; SOUZA, E. C. de. 1996. Aspectos Geológicos e Petroquímicos do Granito Plaquê - Sul do Estado do Pará. In: SYMPOSIUM ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATAFORM, Brasília. **Extended Abstracts**... Brasília, p.73-75.
- MACAMBIRA, M. J. B. & LAFON, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos Dados e Novos Desafios. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências da Terra**, 7: 263-288.
- MACAMBIRA, M. J. B. & LANCELOT, J. 1991. História arqueana da região de Rio Maria, SE do Estado do Pará, registrada em zircões detriticos de greenstone belt e de cobertura plataformal. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais**... Belém, p. 49-58.

- MACDONALD, A. J. 1987. Ore deposits models # 12. The platinum group element deposits: classification and genesis. **Geoscience Canada**, 14:155-169.
- MACDONALD, G. A. & KATSURA, T. 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. **Geol. Soc. Amer. Mem**, 116:477-522.
- MACLEAN, W. H. 1969. Liquidus phase relations in the FeS-FeO-Fe₃O₄-SiO₂ systems and their application in geology. **Economic Geology**, 64:865-884.
- MINCATO, R. L. & OLIVEIRA, E. P. de. 1993. Metais do grupo da platina em rochas máficas e ultramáficas: revisão sobre o fracionamento geoquímico, ocorrência e avaliação metalogenética. **Cadernos IG /UNICAMP**, 3(2):27-66.
- NALDRETT, A. J. 1989. **Magmatic sulfide deposits**. Oxford, University Press. 186 p.
- NALDRETT, A. J. & CABRI, L. J. 1976. Ultramafic and related mafic rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum - group elements. **Economic Geology**, 71(7):1131-1158.
- NESBIT, R. W. 1971. Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn block. Western Australia: evidence for an archean ultramafic liquid. **Geological Soc. Australia**, 3:331-348.
- NILSON, A. A. 1981. **The nature of the Americano do Brasil Mafic-Ultramafic Complex and associated sulfide mineralization, Goiás, Brazil**. Canadá, University of Western Ontario. 460p. Thesis (PhD em Geology) University of Western, 1981.
- NILSON, A. A. 1984. O estágio atual de conhecimento dos complexos máfico-ultramáficos pré-cambrianos do Brasil - uma avaliação preliminar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG. v.9, p.4166-4203.

- OLEYNIKOV, B. V.; OKRUGIN, A. V.; LESKOVA, N. V. 1978. Petrologic significance of finds of native aluminium in mafic rocks. **Aoklady Akademii Nauk SSSR**, 243(1):191-194.
- PADILHA, A. V.; SILVA JÚNIOR, J. C. da; OLIVEIRA, S. D. de. 1985. A unidade metavulcânica do Grupo Nova Lima, no Córrego dos Boiadeiros: uma sequência ultramáfica-máfica komatiítica na base do Supergrupo Rio das Velhas, na área central do Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, 15(1):74-84.
- PIMENTEL, M. M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú, 1994. **Resumos**. Camboriú, SBG. v. 2, 390-391.
- ROUTHIER, P. 1963. **Les gisements métallifères. Geologie et Principes de Recherche**. Paris, Masson. 1282p. 2v.
- SANTOS, B. A. 1978. **Amazônia: Seu Potencial Mineral e Perspectivas de Desenvolvimento**. Belém. DOCEGEO. 42 p. (Relatório interno).
- SOARES, A. D. V.; BERNARDELLI, A. L.; MEDEIROS FILHO, C. A. de; BASTOS, J. M. E.; MARTINS, L. P. B.; LOURENÇO, R. S. 1988. Geologia Regional das cabeceiras do Igarapé Aquiri, Extremo Oeste da Província Mineral de Carajás (PA). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais...** Belém, SBG. V. 6, p. 2704-2712.
- STRECKEISEN, A. L. 1973. Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. **Geotimes**, 18:26-30.
- STRECKEISEN, A. L. 1976. To each plutonic rock its proper name. **Earth Sci. Review**, 12:1-33.

- SUDAM. 1972. **Pesquisa Mineral no Iriri/Curuá**, relatório preliminar. Belém, 62p.
- SUDAM/PROJETO DE HIDROLOGIA E CLIMATOLOGIA DA AMAZÔNIA. 1984. **Atlas Climatológico da Amazônia Brasileira**. Belém, 125 p. (Publicação 39).
- SUITA, M. T. F. 1988. **Geologia da área Luanga com ênfase na petrologia do complexo básico-ultrabásico Luanga e depósitos de cromita associados**. Brasília, Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. 333p. Tese (Mestrado) - Instituto de Geociências, UNB, 1988.
- SUITA, M. T. F. & NILSON, A. A. 1989. Geoquímica de elementos terras raras em rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2., Rio de Janeiro, 1989. **Anais...** Rio de Janeiro, SBGQ. v.10, p. 499-507.
- SUN, S.S. & NESBITT, R. W. 1978. Petrogenesis of Archean Ultrabasic and Basic Volcanics: Evidence from Rare Earth Elements. **Contribution Mineral Petrology**, 65:301-325.
- TALKINGTON, R. W. S. & LIPIN, B. R. 1986. Platinum-Group Minerals in Chromite Seams of the Stillwater Complex, Montana. **Economic Geology**, 81:1179-1186.
- TODD, S. G.; KEITH, D. W.; LeROY, L. W.; SCHISSEL, D. J.; MANN, E. L.; IRVINE, T. N. 1982. The J-M Platinum-Palladium Reef of the Stillwater Complex, Montana: I. Stratigraphy and Petrology. **Economic Geology**, 77:1454-1480.
- VELOSO, H.P.; JAPIASSU, A.M.S.; GOES FILHO, L.; LEITE, P.F. 1974. **Vegetação; as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos**. In: BRASIL. Projeto RADAM. **Folha SB. 22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro. Cap. 4, p. IV/1 a IV/119. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).

- VERNAAK, C. F. 1976. The Merensky Reef - thoughts on its environment and genesis. **Economic Geology**, 17:1270-1298.
- VILJOEN, M. J. & VILJOEN, R. P. 1969. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock. Upper mantle project. **Spec. Publs. Geol. Soc. South Africa**, 2:221-244.
- VON GRUENEWALDT, G. 1979. A review of some recent concepts of the Busshveld Complex, with particular reference to sulfide mineralization. **Canadian Mineralogist**, 17:233-256.
- WAGER, L. R. & BROWN, G.M. 1967. **Layered igneous rocks**. São Francisco, W. H. Freeman. 588p.
- WAGER, L. R.; BROWN, G. M.; WADSWORTH, W. J. 1960. Types of igneous cumulates. **Journal of Petrol.** , 1, Part I, p. 73-85.
- YODER, H. S. & TILLEY, C.E. 1962. Origin of basalt magmas. An experimental study of natural and synthetic rocks systems. **Journal. Petrol**, 3: 342-532.