ALEXANDRE BARTOSIEVICZ

GEOLOGIA, LITOGEOQUÍMICA E POTENCIAL METALOGENÉTICO DE ROCHAS BÁSICAS E ULTRABÁSICAS NO GRUPO BRUSQUE/SC.

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de concentração Geologia Exploratória, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientadora:
Prof.ª Dr.ª Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos

Co-orientadores:
Prof. Dr. Paulo César Soares
Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

CURITIBA
1999

TERMO DE APROVAÇÃO

ALEXANDRE BARTOSIEVICZ

Geologia, Litogeoquímica e Potencial Metalogenético de Rochas Básicas e Ultrabásicas no Grupo Brusque/SC

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geologia, com área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, pela comissão formada pelos Professores:

Presidente: Profa. Dra. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos

Prof. Dr. Ian Mcreath

Prof. Dr. Marcel Auguste Dardenne

Curitiba, setembro de 1999

Dedico este trabalho à minha esposa Maria Elisa e meus filhos Lucas e Isabela, por todo o amor e carinho, sendo sempre compreensivos, companheiros e incentivadores.

Amo vocês...

AGRADECIMENTOS

Quando iniciei os trabalhos da Dissertação de Mestrado não imaginei que o caminho fosse tão árduo, mas ao mesmo tempo tão compensador. Entretanto nenhum sacrifício foi tão grande quanto a satisfação de poder vê-lo concluído.

Durante o desenvolvimento do trabalho tive o privilégio de conviver com pessoas magníficas, que não só me mostraram o caminho para o desenvolvimento de um trabalho realmente científico, mas também me proporcionaram uma compreensão melhor sobre os momentos da vida, quer sejam bons ou nem tanto.

O desenrolar de um trabalho, bem como de várias situações na vida, depende sobretudo da compreensão do momento e da atitude a ser tomada. Como escrito por Daniel Goleman (*Inteligência Emocional*), o desafio de Aristóteles reflete bem isto...

"Qualquer um pode zangar-se- isso é fácil. Mas zangar-se com a pessoa certa, na medida certa, na hora certa, pelo motivo certo e da maneira certa- não é fácil"

(Ética a Nicômaco)

Várias pessoas participaram direta ou indiretamente do desenvolvimento deste trabalho. Se por um momento esqueci de alguém, podem ter certeza foi só por um momento.

Em primeiro lugar agradeço a ***DEUS***, pai de todos nós, pois é ele quem nos dá o dom e o prazer de estarmos vivos;

Agradeço a Universidade Federal do Paraná, em especial ao Departamento de Geologia e o Curso de Pós-Graduação em Geologia, do Setor de Ciências da Terra, pelas excelentes condições que foram disponibilizadas para o desenvolvimento dos meus trabalhos.

Agradeço também à CAPES, pela concessão de Bolsa de Estudos, a qual permitiu que o embasamento deste trabalho fosse feito com cuidado e tranqüilidade.

- Agradeço a minha família, a minha esposa Maria Elisa que sempre esteve ao meu lado, muitas vezes sofrendo mais do que eu... pois não fazia idéia do porque de minhas dúvidas e angústias!!!! Por isso e muitas outras coisas ***Eu Te Amo***;
- Aos meus filhos Lucas e Isabela, que a cada dia vem tornando minha vida mais alegre e cheia de motivos e razões para que eu possa sempre querer melhorar cada vez mais. Por isso e também por muitas outras coisas...***Amo vocês***.
- Agradeço a minha mãe, que foi a base de todo o meu interesse pelo ato de pesquisar;
- Agradeço a Prof[a] Dra. Eleonora M. G. Vasconcellos pela convivência e por ter confiado em minha capacidade desde 1994;
- Ao professor Dr. Sidnei Pires Rostirolla, por ser além de um grande professor, ser também um grande amigo, não só por ter me ajudado e incentivado durante todas as etapas do trabalho mas como também por ter me mostrado que todos os dias vivemos um *"Dilema de Aristóteles"*;
- Ao professor Dr. Paulo César Soares pela convivência, ensinamentos, discussões esclarecedoras e pelo compartilhamento do seu grandioso saber;

- Ao pessoal do setor administrativo do departamento na UFPR, em especial ao Neimar, Aurea, Rosalda, Adílson e ao meu amigo Edson;
- A Eliane, Ângela e todas as funcionárias da biblioteca que sempre com muito carinho me ajudaram;
- À CPRM, que através do geólogo João Ângelo Toniolo cedeu todo o material disponível sobre a área de Canelinha;
- Ao professor Dr. José Manoel dos Reis Neto, que foi a pessoa que confiou no meu potencial desde o princípio, sempre incentivando, ensinando e discutindo, tentando sempre melhorar a cada dia;
- Ao professor Francisco José Fonseca Ferreira pelo alto astral e pelas dicas;
- Ao amigo Rodoílton Stevanato, pela convivência diária e pela confiança em meu trabalho, não só acadêmico mas também como profissional;
- A professora Maria José M. de Mesquita pelas sugestões, o resumo e o abstract;
- Aos colegas Ernesto, Aldo, Hindi, Andréa Elisa, Elisabeth, Leila, dentre outros, meus agradecimentos;
- Ao Valdyr, Max, Juarez e Oto pelo agradável e alegre convívio no dia à dia;
- Ao sempre amigo e irmão geólogo Vicente Pinheiro Júnior. Valeu pela força.

A todos vocês muito Obrigado.

SUMÁRIO

Lista de Figuras vi.
Lista de Tabelas xiii
Lista de Fotomicrografias xiv
Lista de Fotografias xvi
Resumo xvii
Abstract xviii

Capítulo 1- Introdução (Objetivos, métodos e materiais utilizados, localização e aspectos fisiográficos).

1.1. Introdução..... 01
1.2. Objetivos..... 02
1.3. Justificativas..... 03
1.4. Metodologia e Materiais Utilizados..... 04
1.5. A área de estudo: localização e acesso..... 06
1.6. Aspectos Fisiográficos..... 06

Capítulo 2- Geologia Regional (Contexto Geotectônico, Aspectos Locais e Recursos Minerais)

2.1. Generalidades..... 09
2.2. Contexto Geotectônico..... 09
2.3. Geologia regional e das áreas em pesquisa..... 15
2.3.1. O Grupo Brusque..... 15
2.3.2. Zona de Cisalhamento Faixa Ribeirão da Prata..... 22
2.3.3. Zona de Cisalhamento Major Gercino..... 22
2.3.4. Recursos Minerais 23

Capítulo 3- Depósitos Minerais em Rochas Básicas e Ultrabásicas.

3.1. Introdução..... 25
3.2. Classificação dos Depósitos Minerais..... 26
3.2.1. Os Complexos Bandados Gigantes..... 26
3.2.1.1. Complexo Bandado Bushveld (África do Sul)..... 28
3.2.2. Complexos Diferenciados sem Bandamento Rítmico..... 31
3.2.2.1. O Depósito Noril'sk-Talnakh..... 39
3.2.3. Complexos Anortosíticos..... 39
3.2.4. Enxames de Diques Básicos de Doleritos/Diabásios..... 40
3.2.5. Complexos Irregulares Tipo Alpino..... 41
3.2.6. Greenstone Belts e os depósitos em Seqüências *Komatiíticas*..... 44
3.3. Principais ocorrências de rochas Básicas-Ultrabásicas no Brasil..... 47
3.3.1. Greenstone Belt Crixás..... 47
3.3.2. Greenstone Belt Rio das Velhas..... 47
3.3.3. Greenstone Belt Piumhi..... 48
3.3.4. Complexo Cana Brava..... 49
3.3.5. Complexo Niquelândia..... 49
3.3.6. Complexo Barro Alto..... 50
3.3.7. O Complexo Bandado Americano do Brasil..... 51
3.3.8. O Complexo Caraíba..... 51

Capítulo 4- Geologia das Áreas (Aspectos de Campo).

4.1. Generalidades..... 53
4.2. Geologia da região de Canelinha..... 53
4.2.1. Seqüência Inferior (PMsieb)..... 54
4.2.1.1. Xistos Vulcanogênicos..... 54
4.2.1.2. Rochas Vulcano-Sedimentares e Exalativas (Formações Ferríferas Bandadas, hematita quartzitos e quartzo turmalinitos)..... 55

4.2.1.3. Rochas Metabásicas..... 57
4.2.1.4. Mármores e Calciossilicáticas..... 59
4.2.3. Seqüência Intermediária (PMsimp)..... 60
4.2.2. Seqüência Superior (PMssmr)..... 60
4.3. Geologia da região do Ribeirão do Ouro..... 62
4.3.1. Seqüência Inferior (Pmsix- Unidade Botuverá, Basei, 1985)..... 63
4.3.2. Seqüência Superior..... 64
4.3.2.1. Mármores (PSssmd)..... 64
4.3.2.2. Quartzitos (PSssq)..... 64
4.3.2.3. Metapelitos (PSssmf)..... 66
4.3.2.4. Metabásicas (PSssmv)..... 66
4.3.3. Seqüência Metapelítica (*PSssf*)..... 67

Capítulo 5- Análise Estrutural Descritiva e Cinemática

5.1. Generalidades..... 68
5.2. Nomenclatura Utilizada..... 68
5.3. Análise Estrutural Descritiva..... 69
5.3.1. Região de Canelinha..... 69
5.3.1.1. Seqüência Superior..... 69
5.3.1.2. Seqüência Intermediária (metapsamitos)..... 70
5.3.1.3. Seqüência Inferior..... 73
5.3.2. Região do Ribeirão do Ouro..... 76
5.4. Análise Estrutural Cinemática..... 77

Capítulo 6- Petrografia e Metamorfismo (Rochas Básicas e Ultrabásicas)

6.1. Generalidades..... 79
6.2. Região de Canelinha..... 79
6.2.1. Região do Oliveira-Vila Nova..... 79
6.2.2. Sertão Valonga..... 85
6.3. Ribeirão do Ouro..... 91

Capítulo 7- Análise Litogeoquímica

7.1. Introdução..... 97
7.2. Nomenclatura Utilizada..... 98
7.3. Classificação das rochas através da Análise Normativa (CIPW)..... 99
7.4. Origem das litologias..... 104
7.5. Alterações pós-magmáticas..... 107
7.6. Classificação e Nomenclatura das rochas..... 110
7.6.1. Diagramas de Classificação *TAS* e Zr/TiO_2 x SiO_2..... 110
7.7. Diagramas de série ou especialização magmática..... 113
7.8. Comportamento dos elementos químicos..... 116
7.8.1. Comportamento dos elementos durante a petrogênese..... 116
7.8.2. Geoquímica dos elementos maiores..... 119
7.8.3. Geoquímica dos elementos traços..... 124
7.8.4. Geoquímica dos elementos Terras Raras (ETR)..... 129
7.8.5. Comportamento dos ETR_l, ETR_m e ETR_p..... 134
7.8.6. Processos de evolução (cristalização fracionada x fusão parcial)..... 138
7.9. Diagramas de *Masuda-Coryell* ou de ETR, e Multi-elementares ou *"Spidergrams"*..... 141
7.9.1. Características dos anfibolitos e metabasitos do escudo paranaense..... 141
7.9.1.1. Região de Adrianópolis..... 141
7.9.1.2. Região de Campo Largo..... 142
7.9.1.3. Região de Rio Branco do Sul..... 142
7.9.2. Características das rochas metabásicas do escudo sul-riograndense..... 143
7.9.2.1. Região do Arroio Cambaizinho..... 143
7.9.2.2. Região do Passo do Salsinho..... 144
7.9.3. Aspectos referentes as áreas de Canelinha e Ribeirão do Ouro..... 144
7.9.4. Diagramas Multi-elementares ("*Spidergrams*")..... 151
7.10. Aspectos Petrogenéticos e Deterrminação do Ambiente Tectônico..... 153

Capítulo 8- Considerações Finais e Conclusões..... 159

Referências Bibliográficas..... 169

Anexo 1- Lista de tabelas de análises e cálculos químicos.

Anexo 2- Mapa Geológico da região de Canelinha/SC.

Anexo 3- Mapa Geológico da região do Ribeirão do Ouro/SC.

"É com o coração que se vê corretamente. O essencial é invisível aos olhos."

O pequeno príncipe

Antoine de Saint-Exupéry

Lista de Figuras

Figura 01- Mapas de localização das áreas pesquisadas de Canelinha e Ribeirão do Ouro (Fonte; (a) Enciclopédia Digital Folha de São Paulo, (b) Toniolo, J.A., 1991)..... 07

Figura 02- Esboço geológico do Grupo Brusque e compartimentação geotectônica do Cinturão Ribeira e Dom Feliciano..... 10

Figura 03- Coluna litoestratigráfica esquemática para o Grupo Brusque entre as regiões de Botuverá e Ribeirão do Ouro (Basei, 1985)..... 18

Figura 04- Coluna litoestratigráfica esquemática para o Grupo Brusque, região do Rio do Oliveira-Itapema (Silva, 1991)..... 20

Figura 05 Mapa Geológico (A) e empilhamento estratigráfico da Seqüência Transvaal e eventos intrusivos associados ao Complexo Bushveld (Eriksson *et al.*, 1995)..... 29

Figura 06 Mapa Geológico da região de Sudbury (Naldrett *et al.*, 1992)..... 32

Figura 07 Seção vertical através da *Strathcona Mine* (nível 6280E, visão leste- Naldrett *et al.*, 1992)..... 33

Figura 08 Mapa geológico da plataforma siberiana (**A**) e principais traços estruturais, e as principais zonas de minério- ore junctions (**B**). 1- sedimentos Jurásicos e Cretáceos; 2- suites Kumginsky e Somoiedsky; 3- suites Mokulaevsky e Kharayelakhsky; 4- basaltos indiferenciados e tufos; 5- basaltos, traquibasaltos e tufosl; 6- ankaramitos; 7-8- Khakanchansky, Tuklonsky e Nadezhdinsky (7- com picritos em Tuklonsky, 8- sem picritos em Tuklonsky); 9-11= Ivavinsky, Syeverminsky e Gudchichinsky (9- com picritos em Gudchichinsky, 10- com raros picritos em Gudchichinsky, e 11- sem picritos em Gudchichinsky); 12 Carbonífero Médio a Permiano Superior (sedimentos carbonosos Tungusskaya); 13-17; carbonatos do Paleozóico inferior a médio, evaporitos e argilitos (13- Devoniano Superior ao Carbonífero Inferior; 14- Devoniano; 15- Siluriano; 16- Ordoviciano; 17- Cambriano); 18- rochas granitóides; 19- falha NW; 20- falha N-NE, e; 21- falha NE (Naldrett, 1992)..... 35

Figura 09 Secção geológica longitudinal esquemática das formação do Siberian Trap e suas relações de contato com a intrusão. (1= cobertura quaternária; 2-6= intrusões basálticas, 2= suite Morongovsky, 3= suite Nadezhdinsky, 4= suite Gudchichinsky, 5= suite Syverminsky, 6= suite Ivavinsky; 7= Supergrupo Tungusskaya (sedimentos continentais); 8= formações Kalargonsky, Nakokhoszky, Yuktinsky (dolomitos, calcáreos, mármores, anidritos do Devoniano Médio); 9= Formação Monturovsky (mármores, anidritos e argilitos do Devoniano Médio); 10= Formações Razvedochninsky e Kureysky(argilitos e mármores do Devoniano Superior); 11= Formação Zubovsky (mármores e anidritos do Devoniano Inferior); 12= dolomitos e calcáreos do Siluriano; 13/14= Intrusão Talnakh; 15= Talnakh sill; 16-18= Intrusão principal e NW Talnakh; 16= gabro-doleritos; 17= gabro e doleritos picríticos e taxíticos; 18= sulfeto maciço; 19= sills traqui-dolerítico; 20= falha Noril`sk-Kharayelakh; 21= outras falhas; 22= limites das formações (Naldrett, 1992)..... 36

Figura 10 Seção esquemática vertical da câmara magmática, ilustrando a contaminação de um magma tipo Mokulaevsky ou Tuklonsky próximo ao topo, separação dos sulfetos e enriquecimento do magma primitivo próximo a base (Naldrett *et al.*, 1992)..... 39

Figura 11- Formas dos depósitos tipo Alpino (a); envelope dunítico e precipitação de cromita e olivina, e (c) formação de precipitados sulfetados tipo Chipre..... 42

Figura 12- Estereograma de Schimdt-Lambert, projeção no hemisfério inferior, de 40 medidas de foliação S_1 ($S_0//S_1//S_2$), com eixo de dobra D_3 construído- Seqüência Superior..... 70

Figura 13- Estereograma de Schimdt-Lambert, projeção no hemisfério inferior, de 73 medidas de foliação S_{1CN}, com eixo de dobra D_3 construído- Seqüência Intermediária ou thrust sheets (Toniolo, 1991)..... 71

Figura 14- Estereograma de Schimdt-Lambert, projeção no hemisfério inferior, sendo representadas as porções sul e norte da Sequência Intermediária, com respectivamente 29 e 16 medidas (a e b) de foliação S_{1CN}, com eixo de dobra D_3 construído- Sequência Intermediária ou thrust sheets (Toniolo, 1991)..... 72

Figura 15- Estereograma de Schimdt-Lambert, projeção no hemisfério inferior, sendo representados as atitudes da foliação principal S_{1CN}, com eixo de dobra D_3 construído- Sequência Inferior, 72 medidas..... 73

Figura 16- Estereogramas de Schimdt-Lambert, projeção no hemisfério inferior, sendo representados os contornos das atitudes da foliação principal S_{1CN}, com eixo de dobra D_3 construído, sendo caracterizadas as porções de oeste para leste (de a até c, respectivamente)..... 74

Figura 17- Estereogramas de Schimdt-Lambert, projeção no hemisfério inferior, sendo representados os contornos das atitudes da foliação principal S_{1RB}..... 77

Figura 18- Diagramas triangulares Ab-An-Or, mostrando as variações das composições normativas dos componentes feldspáticos para as rochas de Canelinha (a) e do Ribeirão do Ouro (b). *Legenda; foides-norm (feldspatóides normativos), MBS (Metabasaltos), MGb (Metagabros) e quartzo-norm (rochas com quartzo normativo)*..... 101

Figura 19- Diagramas de composição Nefelina-Olivina-Diopsídio, Olivina-Diopsidio-Hiperstênio e Diopsidio-Hiperstênio-Quartzo, de Thompson (1984, in Hollinson, 1992) comparando e classificando as proporções normativas das rochas da região de Canelinha (a) e do Ribeirão do Ouro (b), quanto à saturação e afinidade magmática..... 103

Figura 20- Diagrama ***mg*** x ***c*** (Leake, 1964), onde estão projetados os valores das rochas do Ribeirão do Ouro e das rochas máficas e ultramáficas de Canelinha..... 105

Figura 21- Diagrama triangular c x mg x al-alk (Leake, 1964), nota-se que as litologias acompanham a tendência de evolução para rochas ígneaS, porém com algumas dispersões. Legenda: metabasaltos com olivina (MBol), quartzo (MBqz) e feldspatóides (MBfd) normativos e metagabros com olivina normativa (MGol) para o Ribeirão do Ouro e máficas e ultramáficas de Canelinha (Umcn).... 106

Figura 22- Diagrama TiO_2 (% em peso) x FeO^t (% em peso), onde estão representados os campos de rochas de composição orto-derivada (com campos de tufos básicos diferenciados) e para-derivada. Percebe-se que as rochas na quase totalidade projetam-se no campo ígneo, sendo que algumas amostras (com feldspatóide e quartzo normativo) projetam-se fora dos campos..... 107

Figura 23- Diagramas de Beswick & Soucie (1978), onde estão projetadas as rochas da região do Ribeirão do Ouro (gráficos a esquerda) e Canelinha (gráficos a direita). Apesar das composições estarem deslocadas dos campos de "confiança", as mesmas formam tendências refletindo ainda as características originais. *(Obs*; na região de Canelinha os círculos cheios representam rochas compostas por olivina normativa, e os asteriscos as com quartzo normativo)*..... 109

Figura 24- Diagramas de classificação SiO_2(% em peso) x (Na_2O + K_2O- % em peso, Le Maitre, 1989, Figuras a e c) e Zr/TiO_2 x SiO_2 (% em peso- Winchester & Floyd, 1977, b e d) [*Legenda; F (feldspatóides), Pc (basaltos picríticos), B (basaltos), 01 (basalto-andesito), 02 (andesito), 03 (dacito), S1 (traquibasalto), S2 (basalto traquiandesito), S3 (traquinadesito), T (traquito), R (riolito), U1 (tefrito), U2 (fonotefrito), U3 (tefrifonolito) e Ph (fonolito)*]..... 112

Figura 25- Diagrama TAS (Irvine & Baragar, 1971) onde estão projetadas as rochas do Ribeirão do Ouro (gráfico à esquerda) e Canelinha (gráfico à direita). *Legenda; rochas com: círculos fechados (olivina normativa), asteriscos (quartzo normativo), círculos abertos (feldspatóides normativos) e triângulos (metagabros com olivina normativa)*..... 113

Figura 26- Diagramas AFM (Irvine & Baragar, 1971) e Catiônico, de Jensen (1976) para as rochas de Canelinha (a e c) e Ribeirão do Ouro (b e d). *Legenda; rochas com: círculos fechados (olivina normativa), asteriscos (quartzo normativo), círculos abertos (feldspatóides normativos) e triângulos (metagabros com olivina normativa)/ PK (komatiito picrítico), BK (basalto komatiítico), HFT (toleítos de alto Fe), HMT (toleítos de alto magnésio), TA/TD/TR (andesito, dacito e riolito toleíticos, respectivamente) e CB/CA/CD/CR (basalto, andesito, dacito, riolito cálcio-alcalino)*..... 115

Figura 27- Diagramas de variação do tipo *Harker* para as rochas de Canelinha/SC, utilizando-se como índice de diferenciação o MgO, em relação aos elementos maiores..... 121

Figura 28- Diagramas de variação do tipo *Harker* para as rochas do Ribeirão do Ouro- SC, utilizando-se como índice de diferenciação o MgO, em relação aos óxidos maiores..... 122

Figura 29- Diagramas de variação do tipo *Harker* para as rochas de Canelinha/SC, utilizando-se como índice de diferenciação o MgO, em relação aos elementos traços..... 125

Figura 30- Diagramas de variação do tipo *Harker* para as rochas do Ribeirão do Ouro/SC, utilizando-se como índice de diferenciação o MgO, em relação aos elementos traços..... 128

Figura 31- Diagramas de variação do tipo *Harker* para as rochas de Canelinha/SC, utilizando-se como índice de diferenciação o MgO, em relação aos elementos Terras Raras (ETR)..... 131

Figura 32- Diagramas de variação do tipo *Harker* para as rochas do Ribeirão do Ouro/SC, utilizando-se como índice de diferenciação o MgO, em relação aos elementos Terras Raras (ETR)..... 133

Figura 33- Diagramas de variação do tipo *Harker*, comparando valores absolutos e razões entre elementos incompatíveis ETR, das áreas de Canelinha e Ribeirão do Ouro/SC..... 136

Figura 34- Diagrama Ce(ppm) x Ce/Yb comparando os resultados entre as rochas do Ribeirão do Ouro e Canelinha, com as rochas do escudo paranaense e gaúcho, indicando a possível afinidade entre as litologias..... 139

Figura 35- Diagrama Zr x Zr/Y, comparando os resultados entre as rochas do Ribeirão do Ouro e Canelinha, classificando as litologias quanto à incompatibilidade dos elementos analisados, quanto aos processos formadores das rochas (fusão parcial ou cristalização fracionada)..... 140

Figura 36- Diagrama de Masuda-Coryell, onde estão projetadas as concentrações dos ETR normalizados pelos valores de Sun (1982), da região de Canelinha..... 145

Figura 37- Diagrama de Masuda-Coryell, onde estão projetadas as concentrações dos ETR, normalizados pelos valores de Sun (1982), da região do Ribeirão do Ouro..... 145

Figura 38- Diagrama de Masuda-Coryell, onde estão projetadas as concentrações dos ETR da região de São Gabriel/RS, normalizadas pelos valores do condrito de Sun (1982)..... 148

Figura 39- Diagrama de Masuda-Coryell, onde estão projetadas as concentrações dos ETR da região de Caçapava do Sul, normalizadas pelos valores do condrito de Sun (1982)..... 148

Figura 40- Diagrama de Masuda-Coryell, onde estão projetadas as concentrações dos ETR da região de Adrianópolis/PR, normalizadas pelos valores do condrito de Sun et al. (1982)..... 149

Figura 41- Diagrama de Masuda-Coryell, onde estão projetadas as concentrações dos ETR da região de Campo Largo/PR, normalizadas pelos valores do condrito de Sun (1982)..... 149

Figura 42- Diagrama de Masuda-Coryell, onde estão projetadas as concentrações dos ETR da região de Rio Branco do Sul/PR, normalizadas pelos valores do condrito, de Sun (1982)..... 150

Figura 43- Diagrama de Masuda-Coryell, onde estão projetadas as concentrações dos ETR dos anfibolitos do Cinturão Aracena Belt (Espanha), cujos valores foram normalizados pelo condrito de Sun (1982)..... 150

Figura 44- Diagrama de Masuda-Coryell, onde estão projetadas as concentrações dos ETR de rochas do tipo flood basalts (Snake River, Deccan e Paraná) e composição de toleitos de ilhas oceânicas (semelhantes a E-MORB), normalizados pelos valores do condrito de Sun (1982). Valores extraídos de Wilson (1996)..... 151

Figura 45- Diagrama multielementar de Pearce (1983) onde estão projetadas as concentrações de elementos incompatíveis (LIL e HFS) das rochas de Canelinha/SC, normalizadas pelos valores do MORB... 152

Figura 46- Diagrama de multi-elementar de Pearce (1983) onde estão projetadas as concentrações de elementos incompatíveis (LIL e HFS), normalizados pelos valores do MORB para rochas originadas em meio de placa ensiálica, em ambiente rift..... 154

Figura 47- Diagrama triangular K_2O x TiO_2 x P_2O_5 (Pearce, 1982), dividido nos campos de rochas oceânicas e não oceânicas, estando projetados os resultados das amostras da região de Canelinha (a) e Ribeirão do Ouro (b), classificados de acordo com o seu conteúdo normativo..... 156

Figura 48- Diagrama Ti/1000 x V (Shervais, 1979), onde estão projetados os resultados das rochas das regiões de Canelinha (a) e Ribeirão do Ouro (b)..... 157

Figura 49 Diagrama Triangular Zr x Ti/100 x Sr/2 (Pearce & Cann, 1973), demonstrando o fracionamento do elemento Sr..... 158

Lista de Tabelas

Tabela 01- Empilhamento litoestratigráfico das unidades que compõe o Complexo Niquelândia..... 49

Tabela 02- Classificação petrográfica de rochas metabásicas e meta-ultrabásicas da região de Canelinha (Toniolo, 1991)..... 80

Tabela 03- Resultados de análise química de rocha total para elementos maiores e traços das amostras da região de Canelinha/SC. (anexo 1)

Tabela 04- Resultado de análise química de rocha total para elementos Terras Raras das amostras da região de Canelinha/SC. (anexo 1)

Tabela 05- Resultado de análise CIPW das amostras da região de Canelinha/SC. (anexo 1)

Tabela 06- Resultados de análise química de rocha total para elementos maiores e traços das amostras da região do Ribeirão do Ouro/SC. (anexo 1)

Tabela 07- Resultado de análise de rochas total para elementos Terras Raras das amostras da região do Ribeirão do Ouro/SC. (anexo 1)

Tabela 08- Resultado de análise CIPW das amostras da região do Ribeirão do Ouro/SC. (anexo 1)

Tabela 09- Coeficientes de distribuição de elementos em fases minerais, para magmas de composição basáltica (Cox et al, 1979)..... 118

Lista de Fotomicrografias

Fotomicrografia 01- Metabasalto composto por actinolita, quartzo, albita e opacos (traços). Nota-se uma incipiente laminação na rocha, caracterizada pela discreta orientação dos anfibólios intercalados aos níveis de quartzo. (a- nicóis paralelos, b) nicóis cruzados)..... 81

Fotomicrografia 02- Rocha meta-máfica, composta essencialmente por actinolita, com bordos cloritizados, orientadas, configurando uma textura nematoblástica, apresentando ainda níveis de segregação de quartzo (SAP 98)..... 83

Fotomicrografia 03- Rocha meta-máfica, composta essencialmente por actinolita, ora como cristais (com bordas cloritizadas) ora formando a matriz, além de quartzo, opacos e epidoto. Também ocorrem cristais de augita reliquiar, parcialmente destruída (Afloramento SAP 99)..... 84

Fotomicrografia 04- Rocha ultramáfica composta por hornblenda e actinolita, com níveis quartzo-feldspáticos (S_{1CN}), irregulares, produto de segregação metamórfica, tendo ainda uma foliação definida pelos anfibólios (S_{2CN})..... 86

Fotomicrografia 05- - Rocha ultramáfica (piroxenito?), formada por actinolita e hornblenda, com níveis quartzo-carbonáticos..... 87

Fotomicrografia 06- Fragmento de "aglomerado"/cumulato de olivinas (dunito?) em meio à rocha meta-ultramáfica composta predominantemente por tremolita e opacos. Notar contato bastante nítido entre o fragmento e a rocha, porém sem bordas de reação..... 89

Fotomicrografia 07- Rocha meta-ultramáfica intensamente deformada, apresentando uma foliação S_{1CN} (com $S_{1CN}//S_0$), deformada por uma segunda foliação S_{2CN}, de transposição. Em (**a**) intensa crenulação e, (**b**) dobras disarmônicas produto da deformação em níveis de diferentes competências..... 90

Fotomicrografia 08- Metagabros, com textura intergranular típica, formados por albita (com geminação polissintética preservada) e anfibólios ora como cristais maiores (C), ora mais finos preenchendo fraturas (F) no plagioclásio..... 92

Fotomicrografia 09- Metabasalto, intensamente deformado, caracterizado por uma foliação S_{1RB}, de transposição, definida pela orientação de actinolitas. Freqüentemente apresenta-se com níveis feldspáticos intercalados, lenticularizados e microboudinados..... 93

Fotomicrografia 10- Protomilonito (metabasalto deformado?) com foliação de transposição marcante. Verifica-se o caráter rúptil-dúctil da mesma através da segmentação de níveis de opacos... 94

Fotomicrografia 11- Augita Peridotito, retrometamorfisado/serpentinizado, com os núcleos das olivinas contendo minerais opacos (cromita?). Percebe-se ainda a ocorrência de cristais de augita, intensamente fraturados..... 95

Lista de Fotografias

Fotografia 01- Formação Ferrífera Bandada (B.I.F.), fácies óxido (hematita+magnetita), com microbandamento característico, mostrando ainda superficies de oxidação/limonitização ocre. Afloramento SAP 95..... 55

Fotografia 02- Formação Ferrífera Bandada, fácies óxido, mostrando dobras intrafoliais (detalhe). Afloramento SAP 95..... 56

Fotografia 03- Intercalações de rochas metabásica, formações ferríferas e cherts. Afloramento SAP 122 (Sertão Valonga)..... 58

Fotografia 04- Intercalações de grafita xistos (a) com quartzo-mica xistos(b). Ocasionalmente ocorrem discretos mullions de quartzo, segundo a xistosidade principal (afloramento SAP 115- divisa entre Canelinha e São João Batista/SC)..... 61

Fotografia 05- Lente de metamarga, em meio a mármore dolomítico, dobrada, com lenticularização, deformada durante o evento transcorrente (Pedreira Cia Votorantim)..... 65

RESUMO

De ocorrência muito ampla, o magmatismo básico e ultrabásico desperta muito interesse, quer seja do ponto de vista tectônico, pois são excelentes "*markers*", mas principalmente das mineralizações a eles associados (quer seja na forma de grandes complexos ou na forma de pequenos e descontínuos depósitos). O presente estudo pretende contribuir para o avanço do conhecimento geológico e metalogenético do magmatismo básico e ultrabásico inserido no contexto do Grupo Brusque. Procurou-se aplicar e relacionar os dados geológicos e litogeoquímicos, na caracterização deste tipo de magmatismo, o qual está situado num ambiente modificado por processos tectono-metamórficos, de idade Meso/Neoproterozóica inserido no escudo do leste catarinense. Vários trabalhos foram feitos na região, desde os de cunho petrológico, estruturais, geoquímicos até os voltados a descoberta de depósitos minerais, principalmente ouro, sendo que a integração destes dados serviu de apoio ao desenvolvimento do trabalho. Os estudos foram concentrados nas duas maiores ocorrências deste tipo de magmatismo. A primeira área de ocorrência, a qual já foi objeto de estudo petrológico, situada à SW da cidade de Botuverá, é denominada de *Ribeirão do Ouro*, sendo composta principalmente por metagabros e metabasaltos finos, com ocorrências de metaperidotitos e metabasaltos variolíticos, está inserida em meio a metassedimentos pelíticos, psamíticos e metacalcários, e entre a duas grandes intrusões batolíticas (Complexo Guabiruba e Valsungana). A segunda ocorrência, situa-se à N das cidades de Canelinha, São João Batista e Tijucas, levando o nome da primeira localidade, composta por actinolititos, tremolititos, metabasaltos, por vezes com fragmentos de aglomerados de olivina, estão associados a rochas vulcanogênicas exalativas (formações ferríferas bandadas, quartzo turmalinitos), cálcio-silicáticas, quartzitos, xistos magnesianos e grafitosos sendo recobertos por espesso pacote de xistos e metapelitos finos laminados. Ambas as seqüências foram intensamente deformadas por dobramentos complexos (ao menos três fases), com vergência tectônica para NW, e afetadas por um grande sistema de transcorrência durante o Neoproterozóico. Quimicamente, as rochas apresentam diferenças significativas. Processos de contaminação por elementos alcalinos afetaram sobremaneira as rochas do Ribeirão do Ouro, promovendo grandes dispersões dos resultados quanto a saturação, classificadas como toleíticas, sub-alcalinas, geradas em ambientes transicionais. Ao contrário, as rochas de Canelinha não mostraram evidências de contaminação significativa, sendo as mesmas classificadas como toleitos, de alto magnésio, associadas a ambientes extensionais, se não completamente formado, próximo à oceanização. Ambas as seqüências tem como característica os processos de cristalização fracionada como formadores. As possibilidades de ocorrência de depósitos minerais associados a elas, podem ser associados a complexos formados por diferenciação, ou instalados em margem passiva de continentes (Ribeirão do Ouro), ou a mineralizações associadas a geração de ambientes oceânicos. Indiretamente, estas intrusões podem ser encaixadas em modelos do tipo ouro em zonas de cisalhamento em rochas metabásicas, além de, na região de Canelinha, poderem indicar pelo ambiente tectônico em que se instalaram, depósitos vulcanogênicos exalativos.

ABSTRACT

The basic and ultrabasic magmatism have been showed a great interest, in the tectonic point of view because they are markers, but mainly because their relationship with ore deposits. The present research intend to contribute for the geological and metalogenetic development of the Brusque Group, east of the Santa Catarina shield. The research correlates geological and lithogeochemistry data trying to characterize this kind of magmatism, which was later modified by tectono-metamorphic processes, Meso/Neoproterozoic age. Many former studies were made in the region, specially regarding to petrological, structural, geochemical, as well as gold exploration studies, and their integration were the basis for the development of this research. Two major occurrences of this kind of magmatism have been studied. The first occurrence called Ribeirão do Ouro (SW of the Botuverá City) is composed by fine-grained metagabbros and metabasalts, with small occurences of metaperidotites and vuggy metabasalts. The host rocks of this sequence are pelitic and psamitic metasediments and metalimestones, as well as the two batholithic intrusions Guabiruba and Valsungana Complex. The second occurrence called Canelinha (N of the Canelinha, São João Batista and Tijucas City) is composed by actinolitites, tremolitites and metabasalts (with olivine fragments) and they are associated to exalative volcanic rocks (banded iron formations, quartz tourmalinites), silicatic-limestones rocks, quartzites, magnesium and graphitic schists. They are recovered by a thick sequence of laminated schists and metapelites. Both sequences were intensely deformed by complex folding (at least three deformation phases) with NW tectonic trend, as well as a huge strike-slip system during Neoproterozoic age. According to the geochemistry the rocks present important differences. Processes of alkalis contamination have been affected the Ribeirão do Ouro rocks promoting dispersion of the saturation results, generating tholeiitic and sub-alkaline rocks in a transitional environment. In contrast, the rocks of Canelinha do not show evidences of any contamination, classified as high magnesium content tholeiites associated to an extensional environment, if not completely formatted close to ocean formation. Both sequences have characteristics of fractional crystallization processes. The possibility of ore deposits associated to these rocks could be related to magmatic differentiation complexes or continental passive margin in the Ribeirão do Ouro or associated to the generation of oceanic environments. Indirectly, these intrusions could be related to gold shear zones type deposits in metabasic rocks. In the Canelinha occurrence, the tectonic environment could indicate exalative volcanogenic deposits.

CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO

OBJETIVOS, MÉTODOS E MATERIAIS UTILIZADOS, LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS FISIOGRÁFICOS.

1.1. Introdução

De ocorrência muito ampla, o magmatismo básico e ultrabásico acontece desde o período Arqueano até os dias atuais. Além disso, são excelentes "marcadores" tectônicos da época em que se alojaram, desta forma sendo uma das manifestações geológicas mais importantes na compreensão da evolução do globo.

Das seqüências mais recentes até as mais antigas (mesmo as deformadas e metamorfisadas durante períodos orogenéticos) estes tipos litológicos de um modo geral mantêm suas características originais, garantindo assim a seguridade de sua classificação tectônica. Portanto, as ocorrências em cinturões móveis apesar de toda a deformação, e quando identificadas as suas "alterações" posteriores, podem ter o mesmo significado geológico das rochas inalteradas.

Além disso, do ponto de vista econômico, as concentrações minerais nestes tipos litológicos são das mais promissoras, pois é comum hospedarem elementos como os do grupo da platina, cromo, cobre, níquel, vanádio, dentre outros, desde os grandes complexos (como *Bushveld*, *Great Dyke*,...) até mesmo em corpos relativamente pequenos e irregulares (como os ofiolitos do tipo *Chipre*).

Apesar do estudo das relações de campo, certas características inerentes ao magmatismo como as relações de contato com as encaixantes, a organização interna da sequência analisada, texturas, estruturas etc, são de difícil visualização, sobretudo em áreas fortemente intemperisadas. Mesmo que estudos petrográficos mostrem evidências da derivação das litologias, bem como das faciologias litológicas, a análise geoquímica é de fundamental importância não só para a confirmação das evidências já obtidas, mas como também para a definição do magmatismo quanto ao seu caráter composicional, afinidades, tipos de processos atuantes durante a geração da fusão bem como os processos de cristalização do mesmo e possíveis relações de interação com as encaixantes, dentre outras.

O Grupo Brusque ficou conhecido pelas suas ocorrências de ouro, principalmente aluvionar no Rio Itajaí-Mirim, que corta toda a sequência de rochas supracrustais. No entanto a sua origem ainda é muito discutida.

As ocorrências de rochas básicas e ultrabásicas no Grupo Brusque se restringem, ao nível de conhecimento atual, a duas localidades principais: *Ribeirão do Ouro* e *Canelinha* (ou *Rio do Oliveira*). No início da década de 80, vários trabalhos foram publicados, porém pouco elucidativos. Vários modelos foram propostos classificando as rochas como pertencentes a ambientes do tipo *Greenstone Belts*, ou ainda como sequências ofiolíticas, ou mais recentemente para a área de Ribeirão do Ouro como seqüências de plataforma rasa. Somente na década de 90 começaram a ser produzidos trabalhos que se utilizavam de dados químicos, desta forma podendo esclarecer dúvidas principalmente sobre o posicionamento tectônico e características do magma.

A definição de características como afinidades magmáticas, composição, ambiente formador, condições de alojamento são de fundamental importância pois os depósitos minerais associados a massas ígneas possuem estas características bem definidas.

1.2. Objetivos

Em geral, após a descoberta de depósitos minerais é que se desenvolvem estudos sobre as características geológicas-físicas-químicas envolvidas na formação de concentrações minerais. Características que vão desde a definição do teor, tipo de associação de minério, até as características petrogenéticas do magma.

Desta forma, o objetivo maior deste trabalho é o de, além de contribuir para o avanço do conhecimento científico e metalogenético do Grupo Brusque, através da análise de campo, petrográfica e litogeoquímica, também definir os possíveis depósitos minerais teóricos que possam ocorrer ou estar associados às rochas básicas e ultrabásicas nas regiões do Ribeirão do Ouro e Canelinha, "partindo da comparação puramente científica", com outras ocorrências mundiais referenciadas na bibliografia. Portanto, o que pretende-se fazer é o caminho inverso, ou seja, a partir de dados geológicos, petrográficos e geoquímicos, tentar definir os modelos de tipos de depósitos que possam estar associados às ocorrências nas áreas estudadas.

Para que se possa chegar a este objetivo maior, é necessário alcançar outros objetivos menores, que são;

- definir as características de campo quanto a forma (geometria), relações de contato com as encaixantes, possíveis feições magmáticas formadoras das rochas que tenham sido preservadas, assim como feições de alteração (metassomática/hidrotermal) superpostas;
- caracterizar os termos das duas áreas petrograficamente quanto as feições diagnosticas inerentes a cada área;
- definir as características químicas peculiares de cada área, desde a classificação das rochas, se as mesmas foram submetidas aos mesmos processos de formação, se são cogenéticas, se ainda mantêm suas características originais, bem como a definição do ambiente tectônico em que se alojaram;
- correlações com outros exemplos, a fim de dirimir dúvidas quanto ao ambiente tectônica, assim como associar com outros depósitos.

1.3 Justificativas

Como justificativa principal cita-se que as ocorrências de rochas básicas e ultrabásicas no cinturão não apresentam um estudo sistemático e em conjunto, sendo que o conhecimento tratado até o momento fora de forma isolada.

Vários tipos de depósitos minerais associados a estas rochas ocorrem no mundo. Possuem forma, tamanho, por vezes idade, ambiente tectônico e história evolutiva peculiares, permitindo a associação destes em grupos, que podem ser classificados de acordo com a afinidade magmática (toleíticos ou cálcio-alcalinos), composição (basaltos picríticos, basaltos alcalinos etc.), posição geotectônica (crátons, cinturões colisionais, meio de placa, zonas de extensão litosférica etc.) além da idade e história evolutiva do conjunto geológico em que está inserido (zonas de abertura de oceano, com posterior fechamento, colisão tipo "A" etc.), características que permitem classificar um ambiente como promissor ou não quanto a este tipo de mineralizações.

1.4. Métodos de Trabalho e Materiais Utilizados.

Precedendo aos trabalhos de campo, foi realizado um extensivo levantamento bibliográfico sobre os dados já produzidos nas áreas, tanto regionais como locais. Neste levantamento, foram coletadas informações e mapas, permitindo assim um apoio maior aos trabalhos de campo. Concomitante a este levantamento também foi confeccionado um mapa morfoestrutural, baseado em imagens de satélite, pelo grupo de trabalho de pesquisa-PADCT, coordenado pelo Prof. Dr. Paulo César Soares, sendo gerado um mapa geológico preliminar, o qual foi testado e corrigido durante os trabalhos de campo.

Também durante todo o trabalho foi feito levantamento sobre os depósitos minerais conhecidos no mundo hospedados em rochas básicas e ultrabásicas, com a preocupação de obter informações, sobretudo petrogenéticas dos mesmos.

Os trabalhos de campo tiveram como objetivo a identificação litológica e estrutural das sequências metassedimentares no Grupo Brusque, bem como, e principalmente a identificação das feições associadas às rochas básicas e ultrabásicas em ambas as áreas, Ribeirão do Ouro e Canelinha.

O trabalho teve um maior apoio quando a CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais S/A- Porto Alegre/RS) cedeu, através do geólogo João Ângelo Toniolo e seu superintendente Antônio Carlos Pressoto, materiais de trabalhos de pesquisa de prospecção efetuados na área de Canelinha. Da mesma maneira, a geóloga Andréa Sander cedeu uma cópia de sua dissertação de mestrado na área do Ribeirão do Ouro. Ambos os trabalhos de detalhe, foram realizados em 1991, e continham, dentre outros materiais, mapas de detalhe 1:25.000, permitindo desta forma um maior detalhamento dos mapas ora confeccionados.

Ao todo foram coletadas informações em 132 afloramentos, por toda a área de exposição do Grupo Brusque, com coleta de amostras para confecção de lâminas delgadas e análise química.

Concluídas as etapas de campo, foram confeccionadas 32 lâminas delgadas de rochas, predominantemente de termos básicos e ultrabásicos da área de Canelinha. Nesta etapa sempre procurou-se caracterizar feições como identificação mineralógica, aspectos texturais e estruturais, associações paragenéticas, definindo

o grau metamórfico além de microestruturas permitindo identificar as relações deformacionais que as rochas sofreram. Também teve-se como objetivo a verificação se as rochas foram submetidas a processos de alteração da composição química original (metassomatismo/hidrotermalismo).

A partir da petrografia, foram separadas amostras para a realização de análise química de rocha total. O objetivo principal foi o de escolher amostras que representassem os termos mais diversificados da região de Canelinha. Para a área do Ribeirão do Ouro foram utilizados os mesmos dados de Sander (1991), os quais serviram não só de comparação com os obtidos para a área de Canelinha, mas como também foram submetidos à nova interpretação.

Sander (1991) submeteu 61 amostras aos seguintes processos analíticos;

- pulverização das amostras até 200 *mesh*;
- solubilização do Al, Na, K, Ca, Mg, Mn, Ti e FeO, em ácido fluorídrico, perclórico e nítrico, sendo determinados os teores por espectrometria e emissão atômica, utilizando chama de acetileno;
- Fe_2O_3 e FeO solubilizados por ácido fluorídrico e sulfúrico;
- O P_2O_5 solubilizado pelo ácido clorídrico e determinado por espectrofotometria de absorção molecular;
- SiO_2 também determinado por espectrofotometria de absorção molecular;
- Zr, Y, Sr, Ba por fluorescência de raios X;
- Elementos Terras Raras (ETR) por plasma ICP, realizado no Laboratório GEOSOL;
- Perda ao fogo e H_2O-.

As amostras da região de Canelinha foram enviadas ao laboratório ***Chemex Labs LTDA*** (Vancouver, Canadá). Foram analisados ao todo 11 óxidos maiores (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, Cr_2O_3, MnO, CaO, MgO, Na_2O, K_2O e P_2O_5, com limites de detecção de 0,01 à 100%) por fluorescência de raios X, além do conteúdo volátil ter sido representado na forma de LOI ("*loss on ignition*") e 22 elementos traços (Ba, Cs, Co, Cu, Ga, Hf, Pb, Ni, Nb, Rb, Ag, Sr, Ta, Tl, Th, Sn, W, U, V, Y, Zn e Zr, com limites de detecção de 0,01 à 1 ppm) também determinados por fluorescência de raios X, e 14 elementos Terras Raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, com limites de detecção de 0,1 à 0,01 ppm) por plasma ICP-MS.

Os dados referentes aos mapas geológicos confeccionados, a partir dos já publicados e alterados neste trabalho, foram gerados via CAD (*computer aided design*), obedecendo o sistema de coordenadas UTM. Os dados litoquímicos foram trabalhados nos programas NEWPET 2.0 *for DOS*, *Harvard Graphics 2.0*, *Tridraw 2.0* e *Excel* 97.

Com base nos resultados obtidos nos trabalhos de campo, petrografia e litogeoquímica, desenvolveu-se a comparação com os depósitos minerais hospedados em rochas básicas de características semelhantes.

1.5. A área de estudo: localização e acesso.

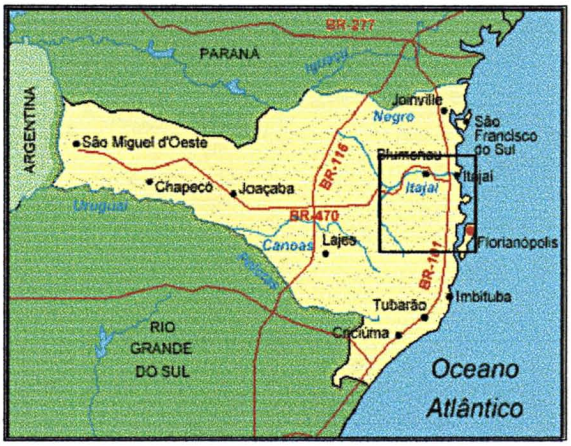
Situa-se na porção leste do estado de Santa Catarina e tem como pontos de referência as cidades de Blumenau, Itajaí, Brusque, Botuverá, Canelinha, São João Batista e Tijucas do Sul. O acesso a estas cidades é feito pela BR-101, sentido Curitiba-Florianópolis (Fig. 01), a qual corta toda a costa litorânea catarinense. Em termos geológicos, a área de Canelinha apresenta-se limitada pelo Complexo Granítico Valsungana a norte e pela Zona de Cisalhamento Major Gercino a sul, sendo que nela localizam-se as cidades de Tijucas do Sul, Canelinha e São João Batista. A área do Ribeirão do Ouro, tem como marcos principais a cidade de Botuverá a nordeste e o Rio Itajaí-Mirim a norte.

1.6. Aspectos Fisiográficos.

Na região estudada, segundo Castro (1997), existem apenas dois tipos de vegetação, a litorânea (que ocorre ao longo do litoral, onde predomina a vegetação arbustiva, típica de mangues, dunas, praias e restingas) e a Floresta Tropical Atlântica (desenvolve-se ao longo da planície costeira e serras litorâneas, sendo formada por árvores de grande porte e uma grande variedade de espécies, importantes na indústria extrativa). Ainda ocorrem: a Floresta Subtropical do Uruguai, a Floresta de Araucárias, Floresta Nebular.



A



A

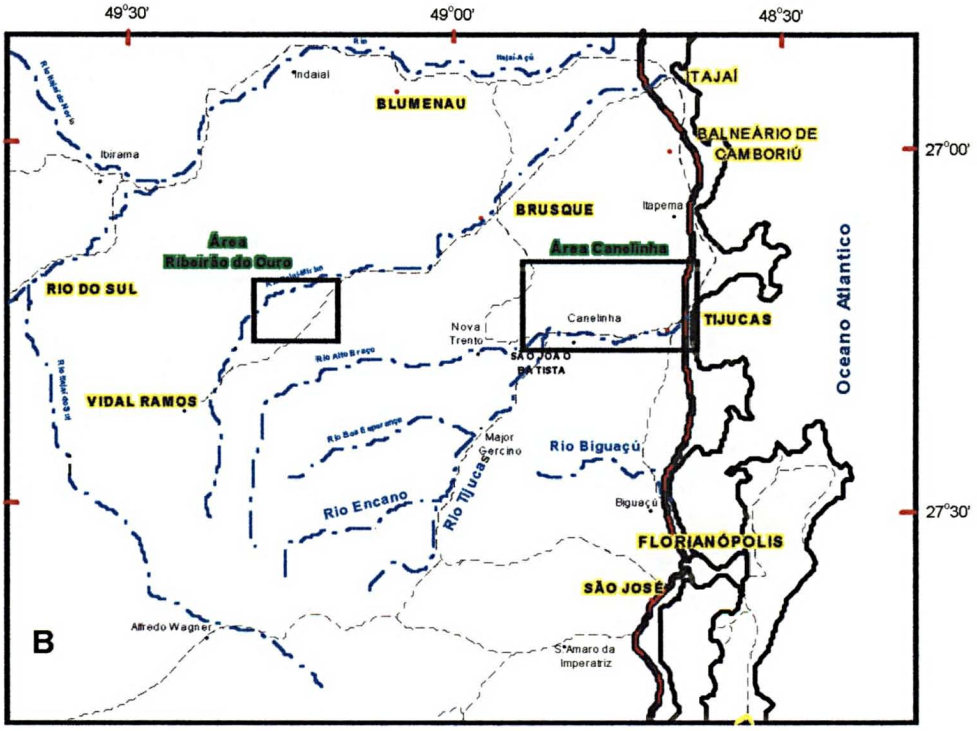


Figura 01- Mapas de localização das áreas de Canelinha e Ribeirão do Ouro (Fonte; (a) Enciclopédia Digital Folha de São Paulo, (b) Toniolo, 1991).

Trainini *et al.* (1978) caracterizaram o clima na porção estudada como de alta pluviosidade durante todo o ano, sendo que o inverno vai de maio a outubro com temperatura em torno de 14° a 18°C. As massas de ar Polar Atlântica e Polar Pacífica provocam instabilidade no tempo, promovendo a formação de geadas e mais raramente neve, quando da diminuição da temperatura. Já no verão, que vai de novembro a abril, ocorrem temperaturas médias entre 22° e 26°C. Nesta época ocorrem massas de ar Tropical Atlântica, produzindo a formação de chuvas. A pluviosidade média anual atinge 1500mm (máximas em janeiro e mínimas em julho).

Em termos geomorfológicos, o Estado de Santa Catarina é dividido em três compartimentos; planaltos sedimentares (Bacia do Paraná, fora da área estudada), as serras litorâneas (compreendem os terrenos metamórficos do Grupo Brusque) e as planícies costeiras. Segundo Castro (1997) ocorre na região uma série de aplainamentos, atribuídos ao ciclo sul-americano e Paraguaçú, responsáveis pelos depósitos aluviais inconsolidados, constituídos de cascalhos, areias, siltes e argilas.

CAPÍTULO 2- GEOLOGIA REGIONAL

CONTEXTO GEOTECTÔNICO, ASPECTOS LOCAIS E RECURSOS MINERAIS.

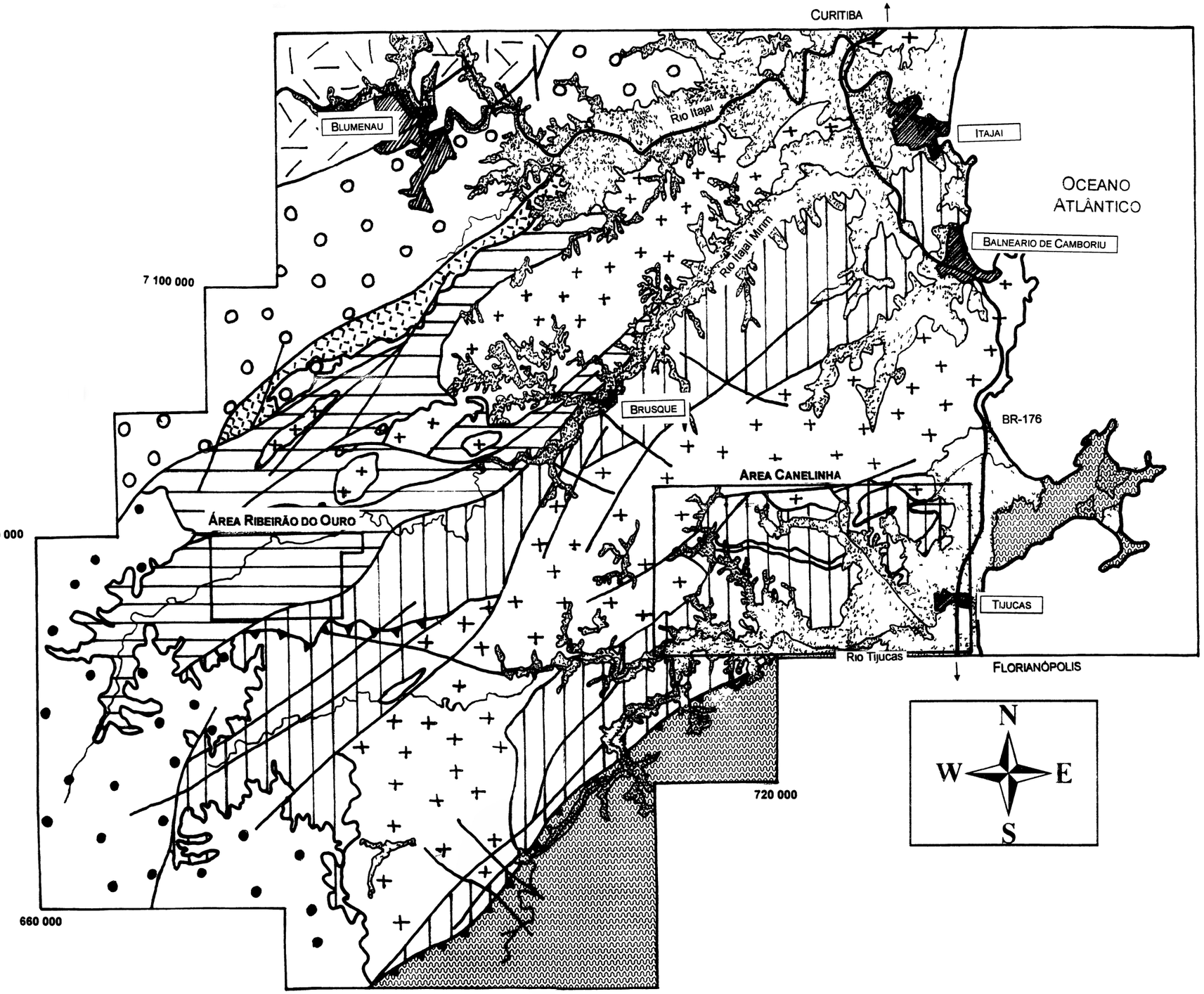
2.1. Generalidades

A região em estudo compreende rochas sedimentares e vulcânicas, metamorfisadas, compondo o Grupo Brusque, o qual caracteriza-se como uma faixa alongada segundo a direção N45E. Está limitado a NW e SE por duas zonas de cisalhamento, a Faixa Ribeirão da Prata e o Lineamento Major Gercino, respectivamente. Limita-se a oeste com os sedimentos Paleozóicos da Bacia do Paraná e a leste com sedimentos costeiros. O contexto geológico da região sul e sudeste do Brasil, com apresentação das faixas metamórficas e crátons, terrenos retrabalhados, é apresentado na Figura 02.

2.2. Contexto Geotectônico

Os primeiros estudos relacionados à geotectônica na região foram iniciados por Hasui *et. al.*(1975). Os autores caracterizaram o Grupo Brusque como parte da Província da Mantiqueira, Setor Meridional, dividindo-a em; **i)** Faixa de Dobramentos Apiaí; **ii)** Maciço de Joinville; **iii)** Faixa de Dobramentos Tijucas (com a Calha Molássica Sudeste tratada separadamente), e; **iv)** Maciço Pelotas. A Faixa de Dobramentos Tijucas compreende uma área que fica entre as cidades de Tijucas e Itajaí, passando pela região central do embasamento do Rio Grande do Sul, estando a leste limitada por falhas transcorrentes com o Maciço Pelotas e estendo-se a oeste até os limites orientais da Calha Molássica Sudeste. O metamorfismo na Formação Botuverá atingiu a zona da sillimanita (em metapelitos), e reconheceram ao menos três fases de deformação: a primeira sin-metamorfismo, a segunda responsável pelo dobramento das antigas estruturas e a terceira de caráter cataclástico.

Porada (1979) correlacionou os dados do Cinturão Dom Feliciano com os dados das unidades correlatas do sudoeste africano (Damara e Gariep). Propôs que o conjunto representaria o produto final de um ciclo geotectônico que se iniciou com a abertura e formação de um oceano, e encerrando-se com conseqüente colisão continental, caracterizando a unidade geotectônica como um sistema orógeno/aulacógeno, formado a partir de um *rift* continental há 1.000 Ma.



LEGENDA

Sedimentos

- Depositos recentes (aluvioes)
- Sedimentos da Bacia do Paraná

Cráton Luis Alves

- Granulitos

Cinturão Dom Feliciano

I-Dominio Externo

- Bacia Itajai (Sedimentos Tardi-orogênicos

II- Dominio Intermediário

- **Complexos Graniticos**
- **Grupo Brusque**
- *Sequencia Metavulcano-sedimentar Itajaí-Mirim*

  Sericita (biotita) xistos metarritmitos quartzitos metamargas cálcio xistos mármores metabasaltos variolíticos amigdaloidais metapendotitos tremolita (clorita) xistos Apresenta-se e metamorfisado em condições de fácies Xisto Verde (Zona da clorita), com superposição de fases de dobramentos
- *Sequência Metavulcano-sedimentar Botuverá*

  Metapelitos quartzitos muscovita xistos clorita xistos biotita xistos filitos filitos grafitosos metarritmitos cálcio-silicaticas turmalinitos metabásicas metaultrabásicas (tremolititos) formações ferriferas bandadas Apresenta-se metamorfisada em condições de fácies Xisto verde a Anfibolito apresentando superposição de fases de dobramentos
- **Nucleos do Embasamento**
- Faixa Ribeirão da Prata

III- Dominio Interno

- Migmatitos gnaisses e granitóides

Falhas empurrão

Lineamentos

ESCALA GRÁFICA

0 5Km 10Km

Figura 02- Esboço geológico do Grupo Brusque e compartimentação geotectônica do Cinturão Ribeira e Dom Feliciano

Fragoso Cesar (1980) designou o Cráton Rio de La Plata como o núcleo cratônico da porção sudeste da plataforma Sul-Americana. Dividiu o Cinturão Dom Feliciano em: ***Flanco Ocidental*** (equivalente a Faxia de Dobramentos Tijucas, de Hasui *et al*, 1975), ***Flanco Oriental*** (equivale a Faixa de Dobramentos do Uruguai Oriental) e ***Zona Central*** (equivale ao Cráton Dom Feliciano, Maciço Mediano de Pelotas, Complexo Granítco do Leste). O limite entre as três unidades seria feito através de fraturas profundas responsáveis pela justaposição destas faixas. Em termos evolutivos, caracteriza no Rio Grande do Sul uma ***etapa inicial (1000-700 Ma)*** com a formação de uma bacia ensiálica, ***etapa intermediária (700-600 Ma)*** com metamorfismo de baixa a média pressão das seqüências Brasilianas e a ***etapa final (600-450 Ma)*** com deslocamentos transcorrentes do Cinturão Dom Feliciano.

Fragoso Cesar *et al.* (1982a) separam o Cinturão Dom Feliciano em Associações petrotectônicas: **i)** *Associação de Margem Continental Passiva* (Flanco Ocidental do Cinturão Dom Feliciano, representada por uma sequência detrítico-química correlata aos grupos Brusque, Porongos e Lavalleja; **ii)** *Associação da Bacia Marginal* (*nappes* com vergência NW); **iii)** *Associação de Arco Magmático* (Zona central do Cinturão Dom Feliciano- que seria o nível profundo de um arco magmático exumado), **iv)** *Associação de Bacia Frontal* (seqüência vulcano-sedimentar epimetamórfica) e **v)** Associações Molássicas Sedimentar e Plutono-Vulcano-Sedimentar.

Fragoso César *et al.* (1982b) propõe um modelo dinâmico para a região, onde após um período de abertura seguiu-se o fechamento do oceano (geração de dobramentos isoclinais, com vergência para oeste), com subducção da placa oceânica sob a continental sul-americana, formação de um mar interior na placa cratônica e deposição de seqüências sedimentares (Grupo Brusque). Durante o estágio orogênico houve a formação de arco magmático, e bacia marginal com deposição de *flysch's* e vulcanitos ácidos e intermediários. A fase pós-orogênica foi caracterizada por grandes falhamento transcorrentes.

Issler (1982) caracteriza o Cráton Rio de la Plata como estável desde 1800 Ma. O Cráton Dom Feliciano (Faixa Arco Fossa Tijucas e Faixa Magmática Pedras Grandes) possuiria vergência oeste-noroeste, tendo se estabilizado em 680 Ma. Cita ainda que, ao longo da Faixa Arco-Fossa Tijucas (Grupos Brusque e Porongos)

afloram associações *sin*-vulcânicas máficas e ultramáficas metamorfisadas na fácies xisto verde a anfibolito, e caracterizando-as como *ofiolitos* mesmo não possuindo todos os requisitos para tal definição, tendo afinidades principalmente oceânicas.

Issler (1983) separa a região em duas grandes entidades geotectônicas; o Cráton Rio de la Plata (teria uma posição "*foreland*") e o Cráton Dom Feliciano (teria uma posição *hinterland)*. Caracterizou a Faixa Arco-Fossa Tijucas como de baixa pressão, provável faixa de colisão, caracterizando-a como uma *"espessa pilha de rochas metamórficas, entremeadas na base por metaígneas sinvulcânicas de natureza máfica e ultramáfica, sendo ofiolitos"*, os quais seriam constituintes dos grupos Porongos (Rio Grande do Sul) e Brusque (Santa Catarina). No Grupo Brusque caracterizou a pilha como fragmentos de crosta oceânica, correspondentes a uma zona de sutura com a crosta oceânica mergulhando para leste/sudoeste. Os metaultrabasitos, metabasitos e metandesitos, teriam sido formados em ambiente tipo cadeia meso-oceânica, passando a transicional até os ambientes tipo intraplaca.

Jost & Hartmann (1984) dividiram o noroeste de Santa Catarina e leste do Paraná em três unidades geotectônicas; Cráton Luiz Alves, Faixa de Dobramentos Tijucas e o Embasamento. Correlacionaram as três unidades às do Sudoeste de Angola- Cráton do Congo substrato da bacia sedimentar do Cuanza e Faixa Orogênica do Grupo Damara, tendo o Cráton Luiz Alves atuado como antepaís da Faixa de Dobramentos Apiaí e Tijucas.

Basei (1985) caracteriza uma colisão do tipo A, com vergência tectônica NW. Ainda dividiu o Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina em domínios geotectônicos, que são; i) *Externo* (representado pelos sedimentos molássicos da Seqüência Itajaí), ii) *Intermediário* (Grupo Brusque) e iii) *Interno* (terrenos a sul do Lineamento Major Gercino).

Soares (1988) caracterizou as orogenias do final do Proterozóico Inferior (2100 a 1800Ma) como uma época de consolidação de grandes blocos continentais. Definiu o Proterozóico Médio (1800-1600 Ma) como fase de rifteamento e formação de um mosaico de blocos continentais e oceânicos, com eventos colisionais, terminando com o fechamento total ou parcial dos oceanos no final do Proterozóico Médio (1000 Ma). No Proterozóico Superior (1000-800 Ma) houve novamente estiramento litosférico, reabrindo algumas faixas colisionais, oceanização restrita,

extensiva sedimentação e importante evento glacial. Na última fase (700-500 Ma), as colisões suturaram as faixas. Precedendo, e entre estes eventos, ocorreram fases de subsidência litosférica, provocada por estiramento e separação continental, colisão arco-continente, estiramento retro-arco, sobrecarga litosférica e relaxamento extensional pós-colisional, considerando as faixas brasilianas como policíclicas. Os falhamentos transcorrentes, geraram dobras escalonadas junto ao cinturão transcorrente, entre 600 e 550 Ma. As estruturas de cavalgamento representariam um importante evento de convergência entre blocos continentais, com subducção A e B, e empilhamento tectônico da cobertura, entre 800 e 650 Ma.

Soares (1992) analisando as faixas de deformação e metamorfismo brasilianas-panafricanas, mostrou que os sistemas de subducção e de colisão intercontinental existiram num intervalo de tempo de 400-500 Ma no hemisfério Sul (nas massas continentais do Gonduana). Por volta de 800 Ma ocorreram sistemas de rifteamento, bacias oceânicas, margens continentais e sistemas de arcos de ilhas. As cunhas sedimentares e os arcos magmáticos se amalgamaram e foram justapostos às margens continentais na forma de terrenos alóctones exóticos, sem ocorrer colisão continental. No início do Neoproterozóico (1000 Ma), ocorreu novo rifteamento, com abertura de bacias oceânicas na Laurásia e pequenas bacias oceânicas (de retro-arco) nos blocos continentais Gonduânicos. Estes sítios foram submetidos a intensa convergência entre 800 a 550 Ma, com o máximo de 650-700 Ma, sendo novamente amalgamados os terrenos alóctones aos novos terrenos metamórficos. Entre 650-550 Ma, desenvolveram-se bacias de *foreland*, com uma nova fase de intensa convergência, com empurrões e transcorrências, provocando a consolidação tardi-colisional dos blocos.

Soares *et al.* (1993) citam que as faixas de deformação e metamorfismo brasilianas/panafricanas compõem um mega-cinturão anastomosado, envolvendo mega, macro e micro continentes e terrenos alóctones de idade meso e neoproterozóica, os quais foram submetidos a intensa convergência entre 800 e 550 Ma, com máximo entre 700-650. As idades de 1400 Ma marcariam a transição para seqüências vulcano-sedimentares de margens oceânicas ativas dos terrenos alóctones que foram amalgamados a 1100 Ma, sendo que a 1050 Ma teriam ocorrido intrusões básicas toleíticas em seqüências terrígenas e carbonáticas de

mares epicontinentais, produto de um novo estiramento litosférico com abertura de suturas pré existentes, deposição de seqüências espessas turbidíticas imaturas (*flysh*), revelando um novo sistema de subducção e formação de novos arcos vulcânicos. Ao redor de 850 Ma se formaram novas bacias episuturais, com nova deposição de pacotes sedimentares, afetadas por metamorfismo, cavalgamentos e intrusões sin-colisionais de batólitos graníticos nos arcos magmáticos. A consolidação dos terrenos alóctones teria ocorrido através de novo evento compressivo associado à tectônica de escape.

Fernandes *et al.* (1993), caracterizaram as zonas de cisalhamentos transcorrentes do Cinturão Dom Feliciano de escala litosférica que acomodaram a principal movimentação longitudinal do cinturão.

Basei (1996) caracteriza quatro unidades geológicas no estado de Santa Catarina; **i)** *terrenos granito-migmatíticos do Cinturão granitóide Costeiro*, **ii)** *rochas supra-crutais de baixo a médio grau de metamorfismo (Grupo Brusque)*, **iii)** *Bacia de ante país com sedimentos anquimetamórficos (Grupo Itajaí)* e **iv)** *terrenos gnáissicos-granulíticos da microplaca Luís Alves*. Questionou os modelos existentes que citam o Grupo Brusque como correlato aos grupos Porongos (RS) e Lavalleja (Uruguai), sendo constituintes de uma provável bacia do tipo *back-arc*. Questionou ainda uma possível continuidade entre a micro-placa Luís Alves Cráton Rio de La Plata. As idades modelo Sm-Nd sugeriram que as descontinuidades existentes entre os domínios tectônicos observados em Santa Catarina, representariam prováveis suturas crustais ou até mesmo litosférica. Sugeriu que a posição atual do Grupo Brusque teria ocorrido somente no final do Neoproterozóico e início do Fanerozóico relacionado à aproximação do Cinturão Granitóide Costeiro, empurrando o Grupo Brusque na forma de *nappes* (com vergência para NW).

Soares & Rostirolla (1997) citam que a presença de falhas ou zonas de cisalhamento de rejeito direcional são comuns em cinturões colisionais modernos, e que em muitos casos decorrem do avanço de um bloco continental indentor, nas faixas acrescionárias em convergência com outro bloco continental, posterior aos cavalgamentos e metamorfismo. Citam que as fases trancorrentes dextrais teriam atuado como zonas de escape ao encurtamento e deslocamento lateral de estruturas (650-700 Ma), e as coberturas não metamórficas do Vendiano (650-550

Ma) teriam sido retomadas com o processo de reversão cinemática durante a fase extensional posterior (550-480 Ma). A rotação lateral esquerda encontrada no Uruguai indica fuga de massas acrescionadas para sul. No Rio Grande do Sul, a bifurcação em dois Ramos, um para NNE (Passo do Marinheiro) e outro para NE (Açotéia), e em Santa Catarina para ENE (Major Gercino), revela situar-se nesta a zona de estrangulamento e divergência do indentador. O colapso do cinturão orogenético originou movimentação transtensional com inversão cinemática, e formação de sítios vulcânicos e sedimentares.

2.3. Geologia regional e das áreas em pesquisa.

2.3.1. O Grupo Brusque.

Carvalho e Pinto (1938) criaram a denominação de Série Brusque referindo-se aos filitos, quartzitos e calcários próximos à cidade homônima.

Silva *et al.* (1978) definem o Grupo Brusque como constituído por metapelitos, com xistosidade pronunciada. Descrevem um zoneamento metamórfico com aumento da temperatura regional de NW para SE em direção ao granito Valsungana, que teria sido um domo termal. Caracterizam o Cinturão como polideformado com 4 fases metamórficas e 3 fases deformacionais.

Silva *et al.* (1980) caracterizaram o metamorfismo no Grupo Brusque na região da Catinga como metamorfismo de alto grau (andaluzita, sillimanita e cordierita),e na região do Russo, com metamorfismo de fácies xisto verde. Encontraram três fases de dobramentos; primeira isoclinal, a segunda responsável pelo redobramento das estruturas anteriores; e a terceira fase foi de intensidade limitada.

Silva (1983a) em revisão ao Complexo Metamórfico Brusque, destacou a Seqüência Itajaí-Mirim do mesmo em função de sua origem vulcano-sedimentar, definindo-a como seqüência Greenstone Belt Rio Itajaí-Mirim. Se constituiria numa típica seqüência vulcano-plutono-sedimentar do Proterozóico Inferior, metamorfisada em fácies xisto verde, sendo formada por rochas máficas a ultramáficas (basaltos

variolíticos com afinidade komatiítica) com texturas ofítica e de resfriamento ("quench"), quartzo-turmalinitos (BIF- fácies silicato) de origem sin-genética relacionada a atividades vulcanogênico-exalativa (com vocação aurífera). Caracteriza o Grupo Brusque como polimetamorfisado, com duas fases de dobramentos isoclinais e uma de transposição.

Silva (1983b) definiu os variolitos da região do Ribeirão do Ouro, como lavas com corpos esféricos, produto de resfriamento rápido de dois magmas imiscíveis (basalto toleítico/varíola e peridotito komatiítico/matriz) em meio subaquoso. Apresentam texturas de resfriamento tipo *quench* sob forma de agregados fibroradiados de tremolita, sendo interpretada como estrutura de fluxo de cristalização rápida da lava, semelhante aos basaltos variolíticos da Formação Komati *Greenstone Belt* de Barberton, Cinturão Abitibi (Canadá). Os variolitos seriam produto de uma imiscibilidade de líquidos entre basaltos toleíticos (varíola) e peridotitos e/ou piroxênio komatiíto (matriz). A associação com serpentinitos e metapiroxenitos, em concordância espacial e temporal, caracterizariam ciclos de vulcanismo (ou derrames komatiíticos).

Silva (1984) caracterizou as seqüências de baixo grau do escudo catarinense como pertencentes a dois eventos temporal e espacialmente distintos: o primeiro relacionado a um evento orogênico (Seqüência Vulcano-Sedimentar Rio Itajaí-Mirim), e o segundo associado a cobertura (Grupo Itajaí). Caracteriza uma evolução policíclica, sendo a primeira fase isoclinal, a segunda também isoclinal porém mais aberta, e a terceira marcada por processos de *kingking*. Cita que a associação vulcano-sedimentar sugere ambiente marinho com deposição de seqüências turbidíticas e vulcanoclásticas, sugerindo processos de denudação rápida e intensa. O autor questiona o significado do Sistema de Dobramentos Tijucas, inclusive a validade de interpretações baseadas no Ciclo de Wilson para a região.

Silva *et al.* (1985) caracterizaram petrograficamente a seqüência meta-vulcano-sedimentar Rio do Oliveira (Cinturão Rio Itajaí-Mirim). Nela ocorrem metabasaltos derivados de lavas máficas, por vezes amigdaloidais e com xistosidade discreta, porém ainda mantendo textura primária ofítica. Ainda descrevem *metamicrogabros*, *metabasitos*, *metaultramafitos*, podendo esta associação estar relacionada a sills subvulcânicos *komatiíticos*. Além destes

ocorrem ainda *metariodacitos*, *metatufos máficos piroclásticos*, metatufos ultramáficos e félsicos, chert turmalínico bandados, chert hematítico bandado (BIF´s hematítico), chert grunerítico bandado (BIF´s grunerítico) e cálcio-silicatadas. Caracterizaram uma seqüência piroclástica, incluindo termos ultramáficos e mais raramente félsicos, interestratificados com rochas cálcio-silicatadas, turmalinitos bandados, *cherts* hematíticos bandados (B.I.F. hematítico) e rochas quartzo-gruneríticas (B.I.F. fácies silicato). O metamorfismo foi de baixo grau. Estruturalmente caracterizaram duas fases de dobramentos isoclinais, com a S_1 paralela ao S_0, sendo a S_2 de caráter mais aberto.

Borba e Lopes (1985) na região de Itapema, identificaram tremolita xistos, clorita-tremolita xistos, actinolita-epidoto xistos e quartzitos, possivelmente rochas da base da Seqüência Rio Itajaí-Mirim.

Basei (1985) descreve três seqüências na região de Botuverá e Ribeirão do Cinema (Fig. 03), **i)** *Rio da Areia* (carbonatos e vulcânicas), **ii)** *Ribeirão Agrião* (litologias areno-pelíticas) e **iii)** *Botuverá* (rochas basais pelito-arenosas e areno-pelíticas). Com foliação S_1 preservada localmente, a S_2 (de transposição), e uma terceira fase com verticalização da S_2, e uma quarta fase associada a falhamentos transcorrentes tardios.

Basei *et al.* (1987) citam que o Grupo Brusque apresenta uma foliação principal S_2 (de transposição) a qual é paralela ao alongameno geral da faixa. Identificaram uma evolução polifásica, com quatro fases de deformação superpostas, sendo as mais evidentes de segunda e terceira ordem. A região entre Ribeirão do Ouro e Rio da Areia, apresenta uma grande estrutura sinformal com plano axial subvertical e caimento axial para sudoeste que dobra regionalmente a superfície S_2 de transposição, sendo ainda influenciada por uma quarta fase de deformação. No perfil Barra do Areia- Ribeirão do Cinema, verificaram uma possível repetição de camadas, produto dos dobramentos D2, fechados e com vergência para NW. A geometria dos dobramentos D_1 é de difícil reconstrução, mas em função de serem cilíndricos é provável que a posição da S_1 fosse subhorizontal associada a dobras recumbentes. A fase D_2 desenvolveu uma superfície S_2 de transposição com vergência para NW. A terceira fase é sugerida pela presença de *kink's*. e sugere ainda uma quarta fase.

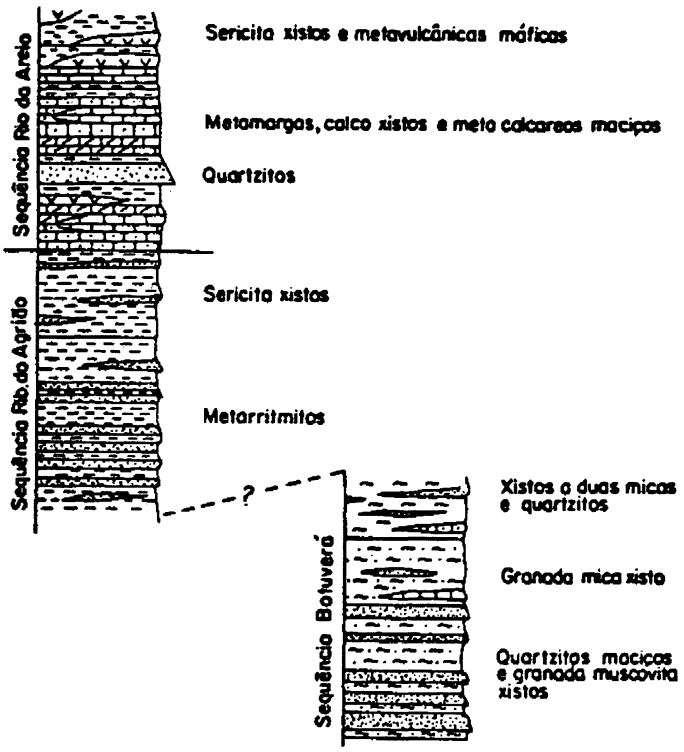


Figura 03- Coluna litoestratigráfica esquemática para o Grupo Brusque entre as regiões de Botuverá e Ribeirão do Ouro (Basei, 1985).

Basei (1990) através de estudos isotópicos do Grupo Brusque, encontrou idades de 599±22 e 706±50Ma, sendo que a última é interpretada como representativa do clímax metamórfico que afetou a região enquanto que a de 599±22Ma seria o resfriamento do pico termal da região. Os resultados Sm-Nd indicaram resultado Nd T_{DM} de 1670 Ma, que poderiam corresponder a idade mais antiga para a sedimentação, já que a seqüência de rochas básicas é *sin*-sedimentar, além do que o tempo de diferenciação entre manto-crosta é pequeno.

Sander (1991) em trabalho no Ribeirão do Ouro, separou metagabros, metabásicas porfiríticas, finas e variolíticas, metacalcáreos e metapelitos, com texturas ígneas reliquiares. Com aumento do metamorfismo regional e dinâmico, as litologias transformaram-se em clorita xistos, tremolita xistos e serpentinitos. Os metabasaltos finos e variolíticos, clorita xistos e actinolita xistos, possuem

plagioclásio com feições de textura *quench*. Os metabasaltos variolíticos, cujas varíolas mostram paralelismo entre os eixos maiores. Quimicamente, cita que as rochas não possuem contaminação, e separou as unidades "máfico-ultramáficas" em: rochas com alto MgO e baixo álcalis (metagabros e metabásicas porfiríticas) e rochas com médio à baixo MgO e alto álcalis (metabasaltos e metabasaltos variolíticos. Faz comparação com os *Middly Alcaline Basalts* levemente subsaturados, da província de Hebridean e uma média dos basaltos alcalinos havaianos, originados a partir de fonte magmática de granada-peridotitos.

Silva (1991) separa no Grupo Brusque, três principais seqüências metavulcano-sedimentares: **i)** *Ribeirão do Cinema*, **ii)** *Ribeirão do Ouro* e **iii)** *Rio do Oliveira-Itapema*. Caracteriza as seqüências Ribeirão do Ouro e Rio do Oliveira-Itapema em função de apresentarem semelhanças litofaciológicas. Estruturalmente a superfície Sn encontra-se redobrada, com lineação mineral de pequeno caimento. A *Seqüência metavulcanossedimentar Rio do Oliveira-Itapema* apresenta metamorfismo de baixo a médio grau, e dividiu a seqüência em:

i) *Associação Metavulcanoclástica*; rochas máficas e mais raramente ultramáficas e félsicas, divididas em três associações: Brechas Vulcânicas Máficas, Metatufos Máficos Bandados e Metatufos Félsicos
ii) *Associação Extrusiva*; subordinados leitos na seqüência Tufácea. Dividem-se em: metabasaltos maciços, amigdaloidais, meta-ultramafitos, metarriodacitos
iii) *Associação químico-exalativa*; composta de gnaisses cálcio-silicáticos, Turmalinitos e BIF's- fácies óxido, silicato e sulfeto.

Para a *Seqüência Metavulcanossedimentar Ribeirão do Ouro* cita que as paragêneses apresentam reequilibro em condições de xisto-verde baixa. Os filitos e xistos possuem uma foliação de transposição milonítica ($S_0//Sn$), e que apresenta-se freqüentemente redobrada. O principal componente é uma espessa associação clasto química de calcários dolomíticos, e uma associação vulcanossedimentar que inclui xistos máficos e ultramáficos, tremolititos e albita-actinolita xistos. Divide a seqüência em:

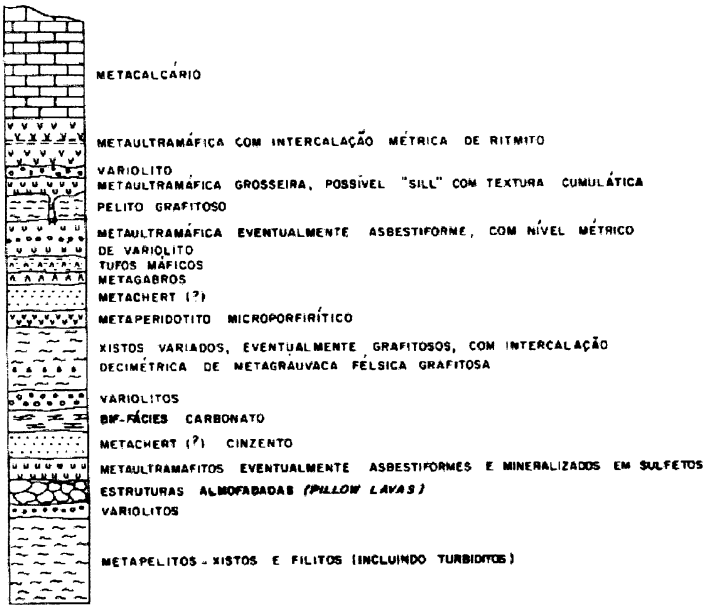


Figura 04- Coluna litoestratigráfica esquemática para o Grupo Brusque, região do Rio do Oliveira-Itapema (Silva, 1991).

i) *Metabasaltos Variolíticos*;

ii) *Metabasaltos com estruturas em almofadas*;

iii) *Metagruvacas Félsicas*;

iv) *Albita-carbonato-quartzo-clorita Xistos.*

Cita ainda a possível geração de assoalho oceânico em ambiente tipo rift, e mecanismo de subducção ("tipo B). A sedimentação terrígena representaria aporte continental, enquanto que a ortoquímica e BIF's sugerem períodos de aquiescência, intenso fluxo térmico típico de regiões abissais, além de condições anóxicas. Interpreta as duas seqüências como reflexo de uma evolução bacinal ligada à extensão crustal (*Fase rift matura).

Hartmann *et al.* (1992) em estudo das associações de rochas ultramáficas dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, citam que estas representariam níveis crustais variados (profundos no Cerro da Mantiqueira até mais rasas na Palma, Arroio Lajeadinho, Cambaizinho e Ribeirão do Ouro e Rio do Oliveira), e citam que as duas regiões de Santa Catarina estão intensamente serpentinizadas.

Citam que os gabros de Santa Catarina seriam mais evoluídos que os do Rio Grande do Sul.

Basei *et al.* (1994) caracterizam a região de Canelinha como sendo formada por metabásicas, turmalinitos e cálcio-silicáticas e, subordinadamente, quartzo-mica xistos diversos; e uma seqüência superior metassedimentar com quartzitos maciços a bandados que transicionam em direção ao topo, a um espesso pacote de sericita xistos rítmicos cinza prateados. A unidade metavulcano-sedimentar depositou-se em ambiente marinho (do tipo *rift*), durante o Mesoproterozóico (1,6 Ga), com importante contribuição vulcânica básica na porção inferior que lateralmente passa a uma sedimentação químico exalativa. O contato entre as unidades é tectônico representado por cavalgamentos de baixo ângulo com transporte para NW. Pelo menos três fases de dobramentos cilíndricos afetaram o bandamento das rochas.

Caldasso *et al.* (1994a) reconheceram quatro domínios geológicos na folha Botuverá: o Núcleo do Embasamento Remobilizado, o Cinturão Metavulcano-Sedimentar- Complexo-Brusque (depósitos plataformais e leques submarinos, com calcários estromatolíticos associados a depósitos turbidíticos, e metagabros, metabasaltos e xistos magnesianos, e basaltos com estruturas *quench*, variolítica e "*pillow-lavas*"), Cobertura Vulcano-Sedimentar e Rochas Graníticas. Caracterizaram 5 fases deformacionais, agrupadas em 3 conjuntos com cronologia, mecanismos, padrões estruturais, metamorfismo e condições de pressão e temperatura próprias evidenciando uma evolução policíclica para a área.

Caldasso *et al.* (1994b) definem o Complexo Brusque como formado por uma unidade siliciclástica, pelito-arenosa e rítmica, que encerra níveis subordinados de meta-arenitos, metabásicas-ultrabásicas, metacalcários e quartzo-turmalinitos bandados (exalitos), e que teria se formado num ambiente interface plataformal/bacinal, e que foi metamorfisada regionalmente na fácies xisto verde e deformada policiclicamente.

2.3.2. Zona de Cisalhamento Faixa Ribeirão da Prata

Basei (1985) considerou a Faixa Ribeirão da Prata como resultado de retrabalhamento de rochas do Complexo Granulítico na borda sul do Cráton Rio de La Plata, durante o início do Ciclo Brasiliano na região, relacionando-se a grandes falhamentos inversos com vergência tectônica para noroeste. Durante o final da orogênese, o cisalhamento colocou as rochas do Grupo Brusque sobre as rochas da Faixa Ribeirão da Prata, e ambas sobre as litologias do Grupo Itajaí.

2.3.3. Zona de Cisalhamento Major Gercino

Basei (1990) apresentou o lineamento Major Gercino-Dorsal Canguçú como sendo uma estrutura Neoproterozóica que separa terrenos com importantes diferenças isotópicas (chumbo, neodímio e estrôncio) representando uma sutura do tipo "A", sendo constituída por estruturas dúctil-rúpteis. Estudos petrográficos em milonitos permitiram definir o metamorfismo como de fácies xisto verde com predomínio de cominuição sobre a recristalização, com movimentação dextral e subordinadamente com indicações sinistrais. Em conjunto com o sistema Dorsal Canguçú e Sierra Ballena representariam estruturas de expressão litosférica.

Passarelli *et al.* (1993a e 1993b) citam que a Zona de Cisalhamento Major Gercino faz parte de um importante e extenso sistema estrutural que afeta toda a porção sul brasileira e uruguaia. Os indicadores cinemáticos sugerem uma movimentação dextral, com importante componente oblíqua, e configurações em flor positiva (que sugerem localmente uma componente transpressiva). Existe a presença de falhas tardias, com direção aproximadamente N30W que cortam a Zona de Cisalhamento Major Gercino, provocando rejeitos de até 1Km podendo representar uma reativação de direção anti-riedel , em um nível crustal mais alto.

Bittencourt *et al.* (1993) a definiram como subvertical, com direção N50E, lineação de estiramento subhorizontal e sentido de movimentação predominante lateral direito. Onde ocorreu magmatismo (cálcio-alcalino evoluindo para shoshonítico, e assumindo características transicionais entre o toleítico e o alcalino no estágio tardio) sugerem condições progressivamente cratônicas.

Koester *et al.* (1993) citam que a colisão entre os crátons do Kalahari e o Rio de la Plata teria sido responsável por uma movimentação paralela ao alongamento do Cinturão Dom Feliciano. Este magmatismo poderia estar refletindo uma deformação tardia no Escudo Sul-rio-grandense, com movimentação paralela ao alongamento do Cinturão Dom Feliciano.

Basei & Hawkesworth (1993) definiram uma compartimentação em Santa Catarina em três blocos distintos entre si (conforme Basei, 1985), a qual teria sido produto de subducção do tipo B desenvolvida no Proterozóico Superior, onde os blocos representariam respectivamente de SE para NW; raízes de arco magmático, bacia de *back-arc*, e antefossa molássica. O limite entre os domínios Interno e Intermediário é feito pela Zona de Cisalhamento Major Gercino, e entre os domínios intermediário e externo pelo Lineamento de Perimbó. Interpretaram o Cinturão Dom Feliciano não como um simples produto de subducção de uma placa oceânica no Proterozóico Superior, mas sim como resultado da aglutinação em várias etapas, com sentido de acrescção para NW.

Fernandes *et al.* (1993b) caracterizaram as zonas de cisalhamento internas do Cinturão Dom Feliciano com longa história deformacional sinistral. Iniciaram-se como estruturas transtensionais, com os milonitos afetados por diversas gerações de dobras singenéticas e tardias, onde estas zonas de transcorrências foram interpretadas como estruturas intraplaca, responsáveis pela acomodação de significativo movimento paralelo ao alongamento do cinturão.

2.3.4. Recursos Minerais

Hasui et al. (1975) citam que os depósitos minerais em rochas básicas e ultrabásicas nas áreas dos grupos Porongos e Brusque apresentam um caráter subeconômico. A sul de São Sepé e nas cabeceiras do Rio Vacacaí, o ouro ocorre intimamente relacionado a rochas ultramáficas, sob forma nativa ou incluso em piritas, na forma de disseminações em veios de quartzo. Dentre as ocorrências principais citou; **i)** as de cobre, na forma de calcopirita, localmente bornita,

disseminados em metabasitos; **ii)** de cromita do tipo alpino, disseminada nos serpentinitos; e **iii)** ouro em raras formações ferríferas intercaladas em metabasitos.

Issler (1983) citou a vocação metalogenética para mineralizações de ferro e titânio, cobre e níquel, com vanádio para as rochas básicas e ultrabásicas do Grupo Brusque. Já as rochas do Grupo Porongos, teriam sua vocação ligada a mineralizações de cromita e ferro e titânio com vanádio.

Toniolo & Kirchner (1994) citam a existência de evidências, tanto na área de Botuverá quanto na área de Canelinha, de mineralizações auríferas, associadas a veios de quartzo, onde o ouro e a pirita ocorrem de forma disseminada,sendo extraídos 4.500 toneladas de minério com teores médios de 6 à 9 g/ton de ouro e 3,5 g/ton de prata. Em Canelinha as mineralizações de ouro estão associadas a sulfetos disseminados e maciços (pirita, pirrotita, calcopirita) em leitos de até 10cm concordantes com a estratificação de quartzo-turmalinitos bandados, cálcio-silicáticas e metabásicas. Os teores variam ao redor de 0,18 ppm de Au, 1,6 ppm de Ag e 192ppm de Bi.

Toniolo & Costa (1994) desenvolveram vários trabalhos de pesquisa na região de Canelinha, selecionando duas áreas anômalas para ouro, Sorocaba e Vila Nova, com abundante ocorrência de calcopirita, pirita e/ou pirrotita disseminada (cálcio-silicáticas e metabásicas), havendo valores positivos para ouro e cobre.

Caldasso *et al.* (1994) citam também as ocorrências e indícios de ouro, sulfetos maciços, Mn, U-Th, Pb além de calcário, asbesto, argilas caulínicas, areia, cascalho, granito e ardósia.

CAPÍTULO 3- DEPÓSITOS MINERAIS EM ROCHAS BÁSICAS E ULTRABÁSICAS.

3.1. Introdução

Após o regime tectônico permóvel ocorrido durante o período Arqueano, seguiu-se um novo período evolutivo na Terra, com o começo de formação das primeiras proto crostas, os crátons se estabilizaram, permitindo assim a deposição de espessas seqüências supracrustais e formação de mega-sistemas de fraturas (as quais poderiam ser as primeiras fases precoces de uma possível fragmentação de crostas continentais). Por meio destas fraturas houve o escape e a instalação de massas ígneas que deram origem a enxames de diques e complexos ígneos. Nas regiões que permaneceram estáveis por um período maior, essas massas ígneas ainda permanecem bem preservadas até os tempos atuais, como por exemplo os corpos no Zimbabwe, no sul e leste da África, no oeste da Austrália, na Groenlândia, nos Estados Unidos e no Norte do Canadá. Mesmo bem preservados, existem superpostos a estes depósitos eventos tectônicos que freqüentemente estão cobertos por sequências litológicas mais jovens (Condie, 1982).

No Proterozóico Inferior o desenvolvimento destes corpos deu-se de forma concomitante ao desenvolvimento de bacias sedimentares e cinturões metamórficos; desta forma o *Great Dyke* instalou-se no Zimbabwe. O Supergrupo *Witwaterstand* foi depositado na África etc.

Dadas as condições acima citadas (início de formação de proto-crostas, mudanças das condições tectônicas, extravasamento de produtos mantélicos, condições de tempo e temperatura, fragmentação crustal com conseqüente estiramento litosférico e alívio de pressão, etc) é que o período que vai do Proterozóico Inferior ao Médio tem grande importância não só no sentido de mineralizações mas também no sentido de grandes mudanças na tectônica global.

Outro fato a ser destacado no período em questão é a ausência teórica das seqüências *Greenstone Belts*, no entanto sabe-se que as seqüências deste tipo continuaram a se formar, porém com potencial econômico mais baixo.

3.2. Classificação dos Depósitos Minerais

As ocorrências de mineralizações em diversos tipos de depósitos minerais associados aos complexos básicos-ultrabásicos (máficos-ultramáficos), tanto os relacionados aos maiores depósitos quanto aos menores e descontínuos, permitem agrupá-los em cinco tipos principais (adaptado e modificado de Windley, 1977 e Biondi, 1986);

1) ***Complexos Bandados Gigantes-*** como Bushveld (África do Sul), Great Dyke (Zimbabwe), Stillwater (Estados Unidos) e a Suite Widgiemooltha Dyke (Oeste da Australia);

2) ***Complexos Diferenciados sem Bandamento Rítmico-*** como Sudbury (Estados Unidos), Duluth (Estados Unidos) e Noril'sk (Rússia);

3) ***Complexos Anortosíticos***

4) ***Enxames de Diques de Doleritos/Diabásios;***

5) ***Complexos irregulares tipo Alpino***, e;

6) ***Greenstone Belts*** *e depósitos em* ***Sequências Komatiiticas.***

3.2.1. Os Complexos Bandados Gigantes

Todas as ocorrências conhecidas situam-se em regiões cratônicas, típicas de ambientes intraplaca continentais, estabilizadas desde o Proterozóico Inferior à Médio até o Holoceno. São injeções ocorridas concomitantemente à deposição de extensas coberturas supracrustais, gerando condições ideais de cristalização e preservação das estruturas pós diferenciação.

Tais feições, associadas a enxames de dimensões subcontinentais de diques doleríticos, representam um tipo de atividade tectônica e ígnea de regiões rígidas (Windley, 1977).

Sua característica principal é a repetição de níveis de mesma composição (definido como um bandamento rítmico), que observadas no conjunto formam feições cíclicas. Também neste sentido (Biondi, 1986), as variações químicas provocadas pelo fracionamento magmático (bandamento críptico) são também uma de suas principais características, ou seja a formação de bandamento.

Tem como características petrográficas a presença de texturas cumuláticas, como em harzburgitos, ortopiroxenitos, websteritos, noritos, gabros à dois piroxênios e anortositos, além de dunitos, lherzolitos, troctolitos e granófiros em menor quantidade, de estruturas com feições sedimentares como limites gradacionais, lenticularização e adelgaçamento, deformações intraformacionais, gretação e preenchimento, com grande continuidade lateral e repetições e/ou modificações cíclicas na vertical (Biondi, 1986).

As cromitas ocorrem associadas à bandas ricas em olivina, podendo ocorrer também associadas a outros tipos de associações (desde que com menos de 54% de SiO_2).

As mineralizações de platinóides apresentam-se associadas no topo e na base por cromititos. Os minerais de platina são ligas de ferroplatina, bragita niquelífera (Ni, Pt, Pd)S_2, Coperita (Pt+AsS), Laurita (Ru, Os)S_2, estibiopaladinita (Pd_3Sb), Fe(cerca de 32%), Al_2O_3 (15,2%) e MgO (9,7%), com Cr_2O_3 à 40%.

Algumas feições químicas são típicas destes complexos, como: diminuição da basicidade dos plagioclásios do assoalho para o topo dos plutões, bem como uma diminuição de forsterita da olivina (revelando a atuação processos de fracionamento durante a cristalização das rochas). As mineralizações de Cr ocorrem sempre na base das sequências onde a basicidade do plagioclásio é maior que An75 e a olivina com $\geq$ 80% de moléculas de forsterita.

Os platinóides situam-se na porção basal das seqüências, associando-se diretamente aos níveis cromíferos ou concentrando-se em níveis isolados

geralmente acima das concentrações de cromita (Merenski e J-M) Os coeficientes de compatibilidade entre as associações de platinóides e cromítas são compatíveis.

3.2.1.1. Complexo Bandado *Bushveld* (África do Sul)

Apresenta-se situado ao norte da África do Sul. Tem forma grosseiramente ovalada, lopolítica, com eixo maior orientado E-W com cerca de 540Km e largura média no sentido N-S de cerca de 180Km (Fig. 5a), cobrindo aproximadamente 66.000Km^2, e uma espessura vertical de mais de 9Km. É o maior representante de depósitos de minerais magmáticos no mundo (Windley, 1977).

O complexo encontra-se encaixado em aproximadamente 20Km de espessura de rochas sedimentares e vulcânicas da seqüência Transvaal (Figura 5b), e compõe-se de três principais unidades: (a) seqüências básicas bandadas (mineralizações); (b) granitos vermelhos Bushveld, e; (c) complexo alcalino Pilanesburg. São grandes maciços diferenciados, marcados por forte bandamento rítmico, compreendendo peridotitos e piroxenitos, até dioritos e granófiros básicos, incluindo gabros noritos e anortositos, sendo possível ainda verificar uma megazonação basal ultramáfica gradando até outra porção norítica-anortosítica.

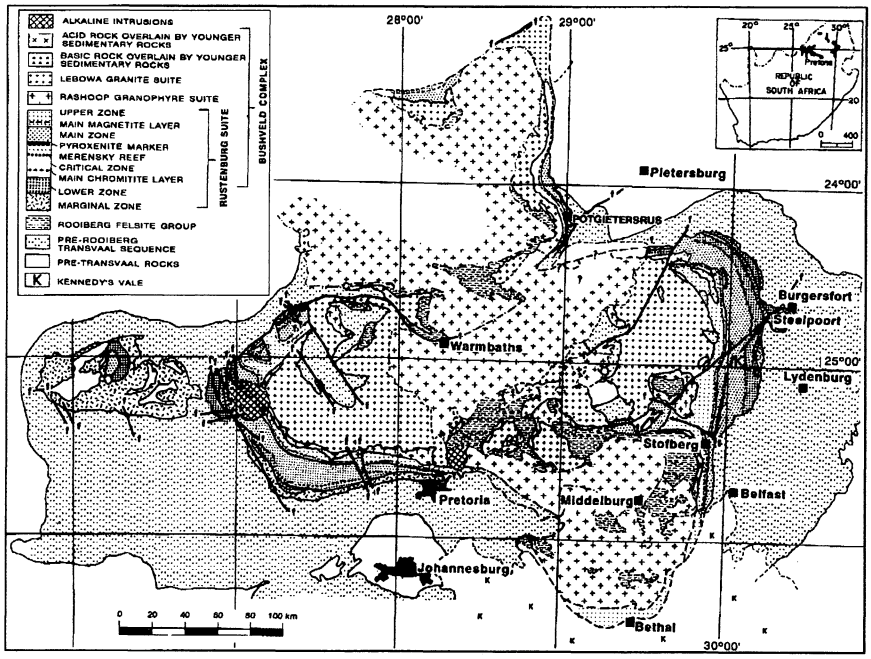
As intrusões ocorreram entre 2.095±24 Ma (em rochas máficas, Hamilton, 1977) e 1920±40 Ma (granitos tardios, Coertze et al., *in* Windley, 1977).

O complexo se alojou numa depressão estrutural (Hunter e Hamilton, *in* Windley, 1977) em meio ao Supergrupo Transvaal sob pressão de cristalização de 4Kb (Cawthorn, *in* Windley 1977) por processos de subsidência contínua da bacia (Sharpe e Snyman, 1980).

Os depósitos estão sempre na parte basal dos maciços, junto aos níveis ortopiroxeníticos e dunítico tendo espessuras de 1m à 5m e extensões laterais de várias dezenas até poucas centenas de Km.

O modelo genético mais aceito para o depósito baseia-se em oscilações do estado de oxidação do magma, sendo que variação no campo composicional é responsável pela geração ou não de fases cromíferas. A depender da permanência

A



B

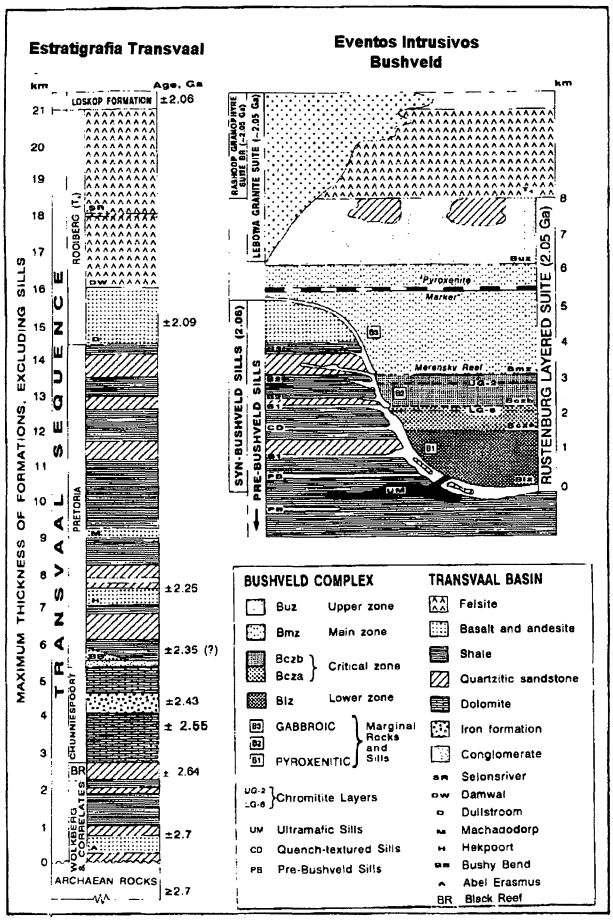


Figura 05- Mapa Geológico (A) e empilhamento estratigráfico da Sequência Transvaal e eventos intrusivos associados ao Complexo Bushveld (Eriksson et al., 1995).

do tempo de estabilidade haveria a possibilidade do aparecimento de horizontes mais ou menos espessos.

Os depósitos de platinóides estão associados a horizontes sempre na base da zona norítica-anortosítica, na porção superior do maciço. Na zona Merenski, o horizonte Merenski contém platinódes em uma matriz pegmatóide contendo megacristais de ortopiroxênio. O modelo também admite que a formação da unidade Merenski esteja ligada a novos fluxos magmáticos, diferenciados, que para depositar-se atingem um equilíbrio de densidade com o meio, onde o fluido se espraiará e coletará junto aos silicatos do magma hospedeiro, os platinódes que se concentram numa fase sulfetada, depositando-se no fundo da câmara.

Quanto à composição mineralógica, a bronzita é um mineral cumulativo nos bronzititos, harzburgitos e bronzita-cromititos e é pós-cumulativa nos dunitos e cromititos, assim como a olivina é cumulativa nos harzburgitos e dunitos. Para as concentrações de platinóides (zona crítica superior) a composição é norítica, contrastando com os bronzititos (quase a totalidade da zona crítica inferior).

Além do Complexo Bushveld, enquadram-se neste contexto, o complexo de Stillwater (Montana, Estados Unidos), tendo no horizonte J-M (ou Howland) o equivalente ao horizonte. Outro exemplo é o Complexo Bandado Great Dyke, no Zimbabwe (África do Sul), o qual é formado por 4 subcomplexos lopolíticos bandados denominados Musengezi, Hartley, Selukwe e Wedza, sendo que cada complexo é composto de unidades cíclicas de rochas ultrabásicas que atingem um máximo de espessura exposta de 2.100 m no subcomplexo Hartley, 900m de gabros acima, nos quais existem níveis de cromita basal em cada unidade.

Em termos geoquímicos, com relação aos elementos Terras Raras, verifica-se que em Bushveld há um enriquecimento em Eu, representando uma origem do magma protólito no manto superior, junto à fácies de composição plagioclásio-lherzolito. Já para Great Dyke, que apresenta uma anomalia negativa em Eu, pode-se aventar as seguintes hipóteses;

(a) separação de uma fase residual de plagioclásio após extração do magma;

(b) a fonte primitiva já estava esgotada em plagioclásio, ou;

(c) houve equilíbrio entre a fonte geradora e uma fusão mais antiga portadora de anomalia negativa em Eu, processo característico então de contaminação.

No oeste da Austrália, ocorre também a suíte Widgiemooltha Dyke, que inclui os diques Jimberlana, Coronation e Binneringie.

3.2.2. Complexos Diferenciados sem Bandamento Rítmico

Segundo Biondi (1986) correspondem a um grupo de corpos diferenciados classificados como "não associados a grandes derrames basálticos" (como Sudbury, Canadá). Porém os associados a grandes derrames basálticos, são mais numerosos (como Duluth, E.U.A., Noril'sk-Talnakh, Rússia, Insizwa-Ingeli, Transkei, e Dufek, Antártida).

Estas intrusões tem feições continentais. As associadas a grandes derrames basálticos localizam-se em zonas de falhas nas margens continentais inativas (Noril'sk e Insizwa) ou em zonas de grandes rebaixamentos intracontinentais, tipo rift ou aulacógenos (inflexão). No caso de Sudbury, apesar de discutida a origem do complexo, admite-se que a origem da mineralização seja independente do modo como tenha aparecido a massa ígnea. Os grandes derrames basálticos de platô são feições cratônicas que começaram a aparecer no Proterozóico Médio, após a consolidação das placas continentais. Estas intrusões parecem se associar espacial e geocronologicamente ao vulcanismo de platô, ocorrendo até o Mesozóico. São raras as intrusões deste tipo datadas entre 1 bilhão e 225 milhões de anos, caracterizando uma lacuna de quase 800 milhões de anos. Litologicamente caracterizam-se por um arranjo diferenciado, com rochas de composição básica recobertas por derrames félsicos, sendo que os peridotitos são volumetricamente pouco importantes. A diferença maior para com os complexos bandados gigantes é a maior presença de quartzo nos termos mais superiores.

Naldrett *et al.* (1992) estudando o Complexo Ígneo Sudbury, em especial a *Strathcona Mine* (Figura 06) encontraram cinco zonas de minério. A primeira é formada por sulfetos disseminados em meio a xenólitos de noritos na base do

complexo, estando coberta pela zona principal (*main zone*) formada por sulfetos maciços e disseminados em meio a encaixante basal brechada. Uma zona mais profunda é formada por *stringers* de sulfeto maciço que estão alojados em fraturas nos gnaisses do embasamento. A *Copper zone* é formada por *stringers* ricos em calcopirita com proporções menores de magnetita, pirita, pentlandita e esfalerita. A quinta zona só foi descoberta depois de quinze anos de trabalhos na mina, sendo denominada *Deep Copper Zone*, estando em meio a encaixante basal a 500m do contato. Para os autores, o alto conteúdo de Cu, EGP como *stringers* na base da *Strathcona* Mine teria sido produto da expulsão de um líquido sulfetado fortemente fracionado, produzido pela cristalização de soluções sólidas de monosulfetos. A remoção de minerais rico em ferro a partir de um líquido rico em Cu teria produzido novo enriquecimento em Pt e Pd, e Au no líquido sulfetado residual. O fluido hidrotermal envolvido teria transportado mesmo que a curta distância em relação a fonte magmática de Pt, Pd e Au.

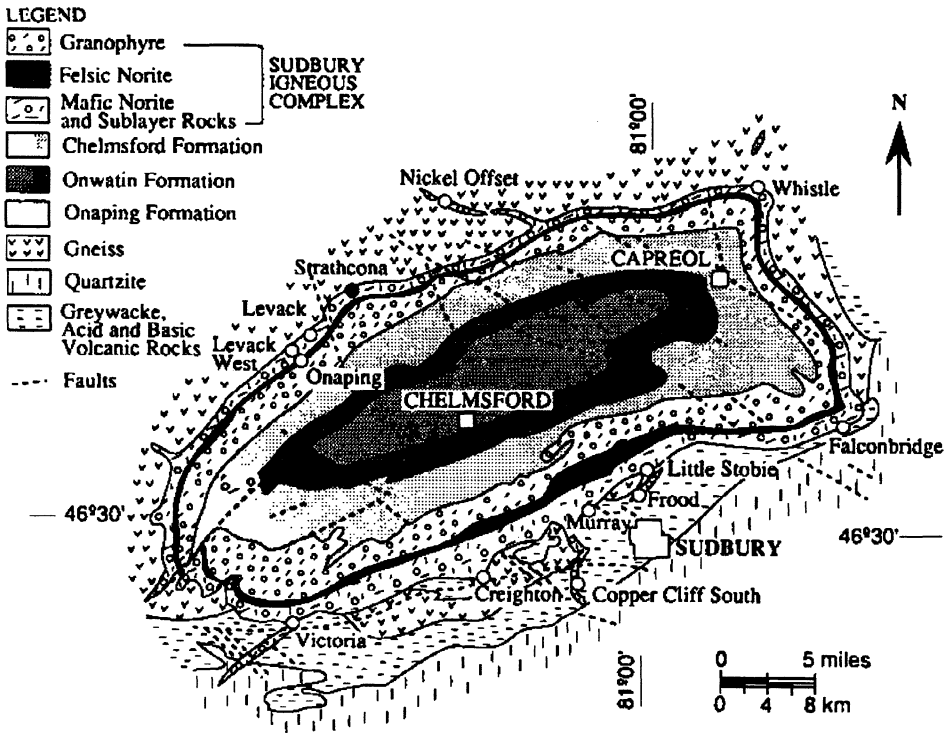


Figura 06- Mapa Geológico da região de Sudbury (Naldrett et al, 1992).

São comuns nestes tipos de depósitos os minérios disseminados ou na forma de veios maciços que avançam dentro das encaixantes (em Sudbury, são denominados *off-sets*, Naldrett et al, 1992- Figura 07). Os corpos mineralizados são geralmente estratiformes, arranjados semi-paralelamente aos contatos da intrusão, com espessuras variando, onde raramente são corpos únicos, arranjando-se em grupos anastomosados.

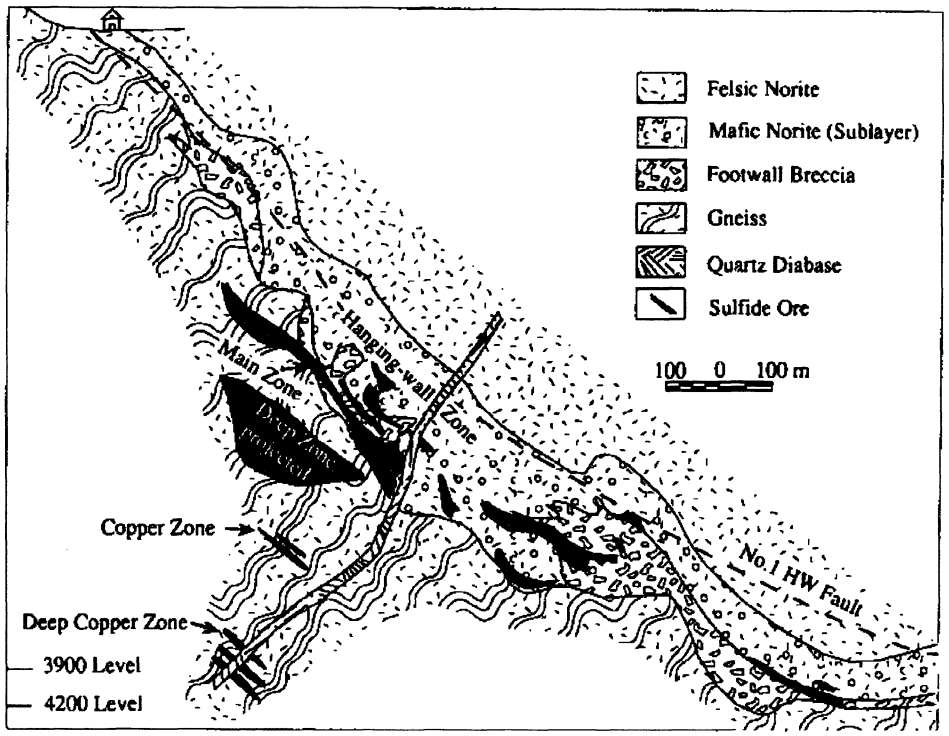


Figura 07- Seção vertical através da Strathcona Mine (nível 6280E, visão leste). (Naldrett *et al.*, 1992).

Os depósitos são de Ni, Cu e platinóides, estando a cromita praticamente ausente. São estratiformes, com depósitos situados na base dos maciços e sempre paralelizados ao seu contato inferior. Raramente, como Sudbury, há depósitos filoneanos que projetam-se nas encaixantes ("*off-sets*"). Junto aos corpos sulfetados são visíveis sinais de contaminação pelas encaixantes, como fragmentos de rocha ou minerais alumino-silicáticos de alta temperatura. O modelo genético destes depósitos atribui a formação de sulfetos de Ni-Cu a dois fenômenos: a)

diferenciação do Ni e do Cu no interior do corpo magmático ,e b) formação de minerais sulfetados a partir da assimilação de enxofre das encaixantes.

3.2.2.1. O depósito Noril'sk-Talnakh.

A região de Noril`sk situa-se no extremo noroeste da plataforma siberiana. Está cratonizada desde o final do Precambriano.

Naldrett et al. (1992) caracterizam a estrutura do noroeste da plataforma siberiana como sendo dominada por uma série de bacias, anticlinais e falhas regionais. Separa-se da plataforma siberiana através da falha Keta-Urbinski. Sob o ponto de vista da mineralização são importantes as falhas Noril`sk-Kharayelakh e Imangdinsky, ambas com direção norte/nordeste e a falha Kharayelakh.

A seqüência de deposição que preencheu as bacias Kharayelakh, Vologochansk e Noril`sk aconteceu durante o precambriano com a deposição de conglomerados e arenitos, cobertos por carbonatos lacustres com intercalações de horizontes sulfatados. A deposição continuou por todo o Cambriano e Ordoviciano Inferior, sendo que no Ordoviciano Médio houve intensa deposição de sedimentos terrígenos. No Siluriano Inferior houve a deposição de folhelhos, seguidos por calcários ricos em sulfatos. No Devoniano médio depositaram-se siltitos, arenitos e conglomerados misturados com sulfatos, cobertos por evaporitos e carbonatos de águas rasas do Carbonífero inferior. Deformação e erosão seguiu-se após a deposição. Em seguida formaram-se camadas de carvão e gás do Carbonífero Superior/Permiano. Somente após este longo intervalo de sedimentação é que se depositaram cerca de 1,5 à 3 milhões de Km^3 de derrames basalticos e tufos, também conhecidos como *Siberian trap*. Os depositos de Cu-Ni estão associados as intrusões máficas e ultramáficas deste evento. Cinco zonas mineralizadas foram encontradas, sendo os mais importantes os de *Noril`sk* e *Talnakh*, ao longo do lineamento *Noril'sk-Kharayelakh* (Figura 08a e 08b).

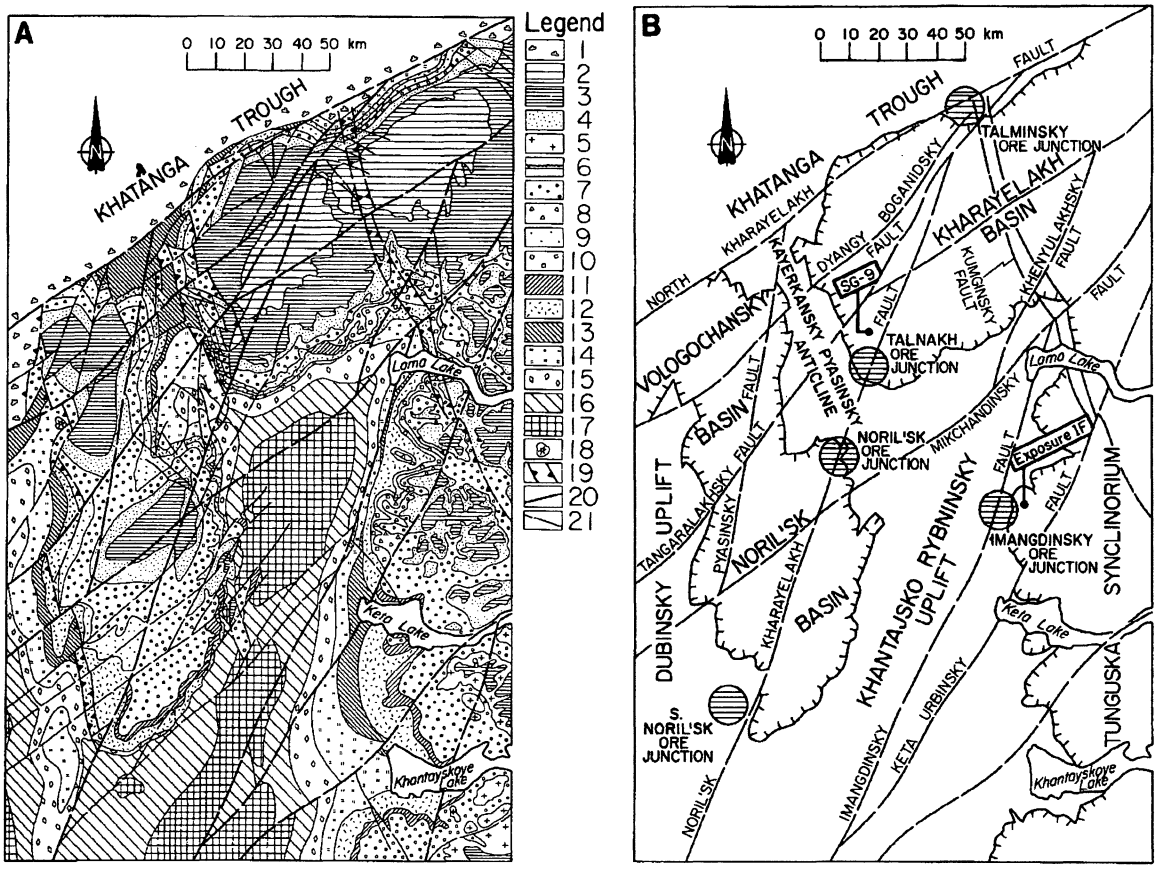


Figura 08- Mapa geológico da plataforma siberiana (**A**) e principais traços estruturais, e as principais zonas de minério- ore junctions (**B**). 1- sedimentos Jurásicos e Cretáceos; 2- suites Kumginsky e Somoiedsky; 3- suites Mokulaevsky e Kharayelakhsky; 4- basaltos indiferenciados e tufos; 5- basaltos, traquibasaltos e tufosl; 6- ankaramitos; 7-8- Khakanchansky, Tuklonsky e Nadezhdinsky (7- com picritos em Tuklonsky, 8- sem picritos em Tuklonsky); 9-11= Ivavinsky, Syeverminsky e Gudchichinsky (9- com picritos em Gudchichinsky, 10- com raros picritos em Gudchichinsky, e 11- sem picritos em Gudchichinsky); 12 Carbonífero Médio a Permiano Superior (sedimentos carbonosos Tungusskaya); 13-17; carbonatos do Paleozóico inferior a médio, evaporitos e argilitos (13- Devoniano Superior ao Carbonífero Inferior; 14- Devoniano; 15- Siluriano; 16- Ordoviciano; 17- Cambriano); 18- rochas granitóides; 19- falha NW; 20- aflha N-NE, e; 21- falha NE (Naldrett, 1992).

Naldrett (1992) identificou cinco tipos diferentes de magmas que caracterizam os 3,8Km de espessura do flood basalt da região de Noril`sk (Fig. 09). Da base para o topo são; 1) alto TiO_2 com afinidade alcalina (suites *Ivakinsky* e *Syeverminsky*); 2)rico em TiO_2 de composição picrítica (suite *Gudchichinsky*); 3)baixo TiO_2 de

composição picrítica (suite *Tuklonsky*); 4) magma com contaminação crustal pobre em TiO_2 (*Nadezhdinsky* inferior), e; 5) magma picrítico (suites *Mokulaevsky*, *Kharayelakhsky*, *Kunginsky* e *Samoyedsky*) semelhante mas não idêntico quimicamente com o *Tuklonsky* e separado do *Nadezhdinsky* inferior por uma suite transicional (*Nadezhdinsky* superior e *Morongovsky*).

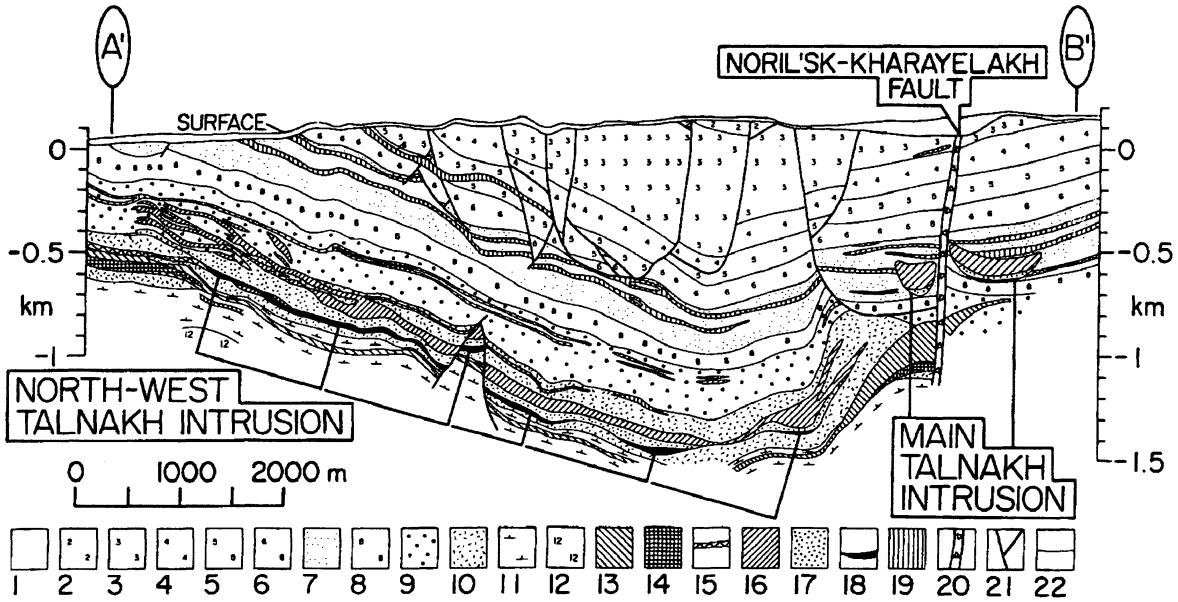


Figura 09- Secção geológica longitudinal esquemática das formação do Siberian Trap e suas relações de contato com a intrusão. (1= cobertura quaternária; 2-6= intrusões basálticas, 2= suite Morongovsky, 3= suite Nadezhdinsky, 4= suite Gudchichinsky, 5= suite Syverminsky, 6= suite Ivavinsky; 7= Supergrupo Tungusskaya (sedimentos continentais); 8= formações Kalargonsky, Nakokhoszky, Yuktinsky (dolomitos, calcáreos, mármores, anidritos do Devoniano Médio); 9= Formação Monturovsky (mármores, anidritos e argilitos do Devoniano Médio); 10= Formações Razvedochninsky e Kureysky(argilitos e mármores do Devoniano Superior); 11= Formação Zubovsky (mármores e anidritos do Devoniano Inferior); 12= dolomitos e calcáreos do Siluriano; 13/14= Intrusão Talnakh; 15= Talnakh sill; 16-18= Intrusão principal e NW Talnakh; 16= gabro-doleritos; 17= gabro e doleritos picríticos e taxíticos; 18= sulfeto maciço; 19= sills traqui-doleríticos; 20= falha Noril'sk-Kharayelakh; 21= outras falhas; 22= limites das formações (Naldrett, 1992).

Os basaltos podem ser divididos em três principais eventos vulcânicos. A porção inferior formada por rochas alcalinas e sub-alcalinas *Ivavinsky*, toleíticas *Syverminsky*, e toleíticas a picríticas *Gudchichinsky*. Estes são cobertos por tufos da

suite *Khakanchansky*. Cobrindo a seqüência, a leste ocorre a formação *Tuklonsky* composta por toleítos capeados por picritos. A oeste a formação é delgada e os tufos *Khakanchansky* são cobertos diretamente pela formação *Nadezhdinsky*.

As intrusões associadas a mineralização (grupo 5) subdividem-se em: rica em Cr (>400ppm) e pobre em Cr (<400ppm), sendo denominadas de grupos 5a e 5b. Os primeiros são os mais importantes em conteúdo de minério, e cortam os basaltos do nível inferior da suite Nadezhdinsky. O grupo 5b tem proporções menores de sulfetos disseminados, com menores teores de Ni, Cu e EGP, não constituindo minério. Dentro do grupo 5a, existem os subgrupos tipo Talnakh e Chernogorsky com dimensões reduzidas.

O minério de Ni-Cu está associado com intrusões ricas em olivina semelhantes ao magma Mokulaevsky. O conteúdo de PGE associado ao minério exige que a quantidade de magma seja de 15 a 200 vezes maior que a da própria intrusão. Naldrett et al. (1992) propôs que a contaminação crustal do magma original Tuklonsky ocorreu no topo de uma câmara magmática controlada por um falhamentos verticais causando a segregação de sulfetos imiscíveis, empobrecendo o magma em elementos calcófilos depositando-se no fundo da câmara, reagindo com um magma não contaminado, carreando o restante de elementos calcófilos. Finalmente o líquido volta para próximo a base da câmara para formar uma zona no magma rica em sulfetos. Erupções, algumas vezes intrusões deram origem a seqüência observada de basaltos e intrusões resposta para o forte enriquecimento em Ni, Cu e PGE associados ao minério é que aquele metais vieram a partir do magma basaltico com os quais os sulfetos aconteceram no contato, mostrando empobrecimento em elementos calcófilos.

As características metalogenéticas chaves da região de Noril`sk são; 1) região mantélica quente dando origem a vasta proporção de basaltos; 2) rifteamento em escala continental; 3) falhamentos regionais controlando magmatismo intrusivo e extrusivo; 4) magma contaminado pela crosta; 5) empobrecimento em elementos calcófilos no magma; 6) magma que tenha sulfetos removidos de magma empobrecido, e; 7) presença de evaporitos na seqüência sedimentar na base dos basaltos.

Exceto os sulfetos dos gabros da porção superior, o minério consiste de três principais tipos; 1) minério disseminado em picritos e gabro taxítico; 2) minério maciço, que é geralmente a base das intrusões, frequentemente separados dele por muitos metros de sedimentos, e 3) minério de Cu, que ocorre em sedimentos, particularmente em dolomitos e argilitos adjacentes ao minério maciço e em zonas de brechas de colapso que se desenvolveram no contato externo no topo da intrusão, onde os fragmentos de dolomito e argilitos da brecha são substituídos por minerais escarníticos.

Naldrett *et al.* (1992) propuseram um modelo genético para a região (Figura 10) sugerindo que um magma basáltico de alto Mg, relativamente primitivo, teria preenchido uma câmara magmática alongada, situada ao longo ou próximo da falha Noril'sk-Kharayelakh. Processos envolvendo formação de células convectivas promoveram a contaminação das porções superiores da câmara magmática a partir das encaixantes. Este mesmo processo promoveram uma "estratificação" interna por densidade, sendo que cada uma das camadas apresenta uma célula de convecção particular.

Uma contaminação félsica promoveu uma imiscibilidade do líquido sulfetado nas camadas superiores da câmara. A alta densidade teria causado a deposição de sulfetos por todas as camadas inferiores, causando saturação. Há contínua deposição de sulfeto com lixiviação do restando do conteúdo de Ni, Cu e PGE. Os sulfetos na base da câmara magmática formam uma zona fortemente enriquecida em Ni, Cu e PGE. Entretanto acredita-se que para a formação da mineralização tenha havido também uma contaminação de enxofre crustal para gerar as concentrações metálicas.

Comparando-se com outras intrusões, e regiões de *flood basalts*, sugere-se que as câmaras magmáticas deste tamanho sejam preenchidas em uma única ocasião, com influxos na base da câmara magmática modificando as composições nas camadas mais profundas da câmara e possivelmente desencadeando uma erupção a partir do topo.

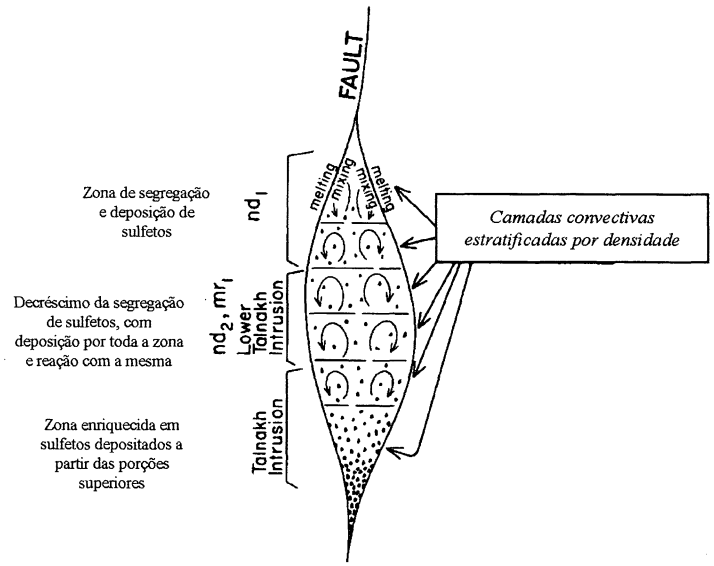


Figura 10- Secção esquemática vertical da câmara magmática, ilustrando a contaminação de um magma tipo Mokulaevsky ou Tuklonsky próximo ao topo, separação dos sulfetos e enriquecimento do magma primitivo próximo a base (Naldrett *et al.*, 1992).

Evidências de elementos traço mostram que o magma inicial, o qual está contaminado dando origem ao Nadezhdinsky inferior, foi do tipo Tuklonsky, e que posteriormente teria se misturado com o tipo Mokulaevsky durante a transição por todo as suites Nadezhdinsky superior e Morongovsky

O depósito de Noril'sk tem a terceira maior concentração de Ni metal do mundo (após somente dos complexos Sudbury- Canadá, e Jinchuam- China), e segundo maior em EGP (após o Complexo Bushveld- África).

3.2.3. Complexos Anortosíticos

Embora derivados de um único processo, há dois tipos de depósitos minerais associados aos anortositos;

1- depósitos estratiformes, semi-concordantes, de ilmenita-magnetita do tipo *Lac-Tio* (série Morin, Canadá) e;
2- depósitos geometricamente em forma de diques compostos de ilmenita-magnetita-apatita.

O modelo para estes depósitos é o esquema clássico de diferenciação e separação gravitacional de líquidos com densidades e composições diferentes. A fase composta por óxidos pode migrar de diferentes maneiras, causando a formação de níveis mineralizados com posições diversas em relação às encaixantes.

3.2.4. Enxames de Diques Básicos de Doleritos/Diabásios

Vários enxames de diques doleríticos (diabásio) alojaram-se em meio a terrenos Arqueanos (tanto de alto como de baixo graus) e nas rochas de cobertura do Proterozóico Inferior após 2.700 Ma e particularmente no período de 2.500 Ma até 1.500 Ma.

Particularmente impressionante é a escala de intrusão de diques na história da Terra. O enxame Scourie Dyke não é menor que 250 Km ao longo da direção das camadas, o enxame Kangamuit tem ao redor de 12,5 Km da espessura de ocorrência e 240 Km de comprimento e é um dos mais densos enxames de diques do mundo, dentre outros.

A intrusão destes numerosos enxames representa um novo estágio de atividade ígnea e tectônica na Terra, totalmente diferente daquelas do Arqueano, servindo para separar o período permóvel do Arqueano tardio, do Proterozóico Médio a Inferior, quando as placas rígidas e/ou semi-rígidas se formaram.

Características sugerem que os diques alojaram-se em profundidade e crosta altamente dúctil e incluem: foliação oblíqua e sigmoidal indicando cizalhamento simples, granulação grossa e presença de hornblenda e granada. Enfim os diques são intracontinentais e plutônicos, e se associaram a sistemas de *stress* , que se

formaram durante os períodos precoces abortivos das quebras de placas continentais. Os estudos químicos são de fundamental importância, pois podem nos dizer sobre a evolução e composição de mantos subcontinentais originais.

Os *Scourie Dykes* (2.390 M.a.) são compostos de bronzito-picritos, olivina-gabros, noritos e quartzo-toleítos. Muitos mostram enriquecimento em ETRL e LIL, mas não em equivalência para os HFSE como o Nb e Ta. Modelos petrogenéticos indicaram um alto grau de fusão mantélica que sugerem que os elementos presentes reflitam diretamente a composição da fonte geradora. O manto tipo subcontinental apresenta-se enriquecido em elementos litófilos.

As mineralizações associadas a estas ocorrências são similares às dos Complexos Bandados Gigantes, estando Cr-Ni-Pt-Cu, hospedados em rochas básicas e ultrabásicas. Estas rochas representam um importante influxo de material mantélico em meio à crosta continental nesta época.

3.2.5. Complexos Irregulares Tipo Alpino.

Os depósitos localizam-se em zonas orogênicas, nas margens continentais ativas e em arcos insulares, sendo que ocorrem principalmente no Fanerozóico. Thayer (1966, *in* Biondi, 1986) cita que ocorrências em períodos anteriores a 1.200 Ma são raras, havendo apenas uma única na região de Lemoenfontein (África do Sul) em rochas com mais de 3 Ma. As concentrações de cromo mostram-se encaixadas por corpos dunítico de pequenas dimensões e formas irregulares, e caracterizam-se pela inconstância em suas propriedades geológicas e mineralógicas tendo geometria e dimensões variadas (Figura 11a). As concentrações são denominadas de "concentrações em saco" ou "bolsões" (*pod* ou *podiform*), porém podendo também ser tabulares, de pequenas dimensões em relação aos Complexos Bandados Gigantes.

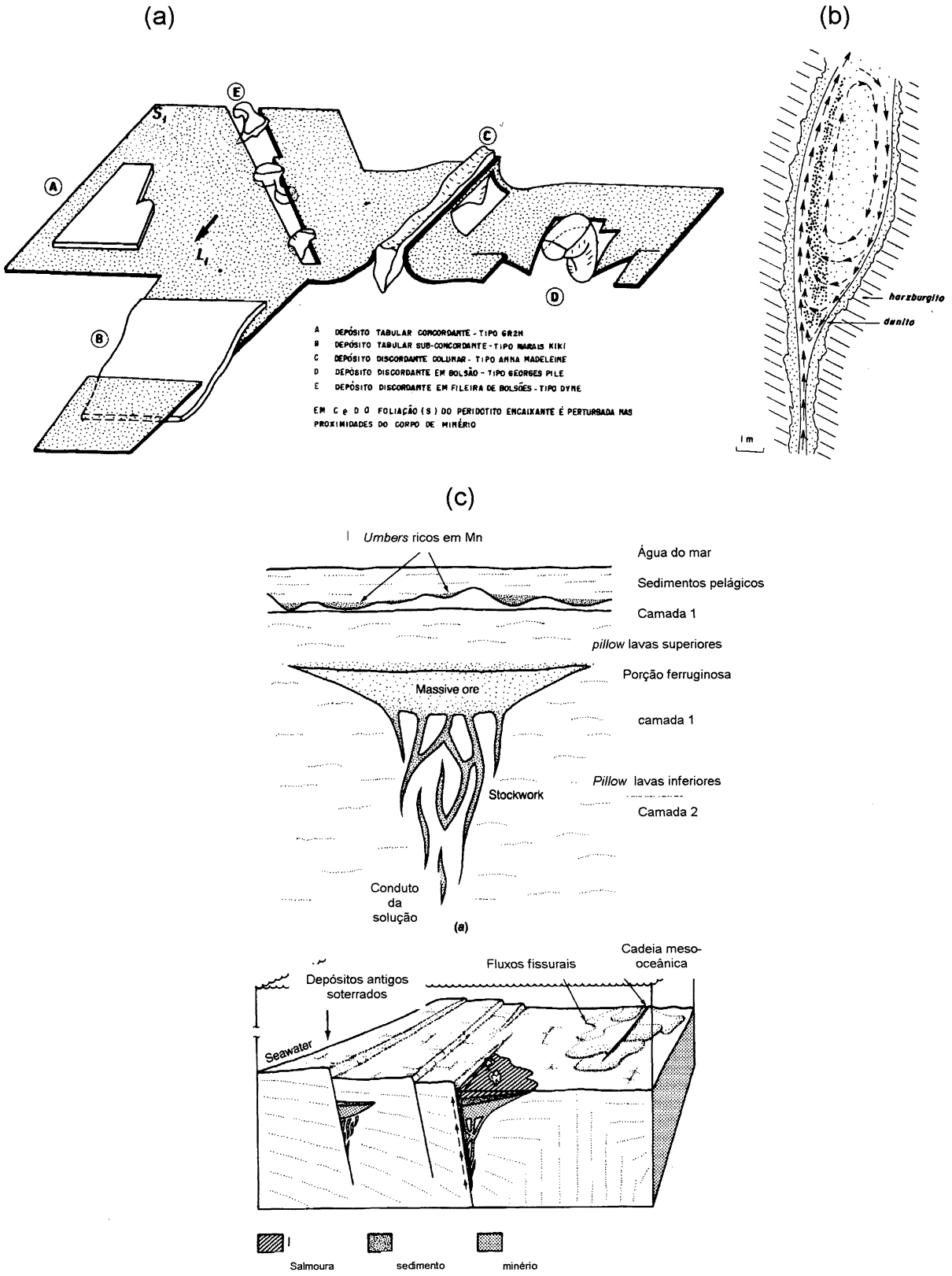


Figura 11- Formas dos depósitos tipo Alpino (a), extraído de Biondi (1985). Envelope dunítico e precipitação de cromita e olivina (b), em Biondi, 1985, e (c) formação de precipitados sulfetados tipo Chipre (Guilbert & Parker, 1985).

Os ultramafitos seriam rochas cumulativas e os gabros corresponderiam à fase feldspática sobrenatante. A cromita associa-se aos ultramafitos, geralmente na zona de transição entre os harzburgitos e os dunitos. Os depósitos envolvidos são sempre envolvidos por halos (envelopes) duníticos geralmente serpentinizados, onde cromita e/ou olivina formam cristais aproximadamente nodulares que por vezes podem formar agregados, além dos quais as rochas são geralmente harzburgiticas, (Biondi, 1986- Fig 11b).

Zou et al. (1994) citam que a origem dos cromititos podiformes ainda é pouco compreendida. Citam, a partir de evidências texturais que os corpos podiformes tenham sido formados através da cristalização de magmas basálticos nas porções superiores do manto. Para os autores o magma sobe através do manto superior e reage com as encaixantes (lherzolitos ou harzburgitos) formando um magma rico em sílica, e um resíduo empobrecido (harzburgito/dunito). A reação contínua entre o magma e a encaixante, juntamente com a precipitação de olivina pode mover o líquido basáltico original dentro do campo de precipitação da cromita, de modo similar ao modelo de magma-mixing. Os autores sugerem que o mecanismo de formação de cromititos podiformes estariam relacionados a precipitação de cromita a partir de um líquido basáltico. O modelo mostraria a formação de minérios maciços e disseminados e explicaria a associação de cromititos podiformes, dunitos e harzburgitos. As variações na interação fusão/rocha produziria minérios maciços ou disseminados e uma fase bandada nos corpos podiformes.

O complexo ofiolítico da Nova Caledônia é incompleto, faltando os gabros superiores, os basaltos almofadados e os diques foliados (*sheeted dykes*). Neste maciço os depósitos situam-se principalmente nas partes superiores do pacote de harzburgitos e nos dunitos subpostos aos gabros.

De um modo geral os complexos do tipo Alpino formam-se nas proximidades da descontinuidades de Mohorovicic (limite entre a astenosfera e a litosfera) a harzburgitos e dunitos, abaixo da cobertura basáltica gabróica que constitui a crosta oceânica. A geração de magmas neste ambiente, a partir da fusão parcial dos harzburgitos, conduz a lavas com composições de olivina toleítos e olivina toleítos aluminosos, típicos de dorsais meso oceânicas e arcos insulares (Biondi. 1986).

McElduff e Stumpfl (1996) caracterizaram o maciço de Troodos como um domo orientado E-W, com mais de 90Km de extensão e 30Km de largura. Os afloramentos dos complexos ultramáficos são separados em duas áreas principais; i) as ultramáficas do Monte Olympus (que ocupam o centro do complexo), e ii) as ultramáficas da área Limassol Forest (ao sul) que é separada da principal parte do complexo pela zona de falha Arakapas. Ambos os complexos são compostos por harzburgitos tectonizados, dunitos, wherlitos e piroxenitos, os quais cobertos por gabros, dioritos e plagiogranitos. Os sheeted dykes e as pillow-lavas completam a seqüência ofiolítica

Guilbert & Parker (1985), estudando o maciço de Troodos (Chipre), cita que algumas vezes os harzburgitos são serpentinizados, tendo pequenas proporções de asbestos, e que as porções superiores dos gabros e inferiores dos basaltos são cortados por diques de diabásio e cobertos por sedimentos (chamados de *umbers*) finos ferruginosos, silicosos e sulfetados (Fig 11c), não somente associados à cadeias meso-oceânicas mas também á zonas de fraturas.

3.2.6. Greenstone Belts e os depósitos em Seqüências Komatiíticas.

Apesar de serem consideradas rochas exclusivamente de idade Arqueana, Windley (1983) cita vários exemplos de cinturões correlacionáveis aos *greenstone belts*. As poucas diferenças dos *greenstone belts* Arquenos para os citados no Proterozóico são a menor contribuição de derrames máficos-ultramáficos e a baixa ocorrência de komatiítos.

Fanton (1981), cita a seguir as principais características associadas aos terrenos *Greenstone Belts*;

1- seqüências supracrustais lineares, alongadas, estreitas e irregulares ao longo de áreas no escudo Pré-cambriano;
2- espessa coluna estratigráfica composta por vulcânicas básicas com pobres intercalações de sedimentos;

3- extrusão seqüencial de rochas ultrabásicas, básicas, intermediárias e ácidas;
4- forte deformação, dominando forças verticais (não desconsiderando forças horizontais);
5- muitos são sinclinais falhados com eixos de dobras e falhas maiores paralelas ao eixo;
6- grau metamórfico baixo (fácies xisto-verde), exceto quando em contato com plútons intrusivos tardios (nas auréolas);
7- estruturas e texturas primárias estão as vezes preservadas;
8- plútons diapíricos foliados, nos quais a foliação aumenta próximo das margens sendo subconcordante com o G.B. circundante;
9- terrenos graníticos circundantes compreendendo complexos gnáissicos, intrusivas diapíricas, batólitos, e tardiamente, plútons discordantes; os complexos gnáissicos estão altamente deformados, com inclusões de greenstones em muitos casos;
10- muitos parecem ter sido formados entre 2.6 e 2.7 Ga;

Baseado na abundância dos tipos de rochas, duas sucessões vulcânicas podem ser distintas; tipo bimodal (abundância de rochas máficas e ultramáficas, com menor % de vulcânicas félsicas e cherts) e tipo cálcio-alcalino (séries vulcânicas de ultramáficas, andesíticas até felsicas e assembléias derivadas de grauvacas).

Cada uma das três séries de rochas ígneas bem estabelecidas (toleítos, cálcio-alcalinas e alcalinas) são reconhecidas nas seqüências *greenstones*. A quarta série é reconhecida como a dos Komatíitos ou séries de alto magnésio, e que caem em importância junto com os toleítos as expensas da série cálcio-alcalina com o aumento na estratigrafia. Cada série engloba termos desde máficos ou ultramáficos até intermediários ou félsicos. Ocorrem nestes terrenos basaltos, andesitos, rochas félsicas, complexos bandados estratificados, e além de todas estas associações ocorrem ainda sequências sedimentares associadas bem como granitos.

Os *Greenstone Belts* são importantes portadores de Au, Ag, Cr, Ni, Cu e Zn. Relacionam-se estas mineralizações às seqüências:

1- fluxos e intrusões máficas: Cr, Ni, asbestos, magnesita e talco;
2- vulcanismo máfico à felsico: Au, Ag, Cu e Zn;
3- sedimentos: Fe, Mn e baritas, e;
4- granitos e pegmatitos: Li, Th, Be, Sn, Mo e Bi.

Os depósitos de Ni-Cu em seqüências *komatiíticas* possuem sulfetos que geralmente produzem Ni, Cu, Co e platinódes. A razão Cu/Ni é maior quando as encaixantes são gabróides e menor quanto mais peridotíticas. A grande maioria destes depósitos ocorrem nos cinturões de rochas verdes, do Arqueano até o Proterozóico Inferior. No Brasil o melhor exemplo é de Fortaleza de Minas (MG).

O modelo adotado atualmente, define uma relação constante entre a mineralização e a superfície de separação entre duas sequências de derrames. O minério situa-se em depressões (paleo-relevos), em uma superfície basáltica (toleítica) recoberta por derrames komatíiticos diferenciados, dunítico na base até basálticos no topo. Não há evidências de alteração hidrotermal diretamente associadas à mineralização. Sedimentos químicos são comuns, porém não se associam à mineralização diretamente (Biondi, 1986).

O modelo genético considera que o sulfeto chega a superfície como uma fase imiscível no magma komatíitico. Sendo mais fluído e mais denso, o líquido sulfetado ocupa todas as depressões da superfície de escoamento do derrame. Em seguida é recoberto por derrames komatíiticos sucessivamente mais diferenciados, com Mg na base (chegando a 40% de MgO quando próximo da mineralização) e Ca no topo.

Há presença de gossans e de mantos de intemperismo com várias dezenas de metros de espessura (São ricos em Ni= 3.000ppm, Cu= 1.000ppm, Bi= 45ppm, Ir= 10 à 150ppb, e empobrecidos em Zn= 140ppm e Mn= 600ppm).

São corpos alongados, lenticulares e estratiformes. Os minerais de minério são; pentlandita, calcopirita, tendo pouca pirita, magnetita, cromita, millerita e elementos do grupo da platina. O minério é maciço na base e disseminado no topo.

3.3. Principais ocorrências de rochas Básicas-Ultrabásicas no Brasil

Os principais corpos de rochas básicas-ultrabásicas no Brasil, com potencial econômico, podem ser divididos naqueles relacionados a greenstone belts e os associados a complexos diferenciados. Os dados foram obtidos a partir do trabalho de Wirth et al. (1996).

3.3.1. Greenstone Belt Crixás

Situa-se na porção central do estado de Goiás, tendo idades ao redor de 2825±0,1Ga (Sm-Nd). O cinturão está circundado por domos tonalíticos, granodioríticos e graníticos. A sequência basal (600m) é composta por fluxos de lava peridotíticos com textura spinifex e juntas poliedrais, estando associados a serpentinitos, xistos magnesianos e intercalações menores de sedimentos pelíticos e químicos. Acima, ocorrem fluxos de pillow lavas de composição komatiítica e toleítica, sendo estes cobertos por grafita xistos, clorita xistos, formações ferríferas bandadas e metacherts. O topo da unidade é caracterizado pela presença de talco-clorita xistos. A unidade superior é composta por quartzitos e xistos metassedimentares.

Os dados químicos mostram que os komatiítos e basaltos komatiíticos sofreram forte modificação durante os estágios tardios de metamorfismo hidrotermal. Possuem conteúdos de 31-38% de MgO, 0,1-0,25% Ni, 0,05-01% Cr, K_2O+Na_2O >0,5%, 0,1-0,6% TiO_2.

3.3.2. Greenstone Belt Rio das Velhas

Situa-se no sul do cráton São Francisco, em meio ao quadrilátero ferrífero em Minas Gerais. A seqüência de rochas divide-se em; **i**) inferior (600m de espessura); compreende lavas máficas-ultramáficas e brechas com desenvolvimento de estruturas spinifex, pillow e aglomerados, as quais apresentam-se alterados para serpentina, clorita, talco e tremolita, com relictos de Cr-espinélio, tendo ainda as rochas ultramáficas alto conteúdo de Cr-Ni (2000ppm); **ii**) intermediário (4000m de espessura); clorita xistos, metagrauvacas, metavulcânicas básicas a intermediárias intercaladas com BIF, metacherts, carbonatos, filitos grafitosos, quartzitos e sedimentos detríticos (depósitos de Au estão associados as BIF e rochas carbonáticas) e; **iii**) Superior (>600m); sedimentos clásticos, pelitos e lentes menores de conglomerados.

3.3.3. Greenstone Belt Piumhi

Situa-se na porção sudoeste do cráton São Francisco, e compreende uma seqüência vulcano-sedimentar, que inclui vulcânicas ultrabásicas a intermediárias, piroclásticas, vulcanogênicas imaturas e sedimentos químicos, junto com intrusões graníticas tardias e diques e *sills* de riolito. Alguns peridotitos apresentam texturas cumuláticas resultando na acumulação de Cr-espinélio. Os basaltos komatiíticos são enriquecidos em LREE e distribuição *flat* para os HREE (derivação a partir de um manto já enriquecido em LREE), além de fortes anomalias negativas em EU. Os dados para os basaltos toleíticos, entretanto, infere-se que houveram múltiplas fontes e não por simples processos de fracionamento. Os riolitos tem padrões de ETR com forte anomalia negativa em EU e menor fracionamento em REE, similar ao dos padrões dos granitos pós-tectônicos Arqueanos.

Há várias ocorrências de rochas básicas-ultrabásicas no Brasil. As principais referem-se aos Complexos plutônicos máfico-ultramáfico do Proterozóico-Inferior.

Os principais exemplos destes complexos situam-se no maciço de Goiás ao longo de uma linha de 400km de comprimento de direção N/NE. São eles os

complexos de Barro Alto (Ni), Niquelândia (Ni) e Cana Brava (crisotila), sendo muito similares e possivelmente com gênese em comum.

3.3.4. Complexo Cana Brava

É um complexo bandado com 40km de comprimento e forma lenticular. Apresenta contatos através de falhas com as encaixantes, tanto a sul como a leste, porém concordantes a oeste com encaixantes vulcano-sedimentares. É formado por gabros bandados, gabronoritos, noritos, anfibolitos, piroxenitos, serpentinitos e em menor proporção por xistos magnesianos e rodingitos metamorfisados. Os termos ultramáficos situam-se na porção leste do complexo e associam-se aos anfibolitos.

As rochas foram recristalizadas em condições de fácies granulito e re-equilibradas parcialmente sob condições de fácies anfibolito. Eventos hidrotermais tardios resultaram na formação de serpentinitos, rodingitos, talco xistos e depósitos de asbestos.

3.3.5. Complexo Niquelândia

Corpo bandado com 40Km de extensão por 20Km de largura, sendo limitado por falhas. O empilhamento litoestratigráfico simplificado está descrito na tabela 01.

Seqüência Superior	Anfibolitos Superiores
	Zona gabro-anortosítica superior
Seqüência Inferior	Zona de gabros bandados
	Zona de ultramáficas bandadas
	Zona de peridotitos basais
	Zona de gabros basais

Tabela 01- empilhamento litoestratigráfico das unidades que compõe o Complexo Niquelândia.

As seqüências foram interpretadas como unidades separadas, uma mais antiga (associação peridotito-piroxenito-gabro) metamorfisada sob condições de fácies granulito, e outra mais jovem (associação metagabro-anortosito-anfibolito).

Os gabros basais são compostos por gabros, websteritos e peridotitos, sendo o contato com as encaixantes feito através de falhamentos. Acima ocorrem harzburgitos e dunitos da zonas dos peridotitos basais, sendo que na porção superior ocorre um estreito horizonte cromífero. A zona das ultramáficas bandadas é marcada pela alternância de camadas de websteritos e peridotitos, tendo dois horizontes gabróicos na base e um cromífero próximo ao topo. Bronzititos pegmatíticos marcam o contato com a unidade superior, a zona dos gabros bandados, a qual compreende gabros melanocráticos a leucocráticos. A seqüência superior formada por anfibolitos bandados com ocasionais intercalações de anortositos nas porções inferiores.

Apesar de ter sido metamorfisado em condições de fácies xisto verde até granulito, o complexo não apresenta feições de deformação dúctil.

Os dados de campo e litoquímicos indicam que o complexo representa um único corpo magmático, onde o processo de cristalização fracionada gerou uma diversidade de fácies. Possue composição aluminosa, basáltica picrítica de baixo-Ti, tendo se alojado num ambiente rift. Os complexos de Cana Brava e Barro Alto podem também estar relacionados ao mesmo evento tectono-magmático.

3.3.6. Complexo Barro Alto

Apresenta forma arqueada e tem mais de 150Km de comprimento. É composto por uma seqüência de rochas que vão desde fácies granulitos até ultramáficas associadas a uma segunda seqüência gabro-anortosítica, sendo a relação entre as duas seqüência controversa. A seqüência máfica-ultramáfica compreende noritos com lentes de piroxenitos em contato tectônico com harzburgitos e dunitos em proporções menores. Apesar do intenso metamorfismo, texturas cumuláticas e rítmicas primárias estão bem preservadas nas unidades

noriticas e gabronoríticas. Os contatos com os gabros-anortositos é tectônico. Na porção superior dos gabros, o ortopiroxênio é secundário em relação ao clinopiroxênio e ao plagioclásio. Olivina, plagioclásio (An_{60-80}) e clinopiroxênio são as fases cumulus enquanto que o hiperstênio e a hornblenda a fase pós-cumulus. A partir de dados de química mineral e de rocha total interpretou-se que o complexo tenha sido gerado a partir de criatalização fracionada de um magma de composição semelhantes a dos basaltos 'normais' e tendo razão MgO/FeO menor que a encontrada no Complexo Niquelândia.

3.3.7. O Complexo Bandado Americano do Brasil

Vários pequenos corpos máficos e ultramáficos ocorrem no maciço de Goiás. Destes, o melhor estudado é o Complexo Americano do Brasil, que se configura num corpo alongado, com 9Km de comprimento por 2,5Km de largura, parcialmente limitado por falhas e composto por uma seqüência de rocha a olivina-Cr espinélio, olivina-clinopiroxênio, olivina-clinopiroxênio-plagioclasio e plagioclásio-hiperstênio-clinopiroxênio. O complexo sofreu metamorfismo de fácies anfibolito. Os cumulatos da seção inferior a média hospedam importante depósito de minério de Ni-Cu, com teores de 0,62% e 0,65%.

3.3.8. O Complexo Caraíba

Situa-se no norte do estado da Bahia, no cráton São Francisco, e hospeda 130 milhões de toneladas de minério de Cu (reservas conhecidas) a 1%. A mineralização é composta por calcopirita e bornita, sendo do tipo disseminada e hospeda um corpo em forma de lençol de rochas noriticas e hiperstênicas com mais de 100m de espessura.

As rochas máficas e ultramáficas alojaram-se numa seqüência supracrustal representada por gnaisses, BIF, calcio-silicáticas, anfibolitos e quartzitos. As rochas

sofreram três fases de deformação acompanhada por metamorfismo, migmatização e intrusões graníticas. A configuração em forma de cogumelo é resultado da interferência entre estruturas de segunda e terceira fases de dobramentos. Apresenta idade de 2.3-2.55Ga como mínima para o complexo máfico-ultramáfico.

Apesar da recristalização em estado sub-solidus, feições ígneas primárias, como texturas cumuláticas, intergranulares, poiquilíticas e de fluxo estão presentes. Primeiramente fora interpretado como um sill toleítico diferenciado, compreendendo três ciclos de hiperstenitos com enclaves peridotíticos na base, gradando acima para melanoritos, noritos e gabros, e; o complexo teria sido formado por múltiplas injeções de hiperstenitos e noritos alojados durante os estágios finais da fase F1 de deformação, e os enclaves de peridotitos e alguns dos gabros e provavelmente xenólitos do manto e crosta inferior. Os xenólitos dominantes são dunitos, olivina-bronzititos e noritos. Os hiperstenitos e noritos tem assinatura geoquímica cálcio-alcalina, sendo compostos por proporções variadas de hiperstênio, plagioclásio, flogopita, magnetita, sulfetos de Cu, ilmenita e apatita. Os hiperstenitos e noritos mostram fracionamento em padrões de ETR e altas razões Ba/Nb, La/Y, Th/La, Ba/La e Rb/La, indicando enriquecimento a partir de fonte litosférica.

CAPÍTULO 4- GEOLOGIA DAS ÁREAS

ASPECTOS DE CAMPO.

4.1. Generalidades

Apesar das áreas se situarem em uma mesma unidade litoestratigráfica (Grupo Brusque), aparentemente pertencem a ambientes geológicos distintos. Portanto, para uma melhor visualização de suas características optou-se por descrevê-las de forma isolada, para que a compreensão do contexto em que estão inseridas as rochas básicas e ultrabásicas se torne mais fácil. As relações entre as litologias estão representadas nos mapas geológicos que estão contidos nos anexos 2 e 3, respectivamente as áreas de Canelinha e Ribeirão do Ouro.

As estruturas planares e lineares observadas no campo serão discriminadas por área, ou seja, a foliação mais antiga no Ribeirão do Ouro será denominada de S_{1RB}, a posterior de S_{2RB}, e assim sucessivamente. Para Canelinha, da mesma forma, a estrutura planar mais antiga será denominada S_{1CN}, a seguinte S_{2CN} e assim sucessivamente. Esta separação se torna útil já que as áreas além de estarem geograficamente distantes, as fases de deformação que as litologias foram submetidas podem ter sido diferentes também. Considerações sobre as relações entre as estruturas e sua cronologia/correspondência serão melhor caracterizadas no capítulo 5, sendo elas apenas descritas neste capítulo.

4.2. Geologia da região de Canelinha

Foram consideradas as rochas desta região como pertencentes à *Seqüência Inferior* do Grupo Brusque (Basei, 1985), pois apresentam de um modo geral metamorfismo mais alto (em relação a área do Ribeirão do Ouro), três foliações denominadas genericamente de S_{1CN}, S_{2CN} e S_{3CN}, correspondendo a superfícies metamórficas, entretanto não necessariamente pertencentes a eventos deformacionais distintos. Nesta região foram coletadas informações em aproximadamente 52 afloramentos. Foram descritos os tipos litológicos na forma de unidades, classificadas conforme o tipo de rocha predominante, os quais são descritos a seguir.

4.2.1. Seqüência Inferior (*Pmsieb*).

4.2.1.1. Xistos Vulcanogênicos.

Caracterizam-se pela presença de quartzo xistos, biotita-(máficos)-quartzo xistos à granada, clorita-biotita-quartzo xistos à grafita, clorita-muscovita xistos, grafita xistos. Possuem granulação fina, por vezes com marcante estrutura laminar definida pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos com níveis compostos por máficos e/ou biotita.

Possuem uma xistosidade marcante, irregular, anastomosada e penetrativa, definida pela orientação paralela a sub-paralela das lamelas de biotita ou pelos cristais de anfibólio (dando à rocha uma textura lepidoblástica ou nematoblástica, respectivamente) sendo sublinhada por níveis quartzo-feldspáticos. Localmente apresenta-se contornando porfiroblastos de granada, os quais apresentam-se rotacionados, tendo a formação de micrólitons e sombras de pressão tipo sigma.

Raramente apresenta o S_0 preservado, quando ele ocorre apresenta-se dobrado e com uma foliação (S_{1CN}) dispondo-se plano-axialmente as microdobras. Entretanto, comumente a foliação (S_{1CN}) dispõe-se paralelamente ao S_0. Ambas as estruturas estão quase sempre transpostas por uma xistosidade (S_{2CN}) marcante e anastomosada, encontrada como principal estrutura metamórfica na unidade inferior. Em alguns pontos foram localizados veios e *mullions* de quartzo abundantes, condicionados pela foliação principal (S_{2CN}).

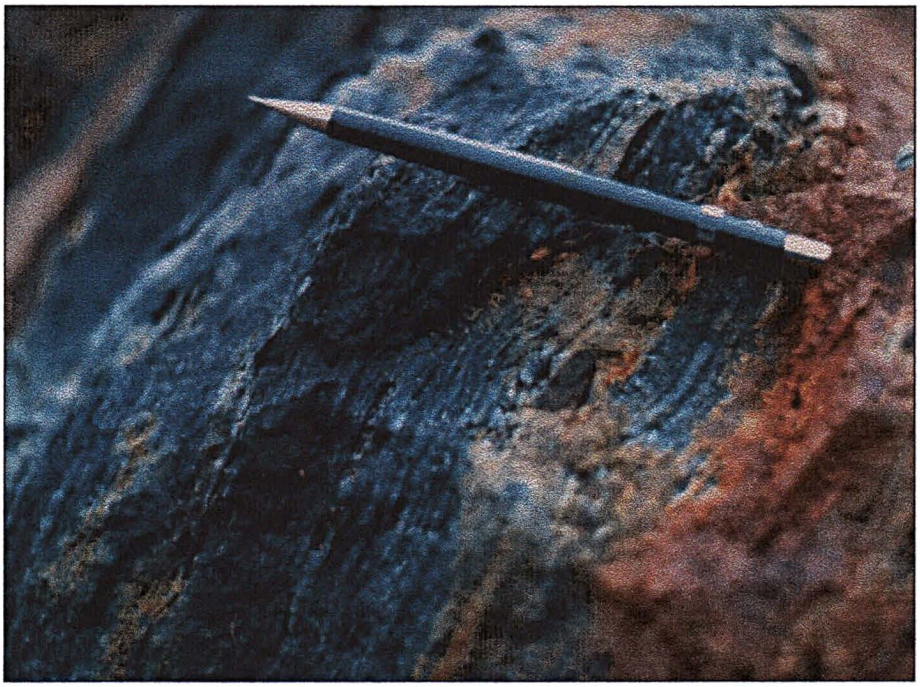
Por vezes quando próximo do Complexo Granítico Valsungana, apresenta metamorfismo de contato materializado na forma de um intenso desenvolvimento mineralógico (muscovita e biotita- fácies hornblenda *hornfels*), conseqüência do metamorfismo termal provocado pela intrusão.

De forma discreta também ocorre uma terceira foliação (S_{3CN}), clivagem de caráter incipiente, definida por planos retilíneos de sericita.

A associação com níveis grafitosos, manganesíferos e formações ferríferas, sugere um ambiente vulcanogênico-exalativo para esta unidade. Entretanto, a presença de muscovita xistos pode indicar contribuição sedimentar na unidade.

4.2.1.2. Rochas Vulcano-Sedimentares e Exalativas (Formações Ferríferas Bandadas- hematita quartzitos e quartzo turmalinitos).

São litologias caracterizadas pela alternância de níveis claros e escuros de diferente composição, de espessura milimétrica, configurando laminações à rocha e definindo um microbandamento (Fotografia 01).



Fotografia 01- Formação Ferrífera Bandada (B.I.F.)- fácies óxido (hematita+magnetita), com microbandamento proeminente característico, mostrando ainda superficies de oxidação/limonitização ocre. Afloramento *SAP 95*.

As microbandas esbranquiçadas são compostas essencialmente por quartzo, enquanto que as microbandas cinza-escuro a negro são compostas preferencialmente por óxidos de ferro, hematita e magnetita (caracterizados também pela limonitização encontrada na capa de intemperismo das rochas), podendo ser classificada como uma formação ferrífera fácies óxido.

Associado a estas litologias, e em especial aos níveis de óxido de ferro, ocorrem sulfetos (predominantemente pirita), os quais por vezes apresentam-se oxidados, distribuindo-se pela rocha ora como minerais disseminados ora como

níveis maciços, porém são de ocorrência pontual e local, de pequena expressão, sendo caracterizados como formações ferríferas bandadas- fácies sulfeto. Uma das características observadas desta fácies é a ocorrência de sulfato (de cor amarelo claro) na capa de alteração da rocha

O acamamento original (S_0) das rochas, que é definido pelo microbandamento, é retilíneo e penetrativo. Paralelamente ao S_0 ocorre uma foliação (S_{1CN}) caracterizada como uma superfície sedosa e penetrativa composta por muscovita, biotita e actinolita (Fotografia 02).



Fotografia 02- Formação Ferrífera Bandada, fácies óxido, mostrando dobras intrafoliais (detalhe). Afloramento *SAP 95*.

Não raro encontram-se dobras intrafoliais, tendo uma segunda foliação (S_{2CN}) disposta plano axialmente, sendo suavemente oblíqua a paralela à S_0/S_{1CN}. É oblíqua na charneira das microdobras, comumente sendo caracterizada como uma superfície de transposição evidenciada pelo desenvolvimento de estruturas de cisalhamento tipo S/C (de transposição). Nas regiões dos flancos destas microdobras verifica-se que a relação entre o acamamento e as estruturas planares metamórficas é de paralelismo ($S_0//S_{1CN}//S_{2CN}$).

A partir das relações entre as estruturas S_{1CN} (formada por achatamento) e S_{2CN} (formada por cisalhamento), possivelmente as mesmas possam ter sido geradas durante um único evento deformacional progressivo, pois não observou-se nestes tipos litológicos o intenso desenvolvimento da S_{2CN} rompendo e destruindo as estruturas pretéritas. A deformação também pode ser considerada como heterogênea, já que existem variações de intensidade de desenvolvimento da foliação de transposição tanto em afloramento como na unidade litológica.

Além das formações ferríferas bandadas, fácies óxido e sulfeto, encontraram-se rochas também caracterizadas por um microbandamento, entretanto com as lâminas cinza-escuro a negro constituídas por turmalina, da variedade *schorlita*. As turmalinas apresentam-se ora como cristais individuais idiomórficos, ora como uma massa fina compondo o microbandamento. Intercalados, ocorrem níveis esbranquiçados de quartzo. Desta forma, caracterizou-se estas litologias como formação ferrífera bandada- fácies silicato, ou apenas como quartzo turmalinitos.

O bandamento rítmico evidenciado nos afloramentos é característico de ambiente marinho profundo, sob pressão hidrostática confinante suficientemente alta para manter o fluido concentrado.

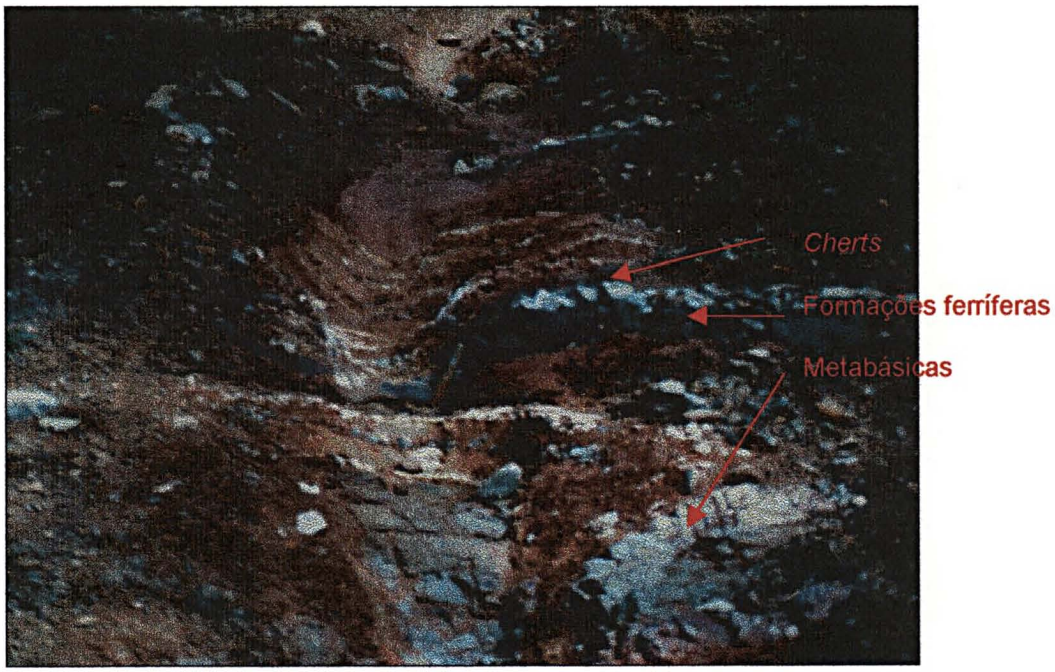
A origem do fluido é duvidosa. No entanto, quanto a origem sedimentar não foram encontradas estruturas oolíticas ou mesmo marcas de ondas, que possam caracterizá-las como sedimentos químicos. Em contrapartida, a presença de quartzo turmalinitos, pode sugerir origem vulcanogênica exalativa.

4.2.1.3 Rochas Metabásicas.

O termo adotado, baseia-se na definição de Yardley (1990) que considera uma rocha metabásica como uma "*rocha ígnea, de composição básica, metamorfisada*", independente de uma classificação mais detalhada. Desta forma, basaltos ou gabros tem composição semelhantes porém diferentes quanto a origem, e quando metamorfisados seriam considerados como rochas metabásicas (podendo ser diferenciados por diferenças texturais). Já o termo anfibolito poderia ser usado tanto para rochas de derivação ígnea (tendo o termo significado semelhante a metabásicas) como para as de derivação sedimentar (se referindo a metamargas ou

metassedimentos impuros com contribuição carbonática). Esta denominação foi adotada somente durante os trabalhos de campo, sendo as litologias melhor detalhadas nos trabalhos petrográficos.

As condições de afloramento são ruins, pois o estado de intemperismo é avançado. No mapa do anexo 2 estão contidos os pontos de ocorrência de rochas metabásicas encontrados tanto neste trabalho como no de Toniolo (1991). De um modo geral, as rochas ocorrem desde o oeste (Vila Nova, Sorocaba) até o leste (Sertão Valonga) da seqüência inferior, intercalados na seqüência exalativa em meio a formações ferríferas, turmalinitos e *cherts* (Fotografia 03).



Fotografia 03- Intercalações de rocha básica, formações ferríferas e *cherts*, deformadas e metamorfisadas. Afloramento *SAP 122* (Sertão Valonga).

Na região de Sorocaba (SAP 98 e 99) foi encontrado um corpo de rocha metabásica, verde escura, de granulação variável indo desde milimétrica (nas bordas) finamente foliada, até com granulação centimétrica. Ocorre localmente um microbandamento gnáissico definido pela intercalação de níveis quartzo-feldspáticos

intercalados a níveis de anfibólios, descontínuos e anastomosados. Porém na maioria das vezes, mostra apenas um arranjo dos minerais máficos orientados paralela à subparalelamente definindo uma foliação incipiente, nos termos menos deformados (situados no centro do corpo), a uma xistosidade marcante, penetrativa, porém irregular e anastomosada, confinada a borda do corpo, caracterizando uma textura nematoblástica. Não raro, existem porções com texturas que lembram a sub-ofítica e a intergranular, sugerindo derivação ígnea.

Nas porções mais finas desta sequência, de borda do corpo, a foliação apresenta feições como lenticularização de microbandas, com planos associados a processos de zonas de cisalhamento, cujos elipsóides apresentam-se fortemente inclinados a subverticalizados, com indicação de movimentação horizontal (*strike-slip*).

Nas porções mais preservadas da deformação, ocorrem pontualmente sulfetos (pirita e calcopirita) disseminados, e em pequena porcentagem (inferior a 1%). Em termos de classificação a rocha é um clorita-actinolita-quartzo-plagioclásio (albita?) metagabro/metabasaltos (região de Sorocaba).

Na região do Sertão Valonga, os afloramentos estão mais preservados, porém com as melhores exposições nas drenagens. Foram encontradas rochas cinza-escuro a negras, compostas essencialmente por minerais máficos (anfibólios e piroxênios). Ocorrem actinolita, hornblenda e piroxênio, além de olivina e opacos. Além destes também foram encontradas pontuações de sulfetos (pirita?), porém em baixa porcentagem (inferior a 1%) e de forma disseminada. São rochas denominadas genericamente de metamáficas e/ou metaultramáficas.

Intercalam-se nas formações ferríferas, cherts e xistos (magnesianos). Possuem uma foliação muito incipiente, irregular e descontínua (S_{2CN}), predominando o aspecto maciço (textura sub-ofítica).

4.2.1.4. Mármores e Calciossilicáticas.

Os afloramentos destas litologias apresentam-se com forte intemperismo superposto. Foram identificadas poucas ocorrências na região em estudo. Se constituem principalmente de mármores esbranquiçados à cinza escuro, por vezes

com tons róseos, comumente homogêneos porém também podendo haver os termos bandados (S_0).

Apresentam-se fortemente deformados e dobrados tendo sido encontradas as foliações S_{1CN}, S_{2CN} e algumas vezes a S_{3CN} (clivagem de fratura espaçada). A S_{1CN} apresenta-se fortemente dobrada, por vezes com o S_0 preservado. Freqüentemente apresenta-se transposta pela xistosidade S_{2CN}, irregular e anastomosada. Em função deste tipo litológico ter um comportamento "plástico" durante a deformação, absorvendo melhor os eventos deformacionais em que foram submetidos, localmente encontrou-se a S_{3CN}, caracterizada como uma clivagem de fratura espaçada.

4.2.2. Seqüência Intermediária (*PMsimp*).

Constitui-se numa crista, orientada E-W, sendo formada por uma estreita faixa de rochas metapsamíticas, subordinamente metapelíticas. São rochas de coloração esbranquiçada à castanho avermelhada, classificadas como metarenitos predominantemente. Localmente ocorrem termos mais finos compostos por argilo-minerais e sericita (definindo uma foliação).

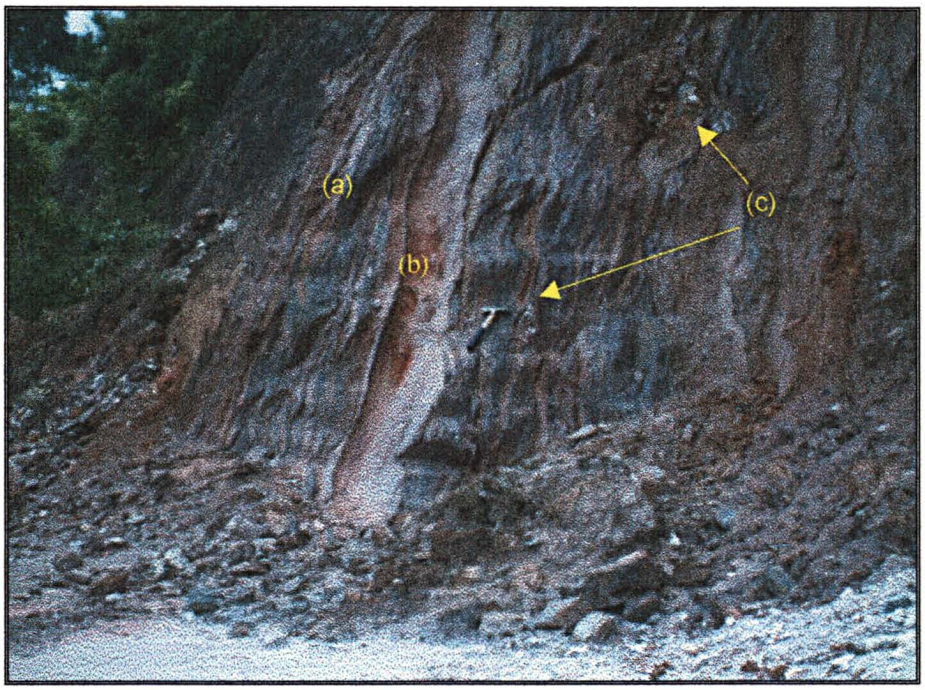
São marcados, os metarenitos, por um microbandamento contínuo a irregular, penetrativo, cujos níveis de diferente composição apresentam-se intensamente rompidos, com formação de estruturas S/C de cisalhamento, lineações de baixo ângulo, corrugamentos, dobras intrafoliares com flancos rompidos, indicando que a unidade sofreu intenso processo de transposição.

Os elementos estruturais encontrados indicam que a unidade sofreu intensos processos de deformação de baixo ângulo (*thrust faults*), possivelmente associados a processos de encurtamento de massas.

4.2.3. Seqüência Superior (*PMssmr*).

São rochas nas quais o acamamento original (S_0) apresenta-se bem preservado, sendo definido pela intercalação de níveis quartzo-feldspáticos com

níveis grafitosos. Apresenta uma foliação superposta (S_{1CN}), de espaçamento milimétrico e anastomosada. Por vezes encontraram-se níveis com formação de argilo-minerais e de concentração de manganês. Possuem cor avermelhada quando alterados, apresentando pouco quartzo (quartzo-biotita-clorita xisto fino, a filito), sugerindo que a unidade possa ter origem vulcânica (Fotografia 04).



Fotografia 04- Intercalações de grafita xistos (a) com quartzo-mica xistos(b). Ocasionalmente ocorrem discretos *mullions* de quartzo (c), segundo a xistosidade principal (afloramento SAP 115- divisa entre Canelinha e São João Batista/SC).

Além deste, ocorrem ainda clorita-sericita-quartzo filitos, contendo uma foliação (S_{1CN}) marcante, definidos pela intercalação de níveis de sericita e clorita, com níveis quartzosos (por vezes descontínuos, *boudinados*, formando micrólitons). Há também uma segunda foliação (S_{2CN}), incipiente e espaçada, algumas vezes crenulada gerando lineações de intersecção nos planos da S_{1CN}. Ainda ocorre uma outra lineação contida nos planos da S_{2CN}, indicando a presença de um terceiro evento deformacional na região, que afetou a unidade.

4.3. Geologia da região do Ribeirão do Ouro.

Vários trabalhos foram feitos na região. Silva (1983b) encontrou lavas variolíticas e feições tipo *quench*, caracterizando a seqüência como semelhante a *Greenstone Belts*. Basei (1985, 1987, 1990) divide o Grupo Brusque em várias unidades litológicas (seqüências Botuverá, Ribeirão do Areia e Rio do Areia), apresentando deformações e estruturas peculiares, considerando-as como de idade Mesoproterozóico. Sander (1991), estudou petrograficamente as metabásicas do Ribeirão do Ouro, e descreveu as seguintes características;

i) Metabásicas porfiríticas, finas e variolíticas, metacalcários e metapelitos; variam desde termos de granulação grossa e maciços, até termos finos e foliados. Nos termos mais grossos a textura e mineralogia estão preservadas (equigranular, ofítica, subofítica e intergranular). Os contatos são concordantes entre as litologias. Ocorre a kaersutita como anfibólio reliquiar;

ii) Metabásicas Porfiríticas e Xistos Magnesianos; associam-se aos metagabros. Cita uma possível ritmicidade ao longo de perfis estratigráficos, e possíveis texturas cumuláticas. São rochas verde-claro à verde-escuro, com textura sub-idioblástica reliquiar e porfirítica. Há serpentinização em fraturas e preenchimento de veios por serpentina (fibras com até 4cm e veios de até 10cm) às vezes silicificado.Com aumento do metamorfismo regional e dinâmico, as litologias transformaram-se em clorita xistos e tremolita xistos. A mineralogia primária é formada por clinopiroxênio, titanita, apatita, opacos e plagioclásio. A mineralogia metamórfica é formada por clorita, anfibólio, carbonato e serpentina.

iii) metabasaltos finos, variolíticos, clorita xistos e actinolita xistos; a denominação varia de acordo com a intensidade do processo deformacional. Os metabasaltos variolíticos, possuem varíolas subarredondadas a elipsoidais, relevo positivo e contornos nítidos em relação à matriz, também podem ser coalescentes formando até bandas. Mostram paralelismo entre os

eixos maiores e raramente estruturam-se em leques. Para Sander (1991), as texturas encontradas não são produto de imiscibilidade de líquidos (ao contrário de Silva, 1983), mas produto de resfriamento rápido.

Em termos de empilhamento litoestratigráfico, duas colunas foram propostas para a área. Basei (1985) definiu três seqüências, sendo elas; *Seqüência Rio da Areia, Ribeirão do Agrião e Botuverá*. Sander (1991) definiu quatro unidades, sendo elas; *siliciclásitca pelítica-arenosa*, *siliciclástica arenosa, carbonática e vulcanogênica*. A diferença entre ambas, basicamente está na posição da sequência superior- rochas metabásicas e carbonáticas. Sander (1991) as coloca na posição basal da seqüência, enquanto que Basei (1985), no topo.

4.3.1. Seqüência Inferior (Pmsix- Unidade Botuverá, Basei, 1985).

Esta seqüência de rochas corresponde a unidade Botuverá, no sentido de Basei, 1985.

Encontrou-se clorita-sericita-quartzo xisto, com porfiroblastos de granada, os quais apresentam-se rotacionados, com geração de sombras de pressão do tipo sigma. Também encontrou-se clorita-grafita-muscovita xistos, que quando alterados possuem coloração avermelhada. Possuem uma foliação (S_{1RB}) marcante, milimetricamente espaçada, penetrativa, irregular e anastomosada, definida por filossilicatos, conferindo textura lepidoblástica à rocha. Está comumente dobrada, tendo uma foliação S_{2RB} plano axial, sendo uma clivagem de crenulação, mais espaçada. Nos planos desta foliação verificou-se lineações de intersecção sugerindo a presença de uma terceira foliação (S_{3RB}). Clivagens de fratura subverticais, corrugamentos e indicadores cinemáticos como *steps* são comuns.

Ainda ocorrem xistos cinza-prateado, fortemente deformados, com foliação (S_{1RB}) marcante e penetrativa, milimetricamente espaçada, crenulada, com lineação de intersecção, e intercalação de níveis quartzo-feldspáticos com os filossilicáticos, não raro também encontra-se uma segunda foliação (S_{2RB}), também penetrativa, porém mais espaçada que a anterior.

Também foram encontrados metapelitos, metarritmitos, com o acamamento original S_0 preservado, definido pela intercalação de microbandas claras e escuras (bandas quartzo-feldspáticas intercaladas a bandas ricas em clorita e biotita). Possui uma foliação (S_{1RB}) paralela ao S_0, definida por planos sericíticos. Esta apresenta-se microdobrada, do tipo *chevron*. Ainda apresenta uma segunda foliação (S_{2RB}), definida por planos de fraturas incipientes porém penetrativos.

4.3.2. Seqüência Superior.

4.3.2.1. Mármores (PSssmd).

São rochas que possuem coloração branca a bege, e composição principalmente dolomítica. Não raro apresentam bandas de diferente composição, definidas pela intercalação de bandas claras e escuras, podendo ser representativas do acamamento original S_0. Os níveis mais claros têm composição essencialmente carbonática, enquanto que os escuros podem representar misturas de carbonatos e pelitos. Este bandamento está fortemente dobrado e fraturado.

Na pedreira da Cia. Votorantim (sentido Botuverá-Ourinhos) ocorre uma mega lente de metamarga, formada por clorita e subordinadamente sulfetos (euédricos) disseminados nas bordas desta litologia (Fotografia 05). Apresenta-se deformada, dobrada, contendo vários sistemas de fraturas. Ocorrem também planos de falhas, subverticalizados e de grande porte, possivelmente associados aos sistemas transcorrentes.

4.3.2.2. Quartzitos (PSssq).

São corpos litológicos alongados, com direção nordeste. Apresentam-se bastante fraturados, bem selecionados, com os grãos de quartzo arredondados a sub-arredondados, de granulometria média a grossa, indicando terem sido intensamente retrabalhados.



Fotografia 05- Lente de metamarga, em meio a mármore dolomítico, dobrada, com lenticularização, deformada durante o evento transcorrente (Pedreira Cia Votorantim).

Comumente apresentam sistemas de veios de quartzo leitoso, com duas gerações, os quais se cruzam quase que ortogonalmente indicando processos de hidrotermalismo posterior à formação da rocha. Também ocorre turmalina e hematita como mineralogia acessória.

Podem haver variações para metarenitos, metarenitos conglomeráticos sendo compostos por grãos de quartzo, além de quartzito hematítico. Podem ainda conter pirita disseminada em pequena quantidade.

4.3.2.3. Metapelitos (PSssmf).

São rochas de coloração cinza prateado, caracterizadas por microbandamento definido por intercalações de níveis arenosos e pelíticos, sendo que nos últimos há ocorrência de sulfeto (pirita). Possuem foliação marcante (S_{2RB}?), subhorizontal, paralela aos níveis composicionais. Possivelmente ocorre uma foliação anterior (S_{1RB}?), a qual está contida nos planos da foliação principal.

Também ocorrem metassiltitos avermelhados, ora com clivagem ardosiana marcante ora com foliação penetrativa e anastomasada.

Os filitos (clorita-sericita-quartzo filitos), de coloração marrom e esbranquiçada, são compostos predominantemente por quartzo e muscovita/sericita, a qual está orientada definindo uma foliação (S_{1RB}) penetrativa e anastomasada. Localmente verificou-se o par de cisalhamento S/C, onde os planos C, estão dispostos paralelamente ao acamamento S_0 (definido pela intercalação de níveis quartzosos com níveis de sericita/clorita, semelhante a metarritmitos). Por vezes há uma segunda foliação (S_{2RB}) definida como uma clivagem de crenulação discreta espaçada, disposta ortogonalmente aos planos de S_0//S_{1RB}. Ainda há indícios de uma terceira foliação, possivelmente associada aos falhamentos transcorrentes, subverticalizada, materializada na forma de clivagens de fratura.

4.3.2.4. Metabásicas (PSssmv).

São rochas de coloração cinza-esverdeado, de granulação milimétrica à centimétrica, compostas por plagioclásio, hornblenda/actinolita e opacos. No contato com as encaixantes percebe-se o afinamento da granulometria em função do resfriamento rápido, indicando que os mesmos são intrusivos na seqüência sedimentar.

Nesta região, ocorre a predominância de metagabros, de granulação grossa a fina, textura intergranular típica. Ainda foram encontradas rochas ultramáficas, de forma restrita, como metaperidotitos compostos essencialmente por olivina cumulática, serpentinizados, com sulfeto disseminado, tendo ainda como produto de

retrometamorfismo a formação de asbesto. Metabasaltos foram encontrados de forma subordinada.

4.3.3. Seqüência metapelítica (PSssf).

São rochas esbranquiçadas à acastanhadas, dispostas em pacotes centimétricos de diferentes composição, caracterizados pela intercalação de estratos arenosos com estratos síltico-pelíticos (S_0 preservado). O contato com o pacote arenoso, que na base é aparentemente microconglomerático, é irregular, podendo ser uma paleo-superfície erosiva. Verifica-se que há uma ritmicidade dos estratos, podendo tratar-se de uma seqüência turbidítica. Além destes encontrou-se filitos, com foliação marcante, penetrativa, retilínea, possivelmente a S_{2RB}.

Não raro verificou-se também a intensa segregação de leitos/veios/*mullions* de quartzo.

Também ocorrem metadoleritos os quais se apresentam com aparentes estruturas vesiculares.

CAPÍTULO 5- ANÁLISE ESTRUTURAL.

DESCRITIVA E CINEMÁTICA.

5.1. Generalidades.

O objetivo da realização de uma análise estrutural, ao menos preliminar, é o de se reconhecer as características geométricas dos processos deformacionais a que as regiões do Ribeirão do Ouro e de Canelinha foram submetidas. Para tal utilizam-se os elementos estruturais que permitem a visualização espacial dessas deformações.

O conceito de superposição (Basei, 1985) de estruturas é baseado no princípio de que materiais submetidos a um esforço podem se dobrar e, se a natureza e orientação dos incrementos de deformação mudarem, eles poderão ser redobrados. Como na natureza os processos de deformação são progressivos, é possível que corpos rochosos possam sofrer regimes alternados de esforços, dependendo da sua posição em relação à estrutura maior.

O termo fase de deformação será aplicado ao evento responsável pela geração de um conjunto de estruturas, num determinado intervalo de tempo.

5.2. Nomenclatura utilizada.

Para que não haja quaisquer dúvidas quanto às denominações das estruturas planares citadas no texto, segue-se abaixo um quadro sobre a classificação seqüencial das estruturas em ambas as áreas estudadas:

Ribeirão do Ouro (S_{RB})	**Canelinha (S_{CN})**
	S_{1CN}
S_{1RB}	S_{2CN}
S_{2RB}	S_{3CN}

A diferença é feita em função de se evitar que as estruturas de uma área sejam confundidas com as estruturas da outra, já que ambas podem ter sofrido eventos deformacionais diferentes, em épocas diferentes.

5.3. Análise Estrutural Descritiva.

5.3.1. Região de Canelinha.

De um modo geral, as rochas da região de Canelinha são caracterizadas por duas foliações metamórficas bem marcantes, sendo a S_{1CN} frequentemente paralela ao acamamento S_0, de caráter de achatamento, e a S_{2CN}, com caráter de transposição, apresenta-se suavemente oblíqua à S_{1CN}, porém comumente podendo haver (como nas formações ferríferas bandadas) a relação de paralelismo entre as três estruturas ($S_0//S_{1CN}//S_{2CN}$). A análise para esta região foi feita a partir da separação dos dados conforme a respectiva unidade, portanto sendo três compartimentos: Seqüência Inferior (metapelitos/metarritmitos), Seqüência Intermediária (metapsamítica) e a Seqüência Inferior (Metavulcano-sedimentar exalativa). Os dados estruturais apresentam-se representados no mapa geológico contido no Anexo 02.

5.3.1.1. Seqüência Superior.

As atitudes da foliação S_{1CN} estão representadas em estereograma (Fig. 12), nele estão projetados os pólos de 40 medidas de foliação. Verifica-se que há uma distribuição dos pólos caracterizando uma dobra com abertura interflancos de aproximadamente 50° e com eixo calculado de dobra D_3 (S219°/47°). Ou seja, a partir da projeção combinada dos dados, pode ser configurada em escala maior, que a foliação S_{1CN}, e consequentemente a S_{2CN} (subparalela), estão redobradas.

Como pode ser visto no mapa geológico, as litologias da seqüência superior apresentam uma inflexão próximo à região do Centro do Moura, confirmando-se o dobramento da S_{1CN}, como foi verificado no estereograma da Figura 12.

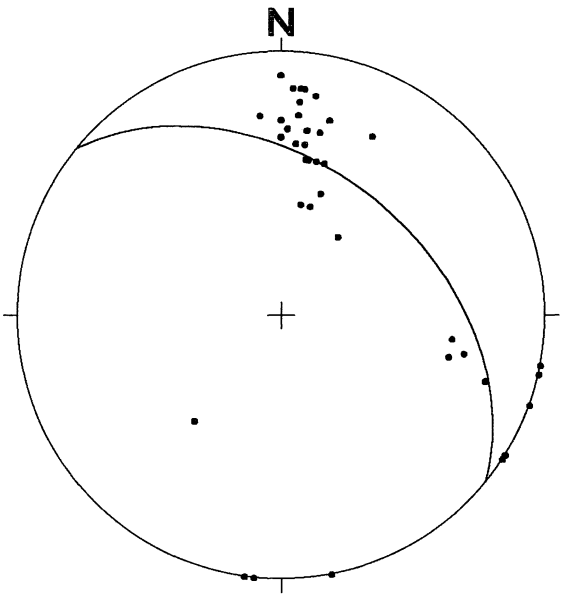


Figura 12- Estereograma de Schimdt-Lambert, projeção no hemisfério inferior, de 40 medidas de foliação S_1 ($S_0//S_1//S_2$), com eixo de dobra D_3 construído- Sequência Superior.

5.3.1.2. Seqüência Intermediária (metapsamitos).

Na Seqüência Intermediária (denominada de *thrust sheets*), foram analisados os planos da foliação S_{2CN} (paralela a S_{1CN}). Ao todo foram projetadas 73 medidas, cujos pólos estão representados no estereograma da (Figura 13).

Nota-se que da mesma maneira que na seqüência superior, a foliação S_{2CN} apresenta-se dobrada, com eixo de dobra construída D_3 com atitude S252°/21°. Como a área de ocorrência desta unidade está dividida a norte e a sul pela seqüência inferior, foram confeccionados outros dois diagramas de contorno (Figura 14a e b), para verificação do comportamento da foliação em cada flanco da unidade a fim de se estabelecer se a seqüência está dobrada de forma desarmônica, ou seja, se há um

padrão na unidade como um todo ou se o dobramento D_3 atingiu escala de grandes dobramentos regionais, ou ainda se são dobras da terceira fase (D_3) nos flancos das dobras de segunda fase (D_2).

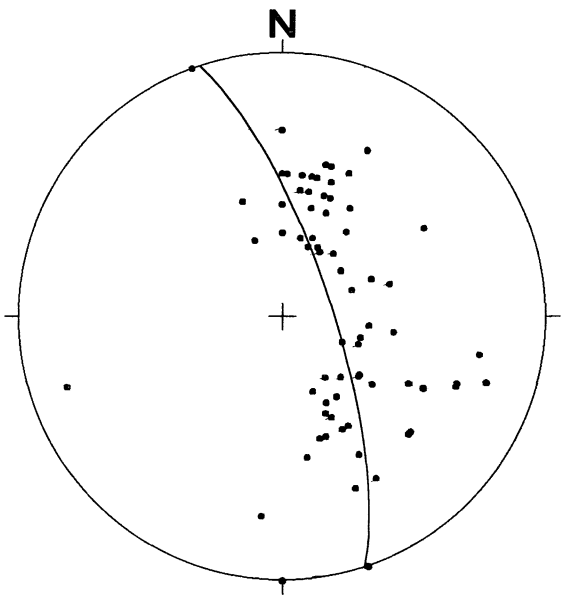


Figura 13- Estereograma de Schimdt-Lambert, projeção no hemisfério inferior, de 73 medidas de foliação S_{2CN}, com eixo de dobra D_3 construído- Sequência Intermediária ou *thrust sheets* (Toniolo, 1991).

Percebe-se que em ambas as áreas, as litologias estão dobradas, porém de forma mais fechada/amarrotada na porção sul, enquanto que na porção norte, além de mais aberto, o dobramento é mais discreto. A maioria das atitudes da foliação apresentam direção aproximadamente leste-oeste, com caimentos de baixo ângulo à subhorizontais. As poucas medidas que apresentaram caimento para norte, apresentam atitudes de alto ângulo, porém também leste-oeste, configurando desta forma que o dobramento D_3 também apresenta-se com direção nesta ordem (269°/22°).

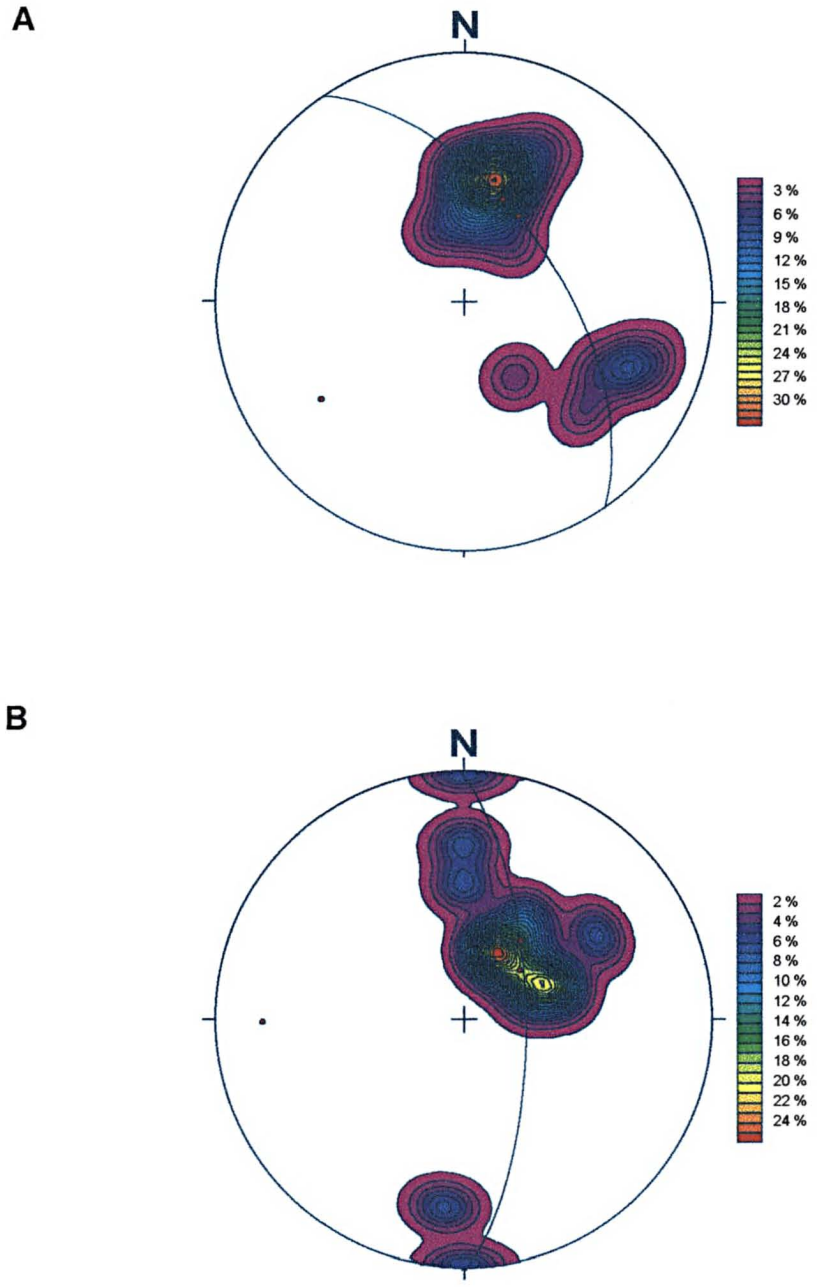


Figura 14- Estereograma de Schimdt-Lambert, projeção no hemisfério inferior, sendo representados as porções sul e norte da Sequência Intermediária, com respectivamente 29 e 16 medidas (a e b) de foliação S_{2CN}, com eixo de dobra D_3 construído- Seqüência Intermediária ou *thrust sheets* (Toniolo, 1991).

5.3.1.3. Seqüência Inferior.

Na análise desta seqüência utilizaram-se os mesmos procedimentos anteriores sendo analisados os planos da foliação principal S_{2CN} (em geral paralela a S_{1CN}). Ao todo foram projetadas 72 medidas, cujos pólos estão representados no estereograma da Figura 15.

A dispersão dos pólos configura um dobramento (D_3), fechado, com alguns valores dispersos, e com caimento para norte. Ao contrário, para sul, há uma consistência dos resultados, onde os mesmos apresentam-se bastante agrupados. Além desta feição, ocorre ainda uma dispersão de valores para as direções com caimento norte, configurando a possibilidade um novo redobramento (D_4).

Em função da dispersão dos resultados com caimentos para norte, confeccionaram-se outros três estereogramas (Figura 16), representado na forma de contornos, com separações arbitrárias no interior da Seqüência Inferior.

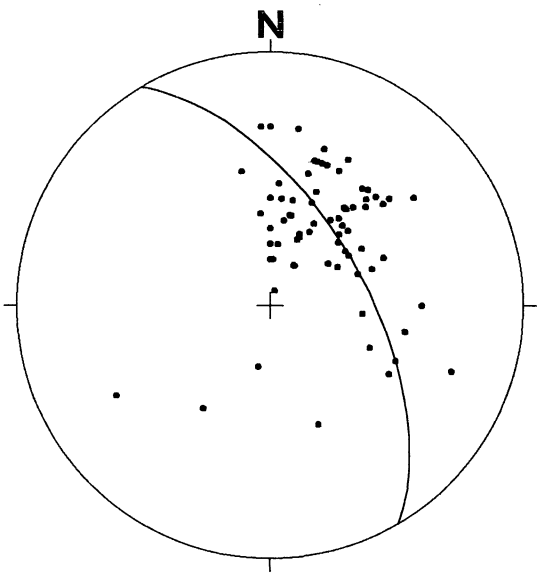


Figura 15- Estereograma de Schimdt-Lambert, projeção no hemisfério inferior, sendo representadas as atitudes da foliação principal S_{2CN}, com eixo de dobra D_3 construído-Sequência Inferior, 72 medidas.

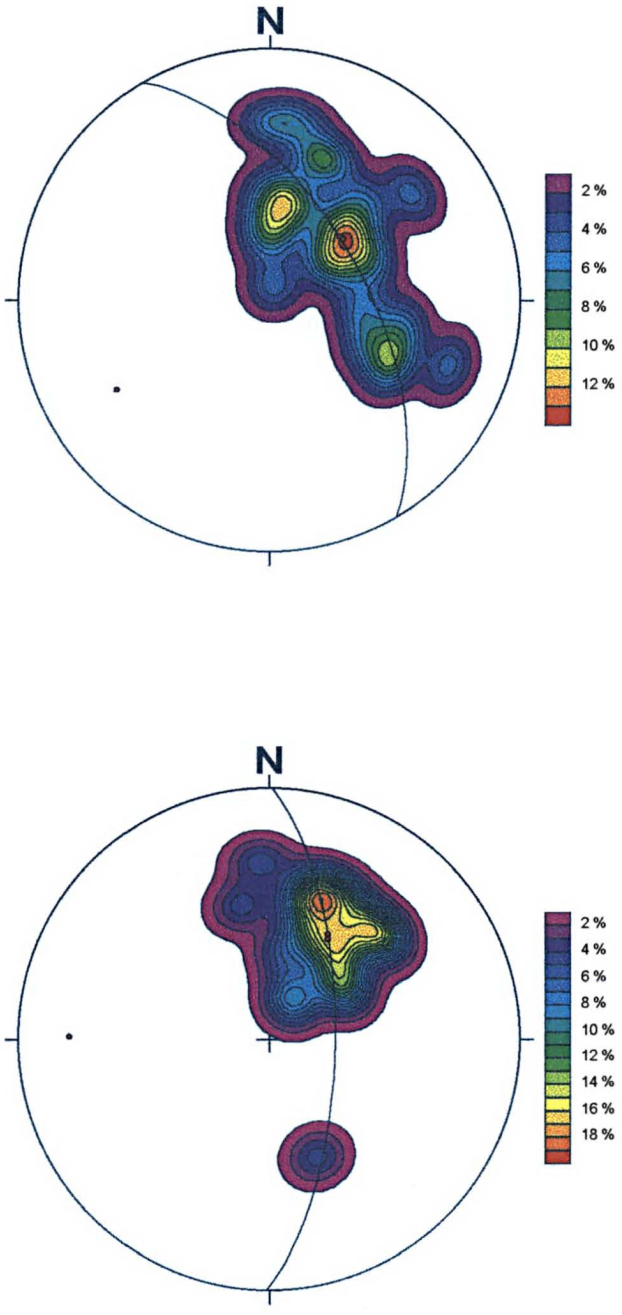


Figura 16- Estereogramas de Schimdt-Lambert, projeção no hemisfério inferior, sendo representados os contornos das atitudes da foliação principal S_{2CN}, com eixo de dobra D_3 construído, sendo caracterizadas as porções oeste, central e leste (de *a* até *c*, respectivamente).

(C)

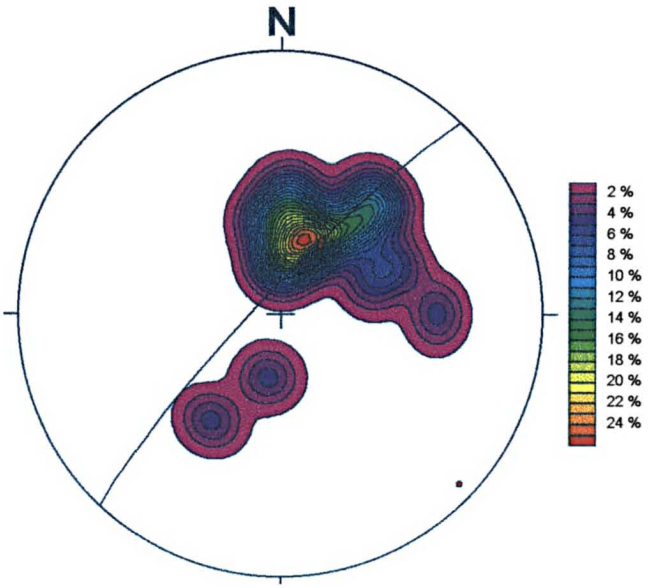


Figura 16- *continuação...*

Visualiza-se que de oeste para leste, no primeiro diagrama as dobras variam de abertas a fechadas, com direção predominante N27W/55°, cujo eixo de dobra D_3 possui atitude S223°/36°. Este resultado é bastante semelhante ao encontrado na análise das seqüências anteriores.

No estereograma da porção central da Seqüência Inferior, verifica-se que as atitudes dos planos de foliação se aproximam do leste-oeste, com maior concentração de caimentos para sul. Além destas, algumas poucas medidas apresentaram caimento para norte, configurando assim, como já visualizado para as outras unidades, um dobramento da foliação S_{2CN}.

No terceiro estereograma, ao contrário, verificou-se que as projeções mostraram como resultado algumas exceções, onde as rochas apresentam-se suavemente dobradas e com mergulhos de baixo caimento, tendo direção preferencial N24-33W/20°-45°, e com eixo de dobra D_3 construído S133°/12°.

A partir dos resultados obtidos e da análise em conjunto do grupo de medidas, percebe-se que as rochas da Seqüência Inferior estão redobradas, na forma de um possível braquianticlinal (dobramentos D_3), produto de uma terceira fase de deformação, a qual pode estar associada a um mesmo evento deformacional, porém progressivo.

5.3.2. Região do Ribeirão do Ouro

Basei (1985) apresenta uma descrição detalhada sobre as estruturas que ocorrem nesta região. Caracterizou uma foliação (chamada de S_2) de transposição como a principal feição planar, inclusive sendo esta a paralela ao alongamento regional do cinturão. Cita ainda uma S_3, que teria redobrado, porém de forma mais aberta a S_2, e possivelmente uma quarta fase de dobramentos, porém mais incipiente e relacionada à fase de transcorrências.

A principal superfície encontrada na região, assim como por Basei (1985), é uma estrutura planar, com feições de transposição caracterizada pela formação de superfícies S/C, lenticularização etc., de níveis composicionais que possivelmente representam o acamamento original (S_0), denominada de S_{1RB}.

A distribuição espacial da foliação S_{1RB}, está representada no estereograma de contornos da Fig. 17. Percebe-se claramente que a estrutura está perturbada por uma outra fase de dobramentos, representada por uma distribuição em forma de guirlanda por toda a área de projeção do gráfico. Nota-se no entanto, que a foliação S_{1RB}, representa uma grande estrutura sinformal, assimétrica, com direção do eixo aproximadamente, nordeste. Esta grande estrutura é caracterizada por uma foliação mais retilínea (clivagem) e incipiente (S_{2RB}).

Nota-se que nas atitudes com caimentos para SE, há uma dispersão dos valores representando um redobramento superposto a S_{1RB} (dobramento das estruturas gerando a foliação S_{2RB}), caracterizados como grandes dobramentos com alto ângulo.

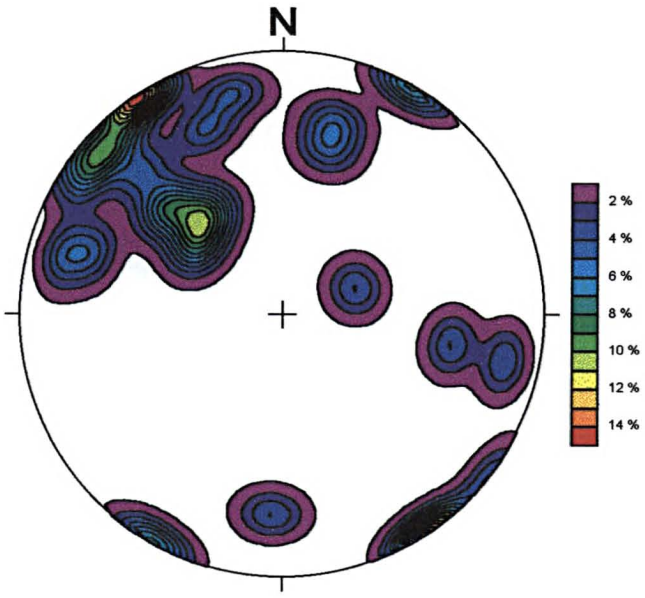


Figura 17- Estereogramas de Schimdt-Lambert, projeção no hemisfério inferior, sendo representados os contornos das atitudes da foliação principal S_{1RB}.

5.4. Análise Estrutural Cinemática

Na região de Canelinha, as principais estruturas planares são caracterizadas por foliações/xistosidades, as quais apresentam um comportamento evolutivo a partir de deformação progressiva, com geração de superfície paralela ao acamamento original (S_{1CN}), com comportamento de achatamento, havendo ainda uma segunda superfície com caráter de transposição (S_{2CN}), com distribuição suavemente oblíqua à S_{1CN}. Em função das diferentes competências entre os pacotes litológicos, há uma heterogeneidade de produtos finais relacionados a este evento. Muitas vezes o acamamento S_0 apresenta-se preservado, com a S_{1CN} paralela ao mesmo (como no caso das formações ferríferas), enquanto que algumas vezes a transposição foi total, sendo o S_0 destruído (como nos metassedimentos). A progressão desta fase

deformacional promoveu um maior amarrotamento da seqüência, dobrando a S_{1CN}, havendo intensa transposição, gerando uma foliação S_{2CN} que apresenta-se paralelizada a suavemente oblíqua às estruturas anteriores, preferencialmente visualizada nos flancos das dobras intrafoliares, ou até mesmo ortogonal quando visualizada no Ápice de microdobras. Relacionada à área do Ribeirão do Ouro, a foliação S_{2CN} é correlata à S_{1RB}, tendo ambas caráter de transposição.

Todo o processo relacionado ao primeiro evento deformacional, caracteriza um fenômeno de grande encurtamento crustal, com dobras e redobramentos na forma de uma deformação progressiva, gerando duas estruturas planares em Canelinha e uma (a primeira e mais marcante) no Ribeirão do Ouro.

Deve ser ressaltado também que a maior concentração de medidas, e também maior variação de ângulos de caimentos (predominantemente inferiores a 50°), podem ser sugestivos de dobramentos relacionados a processos de encurtamento crustal com transporte de massas (aloctonia do Grupo Brusque), que na área apresentam vergência tectônica para norte.

Confeccionados os estereogramas, tanto para a contagem total de medidas para cada unidade individualizada, como também nos diagramas feitos para verificação das características internas das mesmas, visualizou-se que as superfícies encontravam-se dobradas uma vez mais, com eixos construídos B_3 com caimento preferencial para SW e E-W na região de Canelinha, e SW na região do Ribeirão do Ouro. Em Canelinha, as três seqüências apresentaram caimento também para SE revelando que houve uma última fase de dobramentos regionais, com dobras de grande amplitude e com eixos a grosso modo orientados segundo a direção NE (dobras B_4).

A última fase pode estar associada a processos de ajustes de blocos ou indentação tectônica. Através do alívio de pressão houve a geração de sistemas de falhamentos transcorrentes, com dobras escalonadas associadas, e cujos eixos são aproximadamente paralelos à direção principal de deslocamento dos sistemas direcionais (representado pela Zona de Cisalhamento Major Gercino, que aflora na porção leste da folha, tendo exposição de granitóide foliado- mapa anexo 02).

CAPÍTULO 6- PETROGRAFIA E METAMORFISMO.

ROCHAS BÁSICAS E ULTRABÁSICAS.

6.1. Generalidades.

Neste capítulo serão descritos os aspectos mineralógicos e texturais das rochas metabásicas e meta-ultrabásicas do Ribeirão do Ouro e Canelinha. No entanto cabe ressaltar que, como existem vários trabalhos versados no assunto, e com detalhe, procurou-se descrever as unidades principais e as que até então não apresentavam-se descritas. Os pontos referentes às descrições estão representados nos mapas dos anexos 2 e 3.

6.2. Região de Canelinha.

Nesta área, Toniolo (1991) descreveu 32 lâminas delgadas de rochas metabásicas e meta-ultrabásicas, as quais estão representadas na Tabela 07.

Percebe-se que as rochas de um modo geral apresentam metamorfismo na fácies xisto verde podendo haver rochas metamorfisadas na fácies anfibolito. Para uma compreensão dos dados, as descrições foram divididas em duas localidades. A primeira na região do Oliveira-Vila Nova e a segunda no Sertão Valonga.

6.2.1. Região do Oliveira-Vila Nova

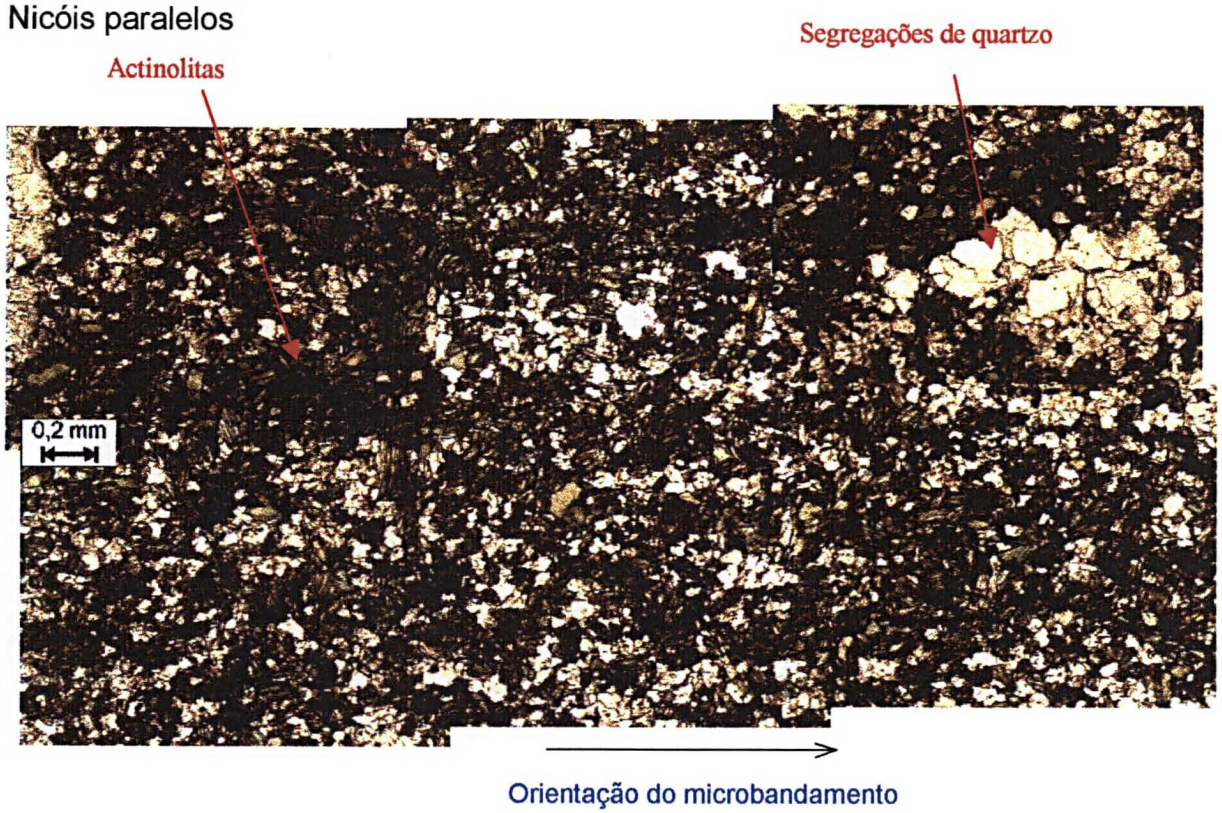
Nesta área foram encontradas duas principais ocorrências, correspondendo aos afloramentos SAP 98 e 99, entre as localidades de Sorocaba e Oliveira, se constituindo num corpo de rocha único correspondendo às amostras, respectivamente, à porção central e de borda do mesmo. Pouco mais ao norte, na localidade de Vila Nova, ocorrem rochas metabásicas correspondendo aos afloramentos SAP 117, 118 e 120, sendo que a relação entre as amostras, com respeito ao posicionamento das mesmas como num único corpo é extremamente dificultada pelo forte intemperismo na região.

As rochas da região de Vila Nova (Fotomicrografia 01) são caracterizadas pela coloração cinza-escuro à negra e pelo aspecto maciço.

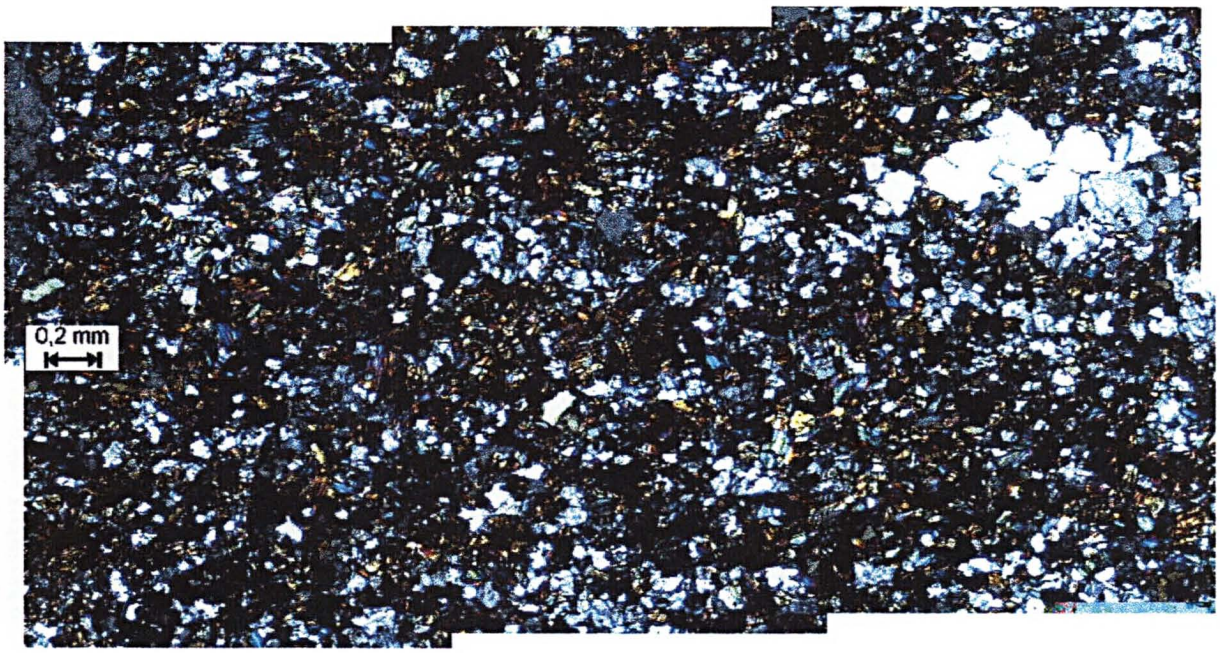
Amostra	Descrição	Classificação	Metamorfismo
JT-R-08c	Tremolita,Clorita magnes., opacos(foliada).	Tremolitito.	Fácies xisto verde.
JT-R-08e	Plagioclásio(60%), actinolita(36%), opacos(2%), epidoto(tr), quartzo(tr), não foliada.	Metagabro.	Fácies xisto verde
JT-R-10	Hornblenda, plagioclásio, quartzo(tr), opacos (foliada).	Anfibolito.	Fácies anfibolito
JT-R-11	Plagioclásio, hornblenda/actinolita, opacos, epidoto (foliada).	Anfibolito.	Fácies xisto verde/ anfibolito
JT-R-21	Actinolita ou hornblenda(80%), plagioclásio (±qzo)-17%, opacos(3%), (foliada)	Anfibolito.	Fácies xisto verde médio (no mínimo).
JT-R-50c	Hornblenda/actinolita, plagioclásio, opacos, clorita magnesiana, quartzo.	Anfibolito.	Fácies xisto verde médio (no mínimo).
JT-R-51c	Hornblenda/actinolita, plagioclásio, quartzo, opacos.	Anfibolito.	Fácies xisto verde/ anfibolito.
JT-R-52b	Actinolita, plagioclásio, quartzo, opacos.	Actinolita xisto.	Fácies xisto verde médio (no mínimo).
JT-R-53a	Quartzo, epidoto, microclínio (brechóide/epidoto em cavidades), matriz milimétrica.	Metatufo Intermediário.	Fácies xisto verde.
JT-R-61	Hornblenda(?), plagioclásio (±qzo), epidoto, opacos, esfeno, clorita.	Anfibolito.	Fácies xisto verde superior/anfibolito.
JT-R-79a	Actinolita, clorita, opacos	Actinolitito.	Fácies xisto verde.
JT-R-79b	Actinolita/hornblenda, plagioclásio (com esferas de epidoto),quartzo.	Anfibolito.	Fácies xisto verde/ anfibolito
JT-R-89c	Plagioclásio, pigeonita, opacos, clorita.	Diabásio.	
JT-R-89d	Actinolita, clorita, opacos, epidoto.	Actinolitito.	Fácies xisto verde
JT-R-112f	Hornblenda/actinolita, biotita vermelha, quartzo, ±plagioclásio, opacos.	Anfibolito.	Fácies xisto verde superior/anfibolito.
JT-R-127b	Actinolita, clorita magnesiana, opacos	Actinolitito.	Fácies xisto verde.
JT-R-131	Tremolita, clorita magnesiana, opacos, talco.	Tremolitito.	Fácies xisto verde
JT-R-132	Anfibólio (hornblenda?) e quartzo, intercalados à bandas de quartzo, epidoto, esfeno, opacos.	Anfibolito.	Fácies anfibolito
JT-R-137a	Tremolita, clinocloro, hercinita, serpentina (forsterita?).	Tremolitito.	Fácies xisto verde/ anfibolito.
JT-R-148c	Actinolita, clorita magnesiana, plagioclásio, quartzo, epidoto, opacos.	Metabasito.	Fácies xisto verde.
JT-R-154	Hornblenda/actinolita, plagioclásio, quartzo, epidoto, esfeno, opacos.	Anfibolito.	Fácies xisto verde/ anfibolito.
JT-R-171b	Hornblenda/actinolita, quartzo, opacos, epidoto, muscovita.	Anfibolito.	Fácies xisto verde/ anfibolito
JT-R-198g	Rocha que alterna bandas de metabásicas (anfibólio verde, quartzo, opacos, esfeno) com calciossilicatadas (quartzo, plagioclásio, diopsídio, esfeno, epidoto, opacos).		Fácies anfibolito
JT-R-205	Actinolita, clorita magnesiana, quartzo(?), opacos, (plagioclásio).	Actinolitito.	Fácies xisto verde
JT-R-222	Actinolita, plagioclásio, biotita, epidoto, clorita, opacos.	Metabasito.	Fácies xisto verde
JT-R-224	Quartzo, actinolita, biotita, epidoto, plagioclásio, andaluzita, clorita, turmalina, zircão, opacos.	Act-bio Xisto.	Fácies xisto verde/ anfibolito
JT-R-225	Actinolita, plagioclásio, epidoto, opacos.	Metabásica.	Fácies xisto verde
JT-R-226	Quartzo, muscovita, biotita, granada, andaluzita, actinolita, clorita, zircão, opacos.	Act-bio xisto.	Fácies xisto verde
JT-R-231a	Actinolita, plagioclásio, quartzo, opacos.	Metabásica.	Fácies xisto verde
JT-R-231d	Actinolita, clorita, esfeno, zoisita, opacos.	M-básica brech. (hidroterm.).	Fácies xisto verde
JT-R-236a	Hornblenda, quartzo, plagioclásio, clorita, serpentina, opacos.	Anfibolito.	Fácies xisto verde/ anfibolito.
JT-R-236d	Actinolita, quartzo, epidoto, clorita, esfeno, zircão, opacos.	Metabásica.	Fácies xisto verde.

Tabela 02- Classificação petrográfica de rochas metabásicas e meta-ultrabásicas da região de Canelinha (Toniolo, 1991).

Nicóis paralelos



Nicóis cruzados



Fotomicrografia 01- Metabasalto composto por actinolita, quartzo, albita e opacos (traços). Nota-se uma incipiente laminação na rocha, caracterizada pela discreta orientação dos anfibólios intercalados aos níveis de quartzo. (a- nicóis paralelos, b- nicóis cruzados).

As rochas do afloramento SAP 118, são caracterizadas por laminações, definidas pela intercalação de níveis de actinolitas com níveis de quartzo e feldspato/albita (em proporção inferior à 15%), definindo um microbandamento à rocha. Freqüentemente os níveis de quartzo apresentam zonas de espessamento e de lenticularização, além do quartzo apresentar extinção ondulante permitindo admitir que o microbandamento tem origem metamórfica.

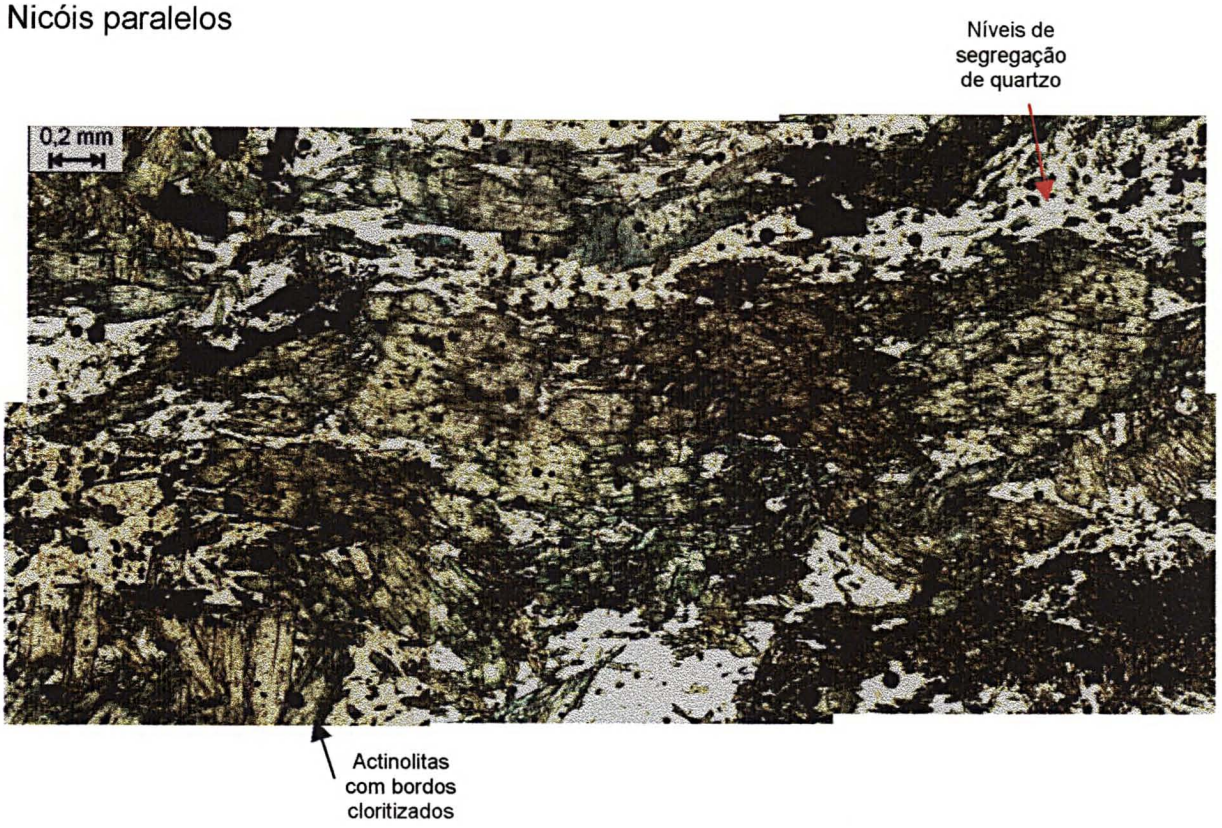
Quanto à classificação, as rochas são quartzo-actinolita anfibolitos (metabasaltos). O metamorfismo atuante foi de fácies xisto verde, zona da clorita. Mesmo não havendo melhores indicativos, o aumento do grau metamórfico gera mudança no anfibólio. A geração da hornblenda inicia-se a partir da zona da biotita (Yardley, 1994), sendo que a actinolita melhor caracteriza as zonas inferiores.

As ocorrências situadas nas localidades de Sorocaba e Oliveira caracterizam um grande corpo de rocha, onde os afloramentos SAP 98 e 99 correspondem respectivamente ao centro e à borda de um corpo intrusivo.

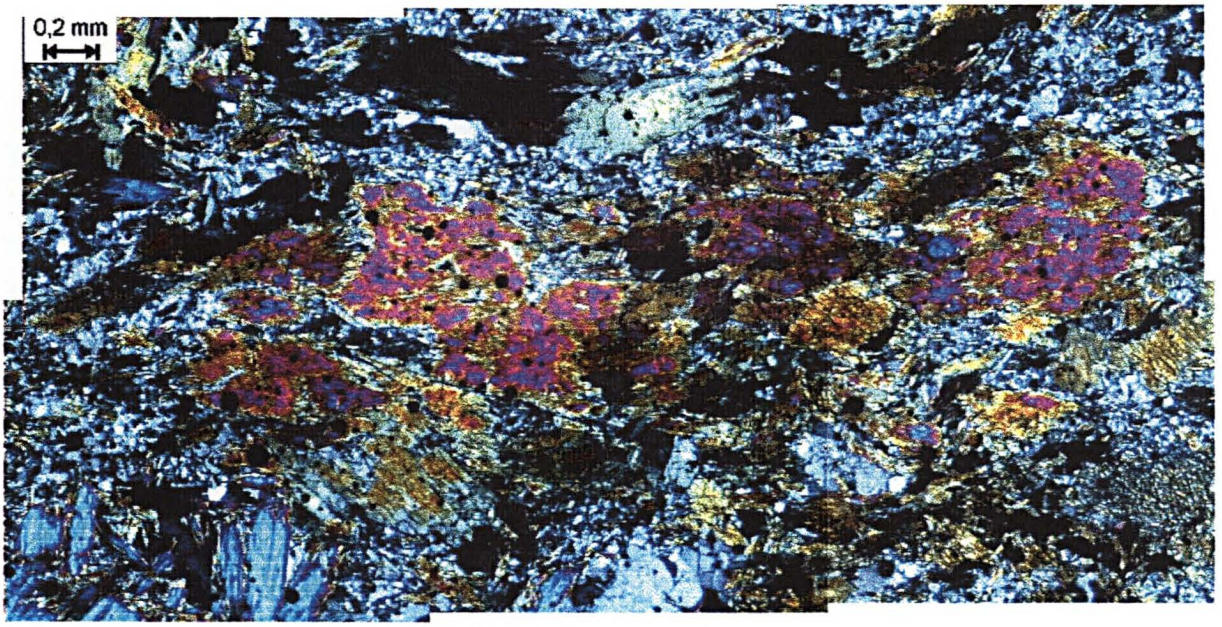
A região central (SAP 98- Fotomicrografia 02) é caracterizada pela intercalação de níveis máficos (actinolita) com níveis quartzo-feldspáticos. A actinolita possui cor verde claro à marrom tendo os bordos cloritizados. Está orientada paralela à subparalelamente definindo uma foliação marcante e penetrativa (S_{1CN}). Comumente a estrutura está crenulada, produto da superposição de uma segunda foliação (S_{2CN}), com caráter de transposição, rompendo e lenticularizando os níveis anteriormente formados. Os cristais de quartzo estão deformados, fraturados, com extinção ondulante característica. Também ocorrem opacos, sob forma de cristais isolados, com textura esquelética típica de magnetita, além de estarem sublinhando a foliação S_{1CN}.

As amostras de borda de corpo (SAP 99- Fotomicrografia03) mostram-se compostas predominantemente por actinolita fina, verde clara, por vezes apresentando cristais melhor desenvolvidos, no entanto, também mostrando os bordos cloritizados. A matriz é composta por actinolita submilimétrica, juntamente com quartzo e opacos finamente cristalizados, além de pequenos cristais de epidoto disseminados por toda a rocha, porém com porcentagem inferior à 5%. Marcante é a ocorrência de várias microfraturas/venulações preenchidas por quartzo e carbonato.

Nicóis paralelos

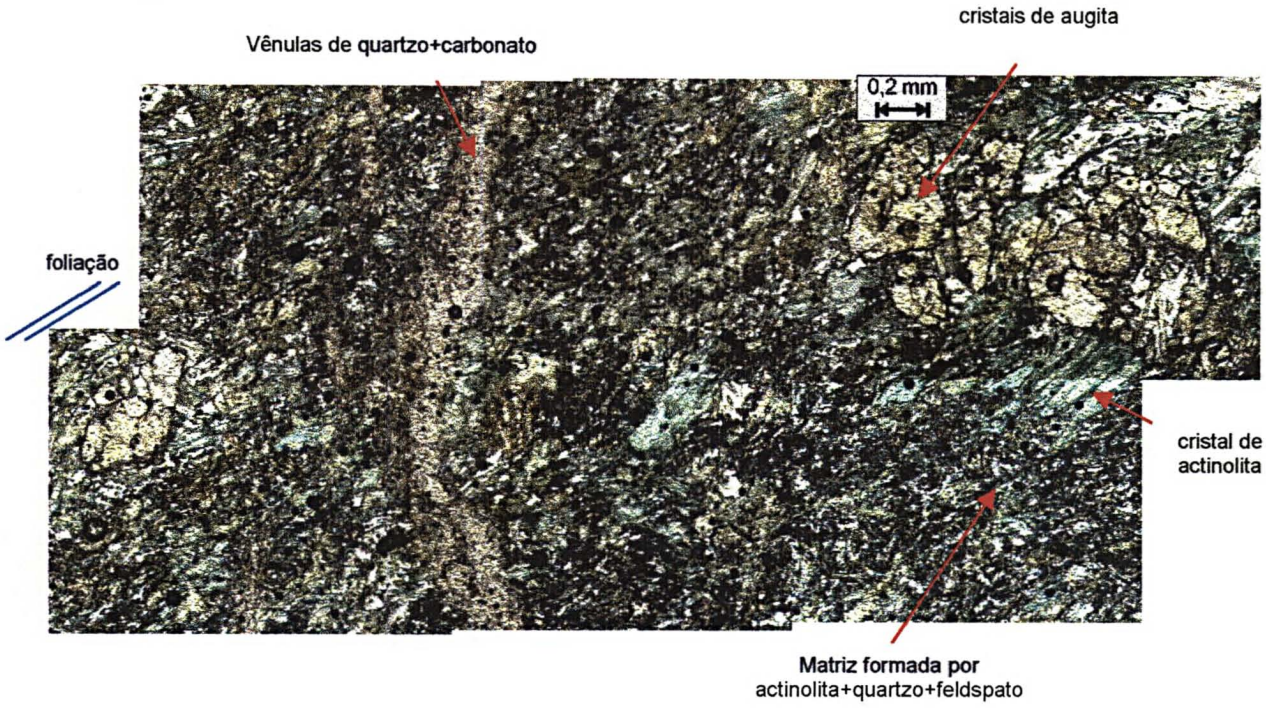


Nicóis cruzados

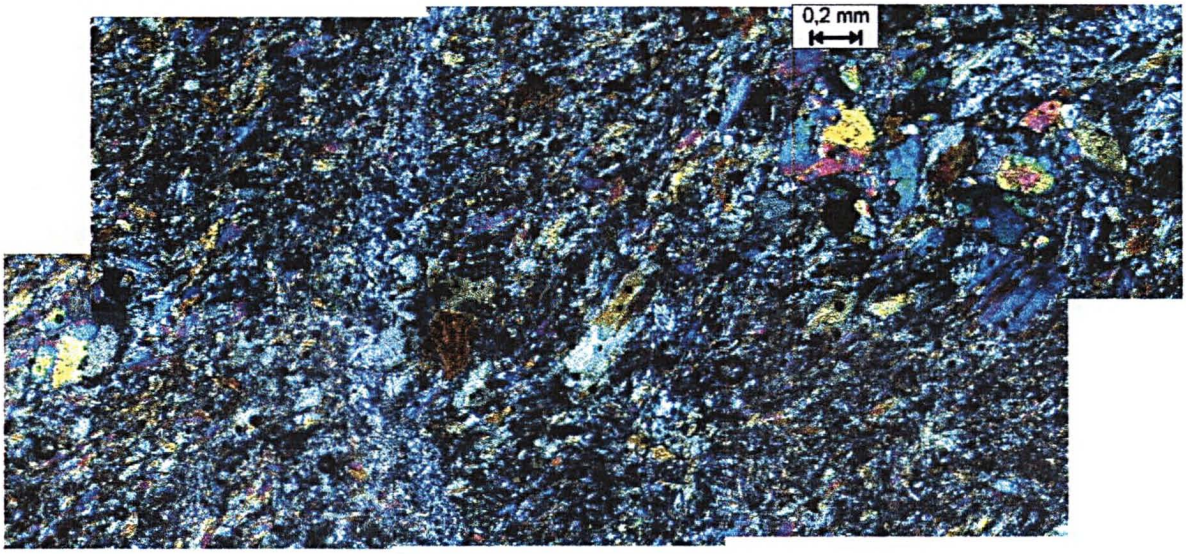


Fotomicrografia 02- Rocha meta-máfica, composta essencialmente por actinolita, com bordos cloritizados, orientadas, configurando uma textura nematoblástica, apresentando ainda níveis de segregação de quartzo (SAP 98).

Nicóis paralelos



Nicóis cruzados



Fotomicrografia 03- Rocha meta-máfica, composta essencialmente por actinolita, ora como cristais (com bordas cloritizadas) ora formando a matriz, além de quartzo, opacos e epidoto. Também ocorrem cristais de augita reliquiar, parcialmente destruída (Afloramento SAP 99).

As rochas podem ser classificadas como actinolita anfibolitos. Quanto ao metamorfismo, da mesma forma que na região anterior, foi de fácies xisto verde, zona da clorita.

Ainda ocorre no afloramento SAP 117, plagioclásio (albita?) saussuritizada, magnetita com textura esquelética, epidoto e quartzo como finas segregações.

6.2.2. Sertão Valonga

Nesta região existem também duas ocorrências principais. A primeira está representada pelos afloramentos SAP 122a, b e c, e enquanto que a segunda pelo SAP 124.

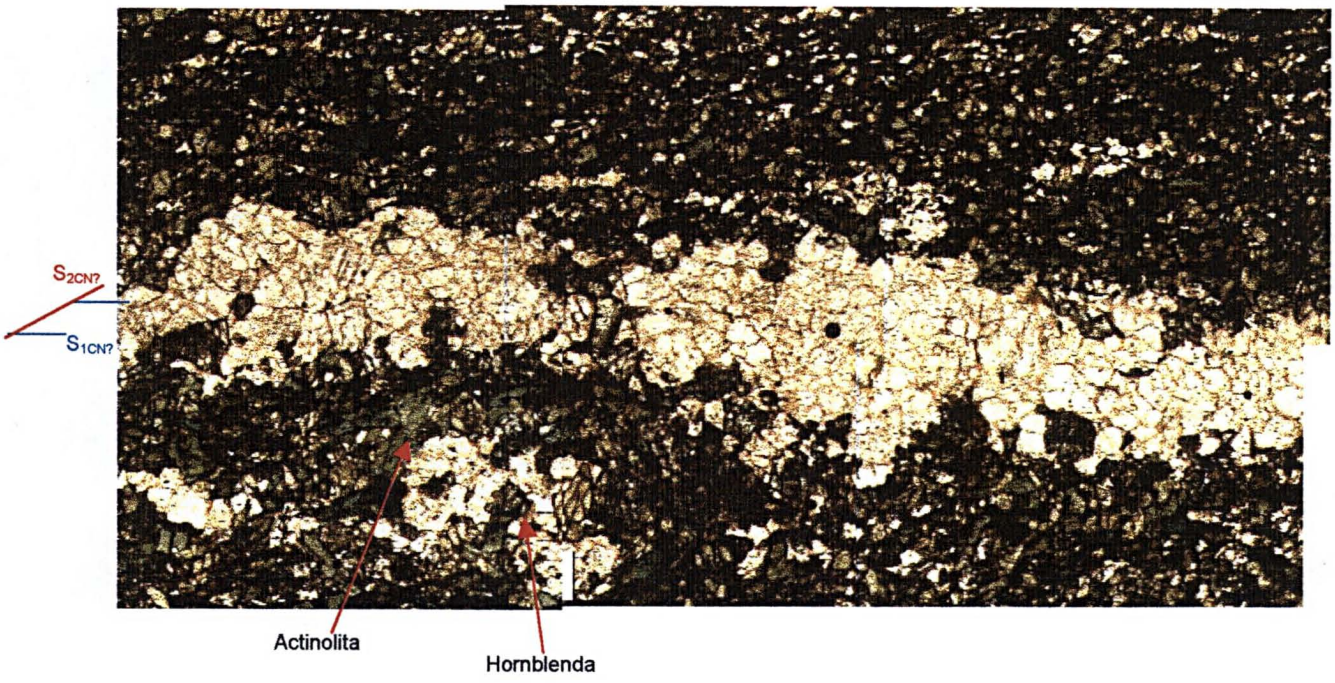
A rocha 122a é composta por hornblenda, castanha-esverdeada, de tamanho submilimétrico, freqüentemente orientada segundo uma direção preferencial, definindo uma estrutura planar (S_{2CN}?). Comumente ocorrem também raros níveis de quartzo+plagioclásio (albita/oligoclásio- S_{1CN}?), irregulares, lenticularizados pela foliação (S_{2CN}- Fotomicrografia 04), apresentando contatos irregulares com a matriz máfica.

Não raramente a hornblenda apresenta-se parcialmente transformada em actinolita. Cristais de quartzo, além de estarem formando os níveis de diferente composição, também encontram-se disseminados na rocha, porém em quantidades inferiores a 2%, tendo ainda extinção ondulante. Também ocorre epidoto subédrico, submilimétrico.

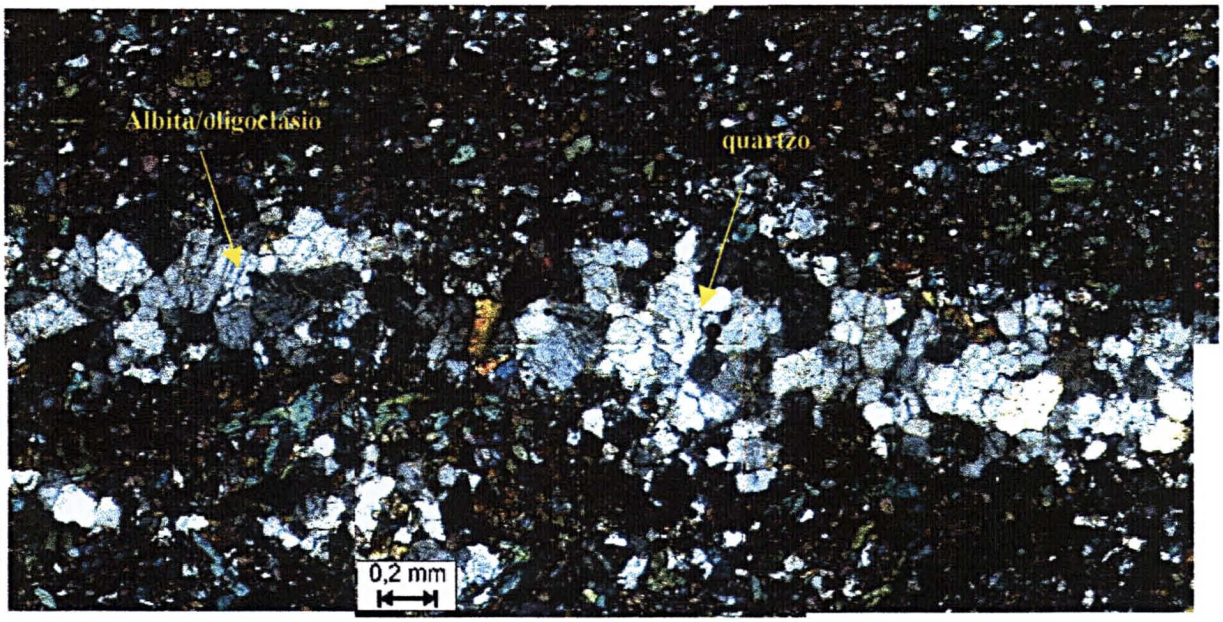
A rocha SAP 122b (Fotomicrografia 05) apresenta-se composta predominantemente por máficos. Ocorre hornblenda subédrica à anédrica, verde escuro à castanho, por vezes transformando-se em actinolita. As actinolitas, máficos predominantes na rocha, possuem coloração verde claro à escuro, orientadas paralela à subparalelamente, definindo uma superfície planar e irregular. Ainda ocorrem opacos orientados segundo a foliação principal, mas também ocorrendo de forma dispersa.

Segregações de quartzo+carbonato também podem ocorrer, compondo níveis preferenciais na rocha, os quais apresentam-se deformados pela foliação (S_{2CN}?).

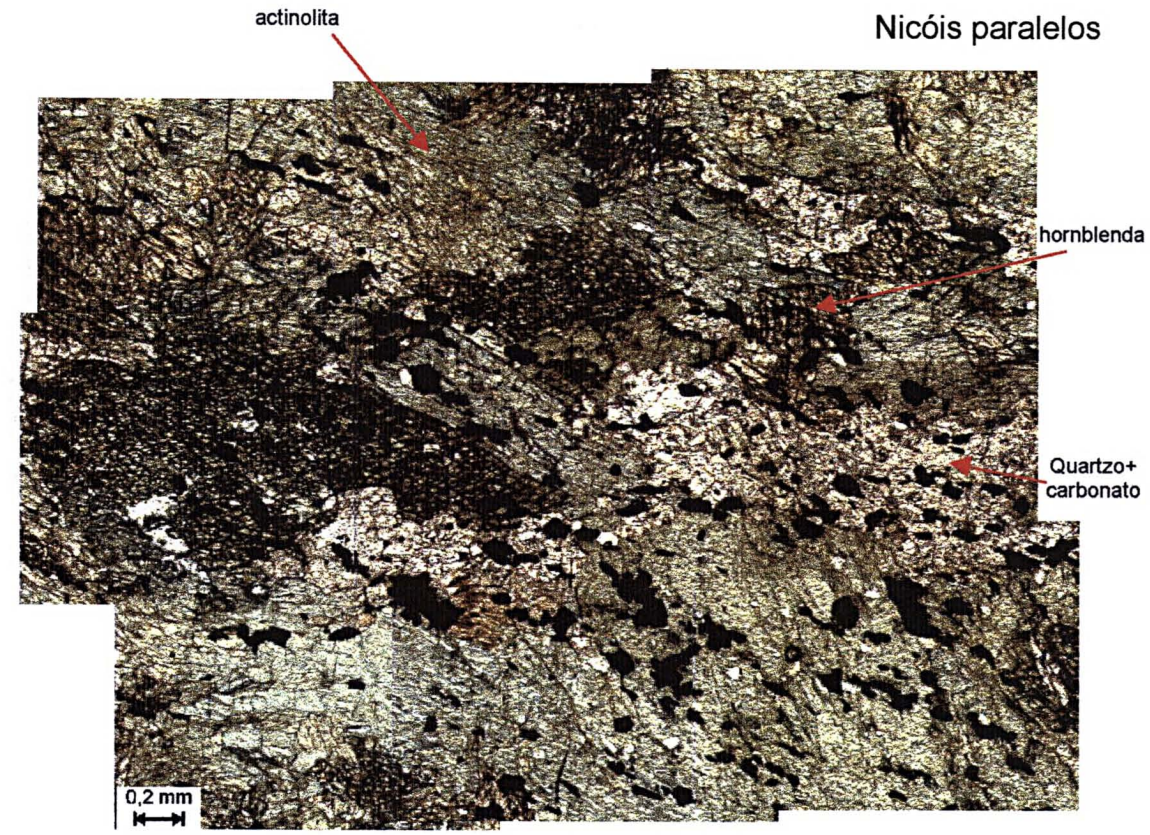
Nicóis paralelos

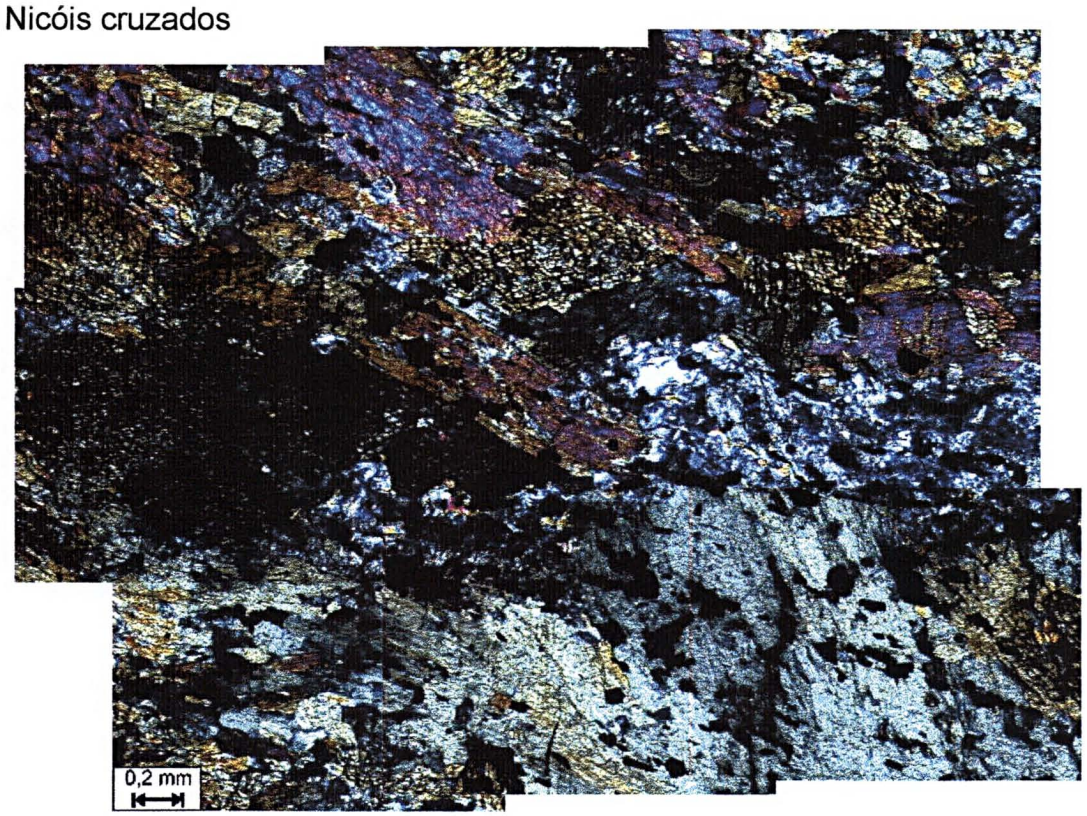


Nicóis cruzados



Fotomicrografia 04- Rocha ultramáfica composta por hornblenda e actinolita, com níveis quartzo-feldspáticos (S_{1CN}) irregulares, produto de segregação metamórfica, tendo ainda uma foliação superposta definida pelos anfibólios (S_{2CN}).





Fotomicrografia 05- Rocha metaultramáfica (piroxenito?), formada por actinolita e hornblenda, com níveis quartzo-carbonáticos.

A formação do carbonato pode estar relacionada à transformação do plagioclásio.

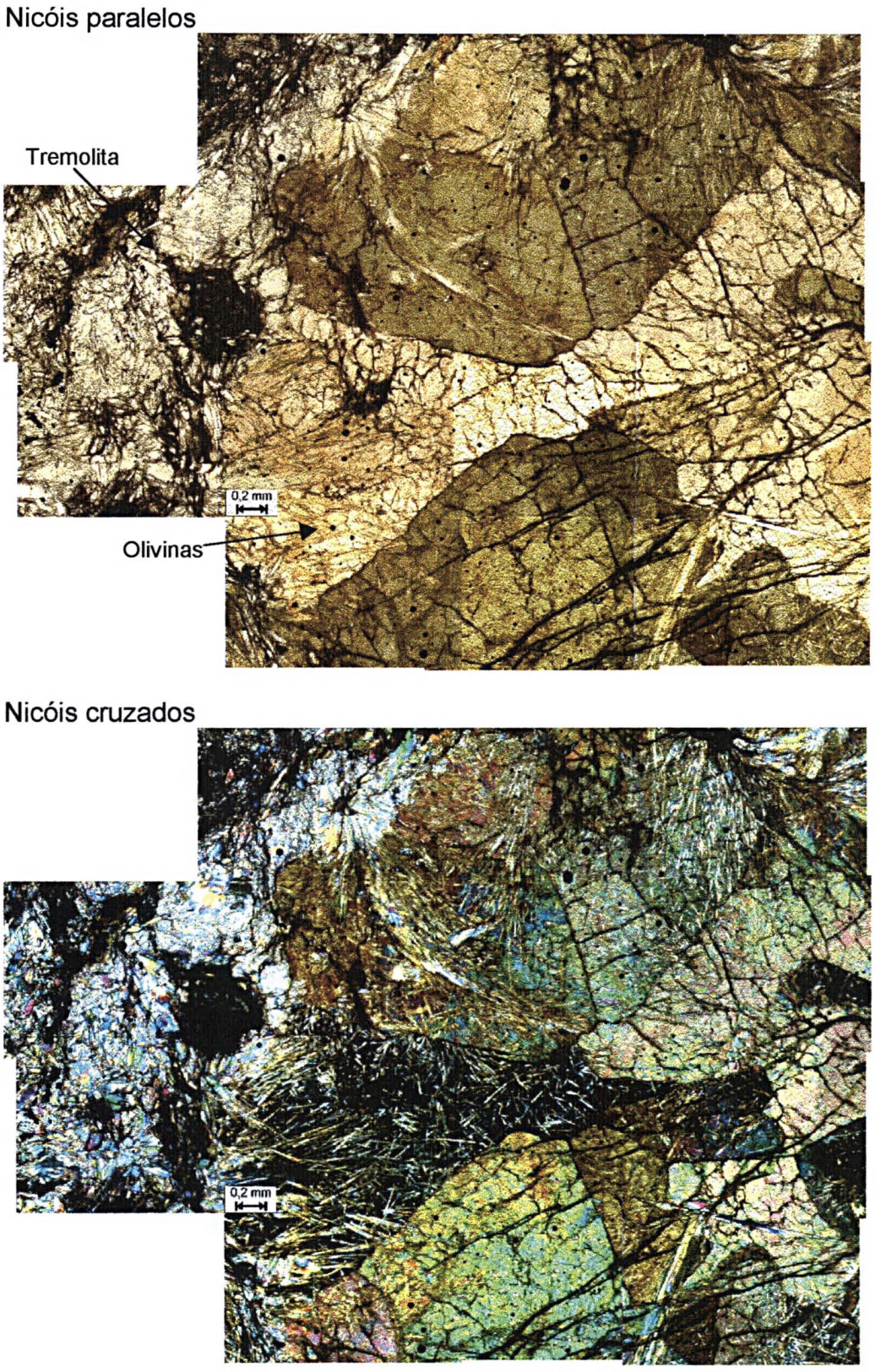
A rocha SAP 122c (Fotomicrografia 06) é composta essencialmente por tremolitas, que configuram-se como cristais subédricos, por vezes asbestiformes. Raramente ocorrem opacos.

Fato significativo é a presença de aglomerados (cumulatos) de olivina, em meio à rocha. São fragmentos de rocha, metamorfisados, apresentando em seu interior acículas de tremolita/actinolita. Não apresentam bordas de reação ou mesmo metamorfismo pretérito, caracterizando serem fragmentos de rocha (dunito) que foi englobado pelo magma ultramáfico (piroxenito). Como a temperatura de formação do dunito é maior que a do piroxenito, o mesmo não produziu bordas de reação no fragmento. Ainda, ao mesmo tempo ambas as rochas sofreram o mesmo metamorfismo caracterizados pela mesma paragênese metamórfica. No entanto pela ausência de foliações ou mesmo de minerais mais diagnósticos das condições do grau metamórfico que sofreram estas rochas, a caracterização sobre a época de deformação/metamorfismo fica difícil de se mensurar.

A segunda localidade está representada pelo afloramento SAP 124. Na Fotomicrografia 07, percebe-se claramente que a região foi intensamente deformada, a rocha é composta por tremolitas, finamente cristalizadas, orientadas paralela à subparalelamente, definindo uma foliação (S_{1CN}). A tremolita possui forma subédrica, tamanho submilimétrico e é incolor. Comumente apresenta-se alterada, tendo os bordos transformados em clorita.

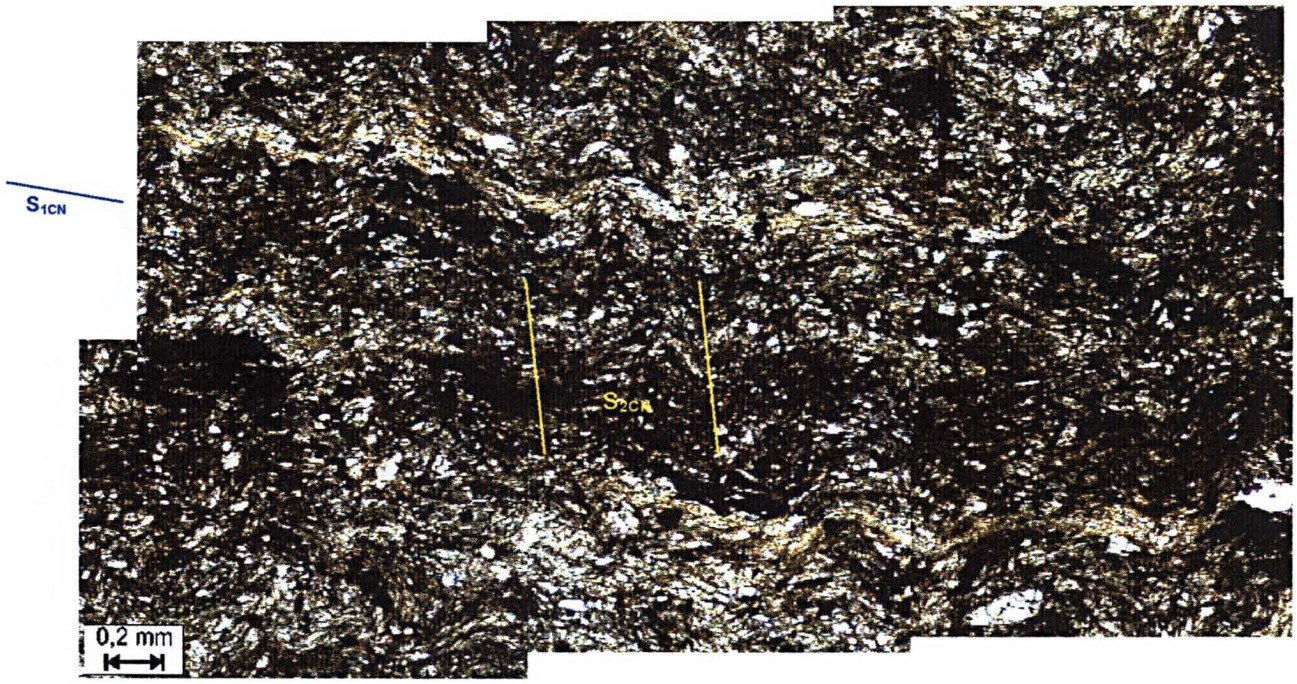
Pela granulação muito fina, bem como os opacos dispondo-se paralelamente à S_{1CN}, além de níveis de tremolitas intercalados a níveis escuros, intensamente alterados (de difícil identificação), possivelmente estes sejam o acamamento reliquiar ígneo, definindo uma relação de paralelismo entre S_{1CN} e S_0, característico de deformação por achatamento, correspondente desta forma à primeira fase de deformação.

Geralmente a superfície S_{1CN} está crenulada por uma segunda foliação (S_{2CN}- Fotomicrografia 07a), por vezes com forma desarmônica (Fotomicrografia 07b), tendo caráter de transposição, correspondendo à segunda fase de deformação progressiva.

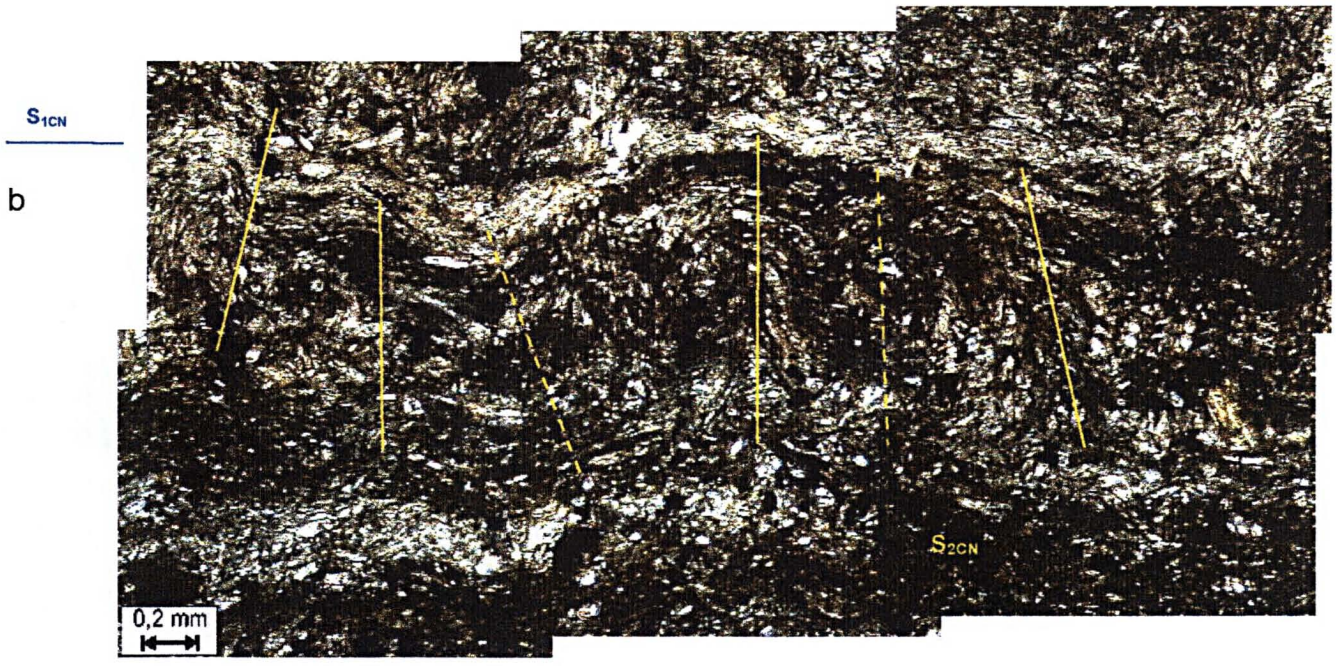


Fotomocrografia 06- Fragmento de "aglomerado"/cumulato de olivinas (dunito?) em meio à rocha meta-ultramáfica composta predominantemente por tremolita e opacos. Notar contato nítido entre o fragmento e a rocha, porém sem bordas de reação.

a



b



Fotomicrografia 07- Rocha meta-ultramáfica intensamente deformada, apresentando uma foliação S_{1CN} (com $S_{1CN}//S_0$), deformada por uma segunda foliação S_{2CN}, de transposição. (**a**) intensa crenulação e, (**b**) dobras desarmônicas produto da deformação em níveis de diferentes competências.

A partir das observações feitas, nota-se que as rochas do Sertão Valonga foram mais afetadas pelas deformações as quais o cinturão sofreu. O grau de metamorfismo é de difícil definição, pois são rochas essencialmente monominerálicas, porém a formação de hornblenda metamórfica fornece indícios de que as condições foram de no mínimo fácies xisto verde, zona da biotita. A suspeita de coexistência de hornblenda com oligoclásio na rocha SAP 122a permite caracterizar o metamorfismo relacionado a primeira fase de deformação como de fácies xisto verde limite com a fácies anfibolito. A inexistência de polimorfos de silicatos de alumínio (como sillimanita e andalusita) permite inferir que a influência do Complexo Valsungana não foi significativa.

6.3. Ribeirão do Ouro

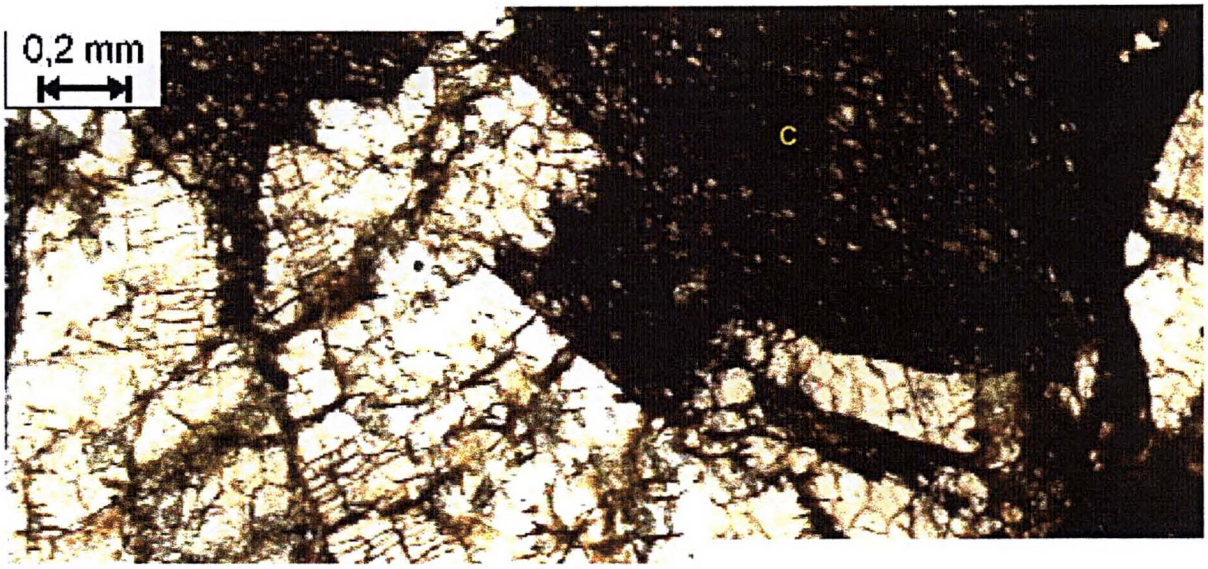
Sander (1991) descreveu na região metabasaltos porfiríticos, finos e variolíticos, e metagabros.

Foram encontrados na região actinolita-albita metagabros (Fotomicrografia 08), caracterizados pela textura reliquiar intergranular marcante. Não apresenta feições planares, se constituindo em litologias isótropas. A albita compõe 70% da rocha, e apresenta-se como cristais euédricos à subédricos, parcialmente saussuritizados, com geminação polissintética característica, estando freqüentemente microfraturada, onde estas estão preenchidas por anfibólios. A actinolita apresenta-se como produto de metamorfismo do piroxênio reliquiar (augita). Raramente a actinolita está preservada, tendo forma subédrica à anédrica, se dispondo ora como cristais isolados ora como agregados preenchendo fraturas no plagioclásio. Ainda ocorrem na rocha pequenas proporções de quartzo e opacos em quantidades inferiores à 2%.

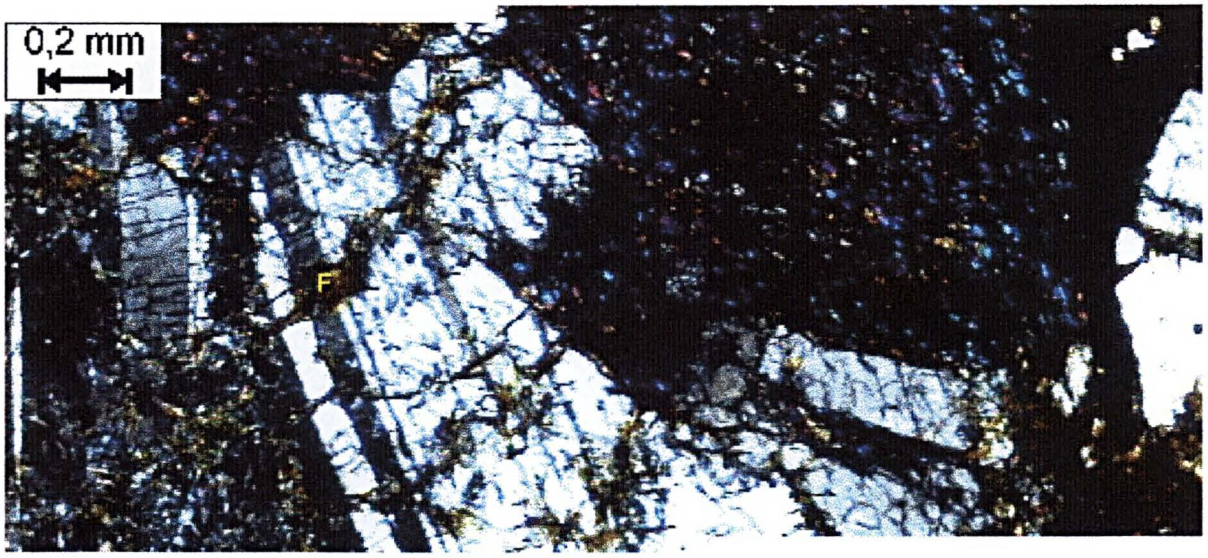
O metamorfismo superposto à rocha foi de fácies xisto verde, zona da clorita, caracterizado pela ocorrência de actinolita e plagioclásio albita.

Também foram encontrados quartzo-plagioclásio-actinolita xistos (metabasaltos foliados- Fotomicrografia 09).

Nicóis paralelos

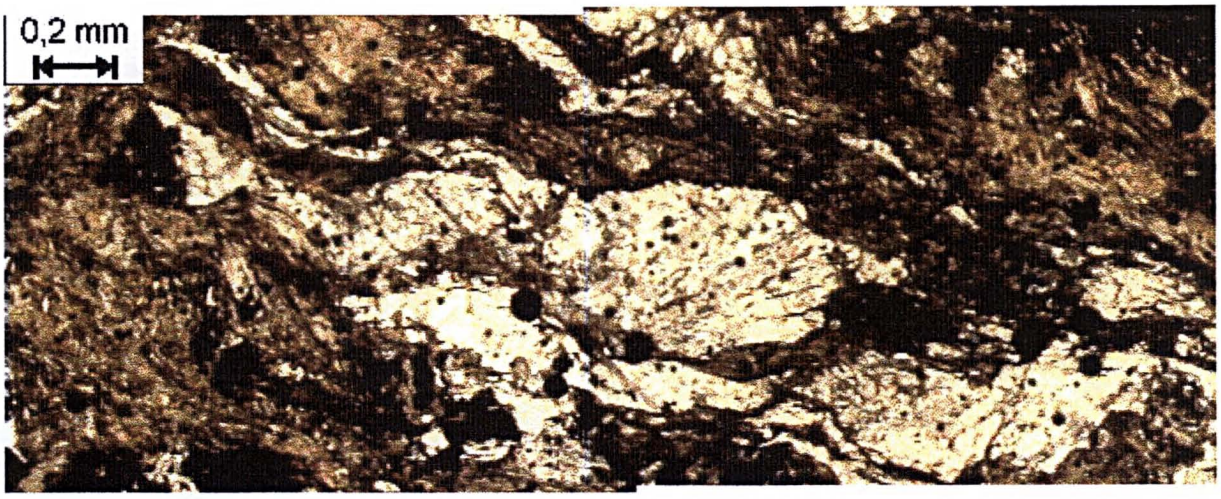


Nicóis cruzados

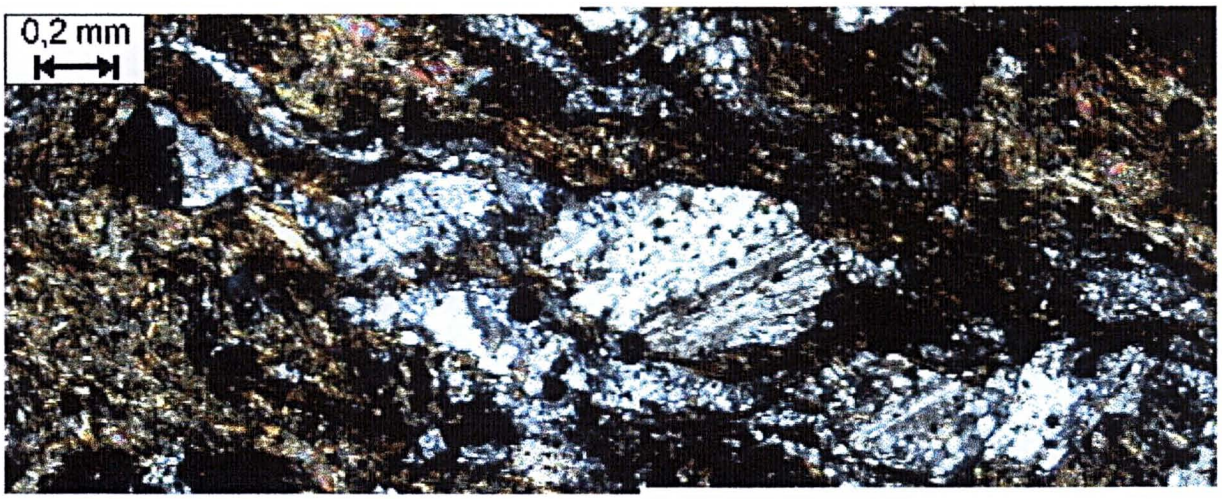


Fotomicrografia 08- Metagabros, com textura intergranular típica, formados por albita (com geminação polissintética preservada) e anfibólios ora como cristais maiores(C), ora mais finos preenchendo fraturas (F) no plagioclásio.

Nicóis Paralelos



Nicóis Cruzados

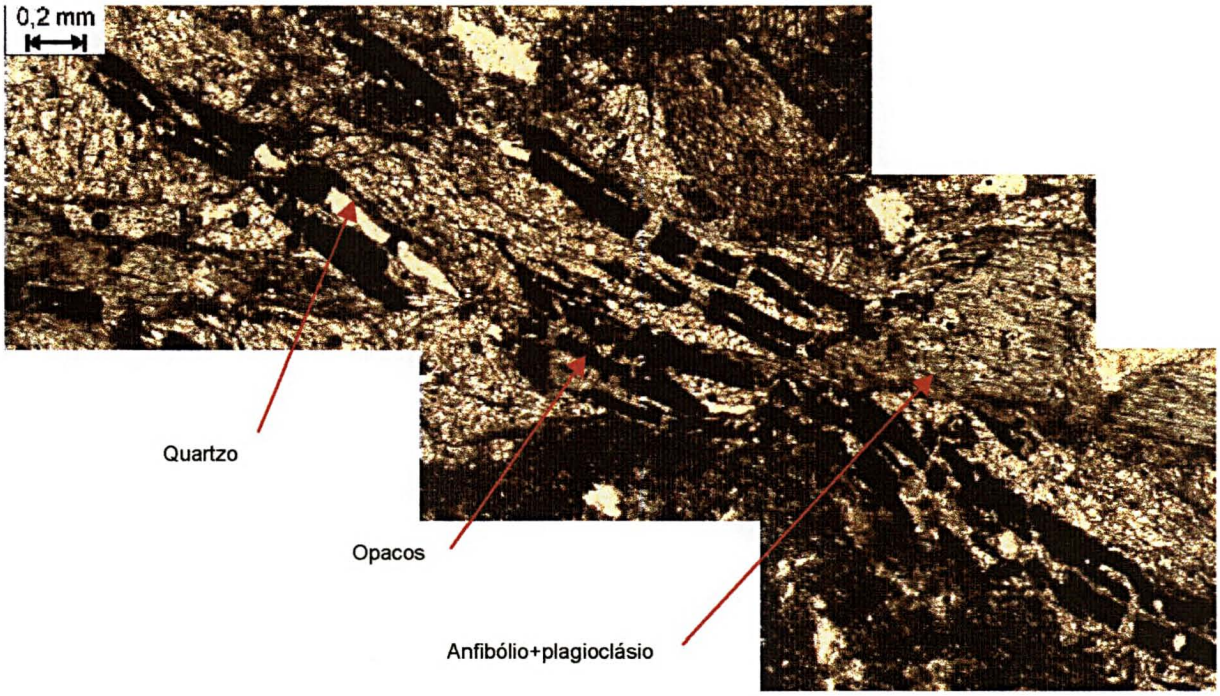


Fotomicrografia 09- Metabasalto intensamente deformado, caracterizado por uma foliação (S_{1RB}) de transposição, definida pela orientação de actinolitas. Freqüentemente apresenta-se com níveis feldspáticos intercalados, lenticularizados e microboudinados.

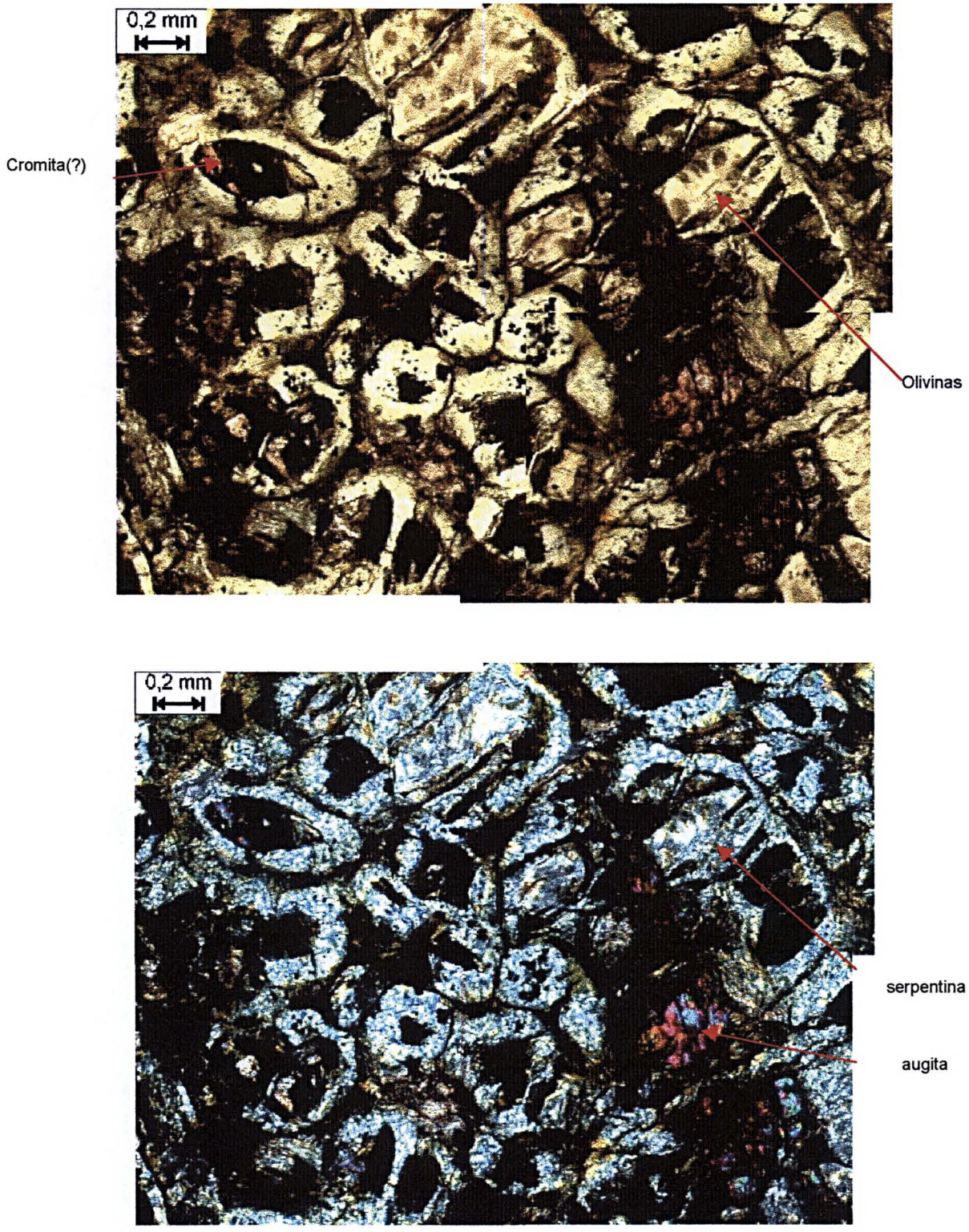
São rochas de coloração negra, caracterizadas por uma granulometria fina, possuindo uma foliação marcante, irregular e anastomosada, porém de caráter penetrativo, sendo definida pela orientação paralela à subparalela de prismas de actinolita, conferindo uma textura nematoblástica à rocha. Freqüentemente ocorrem níveis feldspáticos lenticularizados onde a albita está parcialmente transformada em carbonato.

Feições como quartzo com extinção ondulante, foliação de transposição, lenticularização de camadas, fragmentação de níveis de minerais opacos (Fotomicrografia 10- SAP 77d), microfraturas em albita, permitem classificar a rocha como um protomilonito.

Também foi encontrado augita peridotito (Fotomicrografia 11).



Fotomicrografia10- Protomilonito (metabasalto deformado?) com foliação de transposição marcante. Verifica-se o caráter rúptil-dúctil da mesma através da segmentação de níveis de opacos.



Fotomicrografia 11- Augita Peridotito, retrometamorfisado/serpentinizado, com os núcleos contendo minerais opacos (cromita?). Percebe-se ainda a ocorrência de cristais de augita, intensamente fraturados.

Os cristais de olivina apresentam-se subédricos, serpentinizados, e com os núcleos compostos por minerais opacos, possivelmente cromita.

Ocorrem ainda cristais de augita fraturados e alterados, porém de forma subordinada.

Em amostra de mão verificou-se a presença de sulfetos, disseminados e em pequena porcentagem, como pirita e calcopirita.

A associação com a cromita e a presença de sulfetos tornam a ocorrência interessante sob o ponto de vista metalogenético, para depósitos de cromo em rochas básicas e ultrabásicas.

CAPÍTULO 7- ANÁLISE LITOGEOQUÍMICA.

7.1. Introdução

Após a realização dos trabalhos de campo e a caracterização petrográfica, obtiveram-se as condições apropriadas para a identificação das litologias que melhor representam os protólitos ígneos, além de também abranger os litotipos mais diversificados quanto à evolução das rochas.

Na área de Canelinha foram separadas 07 amostras de rochas as quais foram analisadas, sob o ponto de vista da química total da rocha, no laboratório *Chemex Labs LTDA (Vancouver, Canadá)*. Foram analisados 11 óxidos maiores (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, Cr_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2 e P_2O_5), além do conteúdo volátil representado na forma LOI (*"Loss on Ignition"*), e 22 elementos traços (Ba, Cs, Co, Cu, Ga, Hf, Pb, Ni, Nb, Rb, Ag, Sr, Ta, Tl, Th, Sn, W, U, V, Y, Zn e Zr), incluindo 14 elementos Terras Raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Os resultados estão contidos nas tabelas 03 e 04, do anexo 01.

Para a área do Ribeirão do Ouro foram utilizados resultados de química de rocha total, contidos no trabalho de Sander (1991). A autora utilizou 61 amostras de rocha, as quais foram analisadas no Labaratório Central de Análises Minerais (LAMIN) da CPRM, para os óxidos maiores e alguns elementos traços, e no Laboratório da GEOSOL para a análise de elementos Terras Raras (ICP). Foram ainda determinadas a perda ao fogo e o H_2O-. Os resultados estão contidos na tabelas 06 e 07, do anexo 01.

Foram cedidas pela CPRM 05 análises de rocha de elementos maiores e traços, juntamente com material de pesquisa de detalhe (mapa geológico, de pontos litológicos, de amostragem) da área de Canelinha. Entretanto, verificou-se que estas amostras e mais outras duas já tinham sido utilizadas por Sander (1991), porém referenciadas na área do Ribeirão do Ouro. Como estas sete amostras apresentam-se localizadas nos mapas de detalhe cedidos pela CPRM, conclui-se que das 61 amostras analisadas pela autora, apenas 54 pertencem à área do Ribeirão do Ouro. Ressalta-se que outras 04 amostras não foram identificadas nos mapas de pontos.

As análises dos dados do Ribeirão do Ouro são utilizadas para reinterpretação e comparação com os resultados obtidos em Canelinha. Cabe ressaltar que as amostras daquele trabalho apresentam por vezes conteúdo de

voláteis bastante altos para as rochas que foram descritas (metabasaltos e metagabros). A relação do conteúdo volátil pode estar relacionada a: entrada de água no sistema durante o metamorfismo, forte intemperismo ou erros analíticos. Algumas evidências de serpentinização foram encontradas, mas localmente.

A definição sobre a origem do LOI é extremamente importante pois tem forte influência nos resultados de análises como a norma CIPW, diagramas de variação e discriminantes (quando analisados em base anidra) que podem resultar em interpretações ambíguas. Em algumas rochas do Ribeirão do Ouro, por exemplo, quando convertidas para base anidra, houve "ganhos de massa" de até 20%.

A determinação de valores limítrofes nos quais poder-se-iam separar amostras com porcentagens de LOI que poderiam produzir erros, não foi possível de ser realizado. A utilização de técnicas estatísticas, como a média e o desvio padrão, ou mesmo coeficientes de correlação, não se demonstraram eficientes neste sentido. Sendo assim, as amostras com alto conteúdo de LOI, ou seja, amostras que quando tratadas para base anidra apresentam uma alteração significativa nas suas porcentagens (por exemplo: AS-0041y com 17 % de LOI) terão, um peso menor quando interpretadas, já que podem estar falseando os resultados.

Neste capítulo serão abordados os aspectos químicos de rocha total, referentes às ocorrências de metabásicas nas regiões de Canelinha e Ribeirão do Ouro, como origem, classificação, afinidades magmáticas, cogeneticidade entre as áreas pesquisadas, semelhanças e diferenças entre as áreas fontes, bem como a caracterização dos ambientes em que estas litologias possivelmente se formaram, ou seja, características desde a geração até o alojamento das rochas.

7.2. Nomenclatura Utilizada

As rochas estudadas neste capítulo terão nomenclatura de rochas ígneas independente de sua natureza intrusiva ou extrusiva, sendo adotada uma classificação composicional para as mesmas.

Também a utilização de termos como metabasalto (ou metabasito) ou meta-andesito, se faz apenas no sentido de classificação da rocha. Já termos como metabásica, refere-se a composição da rocha.

O termo anfibolito, tem sentido amplo, podendo ser empregado para rochas de derivação sedimentar. Neste trabalho o termo será apenas utilizado na sua forma mais genérica, ou seja, rochas compostas essencialmente por anfibólios. Quando o anfibólio for identificado (por exemplo tremolita), o anfibolito será denominado de *Tremolitito*, e assim por diante.

Quanto as amostras do Ribeirão do Ouro, prefere-se manter *a priori* a classificação de Sander (1991), sendo modificada posteriormente, onde são classificados metagabros e metabasaltos, sendo que, segundo a autora, os primeiros constituiriam um conjunto de rochas menos diferenciadas, enquanto que o segundo grupo corresponderiam a rochas mais diferenciadas.

7.3. Classificação das rochas através da Análise Normativa (CIPW).

As análises CIPW têm como objetivo a definição da saturação das rochas quanto ao conteúdo de sílica. A separação das litologias em grupos conforme os parâmetros de saturação se deve ao alto conteúdo de LOI verificado em algumas amostras, em função de que a alta percolação de fluidos pode ter alterado as características químicas originais da rocha. Os resultados apresentam-se nas tabelas 05 e 08 (anexo 1) respectivamente para Canelinha e Ribeirão do Ouro.

Segundo Rollinson (1992), a composição normativa de uma rocha pode ser substancialmente diferente da mineralogia observada (classificação modal). Isto está ligado ao fato de que o cálculo CIPW considera o magma como anidro (sem minerais como a biotita ou hornblenda), onde a porcentagem em peso é convertida para proporções moleculares. Somando-se a isto, as rochas analisadas apresentam metamorfismo superposto, podendo portanto ter sido submetidas a mudanças mineralógicas, sendo inclusive susceptíveis à percolação de fluidos.

Para que o cálculo fosse feito, converteu-se os resultados analíticos para base anidra. Além disso, como a razão entre FeO e Fe_2O_3 nas rochas do Ribeirão do Ouro é de aproximadamente 10:1, e que as litologias são similares as de Canelinha, converteu-se todo o Fe_2O_3 para FeO através da equação;

$$FeO^{*} = Fe_2O_3 \times 0,89981$$

Através da análise dos dados, percebe-se que as rochas, em ambas as áreas, dividem-se em três grupos principais. As rochas saturadas, com quartzo normativo, as insaturadas com olivina normativa e as alcalinas (insaturadas), formadas por feldspatóides. Esta classificação pode ser aplicada tanto para as rochas do Ribeirão do Ouro como para as de Canelinha.

Os dados normativos referentes aos componentes feldspáticos (anortita, albita e ortoclásio) também foram projetados nos diagramas Ab-An-Or (Fig. 18).

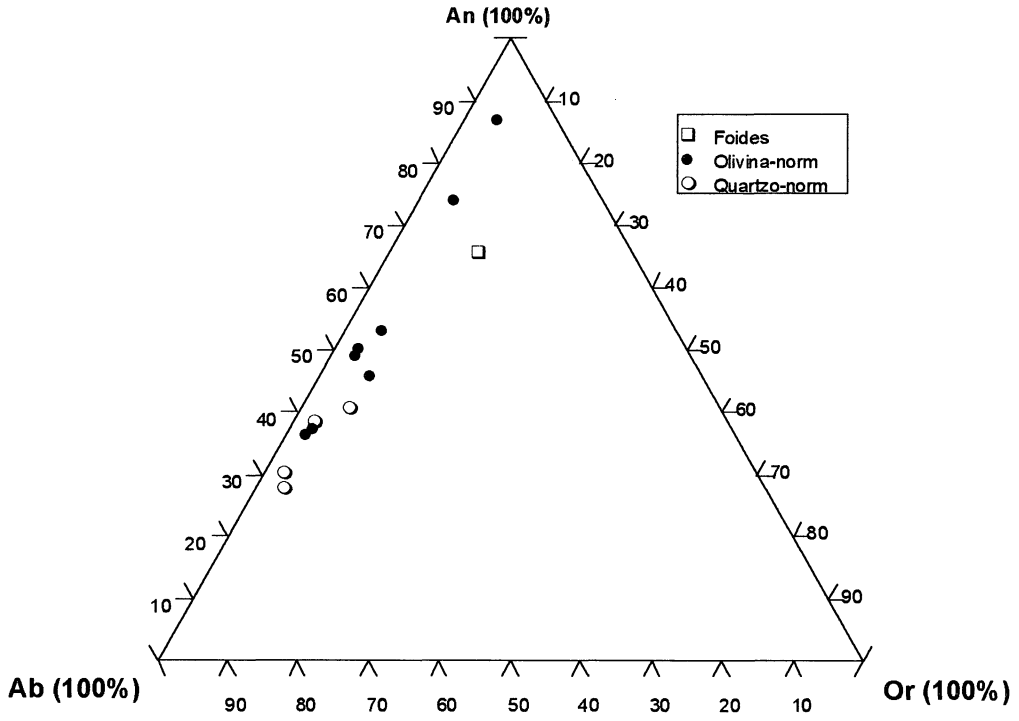
Para melhor compreensão dos dados, segue-se a classificação descrita no parágrafo anterior, separando rochas com quartzo, olivina ou feldspatóides normativos.

Percebe-se que as rochas de Canelinha têm um aumento no conteúdo de albita, a partir das rochas com olivina normativa (menos diferenciadas- componentes residuais ígneos?) até as rochas com quartzo normativo (mais evoluídas), permanecendo o teor de ortoclásio constante e com baixos valores, definindo uma linha de tendência clara, podendo estar relacionada diretamente ao processo de metamorfismo regional, indicando enriquecimento em K_2O.

Para as rochas do Ribeirão do Ouro, também houve um aumento no conteúdo de albita porém dos metagabros para os metabasaltos com olivina normativa, tendo teores de ortoclásio aproximadamente constantes porém chegando a 30%, formando uma linha de tendência pouco menos clara que as observadas nas rochas de Canelinha. Nas rochas compostas por feldspatóides normativos, os teores se demonstraram bastante variáveis no que diz respeito ao teor de ortoclásio chegando a 50%, formando uma nuvem bastante dispersa no diagrama, e projetando-se próximo aos metabasaltos com olivina normativa (ocorrendo num intervalo de 40% à pouco mais de 80% de albita).

Estas dispersões em relação aos termos com feldspatóides normativos refletem mais uma vez processos de contaminação destas rochas, intensos, já que não há composição de feldspatos no interior do diagrama.

(a)



(b)

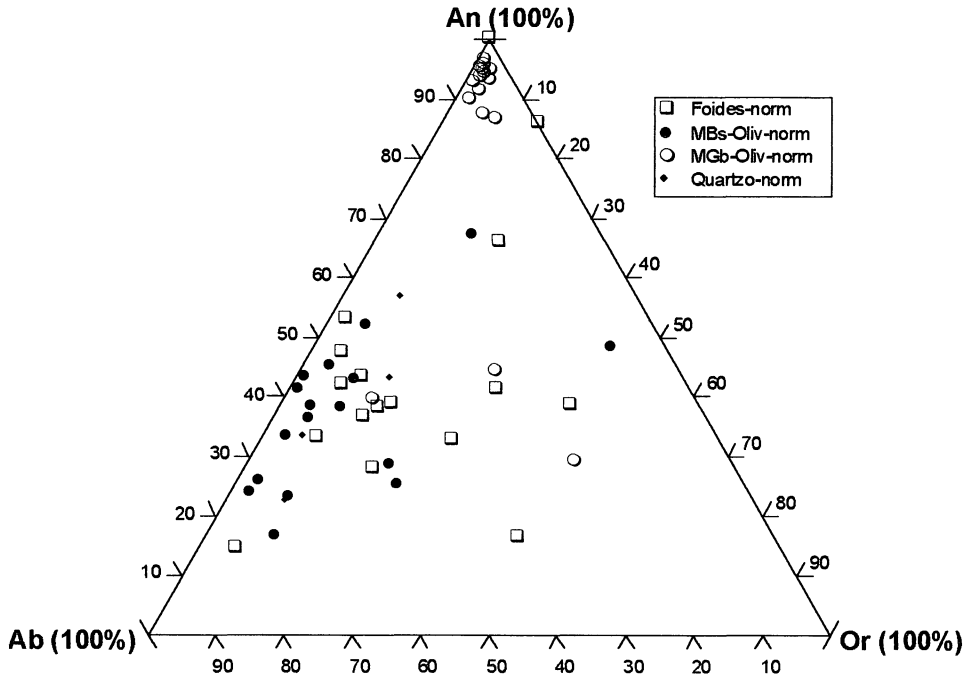


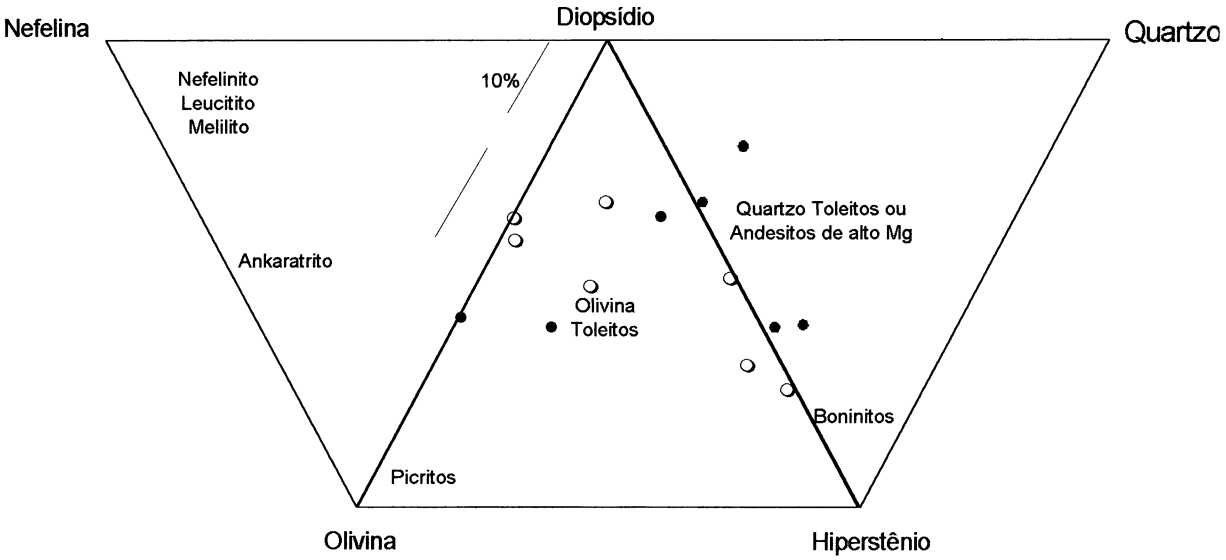
Figura 18 - Diagramas triangulares Ab-An-Or mostrando as variações das composições normativas dos componentes feldspáticos para as rochas de Canelinha (**a**) e do Ribeirão do Ouro (**b**). *Legenda; foides-norm (feldspatóides normativos), MBS (Metabasaltos), MGb (Metagabros) e quartzo-norm (rochas com quartzo normativo).*

Para uma melhor visualização da classificação normativa das rochas quanto à saturação, utilizou-se o diagrama Ne-Di-Ol-Hy-Q de Thompson (1984), para rochas basálticas (Fig. 19). Neles estão representados os campos de rochas com composição normativa referentes a: basaltos alcalinos (Di-Ol-Ne- rochas insaturadas a feldspatóides), caraterizados por olivina e nefelina normativas; basaltos toleíticos ou olivina toleítos (Ol-Di-Hy- rochas insaturadas a olivina) caracterizados por olivina e hyperstênio normativo; e basaltos quartzo-toleíticos (Di-Hy-Q- rochas saturadas) com quartzo e hiperstênio (enstatita) normativos.

Pode-se verificar que as rochas da região de Canelinha (Fig. 19a) quase que inteiramente projetam-se no campo das rochas insaturadas, compostas por olivina normativa, tendo ainda proporções variáveis de diopsídio e hiperstênio, correspondendo ao campo dos olivina toleítos. Apenas quatro pontos projetam-se no campo das rochas saturadas compostas por quartzo normativo, correspondendo aos quartzo toleítos e andesitos de alto Mg. Nota-se que, de modo genérico, houve também uma separação das rochas em dois grupos, no entanto, as rochas apresentam uma evolução através de um processo de fracionamento com rochas compostas por olivina normativa evoluindo até rochas com quartzo normativo numa marcante linha de tendência de enriquecimento em quartzo, ou mesmo um enriquecimento em quartzo porém com acréscimo de hiperstênio normativo.

As rochas do Ribeirão do Ouro (Fig. 19b), em especial os metagabros, projetam-se no campo das rochas insaturadas compostas por olivina normativa, mostrando uma suave tendência de enriquecimento em diopsídio normativo, correspondendo aos olivina toleítos. No entanto, com relação aos metabasaltos, verifica-se um problema quanto à saturação das rochas. Nota-se que as rochas projetam-se nos três campos composicionais, e que segundo Cox *et al.* (1979) durante um processo de evolução magmática *"...líquidos basálticos saturados em sílica (olivina+piroxênio+feldspato) podem fracionar-se produzindo líquidos super-saturados (com formação de quartzo), porém líquidos sub-saturados são separados por uma divisão térmica..."*, ou também conhecida como "vale térmico", ou seja, durante um processo de evolução magmática, as rochas podem evoluir de termos saturados até supersaturados, no entanto não há passagem de rochas sub-saturadas à super-saturadas durante processos ígneos.

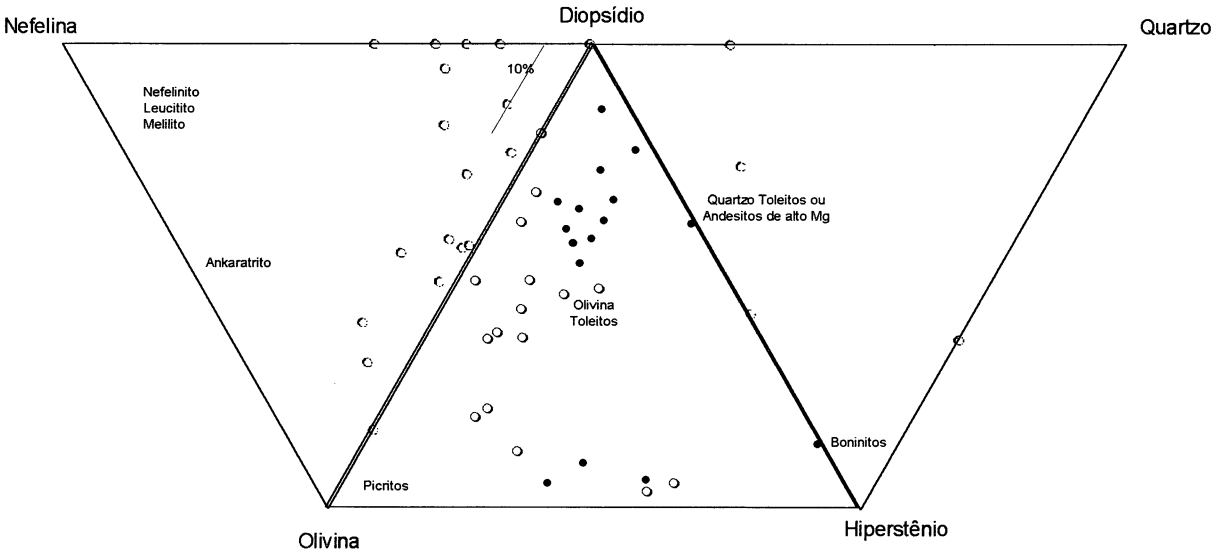
(a)



Círculos abertos- amostras analisadas neste trabalho

Círculos fechados- amostras de Toniolo (1991)

(b)



Círculos abertos- metagabros

Círculos fechados- metabasaltos.

Figura 19- Diagramas de composição Nefelina-Olivina-Diopsidio, Olivina-Diopsidio-Hiperstênio e Diopsidio-Hiperstênio-Quartzo, de Thompson (1984, *in* Hollinson, 1992) comparando e classificando as proporções normativas das rochas da região de Canelinha (a) e do Ribeirão do Ouro (b), quanto à saturação e afinidade magmática.

Segundo Hollinson (1992) durante os processos de alteração hidrotermal há enriquecimento em Si, Mg e Na, e empobrecimento em Fe, Mn, Ca e K. Maniesi (1996) estudando anfibolitos do escudo paranaense, em zonas de cisalhamento, conseguiu caracterizar através do método de *isogon*, que os elementos mais móveis nestas condições são o CaO, K_2O e Na_2O. como as rochas de ambas as áreas estudadas estão inseridas no mesmo contexto, é razoável acreditar que estes mesmos processos e mobilidades tenham acontecido, tendo sido também verificados em outros diagramas, como será visto a seguir.

7.4. Origem das litologias.

Vários critérios têm sido utilizados para a classificação dos anfibolitos quanto à sua origem ígnea ou sedimentar, a partir de dados de campo e petrográficos. Leake (1964) foi um dos primeiros a trabalhar com as características químicas, percebendo que as rochas ricas em Ni, Cr e Ti, e com baixos valores *k* de *niggli* teriam origem ígnea, porém o contrário não seria o suficiente para caracterizar os para-anfibolitos. Sentindo a falta de argumentos mais fortes propôs diagramas baseados nos números de *niggli* (Figs. 20 e 21).

Na Fig. 20 são confrontados os valores *mg* x *c*, estando ainda representados no diagrama os campos de rochas com composição *para* e *orto* anfibolíticas e linhas de diferenciação magmática (**1**; rochas precoces ou cumuláticas, **2**; rochas intermediárias e **3**; rochas evoluídas). Os resultados obtidos tanto para a região de Canelinha quanto para o Ribeirão do Ouro, tiveram sua representação baseada conforme o resultado normativo (ver item 7.3) obtido para ambas as regiões. O intuito da aplicação desta técnica é o de identificar se os diferentes grupos composicionais apresentam o mesmo padrão de distribuição ou não, e quais grupos se afastam das tendências de agrupamentos que as rochas poderão apresentar. Quando projetadas, as rochas da região de Canelinha distribuíram-se preferencialmente ao longo da linha de evolução de rochas ígneas básicas, correspondentes aos termos intermediários de diferenciação (mais cálcicos) havendo apenas uma rocha com menor valor de *c*, um termo menos evoluído com

maior participação de olivina e clinopiroxênio. Para as litologias do Ribeirão do Ouro, verificou-se que os metagabros são termos mais ricos em *mg*, correspondentes aos estágios iniciais de diferenciação, e evoluem para os metabasaltos, termos intermediários de diferenciação, porém estes com maior dispersão. Este fato pode estar relacionado à origem das rochas (para-anfibolitos) ou corpos meta-ígneos delgados, além de processos de contaminação das rochas durante o metamorfismo.

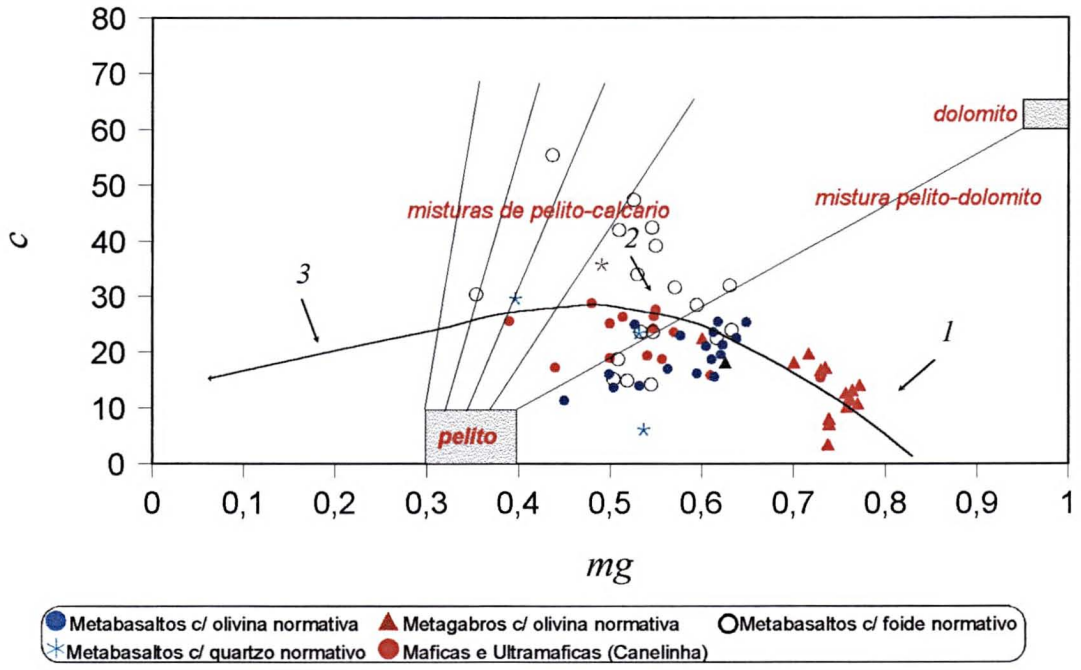


Figura 20- Diagrama ***mg*** x ***c*** (Leake, 1964), onde estão projetados os valores das rochas do Ribeirão do Ouro e das rochas máficas e ultramáficas de Canelinha.

No diagrama triangular da Fig. 21, confrontando valores *c*-100*mg*-*al*+*alk*, estão representados os campos das rochas de origem sedimentar e ígnea, ambos caracterizados por tendências evolutivas. Percebe-se que as amostras de Canelinha e os metagabros do Ribeirão do Ouro projetam-se perfeitamente dentro das tendências apresentadas para rochas de derivação ígnea. Já para os metabasaltos (principalmente os com feldspatóides normativos), há um espalhamento dos valores, ao redor dos termos intermediários de diferenciação para rochas de derivação ígnea, acompanhando inclusive a linha de tendência de metapelitos. Este fato pode estar

fornecendo indícios de que os metabasaltos tenham tido seus padrões originais afetados.

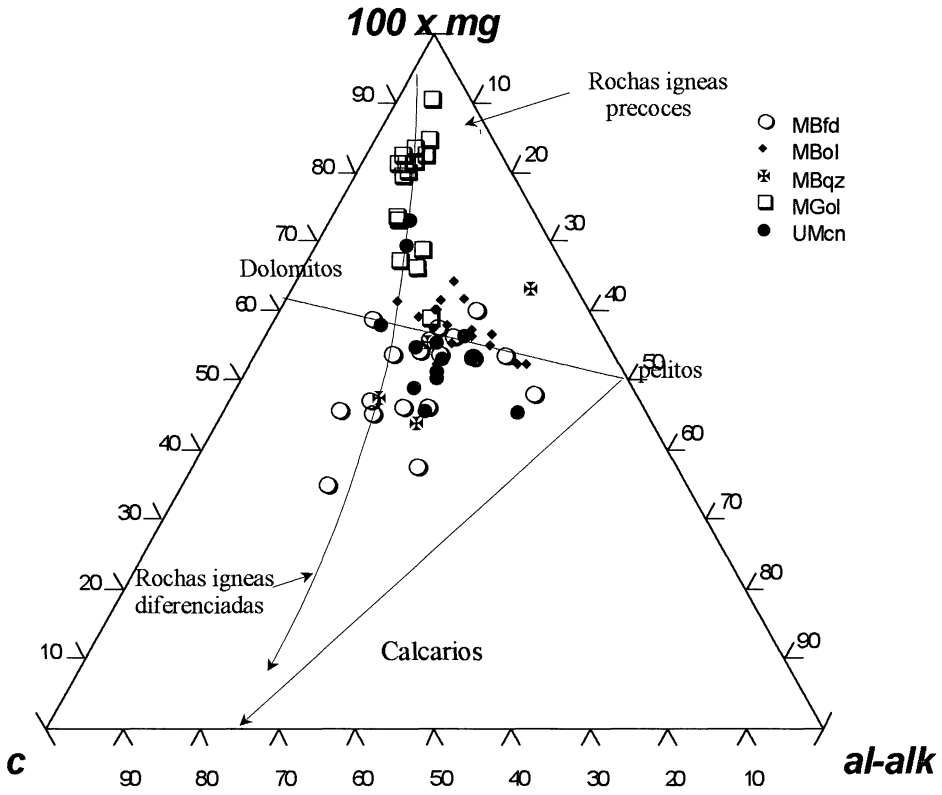


Figura 21- Diagrama triangular ***c*** x ***mg*** x ***al-alk*** (Leake, 1964), nota-se que as litologias acompanham a tendência de evolução para rochas ígnea, porém com algumas dispersões. *Legenda*: metabasaltos com olivina (MBol), quartzo (MBqz) e feldspatóides (MBfd) normativos e metagabros com olivina normativa (MGol) para o Ribeirão do Ouro e máficas e ultramáficas de Canelinha (UMcn).

Figueiredo & Pellogia (1991), propuseram o diagrama TiO_2 (% em peso) x FeO^t (% em peso- Fig 22). Para os autores as concentrações dos elementos Fe e o Ti seriam extremamente mais baixas nos para-anfibolitos que nos orto-anfibolitos.

No diagrama estão separados os campos dos para-anfibolitos e dos orto-anfibolitos, neste último ainda o campo dos meta-tufos de composição básica. As rochas analisadas, foram separadas de acordo com o item 7.3, no qual as rochas separam-se de acordo com seu conteúdo normativo. Tanto as rochas da região de

Canelinha quanto a maioria das rochas da região do Ribeirão do Ouro distribuem-se dentro do campo das rocha meta-ígneas. Entretanto, alguns metabasaltos com feldspatóides e quartzo normativo, se projetaram fora dos campos no diagrama.

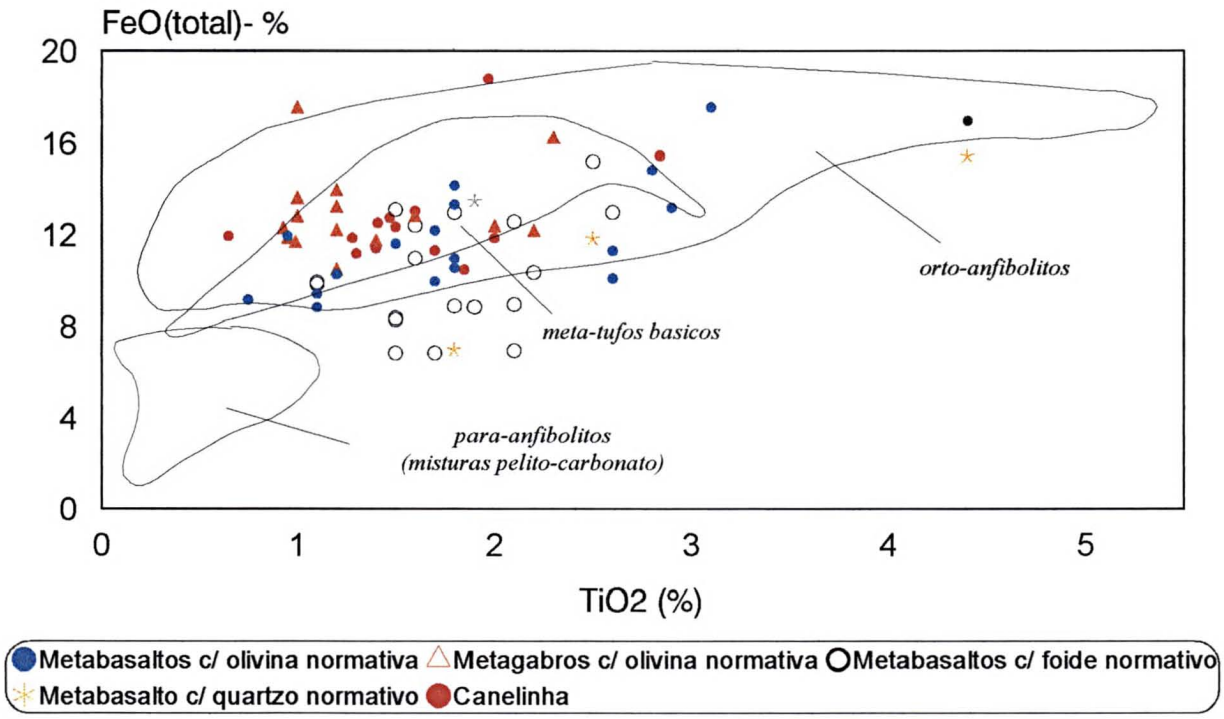


Figura 22- Diagrama TiO_2 (% em peso) x FeO^t (% em peso), de Figueiredo & Pellogia (1991), onde estão representados os campos de rochas de composição orto-derivada (com campos de tufos básicos diferenciados) e para-derivada. Percebe-se que a maioria das rochas projetam-se no campo ígneo, com algumas amostras (com feldspatóide e quartzo normativo) projetando-se fora dos campos.

7.5. Alterações pós-magmáticas

Como as rochas estão inseridas num contexto de cinturão móvel, estando sujeitas a transformações como metamorfismo e alterações hidrotermais, as mesmas foram submetidas à aplicação de métodos para verificação da mobilidade

dos elementos maiores, a fim de verificar se a mobilidade dos elementos foi suficientemente grande, a ponto de mascarar as características originais da rocha.

Para isto foram utilizados os diagramas propostos por Beswick & Soucie (1978), denominados de *diagramas de razões de proporções moleculares de óxidos maiores* (Fig 23). Neles estão projetadas as composições de amostras de rochas básicas cogenéticas do período Terciário. Estas projeções formaram alinhamentos ou tendências, onde a partir destas foram traçadas linhas de "confiança" de 95%. Os pontos que se projetam fora destas tendências correspondem a rochas alteradas em seu conteúdo quanto aos elementos analisados. Um dos grandes problemas na utilização deste procedimento é o de que os diagramas consideram razões e em escala logarítmica, o que reduz os valores nominais dos elementos, e que os elementos em questão apresentam concentrações relativamente pequenas neste tipo de rocha (por exemplo K2O).

Pode-se verificar que, de um modo geral, as rochas dispõe-se de forma alinhada gerando "tendências", porém projetam-se fora das linhas limítrofes definidas para rochas com baixa ou nenhuma mobilidade, ou seja, as litologias foram afetadas por processo de alteração (metamorfismo, hidrotermalismo ou metassomatismo). Nas rochas do Ribeirão do Ouro, os elementos que apresentam-se mais deslocados dos campos de rochas sem alteração são o SiO_2, CaO e Fm ($FeO + Fe_2O_3 + MgO + MnO$) para os metabasaltos. Já para os metagabros houve uma maior mobilidade dos elementos Fm e SiO_2, enquanto que para ambos o Al_2O_3 permanece dentro dos padrões do diagrama. As rochas de Canelinha, tiveram um deslocamento do Fm e SiO_2, permanecendo o CaO e o Al_2O_3 constantes, e formando alinhamentos que possivelmente indiquem que as rochas apresentam composição muito próxima à original

Deve ser ressaltado também que, da mesma maneira que nos diagramas discriminantes, os campos de tendências foram feitos baseados em rochas mais jovens, de idade Terciária, e sem processos de alteração superpostos. O deslocamento, portanto, também pode ser atribuído a diferenças entre as idades das suítes de rocha, já que as litologias estudadas são de idade Proterozóico Inferior à Médio.

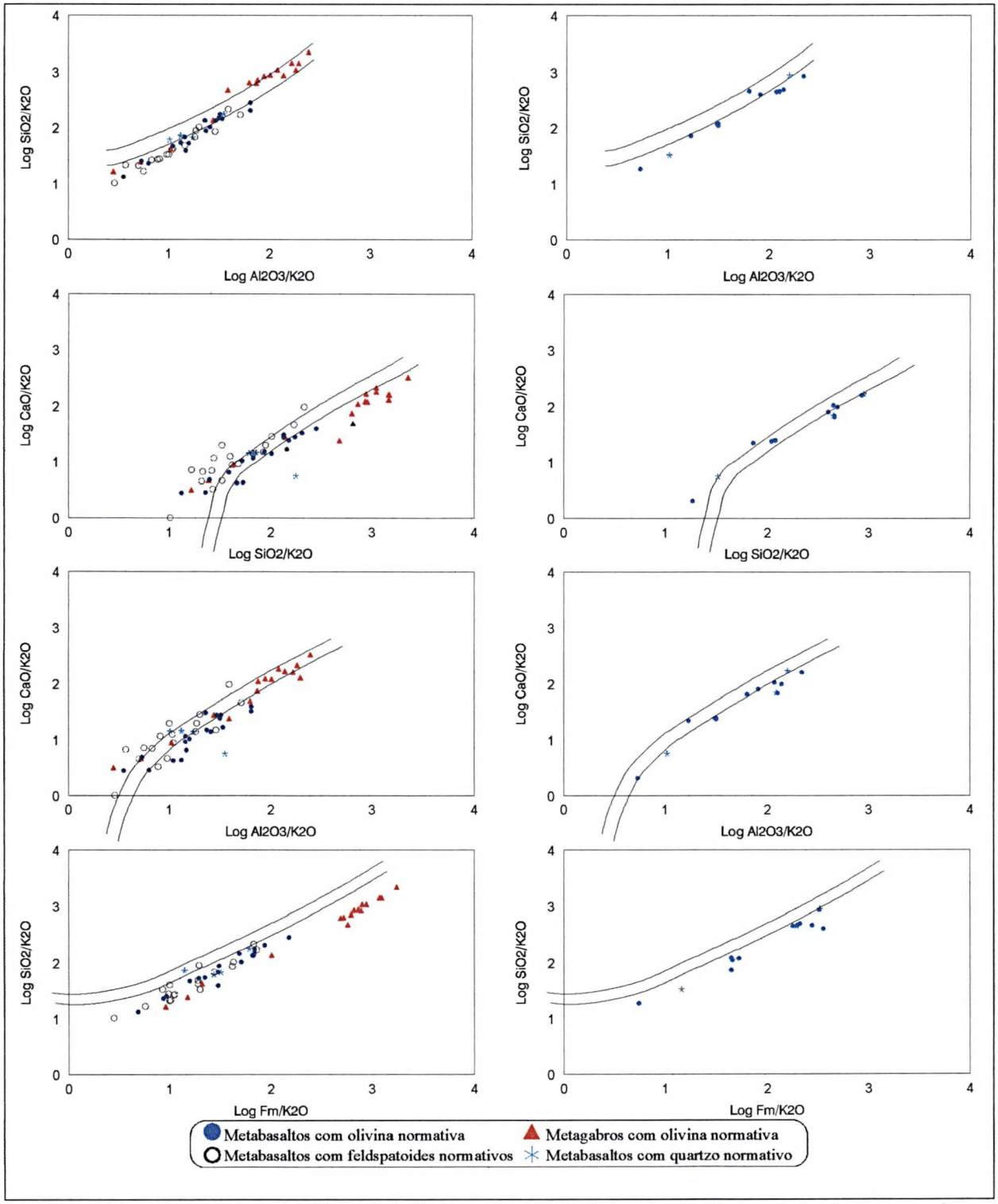


Figura 23- Diagramas de Beswick & Soucie (1978), onde estão projetadas as rochas da região do Ribeirão do Ouro (gráficos a esquerda) e Canelinha (gráficos a direita). Apesar das composições estarem deslocadas dos campos de "confiança", as mesmas formam tendências refletindo ainda as características originais. *(Obs*; na região de Canelinha os círculos cheios representam rochas compostas por olivina normativa, e os asteriscos as com quartzo normativo).*

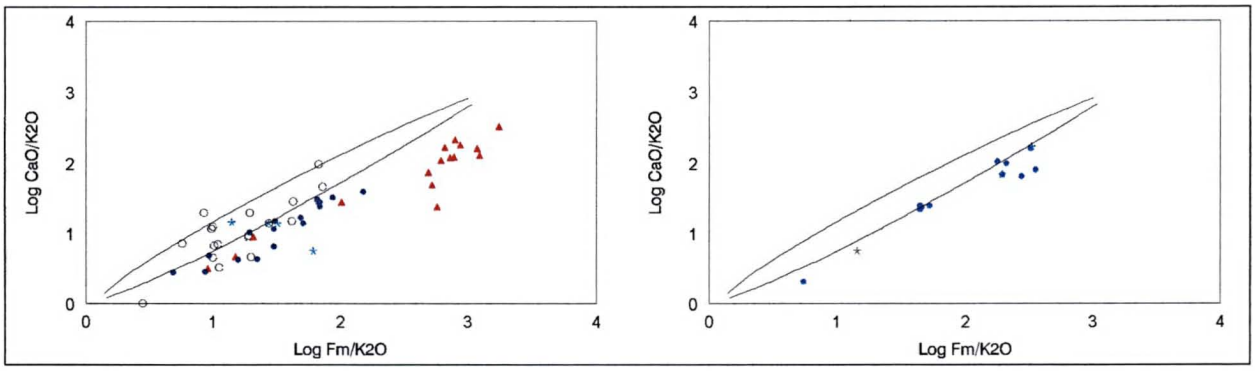


***Figura 23**- continuação....*

7.6. Classificação e Nomenclatura das rochas

7.6.1. Diagramas de classificação *TAS* e Zr/TiO_2 x SiO_2

Para a classificação química das rochas utilizou-se os diagramas *TAS –total álcalis versus silica* (Le Maitre *et al.*, 1989) e o Zr/TiO_2 x SiO_2(% em peso) (Winchester & Floyd, 1977)- Fig. 24. No diagrama TAS são considerados elementos maiores enquanto que no segundo diagrama elementos maiores e traços.

Nos diagramas anteriores, percebeu-se que houve mobilidade de alguns elementos, no entanto as rochas formam tendências claras indicando que a dispersão não fora tão grande. Apesar deste fato optou-se pela utilização destes diagramas, tomando-se o cuidado de comparar os resultados tanto em relação aos elementos maiores como de elementos traços.

Verificou-se que em sua maioria, as rochas projetam-se no campo de composição básica, especialmente naquele equivalente a basaltos. Como nos outros diagramas analisados as amostras da região do Ribeirão do Ouro, no diagrama *TAS*, apresentam uma dispersão maior, inclusive algumas amostras projetando-se no campo dos basalto-andesitos (3 amostras), andesitos (02 amostras), traqui-basaltos (04 amostras), basalto traqui-andesitos (04 amostras), traqui-andesitos (01 amostra), tefritos (02 amostras), foiditos (01 amostra) e picritos (01 amostra). O resultado obtido mais uma vez confirma que houve mobilidade dos elementos alcalinos nestas rochas em função da dispersão dos pontos, mesmo a maioria apresentando

composição basáltica. Das 54 amostras analisadas apenas 12 demonstraram estar mais afetadas. Para as amostras de Canelinha os resultados apresentaram-se mais coerentes com as rochas caindo no campo dos basaltos (09 amostras), picritos (02 amostras) e basalto-andesitos (02 amostras). No entanto, duas amostras projetam-se nos campos dos traqui-basaltos e dos basalto traqui-andesitos, revelando uma alteração no conteúdo dos álcalis nesta região.

A utilização do diagrama de Winchester & Floyd (1977) teve como intuito dirimir as dúvidas com relação à classificação, já que a mobilidade dos álcalis foi constatada nos diagramas da Fig. 23 e no *TAS*. Percebe-se que para as rochas do Ribeirão do Ouro, a grande maioria das análises mais uma vez projeta-se no campo das rochas de composição basáltica, havendo apenas 07 no campo dos andesitos. Também para a região de Canelinha, a maioria projetou-se no campo de composição de basaltos, havendo apenas duas no campo dos andesitos. Este resultado revela que para elementos maiores alcalinos houve uma mobilidade considerável a ponto de afetar as características originais de algumas das rochas. Cabe citar que segundo Rollinson (1992), a utilização do diagrama TAS é inapropriada para rochas altamente magnesianas, que é o caso de algumas das amostras. A presença de rochas de composição mais diferenciada pode estar relacionada a processos de fracionamento do próprio magma, indicado pelo aumento em SiO_2. A utilização, portanto, de elementos traços apresentou-se de forma mais discriminante e produziu resultados mais consistentes.

Ainda no diagrama de Irvine & Baragar (1971- Fig. 25), verificou-se que as rochas de uma maneira geral projetam-se no campo das rochas sub-alcalinas (ou pertencentes à série toleítica), porém havendo uma dispersão maior das amostras do Ribeirão do Ouro.

Apesar da já observada mobilidade dos elementos alcalinos, nos diagramas da Fig. 23, percebe-se que houve uma relativa coerência nos resultados obtidos, confirmada quando comparados os resultados de elementos traço. O diagrama SiO_2 x (Na_2O + K_2O) (Irvine & Baragar, 1971), apresenta uma separação definindo campos de composição alcalina e sub-alcalina. As amostras foram submetidas a este diagrama para a definição da afinidade magmática (Fig. 25).

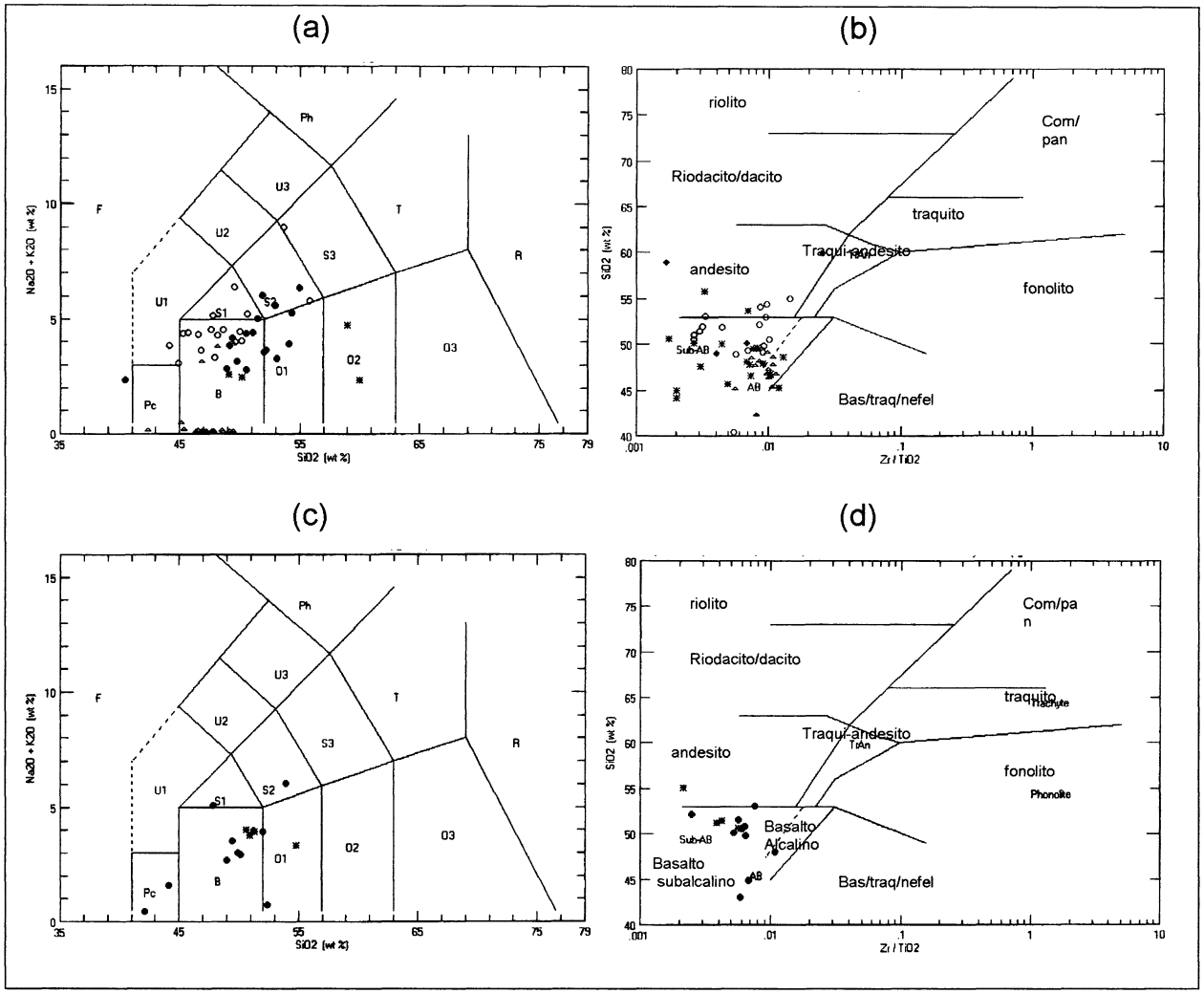


Figura 24- Diagramas de classificação SiO_2(% em peso) x (Na_2O + K_2O- % em peso, Le Maitre *et al.*, 1989, Figuras a e c) e Zr/TiO_2 x SiO_2 (% em peso- Winchester & Floyd, 1977, b e d). Diagramas a e b região do Ribeirão do Ouro e diagramas c e d região de Canelinha. **Legenda**; *círculos fechados (olivina normativa), asteriscos (quartzo normativo), círculos abertos (feldspatóides normativos) e triângulos (metagabros com olivina normativa) F (feldspatóides), Pc (basaltos picríticos), B (basaltos), 01 (basalto-andesito), 02 (andesito), 03 (dacito), S1 (traquibasalto), S2 (basalto traquiandesito), S3 (traquinadesito), T (traquito), R (riolito), U1 (tefrito), U2 (fonotefrito), U3 (tefrifonolito) e Ph (fonolito)*].

Da mesma maneira que nos diagramas anteriores, percebe-se que as rochas de Canelinha apresentam mais consistência, apresentando tendência sub-alcalina (ou toleítica) havendo apenas um ponto deslocado dos demais. As rochas do Ribeirão do Ouro, projetam-se de forma dispersa estando os termos menos evoluídos (metagabros) inteiramente no campo das rochas sub-alcalinas, e os mais evoluídos (metabasaltos) dividindo-se no campo das rochas sub-alcalinas e

alcalinas, mostrando o enriquecimento em álcalis, podendo estar esta bimodalidade ligada a processos de alteração (metamorfismo, hidrotermalismo,...).

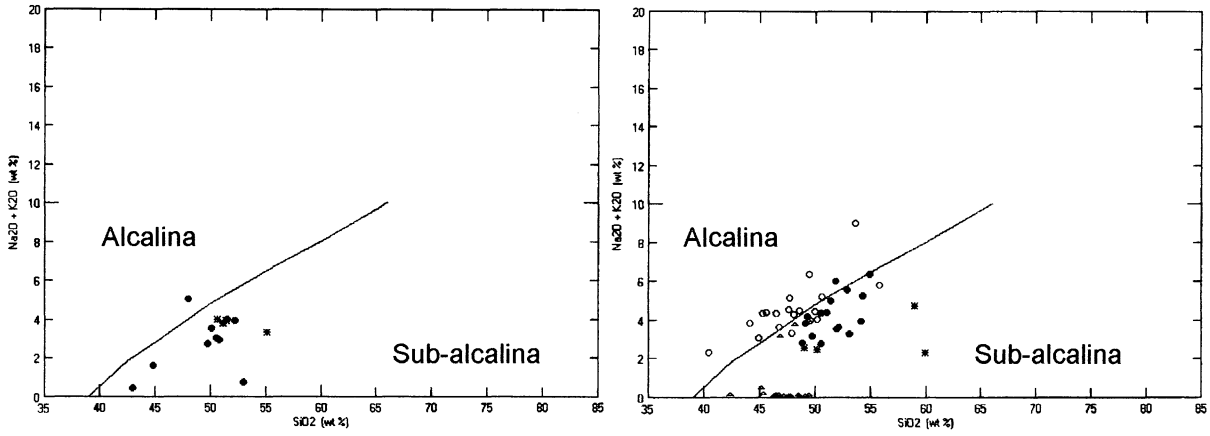


Figura 25- Diagrama TAS (Irvine & Baragar, 1971) onde estão projetadas as rochas do Ribeirão do Ouro (gráfico à esquerda) e Canelinha (gráfico à direita). *Legenda; rochas com: círculos fechados (olivina normativa), asteriscos (quartzo normativo), círculos abertos (feldspatóides normativos) e triângulos (metagabros com olivina normativa).*

7.7. Diagramas de série ou de especialização magmática.

O diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) é um dos mais utilizados para a discriminação de especialização de rochas quanto à série magmática, dividindo-as em toleíticas e cálcio-alcalinas (Fig. 26a e b).

Todas as amostras de Canelinha projetam-se no campo das rochas pertencentes à série toleítica. Há duas amostras que se destacam do grupo, estando mais próximas do vértice MgO sendo os termos menos evoluídos da seqüência. Também nota-se uma clara evolução dos termos menos evoluídos até os mais evoluídos, correspondente a uma migração das rochas de composição de basaltos até os ferro-basaltos, com alguns pontos caindo próximos da linha limítrofe com o campo cálcio-alcalino. Já para as rochas do Ribeirão do Ouro, os metagabros a olivina normativa correspondem aos termos mais primitivos projetados junto ao lado MgO-FeO* (indicando conteúdo em álcalis extremamente baixo) com alguns termos

pouco mais diferenciados, porém todos caindo inteiramente no campo de rochas de composição toleítica. Já os metabasaltos com olivina normativa mostram-se dispersos, projetando-se predominantemente no campo das rochas toleíticas, tendo alguns termos projetado-se no campo cálcio-alcalino (semelhante à série hiperstênica), mas ao redor da linha limítrofe. Da mesma forma ocorre com os metabasaltos com feldspatóides normativos os quais também apresentam-se dispersos porém em relação inversa, ou seja a maioria dos pontos projetam-se no campo das rochas cálcio-alcalinas havendo inclusive uma tendência linear das amostras de enriquecimento para o vértice $Na_2O + K_2O$ indicando uma alteração no padrão dos conteúdos de álcalis destes tipos litológicos, reflexo de contaminação da rocha. As rochas com quartzo normativo projetaram-se no campo dos toleítos, havendo apenas uma amostra que se projetou no campo cálcio-alcalino.

O diagrama catiônico de Jensen (1976) é utilizado para rochas de tendência sub-alcalina (Fig. 26c e d). Apesar dos elementos maiores apresentarem certa estabilidade durante condições de baixo grau de metamorfismo, pode ocorrer principalmente mobilizações de álcalis durante a alteração hidrotermal e/ou metassomatismo (segundo Rollinson, 1992). Em função destes fatos, utilizou-se este diagrama pois o TiO_2 e o Al_2O_3 mostram estabilidade durante os processos de alteração citados acima, enquanto o FeO* (total) e o MgO são bons índices de diferenciação. Além disso é extremamente útil para rochas com altos conteúdos de MgO, havendo a separação entre rochas *komatiíticas* (e afins) e basálticas, além de rochas com tendência cálcio-alcalina de toleíticas (de alto Fe ou alto Mg).

As rochas de Canelinha projetam-se principalmente no campo das rochas toleíticas de alto Mg, próximas ao limite com os toleítos de alto Fe, porém duas rochas mais primitivas projetam-se no campo das litologias de alto Mg, ou de composição *komatiítica*, e outras duas no campo dos basaltos *komatiíticos*. No Ribeirão do Ouro, os metagabros a olivina normativa projetam-se no campo das rochas de alto magnésio (ou de composição *komatiítica*) evoluindo para basaltos *komatiíticos*, mostram novamente que são os termos menos evoluídos da seqüência de Ribeirão do Ouro. Neste mesmo campo começam a aparecer os metabasaltos a olivina, feldspatóides e quartzo normativos gradando a toleítos de alto Mg e de alto Fe. No conjunto geral destes dados, tanto de Canelinha quanto o Ribeirão do Ouro,

verifica-se uma discreta linha de fracionamento, a qual inicia-se nas rochas menos evoluídas, próximo ao pólo MgO, havendo um fraco enriquecimento em FeO* + TiO_2 e principalmente Al_2O_3, com diminuição progressiva de MgO, gradando para um aumento de Al_2O_3 e diminuição dos elementos MgO e FeO* + TiO_2, onde a tendência está refletindo processos de fracionamento do magma.

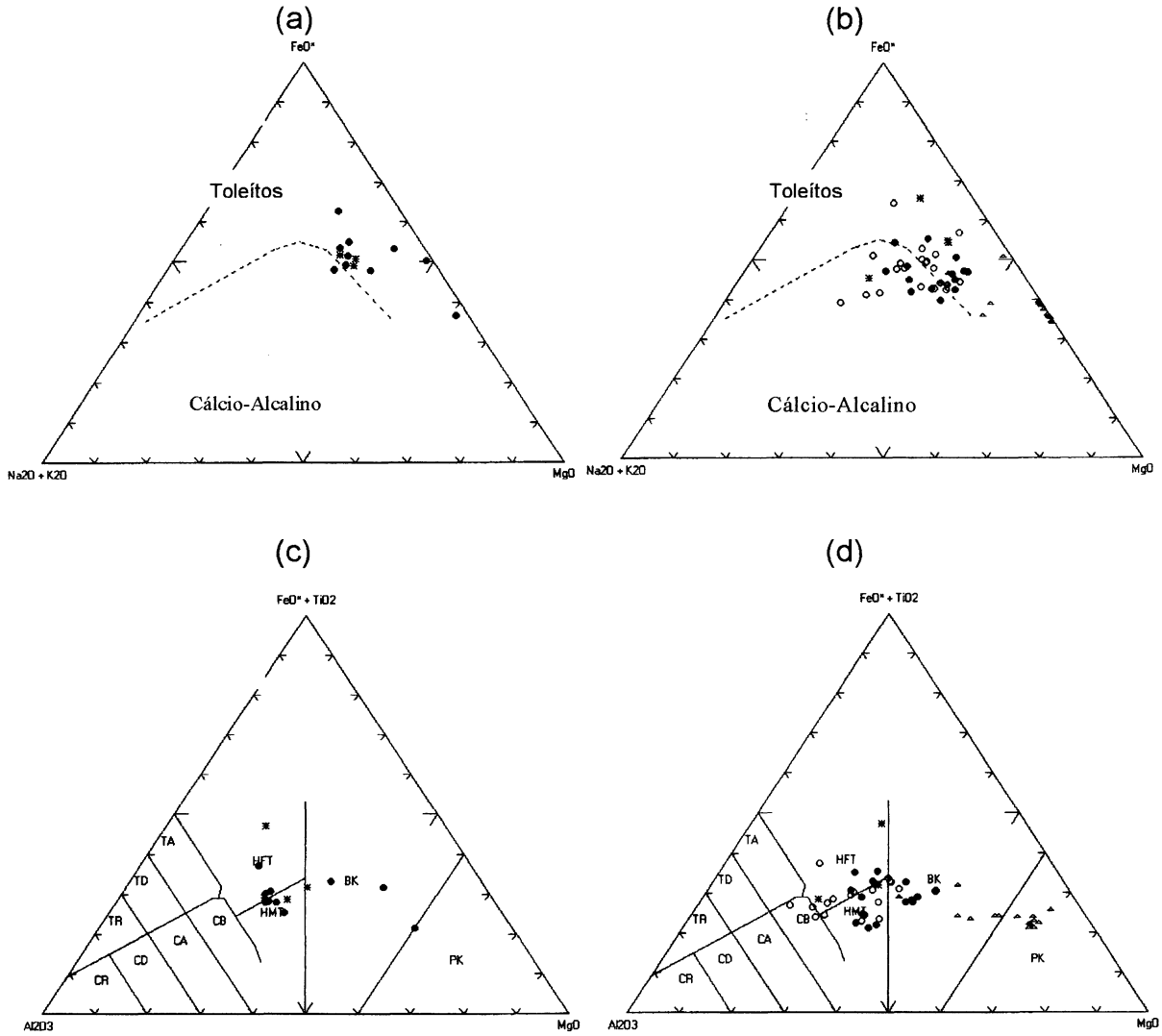


Figura 26- Diagramas AFM (Irvine & Baragar, 1971) e Catiônico, de Jensen (1976) para as rochas de Canelinha (a e c) e Ribeirão do Ouro (b e d). *Legenda; rochas com: círculos fechados (olivina normativa), asteriscos (quartzo normativo), círculos abertos (feldspatóides normativos) e triângulos (metagabros com olivina normativa)/ PK (komatíito picrítico), BK (basalto komatiítico), HFT (toleítos de alto Fe), HMT (toleítos de alto magnésio), TA/TD/TR (andesito, dacito e riolito toleíticos, respectivamente) e CB/CA/CD/CR (basalto, andesito, dacito, riolito cálcio-alcalino).*

Tomando-se esta tendência como característica de processos de cristalização fracionada, o mesmo pode ter-se iniciado pela cristalização de rochas a olivina (?) + orto-piroxênios, passando à formação de clino-piroxênios com princípio de cristalização de plagioclásio (incipiente em Canelinha, como também observado nos estudos petrográficos. Nota-se também que o processo de contaminação do magma aconteceu num estágio intermediário de evolução do mesmo, com as rochas mostrando clara tendência de enriquecimento em Al_2O_3 (que possivelmente está associado também a um enriquecimento em Na_2O e K_2O).

7.8. Comportamento dos elementos químicos

Com a finalidade de melhor ilustrar e compreender as caracteríticas químicas das rochas de Canelinha e Ribeirão do Ouro, os resultados foram projetados em diagramas do tipo *Harker*. O intuito é o de apresentar de forma mais clara e racionalizada os dados obtidos, permitindo deste modo uma possível correlação entre os elementos analisados, caracterizando linhas de tendências ou afinidades geoquímicas, permitindo definir uma possível cogeneticidade entre as rochas através de uma evolução contínua produzida por processos de fracionamento como a fusão parcial ou cristalização fracionada, bem como processos de contaminação que também poderão ser visualizados. Os resultados analíticos tanto para elementos maiores, como para elementos traços e elementos Terras Raras (ETR) estão contidos nas tabelas 3, 4, 6 e 7 (anexo 1).

7.8.1. Comportamento dos elementos durante a petrogênese.

Qualquer suíte de rocha está sujeita à alteração hidrotermal ou metamorfismo, podendo os seus elementos serem mobilizados. Processos de contaminação (assimilação de material da rocha encaixante) que possam ocorrer são governados pelo calor da fusão. Se a contaminação for grande, os elementos

incompatíveis tendem a se enriquecer, e apresentar comportamentos inversos ao esperado (processo do tipo AFC- *assimilation fractional cristalization)*, enquanto que, se ocorrer uma pequena taxa de contaminação, os elementos comportam-se de maneira similar ao processo de fracionamento *Rayleigh* (ou seja, as concentrações dos elementos incompatíveis decrescem enquanto os compatíveis aumentam com a progressão da cristalização fracionada).

A utilização dos elementos traços como indicadores de processos petrogenéticos deve ser orientada de acordo com sua compatibilidade/ incompatibilidade e consequentemente sua mobilidade durante os processos ígneos e metamórficos.

A compatibilidade de um elemento varia de acordo com a fusão. Elementos que são ditos incompatíveis em fusões de composição básica nem sempre o são em composições graníticas. A distribuição de um elementos *i* está vinculada à distribuição do mesmo na fase sólida (ou mineral) em relação a fase líquida (ou fusão). A quantificação das características do elemento no magma se dá através do *coeficiente de distribuição* ou *coeficiente de partição* (Coeficiente de distribuição de Nernst) que é definido como;

$$Kd = C^{min}/C^{fusão}$$

onde ***Kd*** é o coeficiente de distribuição, C^{min} é a concentração do elemento na fase mineral, e o $C^{fusão}$ é a concentração do mesmo elemento na fusão.

Quando a razão produz resultado 1,0 quer dizer que a distribuição do elemento *i* é igual tanto na fase sólida como líquida. Se for maior que 1,0, indica que o elemento tem preferência pela fase sólida ou mineral, sendo assim classificado como elemento compatível. Se, ao contrário, for menor que 1,0 a preferência é pela fase líquida ou fusão/residual (ou incompatível). Os controladores desta distribuição são: temperatura, fugacidade do oxigênio, química mineral e conteúdo de água na fusão (Hollinson, 1992). Quanto menor for o valor do *Kd*, mais incompatível será o elemento. Na tabela 09 estão representados os coeficientes de distribuição de alguns elementos nas respectivas fases minerais (Cox *et al.*, 1979).

Elemento / Mineral	K	Rb	Sr	Ba	Ce	Sm	Eu	Eu*	Yb	Ni	Cr
Olivina	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	10	0,2
Ortopiroxênio	0,001	0,001	0,01	0,001	0,003	0,01	0,013	0,013	0,05	4	2
Clinopiroxênio	0,002	0,001	0,07	0,001	0,1	0,26	0,2	0,3	0,28	2	10
Granada	0,001	0,001	0,001	0,002	0,02	0,22	0,32	0,35	4	0,4	2
Espinélio	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,05	0,03	0,03	0,02	5	10
Plagioclásio	0,2	0,07	2,2	0,2	0,1	0,07	0,3	0,06	0,03	0,01	0,01
Anfibólio	1	0,03	0,5	0,4	0,2	0,52	0,59	0,58	0,49	3	12
Mica (Fe)	2,7	3,1	0,08	1,1	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	3,5	7
K-feldspato	x	0,4	4	6	0,04	0,02	1,1	0,01	0,01	x	x
Apatita	x	x	x	x	35	63	30	60	25	x	x
Zircão	x	x	x	x	2,5	3	3	8	300	x	x

Tabela 09- coeficientes de distribuição de elementos em fases minerais, para magmas de composição basáltica (Cox *et al*, 1979).

Outra importante classificação dos elementos traços é: (1) pequenos cátions com altas cargas iônicas ou ***high field strengh (HFS)*** os quais apresentam potencial iônico > 2,0 (como por exemplo os ETR, Y, Sc, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta), e (2) elementos litófilos de grande raio iônico ou ***LIL*** (grande raio iônico e pequena carga, com potencial iônico < 2,0) que tendem a ser compatíveis.

Os ***HFS*** possuem comportamento geoquímico semelhante, e são classificados como elementos incompatíveis e imóveis durante os processos de alteração, enquanto que elementos como Cs, Rb, Sr, K e Ba ***(LIL)*** são móveis. Metais de transição como Mn, Zn e o Cu tendem a ser móveis particularmente em altas temperaturas, enquanto que Co, Ni, V e Cr são imóveis. Pearce (1983) sugeriu que os elementos Sr, K, Ba, Rb, Th, Ce, P e Sm podem ser móveis.

A concentração dos elementos incompatíveis é sensível tanto nos processos de fusão parcial como nos de cristalização fracionada.

Segundo Hollinson (1992) razões entre pares de elementos altamente incompatíveis com ***kd*** muito similar não variam durante o curso da cristalização fracionada podendo variar pouco durante a fusão parcial e podem representar a composição da fonte . Os principais exemplos são: Cs-Rb-Ba; U-Nb-Ta-K; Ce-Pb; Pr-Sr; P-Nd; Zr-Hf-Sm; Eu-Ti; Ho-Y; Y-Tb; La-Ta; La-Nb; Ta-Th; Ti-Zr e Ti-Y. Portanto rochas que tenham sido geradas a partir de fontes semelhantes, formam grupos de composição semelhante. As linhas de correlação ou de tendência

apresentam uma inclinação cujas razões podem estar refletindo as razões da concentração dos elementos na fonte.

7.8.2. Geoquímica de Elementos Maiores.

Para identificar as variações composicionais a partir de elementos maiores, utilizou-se os diagramas do tipo *Harker*. Nas Figs. 27 e 28 estão contidos respectivamente os diagramas das regiões de Canelinha e Ribeirão do Ouro.

A dispersão dos resultados, ou a formação de agrupamentos composicionais, pode estar relacionada a processos de acumulação de cristais (rochas porfiríticas e/ou cumuláticas), fontes múltiplas de magma, processos de contaminação do magma pela encaixante, problemas na amostragem e o tipo e qualidade de análise.

Mudanças no fracionamento magmático durante o processo de cristalização são representadas por inflexões das linhas de tendências nos diagramas de variação, definindo uma nova fase mineral formada.

Nos diagramas foi utilizado o MgO como índice de diferenciação. A escolha baseou-se na maior variação do MgO, e também pela composição básica e ultrabásica das amostras, onde o MgO faz parte da composição dos minerais essenciais, podendo assim representar os processos de evolução que ocorreram durante a cristalização do magma.

A classificação das rochas baseou-se nos resultados da análise CIPW, em função principalmente da dispersão dos resultados nas amostras do Ribeirão do Ouro. Nesta área separou-se as amostras em: metagabros com olivina normativa e metabasaltos com olivina, ou feldspatóides, ou quartzo normativos. Verifica-se que nos diagramas de Thompson (1984), os metabasaltos compostos por feldspatóides normativos apresentam-se mais dispersos, além de estarem representando um problema na saturação das rochas (como foi discutido no item referente à análise CIPW). Para padronizar os dados e os resultados estendeu-se esta classificação para as rochas de Canelinha, no entanto havendo apenas dois grupos, o das rochas com olivina normativa e o das rochas com quartzo normativo.

Na região de Canelinha (Fig. 27) o MgO varia de 4% à 18%, sendo que há uma concentração maior dos pontos ao redor de 4% à 11% (rochas mais evoluídas), sendo que apenas duas amostras projetam-se entre 16% e 18% de MgO (rochas mais primitivas). A variação das rochas definem linhas de tendência, apesar da ausência de resultados no intervalo de 11% à 16% de MgO, com inflexão em aproximadamente 10%. As linhas são caracterizadas pela correlação negativa do SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O, P_2O_5 e K_2O, e positiva com o FeO^{total} e Cr_2O_3, indicando uma possível diferenciação das rochas mais ricas em MgO (cujas amostras possuem cumulatos de olivina e restos de clinopiroxênio) até as rochas mais evoluídas, com baixo conteúdo de MgO e com quartzo normativo.

Assumindo-se que as rochas possuem a mesma evolução, nota-se que há uma suave inflexão das linhas de tendência ao redor de 9% a 10% de MgO. Entre os valores 10% a 18%, nota-se uma correlação positiva do MgO com o Cr_2O_3 e FeO* indicando remoção destes elementos, e negativa com SiO_2, Al_2O_3 e CaO, indicando enriquecimento no líquido residual nestes elementos, permanecendo constante para o TiO_2, Na_2O, P_2O_5 e K_2O. Tais feições indicam que nesta primeira fase houve precipitação de olivina + cromita + hematita da fase fusão. Na segunda fase de cristalização, para as rochas mais evoluídas, caracterizadas por correlações negativas do SiO_2 e Al_2O_3, começando a aparecer também com o TiO_2, Na_2O, P_2O_5 e K_2O. Estas correlações indicam precipitação de piroxênio cálcico, titanomagnetita, apatita e plagioclásio.

Para as rochas do Ribeirão do Ouro (Fig. 28), percebe-se que, de um modo geral, as dispersões, características dos metabasaltos, relacionam-se àquelas rochas com feldspatóides normativos. Nos diagramas da Fig. 18, os de classificação e também na análise CIPW, verificou-se que houve um aumento no conteúdo de álcalis, excesso esse que foi responsável pela formação de nefelina e leucita (normativa) algumas vezes. Tal fato pode estar representando processos de contaminação com enriquecimento principalmente em Na_2O (principalmente evidenciado no diagrama MgO x Na_2O).

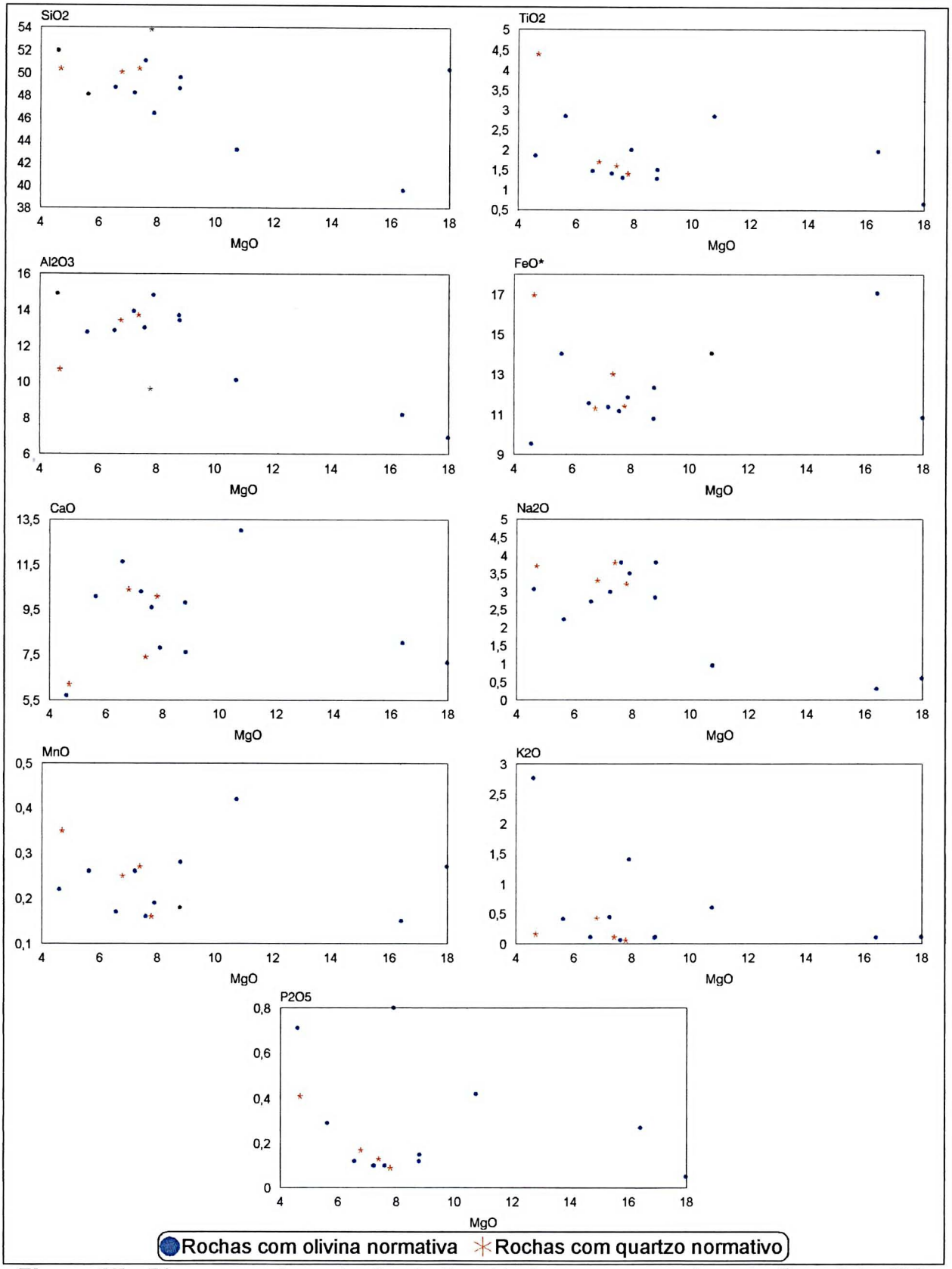


Figura 27 - Diagramas de variação do tipo *Harker* para as rochas de Canelinha/SC, utilizando-se como índice de diferenciação o MgO, em relação aos elementos maiores.

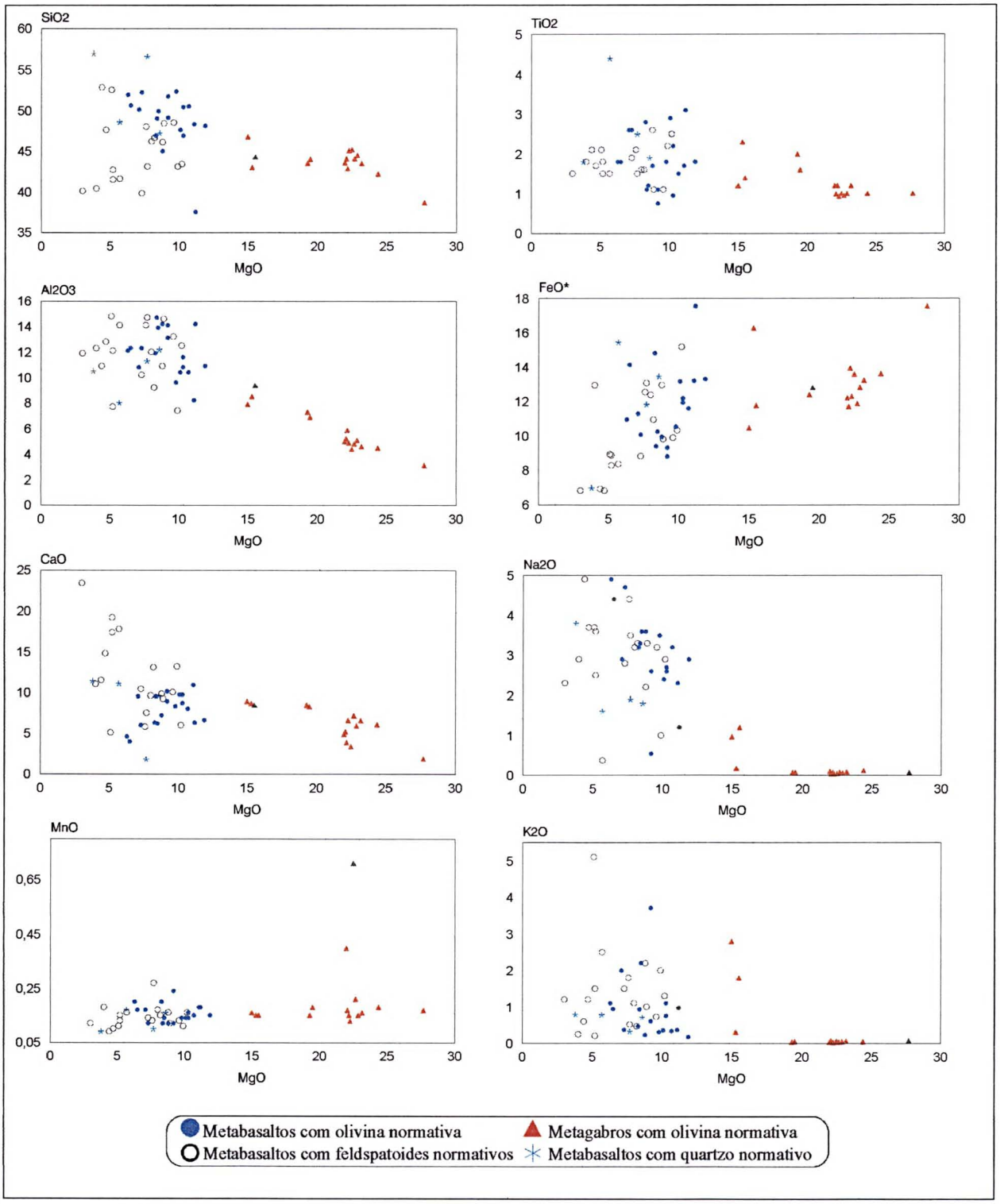


Figura 28 **-** Diagramas de variação do tipo *Harker* para as rochas do Ribeirão do Ouro/SC, utilizando-se como índice de diferenciação o MgO, em relação aos óxidos maiores.

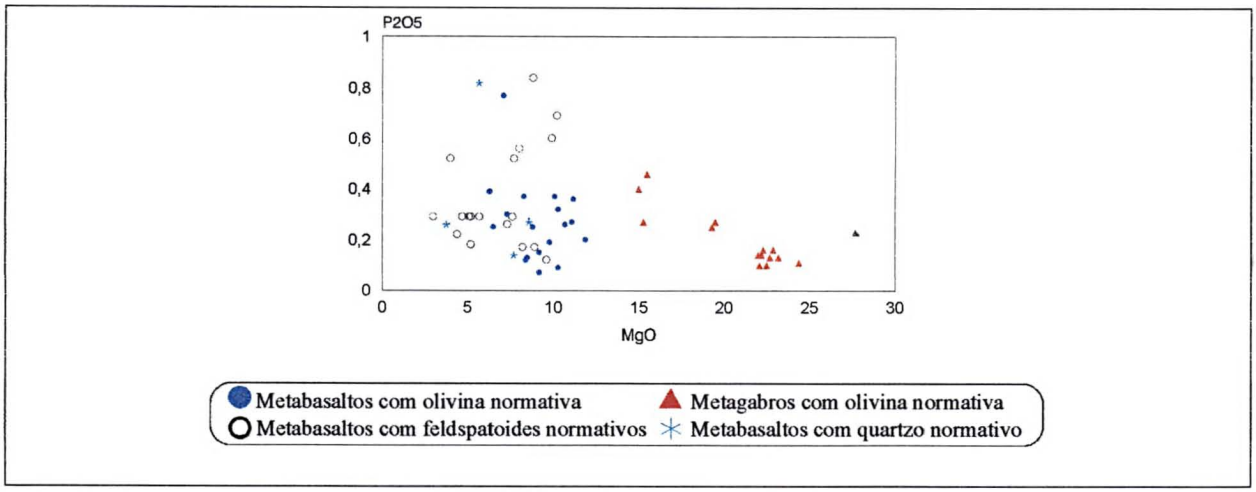


Figura 28– *continuação....*

O intervalo de variação do MgO vai de 3% até 27%, havendo separação das rochas em três grupos principais; os metagabros a olivina normativa (que representam as rochas mais primitivas) que variam de 15% a 27% de MgO e formam linhas de tendências bem definidas (apesar de haver algumas dispersões nos termos mais evoluídos deste grupo), e os outros dois grupos que se misturam, o dos metabasaltos com olivina normativa (os quais dão continuidade às tendências originadas nos metagabros) e os metabasaltos com feldspatóides normativos, sendo que é neste último que ocorrem grandes dispersões dos valores.

Analisando o conjunto total dos dados, verifica-se que há uma linha de tendência contínua entre as rochas, caracterizando processos em comum de evolução sendo marcada por uma correlação positiva do MgO com o FeO* e negativa do SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O e P_2O_5. Em alguns diagramas notam-se pequenas inflexões ao redor de 14% de MgO caracterizados para SiO_2, FeO*, CaO, Na_2O e K_2O, permitindo assim caracterizar dois eventos de cristalização de minerais, onde no primeiro houve a formação principalmente de olivina e minerais de ferro (magnetita/titanomagnetita?). No segundo evento, há um suave indício de correlação positiva do MgO com o FeO* e CaO, caracterizando a formação de piroxênio (diopsídio), e a correlação negativa do SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Na_2O, P_2O_5 sugere a cristalização de plagioclásio nas rochas mais evoluídas, além de rutilo, apatita, nefelina, titanita e quartzo.

Feições de contaminação do magma apresentam-se bem caracterizadas no diagrama MgO x CaO, onde a linha de cristalização é definida por uma inflexão aos 10% de MgO com uma bipartição das tendências evolutivas. A linha de tendência interpretada como ígnea é marcada por uma correlação negativa do CaO com o MgO, enquanto que a de contaminação forma uma correlação negativa bastante dispersa, caracterizando a formação dos feldspatóides (Na_2O) e provavelmente biotita (K_2O).

Para a formação de nefelina, Na_2O, K_2O, Al_2O_3 e SiO_2 devem possuir a mesma tendência nos diagramas de variação. Ao verificar-se estes diagramas percebe-se claramente que há uma grande dispersão de valores, principalmente de K_2O, nas rochas com feldspatóides normativos, refletindo assim mais uma vez que os metabasaltos possivelmente sofreram processos de contaminação.

7.8.3. Geoquímica de Elementos Traços.

Da mesma forma que nos diagramas de variação para elementos maiores, nos diagramas para elementos traços também foi utilizado o MgO como índice de variação.

Para as rochas de Canelinha (Fig. 29), existe um número menor de pontos devido a procedência das amostras, sendo que aquelas cedidas pela CPRM apresentam um número de elementos inferior às análises produzidas neste trabalho.

Assim como nos diagramas para elementos maiores, verifica-se uma inflexão dos dados em 10% de MgO.

Os elementos Cs, Co, Ni possuem uma relação direta com o MgO. O Cu e o Ba possuem o mesmo comportamento, porém somente nas rochas mais evoluídas. Já os elementos Ga, Hf, Pb, Sr, Th, V, Y e Zr apresentam relação inversa. O Nb, Ta e Th no entanto, apresentam duas tendências ou grupos composicionais distintos, enquanto que o Rb apresenta valores constantes.

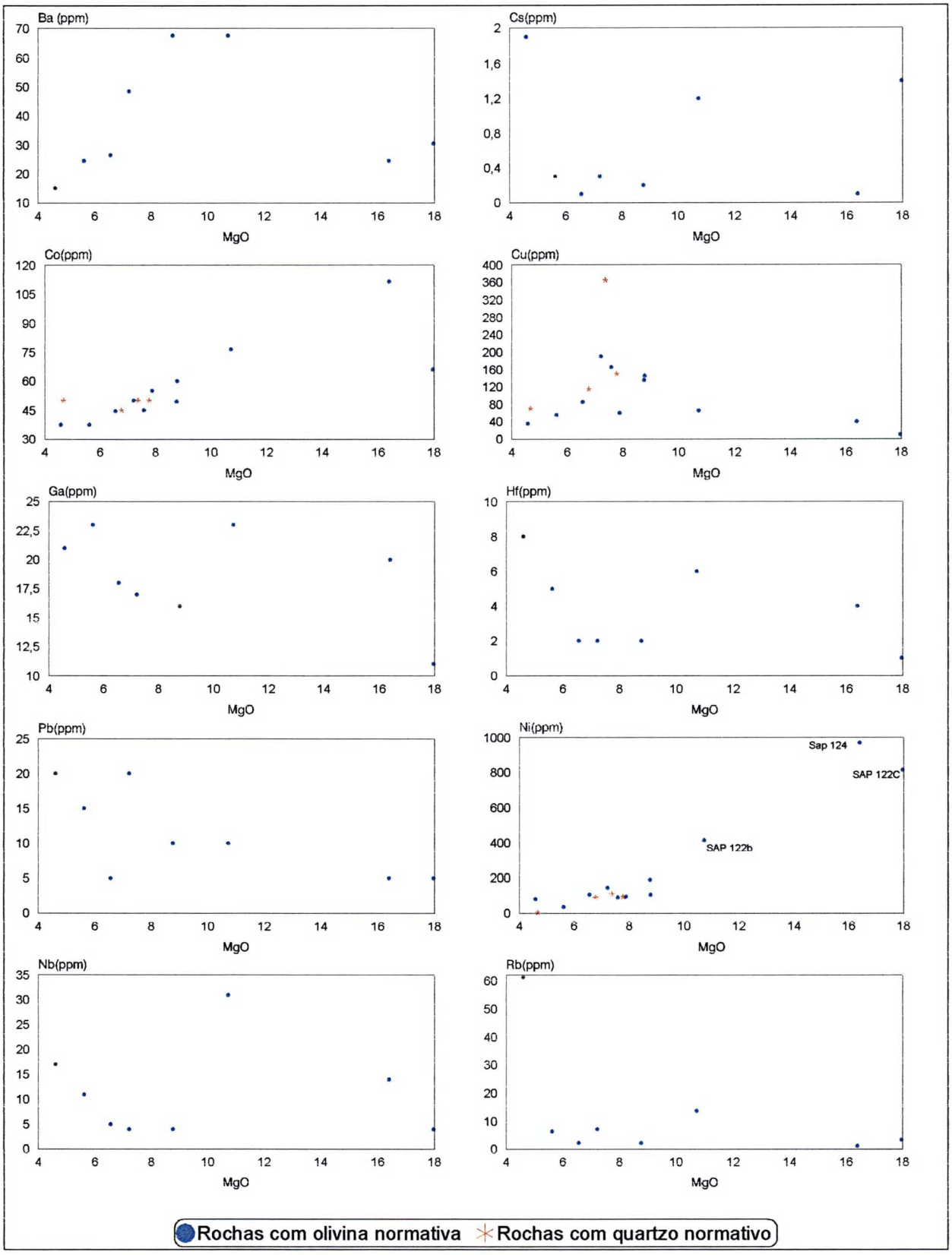


Figura 29 - Diagramas de variação do tipo *Harker* para as rochas de Canelinha/SC, utilizando-se como índice de diferenciação o MgO, em relação aos elementos traços.

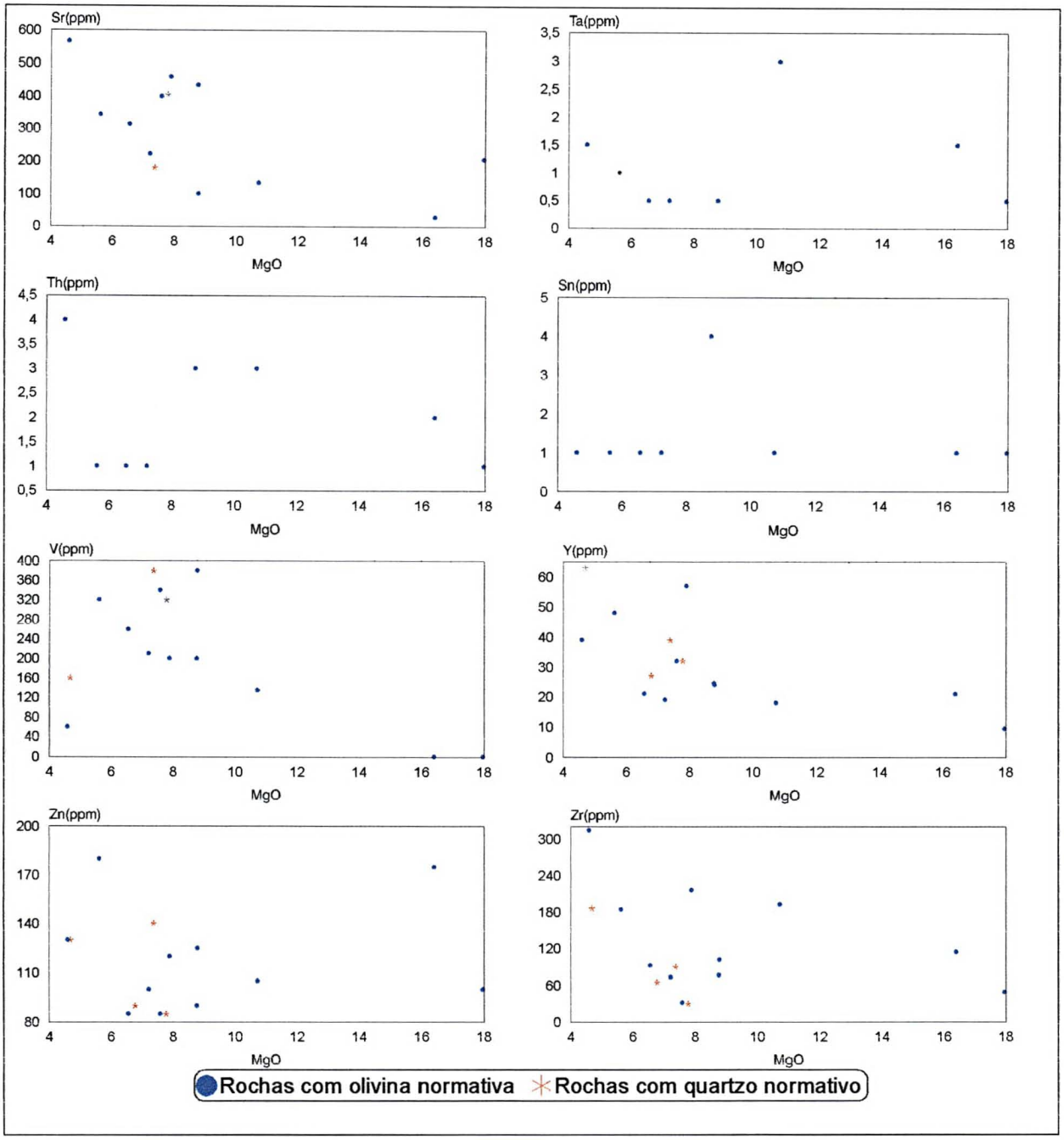


Figura 29- *continuação....*

O fracionamento do Cs, Co, Ni e juntamente com o Cr_2O_3, fornecem indícios de cristalização de olivina. As concentrações do Ni sugerem derivação mantélica para as rochas SAP 122b, SAP 122c e SAP 124 (ver valores na tabela 01, anexo01), enquanto que para as demais rochas os valores são baixos (diminuição dos teores em função do metamorfismo). O Cs possui comportamento um pouco duvidoso em

função de ser um elemento móvel durante metamorfismo/hidrotermalismo, apesar de ser um elemento ***HFS***. Tal comportamento também pode ser percebido pelo seu elemento "irmão" Rb, pois possui comportamento geoquímico semelhante.

As características do Ba, Rb e Sr não sugerem a presença de plagioclásio, mas sim de anfibólio nas fases finais, em função da correlação com o MgO ser positiva nos membros mais evoluídos.

O Cu, juntamente com o FeO* e Cr, sugere a formação de minerais de cobre (calcopirita?), de ferro (pirita?) e espinélio respectivamente.

Os padrões aproximadamente semelhantes entre Nb e Ta, e a separação das rochas em dois grandes grupos indicam processos de contaminação crustal do magma, ou fontes geoquímicas diferentes para os grupos.

O Zr e o Hf apresentam também comportamento semelhante, com inflexão em 10% de MgO, fazendo correlação negativa com o MgO. O comportamento do V, aumentando nas frações mais evoluídas, indica a presença de rutilo e titanita em substituição ao Ti.

Nas rochas do Ribeirão do Ouro (Fig. 30), como já percebido nos diagramas para elementos maiores, verifica-se que as rochas compostas por feldspatóides e quartzo normativo projetam-se de forma dispersa, enquanto que nos outros dois tipos de rochas, há formação de linhas de tendência. Correlações positivas com o MgO podem ser visualizadas com o Cr, Ni, Co e Cu, e correlações negativas com o V, Zn (?), Sr, Zr e Y.

O comportamento do Cr, Ni e Co em relação ao MgO, sugere cristalização de olivina e espinélio nas fases iniciais da cristalização das rochas (nos metagabros).

Quanto ao elemento Cu, há um grupo dentro dos metagabros, entre 20%-25% de MgO, que apresenta forte correlação positiva tendo ainda o MgO valores aproximadamente constantes, indicando certamente que as rochas possuem minerais de Cu (calcopirita?).

Da mesma forma que nas rochas de Canelinha, o V possui correlação negativa com o MgO, indicando também formação de titanita e rutilo.

O Zn, nos metabasaltos à olivina normativa, apresenta correlação positiva num intervalo pequeno de variação do MgO, possivelmente indicando a formação de minerais de Zn (esfalerita?).

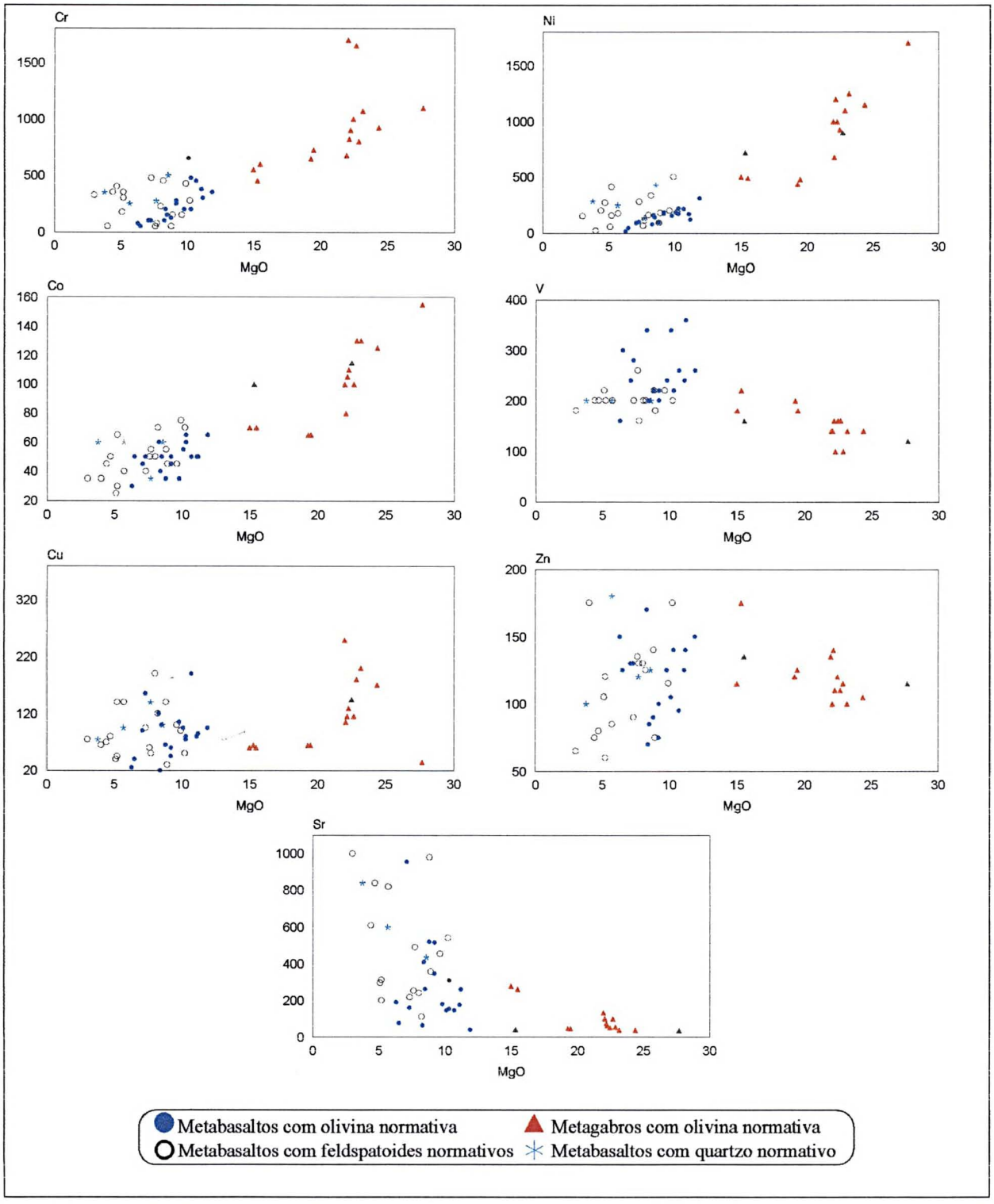


Figura 30- Diagramas de variação do tipo *Harker* para as rochas do Ribeirão do Ouro/SC, utilizando-se como índice de diferenciação o MgO, em relação aos elementos traços.

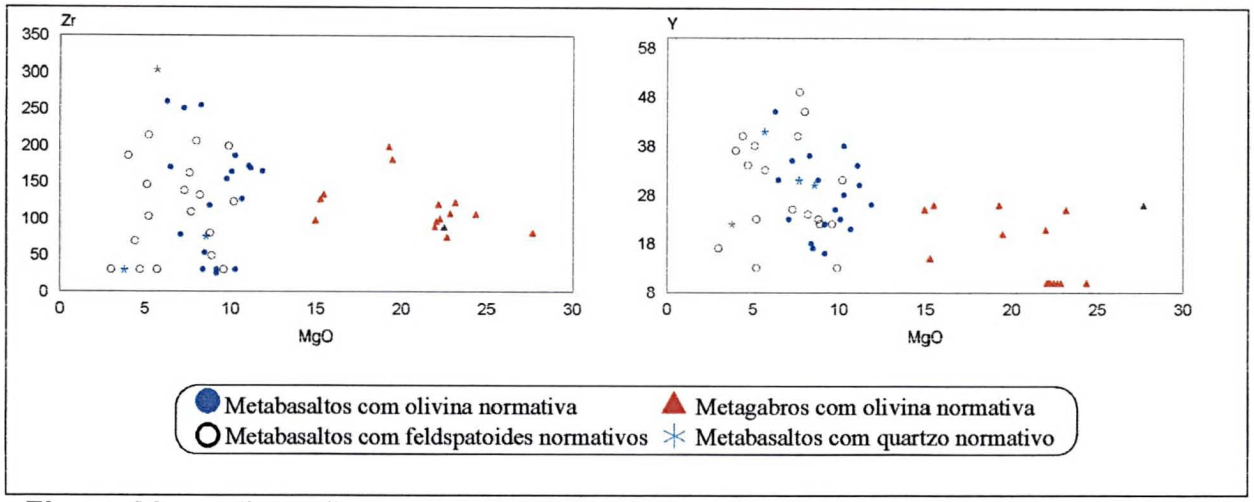


Figura 30- *continuação....*

A forte correlação positiva do Sr indica a formação de plagioclásio nos metabasaltos.

7.8.4. Geoquímica dos Elementos Terras Raras (ETR).

Os ETR são os elementos traços mais utilizados. Pertencem à série dos lantanídeos, compondo o 6° período da tabela periódica. Possuem números atômicos que variam de 57 (La) à 71 (Lu), sendo que o promécio não ocorre no meio natural. Podem ser classificados de duas maneiras (Figueiredo, 1989);

	(a)	(b)
ETR_L	La, Ce, Pr, Ne e Pm	La, Ce, Pr, Ne, Pm, Sm e Eu
ETR_M	Sm, EU, Gd e Tb	
ETR_P	Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu	Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu

Possuem características físico-químicas muito semelhantes, já que sua configuração eletrônica os difere apenas no preenchimento do sub-nível energético *4f*. A medida que o núcleo de cada elemento vai sendo acrescido em sua carga, vai ocorrendo um fenômeno denominado de contração dos lantanídeos, caracterizado pelo decréscimo do raio iônico dos elementos com o respectivo aumento do número

atômico (Figueiredo, 1989). Fato que deve ser ressaltado é o de que os elementos com número atômico par são mais abundantes que os de número ímpar, provocando um efeito chamado de *zig-zag* quando os valores são projetados em diagramas. Para evitar este problema são utilizados processos de normalização que consistem numa divisão dos resultados por "padrões". Normalmente estes padrões de normalização são valores de meteoritos, os quais representam amostras não fracionadas originadas no sistema solar, de idade semelhante à nucleossíntese.

Nos processo magmáticos, os elementos trivalentes podem substituir o Ca^{2+}, Zr^{4+}, U^{4+}, Th^{4+} e o Y^{3+}, sendo que se concentram em maior proporção nos materiais mais evoluídos (Hollinson, 1992). A variação do raio iônico, a medida que aumenta, faz com que os elementos se tornem cada vez mais incompatíveis, ou seja, o coeficiente de partição seja cada vez menor.

A análise de ETR também foi feita através de diagramas de variação, mantendo o MgO como índice de variação, com o intuito de verificar se os mesmos apresentam um padrão de concentração com os processos de fracionamento magmático ou se formam "grupos", em função de processos de contaminação.

As rochas de Canelinha (Fig. 31) têm nos diagramas de variação uma marcante inflexão ao redor de 9% de MgO, em todos os diagramas. Para as rochas com mais de 9% de MgO, o conteúdo de ETR mantém-se aproximadamente constante, principalmente nos ETR_P (Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) e pouco mais variável nos ETR_M e ETR_L (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu e Gd).

Nas rochas com menos de 9% de MgO, verifica-se que para os ETR_L há uma discreta formação de linhas de tendência, enquanto que para as ETR_M e ETR_P há a formação de dois grupos de rochas.

Das observações feitas nota-se que os ETR_P apresentam valores aproximadamente constantes, demonstrando que durante possíveis alterações, a que as rochas tenham sido submetidas, os conteúdos permaneceram constantes. No entanto, para os ETR_L verifica-se que nas rochas com menos de 9% de MgO houve algum enriquecimento possivelmente relacionado à mobilidade dos elementos durante o metamorfismo e/ou hidrotermalismo (percolação de fluidos). O padrão aproximadamente constante dos valores nestes diagramas, também pode ser sugestivo de fonte MORB.

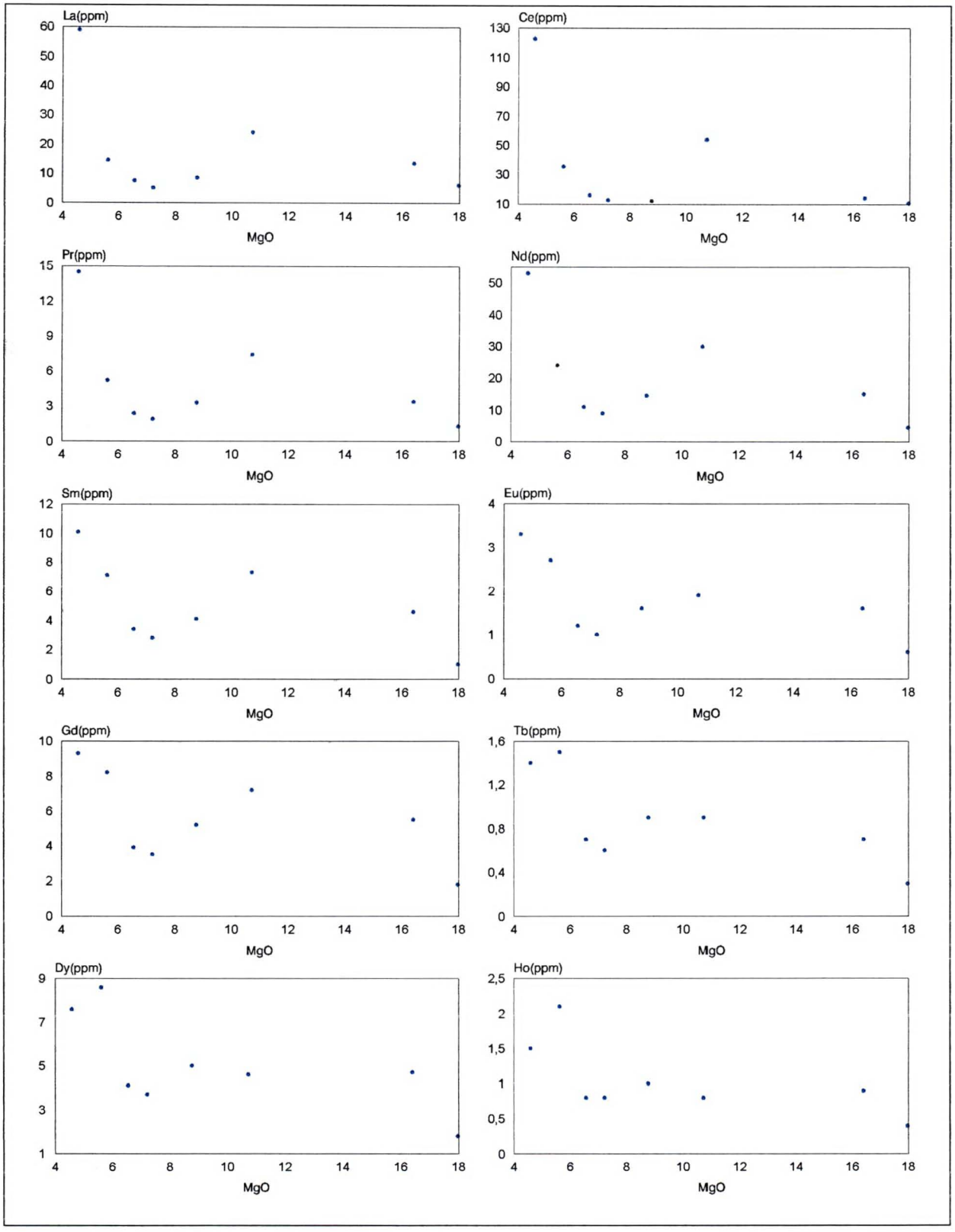


Figura 31 **-** Diagramas de variação do tipo *Harker* para as rochas de Canelinha/SC, utilizando-se como índice de diferenciação o MgO, em relação aos elementos Terras Raras (ETR).

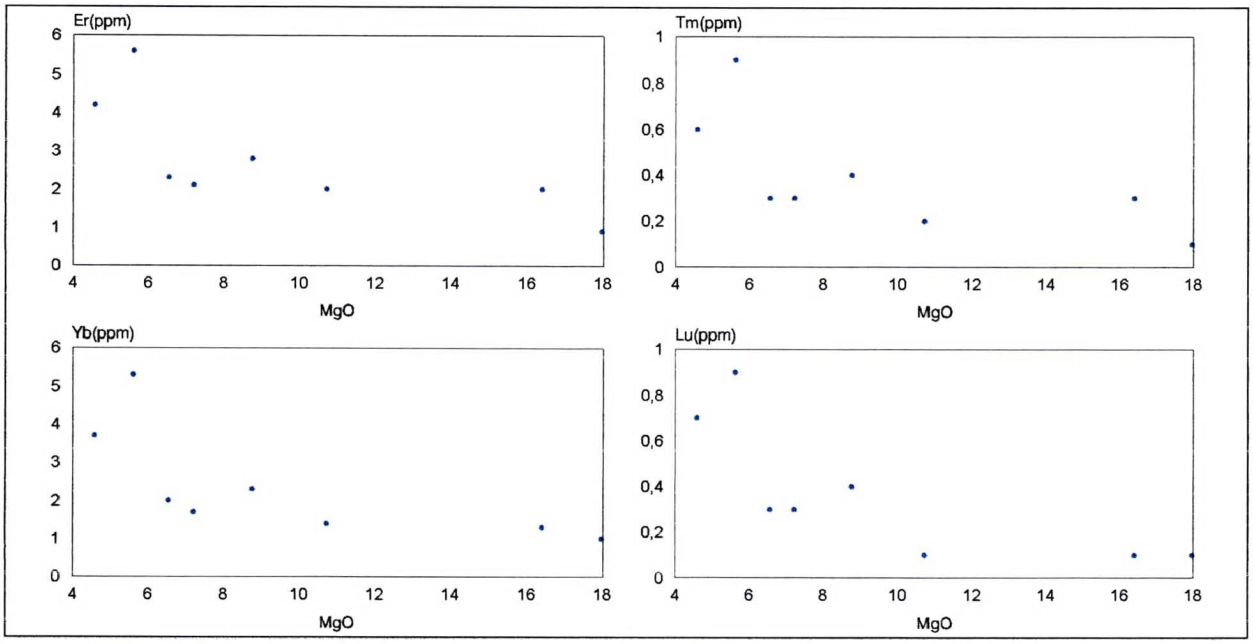


Figura 31- *continuação....*

Por apresentarem o fenômeno de contração dos lantanídeos, os ETR_P substituem o Ca nos minerais. A ausência de plagioclásio, de forma significativa, justifica o padrão aproximadamente constante dos ETR, além disso faz com que os ETR_L se enriqueçam nas frações mais tardias do magma.

O enriquecimento em ETR_L pode estar relacionado à contaminação crustal (associada ao início de fases de abertura- ambiente *rift*?) ou também a fases residuais em anfibólio, apesar do enriquecimento em ETR_M não ser tão pronunciando.

As rochas do Ribeirão do Ouro (Fig. 32) também foram analisadas com base nos diagramas de variação. Neles estão representadas rochas com feldspatóide e olivina normativa.

Após uma visualização geral, percebe-se que as rochas com feldspatóides, como já verificado, apresentam valores dispersos em todos os diagramas.

Considerando as rochas com olivina normativa, nota-se que há uma inflexão da linha de tendência ao redor de 10%-12% de MgO. O La e o Ce possuem correlação negativa com o índice , enquanto que o Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er e Lu possuem correlação positiva nas rochas com menos de 12% de MgO. O Yb possui maiores dispersões de valores.

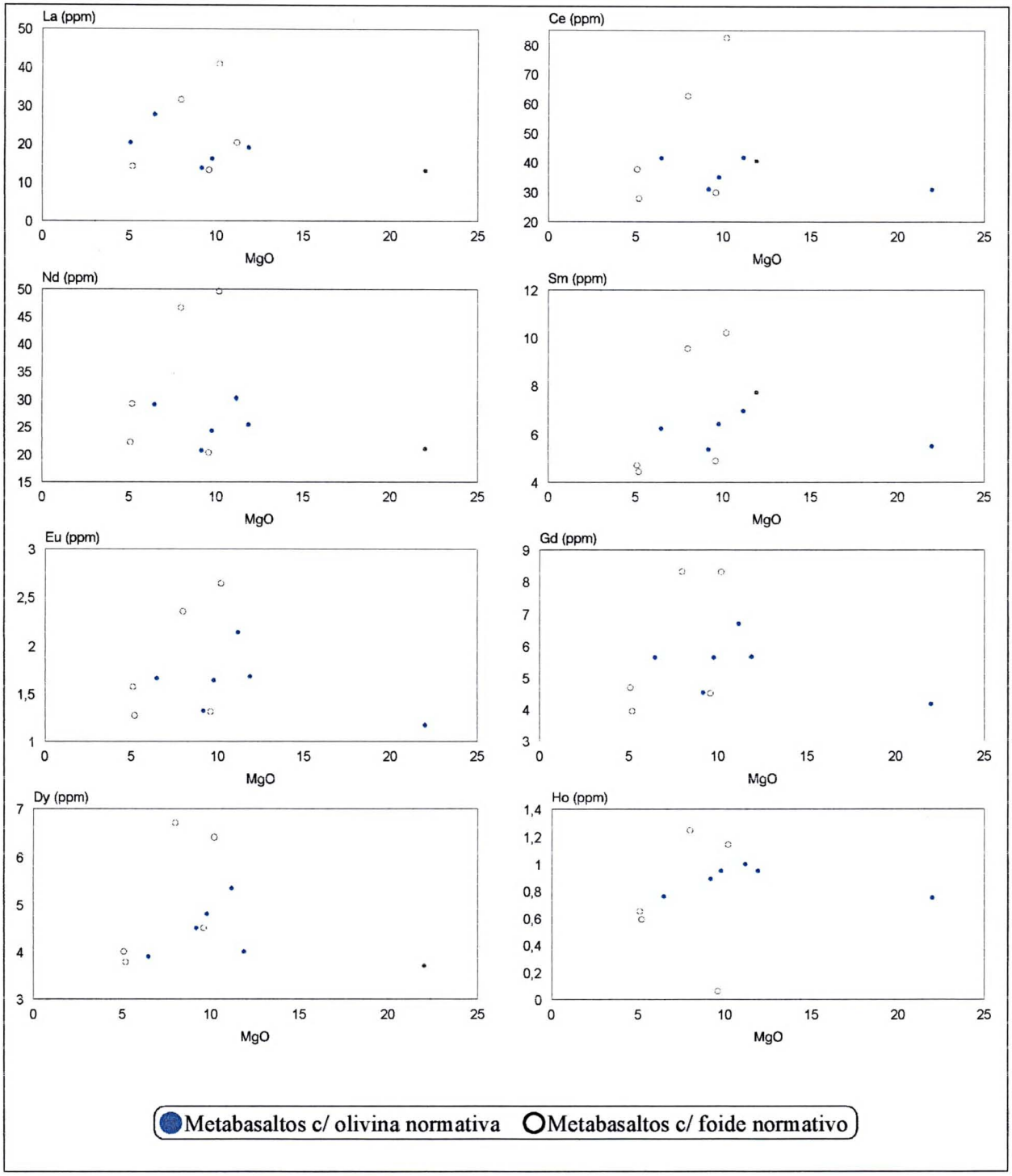


Figura 32 **-** Diagramas de variação do tipo *Harker* para as rochas do Ribeirão do Ouro/SC, utilizando-se como índice de diferenciação o MgO, em relação aos elementos Terras Raras (ETR).

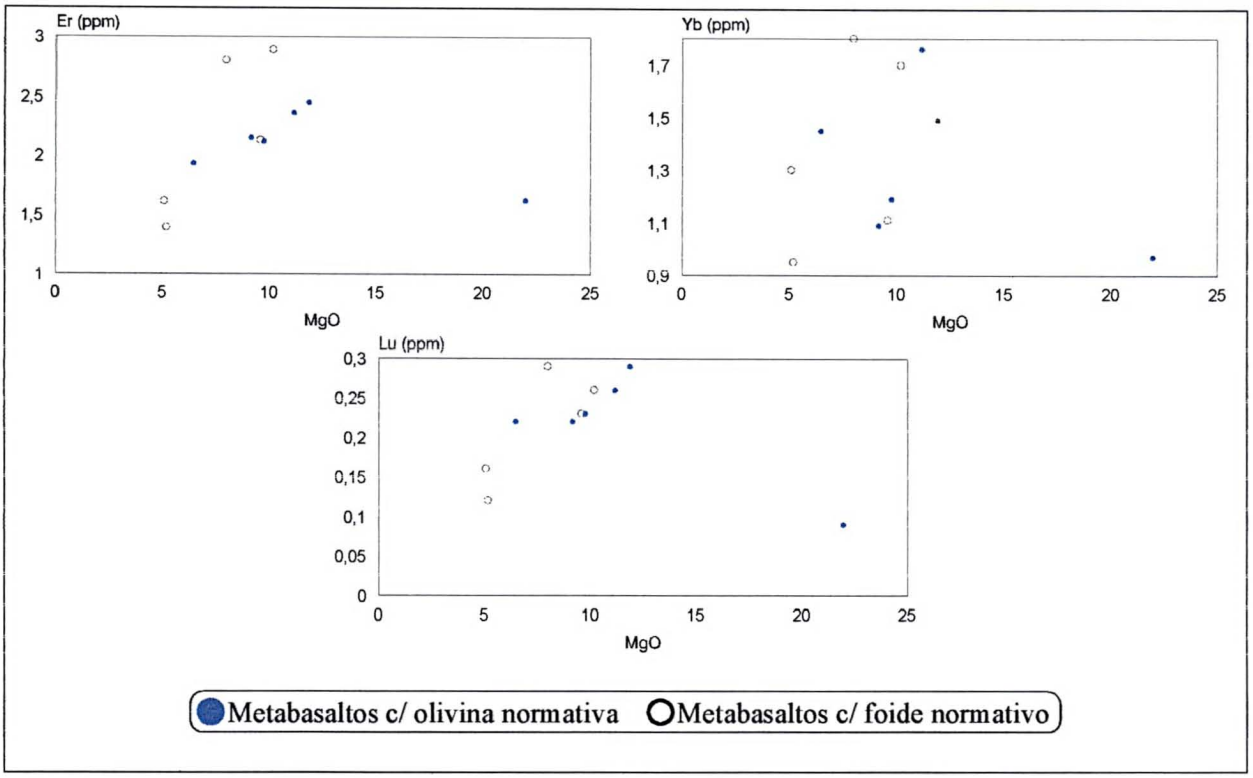


Figura 32- *continuação....*

O fracionamento do Eu pode indicar presença de plagioclásio, enquanto que o fracionamento principalmente de ETR_M e ETR_P indicam presença de piroxênio na fonte, já que o comportamento do Ce não sugere presença de granada.

7.8.5. Comportamento dos ETR_l, ETR_m e ETR_p.

As litologias das áreas analisadas foram submetidas a diagramas de variação, para a comparação entre razões e valores absolutos de ETR. O objetivo principal foi o de caracterizar as rochas quanto ao fracionamento e fornecer indícios sobre a cogeneticidade entre as áreas.

O fracionamento de um modo geral, das rochas está representado na Fig. 33. Nota-se claramente que as rochas de Canelinha apresentam um fracionamento muito mais baixo do que as rochas do Ribeirão do Ouro, havendo inclusive a separação de dois grupos principais, 1) com baixos valores de Ce(n) e de (Ce/Yb)n e

2) de valores moderados destes elementos, correspondendo respectivamente às rochas de Canelinha e Ribeirão do Ouro. Além destes existem ainda duas rochas de Canelinha deslocadas do grupo, e outras duas do Ribeirão do Ouro (com feldspatóides normativos). O arranjo entre as amostras, permite ainda admitir que o conteúdo de Ce apresenta-se bastante fracionado, principalmente considerando-o como característica intrínseca dos grupos de amostras, do que considerando-as como um conjunto total (caracterizado pelas disposições paralelas ao eixo x), no entanto, não pode ser descartada a hipótese de evolução contínua entre as rochas a partir de uma fonte similar.

O fracionamento entre ETR_L $(La \times La/Sm)_{(n)}$ é marcante e contínuo, porém verifica-se que o conteúdo das rochas de Canelinha é menor que o das rochas do Ribeirão do Ouro, onde os termos mais evoluídos desta apresentam feldspatóides em sua composição (contaminação). Já para os ETR_P, houve a individualização de dois grupos de rochas, um com baixa e outro com alta razão $(Gd/Yb \times Yb)_{(n)}$, respectivamente para as rochas de Canelinha e Ribeirão do Ouro. Neste último grupo, o das rochas com altas razões, estão contidas duas amostras de Canelinha (SAP 122b e SAP 124).

A comparação entre os ETR_L, ETR_M e ETR_P, da mesma forma que anteriormente, permitiu caracterizar que o fracionamento ocorreu nos três grupos de elementos, com as rochas de Canelinha se caracterizando como as de composição mais similar à da fonte mantélica enquanto que as rochas do Ribeirão do Ouro representam os termos mais evoluídos.

A partir dos dados observados, a caracterização de uma evolução contínua através de um fracionamento ígneo entre as rochas é de difícil definição, pois características internas inerentes aos grupos de rochas (Canelinha e Ribeirão do Ouro) sugerem também que as mesmas tiveram fracionamento no seu próprio conjunto.

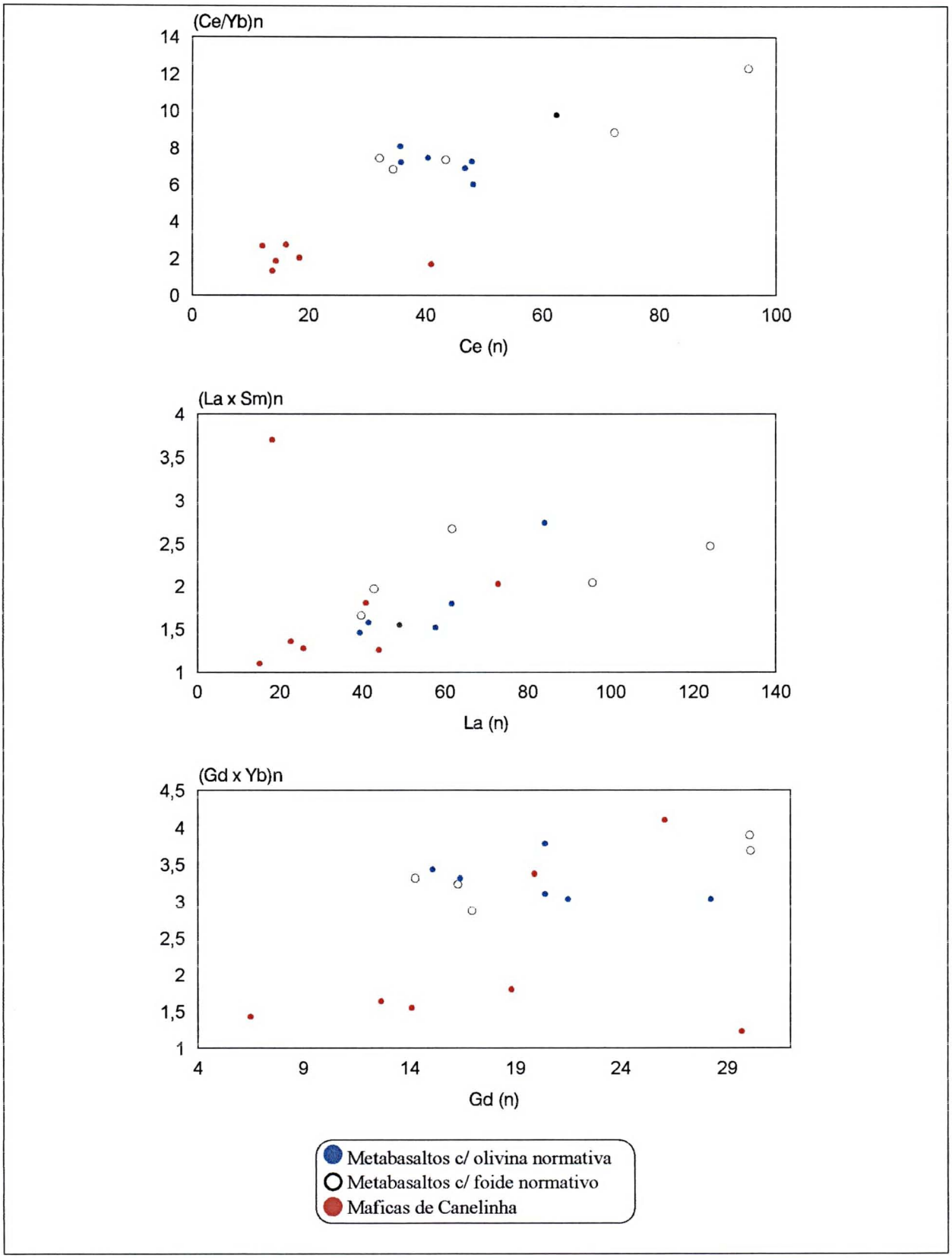


Figura 33- Diagramas de variação do tipo *Harker*, comparando valores absolutos e razões entre elementos incompatíveis ETR, das áreas de Canelinha e Ribeirão do Ouro/SC.

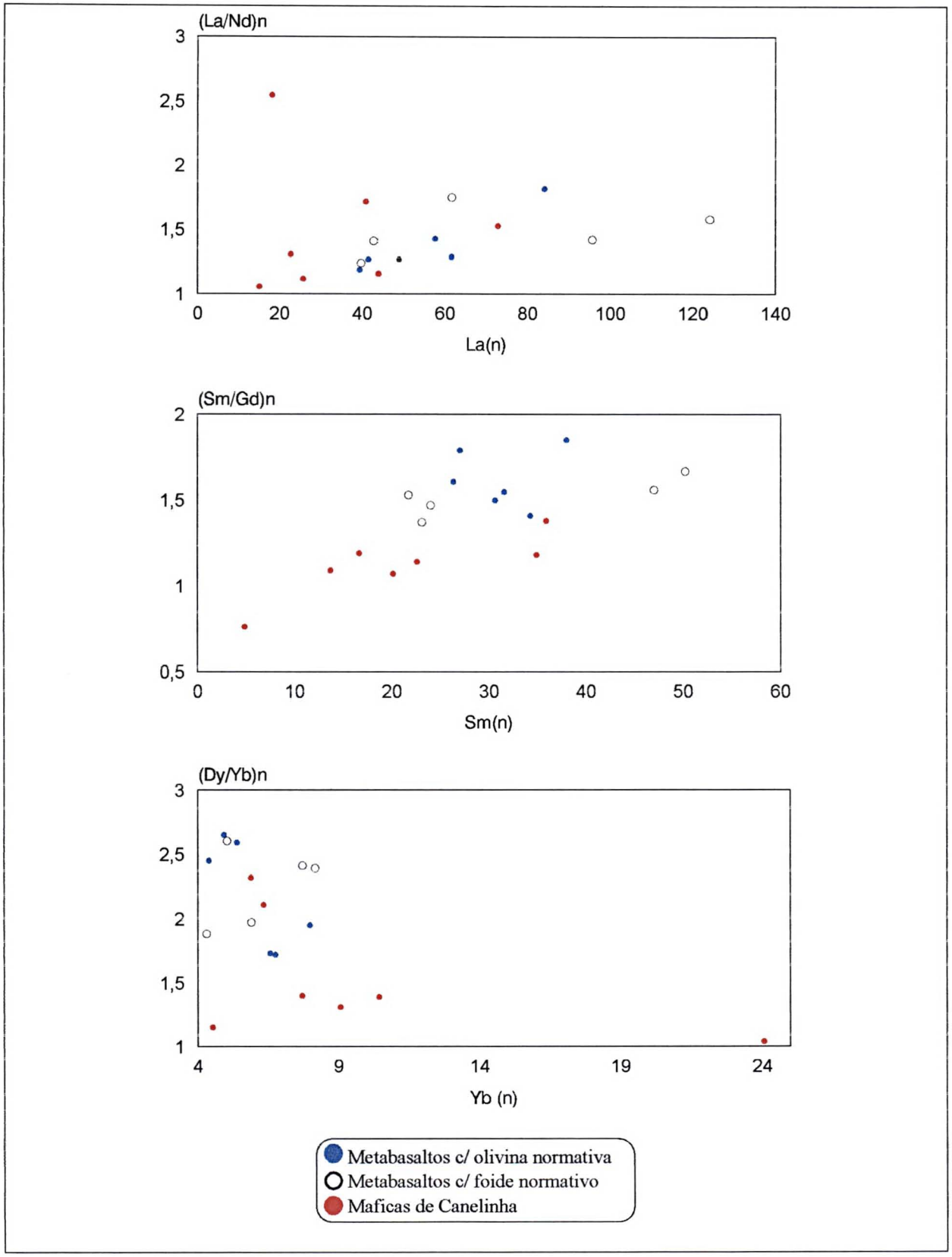


***Figura 33**- continuação....*

Quanto à cogeneticidade, há uma tendência de que as amostras poderiam ter sido originadas a partir da mesma fonte (só pode ser confirmado através de dados isotópicos). No entanto, verifica-se que, as rochas de Canelinha e do Ribeirão do Ouro formam grupos de rochas por vezes distintos. Nos diagramas (Sm x $Sm/Gd)_{(n)}$ e (Gd x $Gd/Yb)_{(n)}$ as amostras do Ribeirão do Ouro apresentam linhas de tendência que se dispõem de modo contrário ao do fracionamento ígneo. Esta tendência pode estar associada a fenômenos de contaminação durante o fracionamento das rochas, caracterizando um processo do tipo AFC (*assimilation fractional crystalization*), já que estes pontos, apesar de no conjunto total dos dados formarem tendências, têm como característica intrínseca o fracionamento no sentido inverso no que diz respeito aos ETR_L e ETR_M.

Ainda com respeito a cogeneticidade, foi confeccionado o diagrama Ce(ppm) x Ce/Yb (Fig. 34), onde são confrontados os resultados das rochas de Canelinha e Ribeirão do Ouro, com as outras litologias metabásicas do escudo paranaense e gaúcho. Percebe-se que há a formação de dois grupos de rochas, um correspondendo às litologias do Ribeirão do Ouro e o outro às demais amostras, incluindo as de Canelinha. Nota-se que há a formação de uma linha de tendência entre os grupos, indicando que possivelmente as rochas sejam cogenéticas, originadas a partir de uma mesma fonte (com baixa razão Ce/Yb), sendo os termos do Ribeirão do Ouro os mais evoluídos, ou seja, estas litologias poderiam corresponder a fases residuais de um mesmo manto que deu origem primeiramente as rochas de Canelinha, do Paraná e Rio Grande do Sul. Outro fato ligado às rochas do Ribeirão do Ouro é a distribuição aproximadamente constante da razão Ce/Yb variando apenas o conteúdo de Ce(ppm), fato que pode estar ligado aos processos de contaminação que as rochas sofreram e que foram demonstrados nos itens anteriores.

7.8.6. Processos de evolução (Cristalização Fracionada x Fusão Parcial).

A partir dos diagramas de variação, tanto para elementos maiores como para elementos traços e ETR, visualizam-se linhas de tendência que possivelmente

estejam relacionadas a processos de fracionamento magmático, característicos nas rochas de Canelinha com amostras com alto MgO evoluindo para rochas com baixo MgO, havendo precipitação principalmente de olivina, piroxênio e acessórios. Nas rochas do Ribeirão do Ouro, verifica-se a mesma variação, sendo os termos mais primitivos os metagabros até os mais evoluídos metabasaltos, com precipitação de olivina, plagioclásio, piroxênio e acessórios.

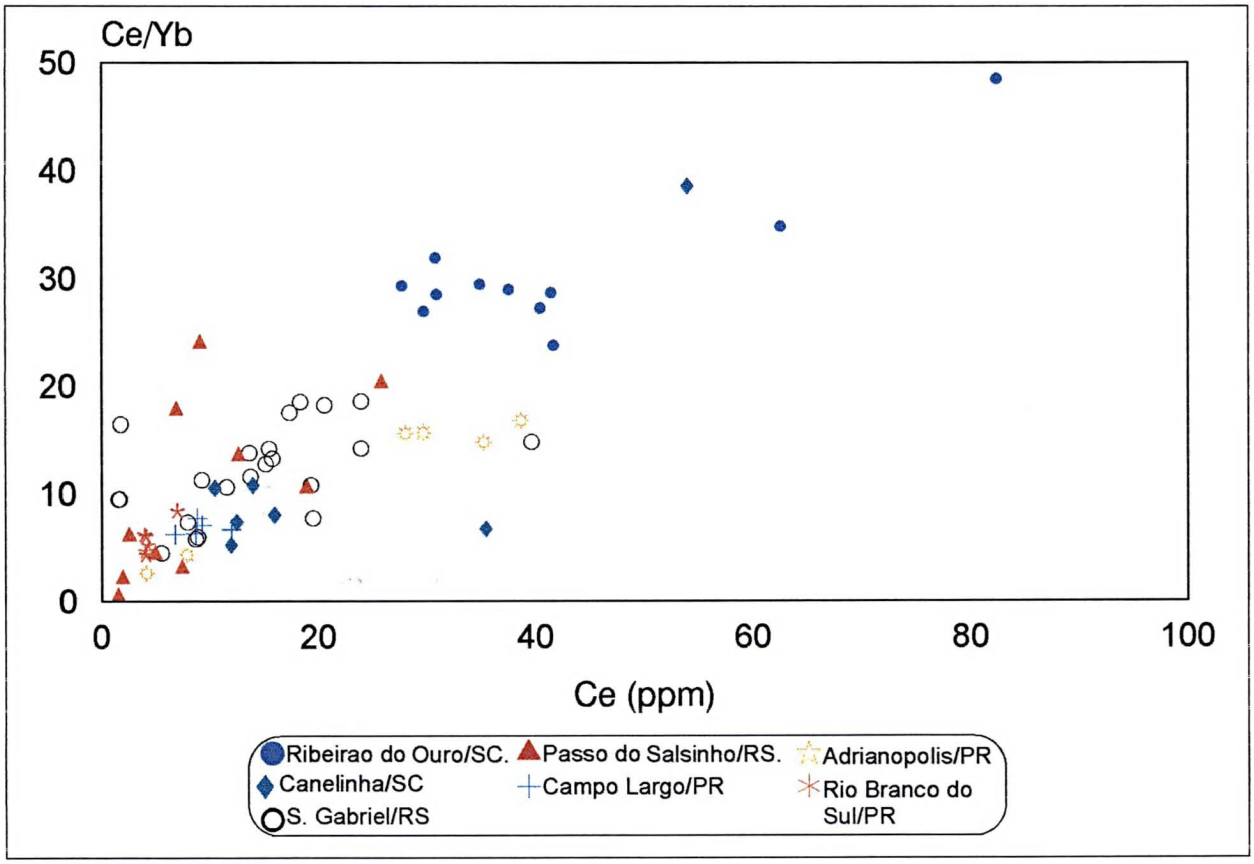


Figura 34- Diagrama Ce(ppm) x Ce/Yb comparando os resultados entre as rochas do Ribeirão do Ouro e Canelinha, com as rochas do escudo paranaense e gaúcho, indicando a possível afinidade entre as litologias.

Com o intuito de confirmar estas tendências, utilizou-se o diagrama Zr x Zr/Y (Fig. 35). A utilização destes elementos se deve ao fato dos mesmos possuírem potencial iônico > 2,0, comportamento geoquímico semelhante, sendo classificados

como ***HFS***, ou seja, incompatíveis e imóveis, além de que o Y possui comportamento paralelo a evolução da fusão (Lighfoot, 1993), enriquecendo-se nas frações finais do fracionamento magmático.

Nota-se no diagrama que os valores de Zr aumentam progressivamente enquanto que a razão Zr/Y varia de 1 a 10 vezes, indicando que as rochas possuem padrão compatível com processos de cristalização fracionada com tendência bem definida. Além disso, verifica-se que as rochas de um modo geral se misturam, ou seja, não formam grupos composicionais, caracterizando, portanto que as rochas de ambas as áreas possam ter sido geradas a partir de uma mesma fonte mantélica.

No entanto cabe ressaltar que a confirmação com maior segurança dessa hipótese só pode ser feita através de dados isotópicos.

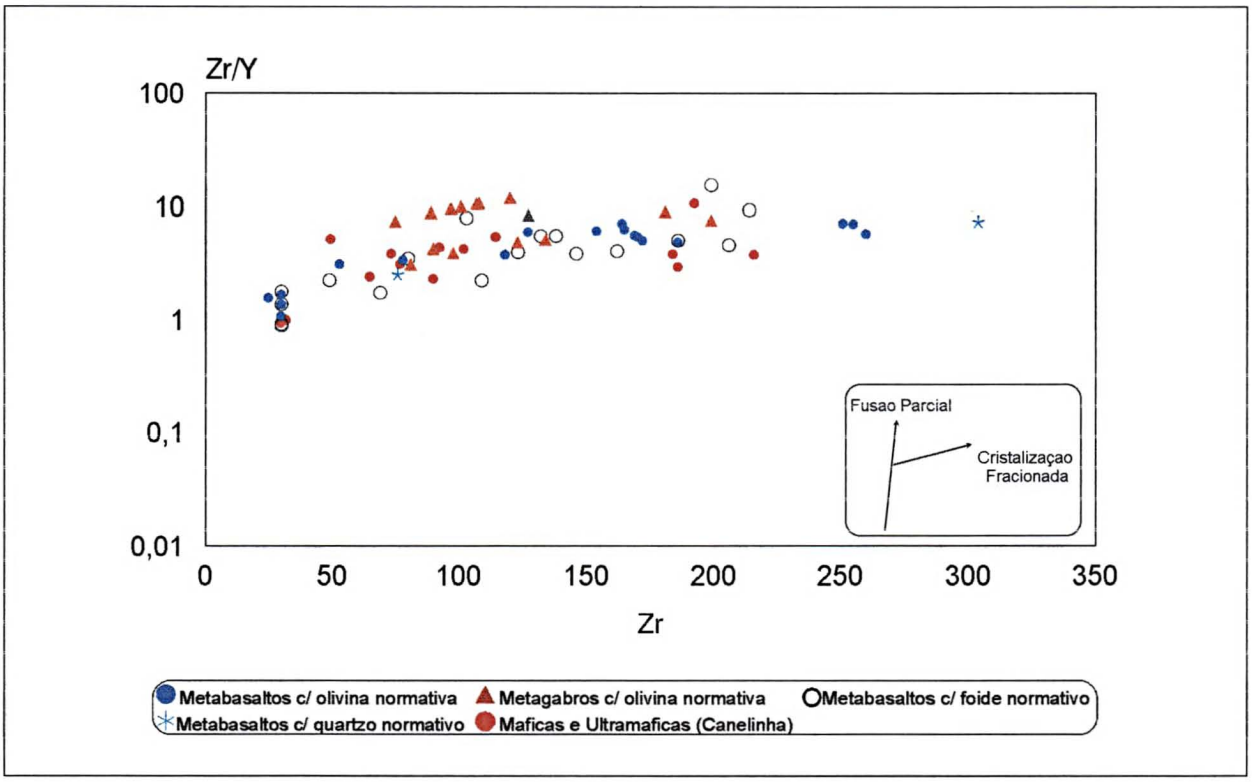


Figura 35- Diagrama Zr x Zr/Y, comparando os resultados entre as rochas do Ribeirão do Ouro e Canelinha, classificando as litologias quanto à incompatibilidade dos elementos analisados, quanto aos processos formadores das rochas (*fusão parcial ou cristalização fracionada).*

7.9. Diagramas de *Masuda-Coryell* ou de ETR, e Multi elementares ou "*Spidergrams*".

Os diagramas de ETR e multielementares levam em conta elementos que podem ser considerados imóveis ou pouco móveis durante os processos de metamorfismo e que são incompatíveis durante os processos ígneos, sendo portanto monitores interessantes da evolução do líquido magmático.

Além da análise das litologias nas regiões de Canelinha e do Ribeirão do Ouro, também é feita uma comparação com resultados de outras regiões, principalmente porções da região sul do país, em especial às ocorrências nos cinturões deformados de idade Proterozóica, portanto correlatas. Os exemplos utilizados são de litologias situadas no Paraná e Rio Grande do Sul.

7.9.1. Características dos anfibolitos e metabasitos do escudo paranaense.

Os dados foram obtidos através do trabalho de Maniesi (1996). O autor analisou as três principais regiões de ocorrências destas litologias: Rio Branco do Sul, Campo Largo e Adrianópolis.

7.9.1.1. Região de Adrianópolis

As rochas de Adrianópolis dividem-se em: *anfibolitos*, são rochas foliadas, compostas por anfibólio e plagioclásio, ainda de forma subordinada quartzo, epidoto, biotita, clorita, granada, carbonato, titanita, opacos, apatita, sericita, hematita e goetita (possuem idade K/Ar de 674,9 ± 21,1 Ma- época do último aquecimento), e as *metabásicas*, que apresentam texturas reliquiares subofítica e ofítica bem preservadas, e mineralogia ígnea a base de clinopiroxênio, ortopiroxênio, plagioclásio, hornblenda castanha, quartzo, opacos e traços de apatita (possuem idades K/Ar de 1456,2 ± 24,9 Ma- época de cristalização das rochas).

Geoquimicamente possuem características de E-MORB (*enriched midge ocean ridge basalts*) e OIT (*ocean island tholeites*), com enriquecimento em Ba, Th e Rb além de Sm, Hf, Nb, Ta e Th, apresentando razões $Ce_{(n)}/Yb_{(n)}$ de 3,60 à 4,08, e demonstrando pouca influência de cristalização fracionada na geração do protólito (MgO= 5,70% à 8,20%, segundo Maniesi, 1996).

7.9.1.2. Região de Campo Largo

Em contato com os metassedimentos da Formação Água Clara, ocorrem rochas com textura granoblástica semelhante à ofítica, sendo compostos principalmente por anfibólio, plagioclásio, quartzo, epidoto, opacos, biotita, clorita, carbonato, titanita, traços de apatita, sericita, turmalina, hematita/goetita, ocorrendo pirita e calcopirita.

Geoquimicamente são semelhantes à N-MORB (*normal midge ocean ridge basalts*) e T-MORB (*transitional midge ocean ridge basalts*), também apresentando enriquecimento em Ba, Th, Rb e Nb, e por vezes em Sr. Possuem conteúdos de ETR_{TOTAL} menores que os de Adrianópolis (113,88 à 176,12 *versus* 274,72 a 390,58) e menores razões $Ce_{(n)}/Yb_{(n)}$ (1,51 a 1,88). O fracionamento magmático pode ter influenciado no surgimento de fracas anomalias de Eu, também sendo rochas pouco diferenciadas (MgO=9,08% à 13,27%), sendo que o protólito tem afinidades toleíticas. São rochas pouco evoluídas tendo composição de basalto *komatiítos* ricos em piroxênio e plagioclásio, onde os termos mais evoluídos são Mg-Toleítos.

7.9.1.3. Região de Rio Branco do Sul

Estão contidos em meio aos metassedimentos da Formação Votuverava. São rochas finas, foliadas, compostas por anfibólio, epidoto, clorita, plagioclásio, opacos, titanita, quartzo, apatita, sericita, hematita/goetita, clinopiroxênio e anfibólio reliquiar.

São as rochas com os mais baixos conteúdos de elementos incompatíveis, sendo semelhantes à N-MORB, com enriquecimento em Rb e empobrecimento em K, Zr, Th e Sr. Possuem ETR_{TOTAL} que varia de 63,91 à 89, 61, tendo moderada

inclinação nos diagramas ($Ce_{(n)}/Yb_{(n)}$= 1,06 à 1,51), com anomalias positivas de Eu. O protólito apresenta tendências menos evoluídas, de basaltos *komatiítos*.

A afinidade *komatiítica* é sugerida pelo alto MgO, empobrecimento de Zr, Y, Nb, Ta, Th e U, , aumento do Al_2O_3 com o decréscimo de MgO além de padrões sub-horizontalizados e pouco diferenciados de ETR.

Em termos de classificação do ambiente tectônico da época, Maniesi (1996) exclui os ambientes continentais e cálcio-alcalinos em zonas de subducção, citando a possibilidade das rochas terem sido geradas em ambiente retro-arco, onde as litologias seriam representantes de um estágio de abertura com forte estiramento crustal. Permitindo assim alto grau de fusão parcial no manto com a geração de magmas pouco evoluídos, porém sem formação de assoalho oceânico.

7.9.2. Características das rochas metabásicas do escudo sul-riograndense

Os dados para estas litologias foram extraídos de Remus *et al.* (1993), para a região de São Gabriel (Arroio Cambaizinho), e Porcher *et al.* (1995) para a região de Caçapava do Sul (Folha Passo do Salsinho), e apresentam-se resumidos a seguir.

7.9.2.1. Região do Arroio Cambaizinho.

Na região de São Gabriel ocorre o Complexo Cambaizinho, continuidade norte do cinturão supra-crustal polideformado, composto por sequências metassedimentares e máfico-ultramáficas. Esta última é constituída por serpentinitos, xistos magnesianos, metabasaltos, anfibolitos e metagabros, concordantes com as rochas metassedimentares.

Das rochas descritas, não foram utilizados apenas os serpentinitos. De um modo geral as rochas apresentam-se controladas pelo fracionamento da Olivina, com algumas rochas apresentando características *komatiíticas* e de E-MORB (clorita-anfibólio xistos) e de P-MORB (clorita-hornblenda xistos). Quanto aos ETR, os xistos magnesianos têm semelhanças aos *komatiítos* e basaltos *komatiítos.* Os anfibolitos,

com composição semelhante aos toleítos associados a suites *komatiíticas*. Anomalias em Ce, os autores associam a água do mar.

7.9.2.2. Região do Passo do Salsinho.

O Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico é composto por serpentinitos, xistos magnesianos e termos metabásicos subordinados. Para o estudo de comparação, foram utilizados metagabros e metabasaltos (4,6% à 7,1% MgO) e metassomatito (19,7% à 29,3% de MgO). Os metagabros foram classificados como toleítos de baixo K, picritos subalcalinos, sendo associados a sequência de margem de placa, e com fracionamento em olivina e ortopiroxênio.

7.9.3. Aspectos referentes às áreas de Canelinha e Ribeirão do Ouro.

Os valores para ambas as áreas, assim como para os padrões de comparação, foram normalizados pelos valores do condrito de Sun (1982), o qual é semelhante à composição feita por Nakamura (1974), sendo apenas acrescidos os valores dos elementos Pr, Tb, Ho e Tm.

De um modo geral os padrões de abundância entre os ETR de ambas as áreas são muito parecidos (Figs. 36 e 37), com as curvas distribuindo-se, de modo genérico de forma sub-horizontalizada, paralela ao valor do condrito.

No diagrama para as rochas de Canelinha, verificaram-se dois grupos de rochas que se diferenciam apenas pelo fracionamento, principalmente dos ETRL. O primeiro é composto pelas amostras SAP 98, 99, 117 e 118 as quais apresentam um padrão achatado (*flat*). E o segundo grupo pelas rochas SAP 122b e c, e 124, as quais apresentam-se fracionadas caracterizadas pelo grau de inclinação da curva, que inclusive cortam as curvas das rochas do primeiro grupo.

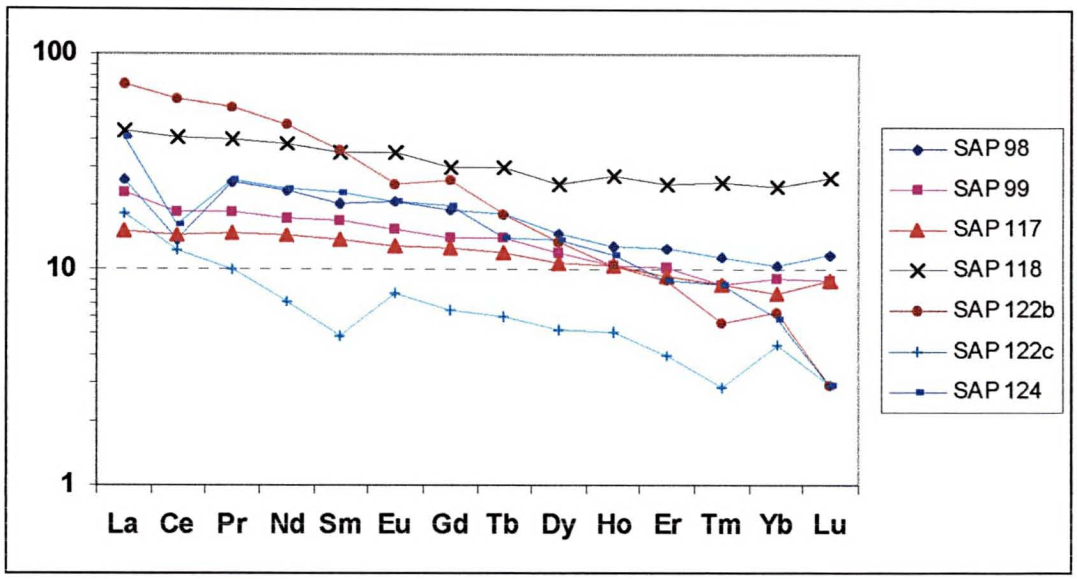


Figura 36- Diagrama de *Masuda-Coryell*, onde estão projetadas as concentrações dos ETR, normalizados pelos valores de Sun (1982), da região de Canelinha.

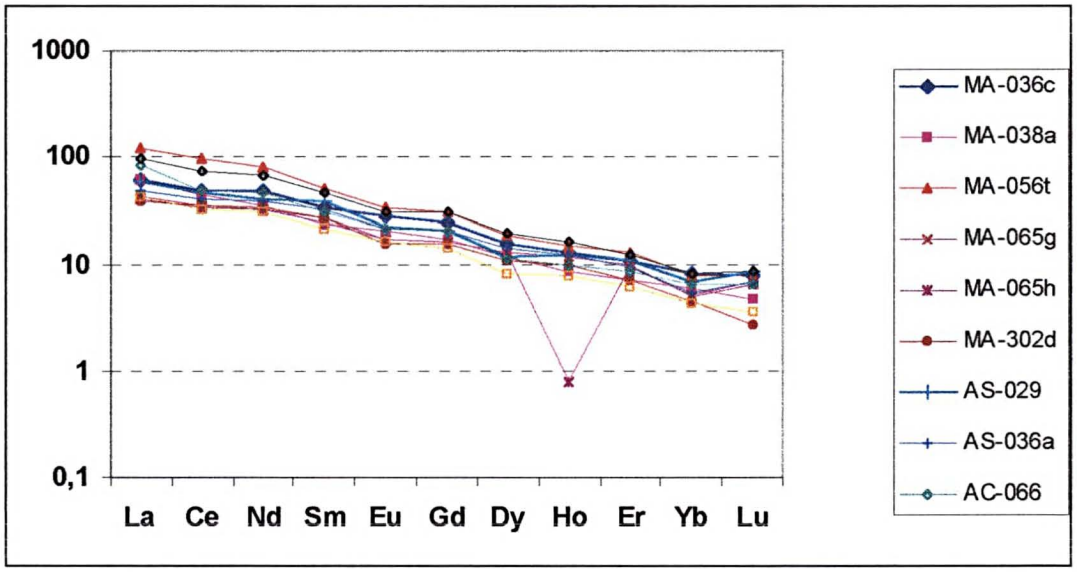


Figura 37- Diagrama de *Masuda-Coryell*, onde estão projetadas as concentrações dos ETR, normalizados pelos valores de Sun (1982), da região do Ribeirão do Ouro.

As amostras com padrão achatado, as quais apresentam-se enriquecidas pouco mais de 10 vezes o valor do condrito, até 35 vezes, possuem valores para as razões Ce/Sm(n) 0,69 à 1,17, Sm/Tb (n) 1,12 à 1,19 e Dy/Lu (n) 0,94 à 1,35, indicando desta forma que a inclinação da curva é baixa sendo caracterizada pela razão $Ce/Yb_{(n)}$ que varia de 1,45 à 2,22. O enriquecimento em ETR_{total} varia de 45,20 à 122,10.

Já as amostras que apresentam um grau de inclinação da curva maior apresentam razões Ce/Sm(n) 1,74, 2,46 e 0,71, Sm/Tb (n) 1,99, 0,82 e 1,61 e Dy/Lu (n) 4,55, 1,78 e 4,65, indicando desta forma que a inclinação da curva é maior sendo caracterizada pela razão Ce/Yb(n) 9,81, 2,67 e 2,74, respectivamente para as amostras SAP 122b, 122c e 124. As amostras 122c e 124, apesar de apresentarem um fracionamento maior que o visualizado no primeiro grupo, possuem valores de razões pouco maiores que aqueles. Somente a amostra 122b apresenta valores maiores de um modo geral para todas as razões. A amostra 122c é a que mostra conteúdos mais baixos de ETR_{total} de 30,30, enquanto que é de 141,80 e 67,60 para as amostras 122b e 124.

Fato distintivo entre as amostras é que não verificam-se anomalias de Eu, mas sim, em algumas amostras de Ce, Sm e Tb indicando que o líquido mantélico para estas rochas apresentava composição peridotítica à ortopiroxenítica. O grau de inclinação das curvas, diferente entre os dois grupos de rochas pode ser explicado através de diferentes graus de fusão da fonte mantélica.

As rochas do Ribeirão do Ouro apresentam padrões de abundância dos ETR de ambas as áreas muito parecidos, com as curvas distribuindo-se a grosso modo de forma paralela ao valor do condrito.

No diagrama verificou-se que as rochas apresentam-se fracionadas, não havendo diferenças significativas entre os padrões das curvas. Somente na amostra MA-065h houve uma anomalia de Ho, a qual possivelmente está associada a problemas analíticos, e algumas amostras com anomalias no Yb, possivelmente representando uma fonte de composição peridotítica, além do padrão de achatamento das curvas.

As amostras apresentam-se enriquecidas de 30 a pouco mais de 100 vezes o valor do condrito, possuindo valores para as razões Ce/Sm(n) 1,23 à 1,90, Sm/Gd(n)

1,37 à 1,85 e Dy/Lu (n) 0,94 à 1,35, indicando desta forma que a inclinação da curva é baixa sendo caracterizada pela razão $Ce/Yb_{(n)}$ que varia de 1,36 à 4,06. O enriquecimento em ETR_{total} varia de 76,56 à 206,37

Quando comparados às rochas do Paraná e do Rio Grande do Sul (Figs. 38, 39, 40, 41, 42), verifica-se que os padrões mais achatados apresentados pelas rochas de Canelinha são muito semelhantes aos das rochas de São Gabriel (metagabros e anfibólio xistos) e com os metagabros e metassomatitos (especialmente estes últimos lembrando as rochas SAP 122b, 122c e 124), e pouco com as rochas de Campo Largo e Rio Branco do Sul. Já as rochas do Ribeirão do Ouro, mais diferenciadas, têm também padrão pouco semelhante às rochas mais diferenciadas de São Gabriel e com os anfibolitos de Adrianópolis.

Comparando, em termos mundiais, as rochas de Canelinha são muito semelhantes aos anfibolitos do Aracena Belt (Espanha, *in* Castro *et al.*, 1996), cujas rochas foram deformadas durante a orogenia Herciniana, e apresentam características geoquímicas de MORB's (Fig. 43), formados por múltiplos processos de fracionamento, a partir de sistemas de múltiplas câmaras magmáticas, cuja química foi influenciada pela crosta continental durante a sua evolução.

De forma divergente, os resultados das rochas do Ribeirão do Ouro, são muito semelhantes no entanto a derrames do tipo intracontinental (Fig. 44) ou a toleítos de ilhas oceânicas (semelhantes a E-MORB's).

Em termos de composição da fonte mantélica as rochas de Canelinha, por apresentarem um padrão "*flat*" (achatado) para os ETR, anomalias no Yb e Sm, possuem características de fracionamento em Olivina e possivelmente com fraca influência de granada+ortopiroxênio (anomalia em Ce), muito semelhante a rochas do tipo N-MORB tendendo a E-MORB. Fato distintivo entre as amostras do Ribeirão do Ouro é que verificam-se anomalias discretas de Eu, além do Ho, Ce e Yb, indicando que o líquido mantélico para estas rochas apresentava fracionamento em olivina e plagioclásio, além de possivelmente uma fraca contribuição de granada, como fase residual de plagioclásio. O grau de inclinação das curvas, parece estar associado a ambientes do tipo transicionais devido ao elevado conteúdo de ETR, porém ainda mantendo padrões mantélicos.

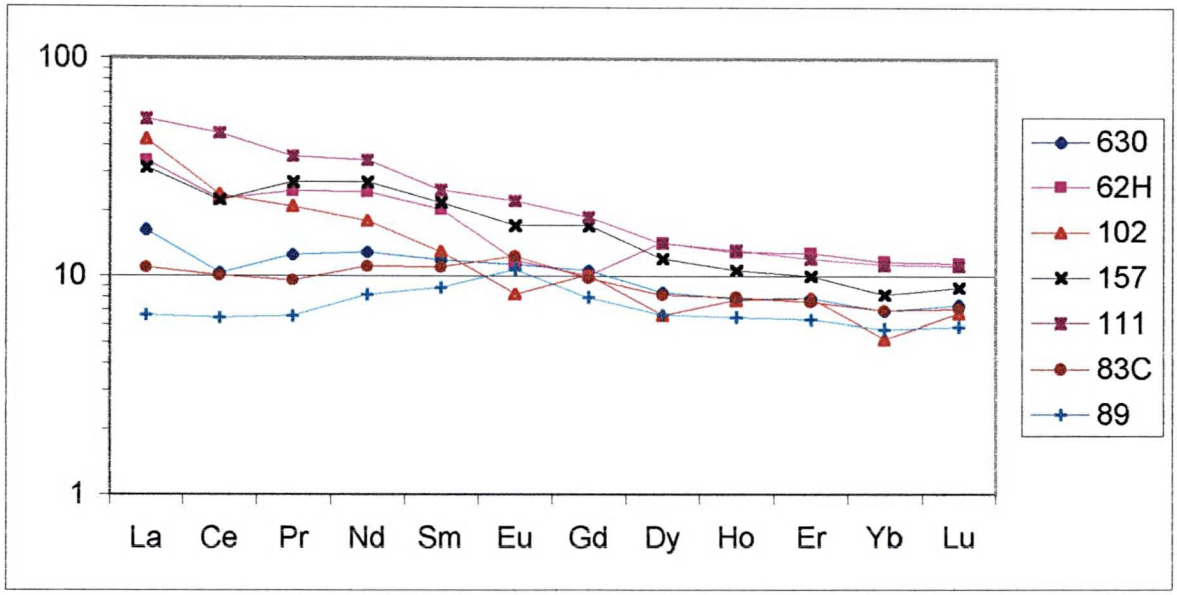


Figura 38- Diagrama de *Masuda-Coryell*, onde estão projetadas as concentrações dos ETR da região de São Gabriel/RS, normalizadas pelos valores do condrito de Sun (1982).

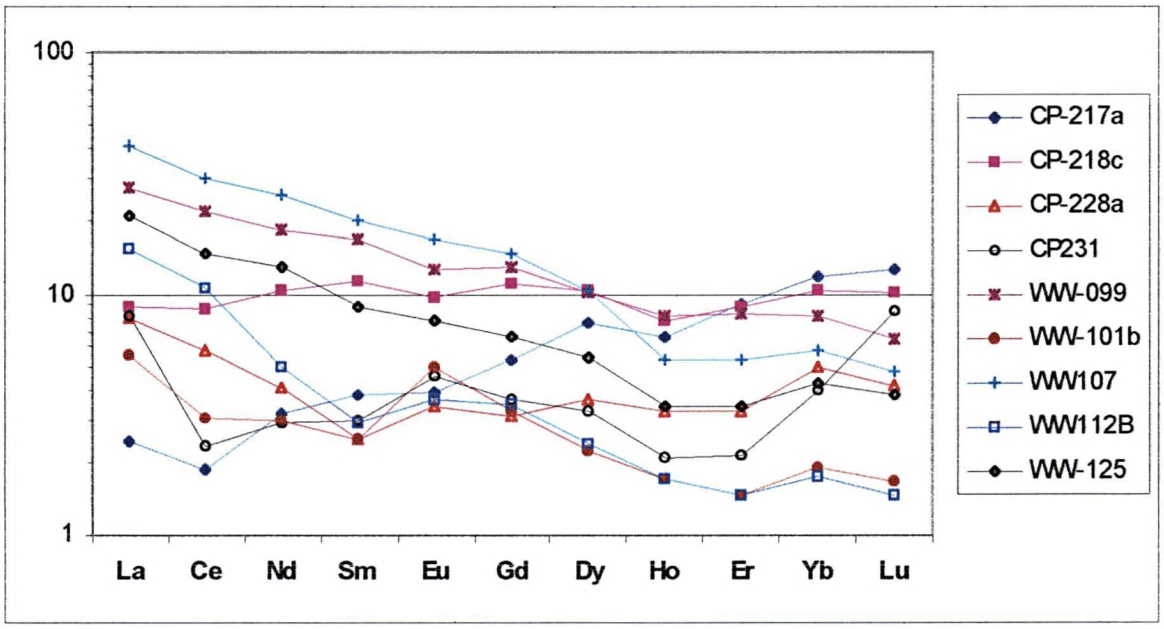


Figura 39- Diagrama de *Masuda-Coryell*, onde estão projetadas as concentrações dos ETR da região de Caçapava do Sul, normalizadas pelos valores condrito de Sun (1982).

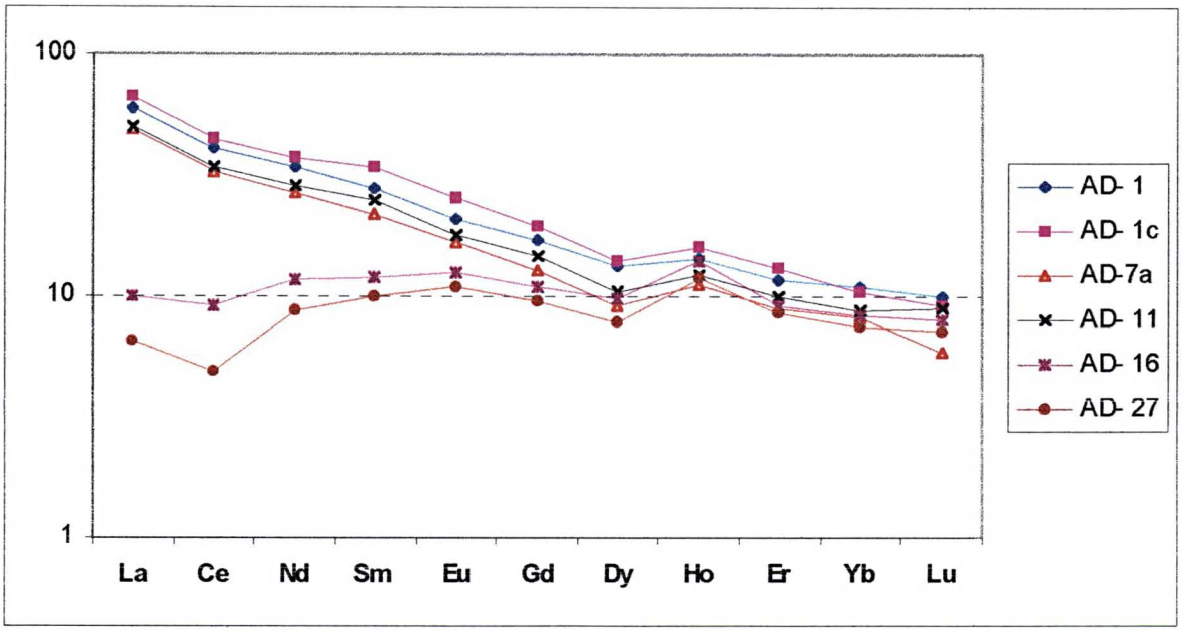


Figura 40- Diagrama de *Masuda-Coryell*, onde estão projetadas as concentrações dos ETR da região de Adrianópolis/PR, normalizadas pelos valores condrito de Sun (1982).

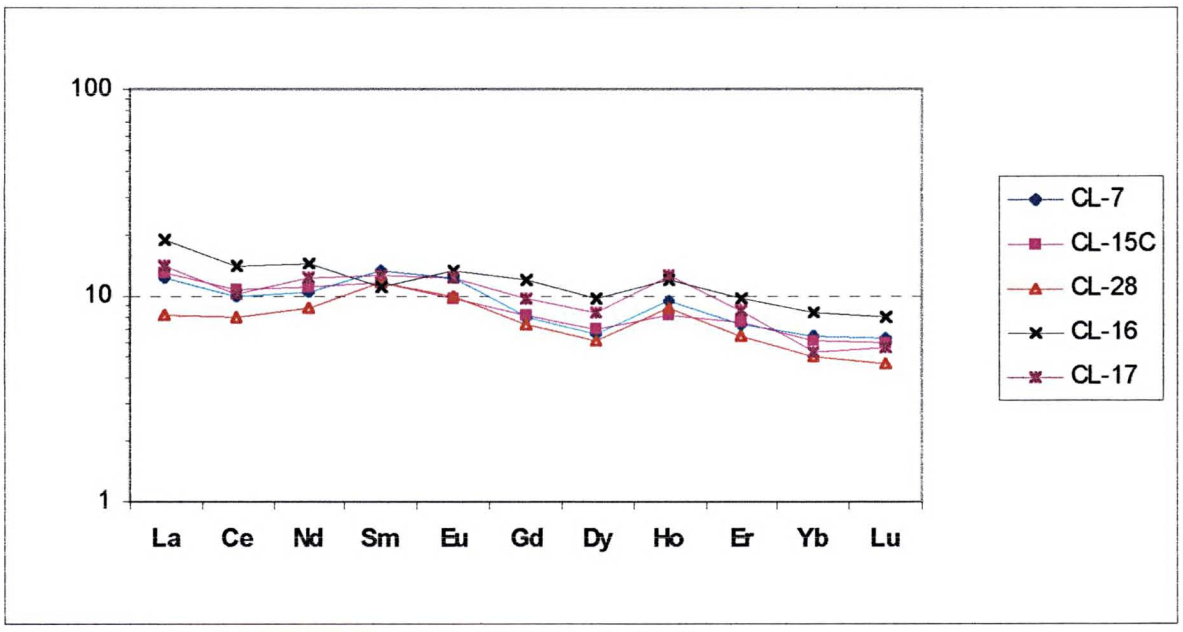


Figura 41- Diagrama de *Masuda-Coryell*, onde estão projetadas as concentrações dos ETR da região de Campo Largo/PR, normalizadas pelos valores condrito de Sun (1982).

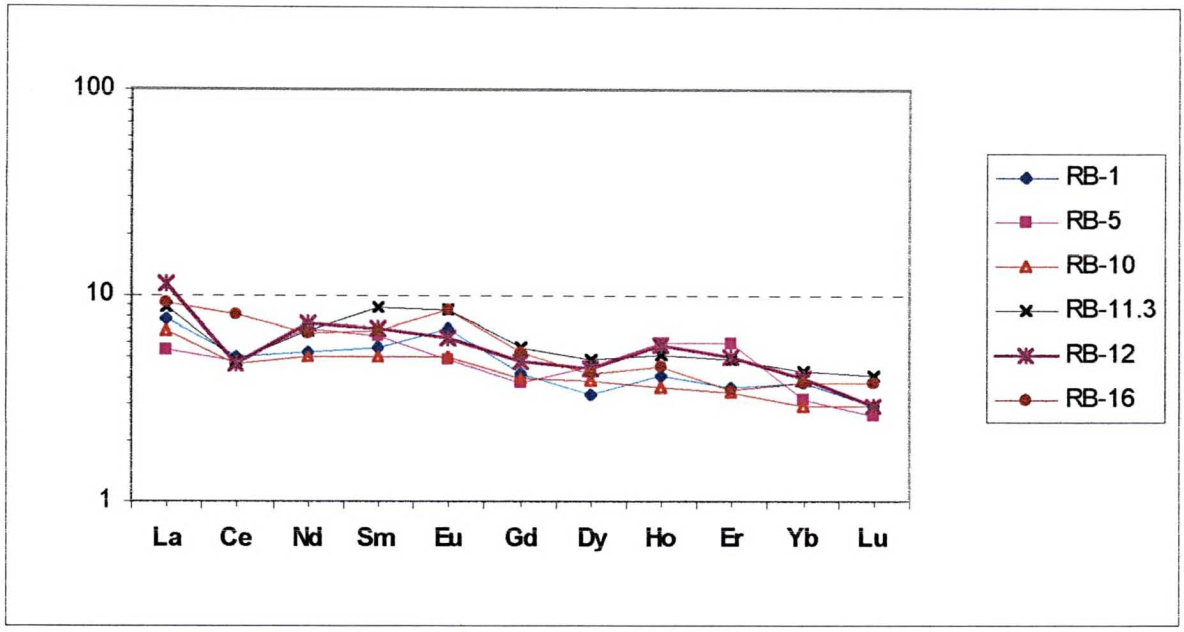


Figura 42- Diagrama de *Masuda-Coryell*, onde estão projetadas as concentrações dos ETR da região de Rio Branco do Sul/PR, normalizadas pelos valores condrito, de Sun (1982).

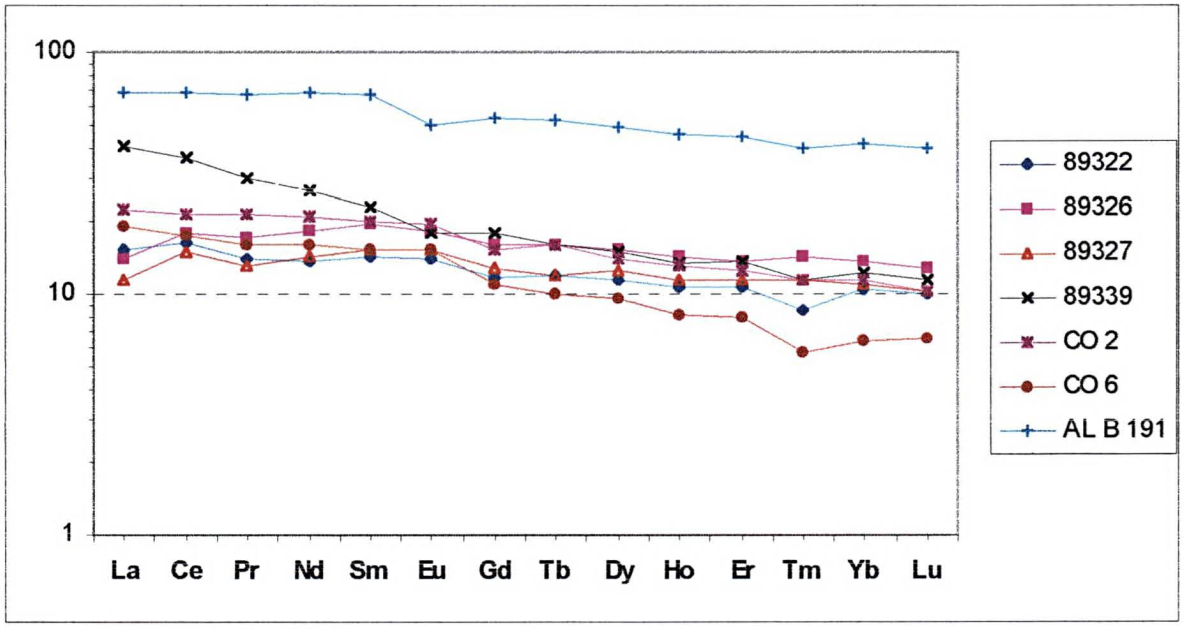


Figura 43- Diagrama de *Masuda-Coryell*, onde estão projetadas as concentrações dos ETR dos anfibolitos do Cinturão *Aracena Belt* (Espanha), cujos valores foram normalizados pelo condrito de Sun (1982).

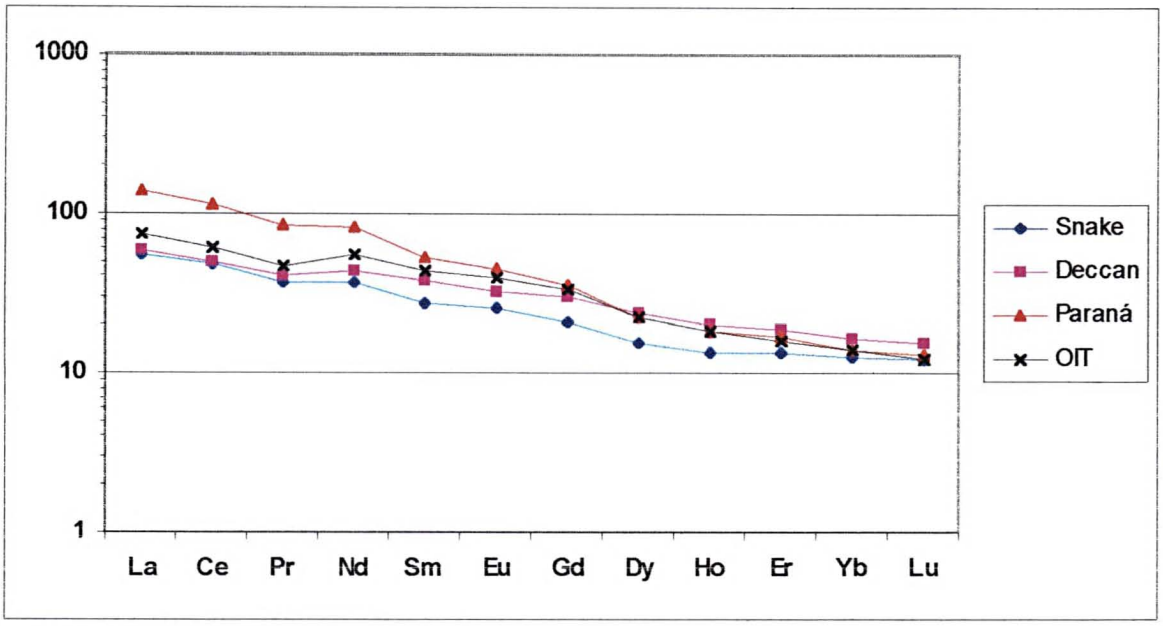


Figura 44- Diagrama de *Masuda-Coryell*, onde estão projetadas as concentrações dos ETR de rochas do tipo *flood basalts* (Snake River, Deccan e Paraná) e composição de toleítos de ilhas oceânicas (semelhantes a E-MORB), normalizados pelos valores condrito de Sun (1982). Valores extraídos de Wilson (1996).

7.9.4. Diagramas Multi-Elementares (*"Spidergrams"*)

São diagramas baseados em grupos de elementos incompatíveis com relação à mineralogia mantélica, na realidade são uma extensão dos diagramas normalizados de ETR. A normalização é feita por valores mantélicos ou condríticos os quais medem os desvios das composições primitivas do material analisado. Podem ser de três tipos; (a) Normalização em relação ao manto primordial que representa a composição do manto antes da formação da crosta; (b) Normalização em relação ao condrito e (c) Normalização pelo MORB, o qual é útil para rochas de derivação MORB/manto primitivo, sendo este proposto por Pearce (1983). O diagrama baseia-se no potencial iônico (carga iônica no estado normal de oxidação, dividido pelo raio iônico) que é utilizado como medida de mobilidade de elementos em fluido aquoso, sendo que os elementos imóveis situam-se entre 12 e 3, e no *Kd* (Rollinson, 1992).

Os diagramas multi-elementares contêm uma maior heterogeneidade de mistura de elementos traços do que nos de ETR, consequentemente a presença de anomalias é maior em função da mobilidade dos elementos. Quando comparados os LIL com os HFS, a concentração dos primeiros pode estar vinculada a uma fase fluida, enquanto que nos HFS controlada pela química da fonte e dos processos de cristalização fracionada/fusão parcial (Rollinson, 1992). Ainda alguns elementos podem ser controlados pela mineralogia como por exemplo Zr pelo zircão, P pela apatita, Sr pelo plagioclásio; Ti pela ilmenita, Nb pelo rutilo e Ta pela titanita.

Anomalias negativas de Nb podem estar representando contribuição de material crustal na petrogênese ígnea. Os LIL, além de poderem ser concentrados por fases fluidas, são elementos que estão concentrados na crosta continental, podendo ser indicadores de processos de contaminação crustal (Pearce, 1983).

Em função da ausência de dados para a construção do diagrama multi-elementar (Pearce, 1983) para a região do Ribeirão do Ouro, o mesmo só foi feito para a região de Canelinha (Fig. 45).

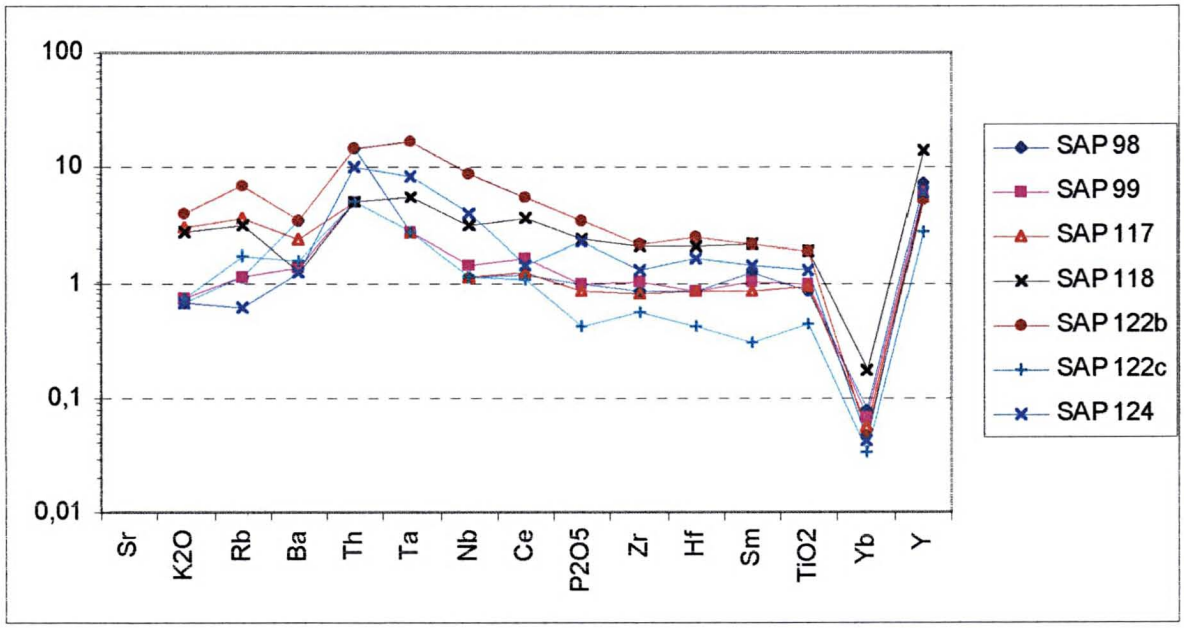


Figura 45- Diagrama multielementar de Pearce (1983) onde estão projetadas as concentrações de elementos incompatíveis (*LIL* e *HFS*) das rochas de Canelinha/SC, normalizadas pelos valores do MORB.

A distribuição dos teores das rochas de Canelinha mostra um claro enriquecimento em elementos incompatíveis de grande raio iônico como o Th e Ta principalmente, no entanto K, Rb e Ba permanecem constantes, nos mesmos patamares dos elementos incompatíveis/imóveis (***HFS***) Ce, P, Zr, Hf, Sm e Ti. Há também anomalias fortes em Yb, negativa, e Y, positiva. A partir dos resultados verifica-se que as amostras de Canelinha não apresentaram mudanças significativas, produzidas por metamorfismo/hidrotermalismo, do seu conteúdo original. Os teores tanto dos LIL quanto dos HFS são constantes, as anomalias em Th e Ta, bem como em Y, estão relacionadas ao próprio enriquecimento durante a evolução magmática; e a anomalia em Yb indica remoção de olivina do líquido residual durante o processo de fracionamento.

Se comparados os valores obtidos na região de Canelinha com os valores para rochas da unidade inferior da seqüência inferior das rochas de Noril'sk- unidades inferiores Gudchichinsky, Sieverminsky e Ivavinsky (Fig. 46), nota-se que há uma semelhança entre as curvas, porém verifica-se um maior enriquecimento dos ***LIL*** K, Rb, Ba, Th, Nb, permanecendo os ***HFS*** num nível aproximadamente constante, porém inferior aos ***LIL's***. Portanto verifica-se que as semelhanças entre as composições podem estar refletindo que as rochas de Canelinha tenham sido geradas pelo mesmo mecanismo (fusão por descompressão, num ambiente extensional, porém de crosta ensiálica pouco espessa, podendo estar relacionadas a fases de estiramento litosférico próximo da geração de crosta oceânica) dos derrames intracontinentais, porém com maior participação mantélica (fusões profundas de composição toleítica).

7.10. Aspectos Petrogenéticos e Determinação do Ambiente Tectônico

A utilização de critérios químicos para a caracterização de ambientes pretéritos, da época de alojamento das rochas ígneas, vem sendo usada com frequência desde a década de 70. Vários diagramas foram propostos, com campos de composição discriminante de rochas conforme o ambiente de geração, sendo que

uma imensa gama deles foram lançadas na comunidade geológica. No entanto, cabe ressaltar que a sua utilização deve ser bastante criteriosa.

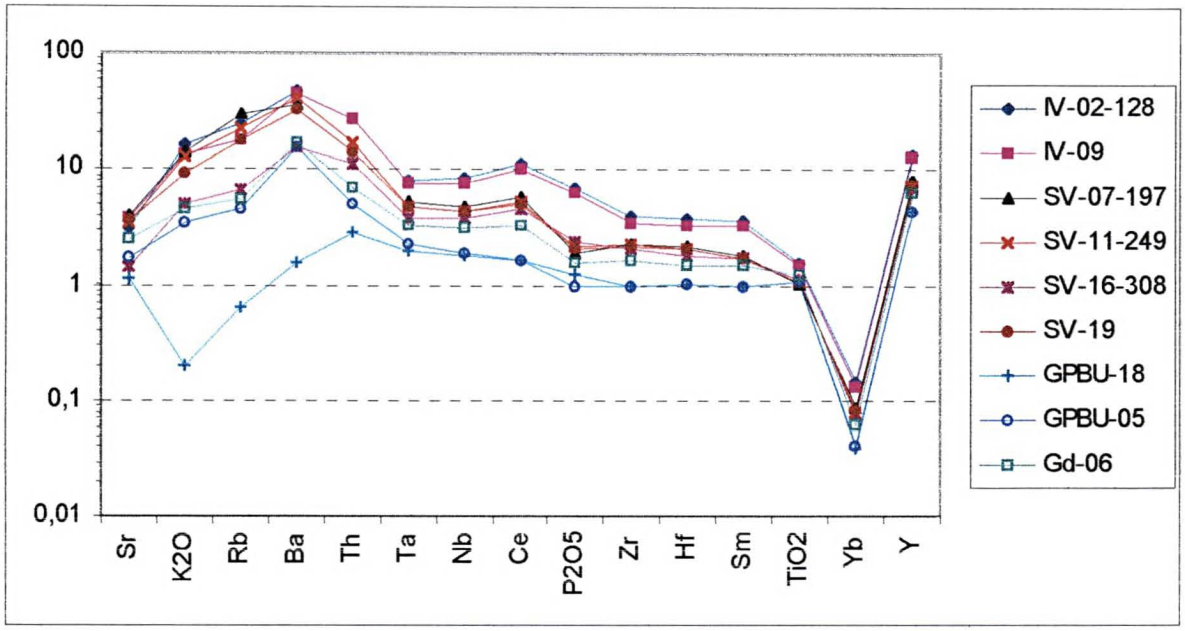


Figura 46- Diagrama multi-elementar de Pearce (1983) onde estão projetadas as concentrações de elementos incompatíveis (*LIL* e *HFS*), normalizados pelos valores do MORB para rochas originadas em meio de placa ensiálica, em ambiente *rift*.

Muitos dos campos composicionais destes diagramas foram feitos a partir de amostragens de rochas recentes, e que muitas vezes quando testados, os campos apresentam duplo sentido (Wuang & Glover, 1992), além de que as rochas utilizadas não formavam uma amostragem global satisfatória. Outro fato que deve ser destacado é que raramente estes diagramas foram submetidos a rochas que apresentam deformações ou metamorfismo superposto. No entanto se as características químicas das rochas apresentam-se preservadas, sua utilização é bastante sugestiva, porém não se constituindo em argumento definitivo.

Como foi visto no item 7.8, o comportamento dos elementos químicos varia de acordo com o tipo de magmatismo e com as fases minerais neles contidas, podendo ser classificados como compatíveis e incompatíveis. A utilização dos elementos HFS

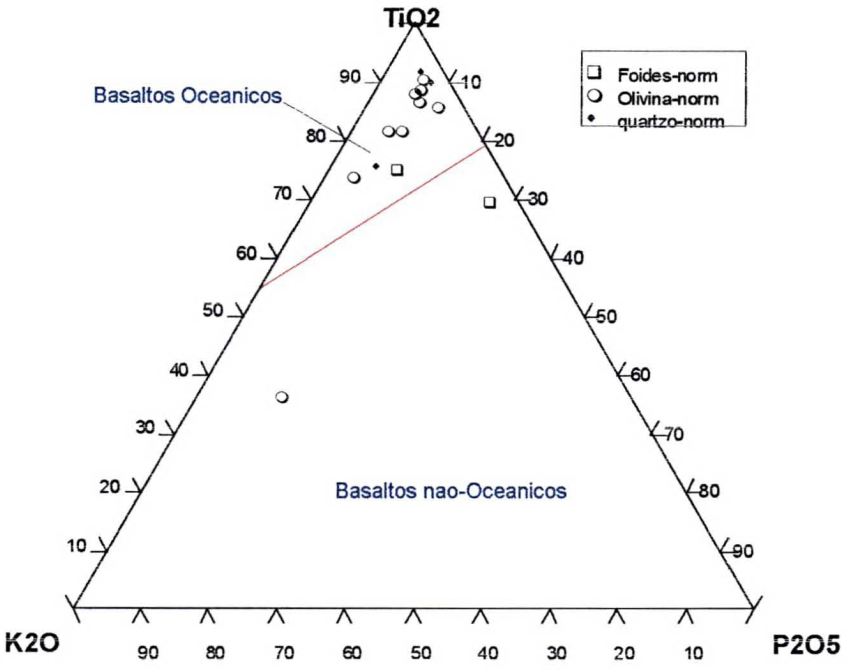
(Ti, Zr, Y, Nb, P, Hf, Th, Ta e U) é a mais indicada para o confronto dos dados com estes diagramas, já que estes elementos são considerados imóveis (ou pouco móveis) sob condições de metamorfismo até a fácies anfibolito além de condições hidrotermais. Durante os processos de alteração de fundo oceânico, segundo Humphris & Thompson (1978a e b), os elementos Si, Ca, Fe^{+3}, Mn e Mg são empobrecidos e H_2O, K, B, Li são enriquecidos nas rochas, enquanto que o Sr, Ba permanecem constantes. Co, Ni, Cr e Cu são fracamente mobilizados e precipitam-se na forma de sulfetos, enquanto Y e Zr não têm seu conteúdo alterado.

Para a caracterização das rochas quanto ao ambiente maior de sua formação optou-se pela utilização do diagrama K_2O x TiO_2 x P_2O_5 (Pearce, 1983- Fig. 47). Nele estão representados os campos das rochas de composição de basaltos oceânicos e não oceânicos.

A classificação das rochas baseou-se no seu conteúdo normativo. As amostras de Canelinha projetam-se predominantemente no campo das rochas oceânicas enquanto que duas amostras (uma com olivina normativa e outra com feldspatóide) projetam-se no campo das rochas não oceânicas. As amostras do Ribeirão do Ouro, por sua vez, apresentam uma dispersão dos resultados como já acontecera em outros diagramas. Cerca de 81% das amostras referentes aos metagabros com olivina normativa, projetam-se de forma consistente no campo de rochas oceânicas, bem como 75% dos metabasaltos com olivina normativa, 53% das rochas com quartzo normativo e apenas 12% das rochas com feldspatóides. Das 54 amostras projetadas, metade (27) projetam-se no campo de rochas oceânicas, sendo que dos 50% de amostras de composição não oceânica, 55% delas são rochas com feldspatóides. Além disso as rochas projetam-se na forma de linha de tendência em direção ao vértice K_2O, indicando mobilização deste elemento, o qual é classificado como LIL e tem grande mobilidade durante o metamorfismo.

A dispersão dos resultados não permitiu uma definição clara do ambiente maior de geração e alojamento das rochas, principalmente as do Ribeirão do Ouro,de acordo com a figura anterior. Para elucidar as dúvidas, utilizou-se o diagrama Ti/1000 x V (Shervais, 1979- Fig. 48) estando nele representados os campos dos basaltos de arcos continentais ou de fundo oceânico.

(a)



(b)

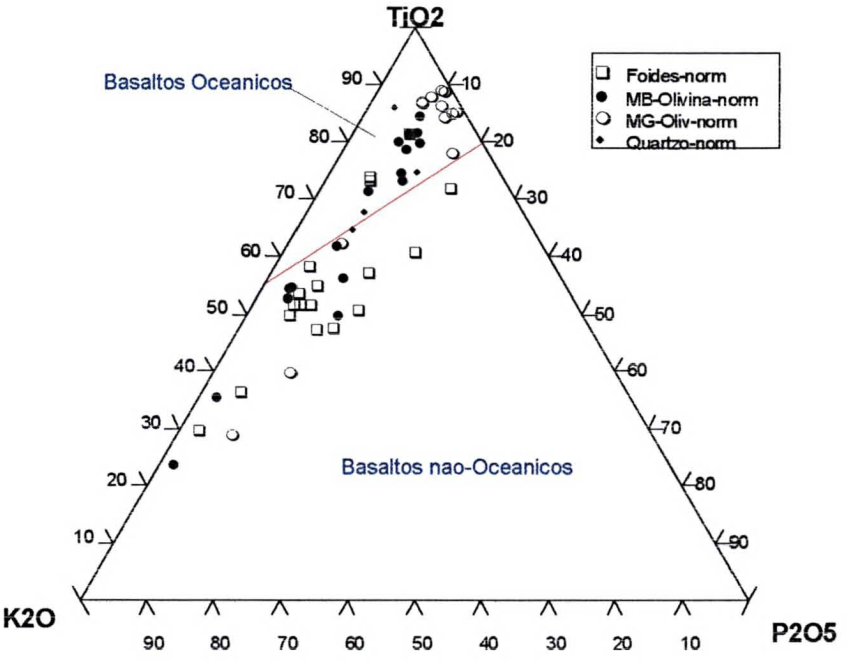
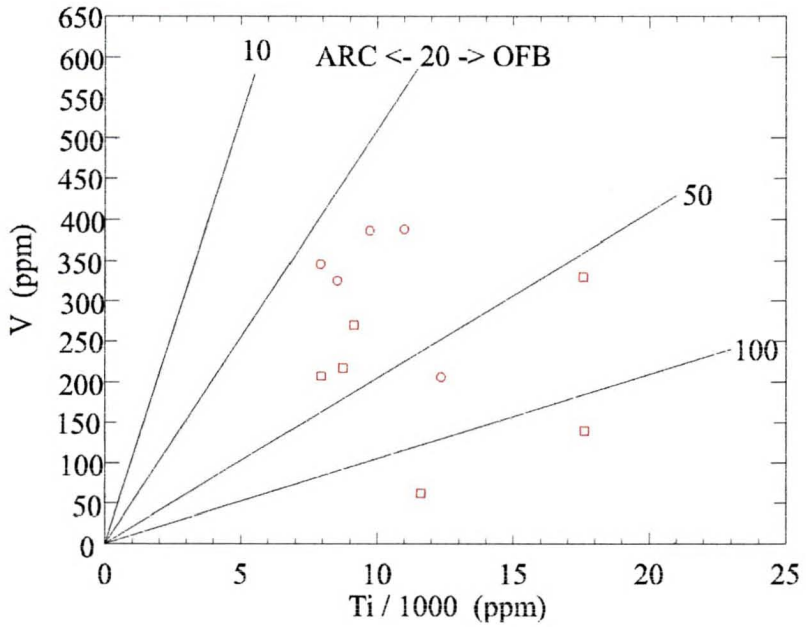


Figura 47 - Diagrama triangular K_2O x TiO_2 x P_2O_5 (Pearce, 1983), dividido nos campos de rochas oceânicas e não oceânicas, estando projetados os resultados das amostras da região de Canelinha **(a)** e Ribeirão do Ouro **(b),** classificados de acordo com o seu conteúdo normativo.

(a)



(b)

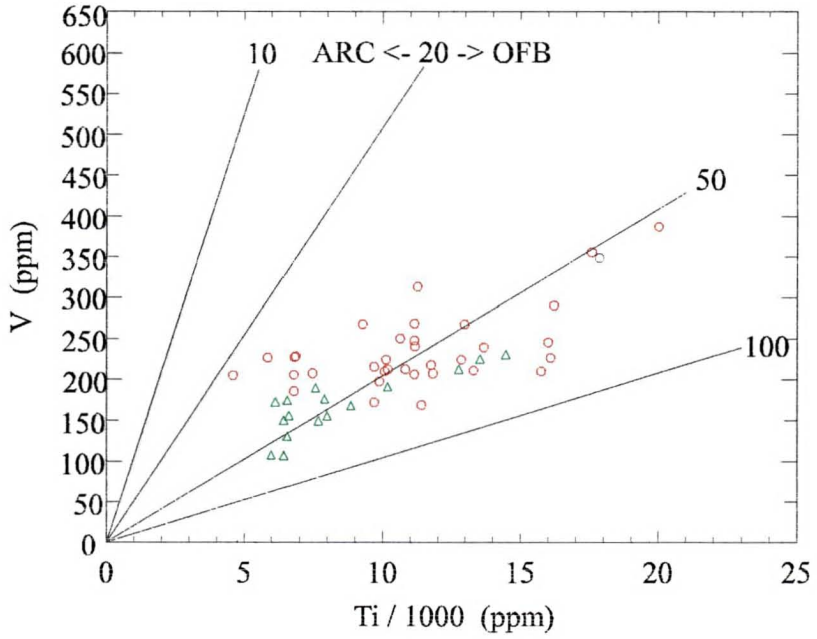


Figura 48- Diagrama Ti/1000 x V (Shervais, 1979), onde estão projetados os resultados das rochas das regiões de Canelinha (a) e Ribeirão do Ouro (b).

Os resultados obtidos na Fig. 48 mostram que as rochas de ambas as áreas foram geradas em um ambiente de fundo oceânico. O alinhamento observado no diagrama para as rochas do Ribeirão do Ouro sugerem que os processos de fracionamento magmático tenham sido importantes durante a geração dos mesmos.

Outros diagramas comumente utilizados, como o ***Zr x Ti/100 x Sr/2*** (Pearce & Can, 1973) como demonstrado na Fig 49 (*a* e *b*), não mostrou ser eficiente, já que houve uma formação de tendência das rochas em direção ao vértice do Sr/2, indicando remobilização do elemento durante o metamorfismo em ambas as áreas, mostrando-se neste sentido ser de pouca utilidade para a determinação tectônica.

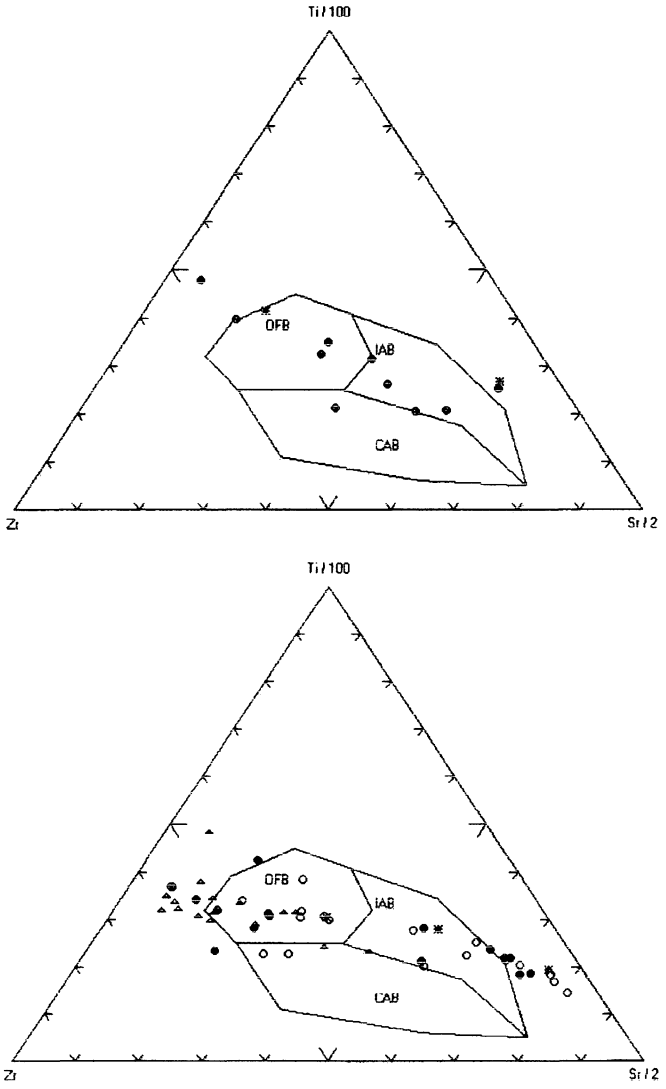


Figura 49- Diagrama Triangular Zr x Ti/100 x Sr/2 (Pearce & Cann, 1973), demonstrando o fracionamento do elementos Sr.

CAPÍTULO 8- CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.

O Grupo Brusque ficou conhecido por apresentar várias ocorrências de ouro, inclusive garimpos e minas rudimentares (como a mina do Carneiro Branco). Além disso, por ter sido considerado no começo da década de 80 como um greenstone belt criou-se uma expectativa muito grande ao redor do seu potencial econômico, não só para ouro mas também para mineralizações de cobre, níquel, chumbo, zinco, dentre outras. Mesmo após a confirmação de que a seqüência vulcano-sedimentar não apresentava os requisitos para ser enquadrada no conceito de *greenstone belt*, mas sim como um cinturão móvel proterozóico, a expectativa sobre depósitos nesta faixa continuou a existir.

Dentre as expectativas de potencial mineral estão aquelas associadas as ocorrências de rochas básicas e ultrabásicas no cinturão, ou seja, cromo, níquel, cobre e platinóides. Dentre as várias ocorrências selecionou-se neste trabalho as duas principais, em termos de exposição geográfica e variação litológica, sendo denominadas de; Ribeirão do Ouro e Canelinha. Até o momento estas seqüências litológicas foram tratadas de um modo genérico e não correlacionadas entre si e com a evolução do Grupo Brusque. Entretanto, ressalta-se que este trabalho não tem o objetivo de dirimir todas as dúvidas relacionadas ao assunto, mas sim o de contribuir para uma compreensão mais aprofundada, e talvez como base para estudos posteriores de maior detalhe.

As duas seqüências de rochas foram denominadas de Ribeirão do Ouro e Canelinha, por se situarem nas regiões de Botuverá e Canelinha, respectivamente.

Trabalhos de pesquisa mineral foram executados pela CPRM e pela AUROPAULA Empresa de Mineração. Somente obteve-se acesso aos dados da primeira, onde foram executados trabalhos de mapeamento de detalhe, petrografia, litoquímica (para determinação de teor de Au), tanto na área do Ribeirão do Ouro como em Canelinha. Na região de Canelinha, nas localidades de Sorocaba e Vila Nova foram encontradas rochas mineralizadas com baixo teor, associado a fase sulfetada (pirita, calcopirita, arsenopirita) em formações ferríferas e rochas básicas.

As duas seqüências em estudo situam-se em meio a um ambiente vulcano-sedimentar poli metamorfisado/deformado. As rochas, bem como todo o cinturão, foram submetidas a diversos graus de alteração quando à deformação, metamorfismo e mobilidade química.

Além dos processos metamófico-deformacionais, sabe-se que as rochas básicas e ultrabásicas apresentam uma história evolutiva bastante complexa, tornando o trabalho de definição de suas propriedades bastante difícil, ainda mais quando deformadas/alteradas. Entretanto a qualificação destas litologias é fundamental para a definição de suas potencialidades com respeito a possuírem mineralizações ou não.

A seqüência de rochas denominadas de Ribeirão do Ouro é composta por uma unidade inferior de mais alto grau (unidade Botuverá, Basei, 1985), e uma seqüência superior representa por litologias arranjadas conforme uma estrutura sinformal, com caimento para SW, sendo individualizadas em quartzo filitos (Pssf), sericita(clorita) filitos (PSssmf), metarenitos, metapelitos, rochas básicas e ultrabásicas (PSssms/PSssmv/PSssmd) e sedimentos imaturos por vezes carbonáticos(PSssf/PSssq), individualizadas em unidades conforme mapa contido no anexo 3. Os sedimentos possivelmente fazem parte de um sistema deposicional relacionado ao preenchimento de uma bacia num contexto de margem continental, em função da presença de mármores (algumas vezes com estruturas estromatolíticas, como citado em outros trabalhos) e possíveis meta-turbiditos. As rochas metabásicas, objeto de estudo do trabalho, são formadas por metagabros (predominantes), metabasaltos isótropos à xistificados, além de metaperidotitos em menor proporção. Além destas rochas, foi descrito em trabalhos anteriores a ocorrência de metabasaltos com estruturas vulcânicas variolíticas. Foi identificado a ocorrência de sulfetos disseminados (1%) associados aos metaperidotitos. Os metagabros são as litologias predominantes da seqüência, sendo os termo ultramáficos e máficos de ocorrência subordinada.

Já na seqüência de Canelinha, as litologias foram divididas em três unidades principais: i) Sequência Inferior- composta predominantemente pela intercalação de rochas metabásicas, formações ferríferas turmalinitos, xistos, mármores e cálcio-silicáticas; ii) Seqüência Intermediária- formada por metassedimentos pelíticos a psamíticos fortemente deformados, denominada informalmente de *Thrust Sheets*, e; iii) Seqüência Superior- formada por metassedimentos predominantemente pelíticos, com níveis grafitosos por vezes.

Na seqüência inferior as rochas básicas e ultrabásicas são formadas por metabasaltos, tremolititos e actinolitos (tendo como possível protólito piroxenito), inclusive com fragmentos de dunitos. Também foi descrito na bibliografia a ocorrência de *pillow-lavas* e metatufos diversos na região. A ocorrência de sulfetos nestas litologias se dá de forma subordinada e disseminada. As formações ferríferas, entretanto, apresentam por vezes intensas concentrações de sulfetos, porém sendo comum também a presença de hematita/magnetita e actinolita, tendo sido classificadas como formações ferríferas fácies sulfeto, óxido e silicato, respectivamente. Já as unidades intermediária e superior são caracterizadas por metassedimentos, metarritmitos, filitos, com raras ocorrências de quartzitos, sendo os metarritmios típicos da unidade superior. Também são diferenciadas pelo grau de deformação que ambas sofreram, sendo que a intermediária apresenta um maior grau de transposição.

Em termos de deformação, tanto a região de Canelinha quanto a do Ribeirão do Ouro, freqüentemente apresentam o S_0 preservado. Na região de Canelinha ocorre uma deformação paralela ao S_0, de caráter dúctil, com formação de dobras intrafoliares, com caráter de achatamento, e que não ocorre no Ribeirão do Ouro. As semelhanças nas estruturas de ambas as áreas começa a aparecer a partir da segunda foliação em Canelinha (S_{2CN}) a qual é correlata a primeira foliação do Ribeirão do Ouro (S_{1RB}) ambas tendo caráter de transposição intensa, de caráter dúctil-rúptil, definida por uma foliação anastomosada, irregular e por vezes com formação do par de cisalhamento S/C. Através dos estereogamas verificou-se também que ambas as áreas apresentam-se redobradas ao menos mais duas vezes, onde a principal estrutura formada é uma clivagem de fratura plano axial às dobras, milimetricamente espaçada.

A partir da configuração estrutural verificou-se que a região de Canelinha apresenta uma fase a mais de deformação do que a região do Ribeirão do Ouro. A seqüência poderia então, ter sido formado durante uma fase extensional se constituindo no fundo de uma bacia oceânica. Durante esta fase as rochas do Ribeirão do Ouro teriam se depositado num ambiente de plataforma carbonática. Durante o processo de inversão tectônica houve o encurtamento crustal, com o fechamento do "proto-oceano" tendo transporte tectônico (vergência) da seqüência

metavulcano-sedimentar do Grupo Brusque para N-NW. Entretanto ressalta-se que os processos de deformação comumente podem ser hetorogêneos e por vezes descontínuos. Assim durante um único evento tectônico pode ter sido gerado a primeira e segunda foliações nas rochas de Canelinha concomitantemente a primeira foliação do Ribeirão do Ouro, então a diferença entre ambas as seqüências poderia não ser temporal mas sim apenas geográfica. Também por estarem situadas em posições tectonicamente distintas (plataforma e fundo oceânico) os dobramentos provavelmente foram gerados durante a acomodação das massas no processo de colisão continental (processo de indentação).

Petrograficamente as rochas máficas e ultramáficas de Canelinha não se constituíram num bom marcador de grau metamórfico, já que são rochas compostas essencialmente por anfibólios e que, segundo Yardley (1993), estes minerais podem estar representando condições inferiores de grau metamórfico em relação as condições regionais, sendo melhor registrado em metapelitos. Entretanto verifica-se que as rochas da região apresentam-se compostas por hornblenda, o que pode estar indicando o início da zona da biotita (fácies xisto verde). Feições reliquiares ainda foram observadas como cristais de augita bem como fragmentos de cumulatos de olivina. As análises feitas por Toniolo (1991) fornecem indícios de que o grau metamórfico atingiu até o início da fácies anfibolito, apresentando um retrometamorfismo para a zona da clorita (formação de actinolita), em termos de metamorfismo regional. Também ocorrem feições, descritas por Toniolo (1991), associadas ao metamorfismo termal relacionado à ascensão do Complexo Granítico Valsungana, tendo a formação de alumino-silicatos como paragênese distintiva de baixa Pressão/Temperatura.

Já na região do Ribeirão do Ouro, as feições encontradas são semelhantes às de Canelinha, porém o grau metamórfico restringe-se à fácies xisto verde, zona da clorita. Fato distintivo é a presença de estruturas de cisalhamento S/C nesta área. Feições reliquiares com textura intergranular, olivinas serpentinizadas (metaperidotitos) indicam uma orto-derivação para as rochas.

A análise litogeoquímica confirmou as evidencias de orto-derivação das rochas e que foram encontradas na análise petrográfica, apresentando também uma linha de evolução similar ao encontrado para uma série contínua de cristalização

magmática. Apesar das rochas estarem inseridas num contexto de cinturão deformacional, percebe-se que as rochas de ambas as áreas formaram "tendências" indicando que as mesmas ainda mantém as características ígneas originais, mesmo naquelas com maiores dispersões. Os elemento que demonstraram maior mobilidade foram o SiO_2, CaO e o Al_2O_3. Além destes percebe-se nos resultados das análises para o Ribeirão do Ouro (Tabela 04, anexo 01) que os conteúdos de Na_2O são bastante variáveis de 0,07 a 4,9%, sendo no último caso bastante altos.

As rochas de Canelinha não mostraram evidências de mobilidade significativas, tendo composição semelhante a de basaltos, com algumas dispersões nos campos dos picritos, andesitos, andesi-basaltos, etc. As maiores dispersões foram encontradas nas rochas do Ribeirão do Ouro. Nesta região as rochas foram separada em função da composição normativa (análise CIPW), sendo que as com feldspatóides mostraram as maiores dispersões. Os grupos separados mostraram afinidade sub-alcalinas. Nesta mesma análise verificou-se que algumas amostras do Ribeirão do Ouro apresentam contaminação não compatível com processos ígneos (ver figura 19 e 20), demonstrando dispersões incompatíveis para rochas co-genéticas no que se refere ao conteúdo feldspatos (problema do vale térmico), havendo a coexistência de rochas insaturadas, saturadas e super-saturadas, fornecendo indícios de que as amostras tenham interagido com as encaixantes ou mesmo com fluidos posteriores.

Quanto à especialização magmática, as rochas de Canelinha possuem afinidade toleítica com variações de basalto-picríticos até toleítos de alto Mg e Fe, enquanto que as rochas do Ribeirão do Ouro com tendências predominantemente toleíticas tendo termos intermediários (correspondendo à série hiperstênica, como já demonstrado por Sander, 1991), variando de picritos a toleítos de alto Mg e Fe. Nesta mesma análise as rochas contaminadas são as que apresentaram as maiores dispersões dos resultados.

A análise através dos diagramas do tipo Harker, utilizando o MgO como índice de discriminação, tanto para elementos maiores quanto traços e Terras Raras permitiu identificar que para as amostras de Canelinha que apresentam nos termos com maior MgO (mais primitivos) a cristalização de olivina+cromita(?)+hematita, seguindo para os termos mais evoluídos com a cristalização de piroxênio

(Ca)+titanomagnetita+apatita±plagioclásio além de minerais de Cu e Fe (calcopirita e pirita respectivamente). Já para o Ribeirão do Ouro, os metagabros se constituíram nos termos menos diferenciados, com cristalização de olivina+minerais de ferro+plagioclásio além de haver indícios de formação de minerais de Cu (calcopirita). Também percebe-se que quando correlacionado o MgO com o CaO, obteve-se indícios claros de contaminação tendo as rochas com feldspatóides normativos distribuindo-se de forma contrária à tendência do conjunto do restante das amostras.

Quanto ao conteúdo dos elementos Terras Raras, percebeu-se que as rochas de Canelinha se constituem nos termos menos evoluídos em relação às rochas do Ribeirão do Ouro, e que formam ainda dois grupos distintos quanto ao conteúdo de ETR_p, indicando que possivelmente as rochas foram originadas em condições de fusão mantélica diferentes, com feições de fracionamento dentro de cada grupo de rochas. Quando comparadas as rochas metabásicas do escudo paranaense e gaúcho (Fig. 29) verifica-se que as rochas formam agrupamentos distintos, com as amostras de Canelinha, Campo Largo, Rio Branco do Sul formando um agrupamento menos evoluído e as rochas do Ribeirão do Ouro os termos mais evoluídos indicando que as amostras de ambas as regiões foram formadas a partir de condições mantélicas diferentes. Para a confirmação das feições de formação confeccionou-se a Fig. 30, sendo confirmada a tendência de cristalização fracionada para estas litologias.

Os diagramas de ETR da região de Canelinha apresentaram um padrão de fracionamento aproximadamente achatado (*"flat"*), com indicação de fracionamento a partir de olivina e discreta participação de ortopiroxênio+granada (a amostra SAP 122b se diferenciou pelo grau de inclinação da curva possivelmente devido a presença de fragmentos de cumulatos de olivina) sendo em muito semelhantes às rochas de São Gabriel/RS e Caçapava do Sul/RS porém mais diferenciadas (evoluídas), e semelhantes aos anfibolitos do *Aracena Belt*/Espanha (rochas geradas em crosta oceânica, com afinidade MORB). Já para as rochas do Ribeirão do Ouro, verifica-se que a inclinação da curva é maior do que para as rochas da região de Canelinha, além dos conteúdos de ETR_{TOTAL} também serem maiores, indicando ambientes do tipo transicional, tendo ainda fracas anomalias de Eu, Ho,

Ce e Yb, indicando fracionamento a partir de plagioclásio, tendo ainda contribuição de olivina e, possivelmente, granada.

Com relação aos diagramas multi-elementares, os quais só foram feitos para as rochas de Canelinha, em função da ausência de dados suficientes para o Ribeirão do Ouro, verifica-se que as rochas de Canelinha apresentam um fraco enriquecimento nos elementos de grande raio iônico (*LIL*). Quando comparados às porções basais de derrames associados a grandes fraturamentos em meio de crosta continental- *rift's* (Fig. 41), o conteúdo dos elementos menos móveis (*HFS*) é semelhante, sendo que as diferenças maiores estão justamente nos elementos *LIL*, que apresentam-se mais enriquecidos em Noril'sk do que em Canelinha, indicando que estas rochas não tiveram participação da crosta continental em sua geração (confirmado também pela ausência de anomalias negativas em Nb).

A tentativa de correlação com ambientes tectônicos quando de sua formação através de diagramas discriminantes não é possível de ser feita em função dos resultado apresentarem um espalhamento muito grande (Fig. 42). Só puderam ser utilizados alguns diagramas os quais confirmaram as características extencionais das rochas, porém as rochas de Canelinha estão associadas a ambientes oceânicos enquanto que as do Ribeirão do Ouro a ambientes transicionais.

A partir dos dados produzidos podem ser postuladas duas hipóteses (as quais devem necessariamente ser confirmadas através de estudos isotópicos) para a formação das seqüências básicas e ultrabásicas em análises, que são:

1) as rochas de ambas as áreas foram geradas na mesma época, mas por condições mantélicas diferentes, reflexo das características tectônicas distintas vigentes nesta época. As rochas de Canelinha teriam sido geradas em ambiente distencional oceânico ou próximo à formação de um oceano, enquanto que as rochas do Ribeirão do Ouro estariam relacionadas a ambientes plataformais, ou;

2) as rochas de ambas as regiões foram formadas em épocas distintas, sendo as de Canelinha mais antigas, relacionadas a ambientes oceânicos distencionais, cujas fusões que deram origem aos termos ultramáficos teriam tornado o manto da região enriquecido em fases félsicas. Posteriormente, nova abertura ocorreu com

geração da fusão do manto enriquecido (tipo subcontinental) gerando as rochas do Ribeirão do Ouro em condições plataformais, e com rochas proporcionalmente mais félsicas (metagabros).

Dentre as duas hipótese, a segunda parece ser mais viável em função dos seguintes fatores: as rochas de Canelinha apresentam uma deformação anterior às do Ribeirão do Ouro, as diferenças litológicas entre as áreas e as características químicas entre as seqüências, que associadas às outras ocorrências do escudo paranaense e gaúcho, formam grupos distintos porém que podem ter sido produtos de um mesma fonte mantélica gerados por graus de fusão e composição da fonte diferentes. Além disso, vários autores dentre eles Soares (1988) e Green (1992), citam que o período do Mesoproterozóico ao Neoproterozóico foi marcado por grandes fenômenos de abertura e fechamento de oceanos. Green (1992) dividiu o período em 2,5-1,9 Ga (formação dos *rifts* nas bacias sul-africanas, o *Svecokarelian Belt*), 2,0-1,5 Ga (seqüências do escudo canadense, africano e australianas), 1,5-1,0 Ga (*rifts* intracontinentais da América do Norte, *rift's* e *aulacógenos* na Rússia, supracrustais *Greenville*, cinturão do Cobre do Khalahari, etc) e 1,0-0,6 Ga (Província Damara-Ribeira, cinturão Trans-Sahara, etc) demonstrando a intensa atividade tectônica global neste período.

Outro fato que pode favorecer a segunda hipótese, são as idades obtidas por Basei (1990) de 1600 Ma, para rochas básicas do Rio Oliveira (Canelinha). Para as rochas do Ribeirão do Ouro não foram ainda realizados estudos isotópicos. Ambiente semelhante encontra-se na Faixa de Dobramentos Apiaí (e que alguns autores postulam uma possível continuidade com o Grupo Brusque), com ocorrências de rochas básicas associadas a calcários, na Faixa Itaiacoca, datadas em 1.080Ma (Reis Neto, 1994). A partir deste quadro, as evidências para a segunda hipótese tornam-se mais fortes. Porém cabe ressaltar mais uma vez que é de fundamental importância que sejam feitos estudos isotópicos nestas rochas.

A partir das conclusões obtidas, nota-se que as Rochas do Ribeirão do Ouro, por suas características, são muito semelhantes ao modelo de depósitos associados às rochas básicas e ultrabásicas diferenciadas sem bandamento rítmico, mineralizadas em Ni e Cu. Estes depósitos, segundo Biondi (1986) são

caracterizados por estarem associados a feições continentais, em zonas de falhas em margens continentais inativas, ou em ambientes do tipo *rift*. Ocorrem desde o Proterozóico Médio até o Mesozóico. Os peridotitos e os termos máficos são volumetricamente pouco importantes. Cita ainda que em Noril'sk-Talnakh (Rússia), Duluth (Estados Unidos) e Sally Malay (Austrália) a mineralização situa-se muitas vezes associada a intrusões de pequenas dimensões, sendo que na maioria das vezes a mineralização situa-se na porção basal junto ao contato externo com as encaixantes. Cita ainda que em Sally Malay, quanto maior a quantidade de sulfeto do minério, maior a quantidade de biotita, microclíno e plagioclásio na matriz, sugerindo desta forma um metassomatismo sódico do minério, indicando contaminação das rochas pelas encaixantes

As rochas do Ribeirão do Ouro são formadas predominantemente por metagabros, com metaperidotitos cromíferos restritos. Além disso, feições como ausência de bandamento, contaminação com a principal alteração do conteúdo em sódio, feições de cristalização fracionada (fracionamento no interior do corpo), presença de sulfetos como calcopirita e pirita (sugestiva também nos diagramas do tipo *Harker*), afinidade toleítica, e geração em ambiente do tipo margem continental passiva (confirmada pela associação com os mármores estromatolíticos descritos na bibliografia), são fatores que apontam para a associação com os depósitos sem bandamento rítmico. De um modo geral, as mineralizações associam-se a fácies picríticas na base de *sills* (como observou-se os metaperidotitos apresentam sulfetos e cromita, gerando boa expectativa para a área). Além disso, as litologias encontram-se próximas a sistemas de falhamentos regionais e intimamente associadas a calcários (encaixantes importantes para mudança do estado de oxidação do magma básico, desestabilizando-o podendo promover a concentração e deposição do conteúdo metálico contido no mesmo).

Cabe ressaltar ainda que segundo Naldrett (1981), as mineralizações em sulfetos não são uma conseqüência do magmatismo máfico ou ultramáfico, mas sim é necessário um fator adicional para gerar a precipitação de sulfetos no magma e concentrá-los durante o fracionamento. O autor mostra que em Duluth a contaminação de sílica pode ter sido um fator importante na formação da concentração metálica, e que o enxofre contido nas encaixantes em Noril'sk e Duluth

também tiveram papel importante na formação dos depósitos minerais. Cita que as regiões de rift's intracontinentais com magmatismo máfico e ultramáfico e evaporitos seriam as de primeira importância para a exploração mineral.

Ao contrário, as rochas de Canelinha apresentam características de ambientes distencionais, oceânicos (confirmada pela associação com rochas exalativas), possivelmente relacionadas à geração de crosta oceânica. As afinidades e semelhanças com as rochas que ocorrem no Rio Grande do Sul, parte de seqüências ofiolíticas desmembradas, permite inferir que as rochas de Canelinha fazem parte um mesmo contexto. Entretanto as associações litológicas sugerem que estas litologias sejam representantes das porções mais superiores da crosta oceânica (rochas mais diferenciadas). Portanto para esta região o potencial para os depósitos do tipo alpino existe, com mineralizações em Cr, Ni e platinóides, no entanto, ainda se faz necessária a descoberta das porções mais inferiores da mesma, já que as concentrações econômicas ocorrem nas unidades basais.

No mesmo contexto das rochas de Canelinha, Guilbert e Park (1985) citam a ocorrência de depósitos de minério associados a zonas de fraturas, os quais são recobertos por formações sedimentares (ferríferas), produtos exalativos, denominados de *umbers* ricos em Mn, conforme modelo da Fig. 06c.

De um modo geral, então pode ser dito que ambas as áreas estudadas possuem potencial para hospedarem mineralizações em rochas básicas e ultrabásicas. Para a região do Ribeirão Ouro as evidências encontradas são bastante semelhantes às descritas no modelo de depósitos diferenciados sem bandamento rítmico, sendo o exemplo tipo para a região o depósito de Sally Malay (Austrália). Já para as rochas de Canelinha, existem apenas definições acerca do ambiente formador destas rochas, sugerindo a presença de crosta oceânica (como ocorre no Rio Grande do Sul). Como descrito no modelo dos depósitos de ofiolitos podiformes, as seqüências são intensamente desmanteladas pelo processo tectônico de transporte das lascas desmembradas da crosta oceânica, onde sua posição em relação as rochas encaixante é indefinido, sendo que a partir destas características, a previsão deste tipo de depósito para a área Canelinha necessita de dados mais completos.

REFERÊNCIAS

01- BASEI, M. A. S. 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. São Paulo: USP. 196p. (Tese de Doutoramento. IG/USP. Inédito).

02- BASEI. M. A. S. & TEIXEIRA, W. 1987. Geocronologia do Pré-Cambriano-Eo-Paleozóico de Santa Catarina. *In*: BASEI, M.A.S. 1990- O Grupo Brusque: uma evolução monocíclica? In: Congr. Bras. Geol. 36, Natal, 1990. Anais..., Natal, SBG, p 2649-2657.

03- BASEI. M. A. S.; SIGA Jr., O.; VASCONCELLOS, J. P. B. C. 1987- Geometria e cronologia dos dobramentos superpostos no Grupo Brsuque, SC. In; III Simp. Sul-Bras. Geol., Curitiba, 1987. *Anais*... Curitiba, SBG, vol. 02, p. 707-724.

04- BASEI, M.A.S. 1990- O Grupo Brusque: uma evolução monocíclica? In: Congr. Bras. Geol. 36, Natal, 1990. *Anais*..., Natal, SBG, p 2649-2657.

05- BASEI, M.A.S. & HAWKESWORTH, C. (1993)- O magmatismo do Cinturão Dom Feliciano (SC) e sua importância no estabelecimento das principais descontinuidades crustais da região Sul-brasileira. In: Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata. Resumenes extensos, Uruguai, 1993. Tomo I, parte 41.

06- BASEI, M. A. S.; CAMPOS NET, M. C.; SIGA Jr, O. (1994)- Geologia do Grupo Brusque na região de Canelinha, SC.

07- BASEI, M. A. S. (1996)- o Grupo Brusque- Uma entidade em provavél terreno suspeito durante o Neoproterozóico. In: Congr. Bras. Geol., Salvador, 39, 1996, *Anais*... Salvador, SBG, vol. 6, p. 101-102.

08- BESWICK, A. E. & SOUCIE, G. 1978. A corretion procedure for metassomatism in a Archean Greenstone Belt. Precambrian Research, 1978, p 235-248.

08- BIONDI. J. C. 1986. Depósitos de minerais metalicos de filiação magmática. São Paulo. T. A. Queiroz: Companhia Brasileira de Metalurgenia e Mineração, 1986.602p.

09- BITENCOURT, M.F., NARDI, L.V.S., HACKSPACHER, P.C. (1993)- Evolução do magmatismo brasiliano na zona de cisalhamento Major Gercino (ZCMG) em Porto Belo, SC. In: Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata. Resumenes extensos, Uruguai, 1993. Tomo II, parte 33.

10- BORBA, C. e LOPES, O.F. 1985. O Grupo Brusque e seu embasamento na região de Itapema (SC). In: II Simp. Sul-Bras. Geol., Florianópolis, 1985. *Anais*... Florianópolis, SBG, p. 24-31.

11- CALDASSO, A. L.da S.; KREBS, S. J.; SILVA, M. A. da .1994a. Geologia da folha Botuverá (SG. 22-Z-D-1-2), Estado de Santa Catarina. In: Congr. Bras. Geol., 38, Balneário de Camboriú, 1994. *Anais*... Balneário de Camboriú-, SBG, vol. 2, p. 78-79

12- CALDASSO, A. L.da S.; KREBS, S. J. e SILVA, M. A. da .1994b. Geologia da folha Brusque (SG. 22-Z-D-11-1), Estado de Santa Catarina. In: Congr. Bras. Geol., 38, Balneário de Camboriú, 1994. *Anais*... Balneário de Camboriú-, SBG, vol. 2, p. 79 CARVALHO, P. F.; PINTO, E. A. 1938. Reconhecimento geológico no Estado de Santa Catarina. Rio de Janeiro, *Boletim 92*: DGM/DNPM, 1938.30p.

13- Carvalho, P. F. & PINTO, E. A. 1938. Reconhecimento Geológico no Estado de Santa Catarina. Rio de Janeiro: DGM/DNPM, boletim 92, 30p.

14- CASTRO, N. A. de. 1997. Contribuição ao conhecimento geológico-metalogenético associado aos granitóides intrisivos no Grupo Brusque (SC.) com base em informações geológicas, aerogamaespectrométricas e landsat/TM-5. Campinas, SP.,1997, 139p (Dissertação de mestrado, UNICAMP).

15- CASTRO, A.; FERNANDEZ, C.; DE LA ROSA, J. D.; VENTAS, I. M.; ROGERS, G. (1996). Significance af MORB-derived Amphibolites from the Aracema Metamorphic Belt, Southwest Spain. *Journal of Petrology, vol 37 (2); 235-260.*

16- CONDIE, K. C. 1982. Proterozoic crustal evolution. K. C. Condie Editor, Elsevier Science Publishers B. V., Netherlands, 537.

17- COX, K. G.; BELL, J.D. e PANKHURST, R.J. 1979. The interpretation of the igneous rochs. Gerge Allen & Unwin, London, 450p.

18- DEER, W. A. ; HOWIE, R. A. & ZUSMAN. 1981. Minerais Constituintes de Rochas – uma tradução. Tradução: Conde, L. E. N., Fundação Caloustre Gulbenkian, Lisboa, 558p.

19- ERIKSSON, P. G.; HATTINGH, P. J. & ALTERMANN, W. 1995. An overview of the geology of the Transvaal Sequence and Bushveld Complex, South Africa. Mineralium Deposita, vol. 30, p. 98-111.

20- FANTON, J. J. 1981. Some Comparisons between Brazilian Greenstone Belts and classical models, with special reference to australian examples. Dissertação de Mestrado, University of London/UFRGS: 156p.

21- FERNANDES, L.A.D, TOMMASI, A., VAUCHEZ,A., PORCHER,C.C. 1993. Origem e evolução das zonas de cisalhamento transcorrente do Cinturão Dom Feliciano. In: V Simp. Sul Brasileiro de Geologia, Curitiba, 1993. *Anais*... Curitiba, SBG, p. 19-20.

22- FERNANDES, L.A.D., TOMMASI, A., PORCHER, C., VAUCHEZ, A. (1993)- Zonas de cisalhamento transcorrentes do Cinturão Dom Feliciano : Caracterização e importância tectônica. In: Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata. Resumenes extensos, Uruguai, 1993. Tomo I (parte19).

23- FRAGOSO CESAR, A. R.S. (1980) O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In; Congr. Bras. Geol., Balneário de Camboriú, 31, 1980. *Anais*..., Balneário de Camboriú, SBG, vol. 5, p. 2879-2981.

24- FRAGOSO CESAR; A. R. S.; WERNIK, E.; SOLIANI Jr, E. (1982)- Associações Petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana).In; Congr. Bras. Geol., Salvador, 32, 1982. *Anais*... Salvador, SBG, vol. 1, p. 01-12.

25- FRAGOSO CESAR; A. R. S.; WERNIK, E.; SOLIANI Jr, E. (1982)- Evolução Geotectônica do Cinturão Dom Feliciano- uma contribuição através da aplicação do modelo da Tectônica de Placas. In; Congr. Bras. Geol., Salvador, 32, 1982. *Anais*... Salvador, SBG, vol. 1, p. 13-23.

26- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; SAYEG, H.S.; MELLO, F.M.;FAMBRINI, G.L.; PINTO, R.F. (1993)- As placas proterozóicas do Escudo Gaúcho. In: Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata. Resumenes extensos, Uruguai, 1993. Tomo I, parte 3, p.

27- FIGUERREDO, M. C. H. 1985. Introdução à geoquímica dos elementos terras raras. *Bol. IG-USP*, Série Científica, 16:15-31.

28- FOLHA DE SÃO PAULO, 1997. Enciclopédia Digital- Folha de São Paulo, 1997. CD-rom vol 01 e 02.

29- GREEN, J. C. 1982. Proterozoic Rifts. *In:* CONDIE, K. C. 1982. Proterozoic crustal evolution. K. C. Condie Editor, Elsevier Science Publishers B. V., Netherlands, 537.

30- GUILBERT, J. M. e PARK J.R., C. F. 1985. The geology of ore deposits. W.H. Freeman and Company/ New York, 985p.

31- HAMILTON, J. O. 19767. Sr isotope and trace element studies of the Great Dyke and Bushveld mafic phase and their relation to early proterozoic magma genesis. *In*: Journal of Petrology, vol. 18, parte 1, p. 24-52.

32- HARTMANN, L. A.; REMUS, M. V. D.; WILDNER, W.; SANDER, A. (1992)- As associações de rochas ultramáficas Pré-Cambrianas do Rio Grande do Sul e Santa Catarina: revisão, com ênfase na geoquímica dos elementos da série 3d de transição. In; Congr. Bras. Geol., São Paulo, 37, 1992. *Anais*... São Paulo, SBG, vol. 1, p. 453-454.

33- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. 1975. The Ribeira Folded Belt,. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, vol. 5 (Dez), nº 4, p. 257-266.

34- HUMPHRIS, S. E. & THOMPSON, G. 1978a. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. Geochemica et Cosmochimica Acta, vol. 42, pp. 107-125.

35- HUMPHRIS, S. E. & THOMPSON, G. 1978b. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. Geochemica et Cosmochimica Acta, vol. 42, pp. 127-136.

36- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.8, p.523-548.

37- ISSLER, R. S. (1982)-Evento Geodinâmico Brasiliano-fechamento de oceâno e colisão continetal dos crátons Rio de La Plata e Dom Feliciano: Granitos a duas micas e Ofiolitos. In; Congr. Bras. Geol., Salvador, 32, 1982. *Anais*... Salvador, SBG, vol. 1, p. 24-34.

38- ISSLER, R. S. (1983)- Evolução Crustal da Faixa Arco-Fossa Tijucas e Faixa Magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. In: Simp. Sul-Bras. Geol., Porto Alegre, 1983. *Anais*... Porto Alegre, SBG, p. 19-36.

39- JENSEN, L. S. 1976. A New Cation Plot for Classifying Subalkic Volcanic Rocks. Ontario Division of Mines, MP 66, 22p.

40- JOST, H. & HARTMANN, L.A 1984. Província da Mantiqueira, setor meridinal. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984. O PRÉ-CAMBRIANO DO BRASIL. Editora Edgard Blücher, São Paulo, 378P.

41- KAUL, P. F. T. (1980)- O Cráton de Luiz Alves. In: Congr. Bras. Geol., Balneário de Camboriú, 31, 1980. *Anais*...Balneário de Camboriú, SBG, vol. 5, p. 2.677-2683.

42- KOESTER, E.; D'ÁVILA FERNANDES, L. A. & KRAEMER, G.. 1993. Geologia dos granitóides sin-cinemáticos à zona de cisalhamento Dorsal de Canguçú, RS. *In*: Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata, tomo II, nº 37.

43- LEAKE, B. E. 1964. The chemical distinction Between Ortho- and Para-anphibolites. *Journal of Petrology, vol. 5 (2):238-254p.*

44- LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE Le Bas, m. J.; SABINE, P.A.; SCHIMID, R.; STEICKEISEN, A.; WOOLEY, A.R.; ZANETTIN. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, p. 193.

45- LIGHFOOT, P. C. 1993 - The interpretation of geoanalytical data. In: Riddle, C. Analysis of Geological Materials (editor).

46- MANIESI, V. 1997. Petrologia das rochas anfibolíticas das regiões de Adrianópolis, Campo Largo e Rio Branco do Sul/PR. Rio Claro, SP 1997, 215p. (Tese de Doutoramento, UNESP).

47- McELDUFF, B. & STUMPFL, E. F. 1991. The chromite deposits of the Troodos Complex, Cyprus- Evidence for the role of a fluid phase accompanying chromite formation. Mineralium Deposita, vol. 26, p. 307-318.

48- NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary condrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38:757-775.

49- NALDRETT, A. J. 1981. *Nickel sulfide deposits: classification, composition and genesis*. Economic Geology, vol. 75° Aniv., 1981:628-685p.

50- NALDRETT, A. J.; Li, C.; COATS, C. J. A. & JOHANNESSEN, P. 1992. Platinum, palladium, gold, and copper-rich stringers at the Strathcona Mine, Sudbury: their enrichment by frationation of a sulfide liquid. Economic Geology, vol. 87, p. 1584-1598.

51- NALDRETT, A. J. 1992. A Model for the Ni-Cu-PGE Ores for the Noril`sk Region and its Application to Other Areas of Flood Basalt. Economic Geology, vol. 87, nº 8, p. 1945-1962.

52- NALDRETT, A. J.; LIGHTFOOT, P. C.; FEDORENKO, V.; DOHERTY, W. & GORBACHEV, N. S. 1992. Geology and Geochemistry of the intrusions and flood basalts of the Noril`sk Region, USSR, with implications for the origin of the Ni-Cu ores. Economic Geology, vol. 87, nº 4, p. 975-1004.

53- PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; CAMPOS NETO, M. C. (1993)- Caracterização geométrica e cinemática da zona de Cisalhamento Major Gercino e sua importância no compartimentação dos terrenos pré-Cambrianos de Santa Catarina. *Rev. Bras. de Geoc.*, 23(3): 234-241.

54- PASSARELLI, C.R., BASEI, M.A.S., CAMPOS NETOM.D.C. (1993)- caracterização geométrica e cinemática da zona de cisalhamento Major Gercino e sua importância na compartimentação dos Terrenos pré-cambrianos de Santa Catarina. In: Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata. Resumenes extensos, Uruguai, 1993. Tomo II, parte 23.

55- PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S. (1994)- Contribuição ao Estudo da Cinemática da Zona de Cisalhamento Major Gercino- SC. In; Congr. Bras. Geol., Balneário de Camboriú, 38, 1994. *Anais*... Balneário Camboriú, SBG, vol. 2, p 252-253.

56- PELLOGIA, A. U. G. e FIGUEIREDO, M. C. H. 1991 – Utilização de diagrama ferro-titânio na distinção quimica entre orto e para-anfibolitos. *Bol. IG-USP.*, Série Científica, 1991, 22:51-60.

57- PEARCE, T. H. ; GORMAN, B. E. e BIERKETT, T. C. 1975– The TiO_2 – K_2O – P_2O_5 Diagram: A method of discriminating betwen oceanic and non-oceanic basalts. Earth and Planetary Science Letters, 1975, 24:419-426.

58- PEARCE, J. A. 1983 Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In; C. J. HAWKESWORTH and M. J. MORRY (editors), Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Silva, Nantwich, p. 230-249.

59- PORADA, H. 1979. The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-African-Brasiliano Cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brasil as Interpreted in Terms of Continental Collision. Tectonophysics, vol. 57, p. 237-265.

60- PORCHER, C.C. & FERNANDES, L.A.D. 1993. Mecanismo de deformação em uma zona de cisalhamento tangencial com transporte tectônico paralelo ao alongamento do Cinturão Dom Feliciano. . In: V Simp. Sul Bras. Geol., Curitiba, 1993. *Anais...*, Curitiba, SBG, p. 19.

61- PORCHER, C. A.; LEITES, S. R.; RAMGRAB, G. E.; CAMOZZATO, E. 1995. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil-Passo do Salsinho-Folha SH.22-Y-A-i-4/Estado do Rio Grande do Sul. CPRM, Brasília, 1995. 339p.

62- REIS NETO, J.M. 1994. Faixa Itaicoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico. *Tese de Doutoramento*, IG-USP, 1994, 253p.

63- REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A.; FORMOSO, M. L. L. 1993. Os padrões de elementos terras raras (ETR) e a afinidade geoquímica komatiítica dos xistos magnesianos e rochas associadas ao Complexo Cambaizinho, São Gabriel/RS. Rev. Bras. de Geoc. 23 (4): 370-387. 1993.

64- ROLLINSON, H. 1992 . Using geochemical data: evavulion, presentation, interpretation. Congman Scientific & technical co-published with Jhon, Willey & Sons, New York, 352p.

65- SANDER, A. 1992. Petrologia e litoquímica de uma parcela da seqüência vulcâno-sedimentar do Complexo Metamorfico Brusque na Região do Ribeirão do Ouro, SC. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio grande do Sul/UFRS, 142p.

66- SHARPE, M. R. & SNYMAN, J. A. 1980. A model for the emplacement of the eastern compartment of the Bushveld Complex. Tectonophysics, vol. 65, p. 85-110.

67- SHERVAIS, J. W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters, vol. 59, p. 101-118.

68- SILVA, L. C., TRAININI, D. R.; HARTMANN, L. A. 1978. Relações entre metamorfismo e deformação no Grupo Brusque- SC. In: Congr. Bras. Geol., 31, Recife, 1978. *Anais*...Recife, SBG, vol. 3, p. 1336-1349.

69- SILVA, L. C.; DIAS, A. A.; HARTMANN, L. A.; KREBS, A. S. J.; SILVA, M. A. S. 1980- História Metasmórfica do Grupo Brusque- SC. Asnálise Comparativa entre as regiões do Russo e da Catinga. In; Congr. Bras. Geol., Balneário de Camboriú, 31, 1980. *Anais*... Balneário de Camboriú, SBG, vol. 5, p. 2982-2995.

70- SILVA, L.C. 1983a- O Complexo Metamórfico Brusque e a Seqüência Vulcano-sedimentar Rio Itajaí-Mirim (SC): uma revisão. In; I Simp. Sul-Bras. Geol., Porto Alegre, 1983. *Anais*..., Porto Alegre, SBG, p. 253-265.

71- SILVA, L.C. (1983b)- Basalto variolítico com matriz ultramáfica quench. Primeiras evidências de derrames Komatiíticos (?) na seqüência Vulcano-Sedimentar Rio Itajaí-Mirim (SC). In: I Simp. Sul-Bras. Geol., Porto Alegre, 1983. *Anais*..., Porto Alegre, SBG, p. 267-272.

72- SILVA, L.C. (1984)- As sequências metavulcano-sedimentares do tipo "greenstone belts" e de cobertura do escudo catarinense. In: Cong.Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*..., Rio de Janeiro, SBG, p. 2590-2598.

73- SILVA, L.C.; OLIVEIRA, J.M.P.; AUMOND, J.J.; LOPES, R.M.M.; EIPPER, J.; FERRO, G. 1985. Caracterização petrográfica da seqüência (meta) vulcano-sedimentar Rio do Oliveira (cinturão Rio Itajaí-Mirim, SC). In: Simp. Sul-Bras. Geol., Florianópolis, 1985. *Anais*... Florianópolis, SBG, p. 11-23.

74- SILVA, L.C. 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das Faixas Dobradas Proterozóicas no Sul do Brasil: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, 1991, 21(1):60-73.

75- SOARES, P.C. 1988- Tectônica Colisional em torno do bloco Paraná, Brasil. In: VII Congr. Latino-Americano de Geol., Belém, 1988. *Anais*..., Belém, SBG, vol. 1, p 63-79.

76- SOARES, P. C. (1992)- Algumas observações sobre as Faixas Proterozóicas e seus sistemas colisionais no Sul do Brasil. In; Congr. Bras. Geol., São Paulo, 37, 1992. *Anais*...São Paulo, SBG, vol. 1, p. 277-278.

77- SOARES, P. C.; ROSTIROLLA, S. P. (1997)- Tectônica de Escape Tardicolisional nos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. In: VI Simp. Nac. Est. Tect..

78- SOARES, P.C., ASSINE, M.L., CHAVES, N.V. (1993)- De la Provincia orogénica as Craton estable; Historia Neoproterozoica y Eopaleozoica de la parte Centro-Meridional de América del Sur. In: Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata. Resumenes extensos, Uruguai, 1993. Tomo I, parte 10.

79- SUN, S. S. 1982. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46:179-192.

80- THOMPSON, P. N. 1984. Dispatches from the basalt front 1. Experiments Proc. Geol. Ass. , vol. 95, p. 249-262.

81- TONIOLO, J. A. 1991– Projeto Canelinha- Relatório Final de Pesquisa. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais– Superintendência Regional de Porto Alegre, inédito,1991, 42p.

82- TONIOLO, J. A. e KIRCHNER, C. A. (1994)- Mineralizações de Ouro no RS e SC. In: Congr. Bras. Geol., 38, Balneário de Camboriú, 1994. *Anais*... Balneário de Camboriú-, SBG, vol. 2, p. 172-174.

83- TONIOLO, J. A.; COSTA, A. F. U. (1994)- Prospecção de Ouro na área de Canelinha, Santa Catarina. In: Congr. Bras. Geol., 38, Balneário de Camboriú, 1994. *Anais*... Balneário de Camboriú-, SBG, vol. 2, p. 200-201.

84- TRAINNI, D. R.; DIAS, A. A.; KREBS, A. S. J.; SOUSZA, E. C.; CAPELETTI, I.; TONIOLO, J. A. ; SILVA, L. C. da; SILVA, M. A. S. 1978. Projeto Vidal Ramos-Biguaçú. Porto Alegre: DNPM/CPRM. 1978. 303p.

85- WANG, P. e GLOVERIII, L. 1992. A tectonics test of the most commonly used geochemical discriminant diagrams and patterns. *Earth-Science Reviews.* Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, 33:111-131.

86- WILSON, M. 1995. Igneous Petrogenesis- a global tectonic aproach. Chapman & Hall, London, 466p.

87- WINCHESTER,J. A. e FLOYD, P. A. 1977– Geochemical discrimination of different magma series anda their differentiation prodocts using immobile elements. *Chemical Geology*, vol 20, p. 325-343

88- WINDLEY, B. F. 1977. The evolving continents. Nova York, Willey & Sons, 385p.

89- WINKLER, H. G. F. 1977. Petrogênese das rochas metamórficas. Tradução da 4° edição. Tradução: Conde, L. E. N., Fundação Caloustre Gulbenkian, Lisboa, 558p.

90- WIRTH, K. R.; OLIVEIRA, E. P.; SILVA SÁ, J. H. & TARNEY, J. 1995. Early Precambrian basic rocks of South America. *In*: Early Proterozoic basica magmatism, Willey & Sons, 1995, 480p.

91- YARDLEY, B. W. C. (1994) Introdução à petrologia metamórfica – uma tradução. Tradução: FUCK, R. A. Editora Universidade de Brasilia.

92- ZHOU, M. F.; ROBINSON, P. T. & BAI, W. J. 1994. Formation of podiform chomitites by melt/rock interction in the upper mantle. Mineralium Deposita, vol 29, p. 98-100.



SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

ANEXO 01

	SAP 98	SAP 99	SAP 117	SAP 118	SAP 119b	SAP 122b	SAP 122c	SAP 124
SiO2	48,62	48,71	48,23	48,1	51,97	43,17	50,36	39,59
Al2O3	13,68	12,83	13,91	12,75	14,89	10,1	6,92	8,19
Fe2O3	11,97	12,85	12,63	15,59	10,58	15,63	12,05	18,98
FeO (0,99)	11,85	12,72	12,50	15,43	10,47	15,47	11,93	18,79
Cr2O3	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,03	0,12	0,08
MnO	0,18	0,17	0,26	0,26	0,22	0,42	0,27	0,15
MgO	8,78	6,57	7,23	5,63	4,6	10,74	17,98	16,41
CaO	9,81	11,63	10,3	10,08	5,69	13,01	7,15	8,02
Na2O	2,83	2,72	2,99	2,22	3,06	0,95	0,6	0,31
K2O	0,1	0,11	0,44	0,41	2,76	0,6	0,11	0,1
TiO2	1,28	1,47	1,41	2,84	1,85	2,84	0,65	1,97
P2O5	0,12	0,12	0,1	0,29	0,71	0,42	0,05	0,27
LOI	1,29	1,21	0,78	0,64	2,52	1,11	1,83	4,73
TOTAL	98,66	98,39	98,30	98,81	98,85	99,02	98,09	98,8
Ba	67,50	26,50	48,50	24,50	15,00	67,50	30,50	24,50
Ce	12,00	16,00	12,50	35,50	122,50	54,00	10,50	14,00
Cs	0,20	0,10	0,30	0,30	1,90	1,20	1,40	<0,10
Co	49,50	44,50	50,00	37,50	37,50	76,50	66,00	111,50
Cu	135	85	190	55	35	65	10	40
Dy	5,00	4,10	3,70	8,60	7,60	4,60	1,80	4,70
Er	2,80	2,30	2,10	5,60	4,20	2,00	0,90	2,00
Eu	1,60	1,20	1,00	2,70	3,30	1,90	0,60	1,60
Gd	5,20	3,90	3,50	8,20	9,30	7,20	1,80	5,50
Ga	16,00	18,00	17,00	23,00	21,00	23,00	11,00	20,00
Hf	2,00	2,00	2,00	5,00	8,00	6,00	1,00	4,00
Ho	1,00	0,80	0,80	2,10	1,50	0,80	0,40	0,90
La	8,50	7,50	5,00	14,50	59,00	24,00	6,00	13,50
Pb	10,00	<5,00	20,00	15,00	20,00	10,00	5,00	5,00
Lu	0,40	0,30	0,30	0,90	0,70	0,10	0,10	0,10
Nd	14,50	11,00	9,00	24,00	53,00	30,00	4,50	15,00
Ni	190	105	145	35	80	415	815	970
Nb	4,00	5,00	4,00	11,00	17,00	31,00	4,00	14,00
Pr	3,30	2,40	1,90	5,20	14,50	7,40	1,30	3,40
Rb	2,20	2,20	7,20	6,40	61,20	13,80	3,40	1,20
Sm	4,10	3,40	2,80	7,10	10,10	7,30	1,00	4,60
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	434	313	222	343	566	134	206	28,70
Ta	<0,5	<0,5	<0,5	1,00	1,50	3,00	<0,5	1,50
Tb	0,90	0,70	0,60	1,50	1,40	0,90	0,30	0,70
Tl	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Th	3,00	1,00	<1	1,00	4,00	3,00	1,00	2,00
Tm	0,40	0,30	0,30	0,90	0,60	0,20	0,10	0,30
Sn	4,00	1,00	<1	1,00	<1	<1	1,00	<1
W	<1	<1	<1	<1	1,00	<1	<1	<1
U	<0,5	<0,5	<0,5	1,50	0,50	1,00	<0,5	0,50
V	200	260	210	320	60	135	<0,5	<0,5
Yb	2,30	2,00	1,70	5,30	3,70	1,40	1,00	1,30
Y	24,50	21,00	19,00	48,00	39,00	18,00	9,50	21,0
Zn	90	85	100	180	130	105	100	175
Zr	77,00	92,50	73,50	184,00	314,00	192,50	49,50	114,50
Cr	n.d.	n.d.	304	n.d.	n.d.	456	1824	1216

Tabela 03- Resultados de análise química de rocha total para elementos maiores e traços das amostras da região de Canelinha/SC.

	AC-187e	AC-171c	AC-171e	AC-182x	AC-218x	AC-218	AC-167
SiO2	50,10	51,10	53,8	46,40	50,40	49,60	50,4
Al2O3	13,40	13,00	9,6	14,80	13,70	13,40	10,7
Fe2O3	5,00	3,30	6	3,50	5,80	0,70	2,4
FeO	6,80	8,20	6	8,70	7,80	11,70	14,8
FeOtotal	11,30	11,17	11,40	11,85	13,02	12,33	16,96
MnO	0,25	0,16	0,16	0,19	0,27	0,28	0,35
MgO	6,80	7,60	7,8	7,90	7,40	8,80	4,7
CaO	10,40	9,60	10,1	7,80	7,40	7,60	6,2
Na2O	3,30	3,80	3,2	3,50	3,80	3,80	3,7
K2O	0,42	0,06	0,06	1,40	0,11	0,11	0,16
TiO2	1,70	1,30	1,4	2,00	1,60	1,80	4,4
P2O5	0,17	0,10	0,09	0,80	0,13	0,15	0,41
LOI	1,66	0,80	1,04	2,04	0,60	0,68	0,28
H2O	0,00	0,22	0,034	0,00	0,03	0,04	0,18
TOTAL	100,00	99,24	99,28	99,03	99,04	98,66	98,68
Ba	x	800	420	860	x	x	x
Ce	x	x	x	x	x	x	x
Cs	x	x	x	x	x	x	x
Co	45	45	50	55	50	60	50
Cu	115	165	150	60	365	145	70
Dy	x	x	x	x	x	x	x
Er	x	x	x	x	x	x	x
Eu	x	x	x	x	x	x	x
Gd	x	x	x	x	x	x	x
Ga	x	x	x	x	x	x	x
Hf	x	x	x	x	x	x	x
Ho	x	x	x	x	x	x	x
La	x	x	x	x	x	x	x
Pb	x	x	x	x	x	x	x
Lu	x	x	x	x	x	x	x
Nd	x	x	x	x	x	x	x
Ni	90	90	95	95	110	105	5
Nb	x	x	x	x	x	x	x
Pr	x	x	x	x	x	x	x
Rb	x	x	x	x	x	x	x
Sm	x	x	x	x	x	x	x
Ag	x	x	x	x	x	x	x
Sr	0	398	403	459	179	100	x
Ta	x	x	x	x	x	x	x
Tb	x	x	x	x	x	x	x
Tl	x	x	x	x	x	x	x
Th	x	x	x	x	x	x	x
Tm	x	x	x	x	x	x	x
Sn	x	x	x	x	x	x	x
W	x	x	x	x	x	x	x
U	x	x	x	x	x	x	x
V	0	340	320	200	380	380	160
Yb	x	x	x	x	x	x	x
Y	27	32	32	57	39	24	63
Zn	90	85	85	120	140	125	130
Zr	65	32	30	216	90	102	186
Cr	75	125	150	125	225	275	50

***Tabela 03**- continuação...*

	SAP 98	SAP 99	SAP 117	SAP 118	SAP 119b	SAP 122b	SAP 122c	SAP 124
La	8,50	7,50	5,00	14,50	59,00	24,00	6,00	13,50
Ce	12,00	16,00	12,50	35,50	122,50	54,00	10,50	14,00
Pr	3,30	2,40	1,90	5,20	14,50	7,40	1,30	3,40
Nd	14,50	11,00	9,00	24,00	53,00	30,00	4,50	15,00
Sm	4,10	3,40	2,80	7,10	10,10	7,30	1,00	4,60
Eu	1,60	1,20	1,00	2,70	3,30	1,90	0,60	1,60
Gd	5,20	3,90	3,50	8,20	9,30	7,20	1,80	5,50
Tb	0,90	0,70	0,60	1,50	1,40	0,90	0,30	0,70
Dy	5,00	4,10	3,70	8,60	7,60	4,60	1,80	4,70
Ho	1,00	0,80	0,80	2,10	1,50	0,80	0,40	0,90
Er	2,80	2,30	2,10	5,60	4,20	2,00	0,90	2,00
Tm	0,40	0,30	0,30	0,90	0,60	0,20	0,10	0,30
Yb	2,30	2,00	1,70	5,30	3,70	1,40	1,00	1,30
Lu	0,40	0,30	0,30	0,90	0,70	0,10	0,10	0,10

Valores normalizados pelo condrito de SUN (1982)

	SAP 98	SAP 99	SAP 117	SAP 118	SAP 119b	SAP 122b	SAP 122c	SAP 124	Con/SUN
La	25,84	22,80	15,20	44,07	179,33	72,95	18,24	41,03	0,3290
Ce	13,87	18,50	14,45	41,04	141,62	62,43	12,14	16,18	0,8650
Pr	25,38	18,46	14,62	40,00	111,54	56,92	10,00	26,15	0,1300
Nd	23,02	17,46	14,29	38,10	84,13	47,62	7,14	23,81	0,6300
Sm	20,20	16,75	13,79	34,98	49,75	35,96	4,93	22,66	0,2030
Eu	20,78	15,58	12,99	35,06	42,86	24,68	7,79	20,78	0,0770
Gd	18,84	14,13	12,68	29,71	33,70	26,09	6,52	19,93	0,2760
Tb	18,07	14,06	12,05	30,12	28,11	18,07	6,02	14,06	0,0498
Dy	14,58	11,95	10,79	25,07	22,16	13,41	5,25	13,70	0,3430
Ho	12,99	10,39	10,39	27,27	19,48	10,39	5,19	11,69	0,0770
Er	12,44	10,22	9,33	24,89	18,67	8,89	4,00	8,89	0,2250
Tm	11,36	8,52	8,52	25,57	17,05	5,68	2,84	8,52	0,0352
Yb	10,45	9,09	7,73	24,09	16,82	6,36	4,55	5,91	0,2200
Lu	11,80	8,85	8,85	26,55	20,65	2,95	2,95	2,95	0,0339

Tabela 04- Resultado de análise química de rocha total para elementos Terras Raras das amostras da região de Canelinha/SC.

Sample	Q	Z	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	Ol	Mt	Cm	Il	Ap	H2O+	H2O-	Total
SAP 98	0	0.02	0,62	24,9	25,32	0	20,28	11,4	14,76	0.00	0.00	2.53	0.30	0.00	0.00	100.11
SAP 99	0	0.02	0,68	24	23,45	0	29,98	9,22	9,53	0.00	0.00	2.91	0.30	0.00	0.00	100.08
SAP 117	0	0.02	2,71	26,29	24,16	0	23,52	2,14	18,22	0.00	0.00	2.78	0.25	0.00	0.00	100.08
SAP 118	0	0.04	2,51	19,44	24,46	0	21,4	25,56	0,39	0.00	0.00	5.58	0.71	0.00	0.00	100.10
SAP 122b	0	0.04	3,69	8,23	22,35	0,06	34,44	0	24,7	0.00	0.00	5.60	1.03	0.00	0.00	100.14
SAP 122c	0	0.01	0,69	5,35	16,72	0	16,45	58,74	0,78	0.00	0.00	1.30	0.12	0.00	0.00	100.16
SAP 124	0	0.03	0,75	3,32	26,15	0	17,32	41,45	5,66	0.00	0.00	4.74	0.81	0.00	0.00	100.22
AC-R-167	4,18	0.04	0,96	31,87	12,34	0	13,66	23,97	0	3.54	0.01	8.51	0.99	0.00	0.00	100.06
AC-R-171c	0	0.01	0,36	32,73	18,6	0	24,04	12,76	4,03	4.87	0.03	2.51	0.24	0.00	0.00	100.18
AC-R-171e	8,37	0.01	0,36	27,57	11,88	0	30,82	9,32	0	8.86	0.03	2.71	0.22	0.00	0.00	100.15
AC-R-218	0	0.02	0,66	32,83	19,59	0	14,76	8,92	18,36	1.04	0.06	3.49	0.36	0.00	0.00	100.10
AC-R-218a	1,41	0.02	0,66	32,67	20,33	0	13,02	19,98	0	8.54	0.05	3.09	0.31	0.00	0.00	100.09
AC-R-187e	1,09	0.01	2,52	28,39	20,86	0	24,46	11,62	0	7.37	0.02	3.28	0.41	0.00	0.00	100.05
AC-R-182x	0	0.04	8,53	29,07	21,21	0,79	10,97	0	18,45	5.23	0.03	3.92	1.96	0.00	0.00	100.21

Tabela 05- Resultado de análise CIPW das amostras da região de Canelinha/SC.

Amostras	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	H2O	LOI	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Sr	Zr	Y
MA-037c	56,60	2,50	11,30	1,70	10,30	0,10	7,70	1,80	1,90	0,32	0,14	0,00	5,63	275	135	35	0	140	120	0	636	31
MA-029d	40,40	1,80	12,30	1,60	11,50	0,18	4,00	11,00	2,90	0,24	0,52	0,50	10,06	50	20	35	0	65	175	0	186	37
MA-056u	43,10	2,20	7,40	1,70	8,80	0,11	9,90	13,20	1,00	2,00	0,60	0,00	8,00	425	500	75	0	90	115	0	199	13
MA-0039a	45,00	1,70	14,20	1,50	8,60	0,12	8,80	7,20	3,60	0,22	0,25	0,10	8,70	125	95	35	220	65	90	520	118	31
AK-0205	51,70	0,75	14,10	0,83	8,40	0,24	9,20	8,90	2,60	0,60	0,07	0,00	1,29	250	175	50	200	45	100	346	25	16
MA-0056r	50,10	2,60	10,80	1,10	10,30	0,17	7,10	9,50	2,90	2,00	0,77	0,00	1,97	100	90	45	240	90	130	954	78	23
MA-0070	48,60	4,40	8,00	2,60	13,10	0,17	5,70	11,10	1,60	0,78	0,82	0,00	1,55	250	250	60	200	95	180	600	304	41
AC-0083j	46,90	2,80	11,90	1,90	13,10	0,20	8,30	6,30	3,20	0,46	0,37	0,00	3,12	100	80	60	340	120	170	63	255	36
AC-OO83m	48,30	1,70	8,20	1,30	11,00	0,18	11,10	10,90	2,30	0,36	0,27	0,00	3,28	375	170	50	240	80	125	175	172	34
AS-0029	48,10	1,80	10,90	6,00	7,90	0,15	11,90	6,60	2,90	0,17	0,20	0,00	2,64	350	310	65	260	95	150	40	165	26
AS-0036a	52,30	1,80	9,60	1,60	9,10	0,14	9,80	8,30	3,50	0,30	0,19	0,00	2,44	200	155	35	240	105	125	179	154	25
AS-0041t	43,10	1,50	14,70	2,30	11,00	0,27	7,70	7,50	3,50	0,51	0,52	0,00	6,33	75	110	55	160	50	130	490	109	49
MA-0056t	43,40	2,50	12,50	2,20	13,20	0,16	10,20	6,00	2,90	1,30	0,69	0,00	3,64	275	185	70	200	50	175	541	123	31
MA-0064e	49,90	1,20	13,90	2,40	8,10	0,14	8,50	6,20	3,60	2,20	0,13	0,00	2,75	150	140	50	200	100	85	261	53	17
MA-0065g	49,10	1,10	13,10	1,80	7,20	0,12	9,20	10,10	0,54	3,70	0,15	0,00	3,16	275	185	45	220	60	75	516	30	22
MA-0065h	48,50	1,10	13,20	2,00	8,10	0,13	9,60	10,00	3,20	0,72	0,12	0,00	2,29	150	200	45	220	100	360	454	30	22
MA-0065n	49,00	1,10	14,70	3,90	5,90	0,12	8,40	9,50	3,30	0,93	0,12	0,00	2,27	200	160	40	200	20	70	409	30	18
MA-0082b	46,60	1,60	9,20	2,50	8,70	0,15	8,20	13,10	3,30	0,46	0,17	0,00	5,01	450	335	70	200	120	125	110	132	24
MA-0303g	51,90	1,80	12,10	1,50	9,60	0,20	6,30	4,60	4,90	1,10	0,39	0,00	4,65	75	15	30	160	25	150	189	260	45
AC-0083d	41,60	1,50	14,10	2,40	6,20	0,16	5,70	17,80	0,37	2,50	0,29	0,17	7,42	0	175	40	200	140	85	817	30	33
AC-0083h	57,00	1,80	10,50	2,10	5,10	0,09	3,80	11,40	3,80	0,79	0,26	0,10	2,93	350	285	60	200	75	100	839	30	22
AC-0083s	40,10	1,50	11,90	2,70	4,40	0,12	3,00	23,40	2,30	1,20	0,29	0,00	7,84	325	150	35	180	75	65	999	30	17
AK-0030y	41,50	1,80	12,10	3,30	5,90	0,13	5,20	17,40	2,50	1,50	0,29	0,11	8,37	300	155	30	200	45	60	311	214	23
AS-0041b	52,80	2,10	10,90	1,70	5,40	0,09	4,40	11,50	4,90	0,59	0,22	0,04	4,73	350	200	45	200	70	75	608	69	40
AS-0041y	39,80	1,90	10,20	1,80	7,20	0,14	7,30	10,40	2,80	1,50	0,26	0,18	17,00	475	280	40	200	95	90	217	138	25
AS-0999y	47,60	1,70	12,80	2,70	4,40	0,10	4,70	14,80	3,70	1,20	0,29	0,06	5,87	400	270	50	200	80	80	837	30	34
MA-0038a	52,50	2,10	14,80	1,70	7,40	0,11	5,10	5,10	3,70	5,10	0,29	0,16	2,14	175	55	25	220	40	105	295	146	38
AC-0084	47,20	1,90	12,20	3,40	10,40	0,16	8,60	9,60	1,80	0,70	0,27	0,52	2,61	500	425	60	200	100	125	436	76	30

Tabela 06- Resultados de análise química de rocha total para elementos maiores e traços das amostras da região do Ribeirão do Ouro/SC (Sander, 1991).

Amostras	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	H2O	LOI	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Sr	Zr	Y
WW-0005a	48,40	1,10	14,60	1,80	8,20	0,12	8,90	9,20	3,30	1,00	0,17	0,20	1,99	150	180	45	180	30	75	356	49	22
MA-0038d	47,60	2,90	10,40	2,40	11,00	0,14	10,10	9,70	2,40	0,35	0,37	0,30	2,30	650	185	55	340	95	105	145	164	23
MA-0039c	50,50	1,50	10,40	2,00	9,80	0,15	10,70	8,00	3,20	0,33	0,26	0,20	2,80	450	215	50	260	190	95	145	127	21
AC-0066	50,60	1,80	12,30	4,60	10,00	0,17	6,50	4,00	4,40	0,94	0,25	0,00	3,36	50	45	50	300	40	125	76	170	31
AC-0067b	52,20	2,60	12,30	0,53	9,60	0,12	7,30	6,00	4,70	0,36	0,30	0,00	2,05	100	100	50	280	155	130	160	251	35
AK-0075	42,70	1,50	7,70	0,53	7,80	0,15	5,20	19,20	3,60	0,20	0,18	0,00	10,40	350	410	65	200	140	120	199	103	13
AC-0083a	46,20	1,60	12,00	2,20	10,40	0,17	8,00	9,60	3,20	1,10	0,56	0,00	3,89	225	160	50	200	190	130	240	206	45
MA-0056v	50,40	0,95	10,80	1,70	10,40	0,16	10,30	8,70	2,70	0,75	0,09	0,00	2,01	200	220	60	220	80	140	309	30	28
MA-0056j	46,10	2,60	10,90	2,50	10,70	0,16	8,80	9,80	2,20	2,20	0,84	0,21	1,78	50	90	55	220	140	140	978	80	23
MA-0067b	48,00	2,10	14,10	1,60	11,10	0,13	7,60	5,80	4,40	1,80	0,29	0,21	2,37	50	65	50	260	60	135	252	162	40
MA-0036c	37,50	3,10	14,20	2,50	15,30	0,18	11,20	6,30	1,20	0,97	0,36	0,30	6,90	300	120	50	360	85	140	260	169	30
MA-0084a	46,90	2,20	11,60	3,20	9,30	0,14	10,30	9,70	2,60	1,10	0,32	0,19	1,50	475	175	65	220	75	140	153	186	38
MA-0063c	43,50	2,00	7,30	3,10	9,60	0,15	19,30	8,50	0,07	0,04	0,25	0,00	5,17	650	435	65	200	65	120	48	199	26
MA-0064C	44,00	1,60	6,90	2,80	10,30	0,18	19,50	8,30	0,08	0,05	0,27	0,00	5,01	725	480	65	180	65	125	46	181	20
MA-0065c	43,50	1,20	4,60	7,70	6,30	0,16	23,20	6,60	0,09	0,06	0,13	0,00	5,96	1075	1250	130	140	200	100	38	123	25
MA-0065m	42,20	1,00	4,50	7,90	6,50	0,18	24,40	6,10	0,12	0,05	0,11	0,00	6,39	925	1150	125	140	170	105	38	107	10
MA-0302b	44,10	0,95	4,80	4,20	8,10	0,21	22,70	7,20	0,07	0,04	0,13	0,00	6,50	1650	900	100	160	115	110	100	75	10
MA-0302c	42,90	1,20	5,90	3,40	10,90	0,15	22,20	3,90	0,07	0,03	0,14	0,00	7,88	825	1200	105	160	115	140	75	120	10
MA-0302d	43,60	1,20	5,00	2,90	9,60	0,40	22,00	4,90	0,10	0,03	0,14	0,00	9,21	675	1000	100	140	250	135	133	90	21
MA-03020f	44,10	0,99	5,20	0,89	10,90	0,17	22,10	5,20	0,04	0,07	0,10	0,00	9,21	1700	680	80	140	105	100	99	97	10
MA-0302i	45,20	1,00	4,40	3,20	10,70	0,71	22,50	3,40	0,05	0,07	0,10	0,00	7,51	1000	925	115	160	145	120	51	89	10
AC-0053b	45,10	0,93	4,90	3,00	9,60	0,13	22,30	6,60	0,04	0,02	0,16	0,27	5,90	900	1000	110	100	130	110	62	101	10
AS-0030d	44,50	1,00	5,10	2,90	10,20	0,15	22,90	6,00	0,06	0,05	0,16	0,24	5,76	800	1100	130	100	180	115	56	108	10
MA-0036d	38,70	1,00	3,10	8,40	10,00	0,17	27,70	1,90	0,08	0,08	0,23	0,40	8,40	1100	1700	155	120	35	115	35	81	26
MA-0091	43,00	2,30	8,50	2,30	14,20	0,15	15,30	8,70	0,17	0,31	0,27	0,50	4,20	450	720	100	220	65	175	40	127	15
MA-0056s	46,80	1,20	7,90	1,20	9,40	0,16	15,00	8,90	0,97	2,80	0,40	0,00	4,26	550	500	70	180	60	115	278	98	25
MA-0056i	44,30	1,40	9,40	1,40	10,50	0,15	15,50	8,50	1,20	1,80	0,46	0,30	4,20	600	490	70	160	60	135	261	134	26

Tabela 06- *continuação...*

	MA-036c	MA-038a	MA-056t	MA-065g	MA-065h	MA-302d	AS-029	AS-036a	AC-066	AC-083a	AK-075
La	20,30	20,30	40,84	13,70	13,10	13,00	19,00	16,10	27,70	31,50	14,10
Ce	41,70	37,60	82,40	31,00	29,80	30,90	40,50	35,00	41,50	62,60	27,80
Nd	30,20	22,20	49,60	20,70	20,30	21,00	25,40	24,30	29,10	42,60	19,20
Sm	6,97	4,70	10,20	5,36	4,88	5,50	7,72	6,42	6,23	9,55	4,42
Eu	2,14	1,57	2,64	1,32	1,31	1,17	1,68	1,64	1,66	2,35	1,27
Gd	6,70	4,68	8,30	4,53	4,50	4,17	5,66	5,64	5,64	8,31	3,94
Dy	5,34	4,00	6,40	4,50	4,50	3,70	4,00	4,80	3,90	6,70	2,78
Ho	1,00	0,65	1,14	0,89	0,06	0,75	0,95	0,95	0,76	1,24	0,59
Er	2,36	1,61	2,89	2,15	2,13	1,62	2,45	2,12	1,93	2,80	1,39
Yb	1,76	1,30	1,70	1,09	1,11	0,97	1,49	1,19	1,45	1,80	0,95
Lu	0,26	0,16	0,26	0,22	0,23	0,09	0,29	0,23	0,22	0,29	0,12

Valores normalizados pelo condrito de SUN (1982)

	MA-036c	MA-038a	MA-056t	MA-065g	MA-065h	MA-302d	AS-029	AS-036a	AC-066	AC-083a	AK-075	Com/SUN
La	61,70	61,70	124,13	41,64	39,82	39,51	57,75	48,94	84,19	95,74	42,86	0,3290
Ce	48,21	43,47	95,26	35,84	34,45	35,72	46,82	40,46	47,98	72,37	32,14	0,8650
Nd	47,94	35,24	78,73	32,86	32,22	33,33	40,32	38,57	46,19	67,62	30,48	0,6300
Sm	34,33	23,15	50,25	26,40	24,04	27,09	38,03	31,63	30,69	47,04	21,77	0,2030
Eu	27,79	20,39	34,29	17,14	17,01	15,19	21,82	21,30	21,56	30,52	16,49	0,0770
Gd	24,28	16,96	30,07	16,41	16,30	15,11	20,51	20,43	20,43	30,11	14,28	0,2760
Dy	15,57	11,66	18,66	13,12	13,12	10,79	11,66	13,99	11,37	19,53	8,10	0,3430
Ho	12,99	8,44	14,81	11,56	0,78	9,74	12,34	12,34	9,87	16,10	7,66	0,0770
Er	10,49	7,16	12,84	9,56	9,47	7,20	10,89	9,42	8,58	12,44	6,18	0,2250
Yb	8,00	5,91	7,73	4,95	5,05	4,41	6,77	5,41	6,59	8,18	4,32	0,2200
Lu	7,67	4,72	7,67	6,49	6,78	2,65	8,55	6,78	6,49	8,55	3,54	0,0339

Tabela 07- Resultado de análise de rocha total para elementos Terras Raras das amostras da região do Ribeirão do Ouro/SC (Sander, 1991).

Amostra	Q	C	Z	Or	Ab	An	Lc	Ne	Di	Wo	Hy	Ol	Cs	Mt	Cm	Il	Pf	Ap	H2O+	H2O-	Total
MA-037c	24,55	5.18	0.14	2	17,04	8,49	0	0.00	0.00	0.00	34.70	0.00	0.00	2.61	0.06	5.03	0.00	0.35	0.00	0.00	100.16
MA-029d	0	0.00	0.04	1,64	20,78	22,95	0	4.12	30.55	0.00	0.00	11.91	0.00	2.68	0.01	3.95	0.00	1.42	0.00	0.00	100.08
MA-056u	0	0.00	0.04	13,13	6,09	10,88	0	1.79	46.47	0.00	0.00	12.74	0.00	2.74	0.10	4.64	0.00	1.58	0.00	0.00	100.21
MA-0039a	0	0.00	0.03	1,43	33,4	24,08	0	0.00	10.97	0.00	1.83	21.80	0.00	2.38	0.03	3.54	0.00	0.65	0.00	0.00	100.14
AK-0205	0	0.00	0.01	3,64	22,59	25,72	0	0.00	15.71	0.00	27.71	1.82	0.00	1.24	0.06	1.46	0.00	0.17	0.00	0.00	100.12
MA-0056r	0	0.00	0.02	12,14	25,21	10,85	0	0.00	26.91	0.00	8.46	8.00	0.00	1.64	0.02	5.07	0.00	1.88	0.00	0.00	100.20
MA-0070	7,76	0.00	0.06	4,76	13,97	12,75	0	0.00	32.16	0.00	14.18	0.00	0.00	3.89	0.06	8.63	0.00	2.01	0.00	0.00	100.24
AC-0083j	0	0.00	0.05	2,85	28,37	17,56	0	0.00	10.45	0.00	19.75	11.66	0.00	2.89	0.02	5.57	0.00	0.92	0.00	0.00	100.10
AC-OO83m	0	0.00	0.04	2,23	20,35	11,5	0	0.00	35.24	0.00	12.73	11.96	0.00	1.97	0.08	3.38	0.00	0.67	0.00	0.00	100.15
AS-0029	0	0.00	0.03	1,04	25,39	16,8	0	0.00	12.54	0.00	29.67	1.56	0.00	9.00	0.08	3.54	0.00	0.49	0.00	0.00	100.14
AS-0036a	0	0.00	0.03	1,83	30,65	9,94	0	0.00	25.50	0.00	24.84	0.86	0.00	2.40	0.04	3.54	0.00	0.47	0.00	0.00	100.11
AS-0041t	0	0.00	0.02	3,26	26,9	24,75	0	2.75	9.85	0.00	0.00	24.59	0.00	3.60	0.02	3.08	0.00	1.33	0.00	0.00	100.14
MA-0056t	0	0.00	0.03	8,08	24,91	18,17	0	0.49	7.05	0.00	0.00	31.33	0.00	3.36	0.06	5.00	0.00	1.72	0.00	0.00	100.20
MA-0064e	0	0.00	0.01	13,51	31,64	15,87	0	0.00	12.41	0.00	1.08	19.24	0.00	3.61	0.03	2.37	0.00	0.32	0.00	0.00	100.09
MA-0065g	0	0.00	0.01	22,75	4,75	23,31	0	0.00	22.60	0.00	15.89	5.50	0.00	2.72	0.06	2.17	0.00	0.37	0.00	0.00	100.15
MA-0065h	0	0.00	0.01	4,4	26,52	20,21	0	0.81	24.66	0.00	0.00	18.03	0.00	3.00	0.03	2.16	0.00	0.29	0.00	0.00	100.12
MA-0065n	0	0.00	0.01	5,67	28,79	23,27	0	0.00	19.72	0.00	4.06	10.27	0.00	5.83	0.04	2.15	0.00	0.29	0.00	0.00	100.12
MA-0082b	0	0.00	0.03	2,89	18,6	9,51	0	6.02	47.55	0.00	0.00	7.95	0.00	3.86	0.10	3.23	0.00	0.43	0.00	0.00	100.17
MA-0303g	0	0.00	0.06	6,89	43,92	8,24	0	0.00	10.96	0.00	15.58	7.52	0.00	2.30	0.02	3.62	0.00	0.98	0.00	0.00	100.10
AC-0083d	0	0.00	0.01	0	0	31,79	12.51	1.83	39.35	0.00	0.00	2.95	4.11	3.76	0.08	3.08	0.00	0.74	0.00	0.00	100.21
AC-0083h	10,44	0.00	0.01	4,83	33,27	9,59	0	0.00	30.61	4.06	0.00	0.00	0.00	3.15	0.07	3.54	0.00	0.64	0.00	0.00	100.22
AC-0083s	0	0.00	0.01	0	0	20,48	6.12	11.60	25.19	21.35	0.00	0.00	7.22	4.31	0.07	3.13	0.00	0.76	0.00	0.00	100.23
AK-0030y	0	0.00	0.05	3,05	0	18,96	5.19	12.51	41.53	9.09	0.00	0.00	0.00	5.22	0.08	3.73	0.00	0.75	0.00	0.00	100.17
AS-0041b	0	0.00	0.01	3,69	43,26	6,36	0.00	0.31	35.36	3.74	0.00	0.00	0.00	2.61	0.11	4.22	0.00	0.55	0.00	0.00	100.20
AS-0041y	0	0.00	0.03	10,64	9,95	13,01	0.00	10.02	38.02	0.00	0.00	10.20	0.00	3.13	0.10	4.33	0.00	0.74	0.00	0.00	100.19
AS-0999y	0	0.00	0.01	7,55	20,04	15,73	0.00	7.19	33.45	7.86	0.00	0.00	0.00	4.17	0.04	3.44	0.00	0.73	0.00	0.00	100.20
MA-0038y	0	0.00	0.03	30,79	25,45	8,91	0.00	3.54	12.36	0.00	0.00	11.68	0.00	2.52	0.11	4.07	0.00	0.70	0.00	0.00	100.16
AC-0084	0,13	0.00	0.02	4,3	15,83	24,06	0.00	0.00	19.38	0.00	26.88	0.00	0.00	5.12	0.03	3.75	0.00	0.67	0.00	0.00	100.17
WW-0005a	0	0.00	0.01	6,11	26,83	22,82	0.00	1.01	18.93	0.00	0.00	18.91	0.00	2.70	0.14	2.16	0.00	0.42	0.00	0.00	100.19
MA-0038d	0	0.00	0.03	2,12	20,86	17,03	0.00	0.00	24.33	0.00	18.87	6.69	0.00	3.57	0.10	5.66	0.00	0.90	0.00	0.00	100.16
MA-0039c	0	0.00	0.03	2,01	27,96	13,47	0.00	0.00	20.94	0.00	21.36	7.73	0.00	2.99	0.01	2.94	0.00	0.64	0.00	0.00	100.09
AC-0066	0	0.00	0.04	5,81	38,96	11,56	0.00	0.00	6.17	0.00	26.23	0.11	0.00	6.98	0.02	3.58	0.00	0.62	0.00	0.00	100.07
AC-0067b	0	0.00	0.05	2,22	41,42	11,88	0.00	0.00	14.03	0.00	18.50	5.28	0.00	0.80	0.06	5.14	0.00	0.74	0.00	0.00	100.13
AK-0075	0	0.00	0.02	1,33	1,45	4,8	0.00	17.80	56.37	13.75	0.00	0.00	0.00	0.87	0.08	3.21	0.00	0.48	0.00	0.00	100.18

Tabela 08- Resultado de análise CIPW das amostras da região do Ribeirão do Ouro/SC (Sander, 1991).

Amostra	Q	C	Z	Or	Ab	An	Lc	Ne	Di	Wo	Hy	Ol	Cs	Mt	Cm	Il	Pf	Ap	H2O+	H2O-	Total
AC-0083a	0	0.00	0.04	6,84	24,1	15,93	0.00	2.38	24.95	0.00	0.00	17.91	0.00	3.36	0.05	3.20	0.00	1.40	0.00	0.00	100.15
MA-0056v	0	0.00	0.01	4,57	23,56	15,62	0.00	0.00	23.18	0.00	18.78	9.73	0.00	2.54	0.04	1.86	0.00	0.22	0.00	0.00	100.11
MA-0056j	0	0.00	0.02	13,43	18,55	13,83	0.00	0.37	25.35	0.00	0.00	17.74	0.00	3.74	0.01	5.10	0.00	2.06	0.00	0.00	100.20
MA-0067b	0	0.00	0.03	10,98	29,52	13,84	0.00	4.82	11.51	0.00	0.00	22.17	0.00	2.39	0.01	4.11	0.00	0.71	0.00	0.00	100.09
MA-0084a	0	0.00	0.04	6,68	22,59	17,19	0.00	0.00	24.31	0.00	2.31	17.10	0.00	4.77	0.10	4.29	0.00	0.78	0.00	0.00	100.16
MA-0063c	0	0.00	0.04	0,25	0,63	20,78	0.00	0.00	17.89	0.00	39.48	11.52	0.00	4.79	0.15	4.05	0.00	0.63	0.00	0.00	100.22
MA-0064C	0	0.00	0.04	0,31	0,72	19,5	0.00	0.00	17.95	0.00	40.56	12.76	0.00	4.32	0.17	3.23	0.00	0.68	0.00	0.00	100.23
MA-0065c	0	0.00	0.03	0,38	0,81	12,8	0.00	0.00	16.70	0.00	47.04	7.67	0.00	11.94	0.25	2.44	0.00	0.33	0.00	0.00	100.39
MA-0065m	0	0.00	0.02	0,32	1,09	12,46	0.00	0.00	15.14	0.00	41.30	15.17	0.00	12.31	0.21	2.04	0.00	0.28	0.00	0.00	100.35
MA-0302b	0	0.00	0.02	0,26	0,64	13,7	0.00	0.00	19.05	0.00	43.54	13.98	0.00	6.58	0.38	1.95	0.00	0.33	0.00	0.00	100.43
MA-0302c	0	0.00	0.03	0,2	0,65	17,9	0.00	0.00	2.43	0.00	56.65	14.60	0.00	5.43	0.20	2.51	0.00	0.37	0.00	0.00	100.35
MA-0302d	0	0.00	0.02	0,2	0,94	14,59	0.00	0.00	9.17	0.00	55.80	11.84	0.00	4.68	0.16	2.54	0.00	0.37	0.00	0.00	100.30
MA-03020f	0	0.00	0.02	0,46	0,38	15,38	0.00	0.00	10.15	0.00	53.00	16.81	0.00	1.44	0.41	2.09	0.00	0.26	0.00	0.00	100.41
MA-0302i	0	0.00	0.02	0,45	0,46	12,68	0.00	0.00	4.08	0.00	67.91	7.08	0.00	5.08	0.24	2.08	0.00	0.26	0.00	0.00	100.33
AC-0053b	0	0.00	0.02	0,13	0,36	14,16	0.00	0.00	15.96	0.00	50.27	12.21	0.00	4.69	0.21	1.90	0.00	0.41	0.00	0.00	100.33
AS-0030d	0	0.00	0.02	0,32	0,55	14,51	0.00	0.00	13.07	0.00	47.92	16.78	0.00	4.52	0.19	2.04	0.00	0.41	0.00	0.00	100.33
MA-0036d	0	0.00	0.02	0,52	0,74	8,61	0.00	0.00	0.06	0.00	43.42	30.83	0.00	13.33	0.26	2.08	0.00	0.60	0.00	0.00	100.46
MA-0091	0	0.00	0.03	1,92	1,51	22,6	0.00	0.00	16.96	0.00	34.28	14.05	0.00	3.50	0.10	4.59	0.00	0.67	0.00	0.00	100.22
MA-0056s	0	0.00	0.02	17,47	8,66	9,43	0.00	0.00	27.78	0.00	5.55	25.94	0.00	1.84	0.12	2.41	0.00	1.00	0.00	0.00	100.23
MA-0056i	0	0.00	0.03	11,25	10,73	15,81	0.00	0.00	20.71	0.00	3.28	32.20	0.00	2.15	0.14	2.81	0.00	1.15	0.00	0.00	100.24
MA-0036c	0	0.60	0.04	6,18	10,94	31,25	0.00	0.00	0.00	0.00	4.37	35.54	0.00	3.91	0.07	6.34	0.00	0.92	0.00	0.00	100.15

Tabela 08- *continuação....*

UFPR
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

ANEXO 02

LEGENDA

Cenozóico

Qa — Sedimentos inconsolidados (aluviões)

Terciário

Qat — Terraços continentais

Proterozóico Superior

PScv — Complexo Granítico Valsungana (biotita-quartzo monzonitos, quartzo monzodiorito/quartzo monzo gabro e monzo granitos acinzentados

PSgr — Granitóides, com estrutura de fluxo proeminente (sin-transcorrência, "evento Major Gercino")

Proterozóico Médio

Seqüência Superior

PMssmr — clorita-sericita-quartzo filitos, quartzo-feldspato filitos, filitos grafitosos clorita-quartzo xisto e metarritmitos. Comumente apresentam o So preservado. Possui uma foliação paralela ao acamamento, a qual é transposta por uma segunda foliação. Metamorfismo atingiu Fácies Xisto Verde, zona da clorita

Seqüência Intermediária

PMsimp — quartzo filitos, quartzo xistos, quartzitos, quartzo milonitos, clorita-muscovita quartzo xistos, grafita xistos, filitos grafitosos, frequentemente com intercalações de rochas metabásicas (unidade fortemente deformada).

Seqüência Inferior

PMsieb — Formações ferríferas bandadas- BIF (hematita quartzitos), quartzo turmalinitos granada-quartzo xistos, quartzitos (cherts), clorita-sericita-quartzo xistos, biotita-muscovita xistos, metabásicas, metaultrabásicas, actinolititos, tremolititos, mármores, cálcio-silicáticas. Metamorfismo atingiu a Fácies Xisto Verde, localmente início da Fácies Anfibolito. Comumente tem o So preservado, com uma foliação paralela ao acamamento, a qual está transposta por uma segunda foliação Associado as BIF, ocorre pirita, e as metabásicas pirita e calcopirita em pequenas proporções e de forma disseminada.

Afloramentos

SAP 124 — afloramentos de rocha identificados durante o trabalho (tipo litológico indicado pela cor).

- xisto
- rocha vulcânica ácida
- quartzo turmalinito
- BIF
- quartzito
- filito
- metabásica
- mármore/cálcio-silicática
- brecha silicosa
- granito (Valsungana)
- granitóide

OBS*: os pontos de afloramento que apresentam a letra b, representam blocos rolados da litologia indicada

Convenções estruturais

- Eixo de dobra D3 medido, com caimento indicado
- Eixo de dobra D4 medido, com caimento indicado
- Direção de veio de quartzo, com caimento indicado
- Direção de foliação S1 (levemente oblíqua à S2), com caimento indicado
- Lineamentos
- Zonas de Cisalhamento, com movimento indicado

Obs*: ZCMG- Zona de Cisalhamento Major Gercino- limite norte (movimento indicado)

Classificação Metamórfica

Fácies Xisto Verde (XV);
- Inferior- "i" (zona da clorita)
- Médio- "m" (zona da biotita)
- Superior- "s" (zona da granada)

Fácies Anfibolito (A)

Hornfels (H)
- sil- sillimanita
- and- andalusita

Contatos Geológicos

- contato definido
- contato aproximado
- contato gradacional

Fisiografia

- Drenagem
- estrada de tráfego contínuo
- estrada secundária
- Município

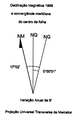
Ocorrências Minerais

PY — pirita
CCPY — calcopirita

Base topográfica obtida a partir da ampliação das folhas Brusque SG.22-Z-D-II-1; Camboriú SG.22-Z-D-II-2/III-1; São João Batista SG.22-Z-D-II-3; Biguaçu SG.22-Z-D-II-4, escala 1:50.000 editada pela Superintendência de Carto -grafia do IBGE.
Origem da quilometragem UTM "Equador e Meridiano 51 W. Gr." acrescidas as constanes 10.000Km e 500Km respectivamente.

Mapa geológico baseado e modificado de [illegible] (1991), por Alexandre Bartoslevicz.





0 1000 2000 km

Norte

Universidade Federal do Paraná- UFPR
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
Departamento de Geologia

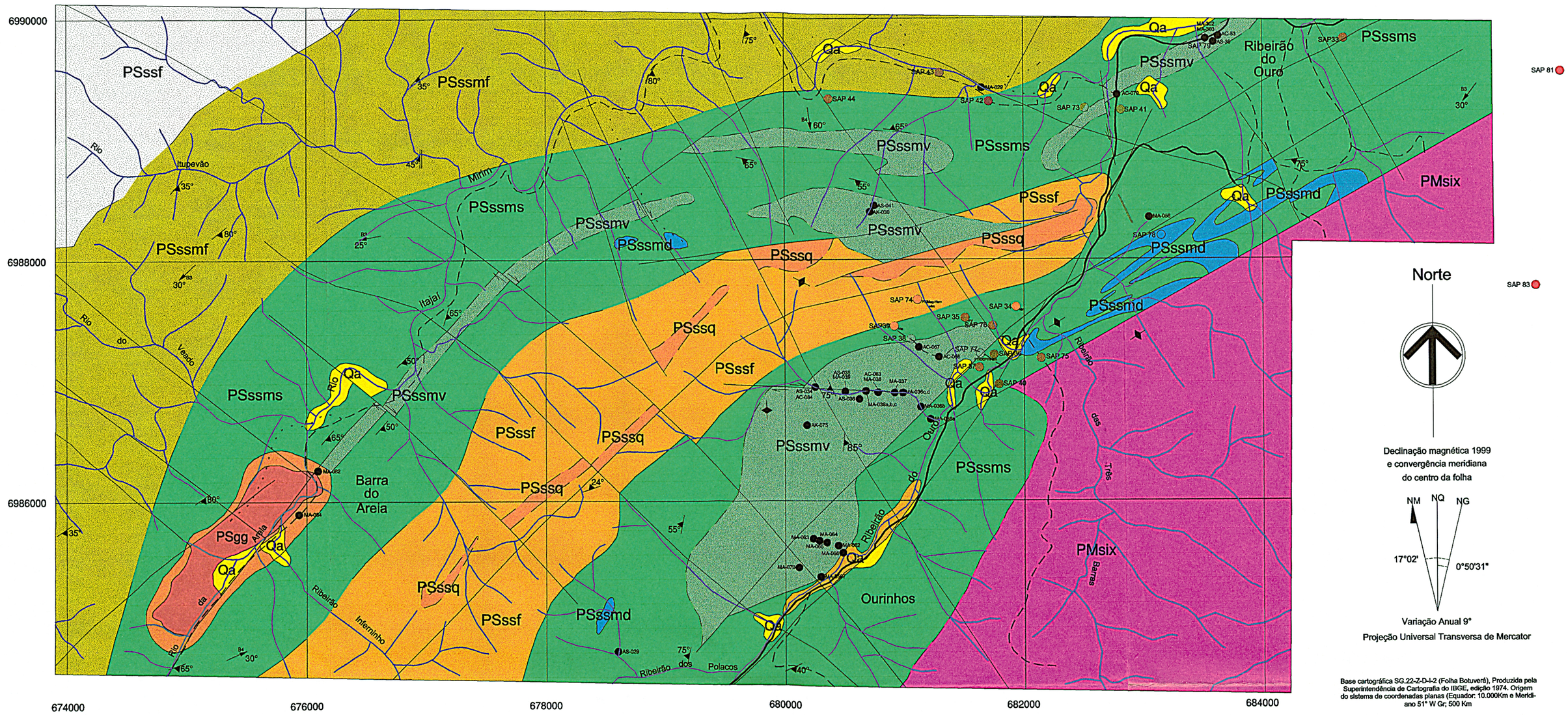
Mapa Geológico da Região de Canelinha-SC.

Geologia, Litogeoquímica e Potencial Metalogenético de Rochas Básicas e Ultrabásicas no Grupo Brusque-SC.	Data: 25/JUN/1999
	Escala: 1/25:000
Curso de Pós-Graduação em Geologia Área de concentração- Geologia Exploratória.	Autor: Alexandre Bartoslevicz

UFPR
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

ANEXO 03



Base cartográfica SG.22-Z-D-I-2 (Folha Botuverá), Produzida pela Superintendência de Cartografia do IBGE, edição 1974. Origem do sistema de coordenadas planas (Equador: 10.000Km e Meridiano 51° W Gr; 500 Km

LEGENDA

Quaternário

Qa — Sedimentos semi-consolidados

Mesozóico

Mdb — Diques de diabásio de pequena dimensão

Proterozóico Superior

PSgg — Corpo granítico (Complexo Guabiruba?) de pequena dimensão. Há a formação de auréola de metamorfismo de contato

Grupo Brusque

PSssf / PSssq — Filitos, por vezes carbonáticos (metamargas), com níveis de quatzitos, quartzitos micáceos, cinza a esbranquiçados, comumente microconglomeráticos. Ocorrem nódulos de hematita. Tanto nos termos filiticos (PSssf) quanto nos quartzitos ocorrem pirita de forma disseminada e em pequena porcentagem, além de venulações de quartzo. (Unidade correlata a PSbcs e PSbq de Basei, 1985)

PSssms / PSssmv / PSssmd — Metarenitos, metassiltitos, sericita filitos, comumente com So preservado (PSssms). Ocorrem lentes de mármore dolomítico, esbranquiçadas com intercalações cinza escuro (So) sendo ainda intrudidas algumas vezes por rochas máficas. Ocorrem ainda corpos de rochas máficas, predominantemente gabros, além de metabasaltos variolíticos e xistos magnesianos (Sander, 1991), e metaperidotitos (com hematita, pirita, calcopirita e asbestos. (Unidade correlata a PSbci, Psbciv e PSbvs de Basei, 1985)

PSssmf — Sericita filitos, sericita-clorita filitos, quartzo filitos e lentes de quartzitos. Freqüentemente o So esta preservado. (Unidade correlata a PSbpl de Basei, 1985)

PSssf — quartzo filitos, sericita filitos, metarritmitos, cinza escuro a prateados, raramente ocorrendo lentes de quartzitos. (Unidade correlata a PSbs de Basei, 1985)

Proterozóico Médio

PMsix — Muscovita xistos, granada-muscovita xistos, clorita-muscovita xistos, freqüentemente com intercalações de lentes de quartzitos e calciossilicáticas. Comumente ocorrem duas foliações marcantes.

Afloramentos

- Pontos coletados em trabalhos anteriores (com análise química de rocha)

Afloramentos visitados neste trabalho

- Mármore dolomítico
- Filito
- Metamáficas
- Metassiltitos
- Metaturbidito
- Quartzito
- Xisto
- Meta-arenito

Contatos Geológicos

- Contato geológico definido
- Contato geológico aproximado

Convenções Estruturais

- Direção de folição S1, com caimento indicado
- Direção de foliação S1, com caimento subvertical
- Direção de folição S3, com caimento indicado
- Eixo de microdobra medido, da fase D3, com caimento indicado
- Eixo de microdobra medido, da fase D4, com caimento indicado
- Zona de Falha, com movimentação indicada
- Limite morfo-estrutural, interpretado a partir de imagem de satélite

Ocorrências minerais e indicios de mineralização

Py	Pirita
CCPy	Calcopirita
Mag	Magnetita
Hem	Hematita
ven	Venulações

Fisiografia

- Estrada de tráfego constanste
- Estrada secundaria
- Trilhas
- Ourinhos — Localidade
- Drenagem

Mapa Geológico baseado e modificado de Sander (1991) , Basei (1985) e Soares (1998, inédito)

por Alexandre Bartosievicz (1999)- Mapa geológico integrante de Dissertação de Mestrado

Anexo 03

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Setor de Ciências da Terra

Departamento de Geologia

Mapa Geológico da Região do Ribeirão do Ouro- SC.

Geologia, Litogeoquímica e Potencial Metalogenético de Rochas Básicas e Ultrabásicas no Grupo Brusque- SC.	Data: 25/JUN/1999
	Escala: 1:25.000
Curso de Pós-Graduação em Geologia Área de concentração- Geologia Exploratória	Desenho: Alexandre Bartosievicz