

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

FILIPPE GOULART LIMA

MORRO DO NÍQUEL: FRAGMENTO DE MANTO EXUMADO
NA FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Antenor Zanardo

Coorientador: Gergely Andres Julio Szabó

Rio Claro – SP

2017

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

FILIPPE GOULART LIMA

MORRO DO NÍQUEL: FRAGMENTO DE MANTO EXUMADO
NA FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Antenor Zanardo

Coorientador: Gergely Andres Julio Szabó

Rio Claro - SP

2017

552 Lima, Filipe Goulart
L732m Morro do Níquel: fragmento de manto exumado na Faixa
 Brasília Meridional / Filipe Goulart Lima. - Rio Claro, 2017
 126 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots.

 Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,
 Instituto de Geociências e Ciências Exatas
 Orientador: Antenor Zanardo
 Coorientador: Gergely Andres Julio Szabó

 1. Petrologia. 2. Rochas ultramáficas. 3. Dunito. 4.
 Serpentinização. 5. Geoquímica. 6. Petrografia. I. Título.

FILIPPE GOULART LIMA

MORRO DO NÍQUEL: FRAGMENTO DE MANTO EXUMADO
NA FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Antenor Zanardo

Prof. Dr. Norberto Morales

Prof. Dr. Guillermo Rafael Beltran Navarro

Dr. Tiago da Rocha Karniol

Prof.^a. Dr^a Larissa Marques Barbosa de Araújo

Rio Claro, SP de 14 de setembro de 2017

Dedico este trabalho a minha esposa Marcia e ao nosso futuro filho Akira.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por me permitir compreender uma pequena parte de Sua Criação.

Ao professor Dr. Antenor Zanardo pela orientação e incentivo na elaboração do presente trabalho. Também ao professor Dr. Gergely Andres Julio Szabó por aceitar e auxiliar na coorientação do trabalho.

Agradeço a agência de fomento CAPES pela concessão de bolsa de doutorado que permitiu a dedicação necessária ao presente trabalho.

RESUMO

Este trabalho apresenta os resultados dos estudos petrogenéticos detalhados realizados nos serpentinitos que constituem do Morro do Níquel, maciço ultrabásico mineralizado em níquel laterítico, situado na Faixa Brasília Meridional, ao norte da Zona de Sutura de Alterosa, localizado no Município de Pratápolis (MG), sul/sudoeste do Estado de Minas Gerais, Brasil. Os serpentinitos possuem cor verde escuro a preto, aspecto maciço e é constituído por mais de 95% de lizardita/crisotilo, com ocorrências localizadas de antigorita. O padrão estrutural do maciço é compatível com aqueles gerados pela deformação de um corpo rígido em matriz dúctil dentro de zona de cisalhamento. Os dados mineralógicos, petrográficos e geoquímicos, em associação com os de campo e de descrição de testemunho de sondagem rotativa, apontam que o protólito destas rochas seria um corpo dunítico de granulação média a grossa e textura granular, suas dimensões seriam superiores a 800 x 400 metros e com mais de 350 metros de espessura. Os dados obtidos indicam que o dunito é mantélico e possibilitou propor um modelo evolutivo desde a exumação do manto até a colocação sobre embasamento TTG e serpentinitização. A exumação se inicia com o adelgaçamento da crosta continental durante a instalação de um sistema rifte, que teria evoluído ao ponto de atingir a “super extensão” da crosta e o desenvolvimento de uma crosta oceânica. Com o fechamento do oceano decorrente de colisão continental, no neoproterozóico, o corpo dunítico foi alojado sobre o embasamento cristalino, na margem passiva da placa que contém o Cráton São Francisco. A serpentinitização do dunito ocorreu tardi-pós aloctonia, catalisada pela atuação do Cinturão de Cisalhamento do Campo do Meio, em condições de fácies visto verde, fácies prehnita-pumpelyíta, com baixa fugacidade de oxigênio e enxofre e alta atividade de $H_2(aq.)$.

Palavras-chave: dunito, serpentinitização, geoquímica, petrografia.

ABSTRACT

This work presents results from detailed petrogenetic studies performed on the Morro do Níquel (Nickel Hill) serpentinites, an ultrabasic massif mineralized in lateritic nickel, located in the Southern Brasília Belt, north of the Alterosa Suture Zone, Municipality of Pratápolis (MG), southwest of the State of Minas Gerais-Brazil. The serpentinite has a dark color, apparently massive aspect and consist of more than 95% lizardite / chrysotile, with localized occurrences of antigorite. The structural pattern of the massif is compatible with those generated by the shear of a rigid body in a ductile matrix within a shear zone. The mineralogical, petrographic and geochemical data, in association with the field and drill hole logs description, indicate that the protolith of these rocks would be a dunitic body of medium to large granulation and granular texture, with dimensions superior to 800 x 400 meters and with more than 350 meters of thickness. The obtained data indicate that the dunite is mantellic and it was possible to propose an evolutionary model from the exhumation of the mantle dunitc body to the emplacement on the TTG basement and serpentinitization. The exhumation begins with the thinning of the continental crust during the installation of a rift system, evolving to allow the hyper-extension of the crust until the development of an oceanic crust. With the continental collision, in the Neoproterozoic, the dunite was hosted on the crystalline basement, in the passive margin of the plate that contains the San Francisco Craton. The dunite serpentinitization occurred late-post aloctonia, catalyzed by the Campo do Meio Shear Belt, under conditions of green facies, prehnite-pumpellyite facies, with low fugacity of oxygen and sulfur and high H₂ (aq.) activity.

Keywords: dunite, serpentinitization, geochemistry, petrography.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO PARA O MORRO DO NÍQUEL.....	19
FIGURA 2.1 - CONTEXTO TECTÔNICO E PROCESSOS ENVOLVIDOS NOS OFIÓLITOS NÃO RELACIONADOS À SUBDUCÇÃO E RELACIONADOS A SUBDUCÇÃO.....	24
FIGURA 2.2 - MODELO DE DESENVOLVIMENTO DAS ZONAS DE SUPRASSUBDUCÇÃO BASEADO EM STERN E BLOOMER (1992).	26
FIGURA 2.3 - RESUMO SIMPLIFICADO DA GEOLOGIA, DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES, E MODELOS TECTÔNICOS DOS <i>GREENSTONE BELTS</i> ISUA, BARBERTON, WAWA E HOURNA CLASSIFICADOS COMO DIFERENTES TIPOS DE OFIÓLITOS. (MODIFICADO DE DILEK E FURNES, 2013).	29
FIGURA 2.4 - BLOCO-DIAGRAMA ILUSTRANDO A POSIÇÃO DOS SERPENTINITOS EM UMA ZONA DE SUBDUCÇÃO. (DESCHAMPS ET AL., 2013).	31
FIGURA 2.5 - ESQUEMA DEMONSTRANDO AS ALTERAÇÕES ESPERADAS NA ESTRUTURA DA CROSTA, ESPESSURA DA LITOSFERA E NO VALE AXIAL, EM FUNÇÃO DA MUDANÇA NO FORNECIMENTO DE MAGMA EM UMA DORSAL OCEÂNICA RIFTEADA. (CANNAT, 1993).....	32
2.6 - EXPOSIÇÃO DOS SERPENTINITOS ABISSAIS NOS ASSOALHOS OCEÂNICOS POR FALHAS NORMAIS RELACIONADAS AO ADELGAÇAMENTO E EXTENSÃO CRUSTAL (PÉRON-PINVIDIC; MANATSCHAL, 2010) ..	33
FIGURA 2.7 - A) ESQUEMA DEMONSTRANDO AS POSIÇÕES DOS NÚCLEOS (<i>CORES</i>) E DAS CORDAS (<i>CORDS</i>) NA TEXTURA <i>MESH</i> DE ACORDO COM MALTMAN (1978).....	37
FIGURA 2.8 - DIAGRAMA REPRESENTANDO A EVOLUÇÃO DAS TEXTURAS NO SERPENTINITO DA SUÍTE ULTRAMÁFICA INTRUDIDA NO NEW HARBOUR GROUP DAS MONIAN ROCKS, NORTE DO PAÍS DE GALES. TRADUZIDO DE MALTMAN (1978).	39
FIGURA 3.1 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO DO SUL DE MINAS GERAIS SEGUNDO EBERT (1957).	41
FIGURA 3.2 - PROVÍNCIAS GEOTECTÔNICAS DO BRASIL, COM DESTAQUE PARA A PROVÍNCIA DO TOCANTINS (ALMEIDA, 1977).	43
FIGURA 3.3 - CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO. MODIFICADO DE ZANARDO (2003)	45
FIGURA 3.4 - GÊNESE DO MORRO DO NÍQUEL PROPOSTA POR SANTIVÁÑEZ (1965).....	50
FIGURA 4.1 - MAPA GEOLÓGICO DO MORRO DO NÍQUEL E SUAS IMEDIAÇÕES. ADAPTADO DE FARIA JR. (2011).	56
FIGURA 4.2 - COLUNA GEOLÓGICA DO MORRO DO NÍQUEL ELABORADA A PARTIR DOS FUROS DE SONDAGEM.	57
FIGURA 4.3 - ESTRUTURAÇÃO PRINCIPAL DOS SERPENTINITOS DO MORRO DO NÍQUEL MARCADA PELA ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DOS PSEUDOMORFOS.....	58
FIGURA 4.4 - CONTATOS OBSERVADOS NO MORRO DO NÍQUEL.	59
FIGURA 4.5 CONTATOS OBSERVADOS NO MN.....	60
FIGURA 4.6 - ROCHA DE TEXTURA PEGMATOIDE DE COMPOSIÇÃO QUARTZO-FELDSPÁTICA QUE OCORRE PRÓXIMO AO CONTATO COM O EMBASAMENTO.....	61
FIGURA 4.7 - SERPENTINITOS DO MN.	63

- FIGURA 4.8 - A E B) PSEUDOMORFO CONSTITUÍDO POR SERPENTINA ORGANIZADA COMO TEXTURA *RIBBON*. C) CRISTAIS DE BRUCITA NAS BORDAS DE CRISTAIS DE CLORITA. D) CRISTAIS DE BRUCITA INTERCRESCIDOS COM SERPENTINA E EM CONTATO COM CRISTAIS DE OLIVINA. BRC = BRUCITA; CHL = CLORITA; OL = OLIVINA; AS LINHAS TRACEJADAS DE COR VERDE MARCAM O CONTOURO APROXIMADO DOS PSEUDOMORFOS (AS FOTOMICROGRAFIAS B, D E F ESTÃO COM OS NICÓIS CRUZADOS). A, B, C E D-MNF07/34,16 M..... 64
- FIGURA 4.9 - A E B) SERPENTINA PLACÓIDE BEM DESENVOLVIDA ENTRE PSEUDOMORFOS. C E D) CONTATO ENTRE CRISTAIS DE CLORITA E SERPENTINA, INDICANDO A SERPENTINIZAÇÃO DA CLORITA. CHL = CLORITA; SRP = SERPENTINA; TLC = TALCO; AS LINHAS TRACEJADAS DE COR VERDE MARCAM O CONTOURO APROXIMADO DOS PSEUDOMORFOS (AS FOTOMICROGRAFIAS B E D ESTÃO COM OS NICÓIS CRUZADOS). A E B- MNF05/21,10 M/ C E D-MNF37/214,24 M..... 65
- FIGURA 4.10 - A) DETALHE EM UM CRISTAL DE OLIVINA MOSTRANDO OPACOS ACICULARES ORIENTADOS PARA A MESMA DIREÇÃO. B) TRILHAS DE MINERAIS OPACOS EM UM PSEUDOMORFO. C) CONTATO ENTRE PSEUDOMORFOS MARCADO POR UMA ÁREA MAIS “LIMPA” E CRISTAIS DE MINERAIS OPACOS MAIORES. D) CRISTAL DE OLIVINA PRÓXIMO AO CONTATO ENTRE PSEUDOMORFOS, PARTE DO CRISTAL ESTÁ LIMPO. OL = OLIVINA; SRP = SERPENTINA; LINHA TRACEJADA VERMELHA = DIREÇÃO DA ANISOTROPIA MARCADA PELOS OPACOS; LINHA TRACEJADA LARANJA = MARCANDO A PORÇÃO “LIMPA” DO CRISTAL DE OLIVINA. A-MNF18/93,50 M; B-MNF21/122,75 M; C-MNF24/146,60 M; D-MNF26/160,98 M. 66
- FIGURA 4.11 - A) PSEUDOMORFOS GRANULARES A IRREGULARES EM SERPENTINITO COM MAIS DE 3% DE OLIVINA. B) PSEUDOMORFOS TABULARES A IRREGULARES E “SUJOS” EM SERPENTINITOS COM MENOS DE 3% DE OLIVINA. C E D) TEXTURA *MESH* COM NÚCLEOS FORMADOS POR OLIVINAS E CORDAS COM ORIENTAÇÃO *CROSS-FIBER*. E E F) TEXTURA *MESH* COM NÚCLEOS FORMADOS POR BRUCITA E SERPENTINA COM COMPORTAMENTO ÓPTICO QUASE ISOTRÓPICO. BRC = BRUCITA; OL = OLIVINA; SRP = SERPENTINA; LINHA TRACEJADA VERDE = CONTOURO APROXIMADO DOS PSEUDOMORFOS; LINHA TRACEJA AZUL = CONTOURO DOS NÚCLEOS DA TEXTURA *MESH*. (AS FOTOMICROGRAFIAS D E F ESTÃO COM OS NICÓIS CRUZADOS). A, C E D-MNF22/131,90 M; B, E E F-MNF21/122,75 M. 67
- FIGURA 4.12 - A E B) AGREGADO DE CLORITA E TALCO NO CONTATO ENTRE PSEUDOMORFOS. CHL = CLORITA; OL = OLIVINA; TLC = TALCO; LINHA TRACEJADA VERDE = CONTOURO APROXIMADOS DOS PSEUDOMORFOS. (A FOTOMICROGRAFIA B ESTÁ COM OS NICÓIS CRUZADOS). A E B-MNF24/146,60 M. 69
- FIGURA 4.13 - A E B) VARIEDADES DA FORMA E VOLUME DOS DOMÍNIOS DOS TALCO-SERPENTINA *FELS*. C E D) DETALHE DO CONTATO ENTRE OS DOMÍNIOS DO TALCO-SERPENTINA *FELS* COM OS PSEUDOMORFOS MARCADO PELA PRESENÇA DA SERPENTINA ORGANIZADA EM UMA TEXTURA NÃO PSEUDOMÓRFICA. E E F) EXEMPLO DO DOMÍNIO CONSTITUÍDO DE TALCO-SERPENTINA *FELS* ONDE OS AGREGADOS DE TALCO ESTÃO ENGLOBANDO ALGUNS PSEUDOMORFOS. NESTES AGREGADOS OS CRISTAIS DE TALCO APRESENTAM SEÇÕES DISTINTAS. SRP = SERPENTINA; TLC = TALCO; LINHA TRACEJADA VERDE = CONTOURO APROXIMADO DOS PSEUDOMORFOS. (AS FOTOMICROGRAFIAS D E F ESTÃO COM OS NICÓIS CRUZADOS). A E B-MNF23/136,61 M; C E D-MNF03/16,65 M; E E F-MNF31/195,93 M..... 70

FIGURA 5.1 - DIFRATOGRAMAS DE RAIOS X DOS SERPENTINITOS E TALCO-SERPENTINA <i>FELS</i> DO MORRO DO NÍQUEL COLETADOS EM SUBSUPERFÍCIE. BRC=BRUCITA; CTL=CRISOTILO; FO=FORSTERITA; LIZ=LIZARDITA; TLC-TALCO.....	74
FIGURA 5.2 - ESPECTROS RAMAN OBTIDOS NOS CRISTAIS DE SERPENTINA EM DIFERENTES CONTEXTOS DAS TEXTURAS OBSERVADAS NA PETROGRAFIA E ESPECTROS RAMAN OBTIDOS EM CRISTAIS DE OLIVINA. ...	75
FIGURA 5.3 - A E B) CRISTAIS DE CROMO-MAGNETITAS NÃO ZONADOS QUE OCORREM NOS SERPENTINITOS COM TEXTURA <i>MESH-RIBBON</i> E <i>RIBBON</i> . C) CRISTAIS ZONADOS EM QUE OS NÚCLEOS SÃO CONSTITUÍDOS DE FERRI-CROMITA (CINZA) E AS BORDAS POR CROMO-MAGNETITA (BRANCO). D) CRISTAIS DE CROMO-MAGNETITA (COR BRANCA) NO INTERIOR DE CRISTAIS DE OLIVINA (COR CINZA ESCURO). E E F) COMPOSIÇÕES DOS CRISTAIS ZONADOS E NÃO ZONADOS ADQUIRIDAS POR MEIO DO EDS. IMAGENS DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS. A E B-MNF46/261,97 M; C-MNF22/131,90 M; D-MNF24/146,60 M.....	76
FIGURA 5.4 - A E B) CRISTAIS DE AWARUITA (PONTOS BRANCOS) ASSOCIADOS À SERPENTINA (CINZA MAIS ESCURO). C) DETALHE DE UM CRISTAL DE AWARUITA. D) COMPOSIÇÕES DE CRISTAIS DE AWARUITA ADQUIRIDOS POR MEIO DE ANÁLISES DE EDS. IMAGENS DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS. A-MNF24/146,60 M; B-MNF05/21,10 M; C-MNF46/261,97 M.....	77
FIGURA 5.5 - A) PEQUENOS CRISTAIS DE HEAZLEWOODITA DISPERSOS NA MATRIZ DOS SERPENTINITOS. B) CRISTAL DE CALCOPIRITA NO INTERIOR DE UMA CROMO-MAGNETITA. C) HEAZLEWOODITA EM CONTATO COM A AWARUITA. D) CRISTAL COMPOSTO POR HEAZLEWOODITA E POR UM SULFETO DE FE-CO-NI. IMAGENS DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS. A-MNF05/21,10 M; B E C-MNF46/261,97 M; D-MNF22/131,90 M.....	78
FIGURA 5.6 - A) CRISTAIS DE KÄMMERERITA. B) MAGNETITA E CARBONATO ASSOCIADOS A UM CRISTAL DE KÄMMERERITA. C) AGREGADO DE CARBONATO DE CÁLCIO ASSOCIADO À BRUCITA. D) DETALHE DE UM CRISTAL MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE O CARBONATO DE CÁLCIO E DOLOMITA-(CAMG)CO ₃ . IMAGENS DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS. BRC=BRUCITA; CHL=CLORITA; MT = MAGNETITA; SRP=SERPENTINA. A, C E D-MNF05/21,10 M; B-MNF37/214,24 M.	79
FIGURA 6.1 - A) DIAGRAMA TERNÁRIO PARA O SISTEMA CMS-HC, MOSTRANDO A COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA TÍPICA DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS. B) DIAGRAMA TERNÁRIO PARA O SISTEMA MSH MOSTRANDO A COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE ROCHAS METAMÓRFICAS DERIVADAS DE HARZBURGITOS (BUCHER; GRAPES, 2011).	84
FIGURA 6.2 - DIAGRAMA DE ESTABILIDADE PARA ASSEMBLEIAS MINERAIS EM HARZBURGITOS NO SISTEMA MSH (BUCHER; GRAPES, 2011).	87
FIGURA 6.3 - DIAGRAMA DE TEMPERATURA EM FUNÇÃO DA ATIVIDADE DE SiO ₂ PARA EQUILÍBRIO NO SISTEMA MSH. A SETA AZUL INDICA O CAMINHO DA ATIVIDADE DA SÍLICA NO METASSOMATISMO DE UM DUNITO (BUCHER; GRAPES, 2011).	88
FIGURA 7.1 - GRÁFICOS BINÁRIOS APRESENTANDO A DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS MAIORES EM FUNÇÃO DO MAGNÉSIO PARA OS SERPENTINITOS E OS TALCO-SERPENTINA <i>FELS</i>	91

FIGURA 7.2 - GRÁFICOS BINÁRIOS APRESENTANDO A DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS MENORES E TRAÇOS EM FUNÇÃO DO MAGNÉSIO PARA OS SERPENTINITOS E OS TALCO-SERPENTINA <i>FELS</i>	92
FIGURA 7.3 - DIAGRAMA UTILIZADO PARA AVALIAR O EFEITO DA SERPENTINIZAÇÃO AO SOBRE A COMPOSIÇÃO DE ROCHAS PERIDOTÍICAS. E DIAGRAMA BINÁRIO COM A RELAÇÃO FEO E MGO CALCULADOS PARA A BASE ANIDRA	94
FIGURA 7.4 - DIAGRAMAS PROPOSTOS POR DESCHAMPS ET AL. (2013). PARA CLASSIFICAÇÃO DE SERPENTINITOS.	95
FIGURA 7.5 - DIAGRAMAS DE DISTRIBUIÇÃO DE ETR NORMALIZADOS PELO MANTO PRIMITIVO DE MCDONOUGH E SUN (1995). A REGIÃO EM CINZA REPRESENTA A COMPOSIÇÃO DE SERPENTINITOS ORIGINADOS A PARTIR DE DUNITOS SUBDUCTADOS, REFERTILIZADOS (DESCHAMPS ET AL, 2013).	96
8.1 - MODELO PROPOSTO PARA A EXUMAÇÃO DO DUNITO MANTÉLICO PARA O MORRO DO NÍQUEL. A) ADELGAÇAMENTO DA CROSTA CONTINENTAL DURANTE A INSTALAÇÃO DE UM SISTEMA RIFTE. B) DESENVOLVIMENTO DA “SUPER EXTENSÃO” DA CROSTA. AMBIENTE TRANSIÇÃO OCEANO-CONTINENTE (T.O.C) QUE CONTÉM PORÇÕES DO MANTO EXUMADO.....	100
8.2 - 2. A) DESENVOLVIMENTO DE UMA CROSTA OCEÂNICA. B) O DUNITO ALOJADO NA PORÇÃO DO T.O.C., JUNTO AO EMBASAMENTO CRISTALINO, NA MARGEM PASSIVA DA PLACA QUE CONTÉM O CRÁTON SÃO FRANCISCO.....	101

LISTA DE TABELAS

TABELA 2.1 - CARACTERÍSTICAS DOS <i>GREENSTONE BELTS</i> ARQUEANOS INTERPRETADOS COMO ARCOS VULCÂNICOS E A SUA COMPARAÇÃO COM OS ARCOS MODERNOS EQUIVALENTES. TRADUZIDO DE WINDLEY (1994).....	28
TABELA 6.1 - REAÇÕES EM ROCHAS ULTRAMÁFICAS NO SISTEMA MSH (BUCHER; GRAPES, 2011).....	85

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	17
1.1.	Apresentação do Tema.....	17
1.2.	Objetivos.....	17
1.3.	A Área de Estudo.....	18
1.4.	Metodologia.....	18
1.4.1.	Atividades preparatórias.....	18
1.4.2.	Atividade de campo.....	19
1.4.3.	Petrografia.....	19
1.4.4.	Difratometria de raios X (DRX).....	20
1.4.5.	Espectrometria Raman.....	20
1.4.6.	Microscopia eletrônica de varredura.....	20
1.4.7.	Litoquímica.....	20
2.	REVISÃO DE CONCEITOS BÁSICOS.....	22
2.1.	Rochas Ultramáficas.....	22
2.1.1.	Ofiólitos.....	22
2.1.2.	Greenstone belts.....	26
2.1.3.	Intrusões máficas e ultramáficas acamadadas.....	30
2.1.4.	Serpentinitos relacionados a zonas de subducção.....	31
2.2.	Texturas em Serpentinitos.....	36
3.	Geologia Regional.....	40
3.1.	Aspectos Gerais.....	40
3.2.	Contexto Geotectônico.....	40
3.3.	Unidades Litoestratigráficas.....	43
3.3.1.	Terreno tonalito-trondhjemito-granodiorito.....	43
3.3.2.	Greenstone Belt Morro do Ferro.....	45
3.3.3.	Morro do Níquel.....	48

3.3.4.	Faixa Bom Jesus da Penha-Jacuí	51
3.3.5.	Grupo Araxá.....	53
3.3.6.	Grupo Bambuí.....	54
3.3.7.	Bacia do Paraná.....	54
3.3.8.	Coberturas terciárias/quaternárias.....	54
4.	GEOLOGIA DO MORRO DO NÍQUEL	55
4.1.	Litotipos do Morro do Níquel.....	62
4.1.1.	Serpentinitos.....	62
4.1.2.	Talco-serpentina fels	69
4.1.3.	Pegmatoide de composição quartzo feldspática.....	71
4.2.	Discussões Parciais	71
5.	ANÁLISE MINERALÓGICA DOS SERPENTINITOS DO MORRO DO NÍQUEL 73	
5.1.	Difratogramas de Raios X.....	73
5.2.	Espectros Raman.....	73
5.3.	MEV/EDS	75
5.3.1.	Cromo-Magnetitas e ferri-cromitas.....	75
5.3.2.	Ligas Metálicas de Ferro-Níquel.....	77
6.1.1.	Sulfetos de Ferro-Níquel-Cobalto	78
6.1.2.	Clorita e Carbonatos.....	79
6.2.	Discussões Parciais	80
6.	METAMORFISMO	82
6.1.	Condições de Metamorfismo das Adjacências do Morro do Níquel.....	82
6.2.	Aspectos Gerais do Metamorfismo do Morro do Níquel	83
6.3.	Assembleias Minerais e Texturas Metamórficas	85
6.3.1.	Serpentinitos.....	85
6.3.2.	Talco-Serpentina Fels.....	87

6.4. Fácies Metamórficas	88
6.5. Considerações Parciais	89
7. GEOQUÍMICA	90
7.1. Elementos Maiores, Menores e Traços	90
7.2. Diagramas de Classificação para Serpentinóis	93
7.3. Considerações Parciais	97
8. MODELO PROPOSTO PARA O MORRO DO NÍQUEL E CONCLUSÕES ..	98
8.1. Modelo Geológico Proposto para o Morro do Níquel	98
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	102
APÊNDICE A - DESCRIÇÃO DO FURO DE SONDAÇÃO	116
APÊNDICE - ANÁLISES QUÍMICAS DO MORRO DO NÍQUEL	124

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação do Tema

O Morro do Níquel é um dos exemplares de corpos e/ou maciços ultramáficos encontrados na Faixa Brasília, com mineralização de níquel, neste caso laterítica. Diversas investigações geológicas foram realizadas nesta ocorrência o que possibilitaram proposições de diferentes modelos para a origem destas rochas. Foram propostos os seguintes modelos para o maciço: intrusão ultramáfica; derrame komatiítico da porção basal de uma sequência tipo *greenstone belt*; ofiólito tipo alpino; e porção do manto superior exumada na crosta oceânica. Todavia, nenhum dos modelos propostos, até o presente, conseguiu ser aceito de forma incontestada pela coletividade científica, carecendo de mais estudos específicos.

A compreensão do que representaria um determinado corpo e/ou maciço ultramáfico se destaca devido a sua importância econômica como possíveis depósitos minerais, e por seu significado geológico, uma vez que pode indicar possíveis regiões de sutura, fornecer informações sobre a crosta oceânica em diferentes momentos da evolução da Terra e permitir o acesso às rochas de origem mantélica. Algumas destas ocorrências na Faixa Brasília possuem modelos bem estabelecidos, a exemplo dos *greenstone belts* Morro do Ferro, Piumhi e Pilar de Goiás e o Complexo Máfico-Ultramáfico Acamadado de Americano do Brasil. Contudo, há locais onde não existe um consenso em relação ao que representaria uma determinada associação de rochas ultramáficas, como é o caso do Morro do Níquel.

O Morro do Níquel é um maciço serpentinitico e nos últimos anos a importância destes litotipos tem sido discutida, seja por seu significado geotectônico em complexos de subducção, facilitando a exumação dos eclogitos e fornecendo parte dos voláteis necessários para a anatexia do manto ou, como exemplos de diferentes tipos de peridotitos (abissais, de cunha mantélica e subductados). Nesse sentido, é reforçada a necessidade de uma melhor compreensão do que representaria o Morro do Níquel.

1.2. Objetivos

Tendo em vista o acima exposto, optou-se por realizar estudo petrogenético detalhado do Morro do Níquel almejando elucidar a gênese do maciço, de maneira que o objetivo da presente Tese é apresentar os resultados deste estudo e propor um modelo de evolução para o maciço. Para alcançar tal proposta, serão abordados os seguintes aspectos do Morro do Níquel:

- Petrografia: estrutura, textura e a relação dos constituintes minerais dos serpentinitos não intemperizados, provenientes principalmente de subsuperfície. Seleção de amostras para análises mineralógicas e litoquímicas.
- Análise mineralógica: determinação das fases mineralógicas que compõem as paragêneses metamórficas, dos tipos de serpentinas e o contexto textural em que se encontram. Avaliar as variações composicionais dos minerais em função da evolução metamórfica delas.
- Litoquímica: variações composicionais dos serpentinitos em termos de elementos maiores, menores e traços, tendo em vista avaliar padrões geoquímicos originais, anteriores a serpentinitização, e as modificações impostas no decorrer da evolução tectono-metamórfica.

1.3. A Área de Estudo

O Morro do Níquel situa-se no município de Pratápolis, sudoeste do Estado de Minas Gerais, a aproximadamente 30 km a sudoeste da cidade de Passos, com ponto central nas coordenadas 20°49'30" S e 46°46'05" O (Fig. 1). O acesso mais fácil ao Morro do Níquel, tanto de São Paulo, como Belo Horizonte e Rio Claro, pode ser feito por meio da Rodovia MG-50. Utilizando-se uma estrada de terra bem conservada, nas proximidades do Bairro Três Fontes, localizado a aproximadamente 6 km da cidade de Itaú de Minas, sentido São Sebastião do Paraíso, que dá acesso à Fortaleza de Minas, distando cerca de 4 km deste entroncamento (Fig. 1.1).

1.4. Metodologia

A elaboração da presente Tese compreendeu as seguintes etapas.

1.4.1. Atividades preparatórias

As atividades preparatórias consistiram no levantamento bibliográfico e na sistematização dos dados previamente disponíveis. O levantamento bibliográfico abrangeu inicialmente (i) as rochas ultramáficas, com enfoque para os ambientes em que ocorrem na crosta terrestre e a petrografia desses litotipos, sendo os resultados apresentados no Capítulo 2 (Revisão de Conceitos Básicos), e (ii) dados sobre a região de estudo, gerando a revisão sobre a geologia do local estudado, apresentada no Capítulo 3.

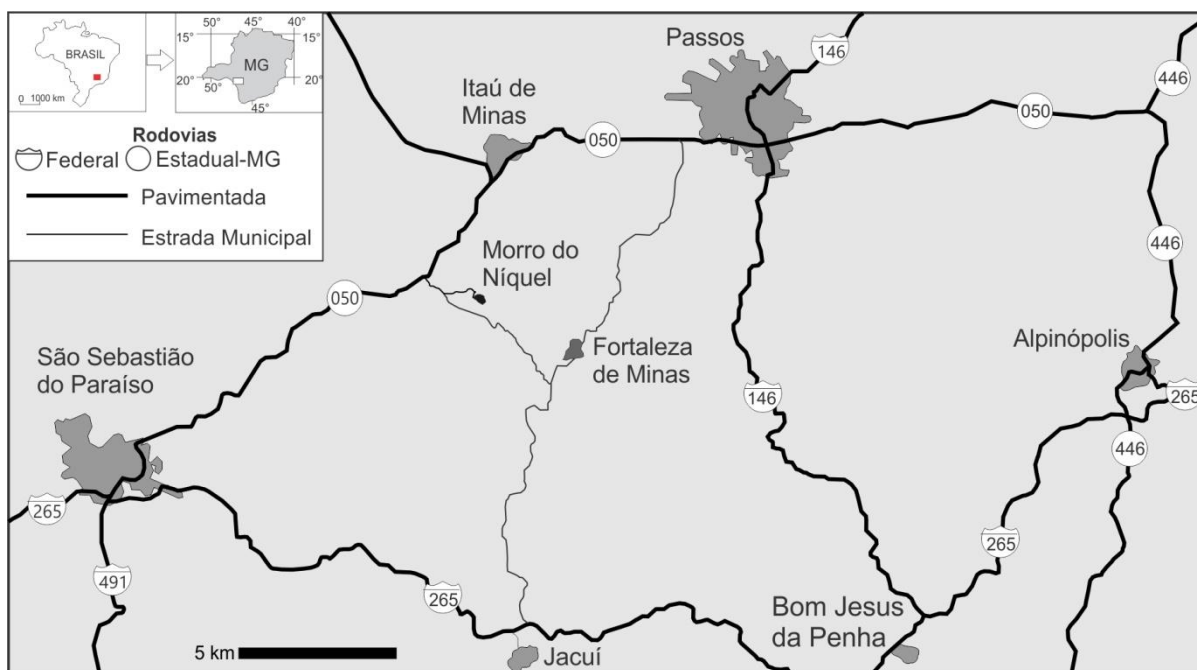


Figura 1.1 - Localização e vias de acesso para o Morro do Níquel

1.4.2. Atividade de campo

As atividades de campo consistiram no reconhecimento da geologia da região e visitas à Mina do Morro do Níquel. A empresa Morro Azul disponibilizou os furos de sondagem do maciço para descrição e coleta de amostras. Ao todo foram descritos dois furos de sondagem, sendo que um deles foi amostrado sistematicamente para estudos petrográficos, mineralógicos e litoquímicos. A coleta foi realizada com base nas variações estruturais e texturais dos serpentinitos observados em amostras de mão.

1.4.3. Petrografia

As amostras coletadas nas atividades de campo e dos testemunhos de sondagem foram analisadas em microscópio petrográfico, por meio de seções delgadas polidas, com o objetivo de descrever as relações entre os minerais e a textura dos serpentinitos. Baseou-se no trabalho desenvolvido por Maltman (1978) para a descrição e classificação das texturas, e os fundamentos utilizados para tal estão contidos no Capítulo 2 da presente tese. Esta etapa foi realizada no Laboratório de Microscopia e no Laboratório de Fotomicroscopia e Inclusões Fluídas do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) - UNESP.

1.4.4. Difratometria de raios X (DRX)

As seções delgadas polidas foram analisadas por difratometria de raios X para determinar os tipos de serpentina. As análises foram efetuadas por meio da técnica de difração por detector linear, em um Difrátômetro de Raios X da marca PANanalytical EMPYREAN, com medidas realizadas utilizando a radiação $\text{CuK}\alpha 1$ (comprimento de onda 1,54056 Å), e filtro de níquel. Foi utilizado módulo flat, com leitura contínua do goniômetro. As condições de análise foram com corrente de 30 mA, tensão de 40 kV, ângulo 2θ inicial de 3° e final de 65° , com passo de $3,8''$ e tamanho do passo de $0,008^\circ$ (velocidade de scan de 0,27°/s). Ao difratômetro foi acoplado módulo acelerador X'Celerator, que reduziu em 70% o tempo de análise, resultando em um tempo total de 3'52''. Os difratogramas foram interpretados através do *software* X'Pert Highscore Plus.

1.4.5. Espectrometria Raman

Os espectros Raman foram obtidos em seções delgadas polidas, previamente descritas, para a determinação *in situ* do tipo de serpentina nas texturas identificadas, e para estimar a composição dos cristais de olivina. O espectrômetro Raman utilizado é da marca MonoVista Confocal Raman System (Monovista CRS), situado no Departamento de Física - IGCE-UNESP. Os espectros foram adquiridos nas condições: laser He-Ne; comprimento de onda 633 nm; objetivas com magnificações de 20x, 50x, 100x; redes de difração de 300 e 1200 grooves/nm; fenda de 50-60 microns; tempo de aquisição de 10 s; 10 acumulações.

1.4.6. Microscopia eletrônica de varredura

A microscopia eletrônica de varredura, junto a análises semi-quantitativas de EDS, foram utilizadas para o detalhamento da petrografia, buscando verificar a ocorrência de novas fases minerais, a variação de composição dos minerais já identificados e a caracterização detalhada dos minerais opacos. As análises foram realizadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) da marca Jeol (JSM-6010LA-Analytical Scanning Electron Microscope) do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do DPM-IGCE-UNESP, com tensão 20 kV e diâmetro do feixe de 62 nm.

1.4.7. Litoquímica

Os estudos litoquímicos foram realizados sobre as amostras coletadas no furo de sondagem amostrado, sendo que ao todo 16 amostras foram enviadas para a análise química de rocha total. Os elementos menores e traços foram analisados pelos métodos Espectrometria

de Emissão Óptica por Plasma Acoplado Indutivamente (*Inductively Coupled Plasma - Optical Emission Spectrometry* - ICP-OES) e por Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente (*Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry* - ICP-MS) na empresa SGS GEOSOL, os elementos maiores foram analisados por Fluorescência de Raios X no Laboratório de Geoquímica (LABOGEO) do DPM-IGCE-UNESP. Os resultados obtidos foram tratados no *software* GCDkit 4.1 e os dados apresentados em Faria Júnior (2011) também foram utilizados.

2. REVISÃO DE CONCEITOS BÁSICOS

2.1. Rochas Ultramáficas

As rochas ultramáficas são constituídas por silicatos magnesianos e normalmente não possuem minerais félsicos, ou contêm pouco feldspato normativo (<10 % vol.) (BUCHER; GRAPES, 2011). O manto terrestre é composto predominantemente por rochas ultramáficas, que ocorrem, com a exceção de algumas regiões anômalas, em estado sólido. Neste ambiente, estes litotipos estão em constante recristalização devido à convecção que ocorre no manto sub-litosférico, sendo consideradas como rochas metamórficas (BUCHER; GRAPES, 2011).

A presença de rochas ultramáficas na crosta da Terra é rara (< 1 %vol.) e ocorrem principalmente na forma de associações de complexos máficos-ultramáficos. O tipo de associação mais comum encontrada refere-se aos **ofiólitos**, que constituem porções mantélicas obductadas durante a orogênese (BUCHER; GRAPES, 2011). Em alguns locais específicos da litosfera oceânica são encontradas porções **exumadas do manto** (CANNAT, 1993; CANNAT et al., 1995).

As rochas ultramáficas de origem ígnea são mais raras e se encontram preferencialmente nas **intrusões máficas-ultramáficas acamadadas**, e também podem ocorrer na forma de komatiítos, lavas ultramáficas de idade arqueana/proterozoica situadas nos **greenstone belts**, semelhante aos picritos (basaltos toleíticos de alto conteúdo de magnésio com olivina modal entre 20 - 50%).

Serão apresentadas abaixo revisões sobre os diferentes tipos de associações de complexos máficos-ultramáficos (ofiólitos, intrusões máficas-ultramáficas acamadadas) e de sequências vulcanossedimentares *greenstone belts*. Também serão abordadas as principais características dos serpentinitos relacionados às zonas de subducção apresentadas por Deschamps et al. (2013). Estas revisões contribuirão nas discussões dos possíveis modelos genéticos para o Morro do Níquel.

2.1.1. Ofiólitos

Na presente tese será utilizada a definição proposta por Dilek e Furnes (2011) para ofiólitos, na qual são considerados como fragmentos alóctones do manto superior e das rochas da crosta oceânica, que foram deslocados tectonicamente de seu local de origem devido à convergência de placas. Estes fragmentos devem conter uma suíte cuja porção basal é constituída por peridotitos e rochas crustais intrusivas de composições ultramáficas a félsicas,

e a porção superior composta por rochas vulcânicas (com ou sem os enxames de diques), podendo estas rochas serem geocronologicamente e petrogeneticamente relacionadas.

Dilek e Furnes (2011) propõe essa definição por considerarem que o modelo de um ofiólito ideal formado por uma pseudoestratigrafia em “camadas de bolo” com persistência lateral e contatos horizontais, definida na convenção de Penrose (1972), não pode ser sustentada. O principal argumento destes autores é que estudos posteriores a 1972 demonstram a evolução dinâmica da maioria dos ofiólitos, resultando em descontinuidade lateral, arquitetura crustal verticalmente heterogênea e variação nas características geoquímicas, em função dos múltiplos episódios magmáticos e diferentes fontes mantélicas durante sua evolução ígnea. Uma revisão dos conceitos relacionados ao ofiólitos e a evolução dos mesmos pode ser encontrada em Dilek (2003).

A colocação de um ofiólito se inicia com a remoção de uma litosfera oceânica de seu ambiente geodinâmico original, e termina com sua incorporação em cinturão móvel durante a orogênese (COLEMAM, 1971; DEWEY, 1976; SEARLE; COX, 1999; GRAY et al., 2000; WAKABAYASHI; DILEK, 2003).

A estrutura interna e a espessura dos ofiólitos variam em função da taxa de expansão da crosta oceânica, proximidade das plumas ou fossas, temperatura do manto, fertilidade do manto e a disposição de fluídos durante o seu desenvolvimento ígneo (DILEK; FURNES, 2011). Segundo estes autores, essas variações são atribuídas, na maioria dos casos, à presença ou não da subducção na evolução dos ofiólitos e classificam os ofiólitos em dois grandes grupos: **ofiólitos não relacionados à subducção** (*subduction-unrelated*) e **ofiólitos relacionados à subducção** (*subduction-related*). O primeiro grupo é subdividido nos tipos margem continental, cadeias meso-oceânicas e pluma, e representam os estágios em que a crosta oceânica é construída (Fig. 2.1 A, C); o segundo grupo é subdividido em zonas de suprassubducção e arcos de ilha, e representam os estágios em que a crosta oceânica é consumida (Fig. 2.1 B, D).

Os **ofiólitos de margem continental** formam-se nos estágios iniciais do desenvolvimento de uma bacia oceânica, logo após a quebra do continente, representado os fragmentos da transição oceano-contidente (*ocean-continent transition* - OCT). Este ambiente é caracterizado por condições de pouco aporte de magma, exumação de lherzolitos mantélicos da litosfera subcontinental, sobrepostos diretamente por lavas basálticas, intrusões de

pequenos plútons gabróicos e raros diques máficos. A assinatura geoquímica da crosta gerada é dos basaltos de cadeias oceânicas (*Normal Ocean Ridge Basalts* - N-MORB).

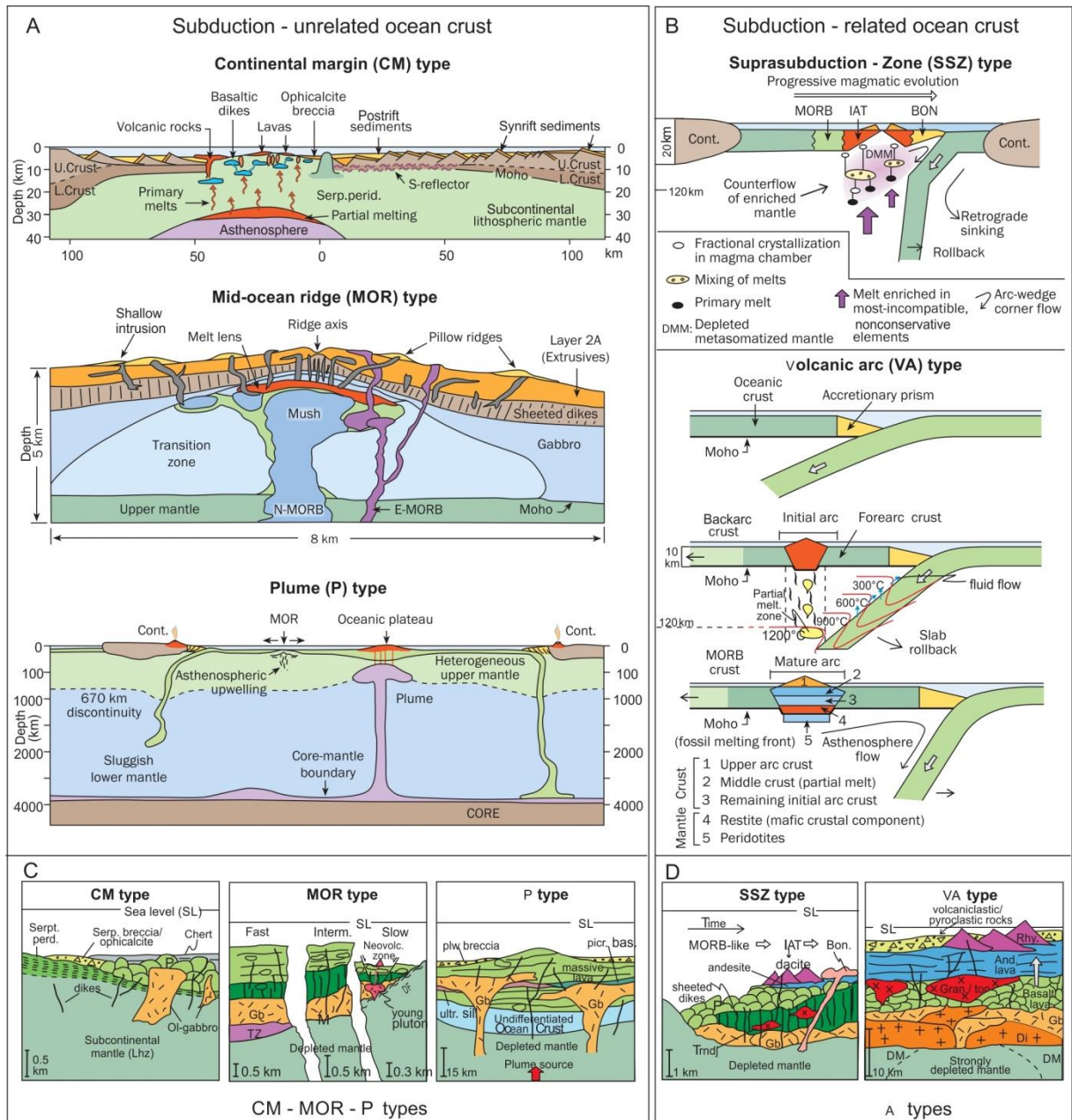


Figura 2.1 - Contexto tectônico e processos envolvidos nos ofiólitos não relacionados à subducção (A) e nos ofiólitos relacionados à subducção (B), e seções colunares simplificadas da arquitetura dos tipos de ofiólitos (C, D). Simplificado de Dilek e Furnes (2011). MORB - basaltos de cadeia meso-oceânica; IAT - toleítos de arco de ilha; BON - boninitos; Serpt. perd. - peridotito serpentinizado; Serp. breccia; brecha serpentizada; P - lava almofadada; Lhz - lherzolito; Ol-gabbro - olivina gabro; Interm. - intermediário; Neovolc. - neovulcânico; TZ - zona de transição; M - Moho; DF - falha de deslocamento; Gb - intrusões gabróicas a komatiíticas; ultr. Sill - sill ultramáfico; picr. bas. - basalto picrítico; plw breccia - lava almofadada brechada; And. - lava andesítica; Trndj. - intrusões trondhjemíticas; Rhy. - riólito; And. lava - lava andesítica; Gran./ton. - plútons de granito/tonalito; Gb - gabro; Di - diorito; DM - manto empobrecido.

Os **ofiólitos de cadeias meso-oceânicas** podem ser classificados em função da sua distância em relação à pluma da cadeia meso-oceânica (próximo da pluma - *plume-proximal mid-ocean ridges*, e distante da pluma - *distal-plume mid-ocean ridges*), ou em relação à distância da fossa oceânica (próximo à fossa oceânica - *trench-proximal mid ocean ridges*, e distante da fossa oceânica - *distal-trench mid ocean ridges*). Estes ofiólitos normalmente apresentam a estrutura do tipo Penrose, particularmente nas porções centrais das cadeias meso-oceânicas, e assinaturas geoquímicas do tipo N-MORB, MORB enriquecido (E-MORB) e MORB contaminado por rochas crustais (C-MORB).

Os **ofiólitos do tipo pluma** podem se formar próximo das cadeias meso oceânicas e como parte dos platôs oceânicos, apresentam espessas sequências de rochas plutônicas e vulcânicas e padrões geoquímicos entre MORB empobrecido (D-MORB) e E-MORB.

Os **ofiólitos de zonas de suprasubducção** formam-se na placa superior das zonas de subducção, estiradas devido ao efeito de *rollback* da placa inferior. O efeito *rollback* se desenvolve no início da subducção, quando uma litosfera mais antiga e densa afunda, de modo que a litosfera da placa superior se estende rapidamente para compensar o “espaço” gerado (Fig. 2.2). Consequentemente, o estiramento e adelgaçamento da placa superior gera uma porção de crosta atrás do arco. (Fig. 2.2). Estes ofiólitos podem conter porções das regiões de retro-arco embrionário a antearco, e das bacias de antearco continentais e oceânicas. A estruturação é semelhante aos ofiólitos do tipo Penrose e as assinaturas geoquímicas variam de MORB-IAB-boininitica.

Os **ofiólitos de arco vulcânico** ocorrem em arcos mais desenvolvidos, onde a crosta é mais espessa, complexa e formada em diferentes estágios (Fig. 2.1 B, D). O embasamento deste conjunto é constituído por uma crosta oceânica antiga e deformada e a crosta inferior apresenta composição máfica, geralmente formada por plútons gabróicos e intrusões hipoabissais. A crosta intermediária apresenta composição diorítica a tonalítica com rochas extrusivas andesíticas a riolíticas, a crosta superior é formada por diques e rochas vulcanoclásticas, localmente subaérea. As unidades crustais possuem assinatura geoquímica entre toleítica a cálcio-alcalina. Este tipo de ofiólito diferencia-se dos de zona de suprasubducção pela maior espessura e composição cálcio-alcalina.

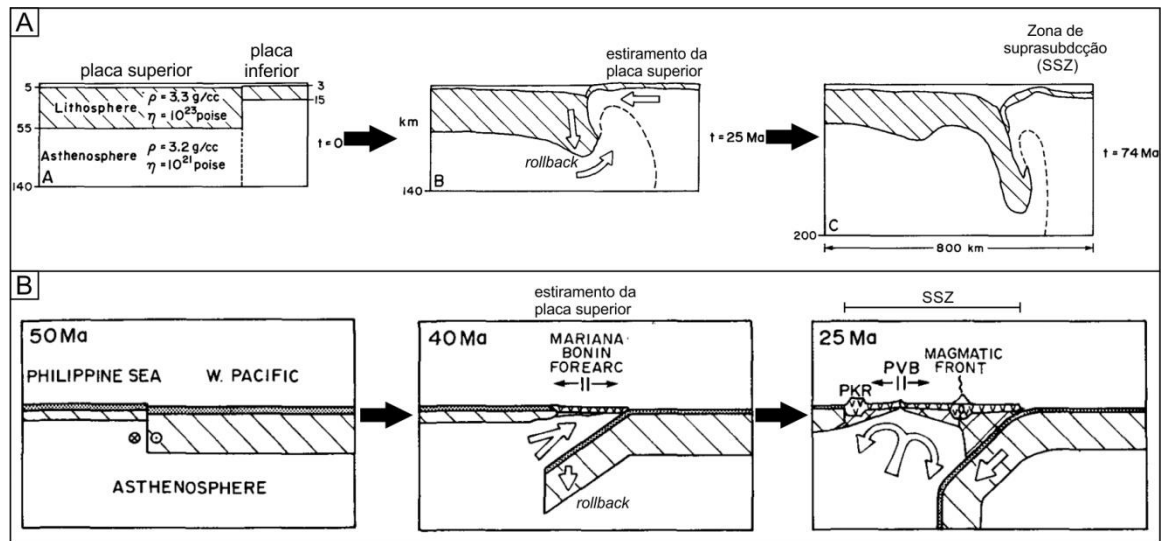


Figura 2.2 - Modelo de desenvolvimento das zonas de suprassubducção baseado em Stern e Bloomer (1992). A litosfera mais antiga é mais espessa, enquanto que a mais jovem é mais delgada. A) T1 - condições iniciais. T2 - descida da litosfera mais antiga e deslocamento da astenosfera abaixo para a direita e para cima, o que resulta na extensão da litosfera mais jovem. T3 - o estiramento da litosfera mais jovem cessa, pois a transferência da astenosfera para a esquerda é impedido pela descida da litosfera mais antiga. B) Aplicação do modelo para o sistema Mariana-Bonin (STERN; BLOOMER. 1992).

2.1.2. Greenstone belts

Os *greenstone belts* são sequências vulcanossedimentares, ou sucessões de rochas supracrustais, compostas principalmente por rochas vulcânicas máficas, metamorfizadas em condições de baixo a médio grau, circundadas por plútons de granitoides, originadas entre o Arqueano e o Proterozoico (CONDIE, 1981; GOODWIN, 1981; WINDLEY, 1995; DE WIT, 2004; FURNES; DILEK, 2013). As definições que exigem a presença de grandes quantidades de rochas ultramáficas e vulcânicas komatiíticas são muito restritivas e problemáticas, uma vez que alguns *greenstone belts* arqueanos não possuem esta associação, e nos pós-arqueanos é rara ou inexistente (CONDIE, 1981). Estas associações de rochas são as sequências vulcanossedimentares mais antigas e bem preservadas da Terra, possibilitando um contato direto com as evidências do início do planeta.

Preservado junto aos *greenstone belts*, ocorre uma grande variedade de ambientes tectônicos, e muitos deles, resultantes de misturas de componentes de diferentes ambientes (DE WIT; ASHWAL, 1995, 1997; KUSKY; VEARNCOMBE, 1997). Segundo Windley (1995), os *greenstones* se formam como resultado da abertura dos oceanos seguido por processos de subducção e acreção associados aos arcos de ilha (Tab. 2.1), sendo os seus análogos modernos: porções do fundo oceânico obductadas; arcos de ilhas formados sobre

crostas oceânicas; segmentos de arcos, variando de antearco a bacias de retro-arco fechadas; bacias intra-arcos; colagem de arcos distintos; arcos empurrados em crostas continentais; arcos vulcânicos e bacias de *pull-apart* desenvolvidas em margens continentais ativas.

De Wit (2004) assume que os *greenstone belts* contêm fragmentos de complexos ofiolíticos arqueanos (ex: *greenstone belts* Barberton, Kalgoorlie e Yellowknife), e atribui a dificuldade de reconhecer estes complexos ao fato de se esperar que todos os ofiólitos apresentem a estrutura ideal do tipo-Penrose.

Dilek e Furnes (2013) classificam quatro *greenstone belts* (Isua, Barberton, Wawa e Jormua) como ofiólitos, segundo a proposta Dilek e Furnes (2011). De modo que os *greenstone belts* de Isua (3.8 Ga) e Barberton (3.5 Ga) são análogos aos ofiólitos de zonas de suprassubducção (Fig. 2.3), o *greenstone* de Wawa possui uma evolução mais complexa, que teria se formado inicialmente em um ofiólito do tipo pluma e envolvido na construção de arco de ilha (Fig. 2.3), e o Complexo de Jormua (1.95 Ga) seria análogo aos ofiólitos continentais, formado nos estágios iniciais da abertura do oceano (Fig. 2.3).

A estratigrafia da maioria dos *greenstone belts* pode ser dividida em dois grupos: um grupo inferior de rochas predominantemente vulcânicas; e um grupo superior de rochas sedimentares (WINDLEY, 1981; 1995). A base do grupo vulcânico é formada por rochas ultramáficas e máficas bimodais, com tufos félsicos subordinados, e contém os komatiítos. Sobrepostos a este conjunto, ocorrem rochas de composição toleítica ou cálcio-alcálica, representadas por andesitos, basaltos submarinos e rochas vulcânicas riolíticas. Os sedimentos intercalados com os litotipos vulcânicos são *cherts* e formações ferríferas bandadas. O grupo sedimentar é formado por rochas clásticas terrígenas representadas por folhelhos, arenitos pelíticos, grauvas, conglomerados e quartzitos.

Tabela 2.1 - Características dos *greenstone belts* arqueanos interpretados como arcos vulcânicos e a sua comparação com os arcos modernos equivalentes. Traduzido de Windley (1995).

Critério	Arcos vulcânicos arqueanos (antes e incluindo a província de agregação).	Arcos vulcânicos modernos (ex. Japão e sudoeste do Pacífico).
Escala	Largura acima de 200 km e comprimento acima de 2000 km.	Arcos descontínuos com comprimento superior a 10.000 km e larguras entre 50 e 300 km, como no Japão.
Tipos de rocha e sua distribuição	Embasamento: raro substrato Mesoarqueano de composição tonalítica a granítica; as assembleias vulcânicas mais antigas tendem a se localizar no lado norte das subprovíncias. Vulcânicas: rochas komatiíticas a toleíticas subaquosas, comumente sobreposta por edifícios vulcânicos cálcio-alcálicos subordinados, com diversidades alóctonas ou discordantes, e progressivamente emergente. Sedimentos: conglomerados depositados rapidamente, <i>wackes</i> e siltitos espacialmente associados a centros vulcânicos cálcio-alcálicos; óxido de ferro no topo as sequências vulcânicas; subprovíncias bordeadas por bacias sedimentares alongadas, preenchidas por <i>wackes</i> turbidíticos, conglomerados, poucas protusões ultramáficas.	Terrenos pré-cambrianos a pré-jurássicos na porção de trás do arco: terrenos de Hida e Sangun no Japão. Japão: plataformas acrescionadas de basaltos, calcários e <i>cherts</i>; subordinados a terrenos vulcânicos cálcio-alcálicos (ex. cinturão de Nemura), e morros submarinos exóticos; rochas de arcos vulcânicos subaéreos e rochas plutônicas do Cretáceo Médio a Superior, superimpostos por terrenos acrescionados. Sudoeste do Pacífico: substrato basáltico a andesítico recente, sobreposto por rochas vulcânicas subaéreas basálticas e riódacíticas. Prismas de antearco compostos por turbiditos grauvaqueanos (ex. cinturão Shimanto no Japão); melange sedimentar com fragmentos exóticos de rochas vulcânicas e serpentinitos.
Ambientes de vulcanismo e sedimentação	Estrato inicial de rochas vulcânicas basálticas: submarino e tranquilo, superimposto por um grande aumento de rochas vulcânicas explosivas, com estágio final subaéreo. Rochas vulcânicas tardias cercadas por fluxo de cinzas, tufos, sedimentos proximais e distais; as assembleias podem separar-se por pequenos prismas acrescionários.	Assembleias vulcânicas predominantemente toleíticas a dacíticas; vulcanismo alcalino a cálcio-alcálico apenas depois da coalescência dos fragmentos exóticos.
Plutonismo	Sin-vulcânico, <i>sills</i> toleíticos acamadados; <i>sills</i> cálcio-alcálicos sub-vulcânicos, plútons; batólitos acamadado, dobrado e retrabalhado; batólitos graníticos, peraluminosos e pós-vulcânicos e plútons alcalinos.	Plútons graníticos, peraluminosos e cálcio-alcálicos terciários, posteriores ao momento de acreção de fragmentos exóticos.
Evolução estrutural	Justaposição das assembleias vulcânicas originalmente separadas e cunhas sedimentares por empurrões e zonas de cisalhamento transcorrentes; sequências de dobramentos associadas; interrupção da colagem por compressão contínua através do arco e do movimento transcorrente.	Empilhamento por empurrão de assembleias alóctonas (ex. cinturão de Hidaka, Ofiólito de Horokanai, Japão); magmatismo pós-acrescionário; acreção posterior às zonas e falhas transcorrentes (ex. Linha Tectônica Média Japonesa).
Alteração e metamorfismo	Alterações por hidratação nas rochas sub-vulcânicas e no contato entre as assembleias; metamorfismo precoce, exceto em entorno das rochas sin-vulcânicas e plútons pré-deformacionais.	As sequências inclinadas do arco exibem fácies xisto verde a granulito; complexos de subducção exibem metamorfismo de alto pressão.
Duração	<i>Greenstone belts</i> individuais contêm 300 milhões de anos de atividade vulcânicas episódica.	300 milhões de anos de acumulação progressiva e justaposição do arco vulcânico e rochas sedimentares (ex. Japão).
Mineralização	Alterações hidratadas sin-vulcânicas e VMS, substituição de sistemas de veios; níveis profundos de ouro e molibdênio; sistemas pórfiros sub-vulcânicos; deposição de formações ferríferas sobre sequências vulcânicas félsicas, cromitas em intrusões máficas a ultramáficas, acamadadas sin- a pós-vulcânicas; associação ouro-zona de cisalhamento posterior a acreção; pegmatitos mineralizados em elementos terras raras em granitos do tipo SD.	Mioceno, depósitos submarinhos exalativos (Kuroko) de sulfetos de metais base; depósitos tipo Besshi Cu-Zn; depósitos bandados de Fe-Mn associados com sequências basálticas; ilmenita granitoides contendo Sn-W.

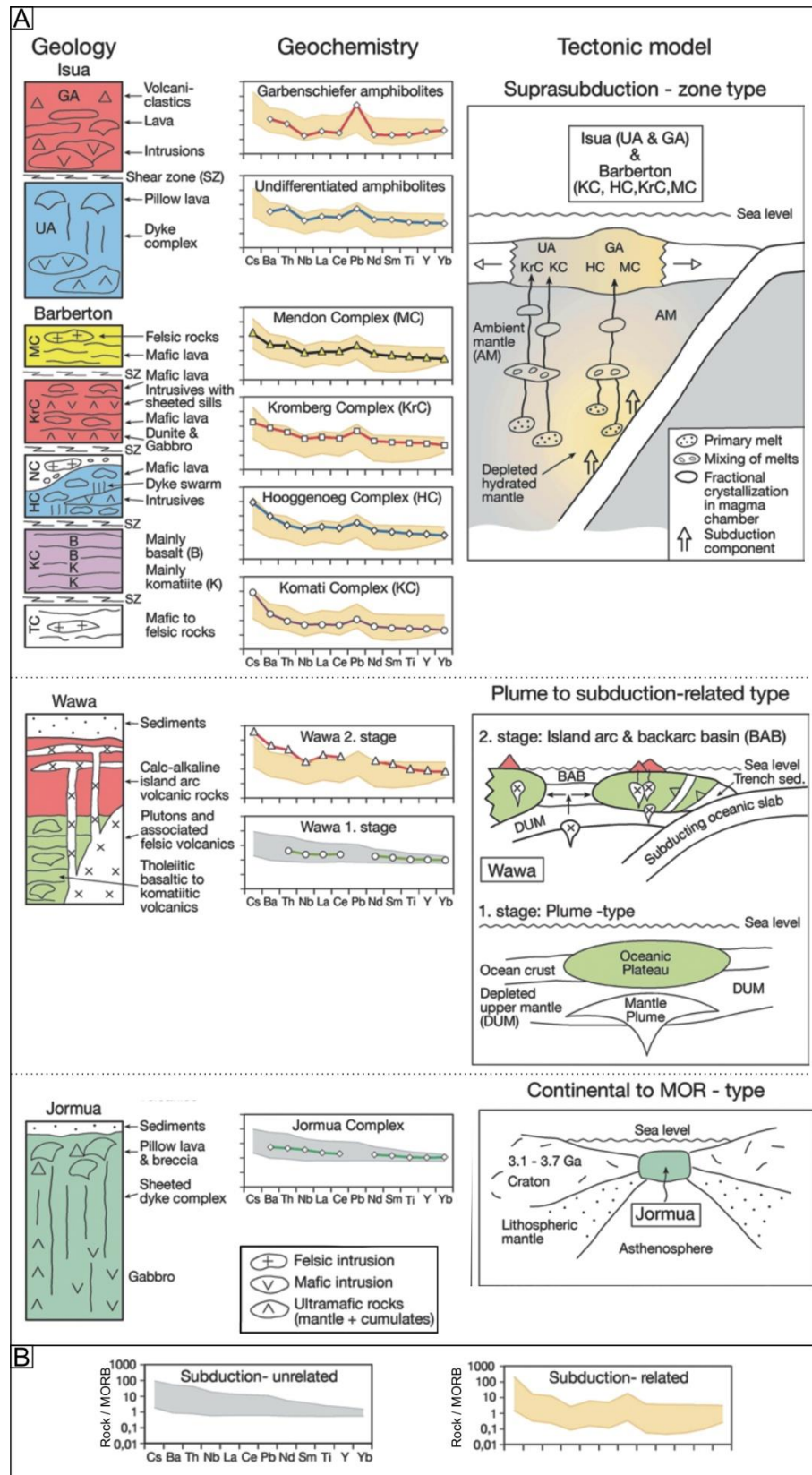


Figura 2.3 - A) Resumo simplificado da geologia, diagramas multielementares, e modelos tectônicos dos *greenstone belts* Isua, Barberton, Wawa e Hourná classificados como diferentes tipos de ofiólitos. (modificado de Dilek e Furnes, 2013). B) Padrões de elementos multielementares dos não relacionados à subducção (*subduction-unrelated*) e ofiólitos relacionados à subducção (*subduction-related*) (DILEK; FURNES, 2011).

2.1.3. Intrusões máficas e ultramáficas acamadadas

As intrusões acamadadas ocorrem na crosta terrestre desde o Arqueano até o Cenozoico, e são encontradas em *greenstone belts*, bem como associadas aos derrames de basaltos oceânicos recentes (CHARLIER et al., 2015). Possuem grande importância econômica e geológica, pois são os maiores depósitos dos elementos do grupo da platina (EGP), cromo e vanádio, e apresentam em detalhe o registro da acumulação e crescimento dos cristais, contribuindo com informações sobre a interação de uma grande variedade de processos magmáticos e pós-magmático das câmaras magmáticas (HARKER; CLOUGH, 1904; BOWEN, 1928. WAGER, BROWN, 1967; PARSONS 1987; CAWTHORN, 1996; CAWTHORN et al., 2005 CHARLIER et al., 2015).

Estes tipos de intrusões cristalizam-se predominantemente a partir de magmas básicos, e constituem corpos com formatos de *sill*, compostos por rochas plutônicas ígneas com acamamento proeminente (IRVINE, 1982). Estes corpos são constituídos por rochas originadas a partir da acumulação de cristais, e são os repositórios dos cristais provenientes da cristalização fracionada (CHARLIER et al., 2015). Podem ocorrer em qualquer ambiente tectônico onde magmas basálticos podem ser gerados, sendo necessária a formação de grande volume de magma em um curto período de tempo na crosta continental, para serem expostas por erosão (WINTER, 2001).

As grandes intrusões acamadadas são mais comuns em áreas tectonicamente estáveis (WAGER; BROWN, 1968). O acamadamento é lateralmente extenso em relação à área total da intrusão, e a variação vertical das rochas segue uma sequência previsível que se repete, denominada de acamamento cíclico. Também ocorre uma variação vertical na composição dos minerais (*cryptic layering*). Na maioria das intrusões a ordem de cristalização pode ser reconhecida, produzindo litotipos mais ultramáficos na base e mais ricos em ferro no topo. Rochas com magmas parentais mais magnesianos podem formar seções ultramáficas bem desenvolvidas (Bushveld, Great Dyke e Sillwater) (CAWTHORN et al., 2005).

Os complexos ultramáficos zonados, também nomeados de complexos do tipo Alasca (*Alaskan-type complexes*) são uma variedade de intrusões acamadadas que ocorrem em áreas orogenéticas, todavia foram descritos alguns exemplos em ambientes estáveis de cráton e rifte (TAYLOR, 1967; CAWTHORN et al., 2005). Estas intrusões correspondem às raízes sub-vulcânicas do arco magmático, onde a pressão de água suprime a estabilidade do plagioclásio

e permite a cristalização da hornblenda, comum nestas intrusões (CAWTHORN et al., 2005). Estes corpos possuem forma de *pipe*, com núcleos de composição dunítica, que passam gradativamente, em direção às bordas, para composição wherlítica a hornblenda gabros.

2.1.4. *Serpentinitos relacionados a zonas de subducção*

Os serpentinitos envolvidos em zonas de subducção podem ser divididos em três grupos (DESCHAMPS et al., 2013) (Fig.2.4): **Serpentinitos Abissais** (*Abyssal Serpentinities*); **Serpentinitos de Cunha Mantélica** (*Mantle Wedge Serpentinities*); **Serpentinitos Subductados** (*Subducted Serpentinities*). Esses litotipos possuem importantes implicações na dinâmica da Terra e no ciclo geoquímico (HATTORI; GUILLOT, 2003; HILAIRET et al., 2007; DESCHAMPS et al., 2013).

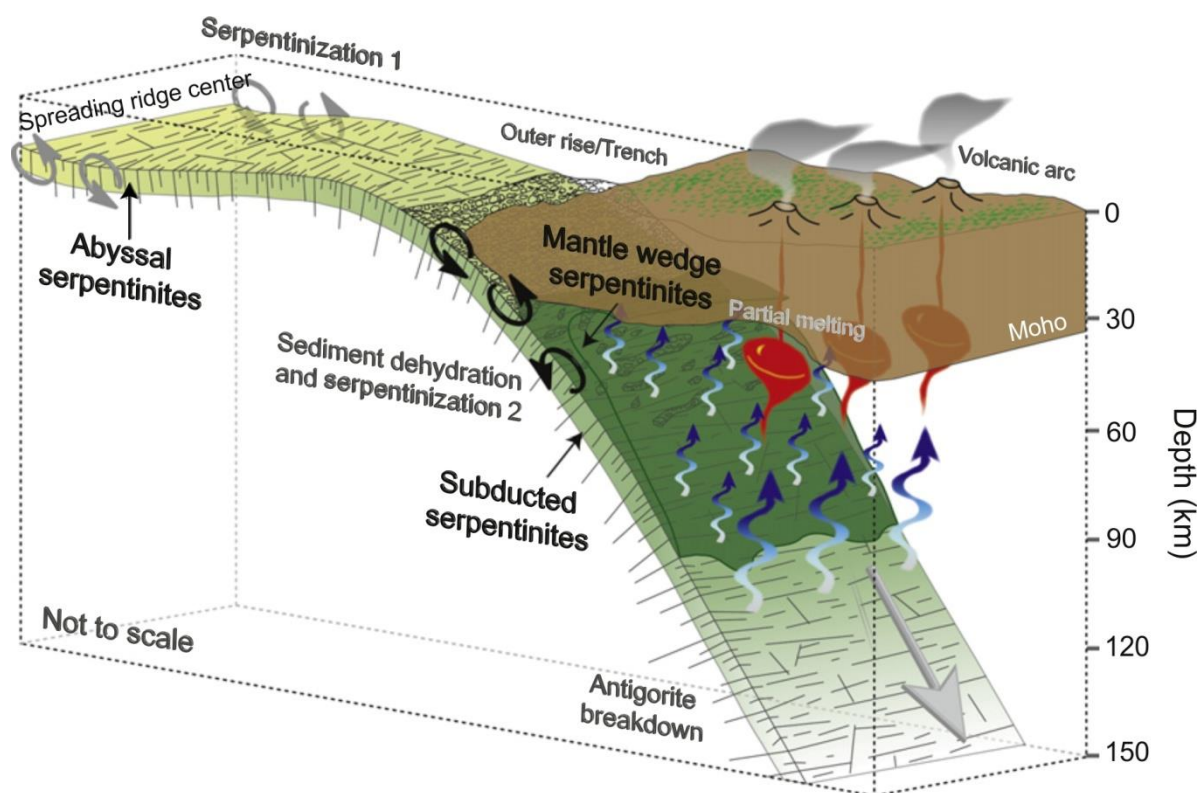


Figura 2.4 - Bloco-diagrama ilustrando a posição dos serpentinitos em uma zona de subducção. (DESCHAMPS et al., 2013).

Os **serpentinitos abissais** são encontrados em litosferas oceânicas, onde a geração de crosta nas dorsais é lenta (1,0 a 5,0 cm/ano) a extremamente lenta (< 2,0 cm/ano) (Fig. 2.5 A, B) (CANNAT, 1993, KARSON; LAWRENCE, 1997). Nestes ambientes, as atividades

magmática e tectônica são episódicas, sendo nos períodos amagmáticos, que ocorre exposição do manto suboceânico (CANNAT, 1993; CANNAT et al., 1995; KARSON et al., 2006). A crosta oceânica gerada neste processo apresenta configuração “heterogênea” (Fig. 2.5 C, D), com um componente ultramáfico mais importante contrário à configuração “acamadada” das crostas tipo Penrose (Fig. 2.5 C, D) (CANNAT, 1993; CANNAT et al., 1995; MÉVEL, 2003; DESCHAMPS, 2013).

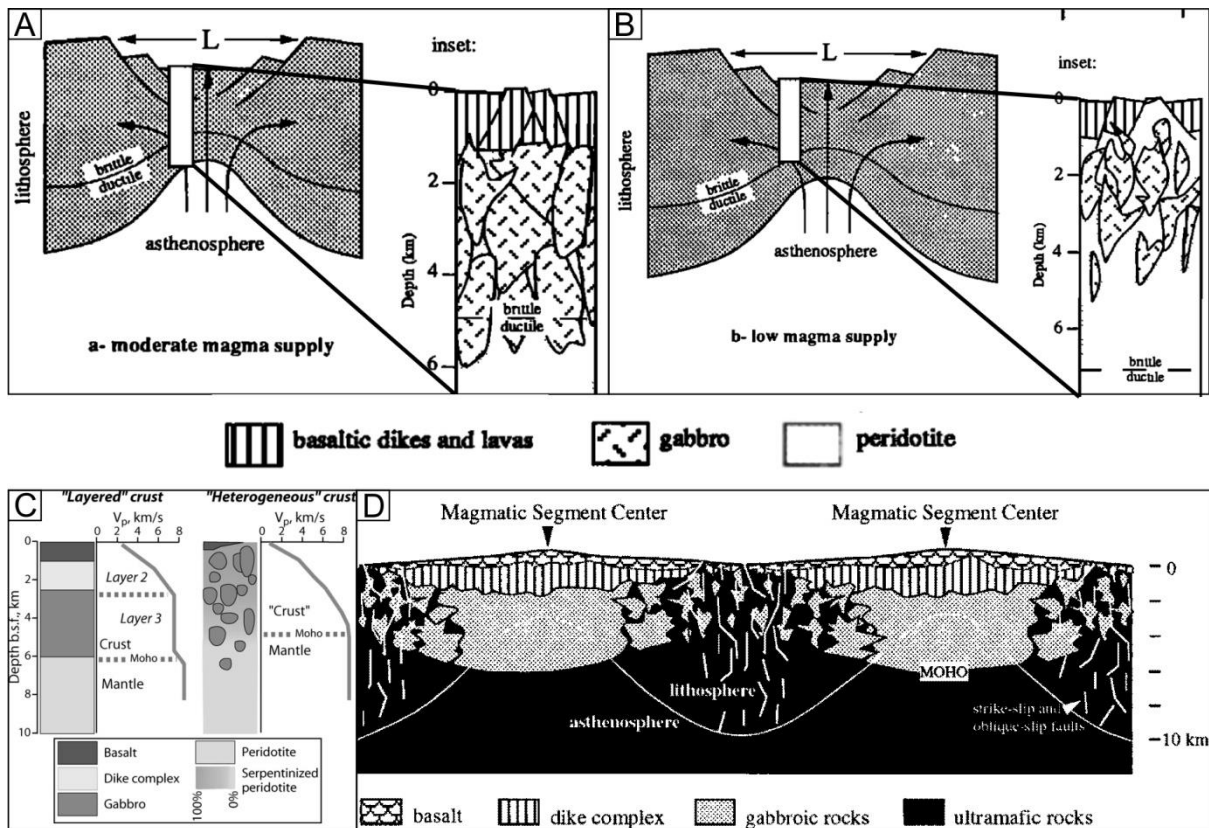
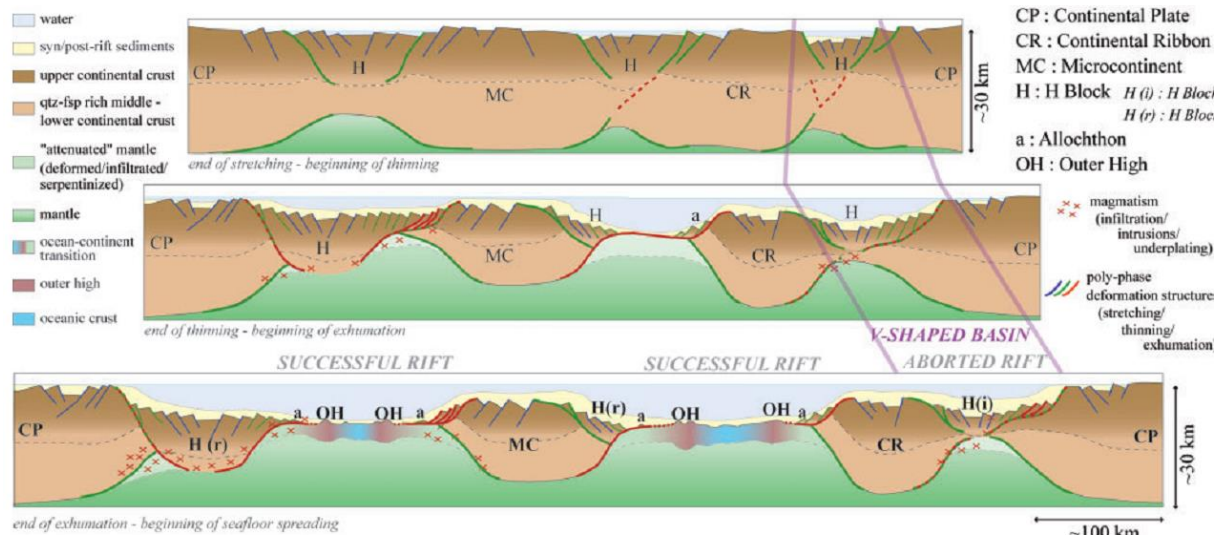


Figura 2.5 - Esquema demonstrando as alterações esperadas na estrutura da crosta, espessura da litosfera e no vale axial, em função da mudança no fornecimento de magma em uma dorsal oceânica riftada. A) A quantidade de magma fornecido é suficiente para gerar uma crosta com 6 km de espessura; o componente ultramáfico na crosta é pequeno (CANNAT, 1993). B) Pouco magma é fornecido para a dorsal, resultando em uma crosta substancialmente mais fina e com um componente ultramáfico mais importante (CANNAT, 1993). C) Perfis de velocidade sísmica e a interpretação geológica da “crosta acamadada” tipo Penrose e da “crosta heterogênea” (MÉVEL, 2003). D) Perfil hipotético de uma dorsal oceânica de geração de crosta lenta (CANNAT et al., 1995), sugerindo um fornecimento de magma distinto entre o centro e o fim de cada seguimento, de modo que as porções centrais são acamadadas e as bordas heterogêneas com pequenos bolsões de magmas englobados por peridotitos mantélicos, residuais e serpentinizados.

A exposição dos serpentinitos abissais nos assoalhos oceânicos pode ocorrer das seguintes maneiras: falhas normais relacionadas ao adelgaçamento e extensão crustal (Fig. 2.6) (CANNAT et al., 2009; MANATSCHAL; MÜNTENER, 2009); deformação dos

complexos de núcleos do assoalho oceânico (*oceanic core complexes*) (CANNAT, 1993; ESCARTÍN et al., 2003; MACLEOD et al., 2009; MICHAEL et al., 2003); grandes escarpas e falhas transformantes (BONATTI, 1976; EPP; SUYENAGA, 1978; FRANCIS, 1981, MORISHITA et al., 2009; O'HANLEY, 1991, MÉVEL, 2003).



2.6 - Exposição dos serpentinitos abissais nos assoalhos oceânicos por falhas normais relacionadas ao adelgaçamento e extensão crustal (PÉRON-PINVIDIC; MANATSCHAI, 2010)

As composições isotópicas de oxigênio e hidrogênio mostram que a água do mar é o principal fluido responsável pela hidratação dos peridotitos abissais (DESCHAMPS et al., 2013). Neste processo, a temperatura de serpentinização estaria abaixo do intervalo 450-500°C (AGRINIER; CANNAT; CARSON, 1997; FRÜH-GREEN; PLAS, LÉCUYER, 1996).

Os estudos dos campos de estabilidade dos tipos de serpentina e estudos isotópicos atestam que a serpentinização está presente em profundidades de até 7 km nas litosferas oceânicas (ESCARTÍN; HIRTH; EVANS, 1997), com temperaturas máximas de 500 °C (EVANS et al., 1976). Estudos de micro-sismicidade no assoalho oceânico registram falhas com extensões verticais entre 2 e 9 km (KONG; SOLOMON; PURDY, 1992).

As texturas dos cristais de serpentina indicam que a serpentinização, nesse contexto, é estática e se desenvolve pela infiltração pervasiva de fluidos (AUMENTO; LOUBAT, 1971; PRICHARD, 1979; WICKS; WHITTAKER, 1977). Estágios de maior temperatura (400 °C) são registrados pela substituição das texturas reliquias por tremolita e talco (ALLEN; SEYFRIED, 2003; BACH et al., 2004; PAULICK et al., 2006). Alterações geradas no fundo

do mar também são registradas nos serpentinitos pela formação e/ou precipitação de vênulas de aragonita, oxi-hidróxido de ferro e argilo-minerais (PAULICK et al., 2006).

Os **serpentinitos de cunha mantélica** se localizam na porção entre a parte superior da placa litosférica subductante e a parte inferior da placa cavalgante (Fig. 2). Segundo Deschamps et al., (2013) os serpentinitos de cunha mantélica possuem afinidade com os serpentinitos de ante arco e trata essas rochas de maneira conjunta.

A definição da ante arco *stricto sensu* é designada como o local entre a trincheira e o arco vulcânico associado, que pode ser preenchido por sedimentos, material de crosta oceânica e peridotitos mantélicos da base da cunha mantélica, hidratados pelos fluídos provenientes da placa subductante. Os serpentinitos de ante arco estão na parte mais fria do topo do manto (GUILLOT et al., 2009). A cunha mantélica *stricto sensu* se situa na porção mais profunda e quente do manto nas zonas de suprassubducção (*suprasubduction zones* - SSZ) (STERN; BLOOMER, 1992; SHERVAIS, 2001; WAKABAYASHI; GATHAK; BASU, 2010).

A geoquímica dos serpentinitos de cunha mantélica é complexa, pois nesta região ocorre, de maneira contínua, a colocação de lascas tectônicas e a retirada dos materiais gerados nas fusões parciais para o arco vulcânico (DESCHAMPS, 2013). Tomografias sísmicas mostram que esta porção do manto é uma zona de baixa sismicidade associada a uma saturação sísmica forte, ou seja, é um local dúctil e quente (STERN, 2002).

A baixa viscosidade pode ser o resultado da presença de magmas e fluidos resultantes da desidratação da placa subductada (CURRIE, 2004). O fluxo mantélico induzido pela descida da placa pode gerar a ascensão do manto astenosférico em direção à superfície, o que resulta no adelgaçamento da litosfera e contribui para o aumento da temperatura para a fusão parcial (EBERLE et al., 2002). Alguns modelos reológicos indicam que o aquecimento por cisalhamento pode elevar a temperatura da cunha mantélica e causar uma fusão parcial por descompressão adiabática (CAGNIONCLE et al., 2007; van KEKEN et al., 2002).

A fugacidade de oxigênio é maior do que nos serpentinitos abissais (BALLHAUS et al., 1991; PARKINOS; ARCULUS, 1999), e o metassomatismo pode gerar enriquecimento em sílica, formando fases hidratadas e sulfetos (ARAI; ISHIMARU, 2008).

A cunha mantélica é continuamente percolada por fluidos liberados da desidratação das litologias subductadas, gerando a hidratação da cunha mantélica, e em particular a

serpentinização em temperaturas abaixo de 700 °C. A diferença entre a densidade e a viscosidade dos serpentinitos recém-formados (2,6 g/cm³) e dos peridotitos anidros (3,2 g/cm³), facilita a exumação dos serpentinitos.

Os **serpentinitos subductados** são porções serpentiniticas incorporadas em zonas de subducção, subductados e então exumados no complexo acrecionário ou em zonas de sutura (DESCHAMPS et al., 2013). Estes serpentinitos podem ser originados a partir de peridotitos oceânicos subductados, ou, a partir de peridotitos continentais exumados e hidratados pela água do mar durante o rifteamento da transição oceano-continente (*ocean-continent transition*, OCT) (BOILLOT et al., 1980; SKELTON; VALLEY, 2000). A distinção entre esses dois grupos a partir de informações de campo é praticamente impossível (DESCHAMPS et al., 2013).

Durante a subducção, os sedimentos e a crosta oceânica alterada são progressivamente desidratados e interagem com os serpentinitos abissais subductados e peridotitos parcialmente hidratados da cunha mantélica (DESCHAMPS et al., 2013; van KEKEN et al., 2011). Uma segunda serpentinização ocorre por meio de falhas quando a placa dobra próximo à trincheira (KERRICK, 2002), permitindo a entrada de fluidos derivados da água do mar, contaminados fisicamente por sedimentos, nas fraturas e falhas crustais normais (CONTRERAS-REYES et al., 2007; RANERO et al., 2003, 2005). Este processo se desenvolve em profundidades abaixo de 20 km, e nessas condições o crisotilo se recristaliza em lizardita, e a lizardita oceânica continua estável.

Em profundidades maiores, o aumento das condições de P-T transforma progressivamente a lizardita em antigorita (≈ 400 °C) e interage com os sedimentos parcialmente hidratados (DESCHAMPS et al., 2011, 2013; LAFAY et al., 2013). A interação com os sedimentos favorece a transferência dos elementos móveis em fluidos (*FME – Fluide Mobile Elements*) para os serpentinitos, o que gera uma assinatura específica dos antigorita serpentinitos abissais subductados. Os minerais de serpentina tendem a formar uma camada com espessura de 5 a 10 km que se situa entre a porção relativamente anidra da crosta subductada e a porção relativamente anidra da cunha. Esta feição ocorre entre 20 e 80 km (HILAIRET; REYNAND, 2009; SCHWARTZ et al., 2001) e é denominada de canal de subducção de serpentinitos (GUILLOT et al., 2000, 2001, 2009).

O canal de subducção de serpentinitos foi identificado por geofísica no topo da placa subductada do Japão, em profundidade entre 80 e 140 km (KAWAKATSU; WATADA,

2007). Esta região pode incorporar grande quantidade de serpentinitos abissais subductados, rochas metamórficas de alta pressão subductadas, e peridotitos serpentinizados da cunha mantélica (GERYA; STÖCKHERT, PERCHUK 2002; GORCZYK et al., 2007). Todo este conjunto pode ser desacoplado da crosta ou da cunha mantélica e posteriormente exumada junto ao canal e se unir a cunha acrecionária.

2.2. Texturas em Serpentinitos

As texturas nos serpentinitos observadas em seções delgadas são divididas por Wikcks e Whittaker (1977) em três tipos: pseudomórficas; não-pseudomórficas; e texturas formadas em veios de serpentina.

As **texturas pseudomórficas** formam-se a partir da maioria dos minerais encontrados nas rochas ultramáficas (olivina, piroxênios, anfibólios, filossilicatos), a forma dos pseudomorfos gerados varia de excelente a indistinta. A maioria dos serpentinitos de estrutura maciça contém estas texturas.

As texturas que se desenvolvem a partir da olivina são as texturas *mesh* e ampulheta (*hourglass*), podendo ser compostas por serpentina- α (elongação negativa) ou serpentina- γ (elongação positiva) (WIKS; WHITTAKER, 1977). Maltman (1978) considera dois componentes principais na descrição da textura *mesh*: áreas de forma poliédrica que representam as porções menos alteradas da olivina, denominadas de núcleo (*core*) (Fig. 2.7 A); e regiões que delineiam a textura *mesh* formadas através das fraturas da olivina original, denominadas de cordas (*cords*) (Fig. 2.7 A). Os cristais de serpentina na textura *mesh* podem apresentar extinção ondulante, indicando um hábito fibroso, estas fibras podem ser perpendiculares (*cross-fibrous*) ou paralelas (*length-fiber*) em relação ao comprimento das cordas (Fig. 2.7 B). Maltman (1978) considera um terceiro tipo de textura, a placóide-entrelaçada (*bladed mat*). O mineral acessório mais comum formado na serpentinização da olivina é a magnetita, e secundariamente a brucita.

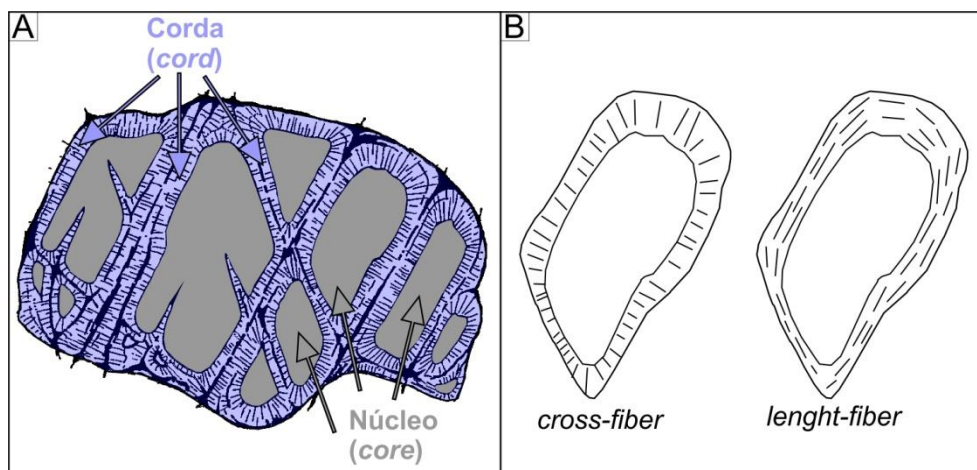


Figura 2.7 - A) Esquema demonstrando as posições dos núcleos (*cores*) e das cordas (*cords*) na textura *mesh* de acordo com Maltman (1978). **B)** Esquema mostrando as serpentinas com orientação *cross-fiber* e *length-fiber*. As figuras foram adaptadas de Delvigne et al. (1979)

Os pseudomorfos derivados de piroxênios e anfibólios são normalmente denominados de bastita, entretanto após a serpentinização completa não é possível diferenciar entre “bastita piroxênio” e “bastita anfibólio” (WICKS; WHITTAKER, 1977). Esses autores consideram que também não é possível distinguir bastitas geradas a partir de talco, clorita e flogopita, e propõe utilizar este termo para pseudomorfos de serpentina formados a partir de inossilatos e filossilatos. Não é comum a formação de minerais acessórios a partir da serpentinização de piroxênios (WICKS; WHITTAKER, 1977).

As **texturas não-pseudomórficas** são xenoblásticas e formam-se a partir da recristalização das texturas pseudomórficas da serpentina, ou, mais raramente, direto dos cristais pretéritos (olivina, piroxênios, etc.) (WICKS; WHITTAKER, 1977). Estas texturas podem ser divididas dois tipos: *interpenetrating* e *interlocking*. Nestes dois tipos de textura não-pseudomórfica os cristais de serpentina são anédricos, e interferem uns nos outros, sendo que na textura *interpenetrating* os cristais tendem a ser alongados, e na textura *interlocking* os cristais são próximo a equidimensionais. A orientação da serpentina varia de totalmente aleatória, em serpentinitos maciços, a bem orientada, em serpentinitos foliados. Ao contrário do que ocorre na textura pseudomórficas, a presença de brucita é bem comum, junto à magnetita.

As **texturas de veios de serpentina** ocorrem em fraturas, falhas e planos de juntas, a frequência desses veios nos serpentinitos varia de um caso para outro. Segundo Wicks e Whittaker (1977), estas texturas podem ser divididas em: asbestos de crisotilo com orientação

cross-fiber, formado sempre por serpentina- γ , normalmente com extinção paralela, e podem apresentar birrefringência anômala alta; asbestos de crisotilo, serpentina- γ , com fibras paralelas a subparalelas em relação às paredes do veio; não-abestiformes que apresentam diferentes formas preenchendo o veio (colunar, pseudofibroso, bandado, etc.).

Maltman (1978), ao estudar os serpentinitos da suíte ultramáfica intrudida no New Harbour Group das Monian Rocks, norte do País de Gales, propôs uma evolução para as texturas dos serpentinitos, relacionando-as com os eventos tectono-metamórficos regionais (Fig. 2.8): Desta maneira, o início da serpentinação ocorreu em condições estáticas, formando a textura *mesh* e a lizardita. Posteriormente, os movimentos flexurais regionais submeteram a textura *mesh* a um esforço de cisalhamento, o que resultou na recristalização, estiramento e paralelismos das cordas, a custa dos núcleos, desenvolvendo a textura *ribbon*. A textura *ribbon* foi submetida a um metamorfismo regional, fácies xisto verde, que recristalizou a lizardita em antigorita e desenvolveu a textura *bladed mat* (entrelaçada).

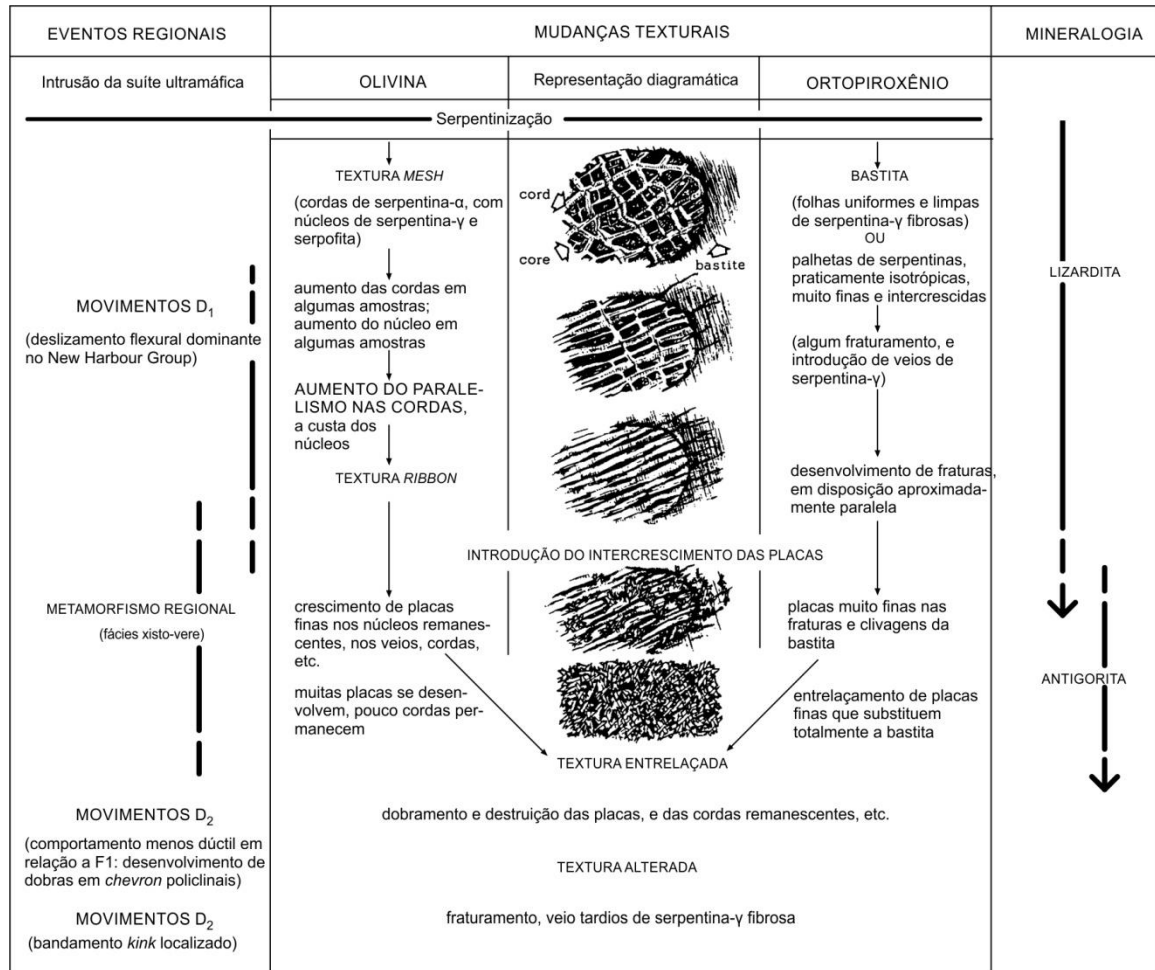


Figura 2.8 - Diagrama representando a evolução das texturas no serpentinito da suíte ultramáfica intrudida no New Harbour Group das Monian Rocks, norte do País de Gales. Traduzido de Maltman (1978).

3. Geologia Regional

3.1. Aspectos Gerais

A região onde o Morro do Níquel se situa é formada por unidades geológicas com evoluções, idades e gêneses distintas, amalgamadas por colisão durante o Neoproterozoico. As rochas mais antigas são incluídas nos terrenos tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG), de idade arqueana a transamazônica, atribuído ao Complexo Barbacena ou Complexo Campos Gerais; e pela sequência vulcanossedimentar do *Greenstone Belt* Morro do Ferro, que ocorre encaixada neste terreno. Estas duas unidades constituem o embasamento cristalino do Cráton do São Francisco na região. Este conjunto é cortado por rochas intrusivas de composição básica a intermediária de idades meso- a paleoproterozoicas (ZANARDO; 1992, 2003; SZABÓ; 1996).

Sobreposto ao conjunto descrito acima ocorrem: rochas metamórficas neoproterozoicas de natureza sedimentar e magmática atribuídas aos grupos Araxá, Canastra e Bambuí; sedimentos paleozoicos e mesozoicos e rochas vulcânicas mesozoicas, pertencentes à Bacia do Paraná; e coberturas terciárias e/ou quaternárias associadas à evolução geomorfológica e a atuação das drenagens antigas e atuais que modelaram a paisagem da região.

3.2. Contexto Geotectônico

A área de estudo está situada na Faixa Brasília Meridional (FUCK, 1990), a norte da zona limítrofe entre a placa que contém o Cráton do São Francisco e a Placa Paranapanema (sul/sudoeste), onde são observadas rochas brasileiras alóctones que cavalgaram sobre o embasamento cristalino.

Os primeiros trabalhos que abordaram a geotectônica da região foram elaborados por Ebert (1956a, 1957, 1962, 1968, 1971). Ebert (1967) identificou uma grande faixa orogênica no sudoeste de Minas Gerais e áreas próximas de idade assíntica (limite entre o Cambriano e Pré-Cambriano), contornando um arcabouço litológico estável arqueano. Também identificou um orógeno mais antigo de idade pós-arqueana (EBERT, 1956a).

Ao sul da cidade de Belo Horizonte, esta faixa subdivide-se em dois ramos: (1) o ramo Paraibides que passa pelos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina, com direção sudoeste e (2) ramo Araxaídes que contorna a bacia do Rio São Francisco, desviando para

NW em Minas Gerais (Fig. 3.1) (EBERT, 1967). A área de estudo se encontra na faixa Araxaídes, porção meridional, próximo à bifurcação do Paraibides.

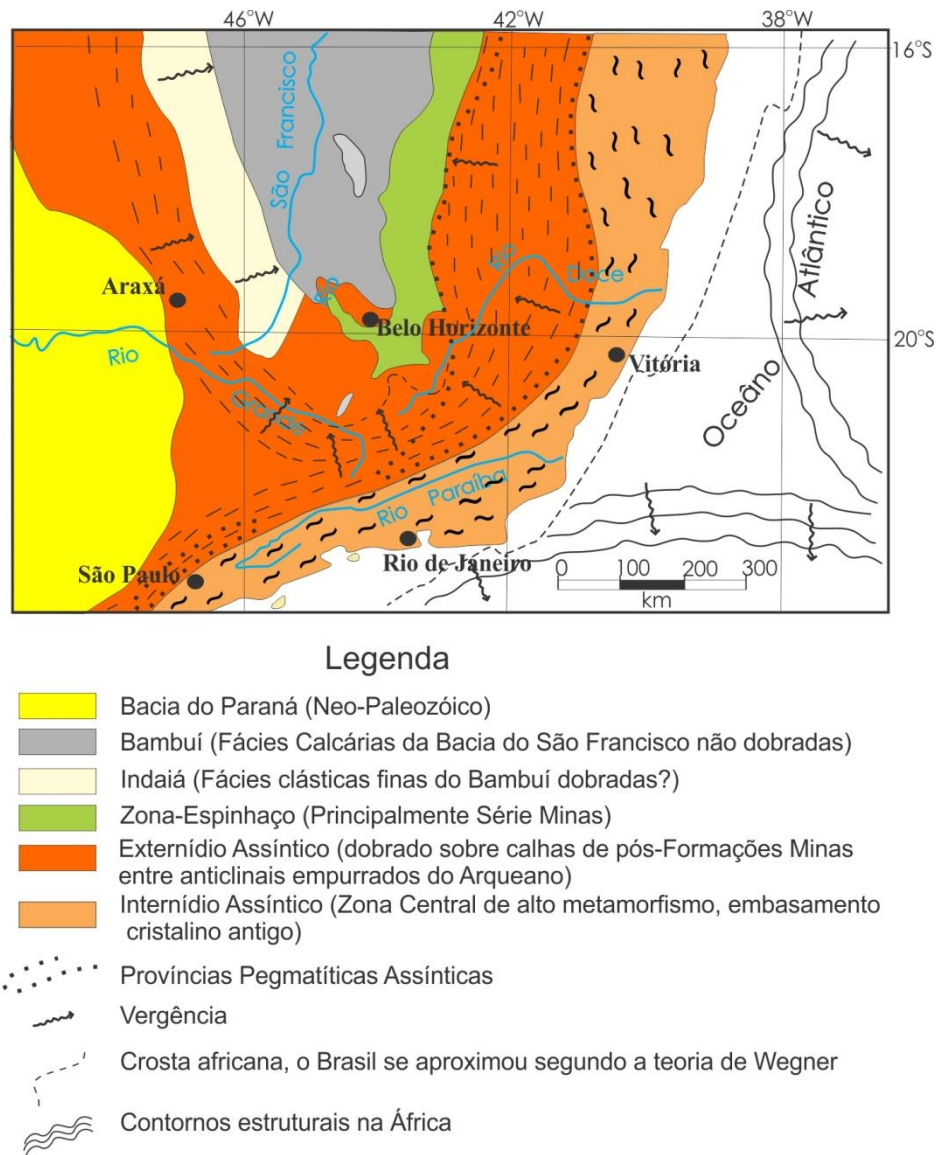


Figura 3.1 - Contexto geotectônico do sul de Minas Gerais segundo Ebert (1957).

Estudos posteriores propuseram novos modelos e interpretações para evolução da região (FYFE e LEONARDOS JR, 1974; BRAUN e BAPTISTA, 1978; DAVINO, 1979; WERNICK et al., 1981; WERNICK e FIORI, 1981; ALMEIDA, 1981; SOARES, 1988; CAMPOS NETO et al., 2004, e outros). Estes modelos modificaram aquele proposto por Ebert (1957), à luz de novas técnicas de investigação geológica, aprimoramento das técnicas já existentes na época e de novos dados. As principais mudanças mantidas no atual entendimento da evolução geológica da área são:

- Os modelos geotectônicos elaborados no Brasil entre as décadas de 1950 e 1960 eram realizados com base na teoria do geossinclíneo. A partir de 1970 a tectônica de placas começa a ser utilizada, sendo hoje a teoria que rege os modelos modernos.
- Almeida et al. (1976) definiu o arcabouço estável arqueano contornado pelas faixas orogenéticas como Cráton do São Francisco.
- Os dois grandes orógenos definidos por Ebert (1956a) denominados de Pós-Barbacena (pós-arqueano) e Pós-Neo-Algonquiano (idade assíntica), hoje são chamados, respectivamente, de Orógeno Transamazônico ou Paleoproterozoico, e Orógeno Brasileiro ou Neoproterozoico.
- O embasamento cristalino não é formado apenas por rochas geradas no Arqueano e retrabalhadas no Paleoproterozoico, mas também por rochas geradas no Paleoproterozoico (CAVALCANTE et al., 1979).
- A faixa Araxáides posteriormente foi denominada de Faixa Brasília (ALMEIDA, 1967 e 1968), e definida como um cinturão orogenético brasileiro da Província Estrutural do Tocantins (ALMEIDA et al., 1981) (Fig.3.2). A faixa Paraíbaes corresponde, em parte, à Faixa Ribeira.
- Almeida et al. (1976) cunhou o termo Maciço Mediano de Guaxupé para a porção triangular envolvida pelas faixas orogenéticas, entre as cidades de Araxá e São Paulo (Fig. 3.1). Esse maciço é composto por rochas pré-uruaçuanas migmatizadas e metamorfizadas em fácies granulito e anfibolito, injetadas por granitos neoproterozoicos oriundos de retrabalhamento crustal (ZANARDO, 1992 e 2003; HADDAD, 1995; JANASI, 1997; DEL LAMA, 1998, DEL LAMA et al., 2000; MELO e OLIVEIRA, 2013). As rochas que constituem esta unidade são atribuídas ao Complexo Guaxupé.
- Os complexos Guaxupé e Socorro e o Grupo Caconde são atribuídos à crosta inferior da Placa Paranapanema, que cavalgou o Cráton do São Francisco (ZANARDO et al., 2000, 2006; ZANARDO, 2003).

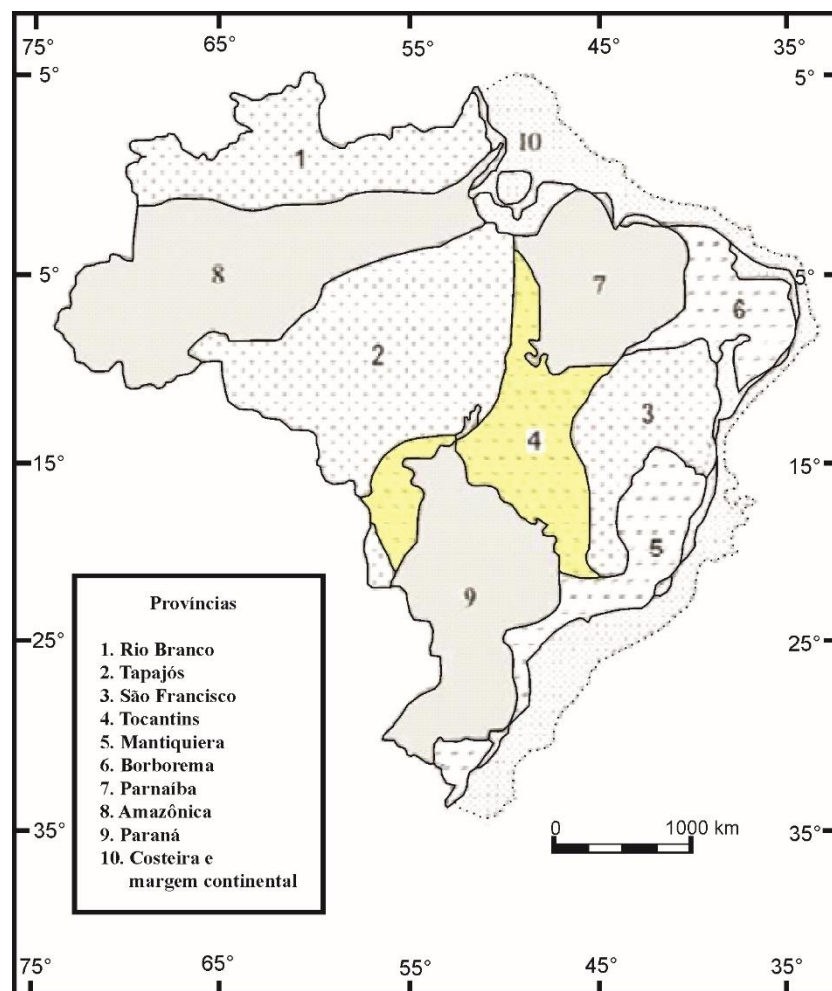


Figura 3.2 - Províncias geotectônicas do Brasil, com destaque para a Província do Tocantins (ALMEIDA, 1977).

3.3. Unidades Litoestratigráficas

3.3.1. Terreno tonalito-trondhjemitó-granodiorito

O terreno TTG, na área de estudo, constitui o embasamento cristalino regional e é atribuído ao Cráton São Francisco. Cavalcante et al. (1979) consideram essas rochas como uma unidade da Associação Barbacena, compartimentada pelo Cinturão de Cisalhamento do Campo do Meio, e as inclui no Complexo Campos Gerais. Segundo o autor supracitado, este complexo é constituído por metamorfitos de fácies anfibolito, englobando rochas similares às pertencentes aos grupos Barbacena, Araxá, Andrelândia, Canastra e São João Del Rei, além de rochas máficas e ultramáficas com diferentes evoluções ou contexto tectono-metamórfico.

Turbay et al. (2008) e Turbay & Valeriano (2012) propõem o termo Complexo Campos Gerais apenas para o conjunto de ortogneisses e granitóides intrusivos associados,

excluindo os terrenos tipos *greenstone belts* e as rochas metassedimentares mais recentes. Assim, esta unidade seria formada pelos Ortognaisses Campos Gerais, Ortognaisse Mandembo e pelas intrusões Metagranitóide Grão Mogol, Metatonalito, Granito Córrego do Sapateiro e Granito Itaxipé (TURBAY; VALERIANO, 2012).

Alguns autores consideram o terreno TTG como uma continuidade física do Grupo ou Complexo Barbacena (FONSECA et al., 1979; HASUY; QUADE, 1988; ZANARDO et al., 2006). Desta maneira, esta unidade é constituída por litotipos arqueanos e paleoproterozoicos correspondentes ao embasamento cristalino regional, com intercalações de sequências *greenstones* (Morro do Ferro, Piumhi). Não fazem parte do Complexo Barbacena as rochas metamórficas neoproterozoicas de origem sedimentares, vulcanossedimentar ou vulcânica e rochas neoproterozoicas magmáticas sin-cinemáticas; entretanto, estes litotipos estão intercalados tectonicamente com o embasamento. No presente trabalho será utilizada esta definição para o terreno TTG.

Zanardo (1992) e Szabó (1996) descrevem diques de natureza básica a intermediária afetados por metamorfismo em fácies xisto verde, cortando o embasamento cristalino; todavia, não afetam as unidades neoproterozoicas. Estas intrusões teriam ocorrido entre o Paleoproterozoico e o Neoproterozoico, evidenciado uma tectônica distensiva neste período.

Na área de estudo, o Complexo Barbacena ocorre como uma faixa orientada segundo a direção E/W a NW-SE, limitado a norte, oeste e sul por metassedimentos neoproterozoicos, apresentando uma estrutura “antiformal” com leve mergulho para W, possivelmente gerada pela atuação do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio (Fig. 3.3). Nas porções norte e oeste, o complexo faz contato tectônico com metassedimentos do Grupo Araxá por meio de superfície de empurrão, e na porção sul, o embasamento faz contato, através de cisalhamento sinistral, com a Sequência Máfica-Ultramáfica Jacuí-Bom Jesus da Penha, com granitoides sin-cinemáticos e rochas metassedimentares atribuídas ao Grupo Araxá, intercaladas tectonicamente com os outros litotipos neoproterozoicos e mesmo arqueanos/paleoproterozoicos (Fig. 3.3).

Nesta unidade predominam os seguintes litotipos: migmatitos homogêneos de estrutura *schlieren*, nebulítica e oftalmolítica; migmatitos heterogêneos estromáticos e dobrados de composições tonalíticas a monzograníticas; granitoides gnaissificados de composição granodiorítica, e raramente tonalítica; gnaisses bandados (ZANARDO, 2003).

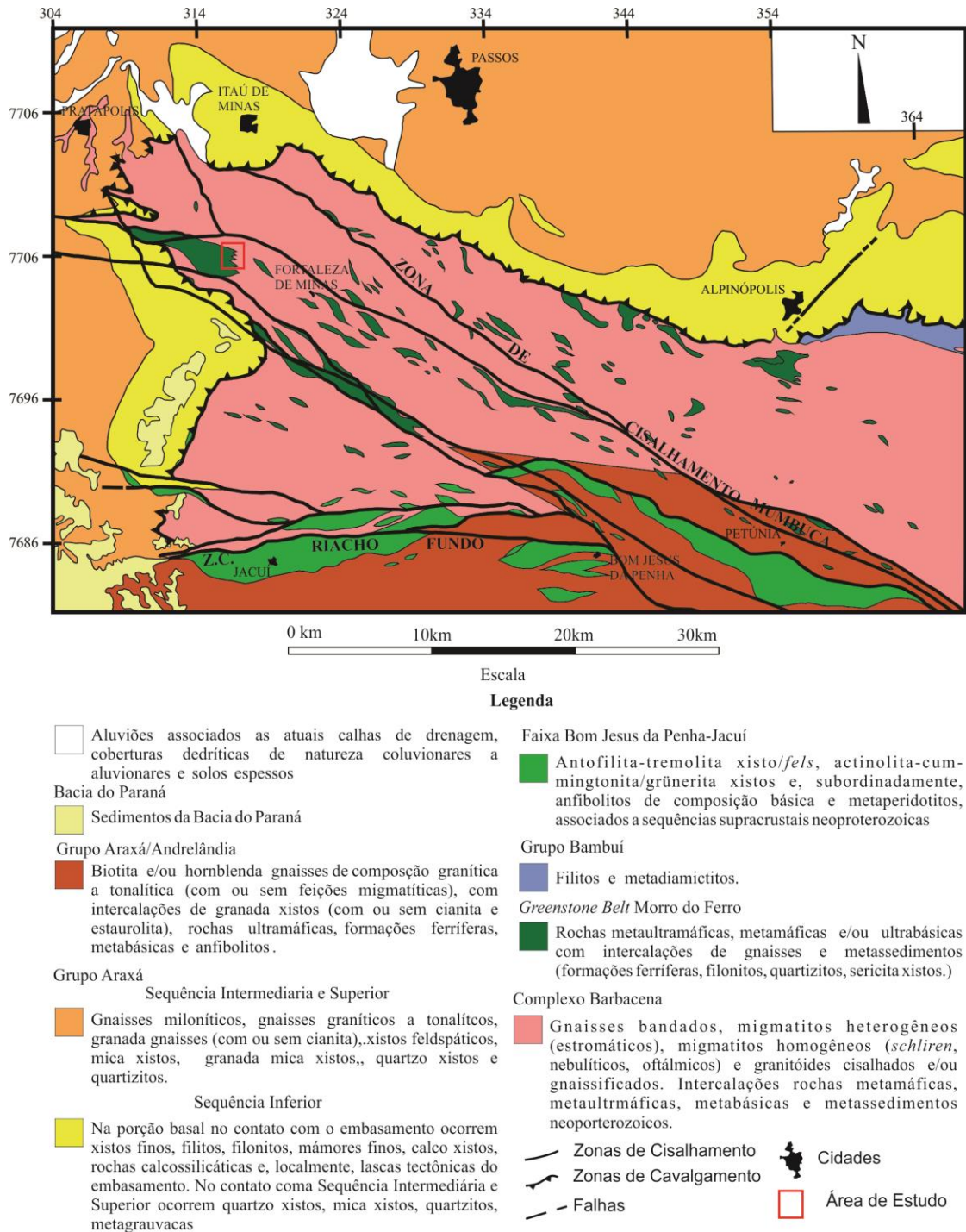


Figura 3.3 - Contexto geológico da área de estudo. Modificado de Zanardo (2003)

3.3.2. Greenstone Belt Morro do Ferro

Os primeiros trabalhos desenvolvidos nos litotipos do *Greenstone Belt* Morro do Ferro (GBMF) datam a década de 1920, e foram realizados pela Companhia Eletro-metalúrgica de Ribeirão Preto, devido à exploração de hematita no Morro de Ferro (CARVALHO, 1990). O

termo “Cinturão Vulcanossedimentar Morro do Ferro” foi cunhado por Teixeira e Danni (1979a, b) agrupando as rochas ultramáficas e/ou ultrabásicas, rochas metavulcânicas ácidas/intermediárias associados intimamente com metassedimentos químicos e, em menor escala, pelíticos, intercalados no embasamento cristalino, como faixas alongadas orientadas segundo a direção NW/SE, interpretando-as como parte de uma sequência vulcanossedimentar.

Teixeira e Danni (1979a, b) propuseram uma estratigrafia clássica de *greenstone belts* para o GBMF. Assim, as rochas que afloram próximo à cidade de Fortaleza de Minas, constituem as raízes de uma sequência tipo *greenstone* encaixadas em ortognaisses e migmatitos. A estratigrafia proposta foi:

- Unidade Morro de Ferro - corresponde ao topo da sequência e é constituído por filitos sericíticos, mármore, cloritóide xistos e espessas formações ferríferas.
- Unidade Córrego do Salvador - corresponde à porção intermediária da sequência, composta por derrames básicos, rochas vulcânicas retrabalhadas e formações ferríferas bandadas.
- Unidade Morro do Níquel - corresponde a base da sequência e é constituída por derrames komatiíticos, com ocorrências locais de textura *spinifex*, intercalados com rochas tufogênicas, *cherts*, formações ferríferas e grauvacas.

Devido à dificuldade de confirmar a estratigrafia apresentada acima por meio de dados confiáveis de campo e, também, pela intensa deformação destas rochas, não foi possível sustentá-la. Desta maneira, a Unidade Córrego do Salvador foi suprimida por Carvalho (1983), modificação corroborada por Teixeira et al. (1987), e a Unidade Morro do Ferro também foi suprimida, de maneira que as rochas que a constituíam passam a ser atribuídas às sequências supracrustais da base do Grupo Araxá.

O GBMF aflora como corpos lenticulares ou faixas alongadas com direções NW/SE e E/W, distribuídos por todo o Complexo Barbacena, sendo as ocorrências mais expressivas na região da cidade de Fortaleza de Minas e a sudoeste da cidade de Alpinópolis (Fig. 3.3). É constituído por rochas metamáficas e metaultramáficas, associadas a metassedimentos químicos e, em menor escala, metapelitos e metassedimentos carbonosos.

Uma grande variedade de rochas metamáficas e metaultramáficas com texturas e estrutura distintas é descrita para o GBMF (TEIXEIRA et al., 1987; CARVALHO, 1983,

1990; CARVALHO et al 1982; SZABÓ 1989, 1996; ZANARDO, 1992, 2003; LIMA et al., 2015). A estrutura destas rochas, em geral, é milonítica a ultramilonítica e as texturas reliquias referentes a derrames komatiíticos (*spinifex*, *pillow*, cumulos olivina, etc.) podem ser observadas em alguns locais. Zanardo (2003) destaca que os processos de deformação junto aos processos de neomineralização, podem gerar texturas, que com frequência, são confundidas com *spinifex* e *quench*.

Os litotipos predominantes na sequência *greenstone* são rochas metaultramáficas de composição komatiítica, representadas por Ca-anfibólio xistos, clorita xistos, talco xistos e serpentinitos, e subordinadamente rochas metamáficas de composição komatiítica, toleítica e, em menor escala, cálcio alcalina, representadas por anfibolitos (CARVALHO, 1983, 1990; CARVALHO et al 1982; SZABÓ 1989, 1996; ZANARDO, 1992, 2003; LIMA et al., 2015). Os metassedimentos observados são, em geral, formações ferríferas fácies silicáticas, sendo as fácies óxidos a silicatos/óxidos incomuns, tendo em vista que a Unidade Morro do Ferro não é mais considerada como parte do GBMF. A mineralogia dos litotipos observados varia de um corpo para o outro, em razão dos diferentes tipos de protólitos e/ou evoluções tectono-metamórficas (SZABÓ, 1996; ZANARDO, 2003).

Os serpentinitos do GBMF são de coloração cinza-verde manchado a cinza homogêneo, granulação fina e a mineralogia principal é constituída por serpentina (antigorita) e opacos, podendo ocorrer porfiroblastos de clorita e Ca-anfibólios (SZABÓ, 1989; CARVALHO, 1990; SZABÓ, 1996; LIMA, 2014). Estas rochas são divididas em dois tipos com base em aspectos estruturais e texturais. Os serpentinitos de aspecto homogêneo, estrutura isotrópica e textura placóide-entrelaçada (*bladed mat*), que pode passar para fitada (*ribbon*), aparentam ter se desenvolvido sobre uma textura pretérita de granulação média e aspecto granoblástico (SZABÓ, 1989; LIMA, 2014). A outra variedade são os serpentinitos verde-cinza manchados, com forte anisotropia marcada por uma foliação tipo S-C e/ou milonítica e textura placóide-entrelaçada intercalada e/ou mesclada com a fitada (SZABÓ, 1989; LIMA, 2014).

Szabó (1989) denomina a primeira variedade como clorita serpentinitos porfiroblásticos homogêneos, e a outra como serpentina xistos manchados. Nos clorita serpentinitos reconhece uma textura pretérita granular de olivina, com cristais de dimensões entre 0,2 e 0,5 mm, e os serpentina xistos manchados estariam associados a zonas de contato

tectonizadas. Entretanto, posteriormente Szabó (1996) interpreta essas variedades como produto do metassomatismo dos clorita-anfibólio xistos/*fels*.

O registro do metamorfismo no GBMF não é homogêneo, de forma que as paragêneses de maior temperatura são mais comuns na porção leste. Na maioria das rochas metaultramáficas é observado retrometamorfismo em fácies xisto verde, graus metamórficos mais elevados são raramente descritos (TEIXEIRA, 1978; TEIXEIRA et al., 1987; CARVALHO, 1983). O ápice metamórfico ocorreu em fácies anfibolito superior a granulito, nas rochas metaultramáficas e é evidenciado por meio de paragêneses compostas de restos olivina metamórfica, clinopiroxênio, antofilita, ortopiroxênio, espinélio e hornblenda marrom, e por texturas de exsoluções entre anfibólios e recristalização do ortopiroxênio (SZABÓ, 1989, 1996 ZANARDO, 1992, 2003; FERNANDES, 2002; FERNANDES et al., 2003; LIMA, 2014). Os metassedimentos registram o auge metamórfico mediante a paragêneses constituídas de estauroлита, granada e sillimanita em metapelitos, e exsoluções entre anfibólios em formações ferríferas (SZABÓ, 1996; SANTOS, 1996; FERNANDES 1997, ZANARDO 2003).

3.3.3. Morro do Níquel

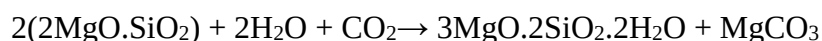
Segundo Santivañez (1965), as primeiras investigações desenvolvidas neste maciço foram escavações realizadas pela “Companhia Eletro-Metalúrgica de Ribeirão Preto”, enquanto esta explorava os depósitos de hematita do “Morro do Ferro”, entre os anos de 1922 e 1925, até então, o Morro do Níquel era denominado de “Morro Pelado”. Nestas escavações, pequenos veios de garnierita foram identificados, todavia, as atividades de prospecção não continuaram devido ao espesso “chapéu laterítico”.

As observações realizadas por Luciano Jaques de Moraes no ano de 1935 (Boletim DNPM número 9), concluíram que o Morro do Níquel seria uma jazida econômica de níquel. Posteriormente, a jazida foi prospectada pela Mineração Sertaneja entre 1957 e 1959, e a exploração foi iniciada pela Morro do Níquel S/A em 1966 (ABREU, 1973; GRIFFON; RICHTER, 1976).

O primeiro modelo geológico do Morro do Níquel foi proposto por Santivañez (1965) e corroborado por Abreu (1973). Neste modelo, o maciço é considerado como uma intrusão “básica” (peridotito) serpentinizada e laterizada. Esta evolução é dividida em quatro etapas:

intrusão, erosão, serpentinização e laterização (Fig. 3.4). Segue abaixo as etapas e a descrição dos processos desenvolvidos de acordo com o proposto Santivañez (1965).

- Intrusão - a intrusão do corpo peridotítico é considerada contemporânea às intrusões básicas que afetaram as rochas da Série Minas (embasamento cristalino) e modificaram a estruturação da região. Os serpentinitos não laterizados teriam a mesma quantidade de níquel que as olivinas em seu retículo cristalino.
- Erosão - a erosão do embasamento cristalino possibilitou a exumação da intrusão peridotítica, e permitiu a interação destas rochas com as águas pluviais. Este processo foi mais intenso nos planos de fratura.
- Serpentinização - a serpentinização teria se desenvolvido devido a interação do peridotito com as águas meteóricas ricas em ácido carbônico, que acabaria por gerar um serpentinito impuro, com a presença de ferro, calcedônia, magnesita e talco. A reação utilizada para descrever o processo foi:



- Laterização - a laterização ocorreu devido à atuação das águas meteóricas ácidas sobre as serpentinas. Neste processo, o magnésio e a sílica foram lixiviados e transportados para profundidades maiores, o magnésio se precipitou como silicatos hidratados de magnésio e níquel, ou magnesita, e a sílica como opala, calcedônia e quartzo na forma de veios ou reticulados. É apresentada a possibilidade da relação dos reticulados de calcedônia com antigas fraturas e clivagens do peridotito. O produto desse processo é uma massa laterítica rica em óxido de ferro e sílica. O ferro foi disponibilizado junto à sílica e o magnésio, mas oxidou-se imediatamente, concentrando-se junto ao resíduo laterítico.

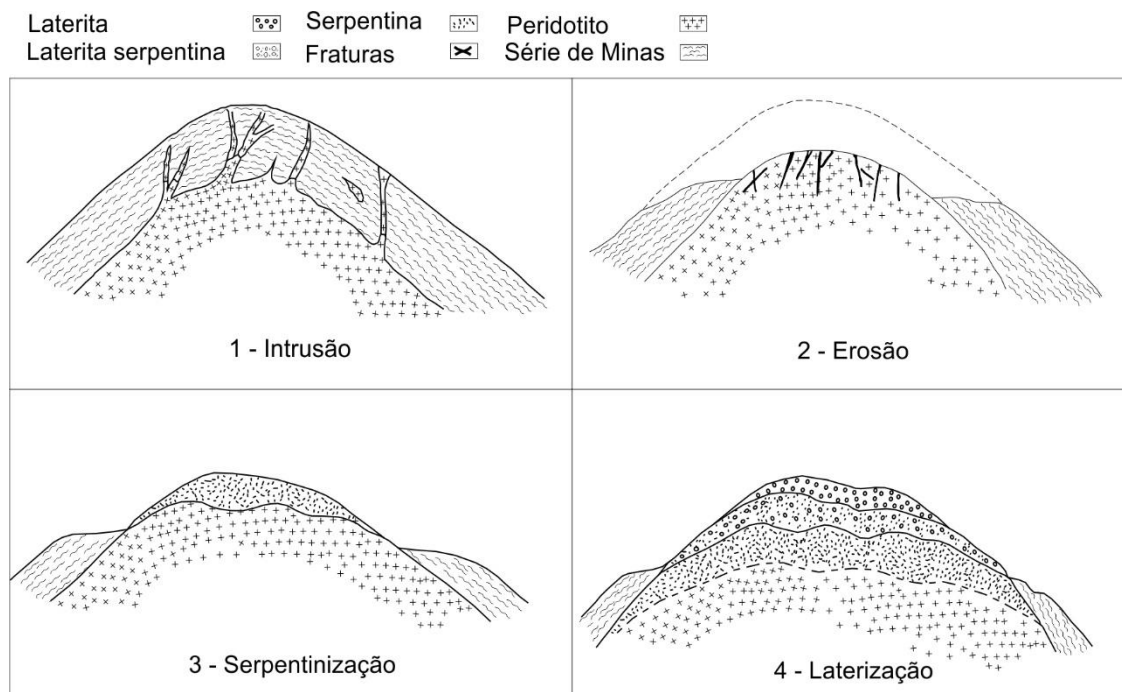


Figura 3.4 - Gênese do Morro do Níquel proposta por Santivañez (1965). 1 - Intrusão do corpo peridotítico contemporânea às intrusões básicas que afetaram o embasamento. 2 - Erosão do embasamento cristalino permitindo a exposição do peridotito. 3 - Serpentinização do peridotito devido à interação com águas meteóricas ácidas ricas em gás carbônico. 4 - Laterização do serpentinito devido à interação com águas ácidas ricas em gás carbônico.

Outros modelos foram propostos para o Morro do Níquel. Teixeira e Danni (1979 a, b), interpretam os serpentinitos como um produto do metamorfismo dos derrames komatiíticos da porção basal do *Greenstone Belt* do Morro Ferro, representando a Unidade Morro do Níquel. Brenner et al. (1990) associa o maciço como parte das intrusões que afetaram o *Greenstone Belt* do Morro do Ferro. Oliveira (1992) considera o Morro do Níquel como um maciço ultramáfico do tipo “alpino”.

Faria Junior (2011) propõe que o Morro do Níquel seria uma porção do manto exumada pelo processo apresentado por Manatschal (2004), em que a ascensão do manto pode ocorrer durante um momento de distensão da crosta oceânica, por meio de falhas de deslocamento, em ambiente de pouca atividade magmática. Posteriormente, este peridotito foi envolvido na convergência crustal no Neoproterozoico, e a serpentinização teria ocorrido por percolação de fluidos em fase tardi- a pós-tectônica.

O Morro do Níquel situa-se entre os litotipos do Complexo Barbacena e do GBMF, (Fig. 3.3). A única rocha observada nos limites do corpo é um serpentinito maciço de coloração preta e seus produtos de intemperismo, sendo que a maioria dos trabalhos

desenvolvidos sobre o maciço abordam esses produtos (SVENSON, 1968; BRINDLEY; SOOOUZA, 1975 a, b; GRIFFON; RICHTER, 1976; ESSON; SANTOS 1978; MELFI, 1984; MELFI et al., 1988; OLIVEIRA, 1990; OLIVEIRA; TRESCASSE; MELFI, 1992; ALMEIDA; CARVALHO e SILVA, 1992; FARIA JÚNIOR, 2011).

Faria Jr. (2011) realizou um levantamento estrutural na área da lavra e nas adjacências do Morro do Níquel, onde reconheceu dois conjuntos de foliações. A mais antiga (Sn-1) se encontra frequentemente dobrada por uma foliação a mais nova (Sn). A foliação Sn-1 é do tipo disjuntiva, sendo marcada por planos de fraqueza nos serpentinitos, esta foliação é compatível com a direção do empurrão regional, apresenta mergulhos variando de baixo a alto com mergulhos para NW a WNW e secundariamente SE a ESE. A foliação Sn possui mergulhos subverticais e planos subparalelos à orientação do Cinturão de Cisalhamento do Campo do Meio, também do tipo disjuntiva e perturba a foliação Sn-1.

Segundo Faria Jr. (2011), nas imediações do Morro do Níquel, notou no Complexo Barbacena e no GBMF duas direções para a foliação Sn, ambas com caimento subvertical, uma NW-SE e NE-SW. A primeira direção é concordante com a estruturação do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio (MORALES, 1993), entretanto a segunda mostra-se divergente em relação a mesma. Faria Jr (2011) considera que esta diferença está ligada à presença do maciço, que durante o desenvolvimento da foliação Sn teria se comportado como um material mais competente que as rochas encaixantes, perturbando a foliação Sn como um “porfiroblasto”.

3.3.4. Faixa Bom Jesus da Penha-Jacuí

A Faixa Bom Jesus da Penha-Jacuí (F-BJP-J) é representada por corpos metamáficos e metaultramáficos alongados, localizados no contato sul entre o Complexo Barbacena e o Grupo Araxá (Fig. 3.3). Os primeiros estudos realizados nestas rochas foram desenvolvidos por Teixeira (1978) e Teixeira e Danni (1979 a, b), considerando-as como parte do GBMF, disposta como estruturas sinformais ou lascas tectônicas, alocadas em substrato siálico, ou envolvidas com rochas plutônicas.

Schmidt (1983) classificou as rochas máficas e ultramáficas nas proximidades das cidades de Jacuí e Bom Jesus da Penha como anfíbolitos e metaultrabásitos. Também, considerou este conjunto como uma sequência vulcanossedimentar arqueana.

Estudos posteriores demonstraram que a F-BJP-J não está relacionada a uma sequência vulcanossedimentar arqueana, mas sim, as unidades neoproterozoicas que ocorrem a sul da área de estudo. Os principais trabalhos e argumentos que sustentam esta mudança são:

- Marcheto et al. (1984) apresentam a diferença petrológica entre as rochas máficas e ultramáficas dessa sequência com o GBMF.
- Crosta et al. (1986) interpretam uma porção dessa faixa como parte do domínio de gnaisses e paragneisses do Grupo Araxá.
- Teixeira et al. (1987) descrevem paragênese com cianita e hornblenda em rochas máficas/ultramáficas, compatível com metamorfismo em condições de fácies anfibolito em regime de alta pressão. Deste modo, a faixa é interpretada como parte das rochas supracrustais de alto grau metamórfico, envolvidas em zonas de cavalgamento, e seriam análogas aos xistos azuis.
- Soares et al. (1990, 1991) interpretam essa faixa como um complexo de subducção associado às sequências vulcanossedimentares do Grupo Araxá-Canastra, e não aos terrenos arqueanos. Esta interpretação é corroborada por Zanardo (1992, 2003), Roig (1993) e Zanardo et al. (1996c).

Os corpos que constituem a F-BJP-J são lenticulares a fusiformes, isorientados e distribuem-se, em geral, de maneira difusa. A extensão é métrica a quilométrica e a espessura é decimétrica a decamétrica, sendo raro aqueles que ultrapassam 100 metros de espessura. Estão intercalados com gnaisses (orto e paraderivados), migmatitos, metassedimentos (pelítico e psamíticos), as formações ferríferas e os gonditos são raros. O contato dos corpos metamáficos e metaultramáficos com as encaixantes é tectônico, marcado por foliação milonítica (ZANARDO, 2003; LIMA 2014; LIMA et al., 2016).

A estruturação desta faixa é marcada por uma foliação de baixo a médio ângulo de mergulho, subparalela ao bandamento composicional, orientada para a direção E-W a WNW/ESE. Esta foliação é reorientada por rotação, transposição, dobras ou crenulações, devido à atuação das zonas de cisalhamento, que podem apagar o baixo ângulo ficando apenas mergulhos altos a moderados (MORALES, 1993; ZANARDO, 2003).

Os litotipos predominantes nesta faixa são xistos e *fels* ultramáficos representados por antofilita-tremolita xisto/*fels*, actinolita-cummingtonita/grünerita xistos, e, localmente, metaperidotitos, subordinado a essas rochas ocorrem anfibolitos de composição básica (LIMA

et al, 2016). As rochas metaultramáficas possuem poucos minerais essenciais, por vezes monominerálicas (ortopiroxênio, tremolita, clorita, talco, etc.), os metaperidotitos são constituídos tremolita, bronzita, forsterita parcialmente serpentinizada e clorita (ROIG, 1993; ZANARDO, 2003; LIMA et al., 2016). As rochas metamáficas exibem uma estrutura com leve anisotropia a xistosa, gnáissica ou milonítica, a mineralogia principal é representada por plagioclásio (labradorita/oligoclásio) e hornblenda. Textura e minerais reliquiais são raros e ocorrem, principalmente, em rochas isotrópicas (ROIG, 1993; LIMA et al., 2016).

O auge metamórfico registrado nas rochas da F-BJP-J é em fácies anfibolito superior a granulito, com temperaturas da ordem de 700 °C, ou superior, em ambiente de pressão superior ao barrowiano. As paragêneses e feições texturais destas condições são observadas em rochas nas quais a intensidade da deformação é menor (ROIG, 1993; ZANARDO, 2003; LIMA et al., 2016).

3.3.5. Grupo Araxá

O Grupo Araxá (Fig. 3.3) é uma unidade alóctone em contato com o Complexo Barbacena ao norte e a oeste, e ocorre como enclaves tectônicos no embasamento. Barbosa (1955) denominou de "Formação Araxá" os mica xistos, quartzitos e migmatitos, posteriormente, Barbosa et al. (1970) restringe o termo Grupo Araxá para aos mica xistos e quartzitos, considerado que as rochas gnáissicas pertencem a um conjunto mais antigo.

Na área de estudo, o Grupo Araxá constitui grandes estruturas, de modo que a norte forma a estrutura barqui-sinormal de Passos, com o eixo orientado para a direção WNW/ESE, e a oeste, a estrutura sinormal do Chapadão, com eixo mergulhando para oeste, a sul é limitada pela Zona de Cisalhamento Riacho Fundo (MORALES, 1993; ZANARDO, 2003). Entre as duas grandes estruturas sinormais aparece o antifórme de Itaú, localizado na NW do Morro do Níquel.

Na porção norte e oeste, o Grupo Araxá é representado por um espesso pacote metassedimentar com rochas vulcânicas e/ou intrusivas associadas. Na porção sul, ocorrem metassedimentos com intercalações significativas de ortognaisses de composição sienogranítica a tonalítica, cujos minerais máficos predominantes são a biotita e a hornblenda, às vezes, granada, e podem apresentar feições migmatíticas (ZANARDO, 2003). Esse conjunto de rocha foi afetado por zonas de cisalhamento de alto ângulo.

3.3.6. Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí aflora na porção frontal da *Nappe* de Passos, estendendo-se na direção da cidade de Alpinópolis. Também aflora como *klippen* restrito no limite norte/nordeste do embasamento cristalino e como intercalações tectônicas ou corpos-para autóctones (ZANARDO, 2003). Segundo Zanardo (2003) a presente unidade é representada, na área de estudo, por filitos e ardósias, com intercalações de metadiamicritos.

3.3.7. Bacia do Paraná

As rochas da Bacia do Paraná afloram na porção oeste da área de estudo, cobrindo os litotipos atribuídos ao Grupo Araxá, em muitos locais, na forma de morros-testemunhos. Na região são reconhecidos os contatos do Complexo Barbacena com os sedimentos carboníferos da Formação Aquidauana, triássicos-cretáceos das formações Pirambóia e/ou Botucatu, e os basaltos cretáceos da Formação Serra Geral (ZANARDO, 2003).

3.3.8. Coberturas terciárias/quaternárias

Os depósitos aluvionares e coluvionares são as unidades mais recentes. Os depósitos aluvionares se situam nos vales das drenagens principais da região e são constituídos por cascalhos, areias conglomeráticas a argilosas e material lamítico rico em matéria orgânica. Os depósitos coluvionares ou colúvio-aluvionares são arenosos, de cores vermelha a laranja amarelado e cobrem áreas amplas, relativamente elevadas e de relevo pouco ondulado.

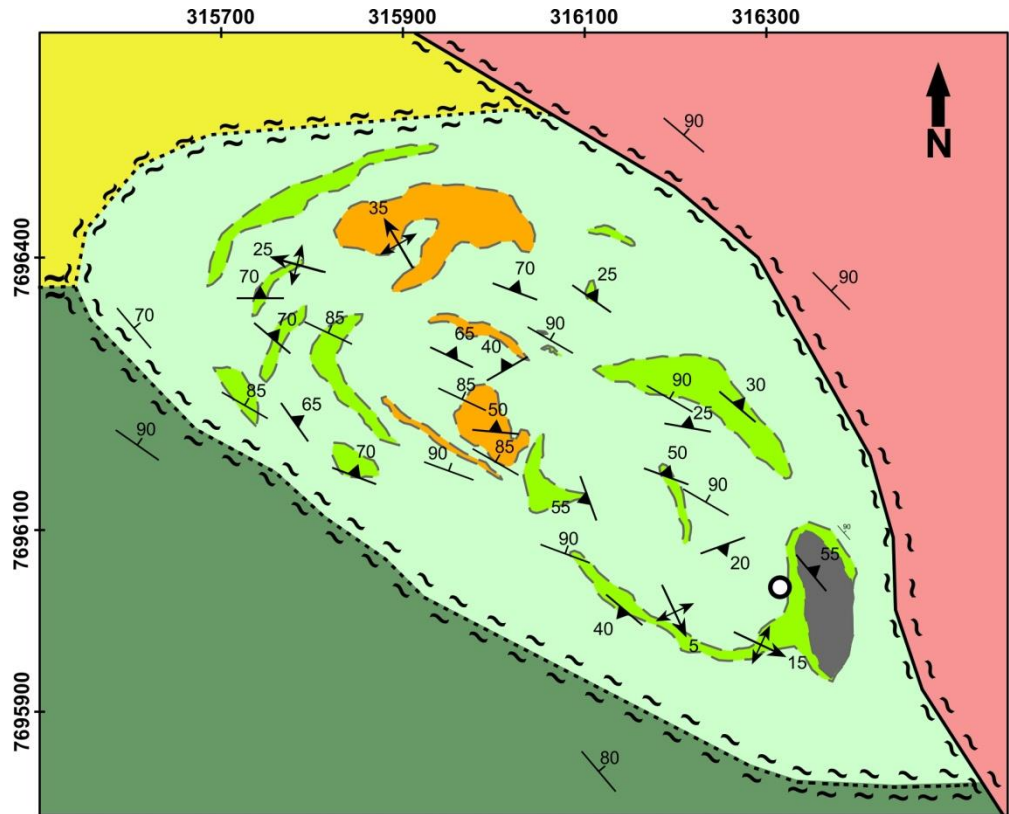
4. GEOLOGIA DO MORRO DO NÍQUEL

O Morro do Níquel é um corpo de formato elipsoidal (800 x 400 metros) com o maior eixo orientado na direção NW-SE, com desnível topográfico, em relação vales de fundo, superior a 100 metros. Este corpo faz contato tectônico de alto ângulo, marcado pela presença de milonitos, com as rochas do Complexo Barbacena, e as rochas metamáficas/metaultramáficas do GBMF (Fig. 4.1). Em suas imediações, são ainda observados metassedimentos correlacionados ao Grupo Araxá, contudo, seu contato não pôde ser observado em campo.

Por meio das observações de campo não foram reconhecidos outros litotipos além do serpentinito, apenas os produtos dos processos intempéricos que atuaram sobre o mesmo (Fig. 4.1). A melhor exposição do serpentinito preservado do intemperismo situa-se na borda sudeste do corpo, onde se abriu uma frente de lavra para produção de britas (Fig. 4.1).

A análise do furo de sondagem vertical (Apêndice A) mostra que o serpentinito se mantém como o único litotipo do Morro do Níquel e apresenta distinções estruturais e texturais, sendo que as variações mineralógicas importantes são devidas ao talco e a olivina residual. Todavia, foram reconhecidas ocorrências de talco-serpentina *fels* e de uma rocha de textura pegmatoide e composição quartzo-feldspática. O talco-serpentina *fels* ocorre disperso em todo o furo com espessuras centimétricas a métricas. O pegmatoide ocorre próximo ao contato com o embasamento cristalino. A partir do furo de sondagem foi elaborada uma coluna geológica para o Morro do Níquel (Fig. 4.2). A porção superior da coluna não considera os serpentinitos alterados.

A petrografia corrobora o fato de que não há variações litológicas no maciço, relativas ao protólito, e que apesar da homogeneidade dos serpentinitos foram observadas mudanças na estrutura, textura e mineralogia deste litotipo. Os minerais que constituem estas rochas não apresentam orientação preferencial e a rigor deveriam ser consideradas com uma estrutura maciça ou *fels*. Todavia, como observado em campo, estas rochas são formadas por pseudomorfos constituídos de serpentina que, devido a aspectos propícios, guardaram parte das relações de contato, forma e orientação da mineralogia pretérita da rocha. Assim, quando o texto se referir a “estrutura” ou a “anisotropia” dos serpentinitos estará se referindo à estruturação anterior à serpentinitização. Foram reconhecidas as texturas pseudomórficas *mesh*, *mesh-ribbon* e *ribbon* que são geradas a partir da serpentinitização da olivina, indicando que estes pseudomorfos foram formados a partir de cristais de olivina.



Coluna Litoestratigráfica

Proterozoico	<i>Nappe de Passos</i>
	Mica xistos com pequena contribuição de quartzo e foliação paralela ao bandamento composicional.
	Morro do Níquel
	Unidades intempéricas mapeadas na superfície
	Serpentinito alterado.
	Serpentinito intensamente alterado, por vezes apresenta textura <i>boxwork</i> .
	Serpentinito pouco alterado.
	Serpentinito inalterado.
Aqueano	<i>Greenstone Belt Morrodo Ferro</i>
	Metassedimentos (xistos de composição diversas e quartzito. Metavulcânicas (serpentina xistos) e milonitos

Aqueano	Complexo Barbacena
	Gnaisses localmente migmatizados com estrutura bandada.

Convenções geológicas e estruturais

- Contatos observados - - - Contatos inferidos
- ~ Contatos tectônico por cisalhamento de alto ângulo / Contatos gradativos
- Foliação Sn — Foliação Sn-1
- ↗ Sinformas da foliação Sn-1 com direção e caimento do eixo de charneira
- ↖ Antiformas da foliação Sn-1 com direção e caimento do eixo de charneira
- Furo de sondagem descrito e amostrado

Escala
50 100 150 200 400 metros

Figura 4.1 - Mapa geológico do Morro do Níquel e suas imediações. Adaptado de Faria Jr. (2011).

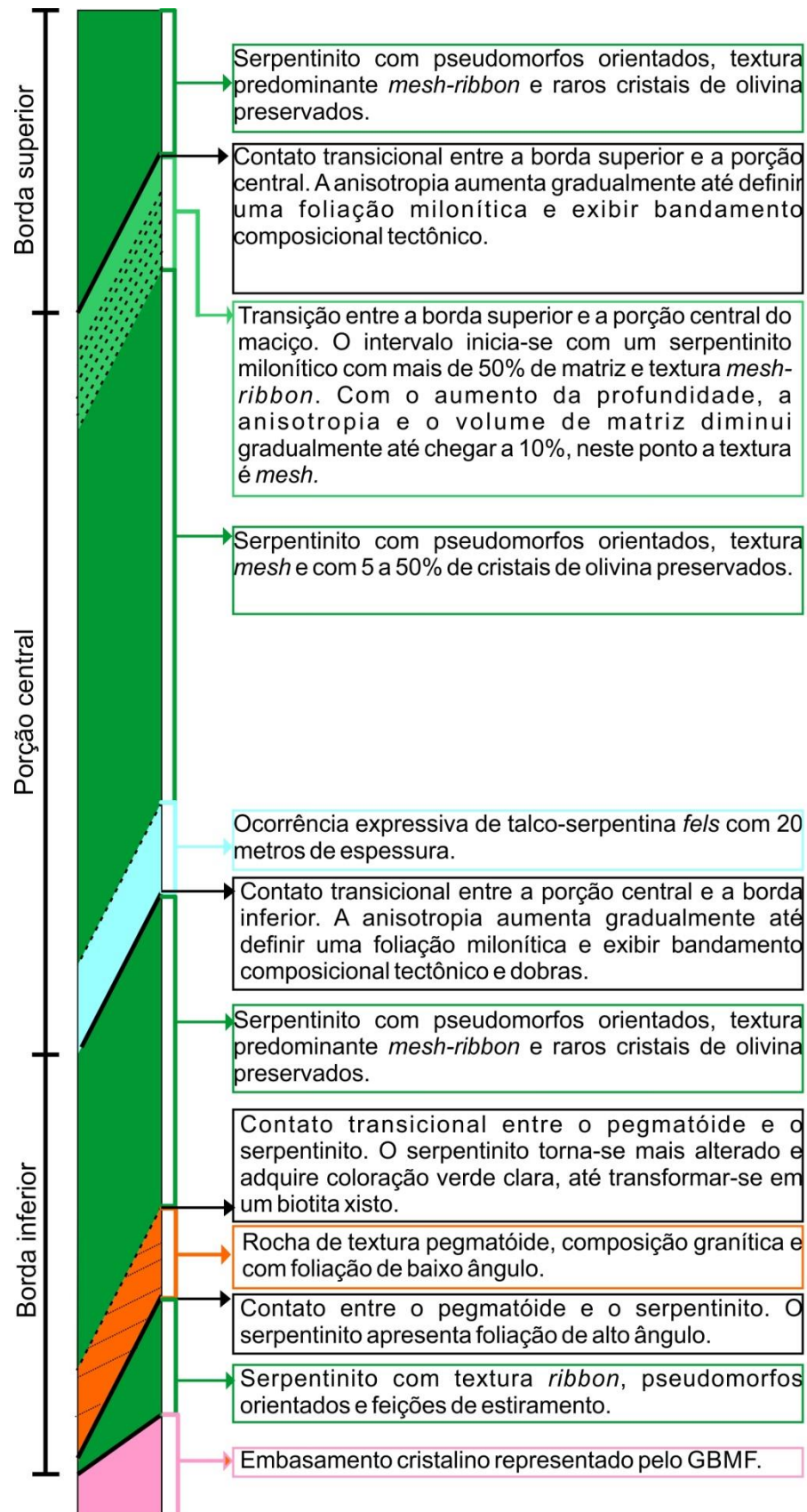


Figura 4.2 - Coluna geológica do Morro do Níquel elaborada a partir dos furos de sondagem.

A estrutura que ocorre em praticamente todo o maciço é constituída por uma anisotropia marcada pela orientação preferencial dos pseudomorfos e por trilhas de minerais opacos que constituem uma foliação de baixo ângulo em relação ao furo de sondagem. Todavia, o seu reconhecimento é dificultado pela dimensão dos pseudomorfos e pela coloração escura do serpentinito, destacando-se apenas quando a rocha adquire coloração mais clara (Fig. 4.3).

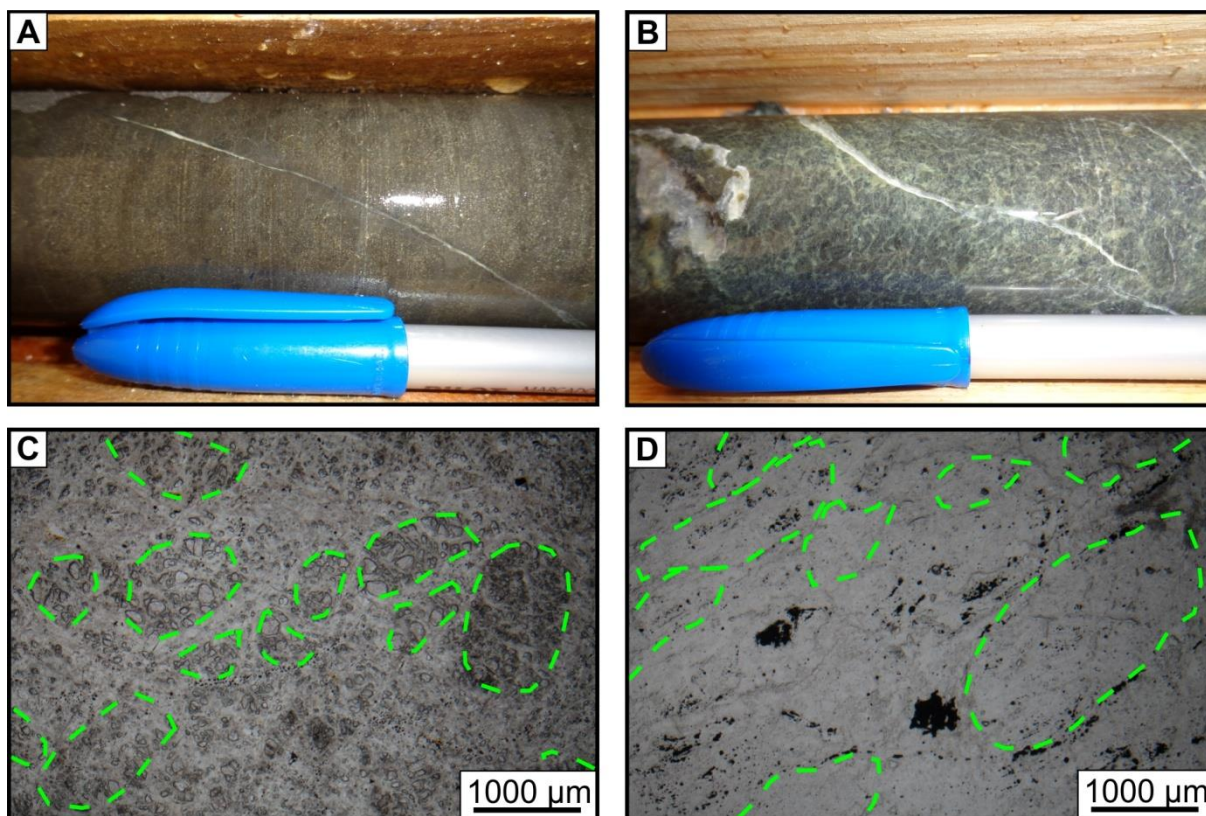


Figura 4.3 - Estruturação principal dos serpentinitos do Morro do Níquel marcada pela orientação preferencial dos pseudomorfos. A) Serpentinito de coloração escura que dificulta a visualização da anisotropia (MNF-22). B) Serpentinito com coloração mais clara que facilita o reconhecimento dos pseudomorfos. C e D) Anisotropia marcada pela orientação dos pseudomorfos e trilhas de minerais opacos (Fotomicrografia com nicóis descruzados). As linhas tracejadas de cor verde marcam o contorno aproximado dos pseudomorfos. A e C-MNF22/131,90 m; B e D-MNF46/ 261,97 m.

Nas porções superior e inferior predominam a textura *mesh-ribbon* e a olivina ocorre como traços. Na porção central do corpo predomina a textura *mesh* e a olivina representa de 5 a 50% do volume da rocha. O contato entre a porção superior e central do maciço é transicional, onde foliação a foliação de baixo ângulo, marcada pelos pseudomorfos, é modificada gradualmente até definir uma foliação milonítica de alto ângulo (Fig. 4.4 A, B).

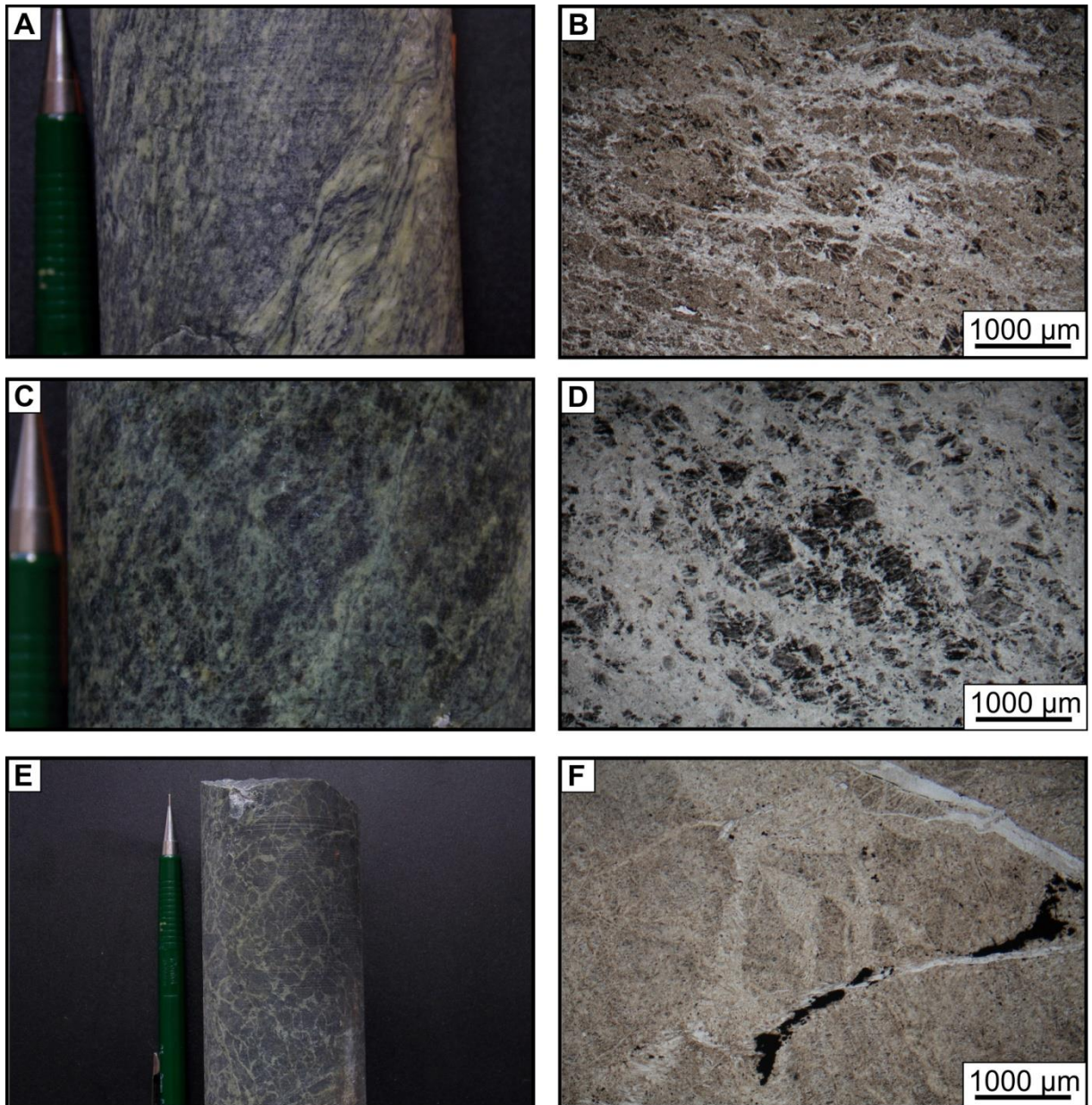


Figura 4.4 - A e B) Serpentinito com foliação milonítica de alto ângulo e bandamento tectônico que marca o contato entre a porção superior e central. C e D) Serpentinito com feições de brecha matriz ocupando mais de 50% da rocha que se situa na zona de transição entre a porção superior e central. E e F) Serpentinito com estrutura de brecha com a matriz correspondendo a menos de 10% da rocha. (As fotomicrografias B, D e F estão com os nicóis descruzados). A e B-MNF12/58,9 m; C e D-MNF13/60,8 m; E e F-MNF16/76,8 m.

Após este serpentinito milonítico, há uma zona de transição entre as duas porções. Este intervalo inicia-se com um serpentinito com feições de brecha em que os pseudomorfos representam os porfiroclastos e a matriz é constituída por serpentina (Fig. 4.4 C, D). Os cristais de serpentina nos pseudomorfos se organizam como a textura *mesh-ribbon* e na matriz como a textura *interpenetrating*. A matriz corresponde a 50% da rocha e com o aumento da

profundidade seu volume diminui gradualmente até chegar a $<10\%$ (Fig. 4.4 E, F); neste ponto a rocha registra uma deformação mais rúptil e textura *mesh*.

Próximo ao contato entre a porção central e a borda inferior há uma ocorrência expressiva de talco-serpentina *fels* com 20 metros de espessura (Fig. 4.5). O contato entre os dois litotipos é transicional, sendo marcado pelo aumento gradual de talco e acompanhado pela diminuição, também gradual, da orientação preferencial dos pseudomorfos até configurar a estrutura *fels*, ou brechoide. Após esta ocorrência, o contato é transicional, no qual a foliação de baixo ângulo é novamente modificada gradualmente até definir uma foliação milonítica, um bandamento composicional tectônico e dobras (Fig. 4.5 D).

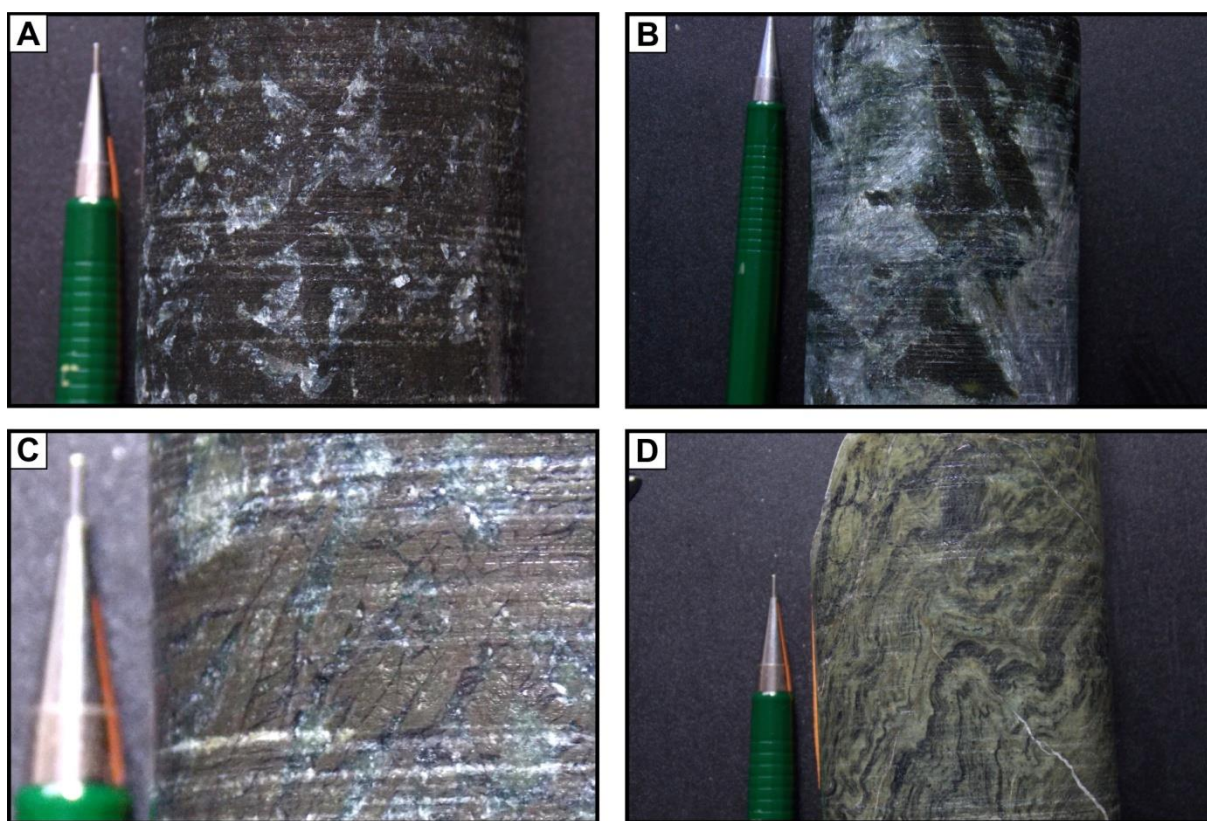


Figura 4.5 A, B) Exemplos do espesso talco-serpentina *fels* que ocorre próximo ao contato da porção central com a inferior. C) Serpentinito com anisotropia mais desenvolvida próximo ao contato. D) Serpentinito com foliação milonítica de alto ângulo de mergulho e bandamento composicional tectônico no contato entre a porção central e inferior. A-MNF32/199,95 m; B-MNF34/207,13 m; C-MNF37/214,24 m; D-MNF38/217,65 m.

A rocha de textura pegmatoide e composição quartzo-feldspática se encontra próxima ao contato entre o maciço e o embasamento, onde exhibe uma foliação de alto ângulo e em sua porção intermediária exhibe uma foliação de baixo ângulo (Fig. 4.6 A, B). Os serpentinitos

próximos ao pegmatoide apresentam uma anisotropia mais desenvolvida e estão alterados (Fig. 4.6 C). No contato superior entre os dois litotipos ocorre um biotita xisto (Fig. 4.6 D) e no contato inferior um serpentinito de coloração esbranquiçada (Fig. 4.6 E). O serpentinito entre o pegmatoide e o embasamento tem os pseudomorfos com formas estiradas e exibem a textura *ribbon*. O contato do serpentinito com as rochas metaultramáficas do embasamento é tectônico (Fig. 4.6 F).

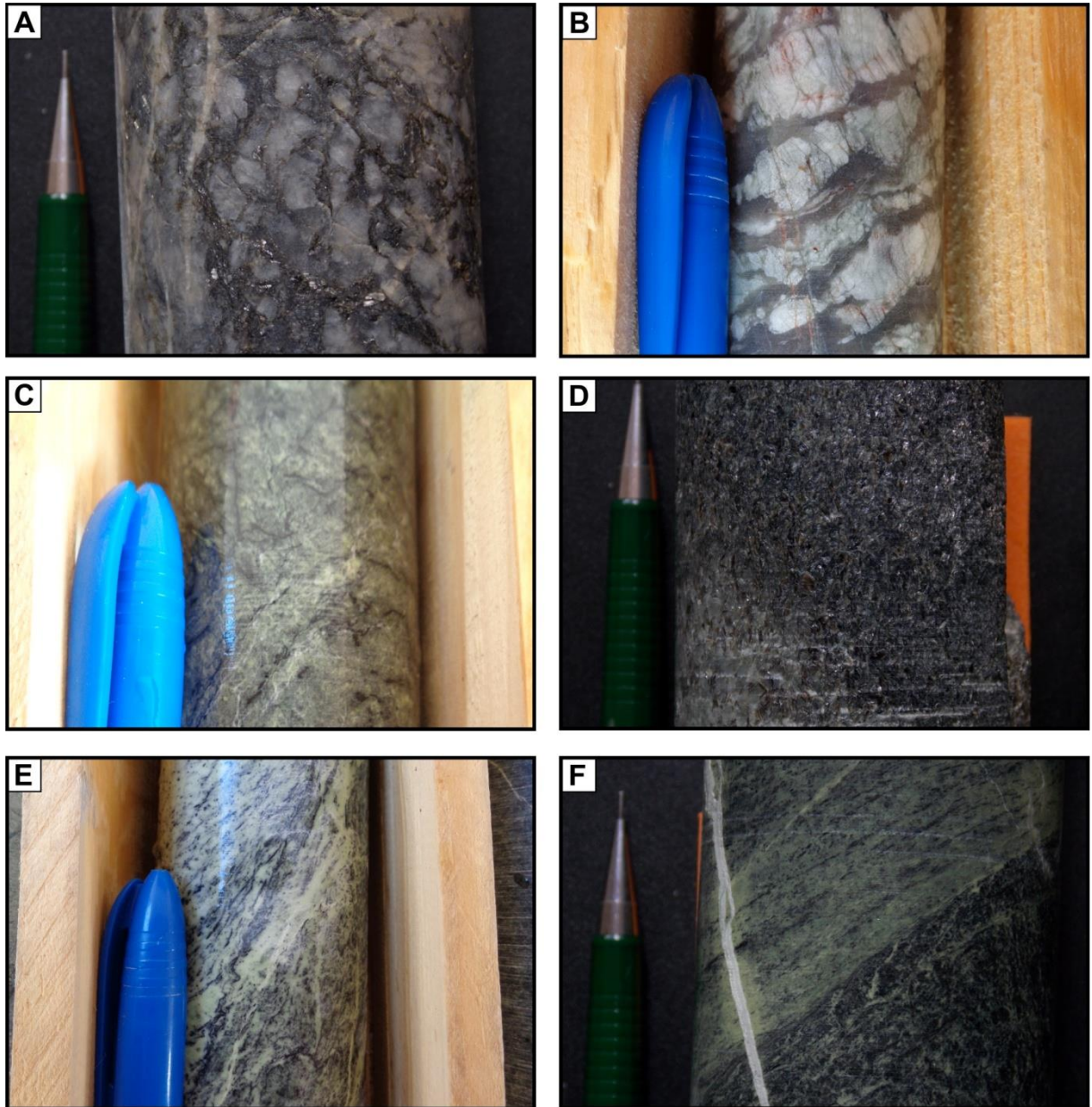


Figura 4.6 - A e B) Rocha de textura pegmatoide de composição quartzo-feldspática que ocorre próximo ao contato com o embasamento, com foliação de alto ângulo no contato superior com o serpentinito (A) e foliação de baixo ângulo após o contato (B). C) Serpentinito alterado próximo ao pegmatoide. D) Biotita xisto que se situa entre o pegmatoide e o serpentinito. E) Serpentinito com estrutura milonítica e alterado próximo ao pegmatoide. F) Contato tectônico do Morro do Níquel com rocha ultramáfica do embasamento. A-MNF54/303,42 m; B-310,10 m; C-292,90 m; D-MNF53/294,57; E-315,25 m; F-MNF56/323,42.

4.1. Litotipos do Morro do Níquel

Serão apresentadas abaixo as características dos litotipos presentes no Morro do Níquel. Entretanto não serão abordados os horizontes intemperizados formados a partir dos processos supérgenos. Para um maior detalhe das características destes horizontes consultar Faria Jr. (2011).

4.1.1. *Serpentinitos*

Os serpentinitos possuem cor verde escuro a preta (Fig. 4.7 A, B), entretanto podem apresentar coloração verde clara a esbranquiçada quando: próximos às juntas ou à rocha de textura pegmatoide (Fig. 4.6); no contato entre a porção central e as bordas do maciço (Fig. 4.4 e 4.5); ou devido ao volume elevado de talco que ocorre nas transições entre o serpentinito e as o talco-serpentina *fels*. A rocha apresenta granulação muito fina e um leve magnetismo.

As texturas pseudomórficas em que a serpentina se organiza e as análises mineralógicas realizadas no Raman e na Difração de Raios X, apontam que a lizardita é o tipo de serpentina predominante nestas rochas, sendo que a antigorita foi detectada apenas no contato entre o talco e os pseudomorfos, e o crisotilo ocorre preenchendo juntas. Estes dados da análise mineralógica serão melhores discutidos no Cap. 5.

Nas **porções superior e inferior** a presença de cristais de olivina preservados é rara e o volume de brucita é maior, de forma que a mineralogia principal é constituída por serpentina (83-87%), opacos (3-5%) e brucita (2-5%). A secundária por talco (1-2%) e clorita ($\pm 1\%$) e a olivina ocorre como traços.

Os pseudomorfos apresentam-se com formas distintas. A mais comum lembra prismas alongados a tabulares com dimensões médias de 2,3 x 0,7 mm (máximo de quatro milímetros) e textura *mesh-ribbon*, normalmente correspondem a 90% da rocha (Fig. 4.7 C). A segunda lembra a forma de cristais granulares a irregulares com dimensões que variam entre 0,2 a 1,0 mm e apresentam textura *mesh-ribbon* ou *mesh*. Próximo ao contato com o embasamento os pseudomorfos apresentam-se com forma lenticular e exibem textura *ribbon*, este arranjo gera uma foliação de padrão anastomosado. O contato entre os pseudomorfos é “direto” e dificulta a individualização dos mesmos, porém podem ocorrer nestes locais cristais de serpentina, clorita e/ou brucita (Fig. 4.7 C).

Os núcleos da textura *mesh-ribbon* estão alongados segundo a direção de maior alongação dos pseudomorfos (Fig. 4.7 D) e são formados por cristais de lizardita de coloração

esverdeada que podem, ou não, apresentar comportamento óptico isotrópico (aparentemente próximo a seção circular). As cordas estão paralelas aos núcleos e são constituídas por serpentina- γ de orientação *length-fiber* (Fig. 4.7 D).

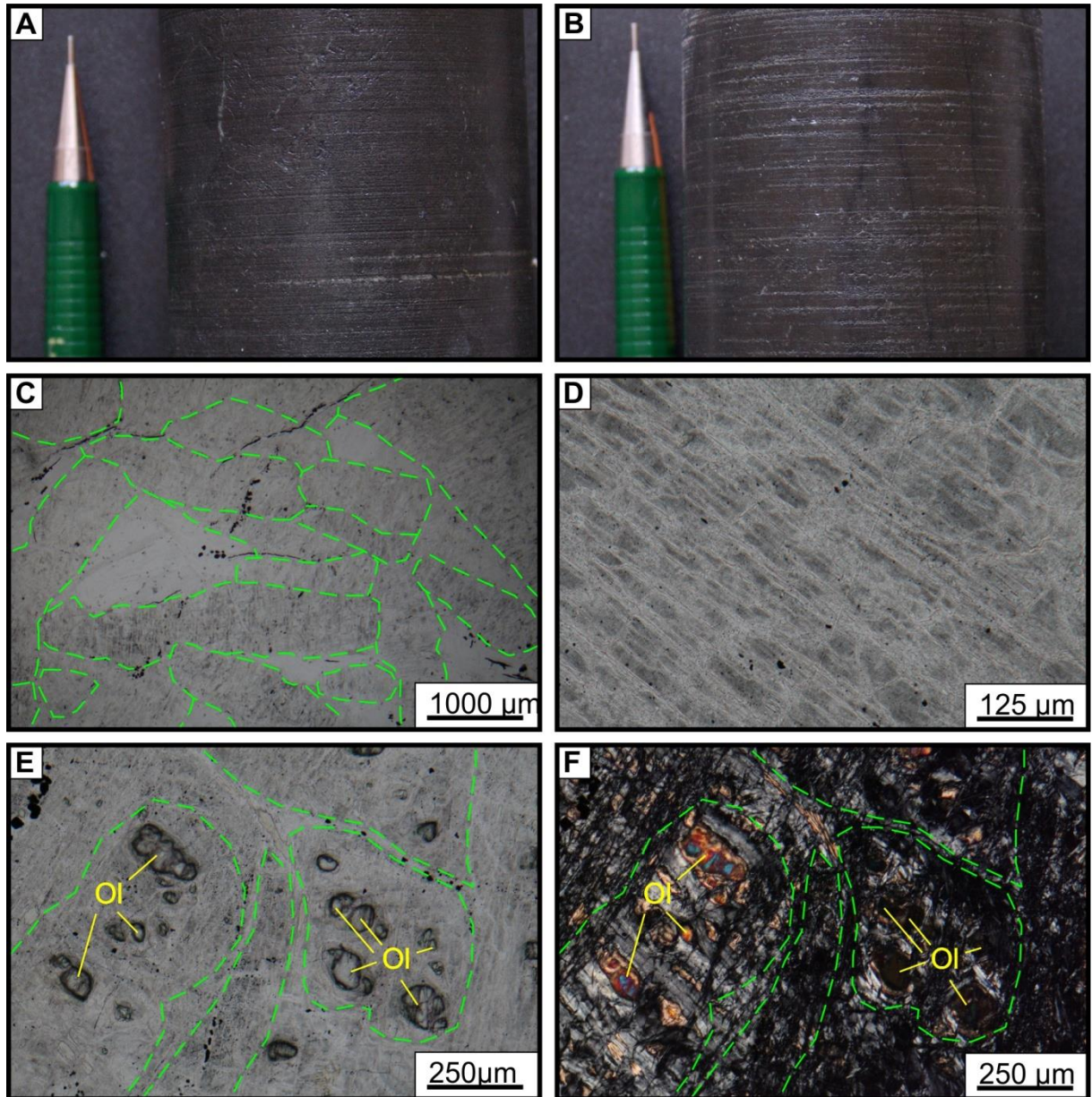


Figura 4.7 - A e B) Exemplos dos serpentinitos do Morro do Níquel. C) Pseudomorfos com formas tabulares. D) Detalhe da textura *mesh-ribbon*, onde os núcleos estão estirados e exibem uma maior concentração de opacos em relação às cordas. E e F) Exemplo de textura *mesh* que ocorre na porção superior do maciço, os núcleos são formados por cristais reliquiares de olivina e as cordas possuem orientação *cross-fiber*. Ol = olivina; as linhas tracejadas de cor verde marcam o contorno aproximado dos pseudomorfos (A fotomicrografia F está com os nicóis cruzados). A-MNF20/118,60 m; B-MNF27/179,00 m; C-MNF05/21,10 m; D, E e F-MNF06/30,70 m.

A textura *mesh* nessa porção apresenta os núcleos constituídos por serpentina e localmente por olivina (Fig. 4.7 E, F). As cordas são formadas por serpentina- α de orientação *cross-fiber* e exibem extinção ondulante, as dimensões podem alcançar valores de 0,2 x 0,05 mm (Fig. 4.7 E, F).

A textura *ribbon* possui as bandas com larguras da ordem de 0,1 mm e são constituídas por serpentina- α de orientação *length-fiber*. A concentração de opacos na serpentina é menor em relação às outras texturas (Fig. 4.8 A, B). Entre as bandas é comum a presença de cristais de clorita. A frequência dessa textura está associada à proximidade do contato entre porção central e as bordas do maciço e do contato com o embasamento.

A brucita apresenta-se como cristais de dimensões que podem chegar a 0,05 x 0,4 mm. Concentra-se nos contatos entre os pseudomorfos, nas “fraturas internas” dos mesmos e intercrescidas com serpentina e clorita (Fig. 4.8 C, D). Nas rochas onde há cristais de olivina a brucita circunda estes cristais (Fig. 4.8 C, D).

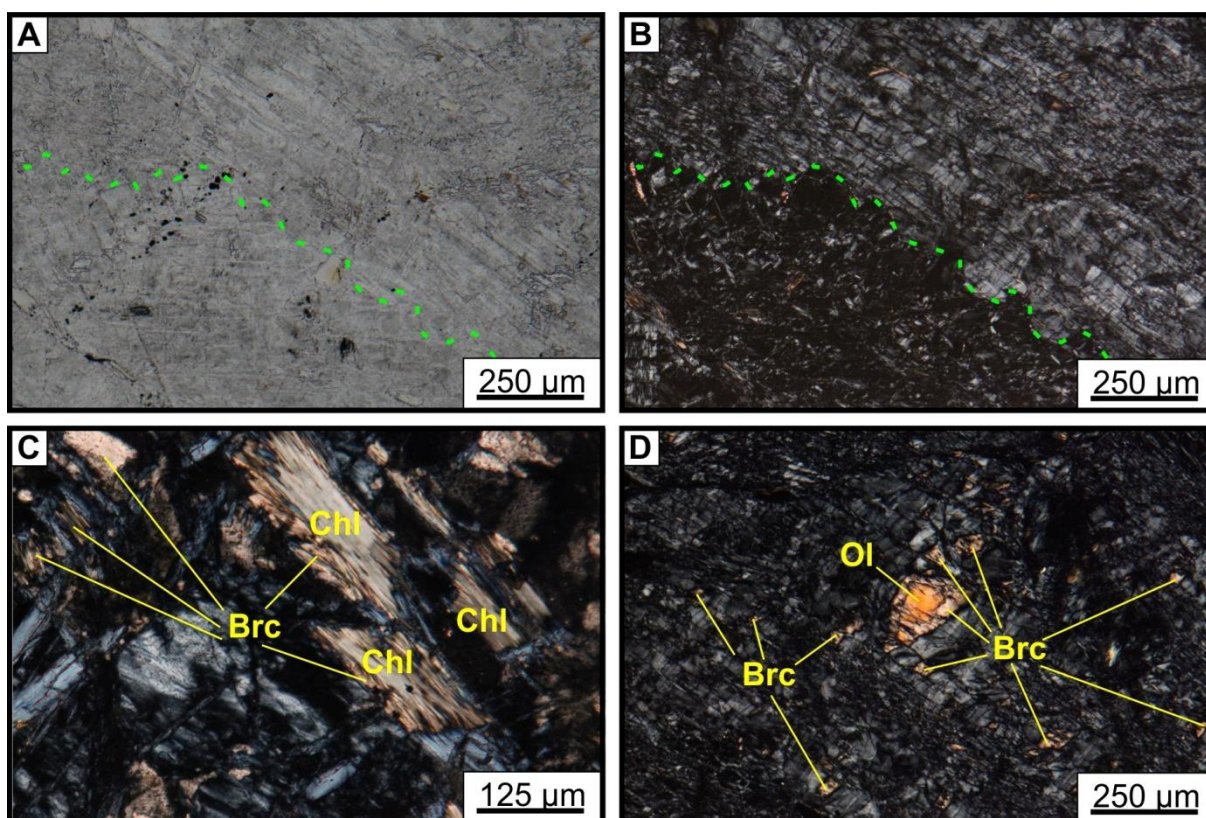


Figura 4.8 - A e B) Pseudomorfo constituído por serpentina organizada como textura *ribbon*. C) Cristais de brucita nas bordas de cristais de clorita. d) Cristais de brucita intercrescidos com serpentina e em contato com cristais de olivina. Brc = brucita; Chl = clorita; Ol = olivina; as linhas tracejadas de cor verde marcam o contorno aproximado dos pseudomorfos (As fotomicrografias B, D e F estão com os nicóis cruzados). A, B, C e D-MNF07/34,16 m.

A serpentina que está no contato entre os pseudomorfos possui a forma de placas subédricas e euédricas, com dimensões de 1,2 x 0,5 mm a 2,5 x 0,7 mm e apresentam extinção ondulante (Fig. 4.9 A, B). Os cristais de clorita ocorrem como placas euédricas a subédricas bem desenvolvidas e situam-se entre os pseudomorfos (Fig. 4.9 C, D). Em alguns pontos chegam a constituir agregados irregulares, formados por cristais anédricos. As relações de contato entre os cristais de clorita e serpentina apontam para a serpentinização da clorita (Fig. 4.9 C, D).

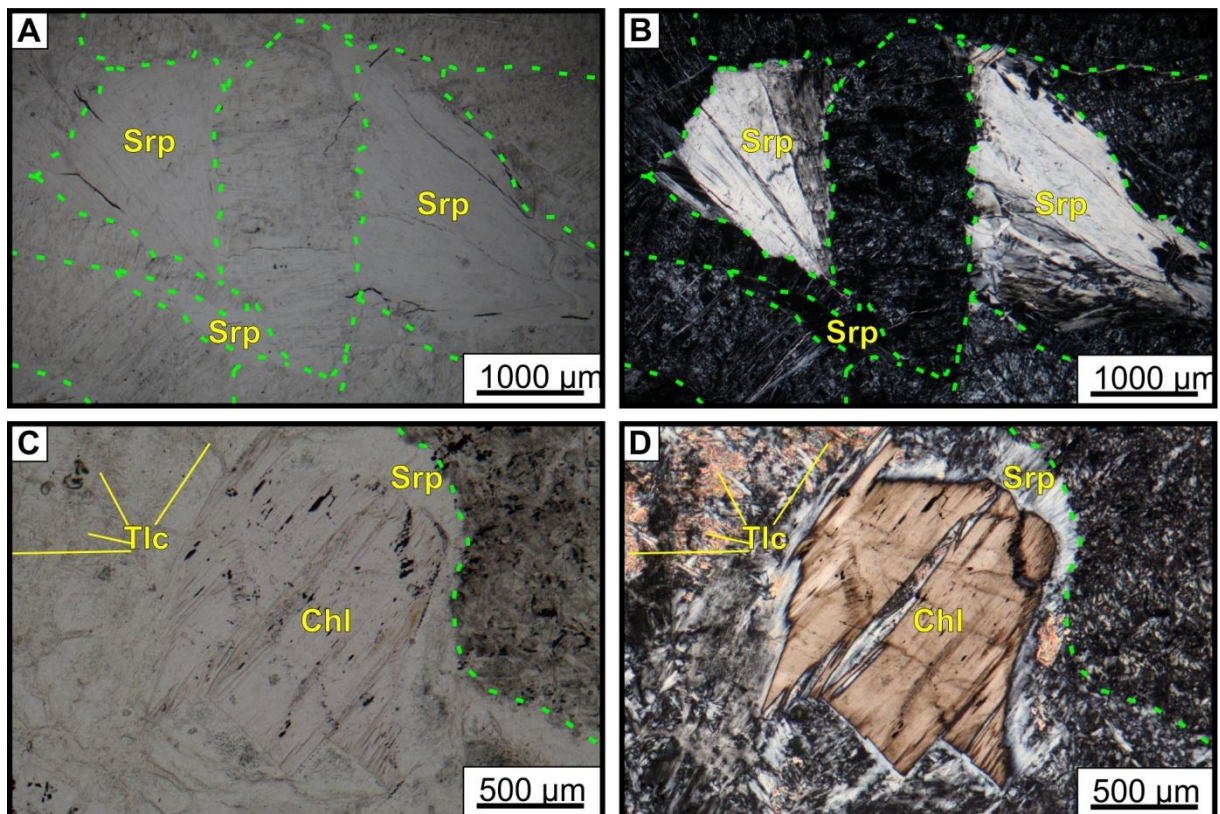


Figura 4.9 - A e B) Serpentina placóide bem desenvolvida entre pseudomorfos. C e D) Contato entre cristais de clorita e serpentina, indicando a serpentinização da clorita. Chl = clorita; Srp = serpentina; Tlc = talco; as linhas tracejadas de cor verde marcam o contorno aproximado dos pseudomorfos (As fotomicrografias B e D estão com os nicóis cruzados). A e B- MNF05/21,10 m/ C e D- MNF37/214,24 m.

Os opacos se apresentam de maneiras distintas nestes serpentinitos. A primeira como cristais de aspecto pulverulento associados aos de serpentina, sendo que os núcleos das texturas *mesh* e *mesh-ribbon* em geral contêm uma maior concentração de opacos em relação às cordas (Fig. 4.7 D). A segunda como cristais anédricos dispersos na rocha (Fig. 4.7 E), e a terceira como cristais estirados que definem trilhas que contornam os pseudomorfos (Fig. 4.6 E). As juntas estão preenchidas por diferentes minerais como carbonato, crisotilo e clorita. O

carbonato também foi observado na forma de agregados microcristalinos, situados entre os pseudomorfos.

Na **porção central do maciço** foi observada uma anisotropia de orientação distinta à dos pseudomorfos. Tal direção é marcada por minerais opacos constituindo trilhas (Fig. 4.10 A, B) e como cristais de hábito acicular no interior das olivinas (Fig. 4.10 A). A direção é paralela aos eixos cristalográficos da olivina e não varia dentro dos limites de um mesmo pseudomorfo. A mineralogia principal é formada por serpentina (39-90%), olivina (3-50%) e opacos (3-5%), a brucita (3-4%) e o talco (1-2%) são os minerais secundários. A clorita apresenta-se como traços.

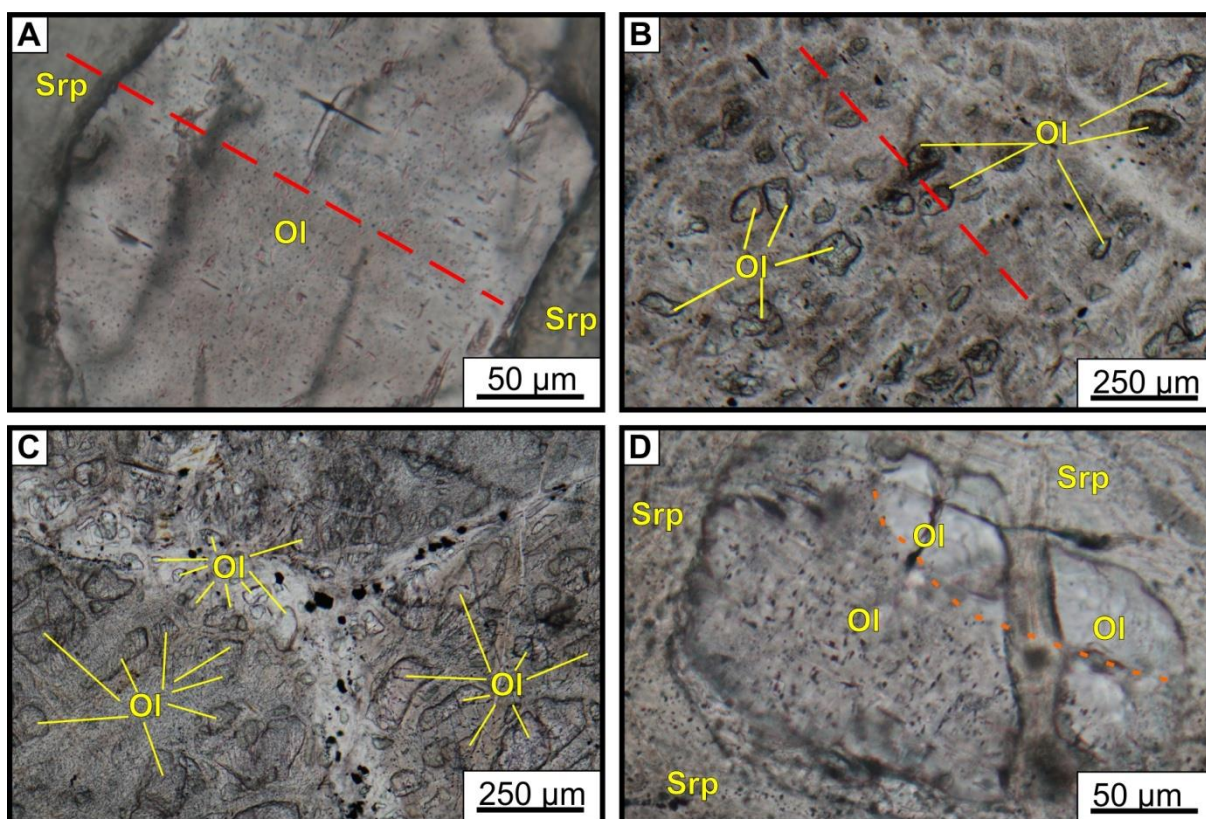


Figura 4.10 - A) Detalhe em um cristal de olivina mostrando opacos aciculares orientados para a mesma direção. B) Trilhas de minerais opacos em um pseudomorfo. C) Contato entre pseudomorfos marcado por uma área mais “limpa” e cristais de minerais opacos maiores. D) Cristal de olivina próximo ao contato entre pseudomorfos, parte do cristal está limpa. Ol = olivina; Srp = serpentina; linha tracejada vermelha = direção da anisotropia marcada pelos opacos; linha tracejada laranja = marcando a porção “limpa” do cristal de olivina. A-MNF18/93,50 m; B-MNF21/122,75 m; C-MNF24/146,60 m; D-MNF26/160,98 m.

Os pseudomorfos são irregulares a tabulares, assemelham-se a fragmentos com dimensões superiores a 5,0 mm e os cristais de serpentina que os compõe organizam-se como

textura *mesh*. O contato entre os pseudomorfos são regiões onde ocorre a descaracterização da textura *mesh*, diminuição e/ou ausência dos cristais de olivina e minerais opacos (Fig. 4.10 C, D). Os pseudomorfos apresentam um aspecto mais “sujo” nos serpentinitos com menos de 3% de olivina (Fig. 4.11 A, B).

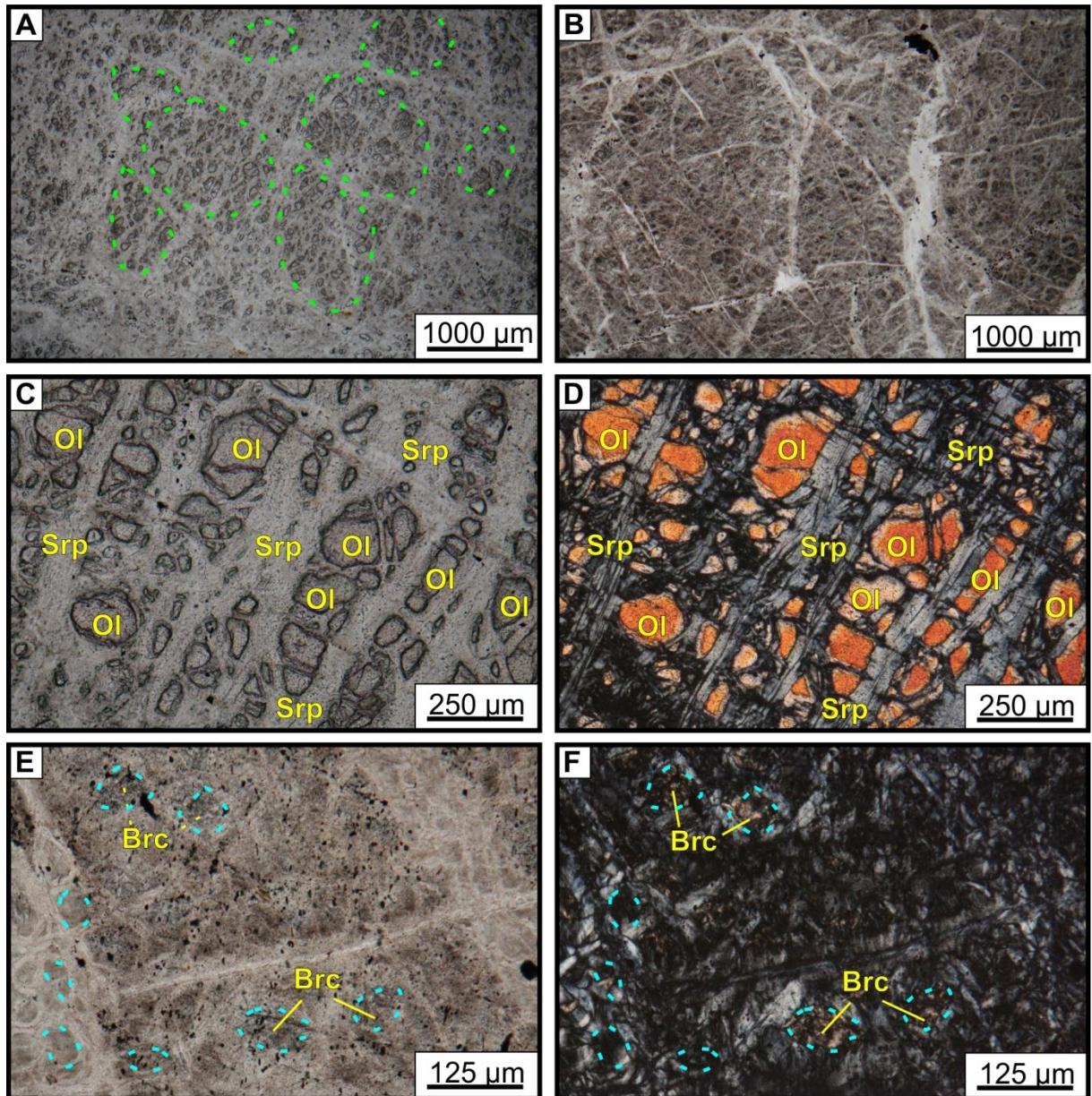


Figura 4.11 - A) Pseudomorfos granulares a irregulares em serpentinito com mais de 3% de olivina. B) Pseudomorfos tabulares a irregulares e “sujos” em serpentinitos com menos de 3% de olivina. C e D) Textura *mesh* com núcleos formados por olivinas e cordas com orientação *cross-fiber*. E e F) Textura *mesh* com núcleos formados por brucita e serpentina com comportamento óptico quase isotrópico. Brc = brucita; Ol = olivina; Srp = serpentina; linha tracejada verde = contorno aproximado dos pseudomorfos; linha traceja azul = contorno dos núcleos da textura *mesh*. (As fotomicrografias D e F estão com os nicóis cruzados). A, C e D-MNF22/131,90 m; B, E e F-MNF21/122,75 m.

Os núcleos da textura *mesh* podem ser constituídos de olivina (Fig. 4.11 C, D), ou por uma associação de brucita e serpentina (Fig. 4.11 E, F), ou uma combinação dos três. As cordas possuem dimensões médias de 0,15 x 0,4 mm, e são formadas por serpentina- α com orientação *cross-fiber*, subordinadamente *length-fiber* (Fig. 4.11 C, D).

Os cristais de serpentina nos núcleos têm comportamento óptico quase isotrópico e possuem uma elevada concentração de minerais opacos de aspecto terroso, quando comparada aos cristais que estão no contato entre os pseudomorfos (Fig. 4.11 E, F).

A olivina apresenta-se como cristais reliquiares que não foram totalmente serpentinizados (Fig. 4.11 C, D), suas dimensões variam de um pseudomorfo para outro. Dentro de um mesmo pseudomorfo, estes cristais possuem a mesma orientação cristalográfica e permitem estimar que as dimensões dos cristais de olivina fossem superiores a 1 cm. Nos serpentinitos com elevados teores de olivina (>15%), os cristais constituem trilhas descontínuas paralelas à direção de maior elongação dos pseudomorfos (Fig. 4.11 C, D). Esta orientação pode variar de um pseudomorfo para outro, mas mantém-se dentro do limite de um mesmo pseudomorfo.

Os opacos se mostram como cristais de aspecto pulverulento, associados aos cristais de serpentina (Fig. 4.10 e 11), e como cristais anédricos que estão dispersos na rocha e que se concentram nas juntas e nos contatos dos pseudomorfos (Fig. 4.10 C).

Os cristais de talco são observados nas juntas mais largas e em locais onde há um maior espaço entre os pseudomorfos (Fig. 4.12). Esses cristais são anédricos a subédricos e organizam-se como agregados.

A clorita ocorre nas fraturas e na matriz como cristais placóides de elongação negativa em relação à clivagem e nas bordas podem ocorrer cristais de brucita (mas não os circundando). Os cristais associados ao talco exibem pleocroísmo verde-verde claro (Fig. 4.12).

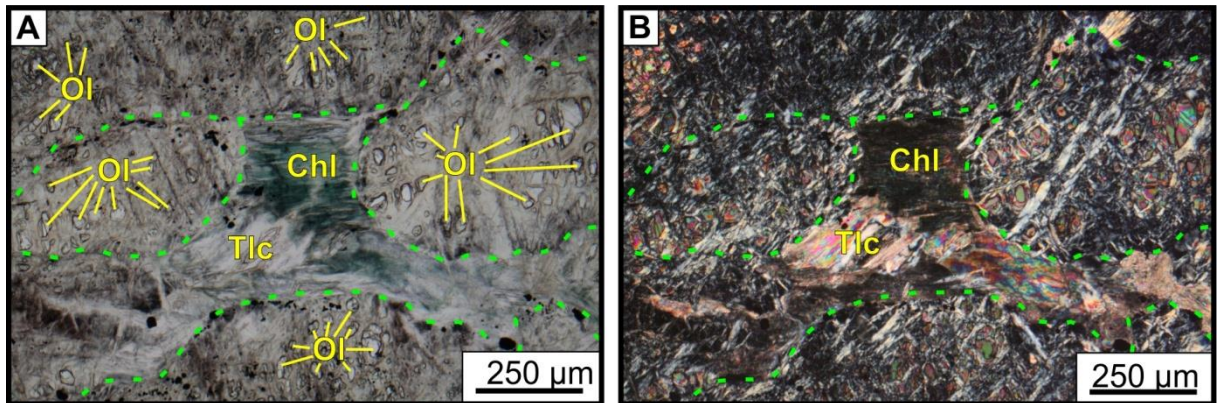


Figura 4.12 - A e B) Agregado de clorita e talco no contato entre pseudomorfos. Chl = clorita; Ol = olivina; Tlc = talco; linha tracejada verde = contorno aproximados dos pseudomorfos. (A fotomicrografia B está com os nicóis cruzados). A e B-MNF24/146,60 m.

4.1.2. Talco-serpentina fels

Os talco-serpentina *fels* apresentam-se como faixas centimétricas a métricas distribuídas por todo o maciço e o contato com serpentinitos é transicional, marcado pelo aumento gradual de talco em direção ao talco-serpentina *fels* e pela diminuição da orientação preferencial dos pseudomorfos, assumindo um aspecto brechoide.

A rocha apresenta domínios de cor verde escuro a preta e domínios de coloração esbranquiçada a verde claro (Fig. 4.13 A, B), próximo às fraturas a cor verde escuro torna-se marrom. A estruturação predominante é maciça, sendo que em alguns locais foi observada orientação preferencial dos pseudomorfos. A mineralogia principal é formada por serpentina (46-68%), talco (30-50%) e opacos (1-3%). A clorita apresenta-se como acessório (<1%) e a olivina e a brucita como traços.

O domínio de cor verde escuro é constituído pelos pseudomorfos tabulares do serpentinito. A organização textural das serpentinas nestes pseudomorfos depende se a rocha situa-se na porção central ou nas bordas do maciço.

Os domínios de coloração esbranquiçada a verde claro são irregulares e constituídos predominantemente por talco, suas dimensões são centimétricas, podendo ocupar grande parte do volume da rocha. O talco se organiza como agregados e frequentemente estão associados a cristais de clorita. Também é comum a ocorrência de agregados microcristalinos de carbonato.

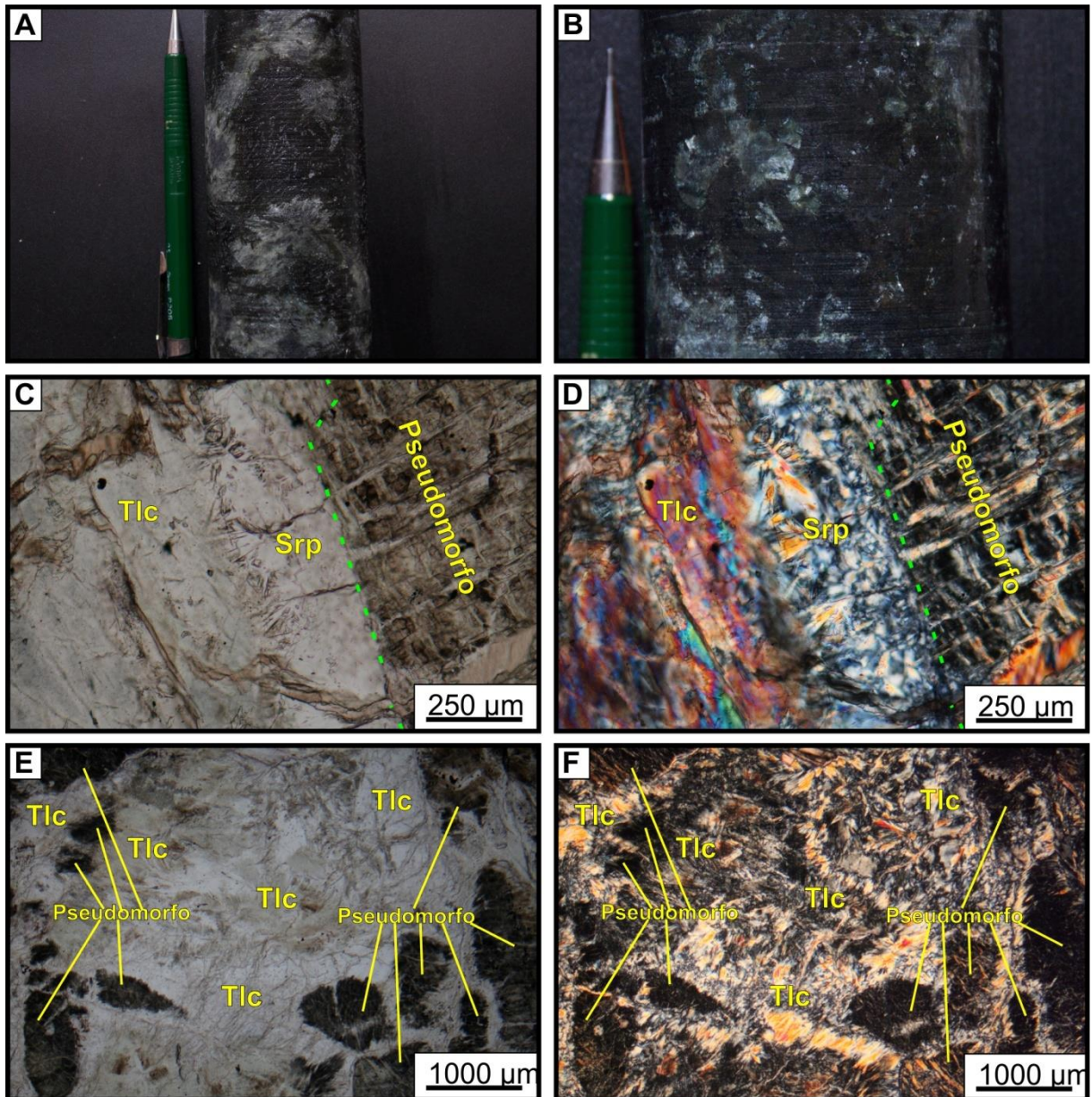


Figura 4.13 - A e B) Variedades da forma e volume dos domínios dos talco-serpentina fels. C e D) Detalhe do contato entre os domínios do talco-serpentina fels com os pseudomorfos marcado pela presença da serpentina organizada em uma textura não pseudomórfica. E e F) Exemplo do domínio constituído de talco-serpentina fels onde os agregados de talco estão englobando alguns pseudomorfos. Nestes agregados os cristais de talco apresentam seções distintas. Srp = serpentina; Tlc = talco; linha tracejada verde = contorno aproximado dos pseudomorfos. (As fotomicrografias D e F estão com os nicóis cruzados). A e B-MNF23/136,61 m; C e D-MNF03/16.65 m; E e F-MNF31/195,93 m.

O contato entre os domínios é marcado pela presença de cristais de serpentina organizados na forma de uma textura não-pseudomórfica (Fig. 4.13 C, D), podendo ocorrer o contato direto entre os pseudomorfos e os agregados de talco.

Os cristais de talco são micáceos euédricos, com dimensões que variam de 3,0 x 1,0 a 4,0 x 3,0 mm. É possível observar diferentes seções dos cristais, desde seções basais até as longitudinais, podendo ocorrer no mesmo agregado (Fig. 4.13 E, F). Alguns cristais exibem extinção ondulante. Também são observados alguns pseudomorfos englobados pelos agregados de talco (Fig. 4.13 E, F).

Os cristais de clorita associados aos agregados de talco apresentam-se como placas euédricas a subédricas de dimensões da ordem de 0,2 x 0,05 mm. Exibem pleocroísmo verde-verde claro. Alguns cristais mostram extinção ondulante. Também é observada uma grande incidência de juntas preenchidas por crisotilo de orientação *cross-fiber* e carbonato, nestas estruturas podem conter feições de estrangulamento/deslocamento.

4.1.3. Pegmatoide de composição quartzo feldspática

O pegmatoide situa-se próximo ao contato dos serpentinitos do Morro do Níquel com as rochas do GBMF e possui uma espessura de 18 metros. No contato superior com o serpentinito, apresenta uma granulação muito grossa, estrutura maciça e sua mineralogia é formada por quartzo e muscovita. Posteriormente assume uma foliação de baixo ângulo marcada pela orientação preferencial dos cristais de quartzo, que estão englobados pelos cristais de muscovita, formando uma feição de cataclase. Em profundidade, a rocha passa a ter uma composição mais rica em feldspato potássico e mantém a foliação de baixo ângulo e a feição de cataclase. Também foram observados cristais de feldspato centimétricos.

4.2. Discussões Parciais

As observações realizadas na área de lavra da mina do Morro do Níquel e a análise detalhada do furo de sondagem mostram que o maciço não possui estratificação ou acamadamento litológico. Desta maneira, o maciço é constituído predominantemente por um serpentinito de cor verde escuro a preto, quando não intemperizado/alterado, de granulação muito fina e aspecto maciço. Apesar da predominância deste serpentinito, há diversas ocorrências centimétricas, raramente métricas, de talco-serpentina *fels* e há um pegmatoide de composição quartzo-feldspática próximo ao contato basal com o embasamento.

As texturas *mesh*, *mesh-ribbon* e *ribbon* correspondem a mais de 90% do volume dos serpentinitos, indicando que o provável protólito dessas rochas seria dunito. A forma e

disposição dos pseudomorfos apontam que este dunito teria uma granulação média a grossa e textura granular. Os minerais que constituem os serpentinitos não apresentam nenhuma orientação preferencial e deveriam ter a sua estruturação tida como maciça. Entretanto estas rochas são constituídas por pseudomorfos que preservam as estruturas e texturas pretéritas a serpentinização.

Desta maneira, a principal estrutura preservada é uma foliação com baixo ângulo marcada pelos pseudomorfos que ocorre praticamente em todos os serpentinitos, sendo também reconhecidas feições miloníticas e de brecha no contato entre as bordas e o núcleo do maciço. As exsoluções nos cristais de olivina são coerentes com os componentes de distensão do esforço de cisalhamento que teria gerado esta orientação de baixo ângulo (LISTER; SNOKE, 1984). Indicando que este processo ocorreu contemporaneamente ao desenvolvimento dessa foliação. Esta foliação de baixo ângulo é compatível com o Sn-1 definido por Faria Jr. (2011).

Notou-se que os serpentinitos das bordas do maciço possuem diferenças texturais e mineralógicas com aqueles que se encontram na porção central. Nas bordas os pseudomorfos possuem formas mais alongadas e as texturas presentes são as *mesh-ribbon* e *ribbon*, a olivina ocorre como traços. Na porção central os pseudomorfos são granulares, lembrando formas de fragmentos, e a textura *mesh* predomina, a quantidade de olivina pode chegar a aproximadamente 50%.

Por meio dessa variação da borda para o núcleo do maciço é possível afirmar que houve uma distribuição da deformação no dunito e que as estruturas resultantes estão intimamente associadas à maneira de como a serpentinização se desenvolveu. As bordas estão mais afetadas e a deformação possui caráter dúctil-rúptil, enquanto que o núcleo se encontra menos modificado e o caráter da deformação é mais rúptil. A transição entre estas duas regiões é transicional. Esta distribuição pode ser atribuída à partição de deformação (BELL, 1985), sendo uma feição comum para os corpos metamáficos e metaultramáficos na região (MORALES, 1993; SZABÓ, 1996). A serpentinização foi mais efetiva nas bordas do corpo, pois as estruturas neste local possibilitaram uma maior percolação de fluidos.

Este padrão estrutural preservado do dunito é compatível com aqueles gerados pelo cisalhamento de um corpo rígido em matriz dúctil (SIMPSON; SCHMID, 1983), em concordância com o proposto por Faria Jr. (2011) para o Morro do Níquel.

5. ANÁLISE MINERALÓGICA DOS SERPENTINITOS DO MORRO DO NÍQUEL

O presente capítulo apresenta e discute os resultados da análise mineralógica dos serpentinitos e dos talco-serpentina *fels*, obtidos por meio de Difração de Raios X, de Espectrometria Raman e de Microscópio Eletrônico de Varredura. O objetivo desta análise é identificar os tipos de serpentina e a relação das mesmas com as texturas, além de identificar e caracterizar os minerais opacos. Foram utilizadas apenas as amostras coletadas no furo de sondagem.

5.1. Difrátogramas de Raios X

As estruturas da lizardita e do crisotilo foram identificadas em todos os difratogramas analisados (Fig. 5.1), sendo que antigorita foi detectada apenas nos talco-serpentina *fels*. Os padrões da brucita ocorrem na maioria dos serpentinitos, entretanto nos serpentinitos com mais talco e nos talco-serpentina *fels* estes picos estão mal definidos ou ausentes. A olivina foi identificada nos serpentinitos que possuem textura *mesh*.

5.2. Espectros Raman

Os espectros Raman possibilitaram a análise *in situ* dos cristais de serpentina nas texturas *mesh* e *mesh-ribbon*. Os padrões de espectro Raman obtidos nos núcleos da textura *mesh-ribbon* são compatíveis com os da lizardita/crisotilo (Fig. 5.2), já aqueles que estão nas cordas desta textura, são compatíveis com a antigorita (Fig. 5.2). Os espectros dos cristais de serpentina adquiridos nos núcleos da textura *mesh* também são compatíveis com a lizardita (Fig. 5.2). A serpentina que está entre os pseudomorfos e os agregados de talco gera espectros compatíveis com a antigorita (Fig. 5.2).

Por meio dos dados de espectros Raman obtidos nos cristais de olivina é possível estimar que a composição dos mesmos seja de Fo >95% (KUEBLER et al., 2006; FOSTER et al., 2013) (Fig. 5.2). Os carbonatos analisados são compatíveis com carbonatos de cálcio.

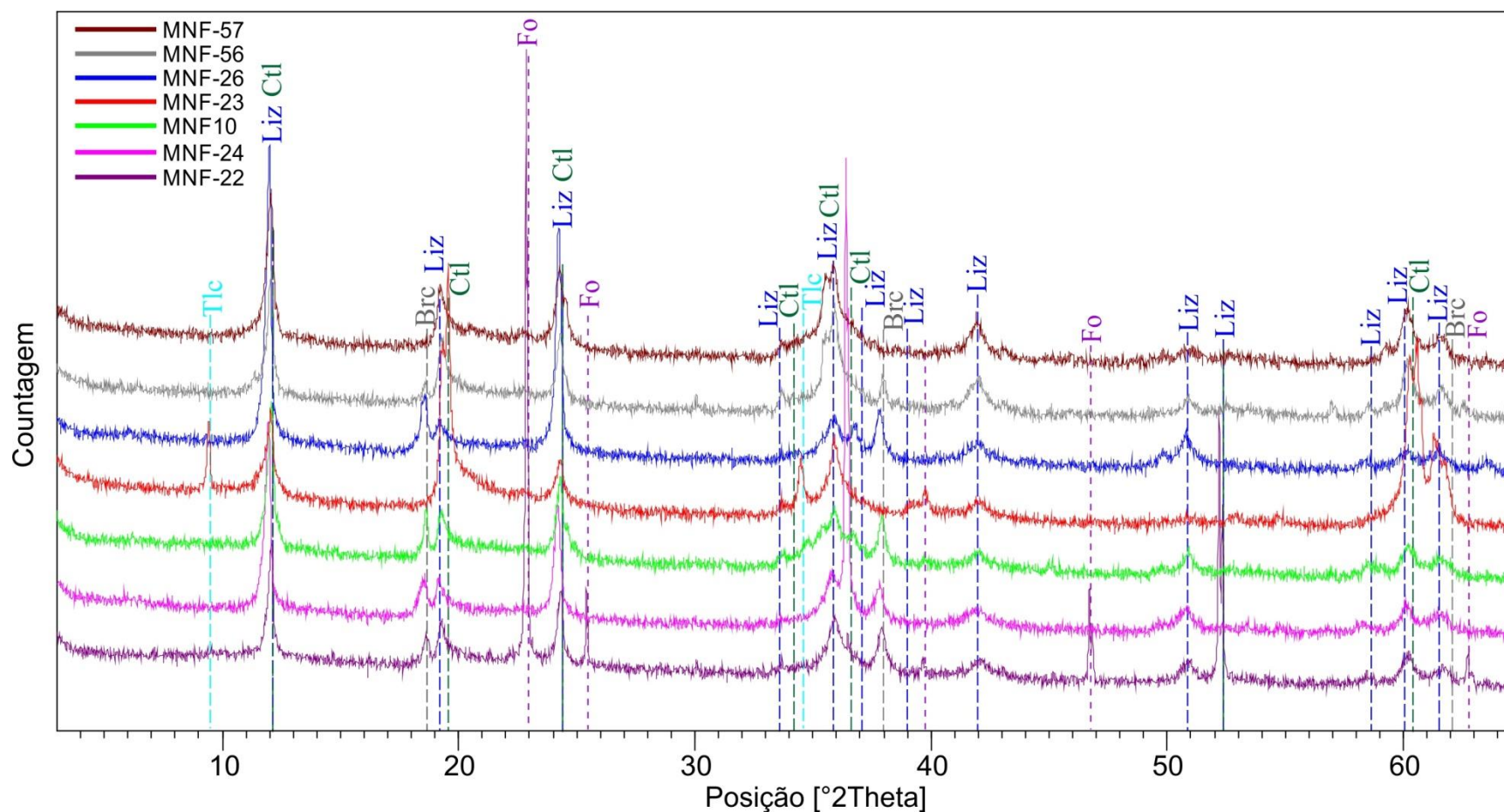


Figura 5.1 - Difrátogramas de Raios X dos serpentinitos e talco-serpentina *fels* do Morro do Níquel coletados em subsuperfície. Brc=brucita; Ctl=crisotilo; Fo=forsterita; Liz=lizardita; Tlc=talco.

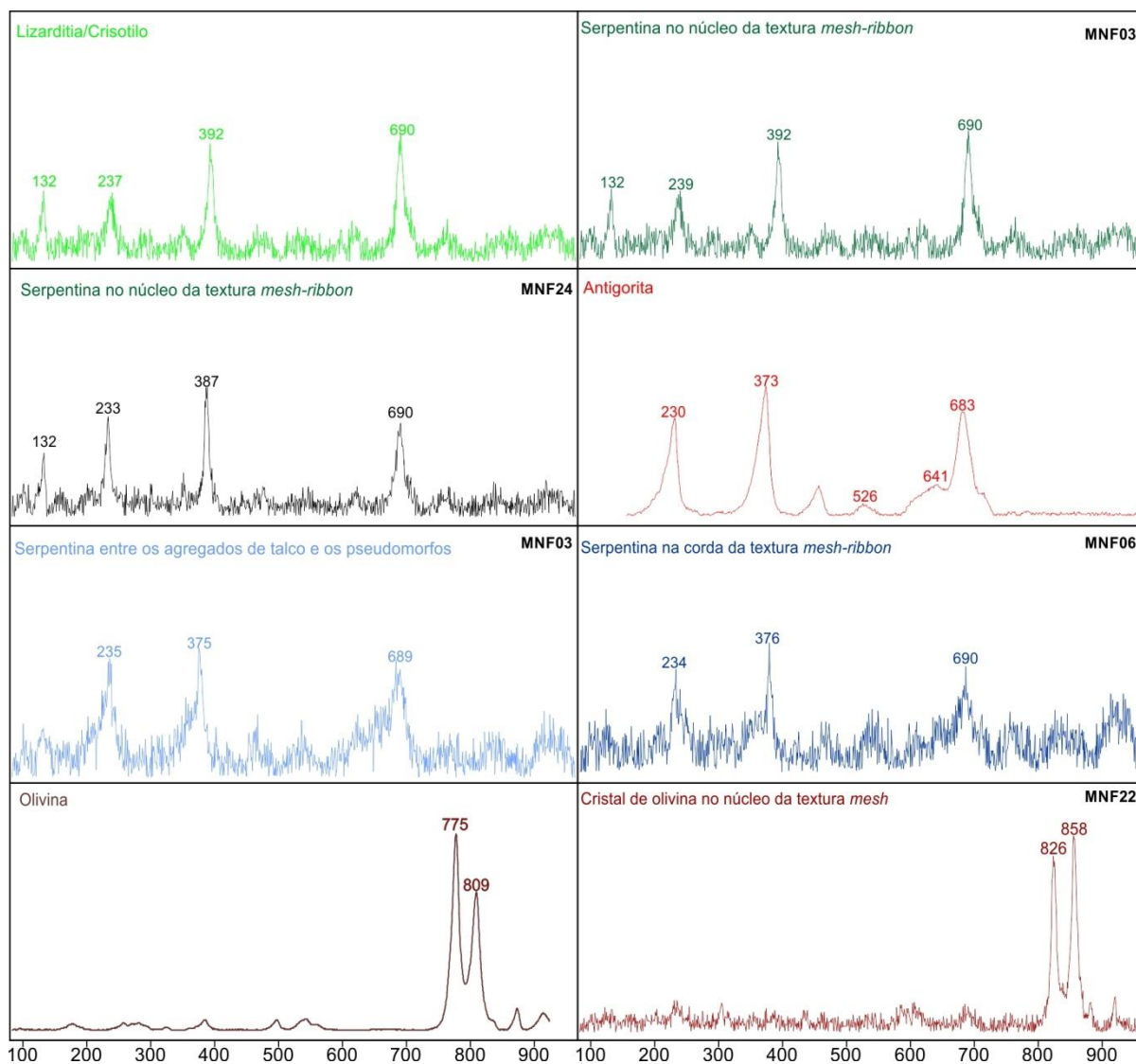


Figura 5.2 - Espectros Raman obtidos nos cristais de serpentina em diferentes contextos das texturas observadas na petrografia e espectros Raman obtidos em cristais de olivina.

5.3. MEV/EDS

Os dados semi-quantitativos do MEV/EDS possibilitaram reconhecer os seguintes minerais: ferri-cromitas, cromo-magnetitas, sulfetos de níquel, ferro e cobalto, sulfetos de níquel e ligas metálicas de ferro e níquel. Também foi identificada a presença de cromo nas cloritas e a composição dos carbonatos.

5.3.1. Cromo-Magnetitas e ferri-cromitas.

As cromo-magnetitas e as ferri-cromitas correspondem aos opacos anédricos a subédricos que ocorrem entre os pseudomorfos e estão dispersos nos serpentinitos. Nos

serpentinitos com texturas *mesh-ribbon* e *ribbon* predominam as cromo-magnetitas (Fig. 5.3 A, B).

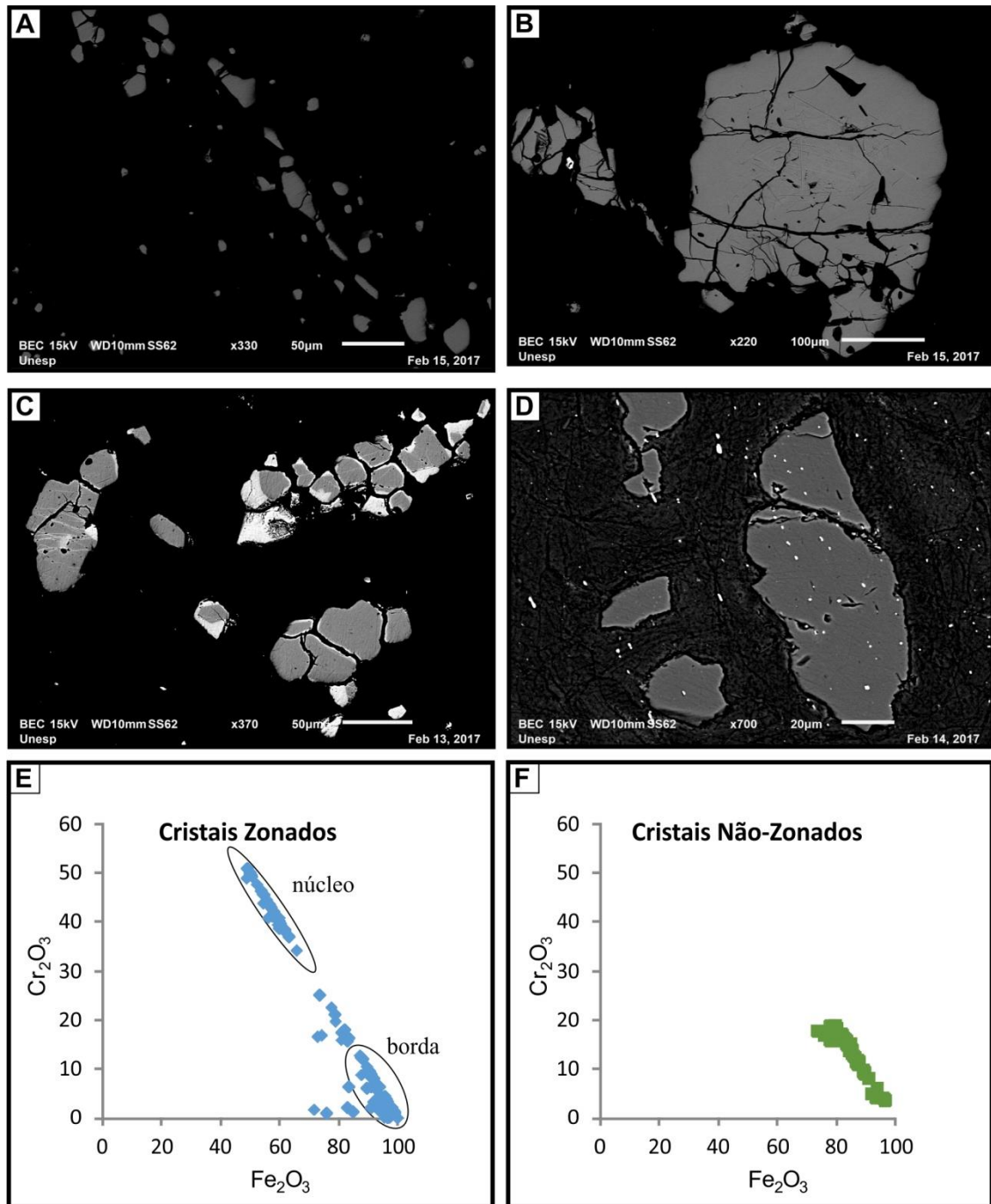


Figura 5.3 - A e B) Cristais de cromo-magnetitas não zonados que ocorrem nos serpentinitos com textura *mesh-ribbon* e *ribbon*. C) Cristais zonados em que os núcleos são constituídos de ferri-cromita (cinza) e as bordas por cromo-magnetita (branco). D) Cristais de cromo-magnetita (cor branca) no interior de cristais de olivina (cor cinza escuro). E e F) Composições dos cristais zonados e não zonados adquiridas por meio do EDS. Imagens de elétrons retroespalhados. A e B-MNF46/261,97 m; C-MNF22/131,90 m; D-MNF24/146,60 m.

Nas rochas que apresentam a textura *mesh* ocorrem cristais zonados, nos quais o núcleo é constituído por ferri-cromita e as bordas por cromo-magnetitas (Fig. 5.3 C). Os opacos no interior dos cristais de olivina são cromo-magnetitas (Fig. 5.3 D).

5.3.2. Ligas Metálicas de Ferro-Níquel

Os minerais opacos de aspecto pulverulento/terroso, associados aos cristais de serpentina são representados principalmente por ligas de ferro-níquel (Fig. 5.4), cujas dimensões variam de inferiores a 2 μm , podendo ultrapassar 12 μm . As análises de EDS mostram que a composição destas ligas varia entre 88-90% Ni e 10-12% Fe (Fig. 5.4D). Esses teores são compatíveis com a awaruita.

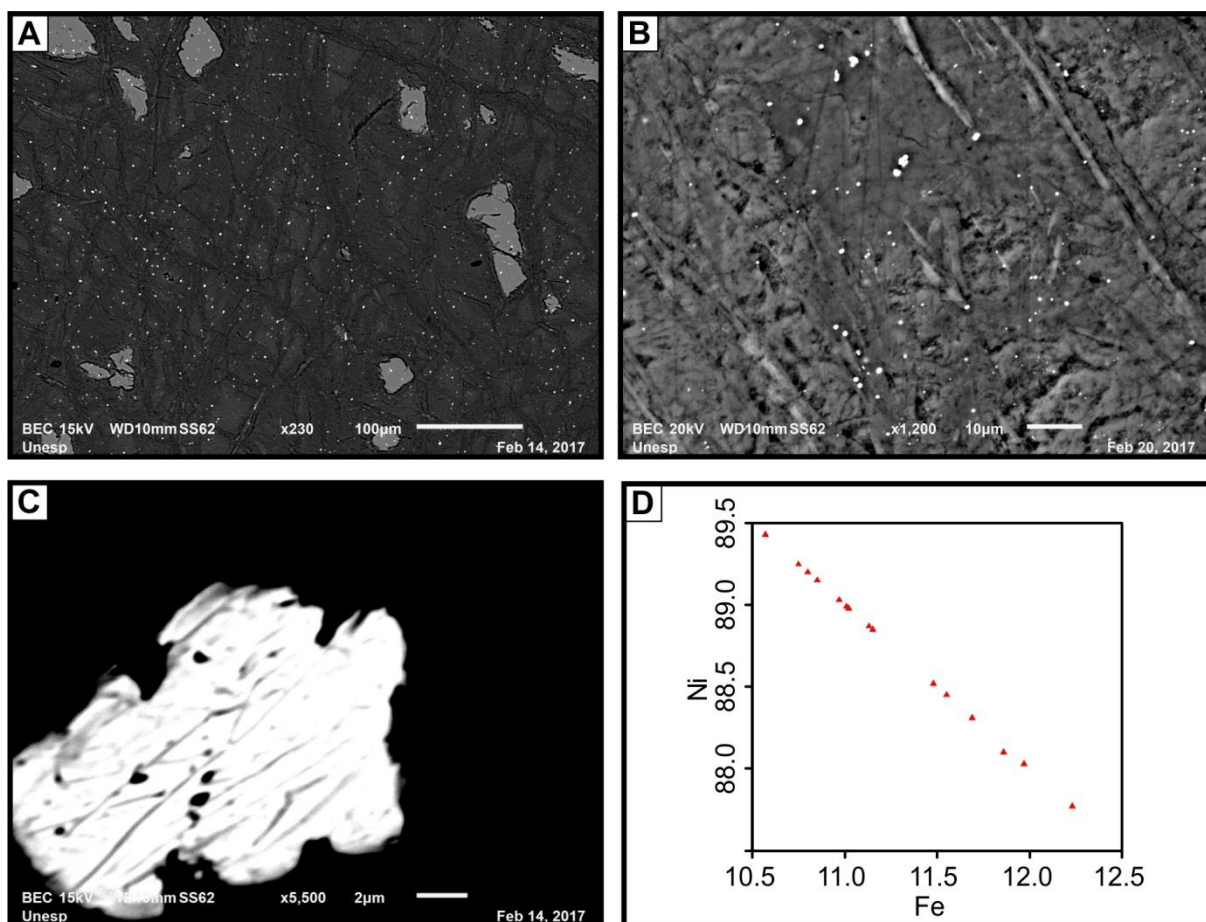


Figura 5.4 - A e B) Cristais de awaruita (pontos brancos) associados à serpentina (cinza mais escuro). C) Detalhe de um cristal de awaruita. D) Composições de cristais de awaruita adquiridos por meio de análises de EDS. Imagens de elétrons retroespalhados. A-MNF24/146,60 m; B-MNF05/21,10 m; C-MNF46/261,97 m.

6.1.1. Sulfetos de Ferro-Níquel-Cobalto

Os sulfetos foram identificados como pequenos pontos (<5 μm) dispersos nos serpentinitos, e correspondem a uma pequena parte dos minerais opacos de aspecto pulverulento/terroso (Fig. 5.5 A). Também foram identificados no interior dos cristais de cromo-magnetita (Fig. 5.5 B).

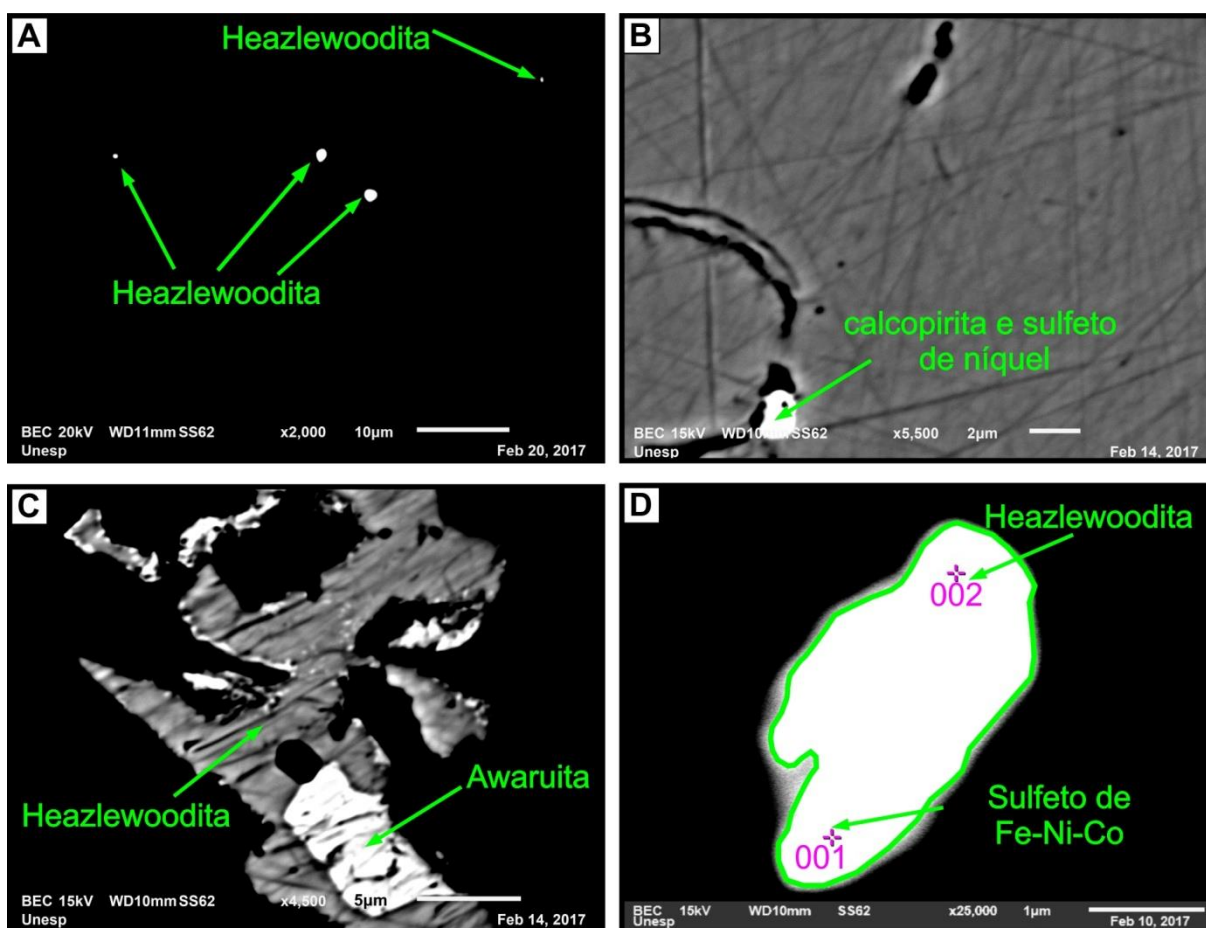


Figura 5.5 - A) Pequenos cristais de heazlewoodita dispersos na matriz dos serpentinitos. B) Cristal de calcopirita no interior de uma cromo-magnetita. C) Heazlewoodita em contato com a awaruita. D) Cristal composto por heazlewoodita e por um sulfeto de Fe-Co-Ni. Imagens de elétrons retroespalhados. A-MNF05/21,10 m; B e C-MNF46/261,97 m; D-MNF22/131,90 m.

O sulfeto de níquel ocorre com maior frequência nos serpentinitos, com teores de níquel superiores a 75%, tratando-se provavelmente de heazlewoodita. A heazlewoodita foi observada em contato com awaruita (Fig. 5.5 C) e com um sulfeto composto por Fe-Ni-Co (Fig. 5.5 D). Localmente observou-se calcopirita associada a heazlewoodita em um único ponto no interior de um cristal de cromo-magnetita. A awaruita chega a constituir coroas

parciais nos cristais de heazlewoodita (Fig. 5.5 C), indicando a transformação do sulfeto de níquel para a liga de ferro e níquel.

6.1.2. Clorita e Carbonatos

Os cristais de clorita analisados sempre apresentam cromo nas análises de EDS, e podem ser denominados de clinocloro cromíferos ou *kämmererita* (Fig. 5.6 A). Cristais de carbonato de cálcio e magnetita frequentemente ocorrem intercrescidos com *kämmererita* (Fig. 5.6 B). Os agregados de cristais de carbonato são constituídos principalmente por carbonato de cálcio associados à brucita, e secundariamente ocorrem cristais de dolomita.

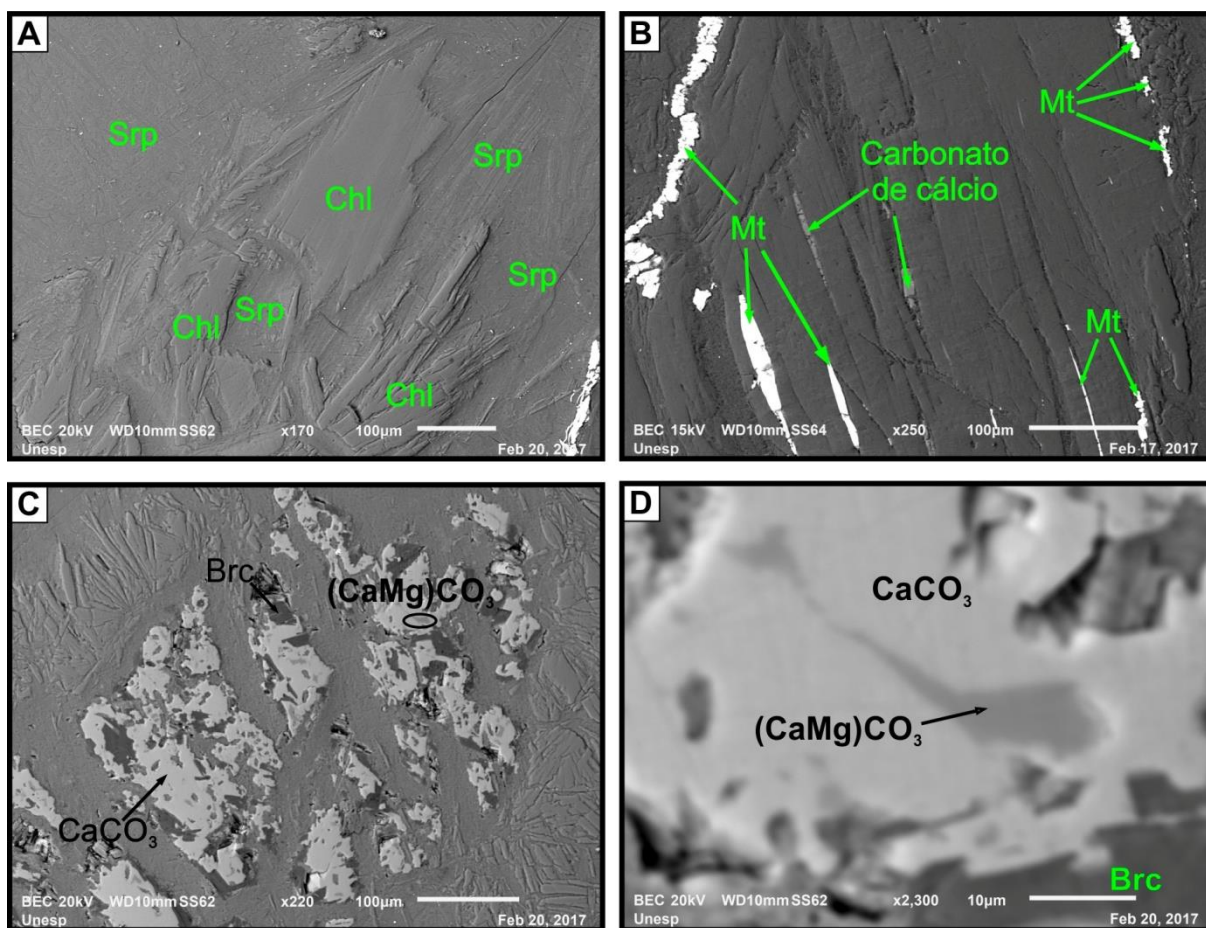


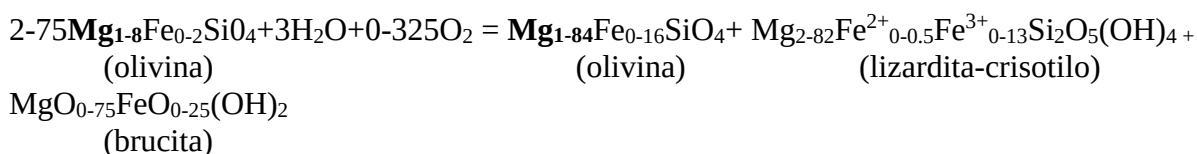
Figura 5.6 - A) Cristais de *kämmererita*. B) Magnetita e carbonato associados a um cristal de *kämmererita*. C) Agregado de carbonato de cálcio associado à brucita. D) Detalhe de um cristal mostrando a relação entre o carbonato de cálcio e dolomita-(CaMg)CO₃. Imagens de elétrons retroespalhados. Brc=brucita; Chl=clorita; Mt = magnetita; Srp=serpentina. A, C e D-MNF05/21,10 m; B-MNF37/214,24 m.

6.2. Discussões Parciais

Os difratogramas de raios x mostram que a lizardita e o crisotilo são os principais tipos de serpentina nas rochas estudadas, sendo que aparentemente alguns picos de antigorita podem ser reconhecidos nos talco-serpentina *fels*.

Os difratogramas adquiridos e os espectros Raman permitiram identificar a lizardita/crisotilo como tipo predominante de serpentina, e esta ocorre nos núcleos das texturas *mesh-ribbon* e *ribbon*. Por meio destes espectros também foi possível determinar que a antigorita se situa nos contatos entre as placas de talco e os pseudomorfos, e nas cordas da textura *mesh-ribbon*.

A composição da olivina estimada por meio do espectro Raman ($Fo_{>95}$) é compatível com olivinas metamorizadas, que tendem a ser mais magnesianas que as olivinas ígneas. Este enriquecimento em magnésio pode ocorrer durante a serpentinização (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1982), pela reação:



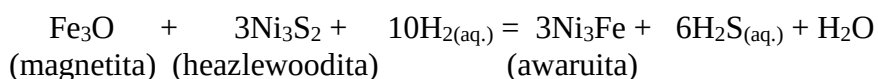
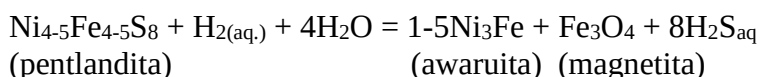
A ferri-cromita pode ser considerada como um agregado submicroscópico de óxido e de composição química variável entre os termos de cromita e magnetita (CÂNDIA et al., 1997). Este composto se forma pela difusão, no estado sólido, do cromo da fase óxido para as fases silicáticas vizinhas, e a serpentinização é considerada como o processo responsável por esta reação (CÂNDIA et al., 1997).

Neste sentido, a razão pela qual os cristais zonados ocorrem apenas nas porções centrais do maciço é porque serpentinização foi menos efetiva neste local, comprovada pelo maior volume de cristais de olivina preservados. Nas porções superiores e inferiores do maciço a serpentinização foi mais intensa, resultando na transformação total da ferri-cromita para cromo-magnetita e/ou magnetita.

A presença de magnetitas, cromo-magnetitas e cromitas no interior de cristais de olivina é uma feição relativamente comum e ocorre nos planos de partição da olivina (001) e (100) (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1982). Estes minerais são produtos da exsolução de

pequenas quantidades de óxido férrico e de cromo durante o resfriamento da olivina (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1982). A presença de cromo-magnetita no interior dos cristais de olivina dos serpentinitos pode ser explicada pelo exposto acima, pois se situa em planos controlados pela estrutura cristalina da olivina, como discutido no Cap. 4.

A awaruita (Ni_3Fe) é um produto comum da serpentinização de peridotitos (KLEIN; BACH, 2009), podendo ser formada a partir da pentlandita- $(\text{Fe},\text{Ni})_9\text{S}_8$ ou da heazlewoodita- Ni_3S_2 por meio das seguintes reações:



Klein e Bach (2009) estudaram a interação da água do mar com peridotitos por meio do sistema Fe-Ni-Co-O-S e determinaram digramas de fases para os minerais que o constituem. Neste sistema a awaruita é estável apenas em condições de baixa fugacidade de oxigênio (fO_2) e enxofre (fS_2), e elevada atividade de $H_{2(aq.)}$, cuja formação leva a dessulfurização do peridotito. O sulfeto de Ni-Fe-Co apresentado nesses diagramas é considerado como uma solução sólida formada pela pentlandita representada por Co_9S_8 - $Fe_{4.5}Ni_{4.5}S_8$. Tais características são compatíveis com os serpentinitos do Morro do Níquel que possuem os sulfetos na forma traços e o enxofre total inferior 0,05% (Capítulo 8-Geoquímica).

6. METAMORFISMO

No presente capítulo pretende-se apresentar e discutir as assembleias minerais e aspectos texturais reconhecidos nas rochas estudadas, a fim de reconhecer os processos metamórficos que atuaram sobre o maciço do Morro do Níquel e as condições em que os mesmos se desenvolveram.

6.1. Condições de Metamorfismo das Adjacências do Morro do Níquel

Na região onde o Morro do Níquel está inserido a partição de deformação desempenha um papel importante nos processos metamórficos, pois a taxa de deformação é um catalisador das reações metamórficas. Desta maneira, o registro das paragêneses ou associações minerais metamórficas ocorre de maneira heterogênea devido à atuação do Cinturão de Cisalhamento do Campo do Meio (CARVALHO et al., 1982, 1993; DEL LAMA et al., 1992; DEL LAMA, 1993; MORALES, 1993, FERNANDES et al., 2003; SZABÓ, 1996; TEIXEIRA; DANNI, 1979a; TEIXEIRA et al., 1984, 1987; ZANARDO 1992, 2003; ZANARDO et al 1996a, 1996b). Também é característico que nas zonas de cisalhamento tardias ocorra a intensificação do retrometamorfismo (ZANARDO, 1992; SZABÓ, 1996).

O Maciço Morro do Níquel está colocado sobre rochas atribuídas ao terreno TTG com intercalações de litotipos atribuídos ao Greenstone Belt Morro do Ferro. Estas rochas foram submetidas a metamorfismo de fácies anfibolito, com temperaturas mínimas superiores a 700°C, no campo de estabilidade da sillimanita (ZANARDO, 1992, 2003; SZABÓ, 1989, 1996; ZANARDO et al. 2000; FERNANDES, 2002; FERNANDES et al., 2003; LIMA, 2014). Os dados geocronológicos em associação com os dados geológicos evidenciam que este metamorfismo ocorre no Paleoproterozoico. No Neoproterozoico o metamorfismo superimposto a esta sequência foi de fácies xisto verde com temperaturas máximas da ordem de 450°C (ZANARDO, 1992, 2003; SZABÓ, 1989, 1996; ZANARDO et al. 2000).

O Grupo Araxá ao norte e oeste do MN possui metamorfismo invertido com a base apresentando auge metamórfico nos patamares superiores da fácies xisto verde, congruente com o metamorfismo neoproterozoico do embasamento, e topo com metamorfismo de fácies anfibolito alto a granulito de pressão relativamente alta, campo de anatexia e estabilidade da cianita (temperatura superior a 750°C e pressão superior 10 Kbar) (ZANARDO, 1992, 2003; SZABÓ, 1989, 1996, SIMÕES, 1995; ZANARDO et al., 1996).

Nas imediações no Morro do Níquel não ocorrem litotipos atribuíveis a base da sequência Araxá e sim da porção intermediária da sequência, com metamorfismo de fácies anfibolito. A noroeste os litotipos do Grupo Araxá estão em contato com o embasamento e contém cianita, granada e rutilo, evidenciando metamorfismo de fácies anfibolito.

6.2. Aspectos Gerais do Metamorfismo do Morro do Níquel

Em um primeiro momento é possível reconhecer dois processos metamórficos que agiram sobre o maciço do Morro do Níquel, a serpentinização e a esteatização. O primeiro é o mais predominante em todo o maciço e manteve-se por mais tempo em equilíbrio. Já o segundo possui uma ocorrência mais restrita e está associado às rochas de feições brechoides preservadas.

A serpentinização pode ser entendida como a hidratação de um corpo ultramáfico em temperaturas entre 100 e 500 °C, podendo ultrapassar esse limite em pressões elevadas. Dependendo de como a serpentinização se desenvolve podem ocorrer grandes mudanças na composição química da rocha, metassomatismo, principalmente se são formados grandes volumes de talco e/ou brucita. A esteatização de rochas ultramáficas ocorre em temperaturas entre 500 e 650 °C (BUCHER; GRAPES, 2011) e gera um aumento nos teores de sílica da rocha, seja pela entrada de SiO₂ ou pela remoção do MgO do sistema.

Quando os serpentinitos e os talco-serpentina *fels* são plotados nos diagramas ternários SiO₂–MgO–CaO–H₂O–CO₂ (sistema CMS-HC) e MgO–SiO₂–H₂O (sistema MSH) (Fig. 6.1), nota-se que os serpentinitos situam-se no campo das rochas de composição mantélica e os talco-serpentina *fels* saem desse campo em direção a composição do talco (Fig. 6.1 A). Tal distribuição corrobora com o que foi apresentado no Cap. 4 da presente Tese, onde o serpentinitos contém apenas traços de brucita e talco, indicando que não houve grandes mudanças na composição química da rocha. Já os talco-serpentina *fels* frequentemente estão associados à clorita e aos carbonatos, apontando para um metassomatismo mais intenso.

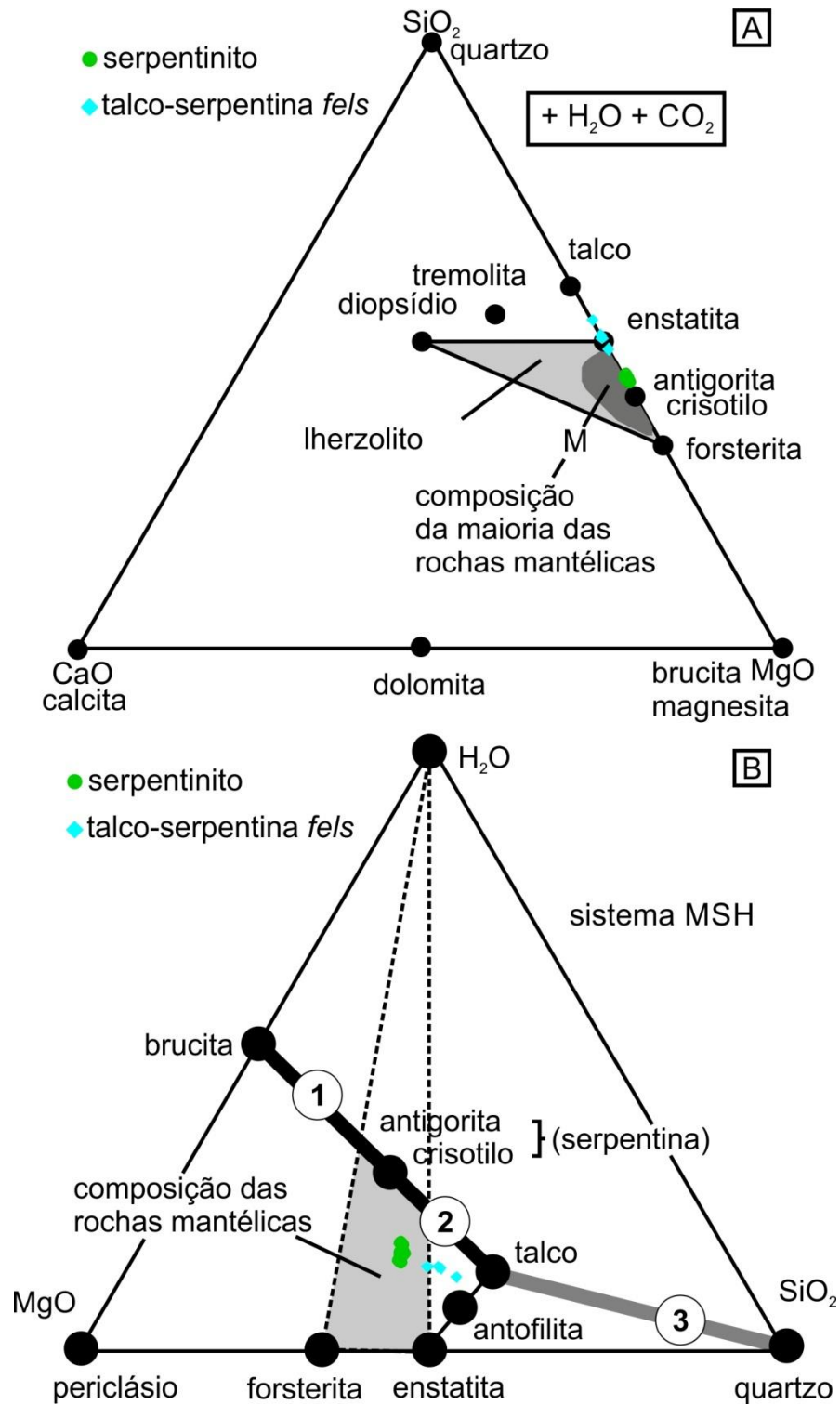


Figura 6.1 - A) Diagrama ternário para o sistema CMS-HC, mostrando a composição mineralógica típica de rochas ultramáficas. B) Diagrama ternário para o sistema MSH mostrando a composição mineralógica de rochas metamórficas derivadas de harzburgitos (BUCHER; GRAPES, 2011).

6.3. Assembleias Minerais e Texturas Metamórficas

As assembleias minerais serão apresentadas e discutidas em relação ao sistema químico MSH, sendo consideradas as reações presente na Tab. 6.1. Apesar da ocorrência da clorita e de carbontaos, não foram observados outros minerais típicos do sistema CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (CMASH), como o diopsídio e a tremolita, ou o espinélio. Deve-se destacar que a maioria dos diagramas de estabilidade do sistema MSH não separam a lizardita do crisotilo, devido a dificuldade de diferenciar esses tipos de serpentina, desta maneira será utilizado o termo lizardita/crisotilo ou Liz/Ctl (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1982; BUCHER; GRAPES, 2011; EVANS, 2010)

Tabela 6.1 - Reações em rochas ultramáficas no sistema MSH (BUCHER; GRAPES, 2011)

Composição dos minerais		
Crisotilo	Ctl	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄
Antigorita	Atg	Mg ₄₈ Si ₃₄ O ₈₅ (OH) ₆₂
Brucita	Brc	Mg(OH) ₂
Talco	Tlc	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂
Forsterita	Fo	Mg ₂ SiO ₄
Enstatita	En	Mg ₂ Si ₂ O ₆
Antofilita	Ath	Mg ₇ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
MSH		
	15Ctl + Tlc → Atg	Primeira antigorita
	17Ctl → Atg + 3Brc	Último crisotilo
	Atg + 20Brc → 34Fo + 51H ₂ O	Primeira forsterita (limite inferior de temperatura da olivina)
	Atg → 18Fo + 4Tlc + 27H ₂ O	Última antigorita (limite superior de temperatura dos serpentinitos)
	9Tlc + 4Fo → 5Ath + 4H ₂ O	"Tlc-Out" (em baixa pressão)
	2Tlc + 2Fo → 5En + 2H ₂ O	"Tlc-Out" (em alta pressão)
	2Ath + 2Fo → 9En + 2H ₂ O	"Ath out"
	Atg → 10En + 14Fo + 31H ₂ O	Última antigorita em altas pressões

6.3.1. Serpentinitos

As principais assembleias minerais presentes nos serpentinitos são Liz/Ctl + Brc + Mt e Liz/Ctl + Brc + Mt + Fo. Em algumas rochas há a presença de antigorita junto à lizardita/crisotilo.

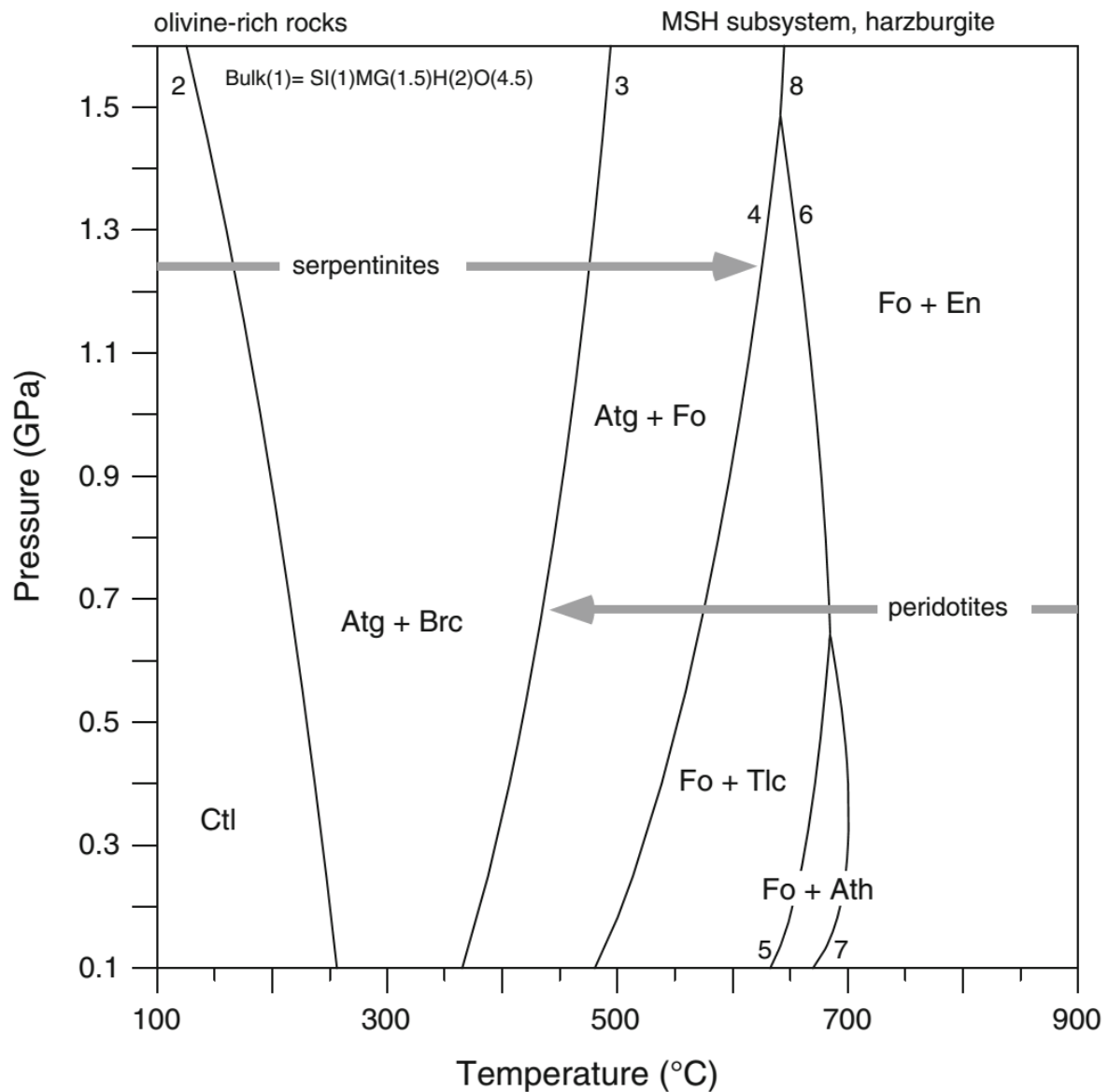


Figura 6.2 - Diagrama de estabilidade para assembleias minerais em harzburgitos no sistema MSH (BUCHER; GRAPES, 2011).

6.3.2. Talco-Serpentina Fels

No talco-serpentina *fels* foram observadas as assembleias Liz/Ctl + Atg + Tlc e Tlc + Fo. Os pseudomorfos serão considerados como forsterita na assembleia mineral Fo + Tlc, esta assembleia pode se formar através da reação $\text{Fo} + \text{Tlc} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{antigorita}$, o que é coerente com as relações de contato observadas entre os agregados de talco e os pseudomorfos, onde ocorre antigorita. A temperatura mínima para esta reação é 500 °C e esta assembleia se mantém em temperaturas de até 650°C (Fig. 6.2). A formação do talco está condicionada a

uma maior atividade do SiO_2 no sistema (Fig. 6.3). O talco é estável na presença da lizardita/crisotilo devido a reação $\text{Liz/Ctl} + \text{Tlc} \rightarrow \text{Atg}$.

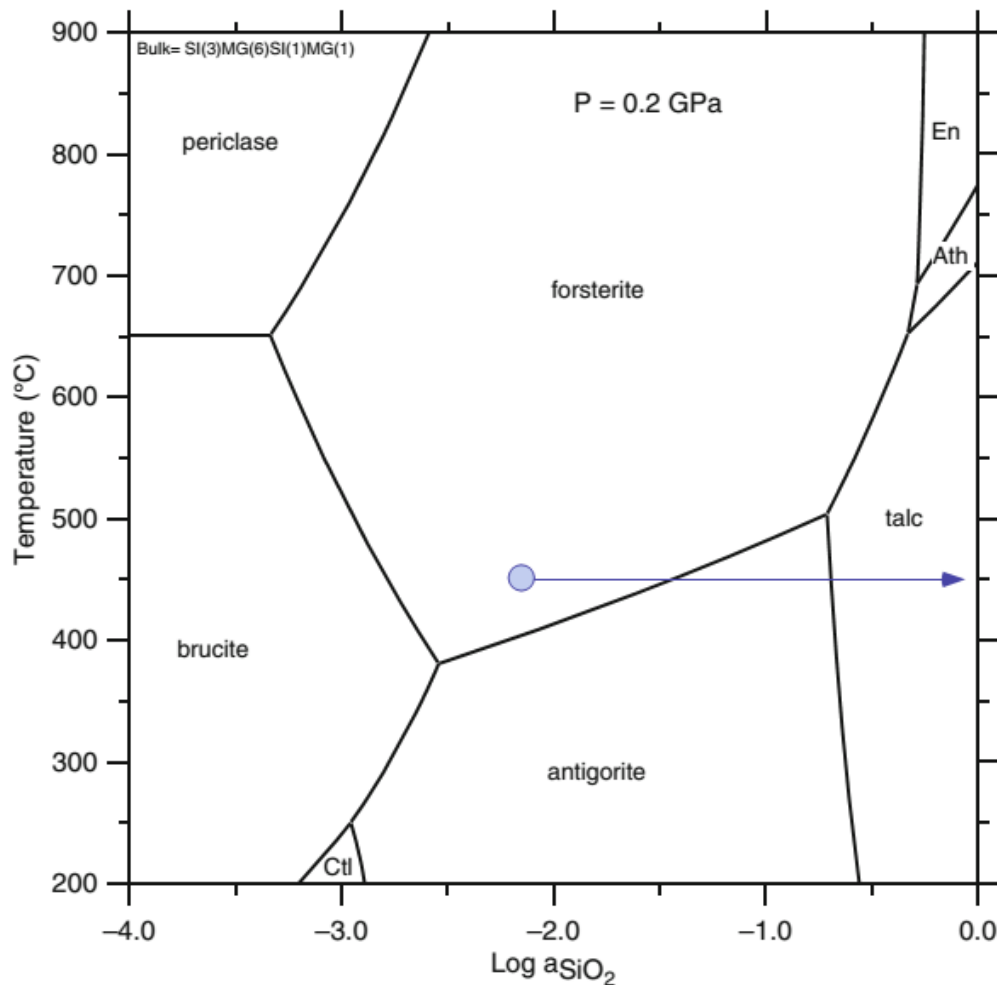


Figura 6.3 - Diagrama de temperatura em função da atividade de SiO_2 para equilíbrio no sistema MSH. A seta azul indica o caminho da atividade da sílica no metassomatismo de um dunito (BUCHER; GRAPES, 2011).

6.4. Fácies Metamórficas

A serpentinização deve ter se iniciado em fácies xisto verde inferior a média com temperaturas entre 300 e 400 °C, com a formação da assembleia $\text{Atg} + \text{Brc} + \text{Mt}$ por meio do consumo da olivina. Posteriormente houve o equilíbrio na fácies prehnita-pumpellyita em temperaturas inferiores a 250 °C, que recrystalizou a antigorita em lizardita/crisotilo. Estas condições permaneceram por mais tempo em equilíbrio, pois a antigorita é observada

localmente. A presença de awaruita aponta que o fluido responsável pela serpentinização possuía uma baixa fugacidade de oxigênio e enxofre,

A esteatização teria se desenvolvido em condições compatíveis com a fácies anfibolito inferior a médio com temperaturas entre 500 e 620 °C. Nestas condições tanto a olivina como o talco mantêm-se estáveis na forma da associação Fo + Tlc, localmente podendo ocorrer a forma de antigorita.

6.5. Considerações Parciais

Por meio das assembleias minerais e das texturas observadas nos serpentinitos e nos talco-serpentina *fels* é possível reconhecer dois eventos metamórficos, um mais antigo (M1) que se desenvolveu em condições de médio grau metamórfico e um posterior de baixo grau metamórfico (M2).

A esteatização e as exsoluções de ferri-cromita/magnetitas nos cristais de olivina estão associados ao M1. O aspecto brechóide dos talco-serpentina *fels* indica que a esteatização se desenvolve quando o dunito apresentava um comportamento rúptil, os planos gerados possibilitariam uma maior percolação de fluidos e o registro destas condições. As exsoluções de ferri-cromita/magnetitas sugerem que o M1 é contemporâneo ao desenvolvimento da foliação de baixo ângulo. Assim, as condições em que o metamorfismo M1 se desenvolveu são concordantes com o momento da colisão relacionados ao evento tectono-metamórfico brasileiro que afetou o embasamento cristalino na região.

A serpentinização é o principal registro do M2 e desenvolveu-se de maneira que possibilitou a preservação das estruturas pretéritas do dunito. O menor volume de olivina preservada nas bordas do maciço e a predominância de cristais de cromo-magnetita não zonados neste mesmo local, indicam a serpentinização foi catalisada nas bordas do maciço devido a anisotropia do dunito ser mais desenvolvida nestes locais.

A temperatura em que a serpentinização se desenvolveu é coerente com os últimos estágios de desenvolvimento dos cinturões de cisalhamento brasileiros na região, que são posteriores ao empurrão.

7. GEOQUÍMICA

No presente capítulo são apresentados e discutidos os resultados das análises químicas de rocha total realizadas nas rochas do Morro do Níquel (Apêndice B). Os litotipos analisados são: serpentinitos (11 amostras), talco-serpentina *fels* (4 amostras); rocha metaulttramáfica interpretada como parte do GBMF (1 amostra). Também foram usados os dados de Faria Jr. (2011), que correspondem à serpentinitos do MN coletados em superfície. Os dados referentes aos serpentinitos do GBMF foram compilados dos seguintes trabalhos: Carvalho (1990), Carvalho et al. (1993), Szabó (1996) e Lima (2014). Os valores considerados para a lizardita e para antigorita foram retirados de Lafuente et al. (2015).

7.1. Elementos Maiores, Menores e Traços

Os serpentinitos possuem teores de SiO_2 (33,16-35,74%) abaixo e teores de perda ao fogo (13,99-16,58%) e MgO (41,22-44,57%) um pouco acima do que se espera para a composição de uma serpentina, isso ocorre devido a presença de brucita. Os valores de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ (4,25-8,75%) estão relacionados a quantidade de ferri-cromita e cromo-magnetitas. Os teores dos outros elementos maiores são: Al_2O_3 0,07-0,56%, TiO_2 0,01-0,03%, MnO 0,06-0,13%, CaO 0,06-0,19, Na_2O 0,02-0,06%, K_2O 0,00-0,01%, P_2O_5 0,03-0,04%. O serpentinito que se encontra próximo ao pegmatóide (Amostras MNF52) tem os maiores teores de ferro, manganês e alumínio (Fig. 7.1). O talco-serpentina *fels* confirmam que a esteatização foi acompanhada de um aumento nos teores de SiO_2 (40,25-45,52%) e diminuição dos teores de MgO (38,68-41,30%) e perda ao fogo (11,80-12,28%) (Fig. 7.1).

Os teores de níquel nos serpentinitos não apresentam variações significativas (2905-3110 ppm), com exceção da amostra MNF 50 (2594 ppm). Nos talco-serpentina *fels* os valores de níquel são consideravelmente menores que os encontrados nos serpentinitos (2530-2715 ppm), indicando que esteatização mobilizou o níquel (Fig. 7.2).

Os teores de cromo apresentam uma grande variação nos serpentinitos (889-10.331 ppm), essa variação está associada a quantidade de ferri-cromita e da cromo-magnetita na rocha. Os valores de cromo nos talco-serpentina *fels* (889-1710 ppm) são equivalentes aos dos serpentinitos e o mesmo acontece com os teores de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ (Fig. 7.1 e 8.2), mostrando que a esteatização não interagiu com os minerais portadores de cromo.

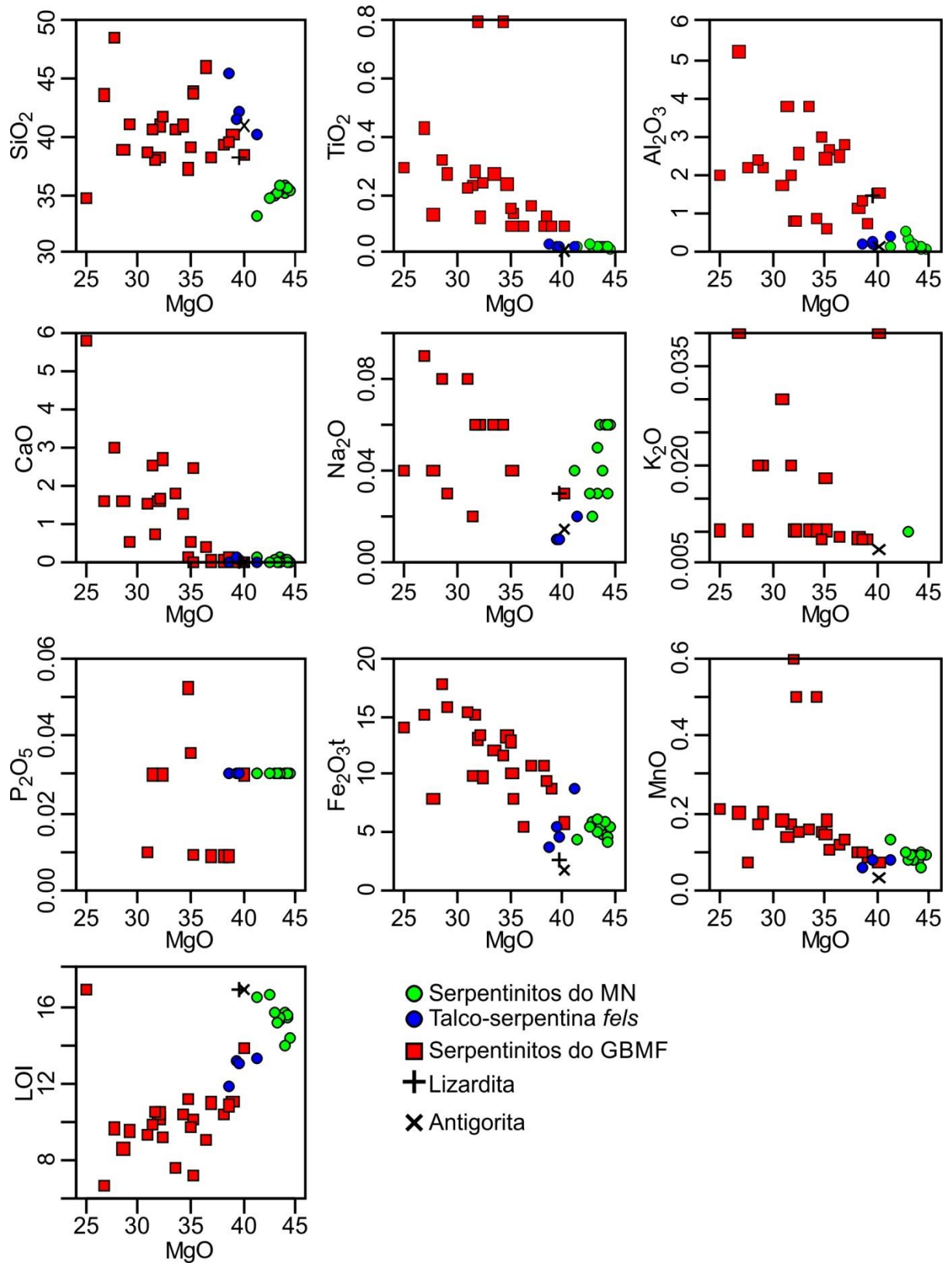


Figura 7.1 - Gráficos binários apresentando a distribuição dos elementos maiores em função do magnésio para os serpentinitos e os talco-serpentina *fels*.

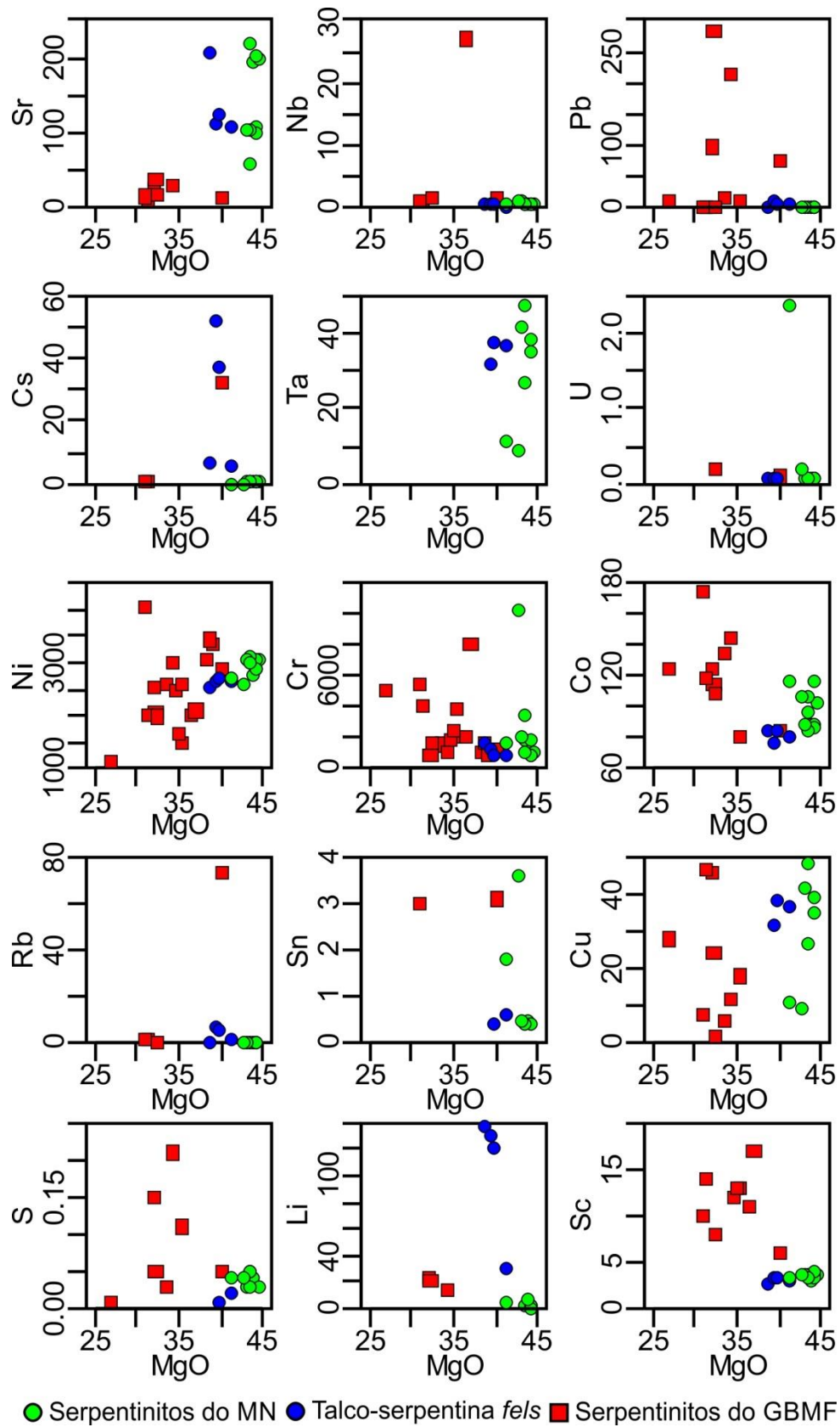


Figura 7.2 - Gráficos binários apresentando a distribuição dos elementos menores e traços em função do magnésio para os serpentinitos e os talco-serpentina *fels*.

As concentrações de estrôncio, zinco, nióbio, chumbo, tálio, cobre e escândio são equivalentes entre os serpentinitos e os talco-serpentina fels. O cobalto e o enxofre tendem a serem mais concentrados nos serpentinitos. Os talco-serpentina fels contêm elevados teores cério (5.4- 52.55 ppm) e lítio (31-138 ppm) em relação aos serpentinitos, provavelmente associados a esteatização.

O serpentinito próximo ao contato com o pegmatoide possui teores de estanho e urânio acima da média dos serpentinitos. Uma das amostras de serpentinito (MNF50) contém valores elevados de cromo (10331 ppm), zinco (131 ppm), cobalto (106 ppm) e estanho (3,6 ppm).

Os serpentinitos do GBMF e do MN são distintos quimicamente, de modo que o primeiro, apesar das variações, apresenta teores nitidamente mais elevados em SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 . Estas diferenças estão associadas à mineralogia dos serpentinitos do GBMF, que possuem um maior conteúdo modal de clorita (1-18%), minerais opacos (5-15%) e anfibólio (0-10%) (Carvalho 1990, Szabó 1996, Lima et al., 2014). Os conteúdos elevados de enxofre estão associados a maior frequência de sulfetos nos serpentinitos do GBMF.

7.2. Diagramas de Classificação para Serpentinitos

Na presente seção serão utilizados os diagramas propostos por Deschamps et al. (2013) propostos para serpentinitos relacionados a zonas de subducção. Esses diagramas têm como objetivo avaliar os efeitos da serpentinitização na geoquímica das rochas e discutir as possíveis assinaturas químicas dos protólitos.

Por meio do diagrama ternário apresenta na Fig. (7.3 A) é possível afirmar que os serpentinitos apresentam valores para os elementos maiores próximos daqueles encontrados em rochas de composição mantélica. Os talco-serpentina *fels* e os serpentinitos coletados em superfície (Faria Jr., 2011) se mostram enriquecidos em SiO_2 e mais empobrecidos em MgO , entretanto ainda se mantêm com composição peridotítica. Desta maneira os serpentinitos coletados em superfície e os talco-serpentina *fels* serão utilizados juntamente com o serpentinitos coletados no furo de sondagem nos diagramas.

O diagrama com os teores de FeO e MgO calculados para a base anidra (Fig. 7.3B) mostra que os serpentinitos possuem uma composição próxima à forsterita (Fo_{93-95}), a amostra MNF52 se situa fora dessa composição. Os talco-serpentina *fels* estão deslocados para o

campo da esteatização e os serpentinitos coletados em superfície não apresentam um padrão de distribuição.

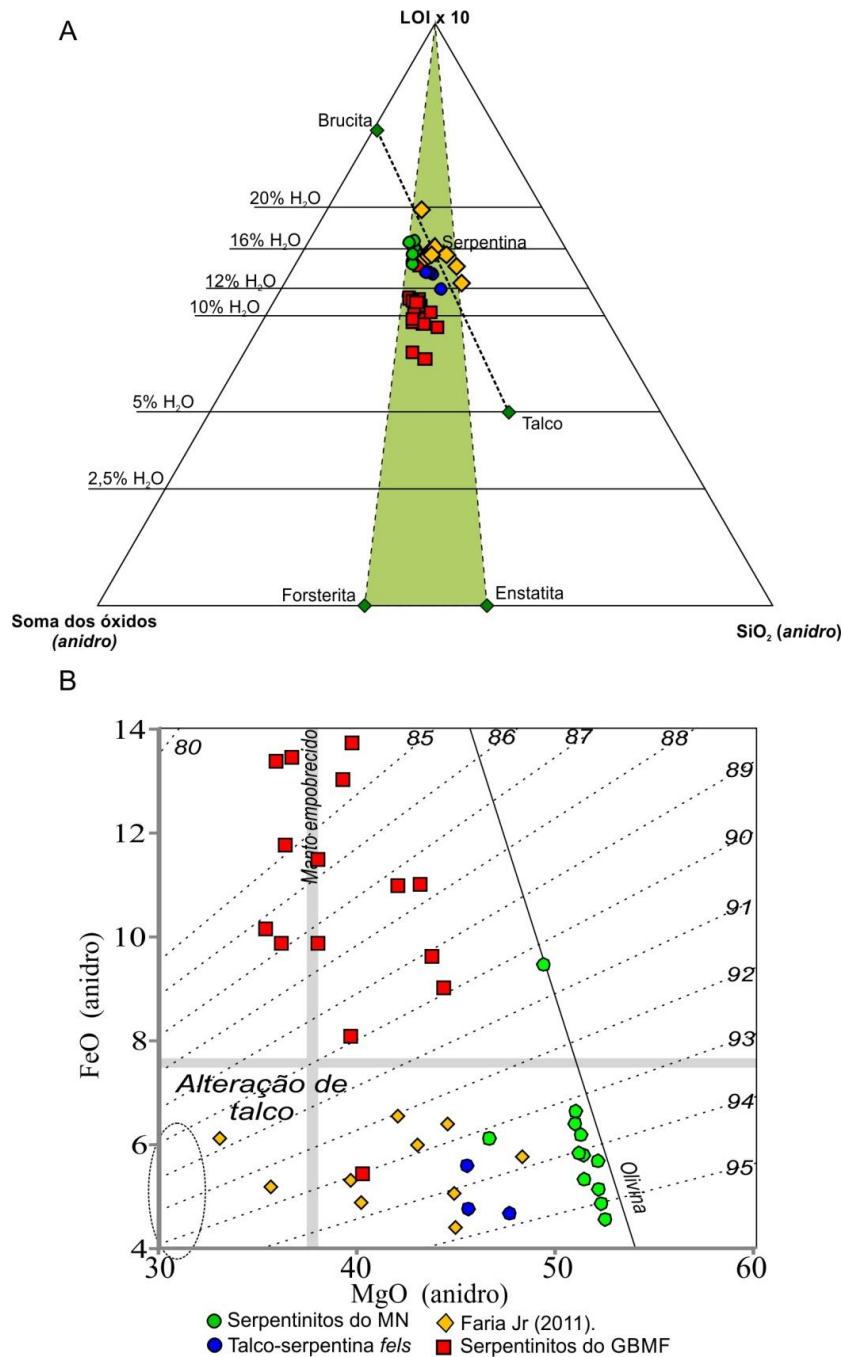


Figura 7.3 - A) Diagrama (LOI_x10)-SiO₂-(soma dos óxidos = MgO + Fe₂O₃(total) + Al₂O₃ + TiO₂ + CaO + Cr₂O₃ + MnO + NiO + Na₂O + K₂O + P₂O₅) para rocha total, utilizado para avaliar o efeito da serpentinização sobre a composição de rochas peridotíticas. O campo entre a forsterita e a enstatita é a composição dos peridotitos. B) Diagrama binário com a relação FeO e MgO calculados para a base anidra. As linhas tracejadas de coloração cinza representam as razões catiônicas de Mg# (=100 x Mg/Mg(Mg+Fe)) no intervalo entre 85 a 95, a linha de coloração preta a variação estequiométrica de Fe-Mg em uma olivina (FeO + MgO = 66.67% mol). Gráficos retirados de Deschamps et al. (2013)

Os teores de Ti e Yb nos serpentinitos são equivalentes aos serpentinitos subductados e abissais (Fig. 7.4 A). As razões de Sm/Yb e La/Sm indicam que a composição dessas rochas é compatível com serpentinitos derivados de protólitos refertilizados (Fig. 4B), e as razões La/Yb e os teores de Yb são coerentes com a assinatura de rochas peridotíticas que foram refertilizadas devido a interação com fluidos (Fig. 4 C). Os valores de Nb e La mostram que esses fluidos seriam provenientes de uma zona de subducção (Fig. 3 D) (DESCHAMPS et al., 2013).

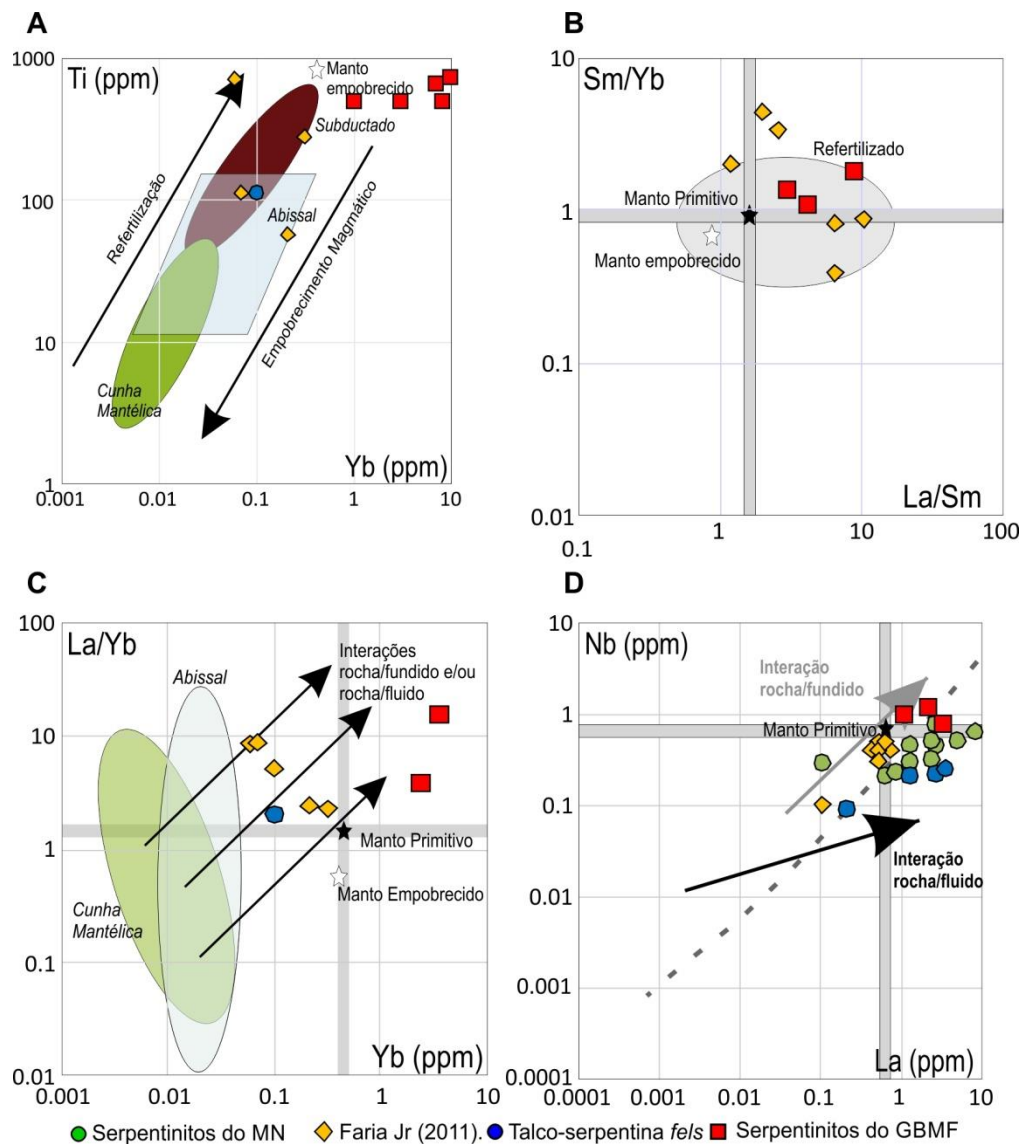


Figura 7.4 - Diagramas propostos por Deschamps et al. (2013). A) Diagrama discriminante para serpentinitos de cunha mantélica empobrecidos, serpentinitos subductados com baixos teores de Ti e serpentinitos abissais B) Sm/Yb x La/Sm. O campo cinza representa serpentinitos derivados de protólitos refertilizados. C) Relação da razão La/Yb com os teores Yb (ppm). As flechas representam a assinatura da refertilização de peridotitos após a interação rocha/fluido. D) Relação dos teores de Nb (ppm) e La (ppm). As setas de cor cinza escuro representam a assinatura da interação rocha/fundido, e a seta de cor cinza claro representa a interação rocha/fluido para peridotitos. A linha tracejada representa a regressão linear para peridotitos abissais.

Os padrões de distribuição gerados pelos elementos terras raras (ETR) dos serpentinitos do MN quando normalizados pelo manto primitivo (MCDONOUGH; SUN, 1995) são compatíveis com serpentinitos derivados de dunitos mantélicos subductados (DESCHAMPS et al, 2013), mesmo as amostras coletadas em superfície (Fig. 7.5 A, B). Os talco-serpentina *fels* apresentam o mesmo comportamento que os serpentinitos do MN.

Os serpentinitos do GBMF apresentam comportamento bem distinto do MN nos diagramas das figuras 7.4 e 7.5. Apresentam as razões Sm/Yb, La/Yb e La/Sm e teores de Nb acima do manto primitivo. Entretanto a rocha metaultramáfica no contato com maciço possui teores mais próximos do MN.

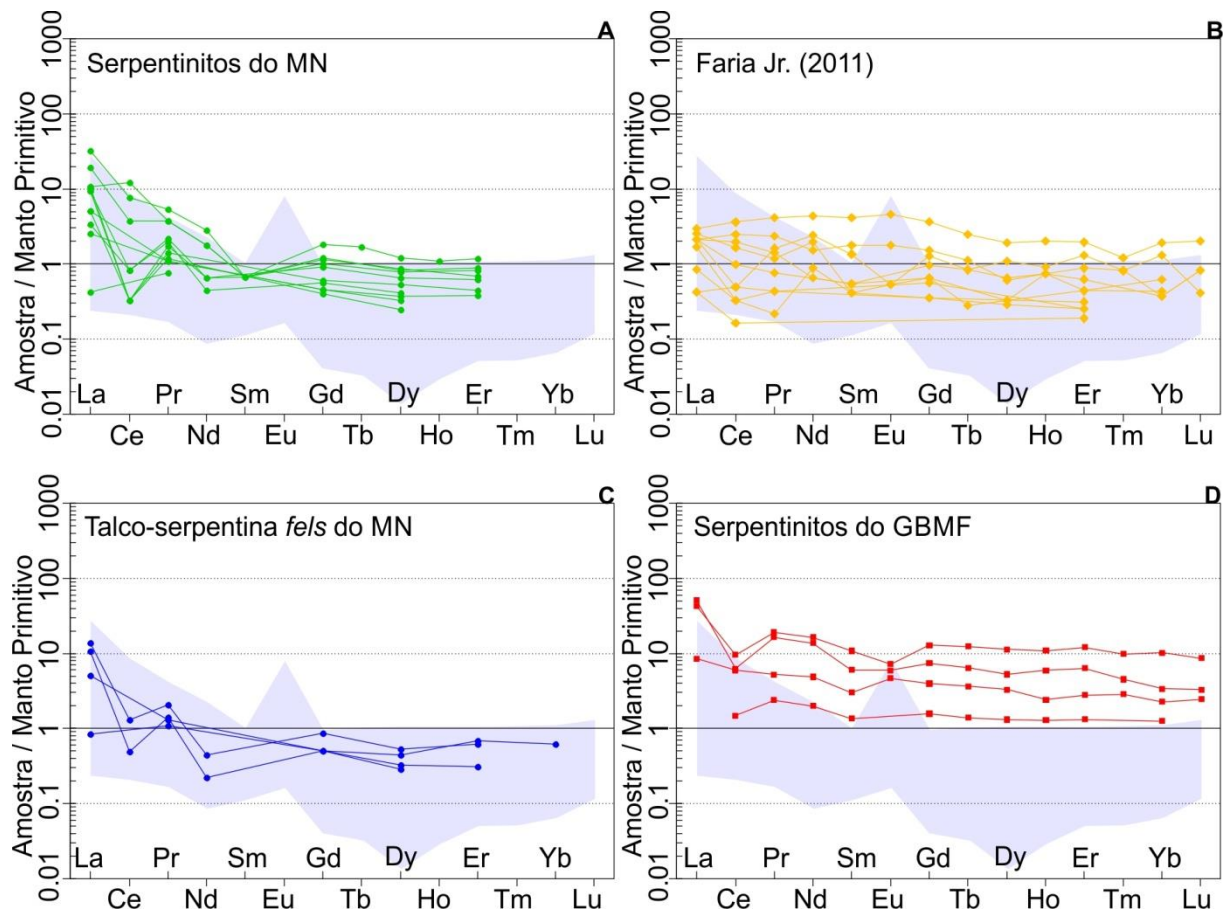


Figura 7.5 - Diagramas de distribuição de ETR normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995). A região em cinza representa a composição de serpentinitos originados a partir de dunitos subductados, refertilizados (Deschamps et al, 2013).

7.3. Considerações Parciais

Os serpentinitos do MN possuem a razão $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ próxima a de olivinas com composição $\text{Fo}_{>90}$, concordando com as discussões de capítulos anteriores que propunham o protólito destes serpentinitos como um dunito. Entretanto os serpentinitos não apresentam a composição esperada para um dunito, pois durante a serpentinição há um aumento nos teores de SiO_2 e uma diminuição de FeO e MgO , permitindo manter uma razão $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ próxima da original (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1982). Outro fator que corrobora para um metamorfismo em sistema aberto é o fato de não haver um elevado volume de brucita na rocha, indicando que parte do MgO foi perdido para a solução/fluido metamórfico (BUCHER; GRAPES, 2011).

Nos talco-serpentina fels os teores de cério estão na ordem de 50 a 500 vezes mais enriquecidos em relação aos serpentinitos. Para o lítio este enriquecimento está na ordem de 30 a 100 vezes. Estes valores indicam que a esteatização foi gerada por um fluido rico em elementos litófilos de raio iônico grande (LILE). Também é possível propor que este fluido removeu o níquel do dunito.

A distinção entre os serpentinitos do MN e do GBMF fica bem evidente nos diagramas de elementos maiores e em alguns de elementos menores. Isso se deve principalmente ao fato dos serpentinitos do GBMF possuírem uma quantidade elevada de clorita e opacos, e não foi reconhecida a ocorrência de brucita nestas rochas (CARVALHO; 1990, SZABÓ, 1996; LIMA; 2014). Outro fator que corrobora para esta distinção é que Szabó (1996) considera que estes serpentinitos são formados a partir de anfibólio xistos e não de dunitos.

Os diagramas propostos por Deschamps et al. (2013) também contribuem para a hipótese que o protólito do maciço do MN seria um dunito de origem mantélica e apontam que esta rocha foi refertilizada pela interação com fluidos metamórficos de média a alta temperatura, anteriormente a serpentinição.

8. MODELO PROPOSTO PARA O MORRO DO NÍQUEL E CONCLUSÕES

No presente capítulo é apresentado o modelo proposto para o maciço do Morro do Níquel, abrangendo desde a possível origem do protólito do serpentinito até a serpentinização deste corpo ultramáfico.

8.1. Modelo Geológico Proposto para o Morro do Níquel

As discussões parciais apresentadas nos capítulos anteriores sugerem que o protólito dos serpentinitos do Morro do Níquel seria um dunito, ou seja, uma rocha constituída por mais de 90% de olivina modal. Este dunito não poderia corresponder a uma parte de um complexo máfico-ultramáfico acamadado, pois possui espessura superior a 300 metros e não apresenta nenhum tipo acamamento, vestígios de textura cumulática e variações laterais em toda sua extensão. Também é descartada a ideia de que o este dunito seria a porção basal do GBMF, devido às diferenças texturais, mineralógicas e geoquímicas entre os serpentinitos do Morro do Níquel e os da sequência *greenstone belt*. A geoquímica dos serpentinitos indica que este dunito seria de origem mantélica e que fora submetido à interação com fluídos metamórficos de alta temperatura, resultando na sua refertilização, ou seja, os seus teores ETR foram modificados.

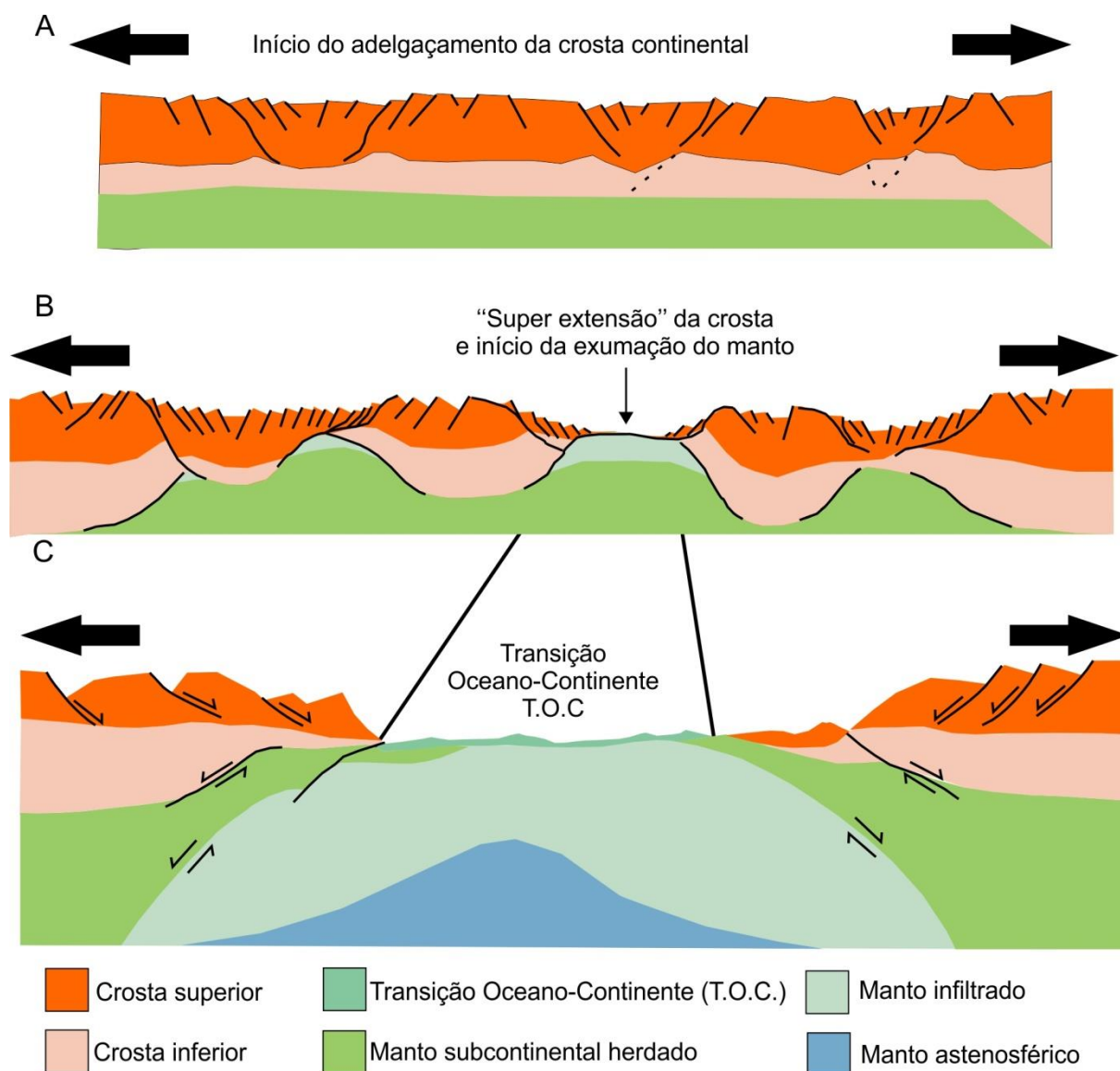
Desta maneira, propõe-se aqui que este dunito corresponderia a uma porção do manto exumado e que posteriormente foi envolvido no evento tectono-metamórfico brasileiro que afetou a região. A exumação do manto teria ocorrido durante a “super extensão” da crosta, no ambiente de transição oceano-continente (OCT - *Ocean-Continental Transition* (DICK et al 2003; MANATSCHAL; MUNTENNER 2009; UNTERNEHR et al., 2010; BRONNER et al., 2011; MANATSCHAL, 2012))

O modelo proposto para a evolução do Morro do Morro do Níquel, desde a exumação do corpo dunítico mantélico até a serpentinização segue abaixo:

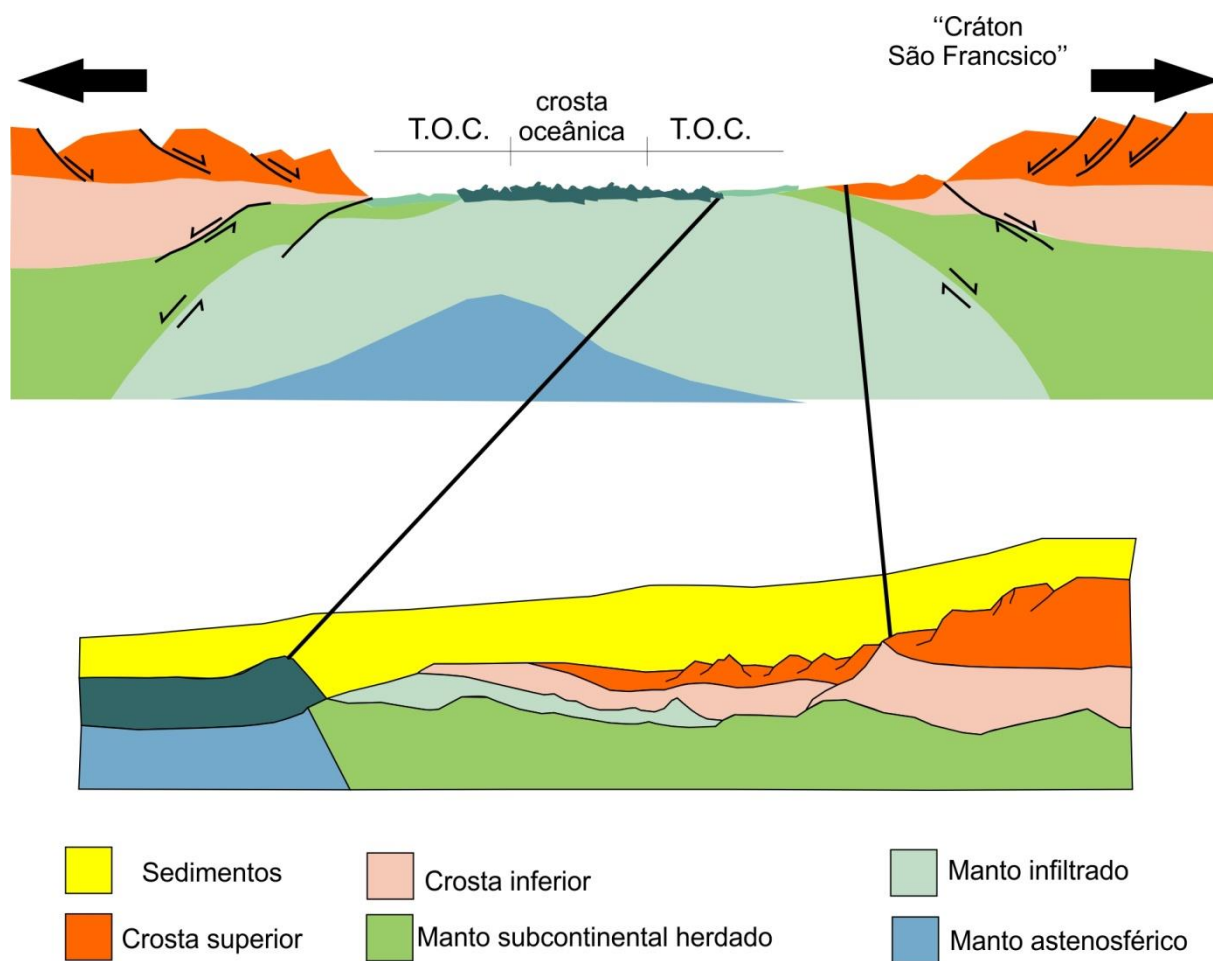
1. Exumação do dunito mantélico: Este processo se inicia com o adelgaçamento da crosta continental durante a instalação de um sistema rifte e evolui de maneira a permitir a “super extensão” da crosta (Fig. 8.1). O ambiente gerado é denominado de Transição Oceano-Continente (T.O.C) que contém porções do manto exumado (Fig. 8.1).

2. O processo de extensão continua até o desenvolvimento de uma crosta oceânica. O dunito estaria alojado na porção do T.O.C., junto ao embasamento cristalino, na margem passiva da placa que contém o Cráton São Francisco (Fig. 8.2).
3. Posteriormente a porção da crosta, onde o dunito exumado se encontra, é envolvida no evento tectono-metamórfico Brasileiro. Durante a colisão entre o Cráton São Francisco e a Placa Paranapanema, parte do manto exumado na margem da placa Sanfranciscana foi empurrado para o interior desta placa juntamente com os litotipos atribuídos ao Grupo Araxá. Durante este transporte tectônico é que deve ter sido desenvolvida a foliação Sn-1 em condições rúpteis-dúcteis no dunito e plástica nas litologias encaixantes. O dunito teria se comportado como um corpo mais competente em uma matriz dúctil. Nos estágios finais do desenvolvimento desta foliação, em condições mais rúpteis é atribuído o processo de esteatização em condições de anfibolito inferior. Neste momento e, provavelmente, durante todo o processo de transporte tectônico ocorre a refertilização do dunito, aspecto congruente com a biotitização do dunito na borda de infiltração “granítica” pegmatoide observado próximo a base do maciço. A talcificação também pode ter ocorrido nos estágios iniciais do desenvolvimento da Foliação Sn.
4. A serpentinização do dunito ocorre tardiamente à atividade do Cinturão de Cisalhamento do Campo do Meio, em condições de fácies visto verde inferior a fácies prehnita-pumpellyíta.

A serpentinização deve ter continuado durante a exumação por erosão, até a exposição do maciço. Com a exposição do maciço ocorre o processo de laterização e enriquecimento de níquel laterítico, formando o depósito mineral.



8.1 - Modelo proposto para a exumação do dunito mantélico para o Morro do Níquel. A) Adelgaçamento da crosta continental durante a instalação de um sistema rifte. B) Desenvolvimento da “super extensão” da crosta. Ambiente Transição Oceano-Contidente (T.O.C) que contém porções do manto exumado.



8.2 - 2. A) Desenvolvimento de uma crosta oceânica. B) O dunito alojado na porção do T.O.C., junto ao embasamento cristalino, na margem passiva da placa que contém o Cráton São Francisco.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, S. F. **Recursos minerais do Brasil**. São Paulo. Editora E. Blucher, 1973.
- AGRINIER, P.; CANNAT, M. Oxygen-isotope constraints on serpentinization processes in ultramafic rocks from the mid-atlantic ridge (23°N). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, v. 153, n. 1990, p. 381–388, 1997.
- ALLEN, D. E.; SEYFRIED, W. E. Compositional controls on vent fluids from ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: An experimental study at 400 C, 500 bars. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 67, n. 8, p. 1531–1542, 2003. Elsevier.
- ALECRIM, J.D. e PINTO, L.C. - **Prospecção geoquímica orientativa por solos, Passos Alpinópolis**. Metamig - Relatório Interno. 1980a
- ALMEIDA, F. F. M. D. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Brasil. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**. Rio de Janeiro, p. 5- 29. 1967.
- ALMEIDA, F. F. M. D. Evolução tectônica do Centro- Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, p. 5-93, 1968.
- ALMEIDA, F. F. M. D. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, p. 349- 363, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M. D. O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1981,. **Anais...** SBG - Núcleo da Bahia, 1981. p. 1- 10.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO- NEVES, B.B de. The Upper Precambrian of South America. **Boletim do Instituto de Geociências**, v. 7, n. USP, p. 45- 80, 1976.
- ALMEIDA F.F.M. de; HASUI Y.; BRITO- NEVES, B.B de; FUCK R. A. Brazilian Structural Provinces: an introduction. **Earth-Science Review**, 17: 1- 29, 1981.
- ALMEIDA, T. I. R.; CARVALHO E SILVA, M. L. M. Composição isotópica de carbono e oxigênio dos veios de magnesita microcristalina do Morro do Níquel. **Boletim IG-USP, Publicação Especial**, v. 12, p. 3–4, 1992.
- ARAI, S; ISHIMARU, S. Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: a review. **Journal of Petrology**, v. 49, n. 4, p. 665-695, 2007.
- AUMENTO, F.; LOUBAT, H. The Mid-Atlantic ridge near 45° N. XVI. Serpentinized ultramafic intrusions. **Canadian Journal of Earth Sciences**, NRC Research Press, v. 8, n. 6, p. 631–663, 1971.

BACH, W.; GARRIDO, C. J.; PAULICK, H.; HARVEY, J.; ROSNER, M. Seawater-peridotite interactions: First insights from ODP Leg 209, MAR 15 N. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, Wiley Online Library, v. 5, n. 9, 2004.

BALLHAUS, C.; BERRY, R. F.; GREEN, D. H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Springer, v. 107, n. 1, p. 27–40, 1991.

BARBOSA, O. Guia das excursões do IX Congresso Brasileiro de Geologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 9. **Notas...** da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, v. 3 p. 3- 5, 1955.

BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C.A.B.R. Geologia da região do Triângulo Mineiro. **Boletim do DNPM- DFPM**, p.136-200, 1970.

BELL, T. H. Deformation partitioning and porphyroblast rotation in meta-morphic rocks: a radical reinterpretation. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 3, n. 2, p. 109-118, 1985.

BOILLOT, G.; GRIMAUD, S.; MAUFFRET, A.; et al. Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. **Earth and Planetary Science Letters**, Elsevier v. 48, n. 1, p. 23–34, 1980.

BONATTI, E. Serpentine protrusions in the oceanic crust. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 32, n. 2, p. 107–113, 1976.

BOWEN, N. L. **The evolution of the igneous rocks**. Dover Publications, 1928.

BRAUN, O. P. G.; BAPTISTA, M. B. Considerações sobre a geologia pré- cambriana da região sudeste e parte da região centro - oeste do Brasil. **Boletim Especial**, Salvador, v. 3, p. 225- 231, 1978.

BRENNER, T. L.; TEIXEIRA, N. A.; OLIVEIRA, J. A. L.; FRANKE, N. D.; THOMPSON, J. F. H. The O'Toole nickel deposit, Morro do Ferro Greenstone Belt, Brazil. **Economic Geology**, v. 85, p. 904–920, 1990.

BRINDLEY, G. W.; SOUZA, J. V. de. A golden-colored ferrinickel chloritic mineral from Morro do Niquel, Minas Gerais, Brazil. **Clays and Minerals**, v. 23, p. 11–15, 1975a.

BRINDLEY, G.W.; SOUZA, J.V. de. Nickel-containing montmorillonites and chlorites from Brazil, with remarks on schuchardite. **Min. Mag.** v. 40, p. 141-152, 1975b.

BRONNER, A.; SAUTER, D.; MANATSCHAL, G.; PÉRON-PINVIDIC, G.; MUNSCHY, M. Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. **Nature Geoscience**, Nature Publishing Group, v. 4, n. 8, p. 549, 2011.

BUCHER, K.; GRAPES, R. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. Springer Science & Business Media, 2011.

CAGNIONCLE, A.-M.; PARMENTIER, E. M.; ELKINS-TANTON, L. T. Effect of solid flow above a subducting slab on water distribution and melting at convergent plate boundaries. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, Wiley Online Library, v. 112, n. B9, 2007.

- CAMPOS NETO, M. da. C. C.; BASEI, M. A. S.; VLACH, S. R. F.; CABY, R.; SZABÓ, G. A. J.; VASCONCELOS, P. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem Brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE-Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, v. 4, n. 1, p. 13-40, 2004.
- CANDIA, M. A. F.; GASPAR, J. C.; SZABÓ, G. A. J. Ferricromita : revisão e implicações petrogenéticas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 4, p. 349–354, 1997.
- CANNAT, M. Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p. 4163, 1993.
- CANNAT, M.; MANATSCHAL, G.; SAUTER, D.; PÉRON-PINVIDIC, G. Assessing the conditions of continental breakup at magma-poor rifted margins: What can we learn from slow spreading mid-ocean ridges? **Comptes Rendus - Geoscience**, v. 341, n. 5, p. 406–427, 2009b.
- CANNAT, M.; MEVEL, C.; MAIA, M.; et al. Thin Crust, Ultramafic Exposures, and Rugged Faulting Patterns at Mid-Atlantic Ridge (22-Degrees 24-Degrees-N). **Geology**, v. 23, n. 1, p. 49–52, 1995.
- CARVALHO, S. G. **Geologia e potencial de mineralização dos arredores de Fortaleza de Minas**. 1983. 216 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional e Recursos Minerais) –Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1983.
- CARVALHO, S. G. DE. **Geologia, petrologia e metalogenia da Sequência Vulcano - Sedimentar de Alpinópolis, Minas Gerais**, 1990. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 1990.
- CARVALHO, S. G. et al. Paragêneses e possível origem dos xistos básicos e ultrabásicos em Fortaleza de Minas e Arredores – MG. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. **Anais...** Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, p. 641-647, 1982.
- CARVALHO, S. G.; SOARES, P. C.; BARBOUR, A. P. Mineralizações nos terrenos Greenstone de Alpinópolis e Fortaleza de Minas- MG. **Geociências** (São Paulo), São Paulo, v. 11, p. 19- 47, 1992.
- CARVALHO, S.G. de; SOARES, P.C.; ANTONIO, M.C.; ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M.A F. de. Geologia da Sequência Vulcano- Sedimentar de Alpinópolis (MG). **Revista Brasileira de Geociências** , v. 23, n. 1, p. 38- 51, 1993.
- CAVALCANTE, J. C.; CUNHA, H. C. DAS; CHIEREGATI, L. A.; et al. **Projeto Sapucaí. Estado de São Paulo e Minas Gerais**. 1979.
- CAWTHORN, R. G. **Layered Intrusions**. Elsevier, 1996.
- CAWTHORN, R. G.; BARNES, S. J.; BALLHAUS, C.; MALITCH, K. N. Platinum-group element, chromium, and vanadium deposits in mafic and ultramafic rocks. **Economic Geology**, v. 100, p. 215–249, 2005.
- CHARLIER, B.; NAMUR, O.; LATYPOV, R.; TEGNER, C. **Layered Intrusions**. Springer, 2015.

COLEMAN, R. G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. **Journal of Geophysical Research**, v. 76, n. 5, p. 1212-1222, 1971. CONDIE, K. C. **Archean greenstone belts**. Elsevier, 1971.

CONTRERAS-REYES, E.; GREVEMEYER, I.; FLUEH, E. R.; SCHERWATH, M.; HEESEMANN, M. Alteration of the subducting oceanic lithosphere at the southern central Chile trench--outer rise. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, Wiley Online Library, v. 8, n. 7, 2007.

CAMPOS NETO, M. da C.; STIPP BASEI, M. A.; FARIAS VLACH, S. R.; et al. Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses: Um Esboço da Colagem Brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil. **Geologia USP - Serie Científica**, v. 4, n. 1, p. 13–40, 2004.

CROSTA, A. P.; CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G. A. J.; SCHRANK, A. Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos arqueanos e proterozóicos do sudoeste de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia, **Anais...** . p.710–721, 1986.

CURRIE, C. A.; WANG, K.; HYNDMAN, R. D.; HE, J. The thermal effects of steady-state slab-driven mantle flow above a subducting plate: the Cascadia subduction zone and backarc. **Earth and Planetary Science Letters**, Elsevier, v. 223, n. 1, p. 35–48, 2004.

DAVINO, A. O baixo gravimétrico da região de Caldas Novas, Goiás . In: SIMP. REG. GEOL., 2, 1979, Rio Claro., **Atas...SBG- NSP**, p. 87- 100, 1979.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **Rock Forming Minerals, Volume 1A: Orthosilicates**. The Geological Society, v. 1, p. 919, 1982.

DEL LAMA, E. A.; ZANARDO, A.; MORALES, N.; OLIVEIRA, M.A.F. Metamorfismo da porção sul do Complexo Campos Gerais. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Boletins de Resumos Expandidos...** SBG, v.1, p. 407- 408, 1992.

DEL LAMA, E.A. . **Petrologia das rochas metamórficas de alto grau do Complexo Campos Gerais e correlação com as do Complexo Varginha-Guaxupé: estudos termobarométricos**. 132 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 1993.

DEL LAMA, E.A. **Terrenos granulíticos de Guaxupé: evolução petrológica de um segmento da crosta inferior** . 188 f. Tese (Doutorado em Petrologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 1998.

DEL LAMA, E.A.; ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M. A. F.; MORALES, N. Exhumation of high - pressure granulites of the Guaxupé Complex, southeastern Brazil. **Geological Journal**, Sussex, v. 35, p. 231- 249, 2000.

DELVIGNE, J.; BISDOM, E. B. A.; SLEEMAN, J.; STOOPS, G. **Olivines, their pseudomorphs and secondary products**. 1979.

DESCHAMPS, F.; GODARD, M.; GUILLOT, S.; HATTORI, K. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. **Lithos**, v. 178, p. 96–127, 2013. Elsevier B.V.

DESCHAMPS, F.; GUILLOT, S.; GODARD, M.; ANDREANI, M.; HATTORI, K. Serpentinites act as sponges for fluid-mobile elements in abyssal and subduction zone environments. **Terra Nova**, Wiley Online Library, v. 23, n. 3, p. 171–178, 2011.

DEWEY, J. F. Ophiolite obduction. **Tectonophysics**, Elsevier v. 31, n. 1-2, p. 93–120, 1976.

DICK, H. J. B.; LIN, J.; SCHOUTEN, H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge. **Nature**, v. 426, n. 6965, p. 405–412, 2003.

DILEK, Y., 2003, Ophiolite concept and its evolution, **Geological Society of America Special Paper** 373, p. 1–16.

DILEK, Y.; FURNES, H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. **Geological Society of America Bulletin**, v. 123, n. 3-4, p. 387–411, 2011.

DILEK, Y.; FURNES, H. Ophiolites and their origins. **Elements**, GeoScience World , v. 10, n. 2, p. 93–100, 2014.

DILEK, Yildirim; FURNES, Harald (Ed.). **Evolution of Archean Crust and Early Life**. Springer, 2013.

DILEK, Y.; ROBINSON, P. T. Ophiolites in earth history: introduction. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 218, n. 1, p. 1–8, 2003.

EBERLE, M. A.; GRASSET, O.; SOTIN, C. A numerical study of the interaction between the mantle wedge, subducting slab, and overriding plate. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, Elsevier, v. 134, n. 3, p. 191–202, 2002.

EBERT, H. Pesquisa na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. **Relatório Anual Div. Geol. Mineral.**, Rio de Janeiro, p. 79- 89, 1955

EBERT, H. Beitrag zur Gliederung des Präkambrius in Minas Gerais. **Geologische Rundschau**, v. 45, p. 471–521, 1956a.

EBERT, H. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais, **Relatório Anual Div. Geo. Mineral**. DNPM, p. 97- 107 e 136- 137. 1957.

EBERT, H. Baustil und Regionalmetamorphose in präkambrischen Grundgebirge Brasiliens. **Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt**, v. 8, p. 49- 81, 1962.

EBERT, H. A estrutura Pré- Cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. **B. Paran. Geociências**, Curitiba, v. 26, p. 42- 44, 1967.

EBERT, H. Ocorrência da Fácies Granulíticas do Sul de Minas Gerais e em Áreas Adjacentes, em Dependência da Estrutura Orogênica: Hipótese Sobre Sua Origem. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** , Rio de Janeiro, n. 40, p. 215- 229, 1968.

EBERT, H. **Os paraibides entre São João Del Rei (Minas Gerais) e Itapira (São Paulo) e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides** . FFCLRC. Rio Claro, p. 37. 1971.

EPP, D.; SUYENAGA, W. Thermal contraction and alteration of the oceanic crust. **Geology**, v. 6, n. 12, p. 726, 1978.

ESCARTIN, J.; HIRTH, G.; EVANS, B. Effects of serpentinization on the lithospheric strength and the style of normal faulting at slow-spreading ridges. **Earth and Planetary Science Letters**, Elsevier, v. 151, n. 3-4, p. 181–189, 1997.

ESCARTÍN, J.; MÉVEL, C.; MACLEOD, C. J.; MCCAIG, A. M. Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: The Mid-Atlantic Ridge core complex at 15 45 N. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, Wiley Online Library, v. 4, n. 8, 2003.

ESSON, J.; SANTOS, L.C. dos. The occurrence, mineralogy and chemistry of some garnierites from Brazil. **Bull. B.R.G.M.**, Sect. II 3:263-274, 1978 .

EVANS, B. W.; JOHANNES, W.; OTERDOOM, H.; TROMMSDORF, V. Stability of chrysotile and antigorite in the serpentine multisystem. **Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen**, v. 56, p. 79–93, 1976.

EVANS, B. W. The serpentinite multisystem revisited: chrysotile is metastable. **International Geology Review**, v. 46, n. 6, p. 479-506, 2004.

FARIA JÚNIOR, Í. R. **Modelo estrutural da mineralização na jazida Morro do Níquel, Pratápolis, MG**. 2011. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 2011.

FERNANDES, N. H. **Caracterização petrográfica e química das formações ferríferas bandadas do Depósito Fortaleza de Minas em Fortaleza de Minas (MG)**. Rio Claro. 116 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 1997

FERNANDES N. H. **Origem e evolução das formações ferríferas bandadas no sudoeste do Estado de Minas Gerais**. Rio Claro. 184 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 2002.

FERNANDES, N. H.; CARVALHO, S. G. de; ZANARDO, A.; FERNANDES, T. M. G. Grau Metamórfico das Formações Ferríferas do Greenstone Belt Morro do Ferro: Abordagem Utilizando Texturas de Exsolução em Anfibólios. **Revista de Geociências**, (UNESP), São Paulo - SP, v. 22, n.01, p. 53- 63, 2003.

FONSECA, M. G. J.; SILVA, Z. C. G.; CAMPOS, D. DE A.; TOSATTO, P. **Carta geológica do Brasil ao Milionésimo – Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape**. 1979.

FOSTER, N. F.; WOZNIAKIEWICZ, P. J.; PRICE, M. C.; KEARSLEY, A. T.; BURCHELL, M. J. Identification by Raman spectroscopy of Mg-Fe content of olivine samples after impact at 6kms-1 onto aluminium foil and aerogel: In the laboratory and in Wild-2 cometary samples. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 121, p. 1–14, 2013. Elsevier Ltd.

FRANCIS, T. J. G. Serpentinization faults and their role in the tectonics of slow spreading ridges. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 86, n. B12, p. 11616–11622, 1981. Wiley Online Library.

FRÜH-GREEN, G. L.; PLAS, A.; LÉCUYER, C. 14. Petrologic and stable isotope constraints on hydrothermal alteration and serpentinization of the EPR shallow mantle at Hess Deep (site 895). **Proceedings of the Ocean Drilling Program**, Scientific Results. . v. 147, p.255–291, 1996.

FUCK, R. A. Dobramentos Neoproterozóicos da Margem Ocidental do Cráton São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990. **Anais... SBG.**, p.288–289, 1990.

FURNES, Harald; DE WIT, Maarten; DILEK, Yildirim. Precambrian greenstone belts host different ophiolite types. In: **Evolution of Archean Crust and Early Life**. Springer Netherlands, 2014. p. 1-22.

FYFE, W.S.; LEONARDOS, O.H. Ancient Metamorphic – Migmatite Belts of the Brazilian Atlantic Coast: the African Connection. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 4 (4): 247-251. 1974.

GERYA, T. V; STÖCKHERT, B.; PERCHUK, A. L. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation. **Tectonics**, Wiley Online Library, v. 21, n. 6, 2002.

GOODWIN, Alan M. Archaean plates and greenstone belts. **Developments in Precambrian Geology**, v. 4, p. 105-135, 1981.

GORCZYK, W.; GUILLOT, S.; GERYA, T. V; HATTORI, K. Asthenospheric upwelling, oceanic slab retreat, and exhumation of UHP mantle rocks: Insights from Greater Antilles. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 34, n. 21, 2007.

GRAY, D. R.; GREGORY, R. T.; MILLER, M McL. A new structural profile along the Muscat-Ibra transect, Oman: Implications for emplacement of the Samail ophiolite. **Special paper-Geological Society of America**, n. 349, p. 513-523, 2000.

GRIFFON, J. C.; RICHTER, H. Geologia, mineração e tratamento de minério de níquel do Morro do Níquel - MG. **Geologia e Metalurgia**, v. 40, p. 385–405, 1976.

GUILLOT, S.; HATTORI, K.; AGARD, P.; SCHWARTZ, S.; VIDAL, O. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: a review. **Subduction Zone Geodynamics**, Springer, p.175–205, 2009.

GUILLOT, S.; HATTORI, K. H.; SIGOYER, J. DE. Mantle wedge serpentinization and exhumation of eclogites: insights from eastern Ladakh, northwest Himalaya. **Geology**, Geological Society of America, v. 28, n. 3, p. 199–202, 2000.

GUILLOT, S.; HATTORI, K. H.; SIGOYER, J. DE; NÄGLER, T.; AUZENDE, A. L. Evidence of hydration of the mantle wedge and its role in the exhumation of eclogites. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 193, n. 1-2, p. 115–127, 2001.

HADDAD, R. C. **O Batólito Granitóide Pinhal-Ipuiúna (SP -MG): um exemplo do magmatismo cálcio-alcálico potássico neoproterozóico no sudeste brasileiro**. São Paulo. 270 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1995.

HARKER, A.; CLOUGH, C. T. **The Tertiary igneous rocks of Skye**. HM Stationery Office, 1904.

HASUI, Y.; QUADE, H. Structural evolution of the Precambrian in the southern Minas Gerais region. In: GEOWISSENSCHAFTLICHES LATEINAMERIKA-KOLLOQUIUM, 11, Hannover **Anais...** . p.53, 1988.

HATTORI, K. H.; GUILLOT, S. Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge. **Geology**, v. 31, n. 6, p. 525–528, 2003.

HEILBRON, M. et al. O Contato Basal do Grupo Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte. **Anais...** SGB/Núcleo MG. 1987. p. 178- 198.

HILAIRET, N.; REYNARD, B. Stability and dynamics of serpentinite layer in subduction zone. **Tectonophysics**, Elsevier. 465, n. 1, p. 24–29, 2009.

HILAIRET, N.; REYNARD, B.; WANG, Y.; et al. High-pressure creep of serpentine, interseismic deformation, and initiation of subduction. **Science**, American Association for the Advancement of Science , v. 318, n. 5858, p. 1910–1913, 2007.

IRVINE, T. N. Terminology for layered intrusions. **Journal of Petrology**, Oxford University Press , v. 23, n. 2, p. 127–162, 1982.

JANASI, V.A. Crustal anatexis and granite genesis in the Socorro - Guaxupé Thrust Nappe, southeastern Brazil: some constraints from elemental geochemistry. **Revista Brasileira de Geociências** , 27(1):139- 150, 1997.

KARSON, J. A.; FRÜH-GREEN, G. L.; KELLEY, D. S.; et al. Detachment shear zone of the Atlantis Massif core complex, Mid-Atlantic Ridge, 30 N. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, Wiley Online Library, v. 7, n. 6, 2006.

KARSON, J. A.; LAWRENCE, R. M.; et al.. Tectonic setting of serpentinite exposures on the western median valley wall of the MARK area in the vicinity of Site 920. PROCEEDINGS-OCEAN DRILLING PROGRAM SCIENTIFIC RESULTS. **Anais...** . p.5–22, 1997.

KAWAKATSU, H.; WATADA, S. Seismic evidence for deep-water transportation in the mantle. **Science**, American Association for the Advancement of Science, v. 316, n. 5830, p. 1468–1471, 2007.

KEKEN, P. E. VAN; HACKER, B. R.; SYRACUSE, E. M.; ABERS, G. A. Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, Wiley Online Library , v. 116, n. B1, 2011.

KERRICK, D. Serpentinite seduction. **Science**, American Association for the Advancement of Science, v. 298, n. 5597, p. 1344–1345, 2002.

KLEIN, F.; BACH, W. Fe-Ni-Co-O-S phase relations in peridotite-seawater interactions. **Journal of Petrology**, v. 50, n. 1, p. 37–59, 2009.

KONG, L. S. L.; SOLOMON, S. C.; PURDY, G. M. Microearthquake characteristics of a mid-ocean ridge along-axis high. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, Wiley Online Library, v. 97, n. B2, p. 1659–1685, 1992.

KUEBLER, K. E.; JOLLIFF, B. L.; WANG, A.; HASKIN, L. A. Extracting olivine (Fo-Fa) compositions from Raman spectral peak positions. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 70, n. 24, p. 6201–6222, 2006.

KUSKY, T. M.; VEARNCOMBE, J. Structural aspects. **Oxford Monographs on Geology and Geophysics**, Oxford University Press, v. 35, n. 1, p. 91–124, 1997.

LAFAY, R.; DESCHAMPS, F.; SCHWARTZ, S.; et al. High-pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: Example from the Piedmont zone of the western Alps. **Chemical Geology**, Elsevier, v. 343, p. 38–54, 2013.

LIMA, F. G. **Evolução petrogenética das rochas máficas/ultramáficas na área ao sul do Cráton São Francisco, entre as cidades de Fortaleza de Minas e Jacuí-MG**. Rio Claro. 2014. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

LIMA, F. G., ZANARDO, A.; NAVARRO, G. R. B. Geoquímica das Rochas metamáficas e metaultramáficas da Sequência Greenstone Belt Morro do Ferro na região de Fortaleza de Minas-MG. **Geochimica Brasiliensis**, v. 29, n. 1, p. 1-14, 2015.

LIMA, F. G.; ZANARDO, A.; GODOY, L. H.; NAVARRO, G. R. B. Petrografia e Geoquímica das Rochas Metamáficas e Metaultramáficas da Região de Jacuí-Bom Jesus da Penha (MG). **Geociências** (São Paulo), v. 35, n. 2, p. 302-321, 2016.

LISTER, G. S.; SNOKE, A. W. SC mylonites. **Journal of Structural Geology**, v. 6, n. 6, p. 617-638, 1984.

MACLEOD, C. J.; SEARLE, R. C.; MURTON, B. J.; et al. Life cycle of oceanic core complexes. **Earth and Planetary Science Letters**, Elsevier, v. 287, n. 3, p. 333–344, 2009.

MALTMAN, A. J. Serpentinite textures in Anglesey, North Wales, United Kingdom. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 89, n. 7, p. 972–980, 1978.

MANATSCHAL, G. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps: International **Journal of Earth Sciences**, v. 93, p. 432-466, 2004

MANATSCHAL, G. Tectono - Magmatic Evolution of Atlantic Type Rifted Margins. 2012.

MANATSCHAL, G.; MÜNTENER, O. A type sequence across an ancient magma-poor ocean-continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. **Tectonophysics**, Elsevier B.V., v. 473, n. 1-2, p. 4–19, 2009.

MARCHETTO, C. L. M. et al. Geologia e petrologia do segmento do greenstone belt Morro do Ferro a sul de Fortaleza de Minas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro. **Anais...** Sociedade Brasileira de Geologia. 1984. p. 149.

MCDONOUGH, W. F.; SUN, S. S. The composition of the Earth. **Chemical Geology**, v. 120, n. 3-4, p. 223–253, 1995.

MELFI, A. J. Les gites latéritiques D'aluminium et nickel dans les paysages du Bresil. **sér. Géol.**, v. 14, n. 2, p. 169–188, 1984.

MELFI, A. J.; TRESCASES, J. J.; CARVALHO, A.; et al. The lateritic ore deposits of Brazil. **Sciences Geologiques - Bulletin**, v. 41, n. 1, p. 5–36, 1988.

MÉVEL, C. Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. **Comptes Rendus Geoscience**, Elsevier, v. 335, n. 10, p. 825–852, 2003.

MICHAEL, P. J.; LANGMUIR, C. H.; DICK, H. J. B.; SNOW, J. E.; OTHERS. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. **Nature**, Nature Publishing Group, v. 423, n. 6943, p. 956, 2003.

MORAES, L. J. Níquel do Brasil. DNPM/DFPM. Rio de Janeiro, p. 169. 1935. (Boletim 9).

MORALES, N. **Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na sua porção ocidental**, 1993. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

MORALES, N.; ZANARDO, A.; SIMÕES, L. S. A.; GODOY, A. M. A zona de Cisalhamento Campo do Meio na região entre Fortaleza de Minas e Alpinópolis, sul de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Rio Claro **Anais...** . p.34–36, 1991. Rio CLaro - SP.

MORISHITA, T.; HARA, K.; NAKAMURA, K.; et al. Igneous, alteration and exhumation processes recorded in abyssal peridotites and related fault rocks from an oceanic core complex along the Central Indian Ridge. **Journal of Petrology**, v. 50, n. 7, p. 1299–1325, 2009.

O'HANLEY, D. S.; OTHERS. Fault-related phenomena associated with hydration and serpentine recrystallization during serpentinization. , 1991. CiteSeer.

OLIVEIRA, S. M. B. DE. Estágio atual do conhecimento a cerca do minério laterítico de níquel no Brasil e no mundo. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, v. 11, n. 2, p. 49–57, 1990.

OLIVEIRA, S. M. B. DE; TRESCASES, J. J.; MELFI, A. J. Lateritic nickel deposits of Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 27, n. 2, p. 137–146, 1992.

PARKINSON, I. J.; ARCULUS, R. J. The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites. **Chemical Geology**, Elsevier, v. 160, n. 4, p. 409–423, 1999.

PAULICK, H.; BACH, W.; GODARD, M.; et al. Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15 20 N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments. **Chemical Geology**, Elsevier, v. 234, n. 3, p. 179–210, 2006.

PRICHARD, H. M. A petrographie study of the process of serpentinisation in ophiolites and the ocean crust. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 68, n. 3, p. 231–241, 1979.

RANERO, C. R.; MORGAN, J. P.; MCINTOSH, K.; REICHERT, C. Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. **Nature**, Nature Publishing Group, v. 425, n. 6956, p. 367, 2003.

RANERO, C. R.; VILLASEÑOR, A.; PHIPPS MORGAN, J.; WEINREBE, W. Relationship between bend-faulting at trenches and intermediate-depth seismicity. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, Wiley Online Library, v. 6, n. 12, 2005.

ROIG, H.L. **Caracterização da "zona de sutura" Jacuí-Conceição da Aparecida, MG - limite norte do Cinturão Alto Rio Grande: implicações geotectônicas e metalogenéticas**. Campinas, 1993. 136f. Dissertação (Mestrado) - IG-UNICAMP.

SANTIVANEZ, A. O. As Serpentinias niquelíferas do “Morro do Níquel” em Pratápolis, Minas Gerais. **Engenharia, Mineração e Metalurgia**, p. 61–64, 1965.

- SCHMIDT, W. **Die geologie der Araxá Gruppe in sudwest Minas Gerais, Brasilien unter besonderer berücksichtigung des grunsteitels von Fortaleza de Minas.** 1983. Tese (Livre – Docente) - University of Freiburg, Freiburg, 1983.
- SANTOS, M. **Modelo estrutural da Jazida O'Tolle, Fortaleza de Minas (MG).** Rio Claro, 1996. 150p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- SCHWARTZ, S.; ALLEMAND, P.; GUILLOT, S. Numerical model of the effect of serpentinites on the exhumation of eclogitic rocks: insights from the Monviso ophiolitic massif (Western Alps). **Tectonophysics**, Elsevier, 342, n. 1, p. 193–206, 2001.
- SEARLE, M.; COX, J. Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 111, n. 1, p. 104–122, 1999.
- SHERVAIS, J. W. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. **Geochemistry, Geophysics and Geosystem**, v. 2, 2001.
- SIMÕES, L. S. A. **Evolução Tectonometamórfica da Nappe de Passos, Sudoeste de MG,** 1995. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- SIMPSON, C.; SCHMID, S. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, n. 11, p. 1281–1288, 1983.
- SKELTON, A. D. L.; VALLEY, J. W. The relative timing of serpentinisation and mantle exhumation at the ocean--continent transition, Iberia: constraints from oxygen isotopes. **Earth and Planetary Science Letters**, Elsevier, v. 178, n. 3, p. 327–338, 2000.
- SOARES, P. C. et al. Aplicação da Krigeagem em prospecção por geoquímica do solo. SIMPÓSIO DE QUANTIFICAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS DE RIO CLARO -SP, 1, **Atas...** 1985.
- SOARES, P. C.; FIORI, A. P.; CARVALHO, S. G. Tectônica colisional oblíqua entre o Bloco Paraná e a margem sul do Cráton São Francisco, no Maciço Guaxupé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1990, Natal. Anais., Natal, v. 7, p. 63- 79, 1990.
- SOARES, P. C.; CARVALHO, S. G.; FIORI, A. P. Evolução tectônica dos terrenos máficos-ultramáficos na margem sul do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, 1991. **Anais...** Rio Claro: SBG. 1991. p. 66- 68.
- STERN, R. J.; BLOOMER, S. H. Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. **Geological Society of America Bulletin**, v. 104, n. 12, p. 1621–1636, 1992.
- SVENSON, T. Produção de ferro-níquel na usina Morro do Níquel S.A. , v. 6, p. 23–32, 1968. Ouro Preto.
- SZABÓ, G. A. J. **Contexto Geológico e Petrologia das Rochas Metaultramáficas de Alpinópolis, MG,** 1989. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

SZABÓ, G. A. J. **Petrologia da Suíte Metaultramáfica da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro na região sul a oeste de Alpinópolis, MG (domínio norte do Complexo Campos Gerais)**, 1996. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

TAYLOR JR, H. P. The zoned ultramafic complexes of south-eastern Alaska, Part 4. **Ultramafic and related rocks**, John Wiley, p. 96–118, 1967.

TEIXEIRA, N. A. **Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, MG**, 1978. Instituto de Ciências Exatas, Universidade de Brasília.

TEIXEIRA, N. A.; DANNI, C. M. Petrologia de Lavas Ultrabásicas e Básicas da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro de Ferro, Fortaleza de Minas (MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 9, p. 151–158, 1979a.

TEIXEIRA, N. A.; DANNI, C. M. Geologia na Raiz de um Greenstone Belt na Região de Fortaleza de Minas, MG. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 9, n. 2, p. 17–26, 1979b.

TEIXEIRA, N. A.; MARCHETTO, C. M. L.; CHENEY, J. T.; DALCOMO, M. T.; MARTINI, S. L.; MATSUI, J. Considerações petrológicas e implicações geotectônicas do Greenstone Belt Morro do Ferro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 33, Rio de Janeiro, RJ. **Boletim Resumos...** 1984. Rio de Janeiro, SBG, 1:150.

TEIXEIRA, N. A.; GASPAR, J. C.; BRENNER, T. L.; CHENEY, J. T.; MARCHETTO, C. M. L. Geologia e Implicações Geotectônicas do Greenstone Belt Morro do Ferro (Fortaleza de Minas, MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 3, p. 209–220, 1987.

TURBAY C.V.G.; VALERIANO C.M.; ROSSI A.; ROCHA E SILVA V.G.M. 2008. Geologia do Complexo Campos Gerais ao sul de Alpinópolis, sudoeste de Minas Gerais. **Geonomos**, v. 16, n. 4, p.79-90, 2008.

TURBAY, C. V. G.; VALERIANO, C. D. M. Litogeoquímica do Complexo Campos Gerais e granitoides intrusivos, Arqueano/Paleoproterozoico, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, n. 4, p. 663–689, 2012.

ULMER, P.; TROMMSDORFF, V.; OTHERS. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. **Science-New York then Washington-**, p. 858, 1995. JSTOR.

UNTERNEHR, P.; PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G.; SUTRA, E. Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model. **Petroleum Geoscience**, v. 16, n. 3, p. 207-215, 2010.

WAGER, L. R.; BROWN, G. M. **Layered igneous rocks**. WH Freeman, 1967.

WAGER, L. R.; BROWN, L. R. **Layered Igneous Rocks**. W H Freeman & Co, 1968.

WAKABAYASHI, John; DILEK, Yildirim. What constitutes ‘emplacement’ of an ophiolite?: Mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 218, n. 1, p. 427-447, 2003.

WAKABAYASHI, J.; GATHAK, A.; BASU, A. R. Supra-subduction zone ophiolite generation, emplacement, and initiation of subduction: A perspective from geochemistry,

metamorphism, geochronology, and regional geology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 122, n. 9-10, p. 1548–1568, 2010.

WERNICK, E. The Archaean of Brazil. **Earth Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 31–48, 1981.

WERNICK, E. & FIORI, A. P. Contribuição à geologia da borda sul do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1981. **Anais...**, 1981. p. 169-179.

WICKS, F. J.; WHITTAKER, E. J. W. Serpentine texture and serpentinization. **Canadian Mineralogist**, v. 15, p. 459–488, 1977.

WINDLEY, B. F. Precambrian rocks in the light of the plate-tectonic concept. **Developments in Precambrian Geology**, Elsevier, v. 4, p. 1–20, 1981.

WINDLEY, B. F. **The Envolving Continents**. Wiley, 1995.

WINTER, J. D. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology (697 pp.) Prentice Hall. **Upper Saddle River, NJ**, 2001.

WIT, M. J. D. E. Archean greenstone belts do contain fragments of ophiolites. **Developments in Precambrian Geology**, v. 13, n. 04, 2004.

WIT, M. J. DE; ASHWAL, L. D. Greenstone belts; what are they? **South African Journal of Geology**, GSSA, v. 98, n. 4, p. 505–520, 1995.

WIT, M. J. DE; ASHWAL, L. D. **Greenstone belts**. Oxford University Press, USA, 1997.

ZANARDO, A. **Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG)**, 1992. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

ZANARDO, A. **A pesquisa geológica e de matérias-primas do centro nordeste do Estado de São Paulo e Vizinhanças**, 2003. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

ZANARDO, A.; LAMA, E. A. DEL; MORALES, N.; OLIVEIRA, M. A. F. DE. Geologia da porção limítrofe entre os blocos São Paulo e Brasília. **Geociências**, v. 15, Número Especial, p. 143–168, 1996a.

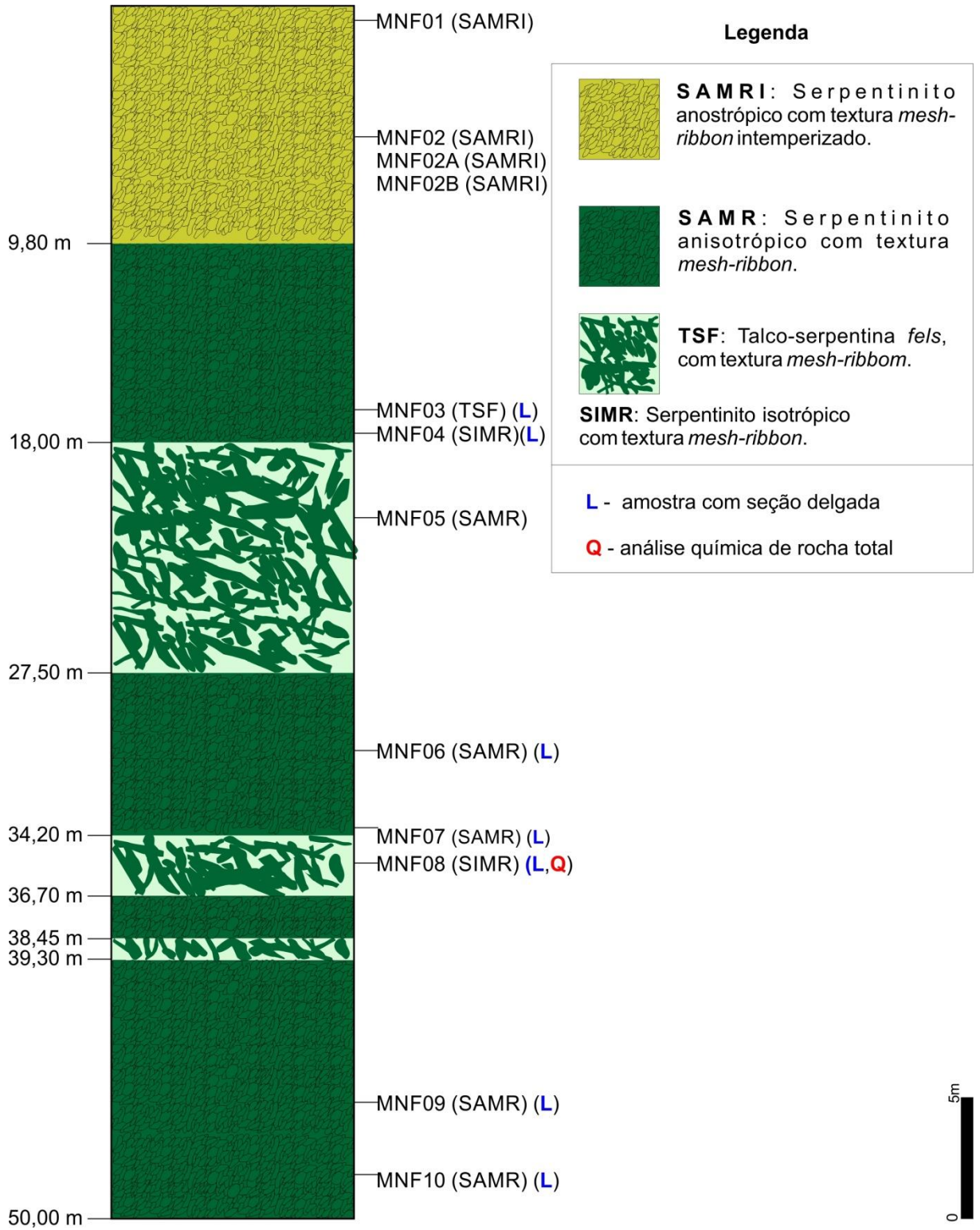
ZANARDO, A.; MORALES, N.; CARVALHO, S. G. DE; LAMA, E. A. DEL. Complexo Barbacena em seu extremo oeste: composição e evolução. **Geociências**, v. 19, n. 2, p. 253–264, 2000.

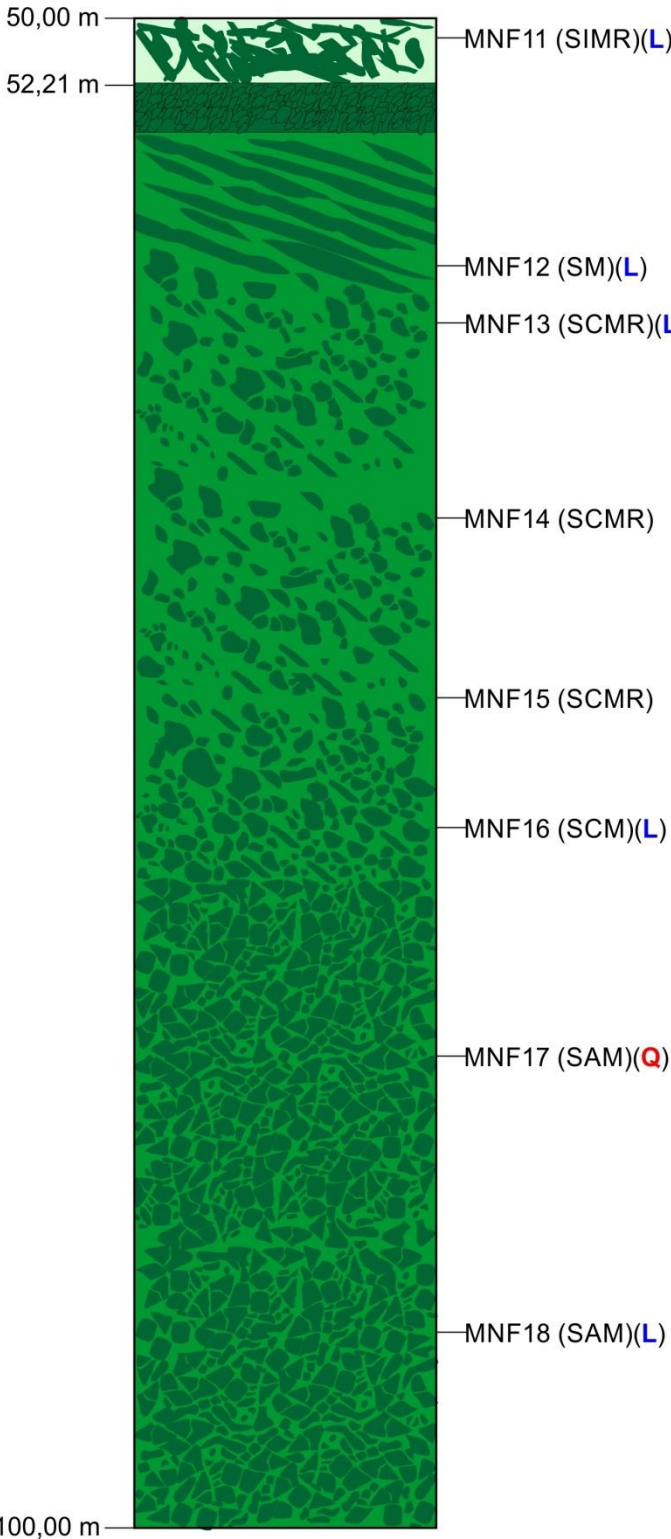
ZANARDO, A.; MORALES, N.; OLIVEIRA, M. A. F. DE; LAMA, E. A. DEL. Geologia do Grupo Araxá na Região de Passos-São Sebastião do Paraíso, Sul de Minas Gerais. **Geociências**, v. 15, n. 1, p. 253–278, 1996b.

ZANARDO, A.; MORALES, N.; OLIVEIRA, M. A. F. DE; LAMA, E. A. DEL. Tectono-Lithologic Associations of the Alterosa Paleo Suture Zone - Southeastern Brazil. **Revista da Universidade de Guarulhos**, v. 5, p. 103–117, 2006.

ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M. A. F. DE; LAMA, E. A. DEL; CARVALHO, S. G. DE. Rochas máficas e ultramáficas da Faixa Jacuí-Bom Jesus da Penha-Conceição da Aparecida (MG). **Geociências**, v. 15, n. 1, p. 279–297, 1996c.

APÊNDICE A - DESCRIÇÃO DO FURO DE SONDAGEM





Legenda



TSF: Talco-serpentina *fels*, co
textura nos *mesh-ribbon*.



S A M R: Serpentinito
anisotrópico com textura
mesh-ribbon.



SM: Serpentinito milonítico.



S C M R: Serpentinito
cataclástico com textura
mehs-ribbon.



S C M: Serpentinito
cataclástico com textura
mesh.

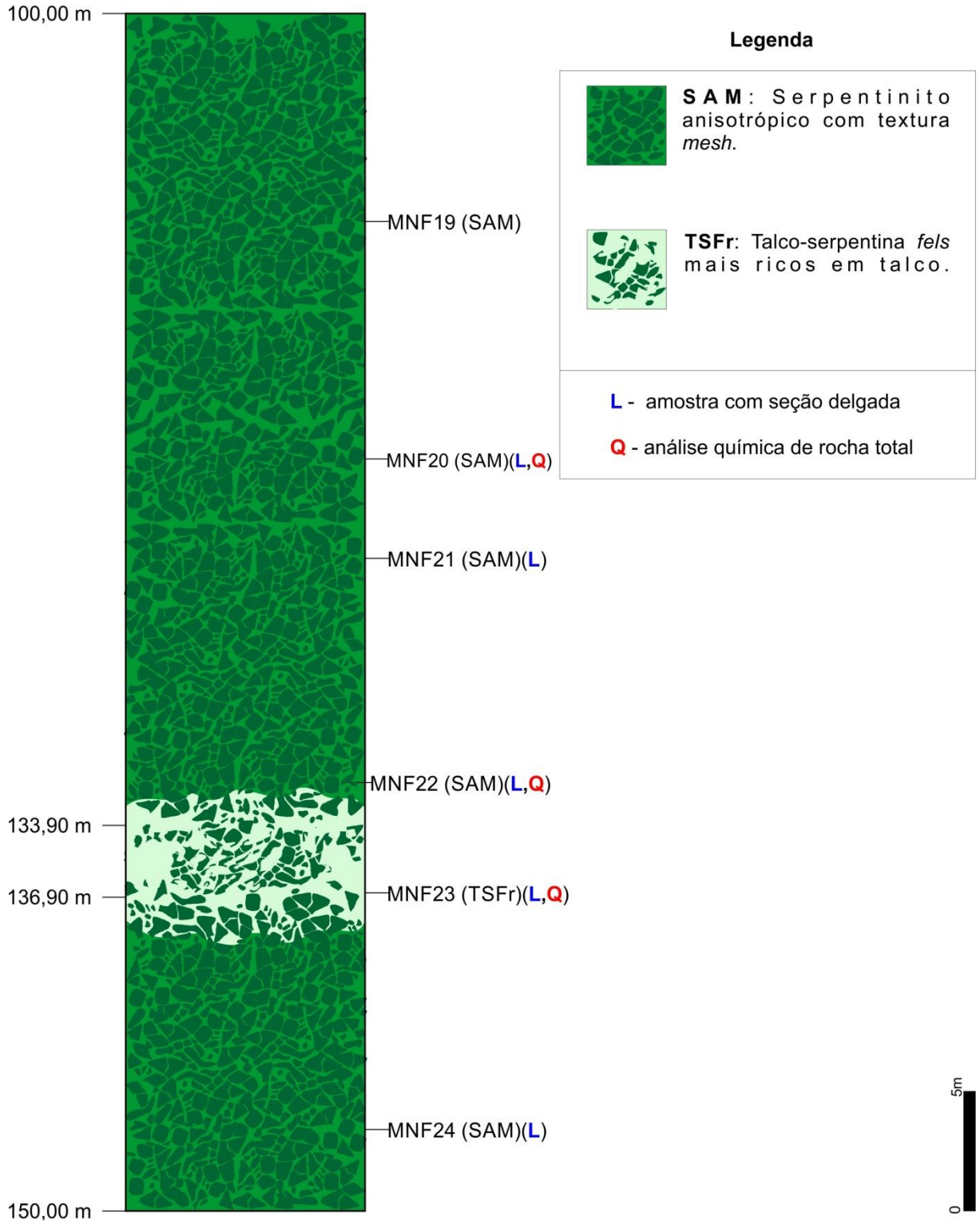


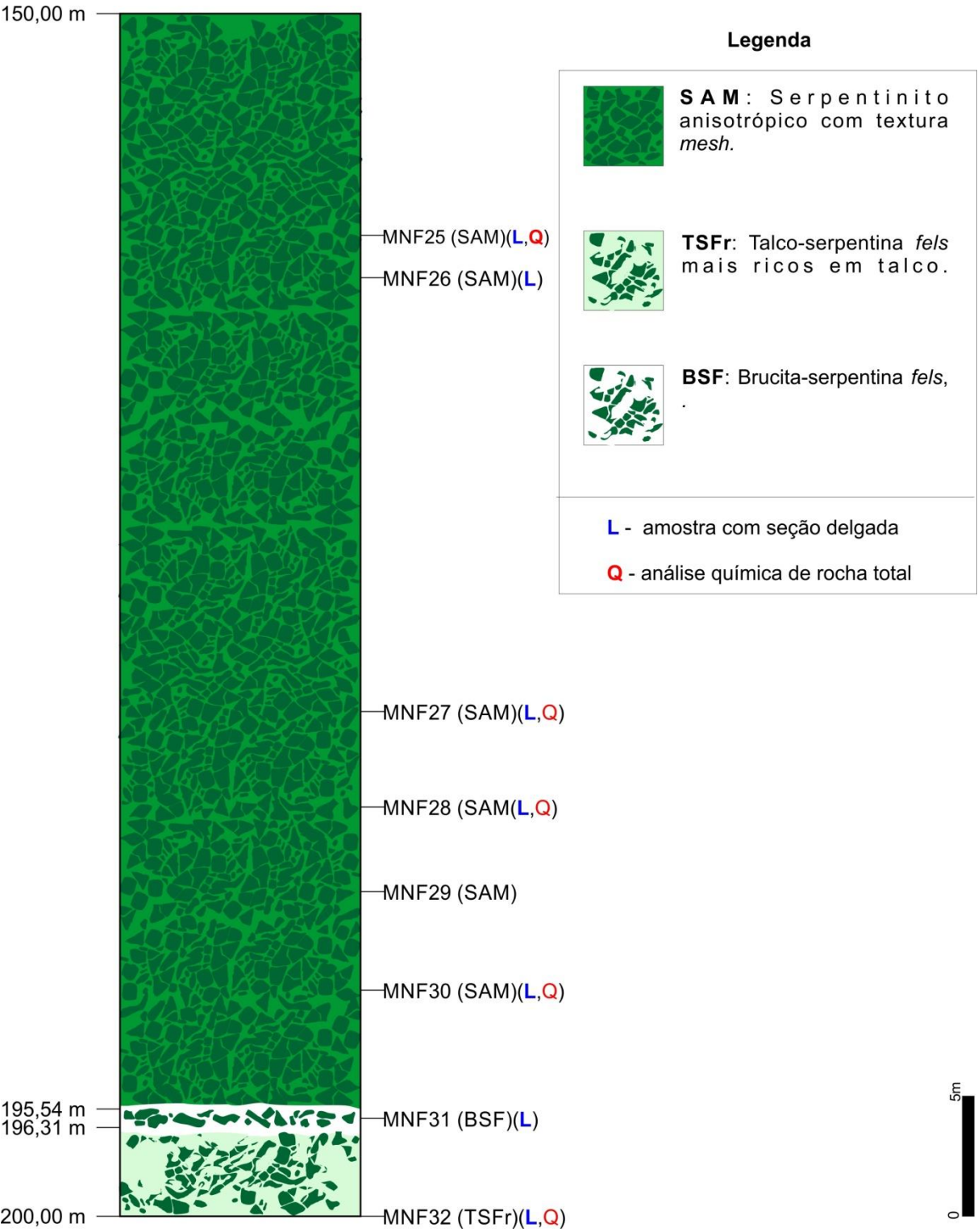
S A M: Serpentinito
anisotrópico com textura
mesh.

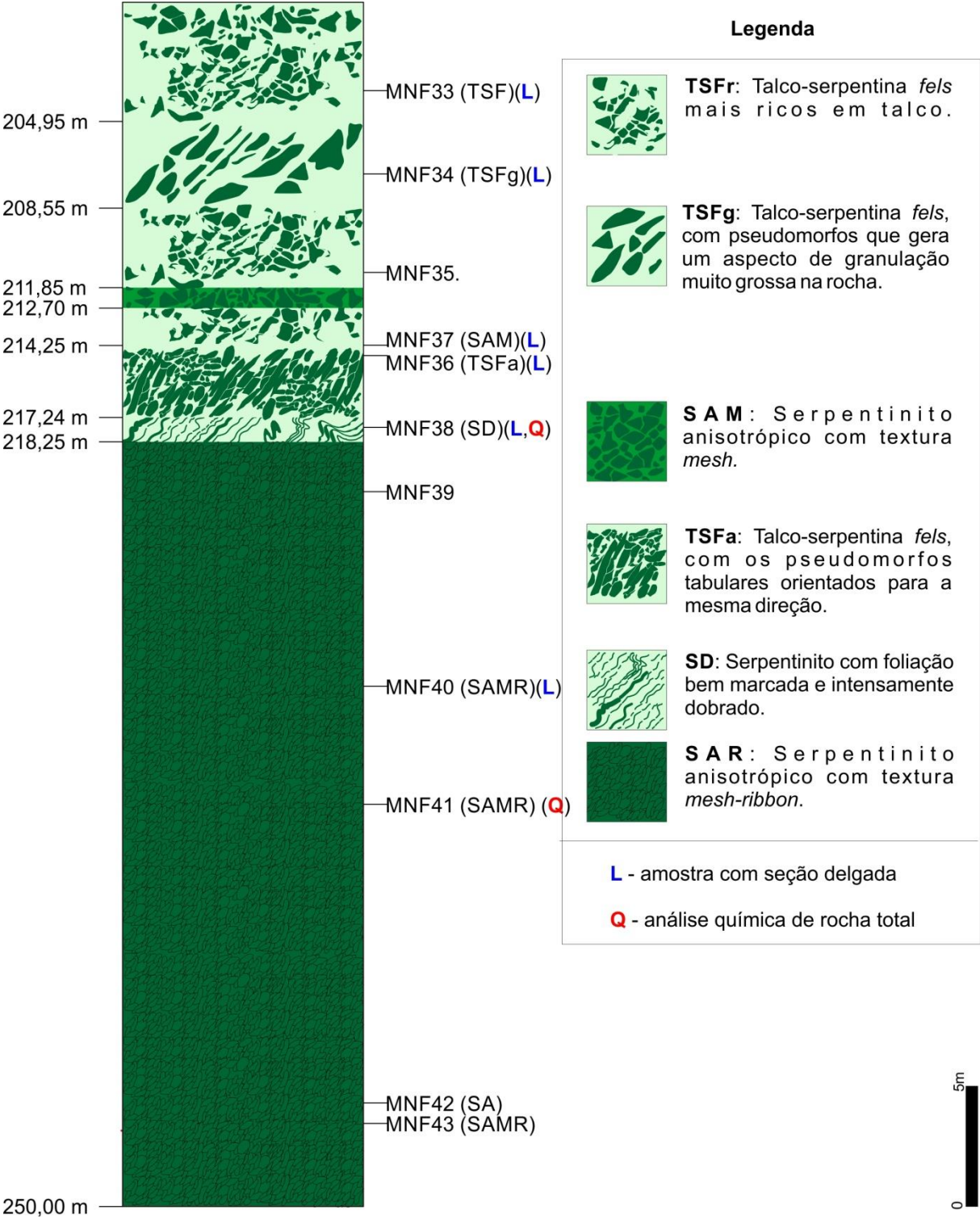
L - amostra com seção delgada

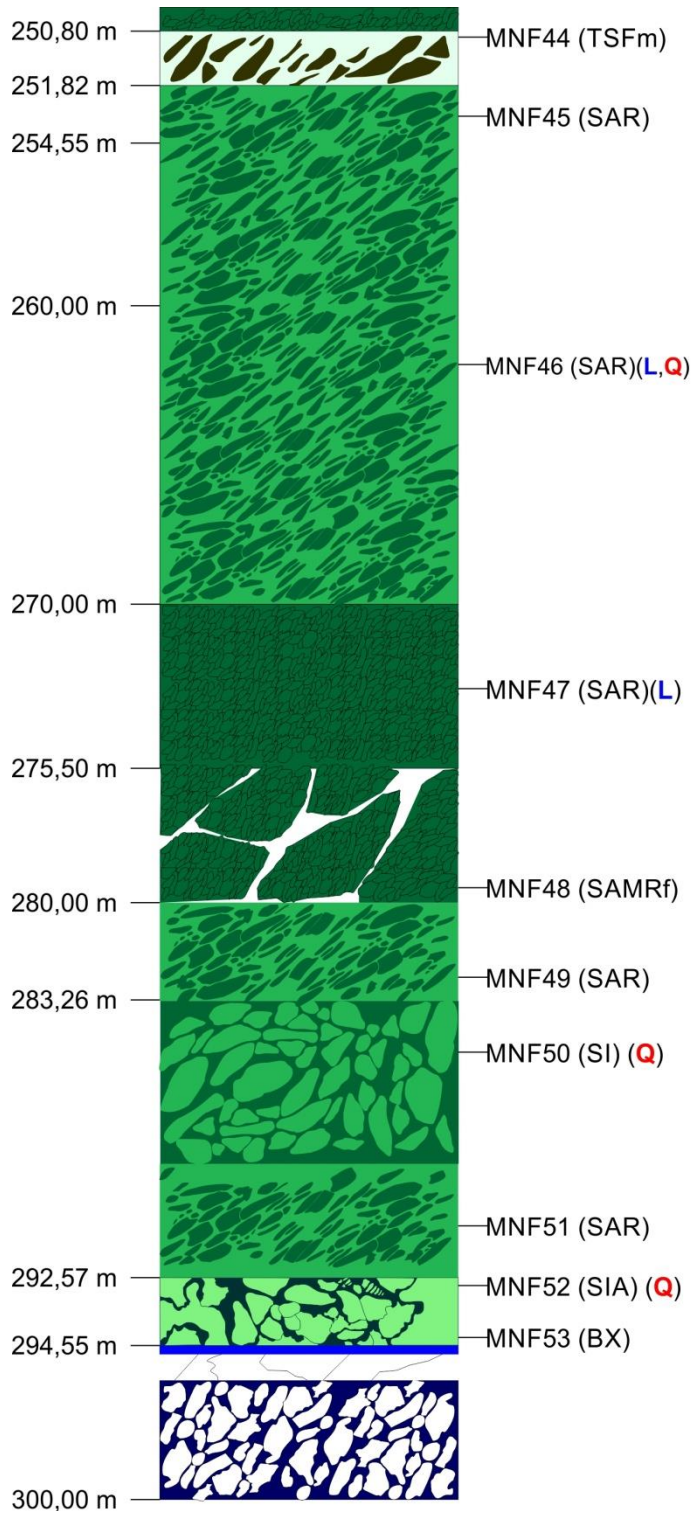
Q - análise química de rocha total











Legenda



SAR: Serpentinito anisotrópico com textura *mesh-ribbon*.



TSFm: Talco-serpentina *fels*, com os pseudomorfos de coloração marrom, orientados para a mesma direção. A dimensão dos pseudomorfos gera um aspecto de granulação muito grossa na rocha.



SAR: Serpentinito anisotrópico com textura *ribbon*.



SAMRf: SAMR intensamente fraturado.



SI: Serpentinito isotrópico com pseudomorfos granulares de dimensões que remontam um textura de granulação grossa.



SIA: Serpentinito isotrópico intensamente alterado.



BX: Biotita xisto.



PI: Pegmatóide isotrópico constituído de quartzo e muscovita.

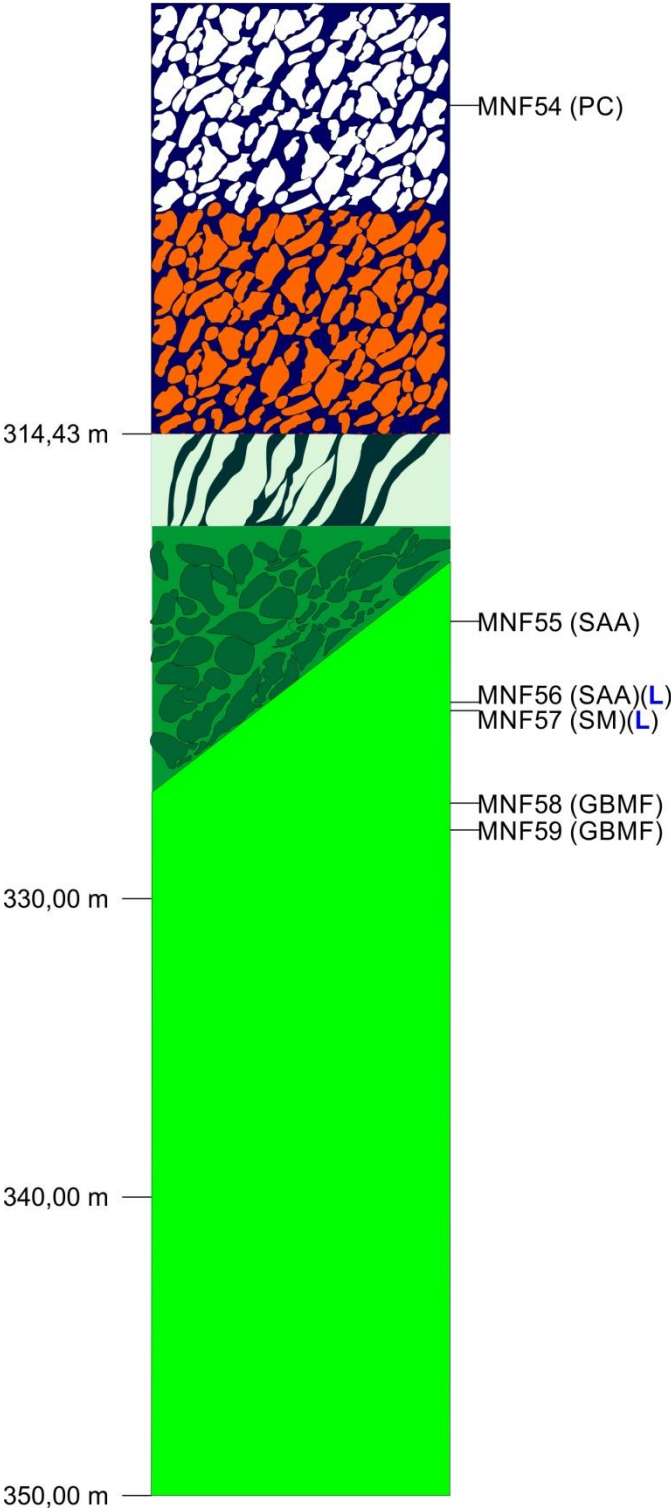


PC: Pegmatóide de estrutura cataclástica, constituído de quartzo, fedspato potássico e muscovita.

L - amostra com seção delgada

Q - análise química de rocha total





Legenda



PC: Pegmatóide de estrutura cataclástica, constituído de quartzo, feldspato potássico e muscovita.



PGC: Pegmatóide de composição granítica com estrutura cataclástica.



SAA: Serpentinóide anisotrópico intensamente alterado.



SAA: Serpentinóide no contato do MN em contato com o GBMF.



GBMF: Rochas metaultramáficas do Greenstone belt Morro do Ferro.

L - amostra com seção delgada

Q - análise química de rocha total



APÊNDICE - ANÁLISES QUÍMICAS DO MORRO DO NÍQUEL

	Hg (ppm)	S (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Ba (ppm)	CaO (%)	Cr ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	MnO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	SiO ₂ (%)	Sr (ppm)	TiO ₂ (%)
MNF08	<0,05	0,04	0,07	<10	0,07	0,2	4,2	0,03	43,9	0,07	<0,01	<0,01	33,06	193	0,03
MNF17	<0,05	0,03	0,02	<10	0,02	0,16	4,43	0,03	44,57	0,07	<0,01	<0,01	32,19	197	0,02
MNF20	<0,05	0,05	0,06	<10	0,13	0,27	5,05	0,02	43,5	0,09	<0,01	<0,01	34,29	217	0,02
MNF22	<0,05	<0,01	0,08	<10	0,05	0,27	5,59	0,02	44,05	0,06	<0,01	<0,01	34,92	203	0,02
MNF23	<0,05	<0,01	0,17	<10	0,03	0,25	3,53	0,02	38,68	0,06	0,01	<0,01	43,77	208	0,04
MNF25	<0,05	<0,01	0,16	<10	0,14	0,18	4,71	0,03	39,49	0,07	0,01	<0,01	38,43	113	0,03
MNF27	<0,05	<0,01	0,14	<10	0,04	0,14	4,43	0,02	44,2	0,09	<0,01	<0,01	35,03	105	0,03
MNF28	<0,05	0,01	0,24	<10	0,1	0,13	4,24	0,02	39,6	0,07	<0,01	<0,01	40,84	125	0,03
MNF30	<0,05	<0,01	0,1	<10	0,03	0,13	3,81	0,02	44,24	0,08	<0,01	<0,01	34,19	98	0,02
MNF32	<0,05	0,02	0,34	<10	0,13	0,14	4,1	0,02	41,3	0,07	0,01	<0,01	39,42	106	0,03
MNF38	<0,05	0,05	0,16	<10	0,02	0,17	4,09	0,01	43,44	0,08	<0,01	<0,01	34,24	102	0,02
MNF41	<0,05	0,03	0,27	<10	0,08	0,29	5,4	0,01	42,9	0,08	<0,01	<0,01	33,49	102	0,03
MNF46	<0,05	0,03	0,1	<10	<0,01	0,52	5,43	0,02	43,23	0,09	<0,01	<0,01	33,4	56	0,02
MNF50	<0,05	0,04	0,46	<10	0,01	1,51	4,74	0,02	42,64	0,11	<0,01	<0,01	32,38	<10	0,04
MNF52	<0,05	0,04	0,12	<10	0,03	0,25	7,88	0,02	41,22	0,13	<0,01	<0,01	31,67	<10	0,03
MNF57	<0,05	0,05	1,8	<10	<0,01	0,18	6,23	0,05	40,13	0,06	<0,01	<0,01	35,91	12	0,09

	Zn (ppm)	Zr (ppm)	Perda ao fogo (%)	Hf (ppm)	V (ppm)	Ce (ppm)	Co (ppm)	Cs (ppm)	Cu (ppm)	Dy (ppm)	Er (ppm)	Eu (ppm)	Ga (ppm)	Gd (ppm)	Te (ppm)
MNF08	39	16	16	0,23	<5	0,2	89,6	0,23	<5	0,16	0,1	<0,05	0,4	0,18	<0,05
MNF17	45	<10	15,99	0,1	<5	<0,1	102,6	0,19	<5	<0,05	<0,05	<0,05	0,3	<0,05	<0,05
MNF20	54	11	15,73	<0,05	<5	<0,1	106,7	0,63	<5	0,08	<0,05	<0,05	0,3	0,09	<0,05
MNF22	36	<10	14,21	0,07	<5	0,2	116,4	0,54	<5	0,13	0,07	<0,05	0,5	0,12	<0,05
MNF23	34	<10	12,36	<0,05	<5	0,3	85,1	6,98	<5	0,08	0,05	<0,05	0,4	0,1	<0,05
MNF25	39	<10	13,15	0,06	<5	<0,1	75,9	52,55	32	0,07	<0,05	<0,05	0,5	0,1	<0,05
MNF27	44	33	15,55	0,36	<5	0,5	87,8	0,94	35	0,19	0,13	<0,05	0,5	0,2	<0,05
MNF28	40	<10	13,08	0,15	<5	0,8	83,9	37,82	38	0,13	0,1	<0,05	0,6	0,17	<0,05
MNF30	42	36	13,92	0,6	<5	<0,1	85,8	0,49	39	0,09	0,06	<0,05	0,4	0,09	<0,05
MNF32	45	12	13,73	<0,05	<5	<0,1	81,4	5,4	37	0,11	0,11	<0,05	0,7	0,1	<0,05
MNF38	43	<10	15,71	<0,05	<5	0,5	85,1	0,14	48	0,1	<0,05	<0,05	0,6	0,11	<0,05
MNF41	50	16	15,55	0,16	<5	7,5	89	0,18	42	0,2	0,14	<0,05	0,6	0,24	0,31

MNF46	63	<10	15,53	<0,05	<5	0,2	96,3	0,14	27	0,06	<0,05	<0,05	0,4	0,08	<0,05
MNF50	131	16	15,75	0,18	55	4,7	106	0,06	9	0,3	0,19	<0,05	1	0,36	<0,05
MNF52	37	<10	16,77	<0,05	<5	2,3	117,1	0,07	11	0,21	0,11	<0,05	0,3	0,23	<0,05
MNF57	28	14	14,09	0,37	<5	0,9	85	32,2	<5	0,32	0,21	<0,05	2	0,31	<0,05

	Ho (ppm)	La (ppm)	Lu (ppm)	Mo (ppm)	Nb (ppm)	Nd (ppm)	Ni (ppm)	Pr (ppm)	Rb (ppm)	Sm (ppm)	Sn (ppm)	Ta (ppm)	Tb (ppm)	Th (ppm)	Sr (ppm)
MNF08	<0,05	1,2	<0,05	<2	0,46	0,3	2796	0,16	0,2	<0,1	0,5	<0,05	<0,05	0,6	2,9
MNF17	<0,05	0,1	<0,05	<2	0,29	<0,1	3045	0,07	<0,2	<0,1	<0,3	<0,05	<0,05	0,4	3,9
MNF20	<0,05	1,2	<0,05	<2	0,3	<0,1	2991	0,1	0,2	<0,1	<0,3	<0,05	<0,05	0,2	10,4
MNF22	<0,05	2,5	<0,05	<2	0,45	<0,1	2905	0,13	<0,2	<0,1	<0,3	<0,05	<0,05	0,2	5,5
MNF23	<0,05	2,5	<0,05	<2	0,22	0,1	2530	0,13	1	<0,1	<0,3	<0,05	<0,05	<0,1	5,5
MNF25	<0,05	1,2	<0,05	<2	0,21	<0,1	2641	0,12	6,7	<0,1	<0,3	<0,05	<0,05	<0,1	18,8
MNF27	<0,05	2,2	<0,05	<2	0,32	0,3	3035	0,2	0,2	0,1	<0,3	<0,05	<0,05	<0,1	4,4
MNF28	<0,05	3,3	<0,05	<2	0,25	0,2	2715	0,19	5,3	<0,1	0,4	<0,05	<0,05	<0,1	25,8
MNF30	<0,05	0,6	<0,05	<2	0,21	<0,1	2912	0,1	0,2	<0,1	0,4	<0,05	<0,05	<0,1	3,3
MNF32	<0,05	0,2	<0,05	<2	0,09	<0,1	2668	0,1	1,2	<0,1	0,6	<0,05	<0,05	<0,1	5,2
MNF38	<0,05	0,8	<0,05	<2	0,23	0,2	3110	0,18	<0,2	<0,1	0,4	<0,05	<0,05	<0,1	1,9
MNF41	<0,05	2,5	<0,05	<2	0,78	0,8	3040	0,35	0,2	0,1	0,5	<0,05	<0,05	<0,1	3,6
MNF46	<0,05	2,2	<0,05	<2	0,51	<0,1	3013	0,11	<0,2	<0,1	<0,3	<0,05	<0,05	<0,1	1,6
MNF50	0,06	7,6	<0,05	<2	0,64	1,3	2594	0,5	0,2	0,1	3,6	<0,05	0,06	0,3	1
MNF52	<0,05	4,6	<0,05	2	0,51	0,8	2737	0,35	<0,2	0,1	1,8	<0,05	<0,05	<0,1	4,7
MNF57	0,07	<0,1	<0,05	3	1,51	0,9	2884	0,22	72,9	0,2	3,1	<0,05	0,05	0,6	<0,5

	Tl (ppm)	Tm (ppm)	U (ppm)	W (ppm)	Y (ppm)	Yb (ppm)	Ag (ppm)	As (ppm)	Bi (ppm)	Cd (ppm)	Ge (ppm)	In (ppm)	Li (ppm)	Pb (ppm)	Se (ppm)
MNF08	<0,5	<0,05	0,06	2,4	1,01	<0,1	0,05	3	0,02	0,04	0,2	<0,02	7	0,3	<1
MNF17	<0,5	<0,05	<0,05	1,8	0,3	<0,1	0,12	2	0,07	0,04	0,3	<0,02	<1	1,3	<1
MNF20	<0,5	<0,05	<0,05	2	0,53	<0,1	0,08	2	0,08	0,15	0,3	<0,02	2	8,6	<1
MNF22	<0,5	<0,05	0,05	2,2	0,81	<0,1	0,04	2	0,05	0,05	0,3	<0,02	2	1,4	<1
MNF23	<0,5	<0,05	0,06	2,2	0,57	<0,1	0,04	2	0,06	0,03	0,2	<0,02	138	0,7	<1
MNF25	<0,5	<0,05	0,05	1,4	0,53	<0,1	0,08	3	0,1	0,05	0,3	<0,02	130	1,6	<1

MNF27	<0,5	<0,05	0,06	2,7	1,41	0,1	0,08	2	0,06	0,04	0,3	<0,02	3	1,2	<1
MNF28	<0,5	<0,05	0,07	1,8	1	<0,1	0,04	2	0,04	0,05	0,2	<0,02	121	1,7	<1
MNF30	<0,5	<0,05	0,07	1,2	0,67	<0,1	0,04	2	0,05	0,03	0,2	<0,02	1	0,7	<1
MNF32	<0,5	<0,05	<0,05	2,3	0,95	0,1	0,07	2	0,02	0,06	0,2	<0,02	31	1,4	<1
MNF38	<0,5	<0,05	<0,05	1,2	0,61	<0,1	0,08	2	0,05	<0,01	0,2	<0,02	<1	0,4	<1
MNF41	<0,5	<0,05	0,06	3,7	1,42	<0,1	0,05	4	0,05	0,02	0,2	<0,02	<1	0,4	<1
MNF46	<0,5	<0,05	0,05	5,3	0,5	<0,1	0,06	2	0,02	0,02	0,2	<0,02	<1	<0,2	<1
MNF50	<0,5	<0,05	0,21	5,6	2,26	<0,1	0,09	5	2,9	0,01	0,2	<0,02	<1	0,5	<1
MNF52	<0,5	<0,05	2,37	5	1,04	<0,1	0,1	8	0,1	0,02	0,2	<0,02	6	<0,2	<1
MNF57	<0,5	<0,05	0,09	5,6	1,98	0,2	<0,01	5	0,28	0,01	0,2	<0,02	<1	1,3	<1

	Re (ppm)	Sb (ppm)	Sc (ppm)
MNF08	<0,1	<0,05	3
MNF17	<0,1	<0,05	3,7
MNF20	<0,1	<0,05	3,6
MNF22	<0,1	<0,05	3,7
MNF23	<0,1	<0,05	2,7
MNF25	<0,1	<0,05	3,3
MNF27	<0,1	<0,05	3,5
MNF28	<0,1	<0,05	3,5
MNF30	<0,1	<0,05	3,9
MNF32	<0,1	<0,05	3
MNF38	<0,1	<0,05	3,3
MNF41	<0,1	2,12	3,8
MNF46	<0,1	0,43	3,2
MNF50	<0,1	0,33	3,7
MNF52	<0,1	0,34	3,5
MNF57	<0,1	0,28	5,9