

CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO
GEOCIÊNCIAS

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO GEOLOGICA E GEOQUIMICA DAS
SEQUÊNCIAS, ULTRAMÁFICA E VULCANO-SEDIMENTARES DA
REGIÃO DA BOSSOROCA - RS.

WILSON WILDNER

Orientador: Prof. Dr. Léo A. Hartmann

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Alfonso Schrank
Prof. Dr. Hardy Jost
Prof. Dr. Léo A. Hartmann

Dissertação submetida como quesito parcial para
a obtenção do título de Mestre em Geociências

Porto Alegre, janeiro de 1990.

CONCEITO FINAL: "A" EXCELENTE

W674

Wildner, Wilson

Caracterização geológica e geoquímica das sequências, ultramáfica e vulcano-sedimentares da Região de Bossoroca, RS.

- Porto Alegre : Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS, 1990.

170 p. : il.

Diss.(Mestr.) - UFRGS, Curso de Pós-Grad. Geoc., Porto Alegre, 1990.

1. Geoquímica - Região de Bossoroca, RS.
2. Geoquímica - Metavulcânicas - Metamáficas. I. Título.

CDU 550.4(816.5)

Ficha catalográfica: Leny H. Rodrigues CRB10/442

Ao Fabiano, Daniel e Leticia, pelos dias de convívio que lhes furtei durante a elaboração deste trabalho, e a Eliane pelo incentivo e compreensão.

SUMARIO

RESUMO

ABSTRACT

AGRADECIMENTOS

CAP. I	- LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS FISIOGRAFICOS	01
CAP. II	- METODOLOGIA	05
CAP. III	- CONSIDERAÇÕES SOBRE O ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE	
3.1.-	Geologia Regional	09
3.2.-	Terrenos Vulcano-sedimentares de Baixo Grau	17
3.3.-	Considerações Sobre a Nomenclatura Estratigráfica	24
CAP. IV	- ESTRUTURAÇÃO TECTONICA	
4.1.-	Comentários Gerais	29
4.2.-	Fases Deformationais	
4.2.1.-	Evento Deformational D1-D2, Regime Dúctil	30
4.2.2.-	Evento Deformational D3, Regime Dúctil	33
4.2.3.-	Evento Deformational D4, Regime Dúctil- -Frágil	35
CAP. V	- GRUPO PORONGOS	
5.1.-	Subgrupo Vacacaí - Sequência Campestre	
5.1.1.-	Introdução	38
5.1.2.-	Classificação dos Depósitos Vulcanogênicos	
5.1.2.1.-	Depósitos Gerados por Fluxo	42
	Fluxo de Pumice e Cinzas	
	Fluxo de Lavas	
5.1.2.2.-	Depósitos Gerados por Surgência	48

5.1.2.3.- Depósitos Gerados por Queda	50
Tufos e Tufos a Pó	
5.1.2.4.- Depósitos Epiclásticos	52
Sedimentos Gerados por Fluxos de Alta Densidade, tipo Lahaar	
Sedimentos sob Lâmina D'água	
5.1.3.- Geologia dos Depósitos	59
5.1.4.- Litoquímica da Sequência Campestre	
5.1.4.1.- Considerações quanto as Alterações da Mineralogia Primária e Efeitos Sobre a Composição Química	63
5.1.4.2.- Classificação da Sequência Vulcanogênica	75
Dados Baseados na Norma CIPW	
Dados Baseados nos Elementos Maiores e Traços	
Dados Baseados nos Elementos Terras Raras	
5.2.- Subgrupo Cerro Mantiqueiras - Sequência Arroio Lageadinho	
5.2.1.- Considerações de Campo e Petrográficas	91
5.2.1.1.- Gabros e Basaltos	94
5.2.1.2.- Serpentiníolos	98
5.2.1.3.- Metassomatitos	103
5.2.2.- Litoquímica da Sequência Máfico-Ultramáfica	
5.2.2.1.- Introdução	107
5.2.2.2.- Considerações Sobre as variações Metassomáticas	108
5.2.2.3.- Caracterização Litoquímica das Rochas Máfico-Ultramáficas	114
5.2.2.4.- Dados Baseados em Elementos Maiores	

Associação de Gabros e Basaltos	
Associação de Serpentinitos	
Associação Metassomática	
5.2.2.5.- Dados Baseados em Elementos Traço	132
5.2.2.6.- Dados Baseados nos Elementos do Grupo da Platina - EGP	139
5.2.2.7.- Dados Baseados Sobre as Variações nos Elementos Terras Raras - ETR	144
5.2.3.- Apanhado Geral sobre a Sequência Arroio Lajeado	151
CAP.VI- SUGESTÕES QUANTO AO POSICIONAMENTO TECTÔNICO DO COMPLEXO BOSSOROCA	155
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	163

RESUMO

O mapeamento geológico de semidetalhe (1:25.000) da Região da Bossoroca, com a obtenção e aplicação de dados de elementos maiores, menores, traços, ETR e EGP, possibilitaram a caracterização de uma parcela das sequências máfico-ultramáfica Arroio Lajeado e metavulcano-sedimentar Campeste, pertencentes ao Grupo Porongos.

Os trabalhos de detalhe enfocando a Sequência Campeste, propiciaram a descrição e caracterização das rochas diagnósticas dos processos associados a eventos vulcanogênicos, cujas principais fácies podem ser definidas como:

Depósitos Gerados por Fluxo : -Fluxo de Púmice e Cinzas
: -Fluxo de Lavas

Depósitos Gerados por Surgência

Depósitos Gerados por Queda - Nuvens de Pó e Cinzas

Depósitos Epiclásticos : -Sedimentos sob Lâmina D'água
: -Fluxo de Alta Densidade do Tipo
: Lahaar.

Estes depósitos sugerem que o evento vulcanogênico tenha sido de caráter altamente explosivo, gerando um regime de deposição na forma de extrato vulcão, possivelmente associado a um processo pliniano de erupção.

Litoquimicamente esta associação vulcanogênica está constituída por traquiandesitos, andesitos e dacitos, calcialcalinos, hipersteníticos, de alcalinidade sódica e com teores moderados em alumina.

O tratamento litoquímico permitiu demonstrar ainda que essas rochas pertencem a um evento vulcano-magmático único, cujas variações composicionais são representativas de fracionamentos e modificações ocorridas durante a evolução do processo magmático.

Os trabalhos enfocando a Sequência Arroio Lajeado possibilitaram a descrição de três associações litológicas fundamentais, constituídas de: a) rochas gabróicas e basálticas, b) rochas serpentiniticas, e c) rochas metassomáticas.

Os dados obtidos sobre a porção representada pelos corpos de gabros e basaltos, apontam para rochas toleíticas normais, baixo potássio, associadas a regime de arco.

A associação de rochas serpentínicas consiste de porções variáveis de protólitos cumuláticos, aparentemente constituídos a partir de líquidos olivínicos tipo harzburgíticos, lherzolíticos e duníticos, relacionados a Complexos Alpinos.

Os dados obtidos levam à interpretação de que as rochas ultramáficas sejam corpos alóctones, emplaçados junto a uma sequência de arco vulcânico, com rochas vulcanoclásticas e sedimentares associadas, durante um processo de encurtamento crustal e fechamento de bacia marginal constituída, ao menos em parte, por um assoalho oceânico, e posicionado próximo a um arco magmático.

ABSTRACT

The semi-detailed geological mapping (1:25.000) of the Bossoroca Region produced several data of major, minor and trace elements, REE and PGE. They were worked out and lead to the characterization of a part of the mafic-ultramafic Arroio Lajeado and meta-volcano-sedimentary Campestre Sequences, in the Porongos Group.

The detailed work in the Campestre Sequence lead to the description and characterization of the diagnostic rocks of the processes associated to volcanogenic events, and their principal facies are:

- Flow Generated Deposits :
 - :- Pumice and ash flow
 - :- Lava flow
- Base Surge Generated Deposits
- Air-Fall Generated Deposits - Dust and Ash Clouds
- Epiclastic Deposits :
 - :- Sediments Under Water Level
 - :- High-Density Flow (Lahaar Type)

These deposits suggest that the volcanogenic event was a high explosive one and it generated a deposition like an extract volcano, possibly associated to a Plinian eruption process.

This volcanogenic association is lithochemically composed by trachyandesites, andesites and dacites that are calc-alkaline, hypersthenic, with sodic alkalinity and moderate amount of alumina.

The lithochemical treatment showed that these rocks derived from just one volcano-magmatic event whose compositional variations represent the fractionations and modifications that took place during the evolution of the magmatic process.

The Arroio Lajeado Sequence has three fundamental lithologic associations: a) gabbroic and basaltic rocks; b) serpentinitic rocks; and c) metasomatic rocks.

The data of the portion with gabbroic and basaltic bodies point to normal tholeiitic rocks with low potassium, associated with an arc regime.

The serpentinitic rock association is composed by variable portions of cumulatic protoliths that seem to come from olivinic liquids such as harzburgitic, lherzolitic and dunitic ones, related to Alpine Complexes.

The interpretation from the obtained data is that the ultramafic rocks are allochthonous bodies, put in place together with a volcanic arc sequence, associated to volcanoclastic and sedimentary rocks, during a process of crustal shortening and closing of a marginal basin that is composed, at least in part of it, by an oceanic floor and placed near a magmatic arc.

AGRADECIMENTOS

A Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais - CPRM, na figura de seu Diretor da Area de Operações Hermes Augusto Verner Inda, do Superintendente de Recursos Minerais Valter José Marques e do Coordenador Nacional de Treinamento Eduardo Camozzato, pelo apoio e confiança depositados na execução deste trabalho.

A Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, na figura da Comissão Coordenadora do Curso de Pós-graduação, pelo acesso e apoio dispendidos.

Aos amigos e colegas de trabalho, em especial ao Antônio Juarez Milmann Martins, Eduardo Camozzato, Gilberto E. Ramgrab e Carlos Porcher, cujo incentivo e apoio possibilitaram a execução deste trabalho.

Ao pessoal do CECAR, especialmente à Regina Célia Gimenez Armesto pela montagem dos mapas.

Ao pessoal do CDI-CPRM/PA, Jairo Severo e Elaine de Fátima B. Simões pela digitação do texto.

Ao pessoal do SECART-CPRM/PA, Ademir Evandro Flores, Luiz Carlos De Godoy e Mário Ricardo Cwik pela elaboração dos gráficos, figuras e mapas.

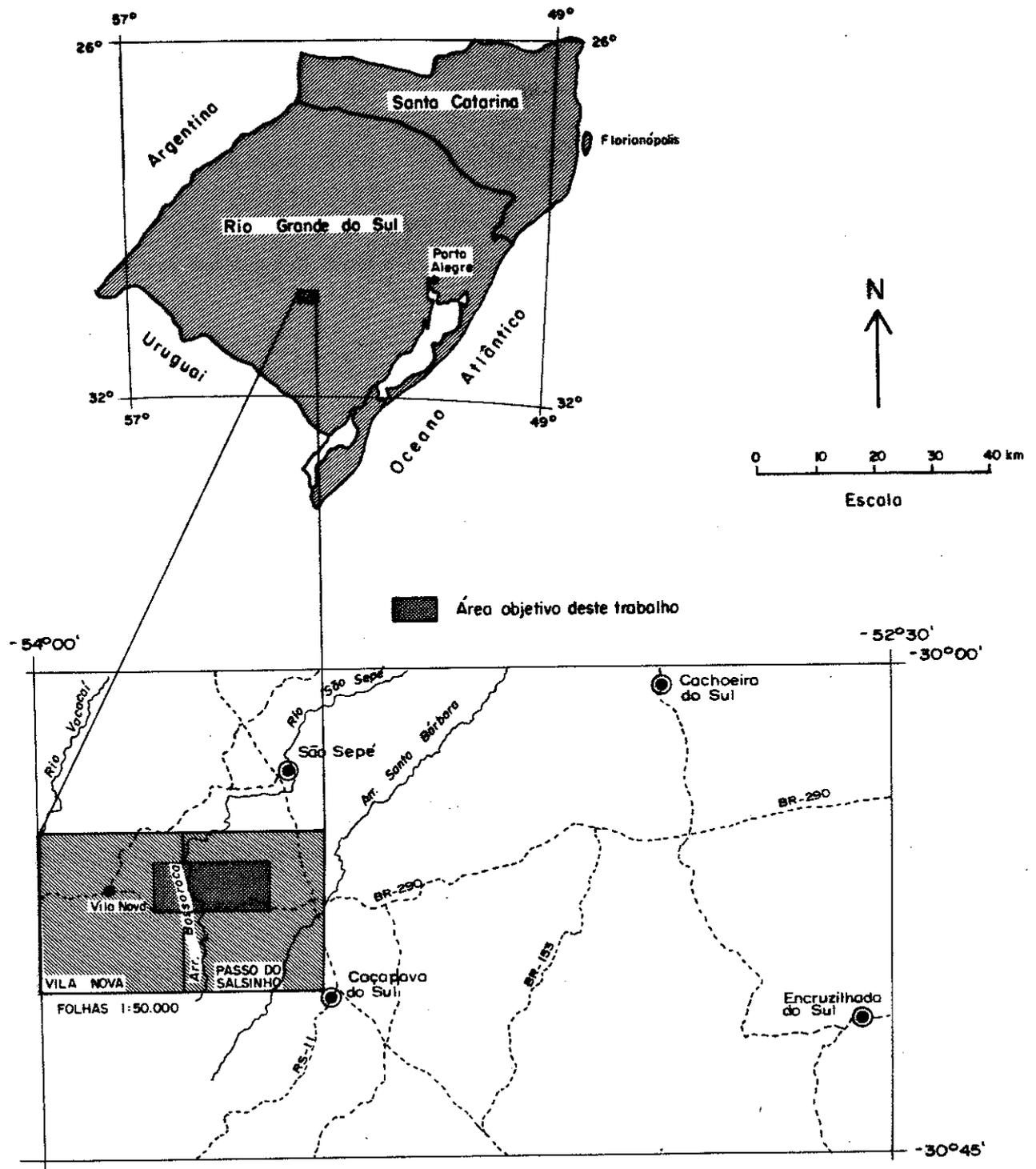
Ao Dr. e amigo Léo A. Hartmann, orientador e crítico deste trabalho, o meu reconhecimento pelos acréscimos substanciais em conhecimento.

Aos amigos.

CAP. I - LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS FISIOGRAFICOS

A área objetivo desta dissertação de mestrado situa-se a norte-noroeste do Escudo Sul-Riograndense, nos municípios de São Sepé e Caçapava do Sul, abrangendo parte das Folhas 1:50.000, editadas pelo DSG, do Passo do Salsinho e Vila Nova. A superfície total é de 126 km², configurando um retângulo de 7 km de lado no sentido norte-sul, por 18km de comprimento no sentido leste-oeste, delimitado pelos paralelos 30 18'29'' e 30 22'20''S, e pelos meridianos 53 36'00'' e 53 47'20''W. Figura I-01.

A área dista cerca de 260 km a oeste de Porto Alegre através da Rodovia Federal BR-290 a qual atravessa transversalmente o estado, posicionando-se longitudinalmente a esta. O acesso secundário é feito por estradas vicinais não asfaltadas as quais ligam a Br-290 a São Sepé, e por diversas estradas secundárias as quais dão acesso a lugarejos como Cerrito do Ouro, Volta Grande, Passo da Mata Grande e Campestre. O acesso a toda a extensão da área é de tráfego anual permanente.



MAPA DE LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO PARA A REGIÃO DA BOSSOROÇA

Fig. 1.01

A topografia regional é ondulada, localmente com declives acentuados, com as cotas variando de 140 m a 250 m. A cobertura de solo é, em geral, espessa, estando as principais exposições de rocha ao longo das linhas de drenagem .

A vegetação é constituída por campos sujos (gramíneas e tufos de capim), com concentrações de vegetação arbórea e arbustiva disseminadas. Capões e matas ciliares distribuem-se principalmente nos baixos e ao longo das linhas de drenagem.

As formas de relevo, a grosso modo, estão relacionadas aos tipos litológicos sobre os quais os processos morfogenéticos atuaram, delineando a topografia atual. As rochas graníticas, representadas pelo Complexo Granítico São Sepé, apresentam morfologia de colinas amorradas, de cotas entre 180 e 230 metros, com contornos arredondados e campos de matacões. As rochas básicas e ultrabásicas, situadas no extremo oeste e representadas pela Sequência Arroio Lajeado, apresentam um relevo saliente, com cotas entre 160 e 250 metros, vertentes profundas e cristas alinhadas, com traços marcadamente ruiniformes, e as rochas vulcano-sedimentares, associadas à Sequência Campestre, apresentam um relevo suave, na forma de cochilhas com cotas entre 140 e 240 metros, com talvegues amplos e interflúvios arredondados.

A temperatura média anual oscila entre 18 e 20 C e a taxa média de precipitação pluviométrica anual (1978-1983) é de 1364 mm (estação São Sepé), com mínimas e máximas normais, respectivamente nos períodos de dez/mar e jul/set.

CAP. II - METODOLOGIA

As descrições e considerações geológicas contidas neste texto baseam-se nos dados obtidos através do mapeamento geológico da região designada como Passo do Salsinho, anexo I, executado na escala 1:25.000 e complementado com um reconhecimento regional das unidades enfocadas. O mapeamento foi realizado através de sete etapas de campo, durante as quais foram descritas 137 estações, plotados 134 pontos, com a coleta de cerca de 228 amostras de rocha, anexo II, tendo-se como enfoque as Sequências Campestre e Arroio Lajeado, constituintes do Grupo Porongos.

Das sequências em enfoque, foram selecionadas as amostras mais representativas, as quais foram laminadas e identificadas petrograficamente, perfazendo um total de 146 lâminas.

Após a identificação dos principais litótipos constituintes de cada sequência, foram selecionadas 60 amostras, 30 de cada associação litológica, para que fossem submetida a análises químicas de elementos maiores e traços com a consequente caracterização de cada unidade.

Em amostras da Sequência Campestre, foram realizadas análises para os elementos maiores SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , MnO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , P.FOGO , H_2O , dos elementos menores Nb, Zr, Y, Sr, Rb através de fluorescência de Raios-X e de Cu, Rb, Zn, Co, Ni, V, Cr, Ba, Li, através de absorção atômica.

Para a unidade Arroio Lajeado foram realizadas análises para os mesmos elementos maiores descritos acima, mais os elementos traço Zr, Y por fluorescência de Raios-X e Co, Cr, Cu, Ni, V por absorção atômica.

As análises foram realizadas no Laboratório Central de Análises Mineraiis-LAMIN da CPRM / RJ, onde as amostras foram inicialmente pulverizadas a uma fração inferior a 200 mesh e submetidas aos processos analíticos.

Para a obtenção dos resultados para os óxidos de Al, Na, K, Ca, Mg, Mn e Ti, as amostras foram solubilizadas com ácido fluorídrico, perclórico e nítrico, com a determinação dos elementos através de espectrometria de emissão atômica, utilizando chama de ar de acetileno. Para o óxido de silício foi utilizada a solubilização com ácido clorídrico após fusão com hidróxido de sódio e determinação da sílica total, após formação de complexo colorido, por espectrofotometria de absorção molecular. Para o ferro, foi utilizada a mesma abertura para os óxidos acima e determinação do ferro total por volumetria, após foi feita a definição do ferro ferroso onde as amostras foram

tratadas com os ácidos fluorídrico e sulfúrico, e determinado através de volumetria. O ferro férrico foi então obtido através do cálculo da diferença entre o ferro total e o ferro ferroso. Para o fósforo foi utilizada solubilização com ácido perclórico e determinação por espectrofotometro após a formação de complexo colorido.

Através dos elementos-traço obtidos, foram realizados gráficos Zr x Y, descritos adiante e que foram utilizados, juntamente com a identificação petrográfica, para a seleção de amostras para análise de elementos terras raras (ETR), tendo sido realizadas 15 análises na sequência Campestre e 11 análises na sequência Arroio Lajeado.

As análises para elementos de terras raras - ETR, foram realizadas nos laboratórios da GEOSOL, através da aplicação da técnica de espectrometria de plasma de argônio (ICP), descrita por Dutra (1987), com a determinação de 11 elementos: Ce, Sm, Yb, La, Nd, Eu, Gd, Dy, Er, Lu, Ho, os quais foram normalizados para condritos segundo o padrão apresentado por Evensen (1978).

Os dados de elementos maiores foram tratados, inicialmente, através do Sistema Geoquant de manuseio de dados geológicos, através de vários de seus programas, os quais foram rodados em microcomputadores da linha IBM-PC, com memória expandida e com co-processador aritmético. Os primeiros programas rodados tiveram como função: a) ajustar os dados analíticos a 100%; b) calcular a norma CIPW; c) calcular os minerais da catanorma; d) calcular

parâmetros litoquímicos diversos através do SUMPET, entre eles : triângulos AFM, QAP, índice de diferenciação, razão de alcalinidade, índice de oxidação, composição normativa do plagioclásio, índice normativo de cor, índice de cristalização, entre outros. Após a obtenção de dados do manuseio dos resultados de elementos maiores, utilizamos o programa TRANSF, o qual transforma a matriz de dados originais através da conversão das variáveis em razões pré-estabelecidas, utilizando-se para tanto dos elementos maiores, dos dados obtidos pelo SUMPET e dos dados de elementos traços. Através dos dados assim elaborados utilizou-se dos programas BIPLLOT e TERPLOT, os quais tem como função a plotagem dos dados em diagramas binários e ternários, segundo razões simples ou logarítmicas, os quais são apresentados no decorrer do texto.

O conjunto dos dados obtidos foi tratado segundo os padrões usuais de elaboração de informações litoquímicas, com as classificações retiradas da bibliografia nacional e internacional, a qual seguiu uma parte de interpretação quanto a posicionamento tectônico, processos genéticos e formas de emplacamento das várias associações.

CAP. III - CONSIDERAÇÕES SOBRE O ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE

3.1. - Geologia Regional

A geologia do Escudo Sul-Riograndense teve seu início nas observações pioneiras de Carvalho (1932 e 1937), seguidas de Leitz, Barbosa e Teixeira (1941), quando então viu-se criada a designação de Escudo Sul-Rio-Grandense e as suas primeiras e principais divisões geológicas, particularmente na sua porção oeste. Posteriormente, estas informações foram sumarizadas no Mapa Mineiro - Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, organizado por Sena Sobrinho (1957), o qual foi o primeiro apanhado geológico regional realizado sobre o escudo.

A despeito do grande número de trabalhos existentes sobre a geologia regional, as considerações sobre as compartimentações e modelos de evolução para o Escudo Sul-Riograndense, tem se mostrado motivo de várias controvérsias, permanecendo como especulações geológicas muitos dos modelos geotectônicos propostos. Dentre os principais pesquisadores que atuaram e atuam na região, selecionamos algumas de suas principais

propostas e as resumos neste apanhado, tentando sintetizar os conhecimentos obtidos para a porção do escudo sobre a qual desenvolvem-se os motivos desta dissertação.

SZUBERT, et al. (1977), em trabalhos de mapeamento geológico realizados durante o Projeto Cobre nos Corpos Básico-Ultrabásicos e Efusivas Ácidas do Rio Grande do Sul, definiram uma associação ofiolítica completa, encaixada tectonicamente em complexos gnáissico-migmatítico do Grupo Cambaí. Os autores destacam que toda e qualquer interpretação geológica, seja de conotação estratigráfica, petrogenética ou econômica, deva considerar a princípio que o conjunto ofiolítico constitui-se em uma ampla melange tectônica em que se justapõem, desde meta-ultramafitos serpentinizados até meta-riodacitos, passando por metagabros, metamafitos e rochas meta-sedimentares detríticas e químicas. Dadas as características alóctones das seqüências, somente em áreas restritas seria possível ainda visualizar algum arranjo estratigráfico original.

RIBEIRO & LICHTENBERG (1978), em uma *Síntese da Geologia do Escudo do Rio Grande do Sul* posicionaram as rochas do escudo segundo três zonas ou faixas tectônicas, onde as unidades estratigráficas se distribuem segundo posições homólogas em torno de uma zona mediana.

FRAGOSO CESAR (1980), em sua síntese para a geologia do Escudo Sul-riograndense assinalou a existência de duas unidades geotectônicas: o Cráton do Rio de La Plata definido por Almeida

BIBLIOTECA

et al. (1973) e o Cinturão Dom Feliciano. Estas duas entidades corresponderiam as zonas Oeste e Leste, respectivamente, de Ribeiro & Fontinel (1978). O Cráton do Rio de La Plata estaria situado na porção ocidental do escudo e teria se comportado como um segmento crustal estável e rígido durante o desenvolvimento de uma faixa móvel a leste - Cinturão Dom Feliciano, no Ciclo Brasileiro. Os limites entre estas duas entidades geotectônicas é transicional e em grande parte encoberto por depósitos da Bacia do Camaquã. O Cráton do Rio de La Plata possuiria unidades do Proterozóico inferior e seqüências supracrustais do tipo *Greenstone belts*.

JOST & BITENCOURT (1980) e JOST (1981), trabalhando na porção setentrional da área de afloramento da Faixa de Dobramentos Tijuca no Rio Grande do Sul, concluíram pela existência de dois conjuntos litológicos distintos, denominados Grupo Cerro dos Madeiras e Complexo Cerro da Arvore. O primeiro constituído de metasedimentos de baixo grau (metarcósios, quartzitos, xistos e mármore) interpretado como tendo sido depositado em ambiente de margem continental passiva, do tipo Atlântico; e o segundo composto de metandesitos, metadacitos e tufos finos, aos quais intercalam-se xistos pelíticos, grafita xistos, raros quartzitos e mármore. O Complexo Cerro da Arvore foi interpretado como tendo sido formado em um arco de ilhas, posteriormente transportado para Oeste por nappismo e, inferiormente, limitado por extensas zonas de milonitos. Estaria assim demonstrada uma vergência tectônica das unidades em direção a uma área cratônica colocada à ocidente.

ISSLER (1982 - 1983), interpretou a parte sul do Escudo Atlântico como sendo constituída por duas entidades geotectônicas: o Cráton Rio de La Plata e o Cráton Dom Feliciano, os quais teriam colidido, provavelmente, entre 1000 e 680 M.a.; em ambos os megablocos, onde a severidade do impacto atingiu condições termodinâmicas elevadas, devem ter ocorrido remobilizações, principalmente sobre as rochas posicionadas ao longo das bordas de cada megabloco. O Cráton Dom Feliciano estaria constituído por duas zonas petroectônicas: a faixa arco-fossa Tijuca, constituída pelos Grupos Porongos e Brusque, na forma de uma pilha de rochas ectiníticas com fácies sedimentares e químicas de plataforma, entremeadas por rochas máficas e ultramáficas de afinidade oceânica ofiolítica e intrusões graníticas e metavulcânicas; e a faixa magmática Pedras Grandes, ou embasamento de leste, altamente dobrado, com rochas granito gnáissicas multivariadas.

HARTMANN & NARDI (1983), subdividiram a região oeste do Escudo Sul-Riograndense em termos temporais e espaciais. Do ponto de vista temporal o embasamento apresentaria dois compartimentos principais. O primeiro mais antigo possivelmente Arqueano e que contém um complexo granulítico e terrenos granítico-vulcano-sedimentares, podendo equivaler a cinturões do tipo *greenstone belts*. O segundo corresponderia a associações de granitóides de idade proterozóica superior a eo-paleozóica. Espacialmente, observa-se o complexo granulítico situado no extremo sudeste e os complexos de baixo grau na porção norte

desta região, estando os granitóides foliados associados aos terrenos de baixo grau, em nitido contraste com os granitóides calcialcalinos e cratônicos que ocorrem em toda a região.

SCHOBENHAUS et al. (1984), na elaboração do texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil 1:2.500.000, colocam que o Escudo Atlântico recebe nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, denominações locais de Escudo Sul-Riograndense ou Uruguaio - Sul-Riograndense e Escudo Catarinense, respectivamente, cujos arcabouços estariam estruturados por unidades do Proterozóico Inferior, além de molassas e granitóides com registros até a base do paleozóico.

O embasamento cristalino dos escudos Sul-Riograndense e Catarinense estaria constituído de complexos litológicos, intensamente retrabalhados ou rejuvenescidos em diversos ciclos tectono-orogênicos, os quais estariam relacionados a duas grandes unidades geotectônicas de estruturação iniciada no Transamazônico e que culminaram no Ciclo Brasileiro: o Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano.

O Cinturão Dom Feliciano seria a faixa móvel marginal ao Cráton do Rio de La Plata conforme conceito expresso por Fragoso Cesar (1982), correspondendo ao que Hasui et al. (1975), denominaram de Maciço Mediano de Pelotas e, em parte, de Faixa de Dobramentos Tijucas.

O Cráton do Rio de La Plata que segundo Almeida et al. (1973), envolve localidades argentinas e a porção ocidental do Escudo Uruguaio; no Rio Grande do Sul ocorre na porção ocidental deste escudo homônimo, Fragoso Cesar (1982) e estaria representado pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico de Nardi & Hartmann (1979) e em parte pelo Grupo Cambaí de Goni et al. (1962).

As unidades arqueanas no Cinturão Dom Feliciano, ainda segundo Shobenhaus, op. cit., recebem no Rio Grande do Sul a denominação informal de Complexo Metamórfico-Migmatítico do Rio Grande do Sul, também relacionado comumente ao Grupo Cambaí. Por outro lado, o Complexo Metamórfico-Migmatítico de Santa Catarina de Trainini et al. (1979), representaria uma extensão do complexo anterior para aquele estado.

SILVA FILHO (1984), propõe a denominação de Complexo Vila Nova para uma associação mista de rochas aflorantes na região homônima formada por gnaisses, migmatitos, camadas ou lentes de anfibolitos e corpos ígneos representativos de múltiplas fases intrusivas. Em linhas gerais existiria uma sequência supracrustal pelito-química, intrudida por magmas variando entre gabros, trondjemitos e granitos.

Movimentos de nappismo são colocados como elemento importante na evolução do complexo, os quais teriam possibilitado a intrusão dos gabros, tonalitos e trondjemitos nas supracrustais, seguidos de magmas graníticos.

BIBLIOTECA

As condições tectônicas sob as quais teria ocorrido o desenvolvimento destas associações parecem estar correlacionadas tanto a um processo de colisão de blocos crustais, envolvendo uma margem continental passiva, quanto ao fechamento de uma bacia de back-arc.

SOLIANI JR. (1986), em suas considerações sobre a evolução geotectônica para o escudo Sul-Riograndense, toma como base o modelo evolutivo proposto por Fragoso Cesar et al. (1982b), obedecendo, no geral, a compartimentação estrutural por ele apresentada.

A diferença maior constatada entre estes modelamentos reside na recompartimentação do escudo gaúcho, do ponto de vista geotectônico, suprimindo parte da área de exposição do Cráton do Rio de La Plata; atribuindo ao Bloco Taquarembó a conotação de Maciço Marginal e ampliando-se, em consequência, os domínios do Cinturão Dom Feliciano, com o Bloco São Gabriel passando a fazer parte de sua Bacia Marginal. O intervalo de tempo dentro do qual teria evoluído a faixa orogênica Brasileira foi considerado como sendo entre 850 e 450 M.a.

As litologias transamazônicas aflorantes no Escudo do Rio Grande do Sul, associadas as unidades cronocorrelatas de Santa Catarina e Uruguai, permitiram que se imagine, para o Brasil Meridional, uma ampla área crustal desenvolvida no tempo de 450-850 M.a., em cuja borda oriental superpuseram-se fenômenos geológicos do Ciclo Brasileiro.

O fenômeno orogênico Sul-Riograndense do Proterozóico Superior, como descrito por Soliani Jr. (1986), foi precedido por uma deposição plataformal, em margem continental passiva, identificada pelo Subgrupo Cerro dos Madeiras, de JOST (1985), porção basal do Grupo Porongos, a mais de 850 M.a. Por volta desses tempos começa o fechamento de um oceano Proto-Atlântico, com subducção de crosta oceânica para sob a plataforma litosférica continental Sul-americana, caracterizando uma subducção do tipo B de Benioff. Como consequência instala-se na borda continental cavalgante, um arco magmático do tipo andino cujas rochas resultantes se deixariam representar pelos granitóides deformados da fase precoce. Como feição associada a subducção e aos processos tectônicos em sistemas de arcos, teria se implantado a oeste uma ampla bacia marginal, a qual passaria a receber sedimentos clásticos e químicos, as quais associaram-se manifestações magmáticas básicas a ocidente, e intermediárias a ácidos a oriente, nas proximidades do arco vulcânico. O volume de magmatismo básico e ultrabásico parece ter sido pequeno.

Por volta dos 800 M.a. teria se dado a colisão das paleoplacas as quais incluíam os Cratons do Rio de La Plata e do Kalahari, consistindo na primeira fase de deformação, quando foi gerada a zona de fraturas da Dorsal de Canguçu, na forma de uma colisão intraplaca entre o arco magmático e a bacia marginal (subducção tipo A de Ampfer).

Com o encurtamento e espessamento crustal, a área magmática evoluiria para um tipo caledoniano e teria propiciado a formação dos granitóides da fase sin colisional (tipo I) resultantes da fusão parcial das fases precoces.

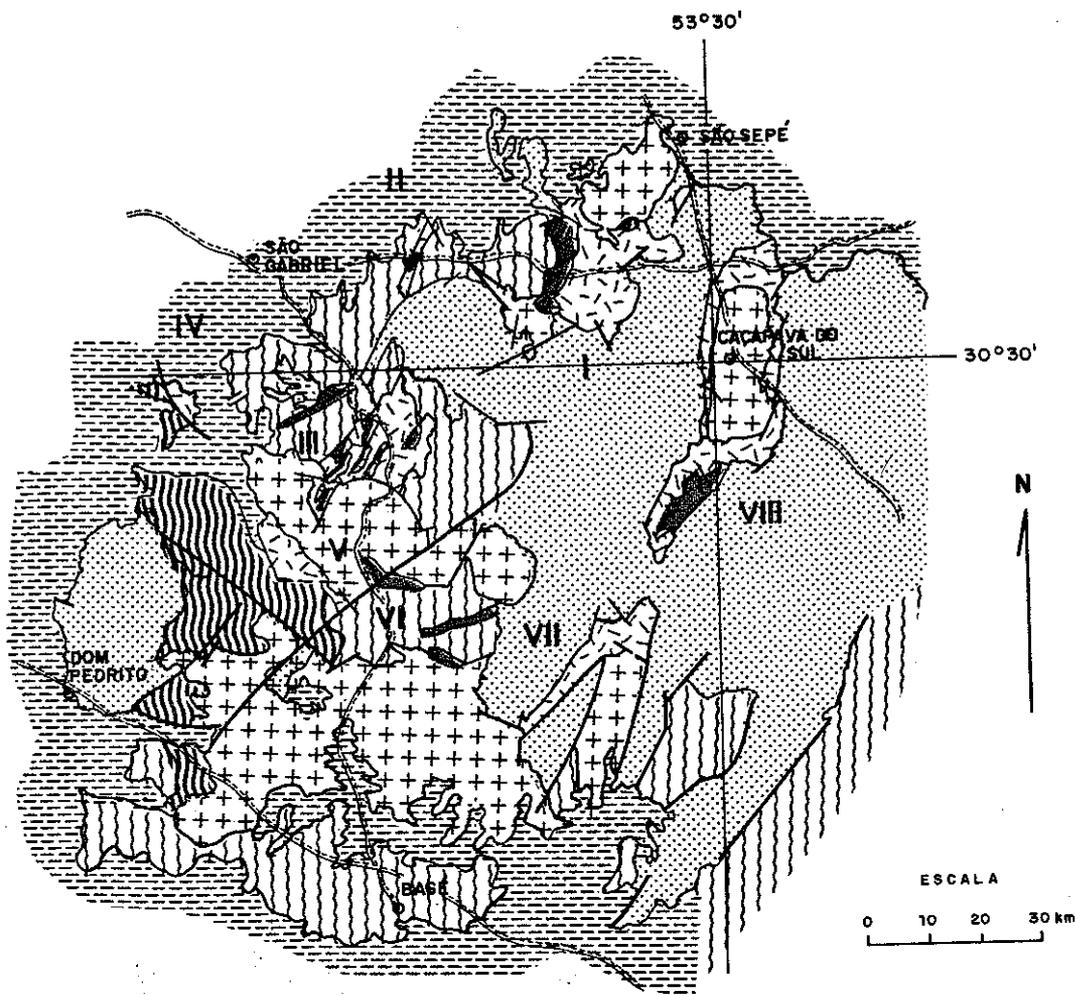
O incremento de rigidez na área do arco magmático e o prosseguimento dos esforços confinantes teriam produzido o fechamento da bacia marginal, com a implantação da foliação NE em todo o cinturão e o estabelecimento da predominante vergência NW. Este parece ter sido o principal evento tectono-termal conhecido, evento Vila Nova, de Silva Filho (1984).

3.2. - Terrenos Vulcano-Sedimentares de Baixo Grau

Os terrenos vulcano-sedimentares de baixo grau do Escudo Sul-Riograndense estão distribuídos em oito ocorrências principais, figura III-01, as quais foram descritas como:

I. Complexo Ibaré - descrito por Naumann (1983), o qual cita duas sequências neste complexo. A primeira englobando uma sequência de meta-ritmitos, filitos, metassiltitos, metatufos, meta-arcósios, com espessuras variando entre alguns milímetros até cerca de 20 metros, contendo em alguns locais blocos arredondados de granitóides com matriz correspondendo a grauvascas.

PRINCIPAIS TERRENOS METAVULCANO-SEDIMENTARES E COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS DO ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE



- I - COMPLEXO BOSSOROCA
- II - COMPLEXO CAMBAZINHO
- III - COMPLEXO PALMA
- IV - COMPLEXO BATÓVI

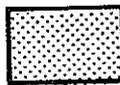
- V - COMPLEXO IBARÉ
- VI - MACIÇO MÁFICO-ULTRAMÁFICO
- VII - CERRO DA MANTIQUEIRA
- VIII - COMPLEXO PASSO FEIJÓ



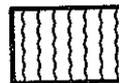
COBERTURAS SEDIMENTARES SUPERIMPOSTAS FINAIS



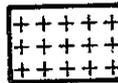
COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS



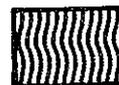
COBERTURAS TIPO MOLASSA, VULCANOGÊNICAS E CLÁSTICAS



CINTURÃO GRANITO-GNÁISSICO POLIDEFORMADO



INTRUSÕES GRANÍTICAS SINO TARDI-TECTÔNICAS POLIDIAPÍRICAS



TERRENOS GRANULÍTICOS



CINTURÕES METAVULCANO-SEDIMENTARES DE BAIXO GRAU

Fig. III. 01

básicas a intermediárias, denominada de Sequência Bela Vista. A segunda contendo um volume considerável de rochas ultramáficas, xistos magnesianos, clorititos e rodingitos, intercalados com camadas vulcano-sedimentares e denominada de Sequência Corticeira. O complexo está metamorfisado na fácies xistos verdes inferior, com efeitos térmicos consideráveis causados por intruções graníticas. No limite sudoeste do complexo ocorrem metagranitóides aparentemente concordantes com os metamorfitos.

II. Complexo Palma - Chemale Jr. (1983), descreve duas sequências constituintes deste complexo; uma basal, Sequência Cerro do Ouro, contendo meta-ultramafitos, metabasaltos, metapelitos, quartzitos e metadioritos, além de mármores, anfibólio xistos, xistos quartzo-feldspáticos e formações ferríferas; e uma segunda, Sequência Pontas do Salso, onde predominam anfibólio xistos e gnaisses com menor volume de xistos quartzo-feldspáticos e metapelitos. Este complexo está metamorfizado na fácies xistos verdes e localizadamente anfibolito. A xistosidade é concordante com a foliação de metagranitóides e gnaisses presentes a oeste do complexo, havendo concordância metamórfica.

III. Complexo Cambaizinho - Remus (1983), diz que a sequência de rochas vulcano sedimentares de fácies anfibolito contendo xistos cloríticos e quartzo-feldspáticos, xistos magnesianos, serpentinitos, metagabros e localizadamente formações ferríferas, apresentam concordância estrutural e intercalações locais com rochas metagraníticas e gnáissicas.

IV. Complexo Passo Feio - Bitencourt (1983), descreve sob esta designação, metapelitos, anfibolitos e rochas portadoras de anfibólios, metavulcanoclásticas e metavulcânicas, mármore e rochas calcossilicatadas, quartzitos, xistos magnesianos e rochas quartzo feldspáticas, aflorantes ao longo das bordas Norte e Sul do Complexo Granítico de Caçapava do Sul. Foram reconhecidos dois eventos metamórficos, onde o primeiro atinge a fácies anfibolito, zona da estauroлита, e o segundo retrogressivo que atinge a fácies xistos verdes.

O complexo metamórfico apresenta uma gradação para rochas anquimetamórficas na área adjacente à borda norte do complexo granítico, correlacionável a exposição de níveis crustais mais rasos.

V. Complexo Marmeleiro - constituído por uma sequência metassedimentar, subordinadamente metavulcânica, representada por grauvacas, paraconglomerados, ritmitos, rochas vulcânicas e cherts, afetados por grau baixo de metamorfismo. A paragênese metamórfica quartzo-sericita-clorita é típica na área.

VI. Complexo Batovi - constituído de metapelitos, metagrauvas com intercalações de metacalcários calcíticos e dolomíticos.

BIBLIOTECA

VII. Maciço máfico-ultramáfico Cerro da Mantiqueira - constituído por xistos magnesianos, serpentinitos e metaperidotitos polideformados e concordantes com a sequência gnáissica encaixante. Metamorfismo na fácies anfibolito, com retro na fácies xistos verdes.

VIII. Complexo Bossoroca - HARTMANN et al (1982), propuseram para a região de Mata Grande, três novas denominações, quais sejam: (a) Sequência Sanga do Areal, constituída pelos metamorfitos anteriormente tidos como Formação Cerro Mantiqueiras, (b) Sequência Bossoroca para as litologias correspondentes a Formação Vacacai e (c) Complexo Granito-Gnáissico para os metagranitóides e migmatitos anteriormente atribuídos ao Grupo Cambai. Acrescentam que a Sequência Sanga do Areal consiste de intercalações de metaultramafitos (serpentinitos e xistos magnesianos) e rochas calci-silicatadas, metapelitos, quartzitos e metavulcânicas básicas, com intrusões gabróides (Gabro de Mata Grande). Segundo estes autores, não foram observadas feições que evidenciassem uma origem vulcânica para as rochas máficas e ultramáficas e sugerem que a sequência Sanga do Areal passe gradacionalmente para a Sequência Bossoroca, onde predominam rochas calcialcalinas, metapelitos, filitos quartzo-feldspáticos, quartzitos, metabasitos, xistos grafitosos e esparsos metaultramafitos. Com base em critérios petrológicos e estruturais sugerem uma similaridade com a geologia de terrenos do tipo *granito-greenstone*, onde os tonalitos poderiam ter se intrudido tanto nos gnaiesses polifásicos do Complexo Granito-Gnáissico quanto nas sequências supracrustais. E

BIBLIOTECA

postulado que as sequências Sanga do Areal e Bossoroca tenham sido depositadas discordantemente sobre o embasamento gnáissico.

Posteriormente KOPPE, HARTMANN e colaboradores (1985), trabalhando sobre a mesma sequência metavulcano-sedimentar aflorante na região da Mina de Ouro da Bossoroca, propuseram para esta associação a designação de Complexo Bossoroca, subdividindo-o em duas sequências: Sequência Arroio Lajeado e Sequência Campeste.

A Sequência Arroio Lajeado em substituição a Sequência Sanga do Areal, constituída por serpentinitos, xistos magnesianos, metabasaltos, metahazburgitos, metagabros, metacherts, formações ferríferas bandadas, metatufos básicos, metaconglomerados e rochas metassedimentares, configurando a borda oeste da sequência vulcano-sedimentar; e a Sequência Campeste em substituição a Sequência Bossoroca a qual passaria à Complexo, constituída, preferencialmente, por rochas vulcanoclásticas metamorfisadas na fácies xistos verdes e secundariamente por metarenitos, metapelitos, metaconglomerados e metacherts. A sequência Vulcanoclástica estaria composta por vulcânicas ácidas a intermediárias, metaquartzo-pórfiros, metaignimbritos e meta-aglomerados, compreendendo a porção central da sequência vulcano-sedimentar.

BIBLIOTECA

Na borda leste da Sequência Campestre, ocorrem mica-xistos, quartzitos, xistos magnesianos, serpentinitos e tremolititos, designados como Sequência Mato da Taquara, pelos graduandos da UFRGS (1982).

Inclusos nestas Sequências, ocorrem três corpos máfico-ultramáficos, estratiformes denominados de Gabro de Mata Grande, Metabasito Granja Santa Catarina e Complexo Básico-Ultrabásico Pedras Pretas.

ZARPELON (1986), trabalhando na área do Cerrito do Ouro, redefiniu a região da Mina da Bossoroca como sendo um fragmento de um *greenstone belt*. O autor coloca toda a região como tendo sido gerada durante o Arqueano e divide-a em dois segmentos principais: o Complexo Vila Nova e o Complexo Vulcano-Sedimentar Bossoroca ao qual denominou de *Greenstone-belts Cerrito do Ouro*. Para o Complexo Bossoroca o autor manteve a divisão proposta por Koppe et al. (1985), nas Sequências Arroio Lajeado e Campestre.

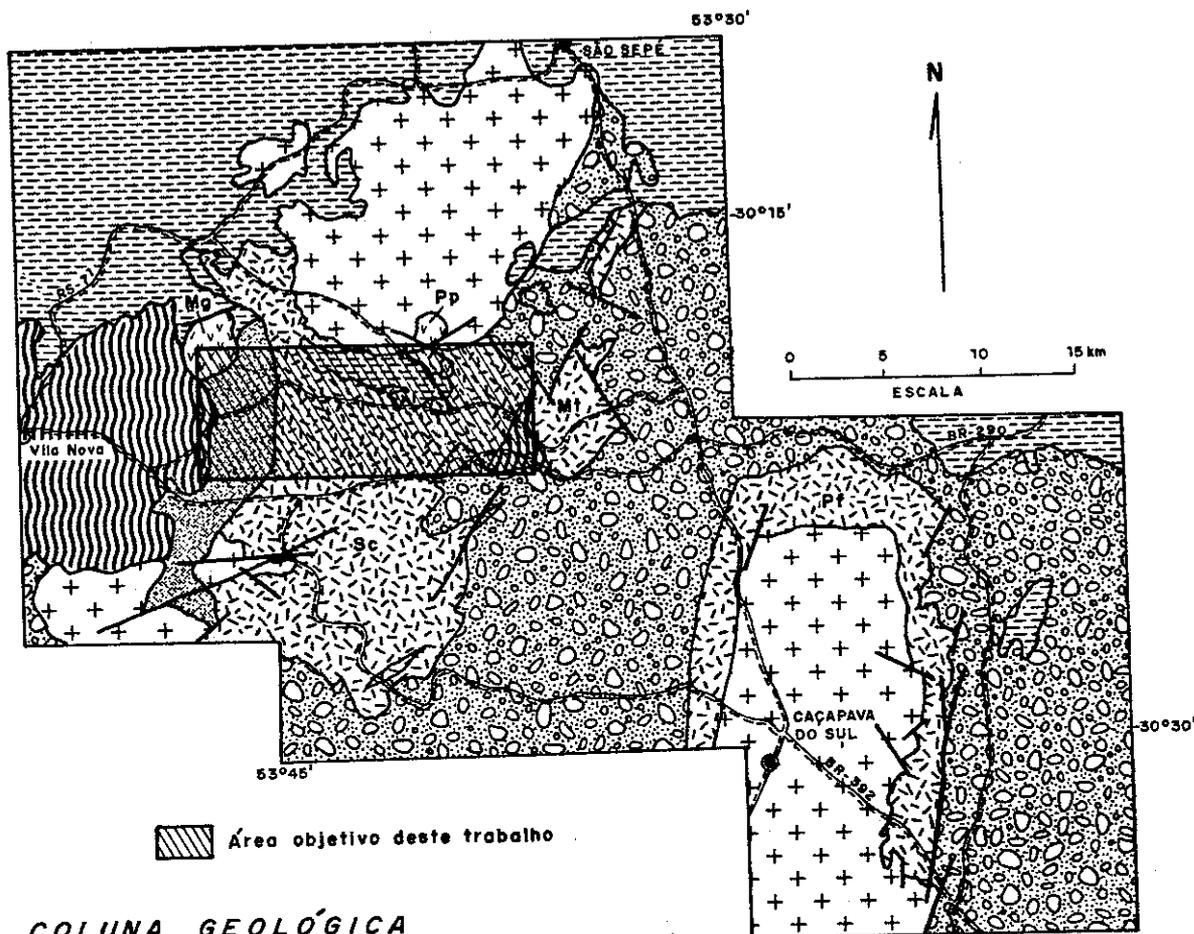
3.3. - Considerações Sobre a Nomenclatura Estratigráfica

Desde os trabalhos pioneiros de Goni et al. (1962); Jost & Villwock (1966); Jost (1966 - 1970 a.b.); Ribeiro et al. (1970); Almeida (1973); Hasui (1975); Ribeiro & Lichtemberger (1978); Szubert (1977); até os mais recentes de Fragoso Cesar (1982a.b.); Issler (1982 - 1983); Hartmann et al. (1982); Hartmann & Nardi (1983); Silva Filho (1984); Soliani, Jr. (1986); reconhece-se que a geologia da porção noroeste do Escudo Sul-Riograndense compõe-se de três associações litológicas fundamentais, originalmente denominadas de Cambaí, Cerro Mantiqueiras e Vacacaí, as quais já passaram por diversas hierarquias estratigráficas, com trocas nas suas classificações e posições cronológicas, mas com pequenas divergências, entre os vários autores, quanto aos grandes traços litológicos, constituindo-se respectivamente de um Complexo Gnáissico diferenciado, um complexo máfico-ultramáfico e uma cobertura vulcano-sedimentar

Figura III - 02.

Soliani, Jr. (1986), faz um apanhado geral da estratigrafia da região NW do Escudo, considerando que nos tempos que correm, face aos conhecimentos ainda preliminares, tem-se proposto denominações estratigráficas particulares para cada área de ocorrência de rochas metavulcano-sedimentar, referidas genericamente

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO REGIONAL SIMPLIFICADO



COLUNA GEOLÓGICA

-  COBERTURA SEDIMENTAR SUPERPOSTA FINAL, PALEOZÓICO, REFERENTE AS FORMAÇÕES DA BACIA DO PARANÁ.
-  COMPLEXOS GRANÍTICOS INTRUSIVOS, PROTEROZÓICO SUPERIOR A CAMBRO-ORDOVICIANOS.
-  COBERTURA VULCANO-SEDIMENTAR NÃO DOBRADA, PROTEROZÓICO SUPERIOR, REFERENTE AOS DEPÓSITOS DA BACIA DO CAMAQUÃ.
-  SEQÜÊNCIAS METAVULCANO-SEDIMENTARES DOBRADAS, PROTEROZÓICO MÉDIO, REFERENTES AS SEQÜÊNCIAS CAMPESTRE (Sc), PASSO FEIO (Pf), E MATO DA TAQUARA (Mt).
-  SEQÜÊNCIA DE XISTOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS, SERPENTINITOS E GABROS, PROTEROZÓICO MÉDIO, REFERENTE A SEQÜÊNCIA ARROIO LAJEADINHO.
-  COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS ESTRATIFORMES, PROTEROZÓICO INFERIOR, TIPO PEDRAS PRETAS (Pp), E MATA GRANDE (Mg).
-  COMPLEXO GRANITO - GNÁISSICO POLIDEFORMADO, PROTEROZÓICO SUPERIOR, GRUPO CAMBAÍ.

Fig. III.02

mente por complexos e subdivididas em sequências máfico-ultramáficas e vulcanoclásticas-clásticas metamorfisadas na fácies xistos verdes. Assim, os complexos Palma, Capané, Cambaizinho, Marmeleiro, Ibaré, Passo Feio, e o próprio Complexo Bossoroca, são designações locais de sequências aparentemente cogenéticas e estratigráficamente correlatas.

Deduz-se das considerações dos diversos autores que a fração noroeste do Escudo do Rio Grande do Sul se faz representar por rochas gnássicas diversas (gnaisses Cambaí), sequências metamáfico-ultramáficas, e sequências metavulcano-sedimentares, as quais foram designadas por Silva Filho (1984), como Complexo Vila Nova.

Com base em trabalhos estruturais, Silva Filho (1984), ordenou temporalmente os conjuntos litológicos componentes do Complexo Vila Nova em: (a) Gnaisses Cambaí, como a sequência mais antiga, (b) Sequências metamáfico-ultramáficas; e (c) Sequências metavulcano-sedimentares, como as coberturas mais recentes.

Em todas as áreas estudadas, as rochas gnássicas são atribuídas, sem questionamento, à unidade Cambaí. As sequências mais jovens, ao contrário, recebem denominações locais próprias. Se em futuro próximo for possível constatar uma equivalência estratigráfica entre estas sub-unidades, o Complexo Vila Nova ficaria então composto dos gnaisses Cambaí, de uma sequência máfico-ultramáfica do tipo Cerro Mantiqueiras e uma sequência

vulcão-sedimentar de cobertura tipo Vacacaí, o que, na prática, não altera de forma significativa o quadro estratigráfico definido há mais de duas décadas, como já apontado por Soliani, Jr. (1986).

Assim, a nomenclatura estratigráfica, nestes casos em que ainda existem certas controvérsias ou imprecisões conceituais que refletem lacunas de conhecimento, como observado por Ribeiro (1978), deverão passar por uma revisão conceitual e taxionômica regional, permanecendo as designações locais como forma de distinção da posição geográfica de cada associação.

Utilizaremos como conceito básico estas designações estratigráficas e este enquadramento regional, associado as designações locais como distinção geográfica para as sequências vulcano-sedimentares e máfico-ultramáficas, designações estas adotadas de Koppe et al. (1985), e expressas na coluna estratigráfica apresentada na tabela III-01.

DIVISÃO ESTRATIGRÁFICA

GRUPO GUATA
FORMAÇÃO RIO BONITO
 Arenitos, pelitos e horizontes de ortoconglomerados associados a regimes de planície fluvial, intercalados a pelitos finos, carbonosos, palustres.

FORMAÇÃO ITARARE
 Rochas pelíticas cinza a cinza avermelhadas, associadas a níveis arenosos e conglomeráticos originadas em ambiente lacustre a fluvial.

DISCORDÂNCIA

COMPLEXO GRANÍTICO SÃO SEPE
 Sieno a monzo granitos e microgranitos de tendência riolítica, constituindo a borda de um complexo granítico zonado, contendo alcalifeldspato granito na sua porção interna.

DISCORDÂNCIA

GRUPO BOM JARDIM
FORMAÇÃO PESSEGUIRO
 Arenitos conglomeráticos, arenitos e siltitos subordinados, arcoseanos, com acamadamentos gradacionais estratificações cruzadas e galhas de argila, gerados em sistema fluvio deltaico.

DISCORDÂNCIA

SUB-GRUPO VACACAI
SEQUÊNCIA CAMPESTRE
DEPOSITOS VULCANOGENICOS
 Tufos, tufos lapiliticos, tufos a po e derrames, gerados por processos de fluxo e/ou queda, associados subordinadamente a níveis de depositos epiclasticos.

DEPOSITOS EPICLASTICOS
 Siltitos, arenitos silticos e arenitos, finamente laminados, normalmente carbonosos, intercalados subordinadamente a tufos e tufos a po, gerados predominantemente sob lamina d'agua.
 Orto e para conglomerados polimiticos grosseiros de matriz vulcanogenica, associados a níveis de tufos, e derrames, gerados na forma de leques em regime de alta densidade semelhantes a depositos do tipo lahaar.

SUB-GRUPO P O O N G I S R I O I R A

ZONA DE CIZALHAMENTO CONTRACIONAL

SEQUÊNCIA ARROIO LAJEADINHO
 Hazburgitos, dunitos, gabros, basaltos, serpentinizados e carbonitizados, metamorfizados no facies anfibolito inferior a medio. Xistos mafico-ultramaficos e rochas metassomaticas na forma de talco xistos, tremolitos, clorititos, rodingitos, associados a horizontes de chert e sedimentos subordinados.

COMPLEXOS BÁSICO-ULTRABÁSICO (ESTRATIFORMES)
 ()Complexo Pedras Pretas, ()Cabro de Mata Grande, ()Gabro Santa Catarina, normalmente constituídos de unidades básicas representadas por gabros, gabros coroníticos, pegmatitos gabroicos, leucogabros, anortositos, etc, além dos equivalentes serpentinizados e serpentinitos, metamorfizados na facies anfibolito inferior a medio.

ZONA DE CIZALHAMENTO CONTRACIONAL

GRUPO CANBAI
GNAISSES CANBAI
 Orto e para gnaisses polideformados, com composições variando entre dioritos e tonalitos-trondjemitos, passando a granodioritos, metamorfizados no facie anfibolito medio a superior.

III.01- Divisão litoestratigráfica para a região da Bossoroca.

CAP. IV - ESTRUTURAÇÃO TECTONICA

4.1. - Comentários Gerais

O arcabouço estrutural da área do Passo do Salsinho parece estar intimamente associado a processos de tectônica tangencial, indicando faixas de acentuada imbricação tectônica, as quais indicam um transporte de massas no sentido NNE-SSW e na direção ESE, aparentemente vergindo em direção a um anteparo rígido colocado à leste da área mapeada.

As direções gerais da principal xistosidade das associações dispõem-se segundo uma orientação NE-SW, com mergulhos invariavelmente para NW. Em consequência, os esforços de compressão parecem ter atuado segundo a direção NW-SE, originando dobramentos no estilo apertado a isoclinal, com planos axiais mergulhantes para NW.

Registra-se uma fase tectônica rígida, materializada na forma de falhamentos transcorrentes e fraturamentos gerado em regime rúptil, com uma direção principal NNE-SSW.

O levantamento das feições planares e lineares penetrativas, associado aos estilos e feições de dobramentos e indicadores sinemáticos, identificados em meso, macro e micro escalas, conduziram à identificação e individualização de dois eventos deformacionais dúcteis, os quais estão caracterizados por fases progressivas de dobramentos em cada um dos eventos. Seguem-se a estes, uma fase dúctil-frágil materializada por uma extensa zona de *shear* de baixo ângulo, a qual gerou um cisalhamento transcorrente sinistral, o qual funcionou como planos de *trusting*, ocasionando um intenso fatiamento tectônico sobre toda a região. Segue-se uma tectônica de falhamentos e fraturamentos em regime frágil, finalizando a atividade tectônica da região, a seguir detalhada.

4.2. - FASES DEFORMACIONAIS

4.2.1. - Evento Deformacional D1-D2, Regime Dúctil

Deformações impressas em todas as rochas objeto deste trabalho, representadas por uma deformação altamente penetrativa, de baixo ângulo, a qual gera uma xistosidade marcante onde predomina uma fábrica de transposição, configurando uma série de dobramentos apertados a isoclinais, acilíndricos, os quais nos parecem ser a fase de dobramentos mais importantes da região - D2.

O elemento estrutural mais significativo está representado pela alternância de níveis vulcanogênicos tufáceos de diferentes competências, os quais conformam os dobramentos regionais e estruturam o arcabouço tectônico da faixa enfocada.

A fase de dobramentos D1 está impressa na forma de charneiras rompidas, com preservação de alguns dos eixos (charneiras sem raiz) e na forma de dobras isoclinais milimétricas ao longo da foliação S2, foto IV-01, demonstrando a transposição total do acampamento original So, provavelmente já durante a estruturação F1, a qual teria gerado superfícies axiais paralelas a foliação de transposição S1. Assim sendo, o elemento estrutural fundamental, identificado como a alternância de níveis vulcanogênicos, apesar de representar, ao menos em parte o acamadamento original So, já não pode ser utilizado como horizonte stratigráfico, na reconstituição do empilhamento original, o qual passa a ser especulativo.

A fase de dobramentos D2, a qual redobra a superfície bandada F1, já transposta, dá origem as estruturas F2, as quais constituem-se, assim como já apontado na fase mais importante de dobramentos da região. A foliação S2 gerada nesta fase tem, normalmente, postura semelhante a superfície axial gerada na estruturação de F1, gerando uma foliação de transposição paralela e, aparentemente, coaxial com D1. As estruturas pretéritas de D1, fora das zonas de maior movimentação, acham-se parcialmente preservadas, onde são identificados os dois eventos superpostos.

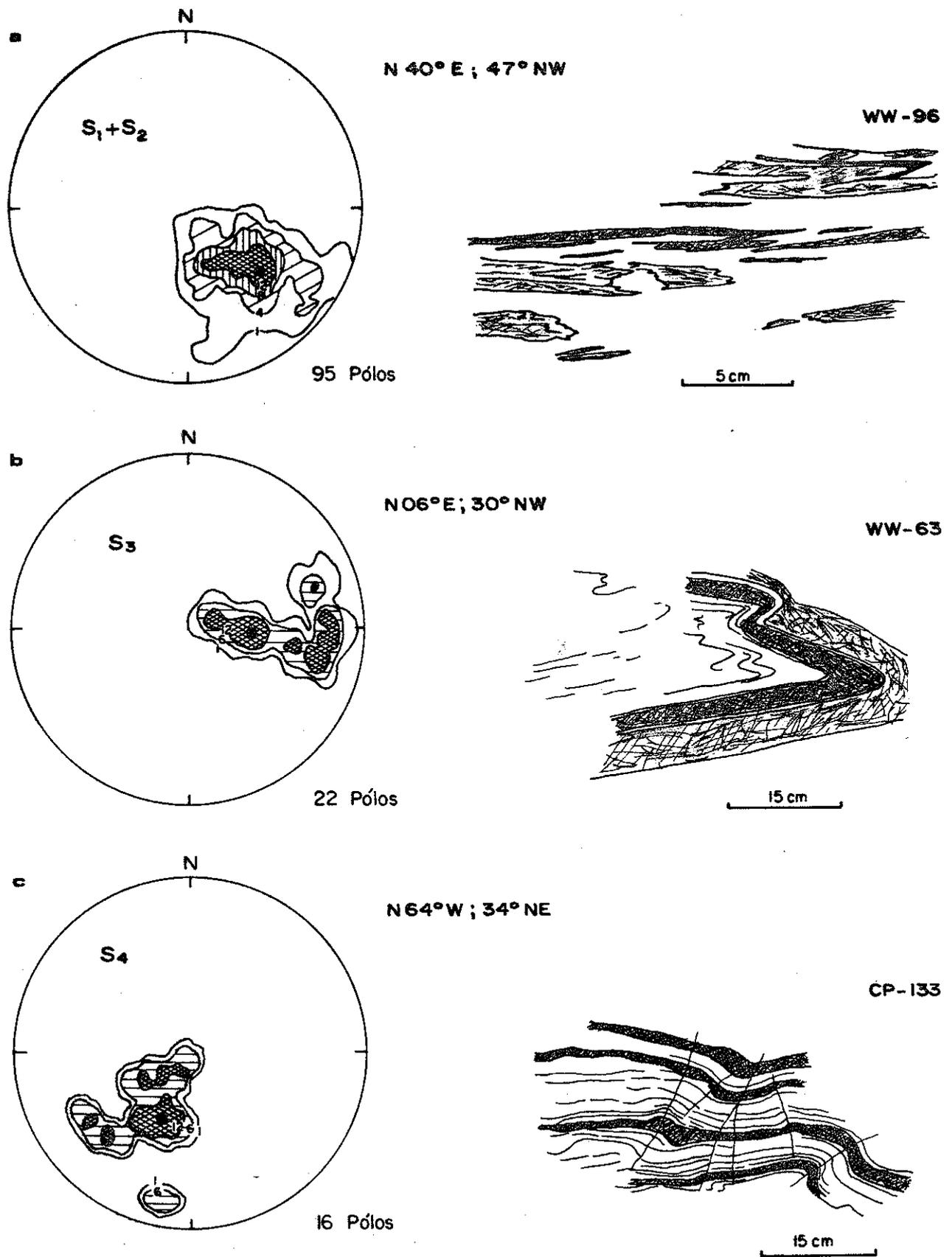


Fig.IV.01- Diagrama de contorno das principais feições estruturais da área da Bossoroca, representadas pela projeção dos polos dos elementos estruturais medidos. As linhas de contorno são expressas em percentagens e a atitude média foi obtida através da projeção do Polo Máximo (•). A direita, detalhes de afloramentos onde foram observadas algumas das feições descritas, diagnósticas de cada fase.

O *imprint* das deformações D2, as quais estruturam a macrodeformação impressa na região, possui um *trend* de transporte com uma direção N40E e mergulho de 47NW, conforme os dados obtidos pela plotagem dos polos máximos no diagrama de contorno estrutural, figura IV-01a, levando a uma movimentação com uma vergência em direção a um anteparo rígido colocado a SE.

As melhores indicações de movimento desta fase estão registradas ao longo da sanga situada ao NNE da região do Cerrito do Duro, trecho entre as estações CP-96 e WW-135, onde através de dobras isoclinais decimétricas identificam-se eixos B de F2, os quais posicionam-se na direção N20-45E com 5-20 de mergulho para NE. *Augens* assimétricos de feldspatos e *boudings* de quartzo desenvolvidos em tufos dentro da Sequência Campestre.

4.2.2. - Evento Deformacional D3 - Regime Dúctil

A deformação atribuída a Fase D3, possui um *imprint* desenvolvido na forma de uma foliação ou *layering* S3, com direção variando entre N10W e N10E e com um caimento da ordem de 25-35 WNW. A plotagem das atitudes obtidas sobre esta fase, no diagrama de contorno estrutural, figura IV-01b, demonstram um polo máximo de atitude N06E 30NW, como média para este evento.

A clivagem de crenulação, nos níveis de maior competência, grada para uma clivagem de fratura com um espaçamento milí a



Foto IV.01 - Dobramentos isoclinais em níveis de tufos a pó, mostrando os processos de estiramento e rompimento dos horizontes tufáceos atuantes ao longo dos eventos de transposição.

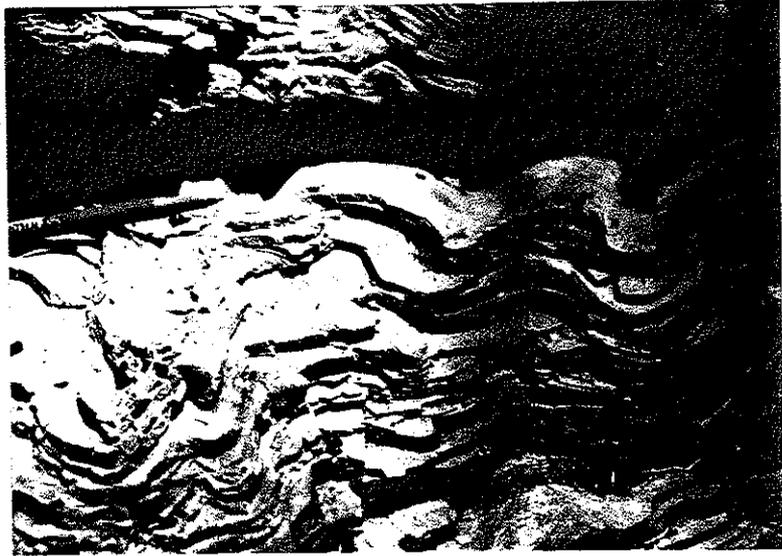


Foto IV.02 - Superfície S1/D1 com eixos subhorizontais, gerando dobramentos ao longo dos planos isoclinais.



Foto IV.03 - Efeitos do evento de cisalhamento sinistral gerando blocos alongados e elípticos, com superfícies Ss-Sc, indicando o sentido de movimentação para a cisalha.



Foto IV.04 - Fragmentos de rochas ultramáficas, serpentiniticas, mergulhados em matriz de xistos ultramáficos, materializando o contato entre as Sequências Campestre e Arroio Lajeado, por uma zona interpretada como faixa de brechação anastomosada.

centimétrico, discordante da foliação S1/S2 gerada em D2.

Esta fase reflete-se em um encurtamento tardio de eixo B da Fase D2, manifestando-se na forma de uma ondulação das charneiras e dos limbos isoclinais recumbentes gerados em D1-D2, foto IV-02, chegando a desenvolver um padrão de dobramentos F3 em estilo *chevron*, com flancos assimétricos, e em escala centi à decimétrica. O vergamento dos eixos de F1+F2, gera com que o caimento destes seja ora no sentido NE, ora SW, dada a sua posição angular com as fases pretéritas. Esse fato pode ser visualizado pelas medidas de D1-D2 lançadas no diagrama de polos, as quais desenvolvem uma girlanda de pontos, evidenciando a existência de uma superposição entre as duas fases deformacionais.

4.2.3. - Evento Deformacional D4 - Regime Dúctil-Frágil

As estruturas atribuídas a um regime de deformação rúptil, ou rúptil-dúctil, constituem-se em zonas de cisalhamento transcorrentes gerados na forma de componentes de alívio dos processos compressivo das fases de encurtamento crustal e por falhamentos e fraturamentos ortogonais.

Os processos de dobramentos apertados a isoclinais gerados ao longo dos processos de transposição evoluíram para zonas de cisalhamentos transcorrentes, os quais estão melhor registrados

nas porções limitrofes entre a sequência ultramáfica Arroio Lajeado e Vulcanogênica Campestre, e nos limites leste da Sequência Campestre, junto ao contato com a Sequência Mato da Taquara.

Nas zonas de cisalhamento transcorrentes, as estruturas pretéritas estão quase que totalmente destruídas dado ao forte *imprint* caracterizado ao longo das faixas de transposição.

As lineações de estiramento apresentam-se próximo da vertical, evidenciando rejeitos horizontais, onde a assimetria de cristais deformados, as relações de foliações Ss/Sc, algumas raras sombras de pressão e dobras falhas, indicam uma movimentação sinistral para o evento, foto IV-03.

Os esforços conjuntos de compressão e distensão provocaram, dentro da associação máfico-ultramáfica, a formação de corpos estreitos e alongados, especialmente entre os metamórfitos com marcante xistosidade como os talco xistos e tremolititos. Nos corpos mais rígidos como os serpentinitos e anfibolititos, onde os esforços de estiramento foram menos sentidos, estes geraram rompimentos com a consequente formação de *boudins* e *pinch and swelling*, aflorando na forma de corpos grosseiramente elípticos ou circulares, imersos em uma matriz de talco-clorita-actinolita-xistos fortemente foliados, foto IV-04.

Associado a este sistema transcorrente, observa-se uma série de *kink bands*, os quais desenvolvem-se segundo uma direção média de N64W 34NE, figura IV-01c. A estes, aventamos a possibilidade de estarem relacionados ao sistema de falhamentos antitéticos da transcorrência sinistral.

As estruturas geradas pelo sistema de falhamentos ortogonais em sistema rígido estão delineados por feições retilíneas e evidenciadas em fotografias aéreas através de deslocamentos laterais de horizontes bem definidos e ao longo dos limites de unidades. Estes deslocamentos normalmente atingem a casa de algumas dezenas à centenas de metros, estando materializados em campo por um cerrado sistema de fraturamentos de direção aproximada N40-55W com mergulhos subverticais, com movimentação relativa de blocos tanto no sentido dextral quanto sinistral.

CAP. V - GRUPO PORONGOS

5.1. - Subgrupo Vacacaí - Sequência Campestre

5.1.1.- Introdução

A Sequência Campestre constitui-se de uma associação metavulcano-sedimentar representada por rochas vulcanoclásticas na forma de tufos, tufos lapilíticos e subordinadamente derrames de lavas, aos quais associam-se sedimentos epiclásticos, sedimentos carbonosos e uma sedimentação detrítico-química.

A origem destas rochas vulcanogênicas, de composição intermediária à ácida e de características calcialcalinas, tem sido um importante problema petrológico, de posição tectônica controversa e que reflete uma lacuna de conhecimento sobre os processos evolutivos que parece culminaram com a cratonização do escudo Sul-riograndense.

5.1.2.- Classificação dos Depósitos Vulcanogênicos

Existem diversas formas de abordagem sobre sistemas de deposição de rochas vulcanogênicas, e por extensão dos depósitos de material retrabalhado, epiclástico, associados. Assim, as várias formas de classificação existentes levam em consideração, em maior ou menor grau, a identificação e descrição dos mecanismos que atuaram durante o evento vulcânico; os produtos gerados durante o emplacamento do magma; as formas básicas dos eventos, se explosivos ou eruptivos; ou ainda quanto ao posicionamento no contexto geológico regional.

Dentre as várias propostas de classificação existentes, como as de Ross & Smith (1961), Rittmann & Vincent (1962), Teruggi, et al (1978), Ayres, (1982), Fisher & Schmincke (1984), Cas & Wright (1987) achamos assim como Wright, et al (1980), que a melhor forma seja a associação de diferentes sistemas para características distintas de resolução. Assim a classificação adotada deve de servir, tanto para auxiliar na interpretação dos processos genéticos dos depósitos, a qual esta relacionada a história da evolução do vulcanismo e seus padrões, quanto de um sistema litológico descritivo, caracterizando os diversos tipos litológicos, seus constituintes e suas variações.

As feições e variações faciológicas são normalmente diagnósticas dos processos que as geraram e que levam a conclusões sobre a gênese de uma determinada sequência. Assim a gênese de um depósito piroclástico é parcialmente dedutível a partir de suas litologias, da sua geometria e de suas relações de campo. Nos terrenos vulcânicos aqui abordados, onde os depó-

sitos já foram metamorfizados, parcialmente erodidos e submetidos a eventos deformacionais, o grau de identificação das características dos depósitos podem não estar preservadas o suficiente para que se possa ter uma classificação genética rigorosa.

Além disso, as rochas piroclásticas constituem-se em uma associação singular de depósitos, pois são o produto de uma dualidade genética, onde tanto processos vulcânicos quanto sedimentares participam do resultado final. Com efeito, alguns tipos de rochas piroclásticas podem originar-se por processos essencialmente ígneo, enquanto que a grande maioria, como as aqui abordadas, emplaçam-se e ou acumulam-se através de processos originalmente ígneos, como o próprio evento vulcânico, e que subsequentemente passam por um processo *sedimentar* de acumulação, identificados pelas formas de fluxo de detritos, precipitações a partir de núvens de pó, retrabalhamento pelos ventos ou correntes de alta densidade.

De qualquer forma que sejam encarados os processos e resultados de deposição de rochas piroclásticas, a dualidade inevitável de suas origens determina uma variabilidade das características megascópicas e microscópicas que nem sempre são bem entendidas ou definidas, ficando os processos responsáveis pelo emplaçamento de cada horizonte com limites difusos e nem sempre bem entendidos. Assim, a classificação genética aplicada para os litótipos aqui descritos está baseada nas observações regionais, na justaposição das diversas fácies, suas variações laterais e com o rigorismo compatível com este tipo de

associação, seguindo-se os critérios e métodos contidos em Fisher & Schmincke (1984), e Cas & Wright (1987), nas características petrográficas de cada horizonte, e na geometria de cada depósito.

Baseados no mapeamento geológico sistemático, onde foram aplicados os critérios acima expostos, seguidos dos processos normais de laminação, colorimetria com hexacobaltinitrito de sódio, polimento de seções de rocha e principalmente fundamentados nos resultados das análises químicas, pudemos dividir a área em agrupamentos de rochas diagnósticas de processos associados a eventos vulcanogênicos, cujos principais fácies puderam ser definidas como:

- depósitos gerados por fluxo ;
 - ;- fluxo de pumice e cinzas
- depósitos gerados por surgência ;
 - ;- maciços
- depósitos gerados por queda ;
 - ;- planares
- depósitos gerados por queda ;
 - ;- tufos e tufos a pó
- depósitos epiclásticos ;
 - ;- sedimentos sob lâmina d'água
- depósitos gerados por fluxo de ;
 - ;- sedimentos gerados por fluxo de
 - ;- alta densidade, tipo Lahaar.

5.1.2.1.- Depósitos Gerados por Fluxo

Fluxo de Pumice e Cinzas

Os depósitos associados a processos de fluxo estão compostos por fragmentos vulcanoclásticos pobremente selecionados, com tamanhos de grão variando entre as frações pó e lapilli e com predominância na fração cinza.

Os tufos apresentam uma cor cinza a cinza esverdeada, granulação média a fina, matriz microcristalina, em que ocorre imersos cristais de quartzo, normalmente azulados e euédricos e microfenocristais de plagioclásio, foto V-01, normalmente sericitizados, de aspecto micáceo. A textura lepidoblástica a granolepidoblástica é predominante, gerando ao longo dos planos de xistosidade um aspecto acetinado pela concentração planar de cloritas.

Os tufos lapiliticos apresentam uma cor cinza a cinza esverdeado, com aspecto mosqueado dado pela diferença de cor entre os vulcanoclastos. A matriz é do tamanho cinza, em que ocorrem imersos fragmentos variando entre 3a4 milímetros e cerca de 5 centímetros de comprimento, os quais estão constituídos de fragmentos do tipo púmice, normalmente de cores cinza escuro a esverdeado e fragmentos de rocha normalmente verde claros, foto V-02. Os vulcanoclastos encontram-se achatados na forma de fitas, deformados tanto pelo colapso da estrutura vulcânica por processos de compactação e degazificação penecontemporâneos, como pelos processos tectônicos deformacionais superimpostos.

Os tufos lapilíticos contendo piroclastos tipo *shards* de pumice e fragmentos conatos, normalmente apresentam acamadamento gradacional grosseiro, na forma de linhas decimétricas de fragmentos, sem continuidade laterai, restringindo-se a porções isoladas dos afloramentos, foto V-03, com a predominância dos tufos gerados por fluxo (tamanho cinza) e tufos a pó gerados por queda.

A constituição dos fragmentos varia entre a predominância de cristais e fragmentos de pumice, ocorrendo fragmentos de rocha juvenis e/ou contatos, foto V-04, em pequenas proporções.

Os tufos estão compostos por uma matriz tamanho cinza (<2mm), a qual constitui 70a90% do arcabouço da rocha, na qual vêem-se imersos fragmentos lapilíticos principalmente constituídos por *shards* de pumice e de vidro, ficando os fragmentos líticos subordinados e de ocorrência restrita. Os fragmentos tipo pumice encontram-se totalmente achatados e colapsados, densamente amarrotados, caracterizando-se pelo aspecto micro a criptocristalino, com formas esferoidais ou alongadas, definindo uma foliação planar original ou textura eutaxítica primária preservada.

Os *shards* de vidro encontram-se totalmente cloritizados, onde o processo de devitrificação já destruiu a estrutura fibrosa original (axiolítica-esferulítica) restando alguns *cracks* pelíticos nos *shards* mais desenvolvidos.

As cloritas apresentam características que apontam terem sido geradas a partir de dois processos distintos: (a) As expensas da alteração hidrotermal e metamórfica de anfibólios (hornblendas ?) e biotitas, fato observado diretamente em lâminas através de contornos reliquiares pseudomórficos hexagonais e alongados, com limites bem definidos, preservados dos anfibólios originais e pelos vestígios de biotitas na forma de cloritas com relevo acentuado e birrefringência elevada, atingindo cores de 1a. ordem, já fora do espectro das cloritas; (b) Como produto da transformação dos *shards* de vidro vulcânico, preservados com terminações na forma de cúspides e junções na forma de "Y", além de fraturas perlíticas em alguns cristais maiores.

De igual importância estão os microfenocristais, os quais normalmente estão no tamanho cinza e que podem ser de dois tipos: (a) Fenocristais intratelúricos, os quais normalmente encontram-se com bordas corroídas como o quartzo com golfos de corrosão, foto V-05, ou como o plagioclásio zonado mostrando a instabilidade do líquido com a fase cristalina, e cujas linhas de zonação estão interseptadas pelos limites dos cristais. Os fenocristais de plagioclásio encontram-se normalmente embainhados pela matriz vítrea ou criptocristalina, mostrando os efeitos da compressão gerada pelo colapso da coluna vulcanoclástica. Os cristais normalmente encontram-se quebrados devido ao resfriamento rápido e diminuição de volume durante o evento magmático; e (b) Cristais pirogenéticos, gerados durante o evento vulcânico, representados pela presença de quartzo euédrico, com

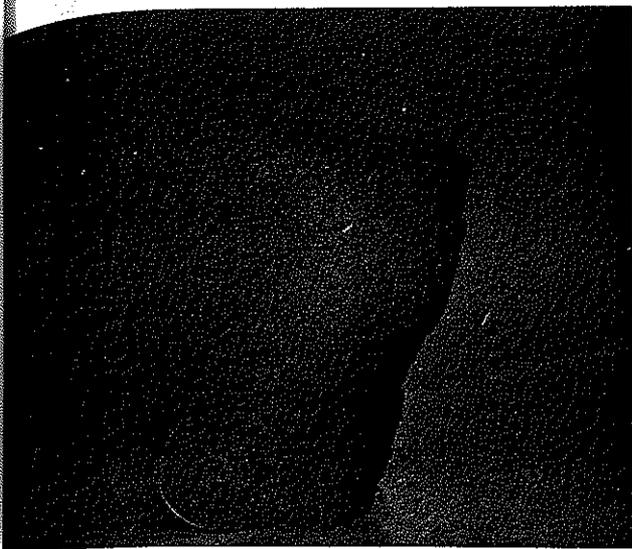


Foto V.01 - Tufos finos a cristal.



Foto V.02 - Tufos lapilíticos com fragmentos de rocha (claros) e fragmentos tipo púmice (escuros), colapsados e estirados tectonicamente.



Foto V.03 - Tufos lapilíticos com fragmentos imersos em mesóstase granular vulcanogênica

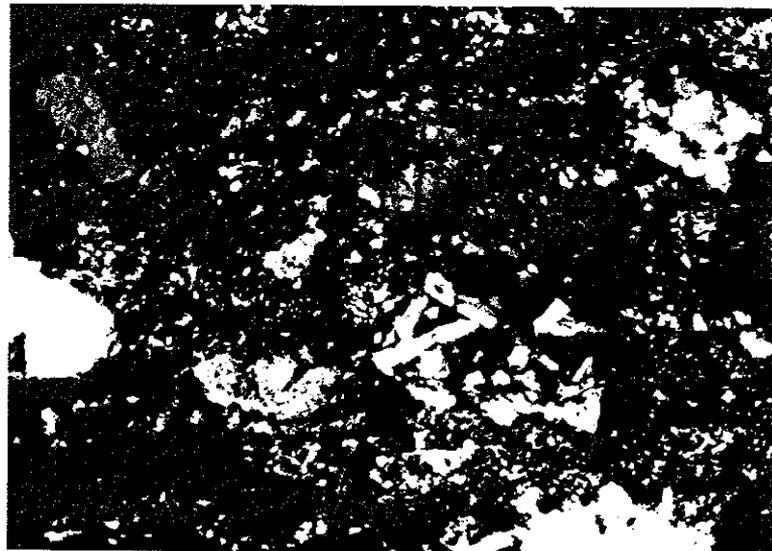


Foto V.04 - Vulcanoclástica constituída por matriz fina na fração pó, onde vêem-se imersos fenoclastos de plagioclásio, quartzo e fragmentos de rocha.

contorno característico de alta temperatura, hexagonal bem definido, e que em amostras de mão são identificados tanto pela forma como pela sua cor azulada.

A classificação petrográfica da fração mais representativa desta sequência é a de tufos e tufos lapilíticos a cristal e pumice, gerados por fluxo de cinzas.

Fluxo de Lavas

Os derrames de lavas andesíticas, intercalados à sequência vulcanoclástica, apresentam-se na forma de lentes variando entre 1 a 17 metros de espessura, irregulares e de contatos normalmente bem definidos, sendo volumetricamente subordinados.

As lavas são maciças, de cores verde a verde acinzentada, granulares médias, contendo micropórfiros de plagioclásio e eventualmente quartzo, imersos em uma matriz microcristalina, foto V-06. Os microfenocristais preservam perfeitamente seus contatos idiomórficos e apresentam uma leve orientação considerada como uma textura pseudotraquítica reliquiar.

A foliação tectônica é incipiente, dado a maior resistência destes horizontes aos esforços compressoriais.

Petrograficamente os derrames de lavas andesíticas apresentam uma textura porfiroclástica, constituída por microfenocristais de plagioclásio e quartzo (80 e 20%

respectivamente), envolvidos em uma matriz microgranular de quartzo, plagioclásio, clorita, sericita, carbonato e epidoto (pistacita + clinozoisita), foto V-07. Os microfenocristais apresentam um tamanho variando entre 1 e 3,5 milímetros, os plagioclásios apresentam-se maclados na lei polissintética, foram identificados como oligoclásio-andesina e estão normalmente alterados à sericita, epidoto e carbonato; o quartzo é um constituinte menor os derrames e normalmente apresenta-se corroído.

Em algumas amostras ocorrem concentrações de clorita, epidoto, carbonatos, com contornos bem definidos e com aspecto de manchas sobre a amostra, as quais provavelmente sejam o resultado da alteração pseudomórfica total de fenocristais de anfibólios (hornblenda).

Como constituintes secundários temos a biotita, normalmente cloritizada, actinolitas na forma de finas agulhas, opacos (ilmenita) na maioria das amostras alterados à leucoxênio, esfeno e zircão.

A matriz normalmente é microcristalina e apresenta uma leve orientação das cloritas e sericitas, as quais ocorrem na forma de palhetas intersticiais, dando uma textura granolepidoblástica, foto V-08.

Petrograficamente classificamos os derrames como sendo meta-andesitos e meta-dacitos, metamorfisados na fácies xisto-verdes inferior, zona da clorita.

Depósitos Gerados por Surgência

Os depósitos relacionados à processos de surgência estão constituídos por rochas vulcanoclásticas, normalmente de granulometria fina, com acamadamento gradacional bem definido e de continuidade lateral persistente, normalmente contendo estratificações internas aos depósitos na forma de estratos cruzados de baixo ângulo, com superfícies onduladas e inclinadas, laminação paralela e horizontes maciços decimétricos sem acamadamento.

Em amostras de mão são de granulometria fina a média, de cores verde claro a cinza esverdeado, finamente acamadados e eventualmente com acamadamento gradacional, sendo os depósitos com a maior concentração de estruturas primárias preservadas, foto V-09. Algumas vezes ocorrem níveis com vulcanoclastos emplaçados balisticamente nos níveis de surgência, onde imersos em uma matriz tamanho pó, identificamos fragmentos centimétricos com constituição semelhante aos tufos encontrados ao longo da sequência.

Petrograficamente observamos uma matriz microcristalina, constituída por um agregado de cristais de quartzo, plagioclásio e filossilicatos (sericita, clorita), onde vêem-se imersos

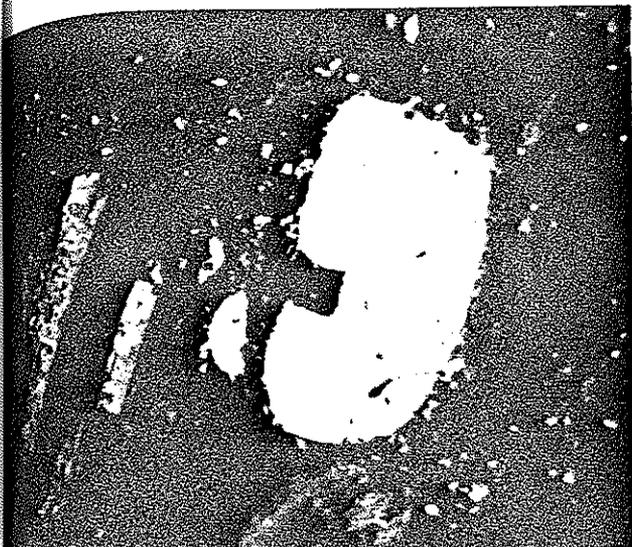


Foto V.05 - Tufos dacíticos mostrando microfenocristais de plagioclásio maclado e quartzo com golfo de corrosão preservados.

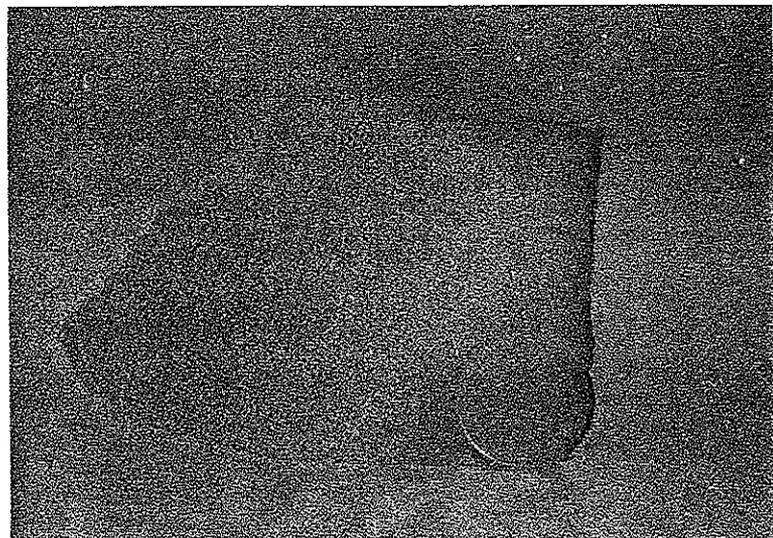


Foto V.06 - Derrames microporfiríticos andesíticos, intercalados aos tufos.

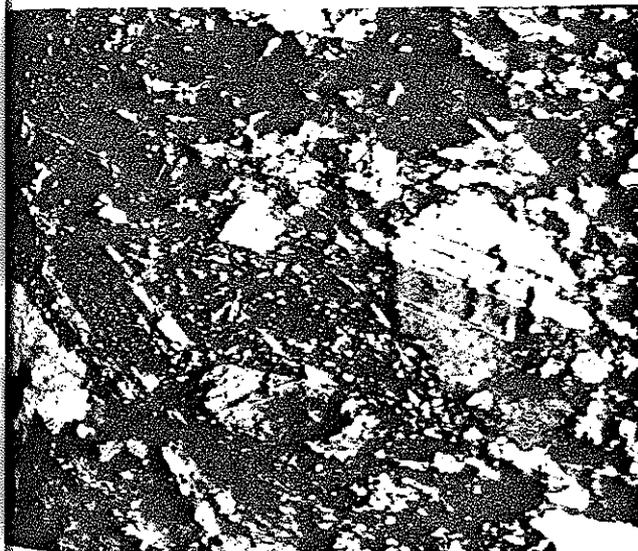


Foto V.07 - Andesitos com porfiroclastos de plagioclásio imersos em matriz granular fina, parcialmente alterados a carbonato + sericita + epidoto

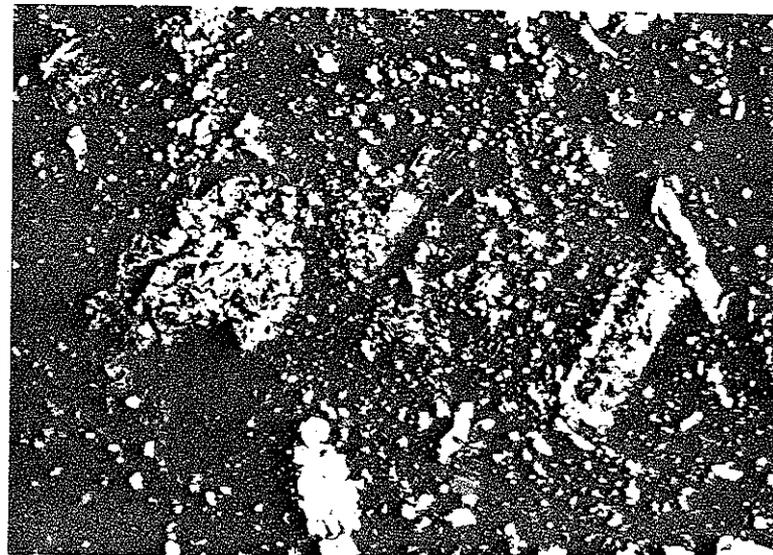


Foto V.08 - Microfenocristais de plagioclásio preservando a máquina, parcialmente epidotizados e imersos em matriz microcristalina, textura granolepidoblástica.

microfenocristais de quartzo e plagioclásio, foto V-10, gerando textura microporfirítica. Os pórfiros apresentam um tamanho entre 0,2e0,3 milímetros e são anédricos a subédricos.

Classificamos os litótipos associados aos processos de surgência como metatufos e metatufos a pó, com fragmentos juvenis, na fácies xistos verdes inferior, zona da clorita.

Como aspecto genético para esses tipos de depósitos, dadas as estruturas sedimentares planares e estratificações contidas, ao conteúdo e distribuição dos fenocristais, aos fragmentos juvenis emplaçados balisticamente e as associações laterais, sugerimos um processo vulcânico na forma de nuvem anelar achatada, com movimentação horizontal a altas velocidades, como uma corrente de turbulência de alta densidade na base de uma coluna explosiva vertical, com alta concentração de pó, conforme modelo para depósitos piroclásticos gerados por surgência descritos por Wohletz & Sheridan (1979); Fisher (1979) e Sheridan (1979).

5.1.2.3.- Depósitos Gerados por Queda

Tufos e Tufos a Pó

Intimamente associados aos depósitos de fluxo, ocorrem níveis ou lâminas de depósitos gerados por processo de queda, na forma de tufos e tufos a pó. Estes depósitos são gerados a partir

da deposição do material em suspensão ejetado durante o evento vulcânico.

Os depósitos apresentam granulometria na fração pó, são micro a criptocristalinos, tem cor cinza esverdeado a verde clara, onde são comuns estruturas de acamadamento gradacional, foto V-11, preservados dentro de determinados horizontes.

Por vezes ocorrem horizontes centimétricos de rocha microgranular verde claro, com persistência lateral ordem de alguns metros.

Ao longo dos planos de acamadamento desenvolve-se uma sutil laminação gerada pela orientação e cristalização de cloritas, dando uma textura granular a granolepidoblástica, foto V-12, que ao longo dos planos de clivagem emprestam um aspecto sedoso às amostras.

Nas zonas onde a deformação é mais intensa, foto V-13, observamos os níveis mais claros e mais finos sendo estirados, boudinados e rompidos formando horizontes com fragmentos de tufos a pó criptocristalinos imersos dentro da matriz também de tufos a pó, gerando uma textura de *Pinch and Swel* comum aos afloramentos desta associação.

Em alguns horizontes caracterizados como sendo associados a depósitos gerados por queda de fragmentos vulcanogênicos, observamos fragmentos da ordem de 2a5 centímetros de diâmetro,

imersos em uma matriz de tamanho pó (<1/16 mm) para os quais aventamos a hipótese de que sejam ejetólitos emplaçados balisticamente, junto com as frações precipitadas diretamente da nuvem vulcânica.

5.1.2.4.- Depósitos Epiclásticos

Sedimentos Gerados por Fluxos de Alta Densidade Tipo Lahaar

A fácies epiclástica melhor definida e mais representativa da associação vulcanogênica, está composta por níveis conglomeráticos, com cerca de 50 a 180 metros de espessura, constituídos por litótipos variando entre arenitos arcoseanos à conglomerados grosseiros passando por microconglomerados e paraconglomerados polimíticos.

Em afloramentos observa-se acamadamento gradacional, onde arenitos arcoseanos gradam à conglomerados, contendo fragmentos variando entre granulos com 2 a 6 centímetros, a seixos atingindo cerca de 40 centímetros no seu diâmetro maior. Os seixos são de constituição polimítica, predominando seixos autoclásticos aos quais misturam-se, em proporções variadas, seixos de rochas graníticas, xistos, quartzitos e quartzo leitoso. Apresentam um arredondamento moderado e uma esfericidade baixa, apesar de encontrarem-se totalmente estirados e alongados pelos eventos de deformação dúctil a que foram

submetidos. O tamanho dos seixos e suas características texturais apontam para um transporte de pequena amplitude e com baixo retalhamento.

A interdigitação destes horizontes conglomeráticos com litótipos francamente relacionados a processos vulcanogênicos tipo fluxo de lava e depósitos de tufos, e a ausência de níveis sedimentares expressivos dentro da sequência como um todo, levam a supor um processo genético diretamente relacionado com sedimentação episódica de alta energia, em processo relacionado a borda de cone vulcânico.

Em lâmina, temos uma rocha granular grosseira, constituída por uma massa de fragmentos finos a médios, na sua maioria de quartzo, feldspato e clorita, foto V-14, apresentando uma textura granolepidoblástica bem definida. Imersos nesta matriz observam-se clastos centi a decimétricos alcançando cerca de 45 centímetros de comprimento e de composição variada, dando uma característica polimítica aos afloramentos. O suporte dos clastos é feito pela matriz, o qual alcança cerca de 50 a 70% do volume da rocha.

Fluxos de detritos contendo fragmentos do porte dos observados nesta unidade e com a associação lateral vulcanogênica como os encontrados são descritos por Smith (1986) e Walcker & Wilson (1980), os quais citam que os fluxos de detritos e fluxos hiperconcentrados são mais espessos e mais extensos em regiões vulcânicas do que em processos aluviais, pois o processo de

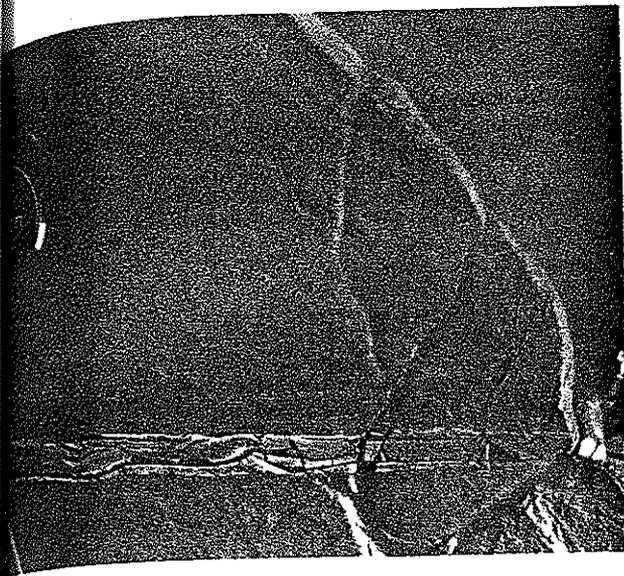


Foto V.09 - Tufos a pó mostrando acamadamentos gradacionais e contatos lineares entre os níveis grosseiros e finos, demonstrando processos de precipitação sem corrente de transporte direcional.

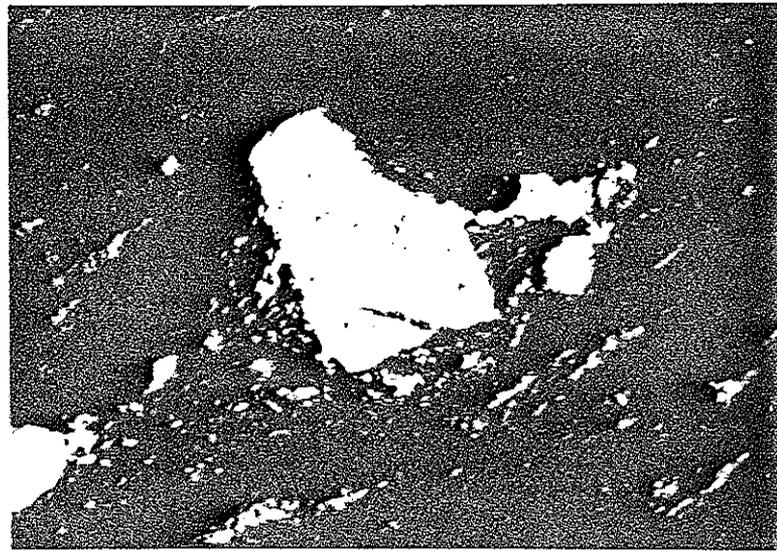


Foto V.10 - Microfenocristal de plagioclásio, imerso em matriz micro a criticristalina com fraturamento e deslocamento escalonado dos planos de macla.

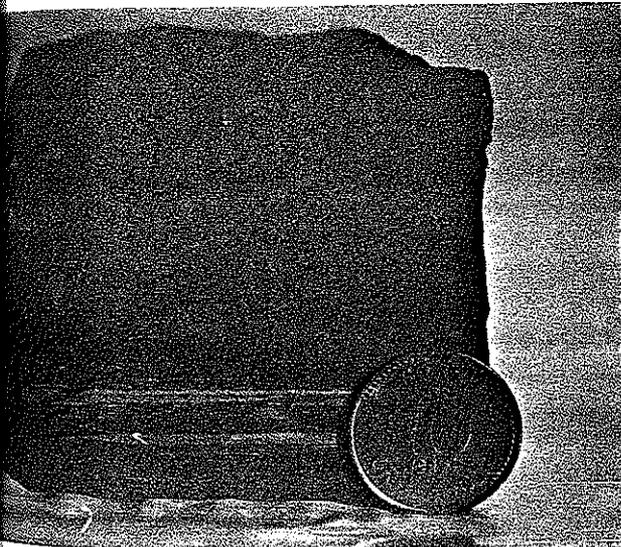


Foto V.11 - Tufos a pó, finalmente laminados.

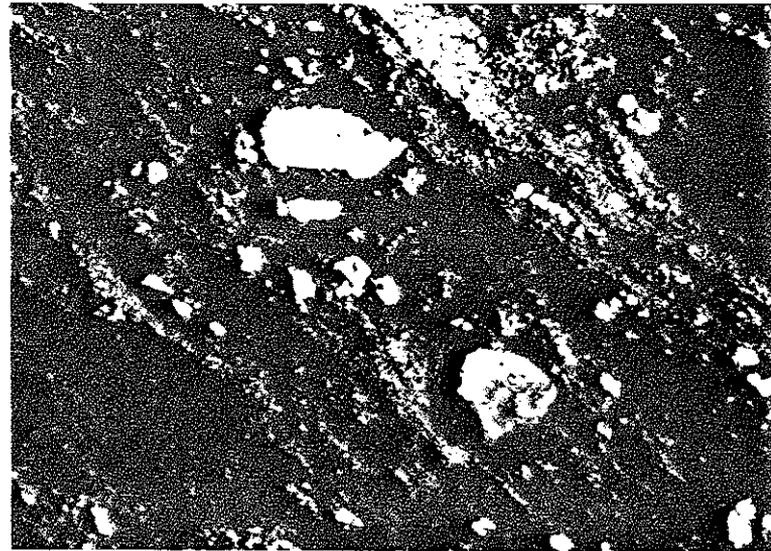


Foto V.12 - Desenvolvimento da xistosidade S1/D1, com a orientação de clorita + sericita ao longo dos planos S, restando microfenocristais de quartzo imersos na matriz lepidoblástica.

explosão vulcânica pode levar à uma rápida mobilização um grande volume de sedimentos e água, em um processo sem paralelos em regimes não vulcânicos.

As associações laterais com sequências vulcanogênicas, a matriz constituída por fragmentos que ainda preservam as texturas de processos vulcânicos observados em outras posições da sequência, as variações laterais observadas, a composição dos clastos e o arranjo tectônico, levam-nos a sugerir que os fluxos de piroclastos, ao menos em parte, foram emplaçados de forma turbulenta e de que o processo mais viável para a geração deste tipo de depósito sejam as correntes de alta densidade com fluxo hiperconcentrado, culminando com depósitos tipo Lahaar.

Sedimentos Sob Lâmina D'água

A fácies pelítica caracteriza-se por uma alternância de leitos centimétricos de argilitos e siltitos finamente laminados, de cores variadas entre o cinza claro e o preto, com nítidos acamadamentos gradacionais e normalmente carbonosos, foto V-15. Em campo, apresentam-se interdigitados com a sequência de tufos e tufos a pó, ocorrendo em áreas restritas.

A sequência pelítica fina encontra-se associada a níveis subordinados de arenitos finos a médios, em geral carbonosos, e contendo estruturas sedimentares ainda preservadas como acamadamentos gradacionais decimétricos, horizontes centimétricos contendo granulos e seixos, estratificação cruzada e marcas de ondas.

Ao longo dos planos de acamadamento paralelos a S1, desenvolve-se uma xistosidade gerada pela organização e cristalização de filossilicatos, os quais dão um aspecto acetinado as superfícies de xistosidade.

Petrograficamente, temos um agregado de grãos com arredondamento moderado, mal selecionados, tamanho predominante entre o silte e a areia fina, constituídos predominantemente de quartzo e secundariamente de feldspatos (plagioclásio), imersos em uma matriz microcristalina, filitosa, constituída de clorita, sericita, carbonato, epidoto e matéria carbonosa. O alinhamento dos filossilicatos em torno dos clastos gera textura lepidoblástica.

A laminação macroscópica é definida em lâmina como sendo constituída por horizontes de fragmentos angulosos de quartzo e feldspatos tamanho silte, com clorita/sericita intersticial, interacamadados a horizontes criptocristalinos de composição semelhante, onde predominam os filossilicatos, gerando um acamadamento rítmico microgranular.

Nos horizontes grosseiros, arenosos, foto V-16, podemos ter a recristalização da matriz na forma de mosaico, dando uma textura granoblástica a granolepidoblástica. Os clastos nestes horizontes apresentam acamadamentos gradacionais internos, e

feições tufáceas, demarcando o retrabalhamento e deposição dos horizontes epiclásticos a partir da sequência vulcânica original.

Alguns horizontes carbonosos apresentam-se extremamente finos, filitosos, com uma constituição a base de sericita e matéria carbonosa, contendo níveis milimétricos de porfiroblastos de pirita.

Como minerais acessórios temos turmalina, zircão e esfeno.

Podemos classificar petrograficamente esta associação como estando constituída por filitos, clorita filitos e meta-arenitos, todos no fácies xistos verdes inferior, zona da clorita.

Pela associação lateral das fácies areno-silticas com a sequência de tufos distais, pela característica carbonosa da associação e pelas estruturas contidas, sugerimos um processo de deposição ao longo de corpos d'água lagunares, de circulação restrita, ao qual associam-se pequenos cursos d'água na forma de canais, os quais drenavam as encostas do aparelho vulcânico e aos quais associamos as frações mais grosseiras da sequência, na forma dos arenitos com estratificações cruzadas, acamadamentos gradacionais e marcas de ondas.

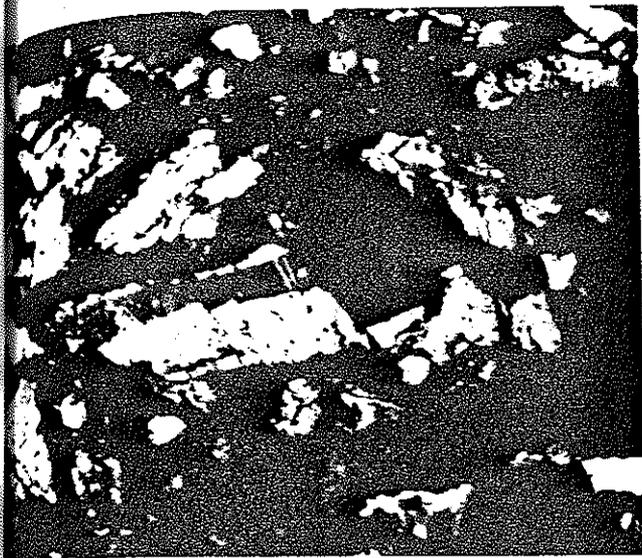


Foto V.13 - Porfiroclasto de plagioclásio, em metandesitos mostrando intensa redução e consequente geração de sombras de pressão assimétricas geradas pelo evento cisalhante ocorrido durante D1.

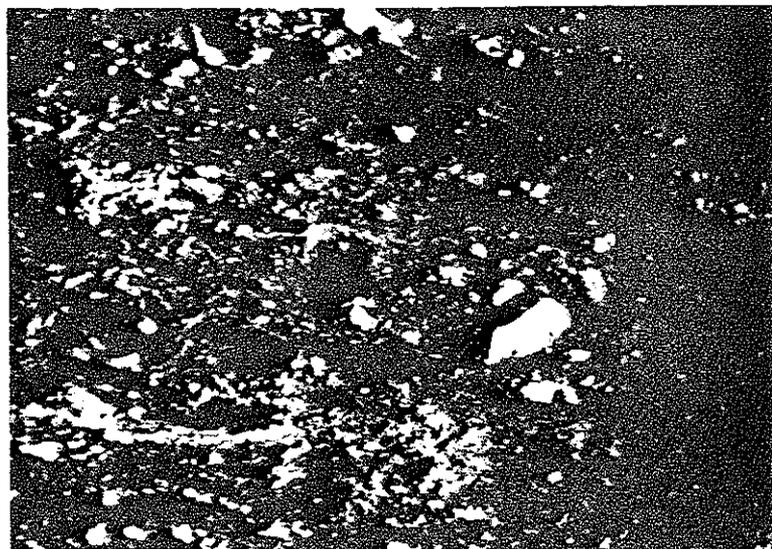


Foto V.14 - Textura granolepidoblástica na matriz tufacea, fração cinza, desenvolvida por sericita + clorita + carbonato + quartzo.



Foto V.15 - Microacamadamentos gradacionais ritmicos em sedimentos finos, siltitos, com matriz carbonosa.

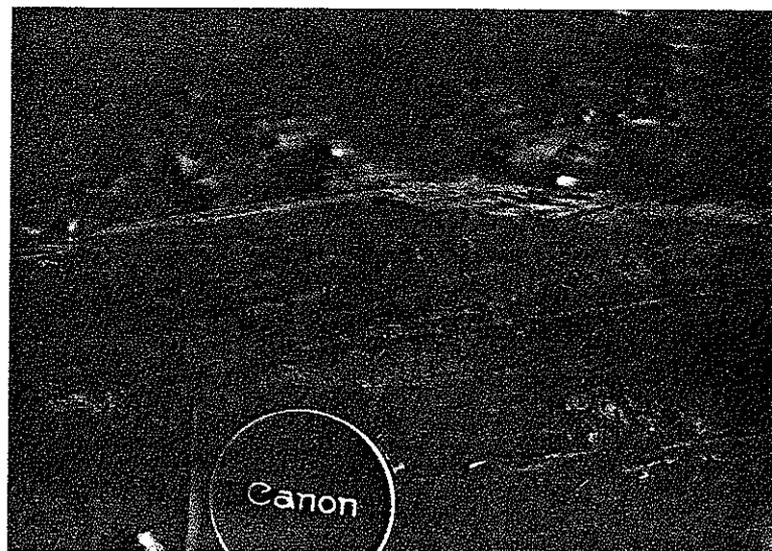


Foto V.16 - Microacamadamentos gradacionais em sets mostrando estratificações cruzadas em epiclásticas na fração areia média.

5.1.3.- Geologia dos Depósitos

Os trabalhos realizados na área permitiram definir a sucessão de eventos retratados na região, os quais demonstram processos contínuos e em volumes relativamente consistentes de vulcanoclastos, os quais acumularam-se na forma de sucessivos pulsos de alta intensidade, resultando em uma alternância de níveis gradacionais granodecrescentes e/ou granocrescentes variando entre alguns centímetros à cerca de 10 metros de espessura.

Os depósitos refletem diferentes regimes de fluxo, originando horizontes diversificados e em complexas associações laterais, onde temos horizontes mal selecionados, maciços, apresentando acamadamentos gradacionais, intercalados a horizontes melhor selecionados, de granulometria mais fina e de acamadamento bem definido, variando normalmente entre as frações cinza e pó, aos quais associam-se níveis métricos a decimétricos de lavas porfiríticas.

Camadas individuais de tefra de granulometria na fração pó, geram depósitos que se estendem por grandes distâncias, conservando os contatos basais gradacionais e os superiores na forma de finas linhas não perturbadas pelos depósitos sobrepostos. Podemos assim tecer algumas considerações finais sobre a associação vulcano-sedimentar:

1- Os horizontes referidos como depósitos de fluxo de lavas mostram-se relativamente homogêneos, isentos de texturas tipo *quençh* e com matriz fina e granular, não tendo sido encontrados horizontes com texturas vitrofíricas, hialoclásticas, ou qualquer indicativo de processo de resfriamento rápido.

2- Até o momento, não foram encontrados afloramentos onde tenham sido descritas texturas e estruturas tipo *Pillow*, disjunções poliedrais, brechas hialoclástica ou outras feições normais em derrames sob lâminas d'água.

3- A presença de fragmentos grosseiros centimétricos, imersos em matriz tufácea fina, em horizontes contínuos e bem definidos, sugerem um emplaçamento de fragmentos por balística, possivelmente associados a processos aéreos.

4- Existe a clara predominância, de cerca de 9 por 1, entre as frações vulcanoclásticas e as geradas por derrames, parecendo caracterizar um processo altamente explosivo.

5- A presença de rochas epiclásticas na forma de correntes de alta densidade contendo fragmentos decimétricos, parece indicar uma estruturação positiva consistente, apontando para corpos associados a flancos de cones vulcânicos.

6- A associação de corpos ricos em matéria carbonosa e sulfetos, possivelmente relacionados a corpos d'água lagunares, colocam a dualidade existente entre vulcanoclásticas e epiclásticas, com limites nem sempre bem entendidos ou definidos.

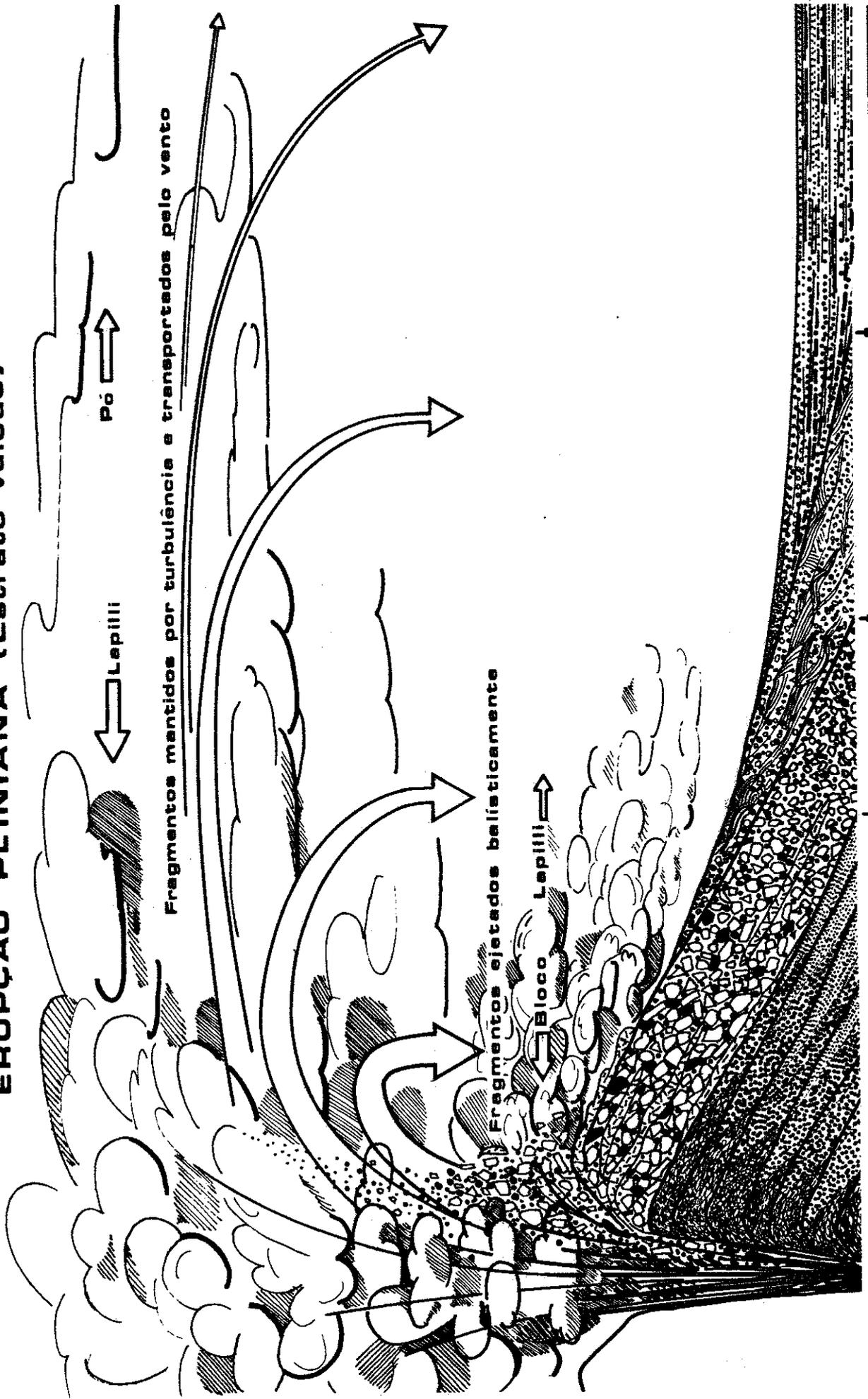
7- As rápidas variações entre os extratos com a predominância de tufo, associados aos autólitos emplaçados balisticamente e as texturas originais preservadas, indicam características gerais de deposição em ambiente subaéreo.

8- As frações epiclásticas na forma de lahaar e os sedimentos lagunares indicam a presença de corpos d'água associados ao regime.

Como resultado geral, associando-se todas as indicações de campo e petrográficas, sugerimos que os processos vulcanogênicos estejam relacionados a eventos altamente explosivos, figura V-01, gerando um regime de deposição na forma de um extrato vulcão, possivelmente associado a um processo de erupção do tipo pliniano.

Fig.V.01- Processos geradores de depósitos vulcanogênicos, piroclásticos e de fluxo, em regime de deposição subaérea, proposto como modelo de emplaçamento para os depósitos da área.

ERUPÇÃO PLINIANA (Estrato vulcão)



ÁREA DE VENT

Depósitos gerados por fluxo de piroclastos e lava

Depósitos gerados por surgência ONDULARES

Depósitos gerados por queda de vulcanoclastos PLANARES

5.1.4.- Litoquímica da Sequência Campestre

5.1.4.1.- Considerações Quanto as Alterações da Mineralogia Primária e Efeitos Sobre a Composição Química

O significado de dados geoquímicos obtidos em amostras representativas de diferentes processos vulcanogênicos como os aqui descritos, pode ficar obscurecido pela interação existente entre o desenrolar do processo vulcânico e as condições de superfície. Assim, durante eventos vulcanogênicos, podem ocorrer seleção por densidade nos tufos a fragmentos, seleção pelo vento nos tufos a pó, ou ainda uma interação física entre as lavas e a própria superfície. Além dos processos associados ao regime vulcânico, temos ainda as possibilidades de alterações geradas pelo metamorfismo pelo metassomatismo pelos processos de hidrotermalismo ou hidratação e desidratação ocorridos após o emplacamento da sequência vulcanogênica.

A presença de minerais como sericita, muscovita, epidoto (pistacita, clinozoisita), esfeno, clorita, carbonato, etc, sugerem que a mineralogia primária, possivelmente constituída por plagioclásio, sanidina, hornblenda e biotita tenha sido

submetida a um intenso processo de alteração e recristalização durante os processos de auto-hidrotermalismo e metamorfismo de baixo grau.

A mineralogia descrita, parece acompanhar o esperado para processos associados a hidrotermalismo e/ou metamorfismo de baixo grau sobre rochas ricas em feldspatos onde, de acordo com as considerações apresentadas por Goldsmith (1982), em um apanhado geral sobre a assembléia albita-anortita em rochas metamórficas de baixo grau, teceu as seguintes considerações sobre o equilíbrio existente entre feldspatos e epidoto a abundância em epidoto está diretamente relacionada a constituição dos feldspatos contidos nas rochas vulcânicas, e ocorre de acordo com uma equação simples expressa por:

- *Plagioclásio + água + ferro === albita + epidoto + sílica + alumina*

... ou em rochas contendo potássio:

- *Anortita + ortoclásio + água === muscovita + epidoto + quartzo*

Da mesma forma as cloritas, esfeno, carbonato e sericita, foram provavelmente geradas pelos mesmos processos de alteração metamórfica da mineralogia primária, através das trocas ocorridas sobre os anfibólios (hornblenda), biotita e vidro vulcânico.

Aliado ao fato da alteração na constituição da mineralogia

	CP												WW																				
	004a	014	017b	024b	026c	031a	088a	089	091	094a	095e	005	014	028a	031b	036b	037	038a	040	048	049	053	072a	073	074a	077a	073	079b	091c	094	096a	097	
SiO ₂	67.2	70.8	69.0	58.9	58.0	54.0	62.2	69.0	61.3	60.4	58.3	54.5	51.7	56.4	55.1	43.9	62.8	54.7	52.6	65.8	57.4	69.6	48.9	63.7	55.4	55.4	56.6	67.8	64.1	43.1	56.0	53.9	
Al ₂ O ₃	14.2	14.2	11.8	16.1	13.2	16.5	15.1	13.2	19.8	15.6	16.5	16.1	16.1	18.0	19.4	11.3	17.0	1819	19.8	16.1	18.9	14.2	17.0	16.1	18.0	16.1	16.1	15.1	17.5	14.2	17.0	18.9	
Fe ₂ O ₃	3.6	3.4	1.8	1.9	2.7	3.1	1.5	1.9	1.1	3.9	4.0	3.9	2.0	4.2	4.5	3.2	1.7	4.7	2.8	2.3	3.9	2.1	1.6	1.9	1.7	2.2	3.0	2.0	2.6	3.1	4.1	4.3	
FeO	2.3	1.1	6.6	3.9	2.8	5.0	2.7	2.4	2.7	4.4	3.4	4.3	6.1	3.9	3.8	8.4	5.4	4.4	5.3	4.0	2.8	2.2	6.8	4.0	6.4	4.8	3.5	2.2	1.7	7.9	3.8	3.6	
TiO ₂	0.21	0.31	0.63	0.42	0.68	1.8	0.63	0.73	0.31	0.73	0.78	0.83	0.62	0.83	0.83	1.0	0.73	1.0	0.94	0.62	0.68	0.63	0.73	0.94	0.73	0.42	0.52	0.68	0.31	1.0	0.73	0.73	
MnO	0.08	0.10	0.08	0.09	0.10	0.10	0.15	0.08	0.08	0.13	0.15	0.12	0.15	0.10	0.12	0.12	0.12	0.10	0.12	0.10	0.10	0.10	0.12	0.13	0.15	0.12	0.10	0.09	0.06	0.12	0.14	0.12	
CaO	5.6	3.0	1.5	4.5	7.4	3.8	5.4	1.4	3.2	4.6	6.2	6.3	6.5	5.7	4.8	7.0	2.2	5.1	4.2	1.8	5.8	0.98	6.8	4.3	3.5	5.1	4.9	0.91	3.7	10.9	7.0	7.3	
NgO	2.4	1.3	2.7	2.3	3.0	3.5	1.2	1.3	2.3	2.8	3.5	5.0	3.9	3.6	3.1	10.9	2.6	3.3	5.0	2.3	2.8	1.3	3.8	1.8	3.0	4.1	3.0	1.3	1.2	9.5	4.2	4.4	
Na ₂ O	3.5	3.6	2.2	3.4	4.9	5.4	4.3	4.3	5.0	2.7	3.0	3.7	5.1	4.1	4.3	1.9	3.5	3.8	3.5	3.8	4.3	4.9	2.4	4.3	4.3	3.9	3.1	5.9	4.3	2.0	3.1	2.8	
K ₂ O	0.39	0.58	0.13	2.3	0.73	2.5	2.3	2.7	1.3	0.84	0.73	0.11	0.34	0.21	0.61	0.18	0.73	0.53	1.2	0.73	0.41	1.3	2.2	0.61	1.6	1.1	2.2	2.4	2.1	0.25	0.22	0.72	
P ₂ O ₅	0.15	0.11	0.13	0.21	0.36	0.56	0.25	0.24	0.28	0.28	0.24	0.19	0.35	0.20	0.30	0.44	0.11	0.26	0.26	0.13	0.15	0.19	0.68	0.24	0.15	0.19	0.22	0.17	0.25	0.34	0.46	0.35	
PF	0.3	1.4	2.5	5.8	5.5	3.6	4.1	2.3	2.4	2.9	2.9	4.6	6.8	2.6	2.6	10.8	2.4	2.4	3.4	2.4	2.3	1.8	8.0	1.2	4.2	6.1	6.5	1.4	2.0	7.3	3.2	2.8	
UMTD	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.8	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	
Co	15	10	20	15	15	25	15	10	10	20	25	25	20	20	20	85	10	15	25	15	20	15	15	15	25	20	20	5	5	50	25	25	
Cu	35	20	55	45	40	30	70	30	30	45	50	45	50	50	40	50	45	50	60	35	35	45	140	35	10	40	20	35	15	100	40	60	
Ni	20	25	10	20	15	25	20	5	5	10	15	45	15	15	10	540	5	10	60	10	15	10	45	45	25	35	25	10	20	65	20	20	
Pb	N20	L20	N20	L20	L20	N20	N20																										
Zn	40	50	100	85	55	90	70	65	65	100	115	100	100	110	125	110	120	150	100	105	100	90	100	125	105	85	80	75	75	80	125	115	
Li	9	11	30	30	16	18	14	11	21	22	14	18	24	13	15	52	28	12	17	25	18	13	44	17	22	31	17	18	12	38	17	18	
Ba	760	1300	660	1600	900	1600	1000	1360	1500	1120	1130	1375	1060	1000	1460	1000	980	1550	1285	1060	1428	640	1970	1060	1400	1150	1400	1750	1650	1400	1200	1600	
Sr	260	180	95	185	405	335	160	140	140	185	375	190	215	420	420	120	120	480	270	130	675	110	320	110	125	265	170	265	285	290	430	480	
Cr	125	N50	N50	100	50	50	75	L50	75	50	50	75	L50	L50	L50	L50	N50	N50	L50	L50	L50	N50	L50	L50	L50	L50	L50	L50	N50	N50	N50	N50	
V	100	80	120	120	80	100	40	40	N20	120	110	160	140	160	180	100	120	200	140	120	140	60	120	80	120	140	140	60	60	330	160	160	
Nb	N10	17	15	13	N10	274	27	43	24	102	58	13	20	N10	23	16	N10	N10	44	50	36	29	67	16	28	23	17	34	22	16	L10	14	
Zr	73	91	82	175	129	319	190	273	129	59	64	72	124	65	62	159	120	52	79	71	55	251	315	113	81	117	152	224	83	49	54	56	
Y	18	N10	24	19	21	36	33	33	14	25	N10	15	29	26	12	26	27	17	21	19	N10	33	28	27	23	20	37	29	18	16	19	N10	
Rb	37	42	N20	86	40	60	75	90	51	48	32	37	N20	N20	43	25	37	37	43	38	N20	60	65	40	48	58	60	77	75	28	N20	32	

Tab.V.01 - Análises químicas dos elementos maiores, menores e traços para a Sequência Campestre (% em peso para os óxidos e ppm para os traços).

primária constatada nas análises petrográficas, temos os teores de perda ao fogo e água nos resultados obtidos nas análises de elementos maiores, onde a perda ao fogo varia entre 0.3 e 10.8 %, com uma média de 3,95% e água entre <0.1 e 0,5%, com uma média de 0.22%, vide tabela V-01.

Considerando-se os fatores acima expostos como sendo um dos principais limitantes para o tratamento litoquímico sobre sequências vulcanogênicas que tenham sofrido processos de alteração e metamorfismo, achamos que a compreensão destes fatores sejam fundamentais nas interpretações petrogenéticas e petrotectônicas sobre cinturões de rochas metavulcânicas como estas. Assim, a utilização de parâmetros litoquímicos somente será válida, se juntamente com os dados químicos possa ser demonstrado que a composição atual ainda reflete, mesmo que parcialmente, as características primárias da associação. Como resultado poderemos ter um apanhado de quais são os dados passíveis de confiança para que sejam utilizados nos diagramas de classificação litoquímica, e que tenham consistência nos padrões de modelamentos dos processos ígneos originais.

Na distinção e tentativa de confirmação de uma das características fundamentais sobre os litótipos aqui enfocados, fica a da confirmação das características ortoderivadas para os protólitos vulcanogênicos da associação. Utilizamos para tanto como um dos critérios discriminantes, o comportamento diferencial de alguns elementos como o K_2O , Na_2O e Al_2O_3 , nos processos de alteração superficial, erosão, transporte e sedimentação, assim

como focado por Mackenzie & Garrels (1971). Segundo aqueles autores, a transformação de rochas ígneas em sedimentares, envolvem a remoção de Na_2O por lixiviação; retenção de K_2O nas frações argilosas, enquanto o Al_2O_3 é concentrado por lixiviação durante os processos de intemperismo. Concluíram portanto, que as rochas sedimentares tem, entre outras características, uma baixa razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$. Assim, das 30 amostras plotadas no diagrama de Mackenzie & Garrels, *op cit*, o qual define os campos de estabilidade para rochas ígneas sedimentares, figura V-01, mostra a nítida concentração dos pontos no campo das rochas ígneas confirmando os critérios de seleção e identificação de procedências e afinidades genéticas obtidas através dos critérios petrográficos acima expostos.

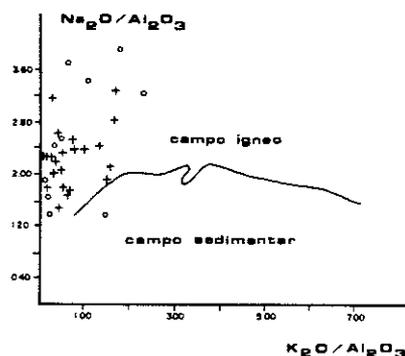


Fig.V.01- Diagrama para a definição de afinidades químicas de protólitos, se orto ou paraderivados, de acordo com os parâmetros de Mackenzie & Garrels, (1971).

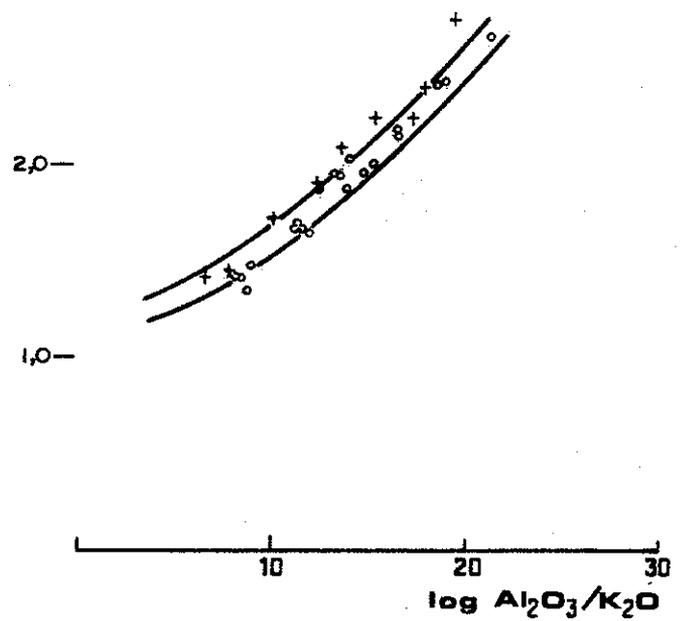
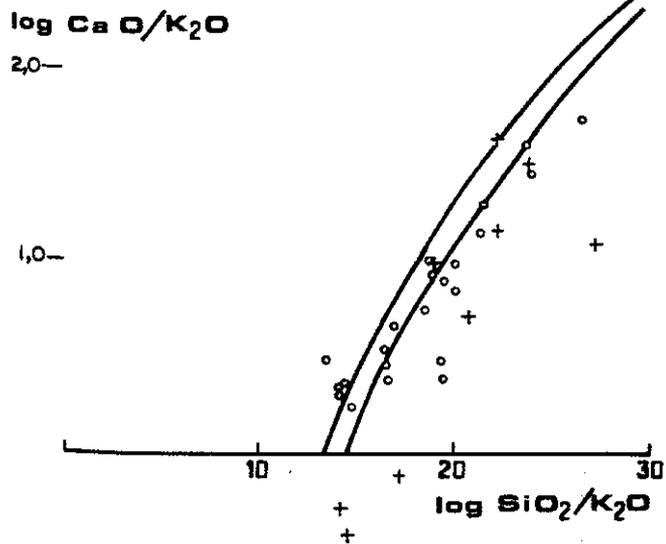
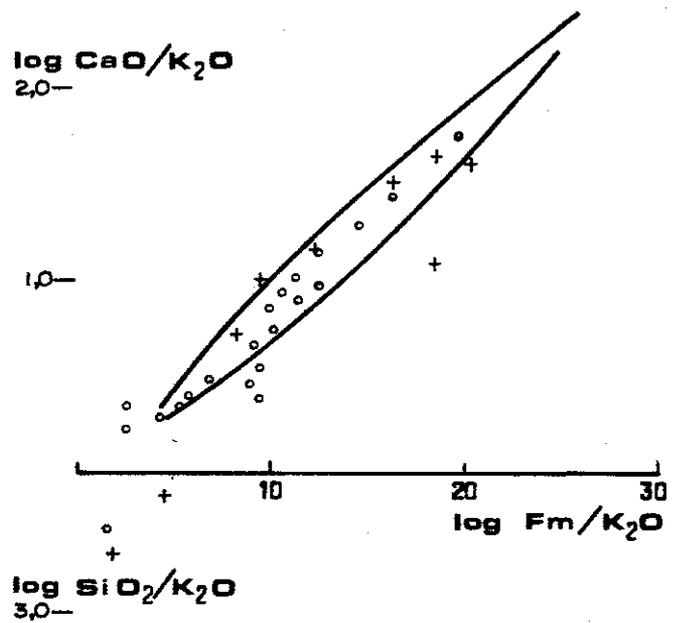
Assim sendo, partindo-se da distinta mobilidade dos elementos alcalinos e alcalino terrosos, quando comparados com a relativa estabilidade dos elementos ferro-magnesianos, elementos de largo raio iônico e elementos terras raras, tem-se indicações de que as rochas sofrem diferentes coeficientes de alteração, assim como já discutido por Condie, et al (1977), Sun & Nesbitt (1978).

Beswick & Soucie (1978), desenvolveram um procedimento gráfico onde os dados de análises de elementos maiores de sequência metavulcânicas podem ser testados para detectar, e corrigir, as modificações metassomáticas as quais tenha passado uma dada associação. O método envolve a plotagem dos dados analíticos em termos de proporções de razões de moléculas de óxidos, na forma do logaritmo de x/z versus logaritmo de y/z , onde o x , y , z são as proporções moleculares de SiO_2 , CaO , K_2O , Al_2O_3 e Fm (soma das proporções moleculares de $FeO + MnO + MgO$), sendo conhecido como o logaritmo da razão das proporções moleculares dos elementos maiores (LRPM). As rochas da Sequência Campestre foram testadas como em Glikson & Hickmand, (1981), nestes diagramas LRPM, com a finalidade de identificar o quanto estas estariam afastadas da sua composição original.

Como pode-se ver na figura V-02, em cada um dos diagramas da suíte a maioria absoluta das amostras alinham-se segundo um *trend* único e bem definido, independente dos teores totais de variação de sílica e do total de alcalis contido.

Pela observação dos diagramas LRPM obtidos, podemos constatar assim que a maioria das amostras apresentam um padrão de comportamento compatível com o esperado para sequências ígneas e que o montante de mobilização dos elementos constituintes não chega a alterar, de modo substancial, a composição química original da sequência. Na plotagem das amostras pode-se ainda verificar que aquelas que demonstram um afastamento do *trend* original de variação, repetem-se sistematicamente em todos

Fig.V.02- Diagramas do logaritmo das razões de proporções moleculares dos elementos maiores da Sequência Campestre, para detecção e correção de alterações metassomáticas, co mo proposto por Peswick & Soucie (1978).



os diagramas, razão pela qual foram plotadas com um símbolo distinto, para melhor identificação de seu comportamento nos diagramas que serão apresentados no decorrer do texto.

Baseados ainda em elementos maiores, utilizamos o sistema ternário proposto por Davis et al (1978), para o reconhecimento de alterações, onde em um sistema constituído de MgO/10, CaO/Al₂O₃ e SiO₂/100 estão divididos os campos de rochas com troca composicional e sem troca composicional. Plotando as amostras dentro deste sistema, figura V-03, vemos a concordância geral com o campo de estabilidade das amostras sem troca composicional, o que vem de encontro aos dados obtidos com os diagramas de LRPM vistos acima, confirmando ainda que as amostras que mais se afastam do *trend* original são as mesmas que saem do agrupamento das amostras não alteradas.

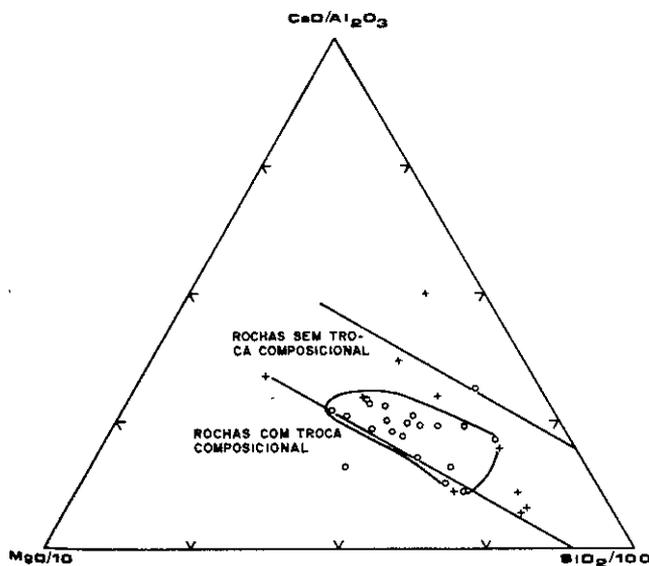


Fig.V.03- Sistema ternário, baseado nas razões de elementos maiores MgO/10 - CaO/Al₂O₃ - SiO₂/100, utilizado para o reconhecimento de alterações de rochas, assim como proposto por Davis, et al (1978).

Com a finalidade de observarmos a variação dos elementos maiores em relação ao Índice de Diferenciação (ID = ortoclásio + albita + anortita + quartzo, normativos) e em relação ao total de sílica contido nas rochas da sequência vulcanogênica, construímos uma série de diagramas utilizando como vértices os ID e SiO₂, *versus* os elementos maiores. A utilização da sílica e do ID como abcissas na forma de um índice implícito de diferenciação relativa, já foi citado por Gill (1981), como especialmente efetivo em rochas andesíticas pois o grau de variação nestes ultrapassa em muito a soma das variações dos outros óxidos, sendo que a sílica domina as correlações positivas com as medidas de diferenciação. Assim como constatado nos trabalhos de Poli et al (1987) e Schweitzer & Kroner (1985), rochas pertencentes a uma mesma sequência, geradas ao longo de sucessivos eventos associados a um mesmo processo vulcano-magmático, apresentam uma linearidade de pontos a qual é representativa das variações e fracionamentos ocorridos durante a evolução de um magma.

Observando-se os principais gráficos construídos a partir do ID e de SiO₂, figura V-04, vemos que o ID varia entre 39-73, sendo que 87% das amostras caem neste intervalo. Apresentam correlações positivas para alcalis, SiO₂ e TiO₂ e negativas para CaO, MgO, FeO, com alinhamentos consistentes de pontos para a maioria dos elementos.

Através destes gráficos verificamos que a sequência vulcanogênica apresenta uma baixa alcalinidade ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 7.0$) e de que esta baseia-se principalmente nos teores de Na_2O , caracterizando uma alcalinidade sódica e, conseqüentemente, baixo potássio.

Existe uma razão direta de incremento da alcalinidade de acordo com o aumento do ID e da SiO_2 , subindo linearmente o Na_2O e o K_2O , este último apresentando um certo grau de dispersão dos dados, talvez proveniente da alta mobilidade deste elemento em relação ao auto-hidrotermalismo, metamorfismo ou lixiviação. Assim como observado por Gill, op. cit, o conteúdo em potássio apresenta maiores variações nos andesitos do que em qualquer outro tipo de rocha, pois sua variação reflete um significado tanto tectônico quanto petrogenético, além de influenciar nas propriedades físicas do magma. A sua variação usualmente é positiva e linear com os teores de SiO_2 , confirmando os dados observados para a associação.

A correlação bem definida estão o CaO e o Al_2O_3 , associada às razões de fracionamento do Na_2O e K_2O nos parecem estar relacionados basicamente com processos de fracionamento de plagioclásio e, subseqüentemente, com a evolução de composições próximas a feldspatos alcalinos, o qual está expresso na norma CIPW onde 100% das amostras contém ortoclásio normativo, variando entre 0.69 e 16.41%.

Observando-se os teores de MgO , FeO , Fe_2O_3 , vemos uma rela-

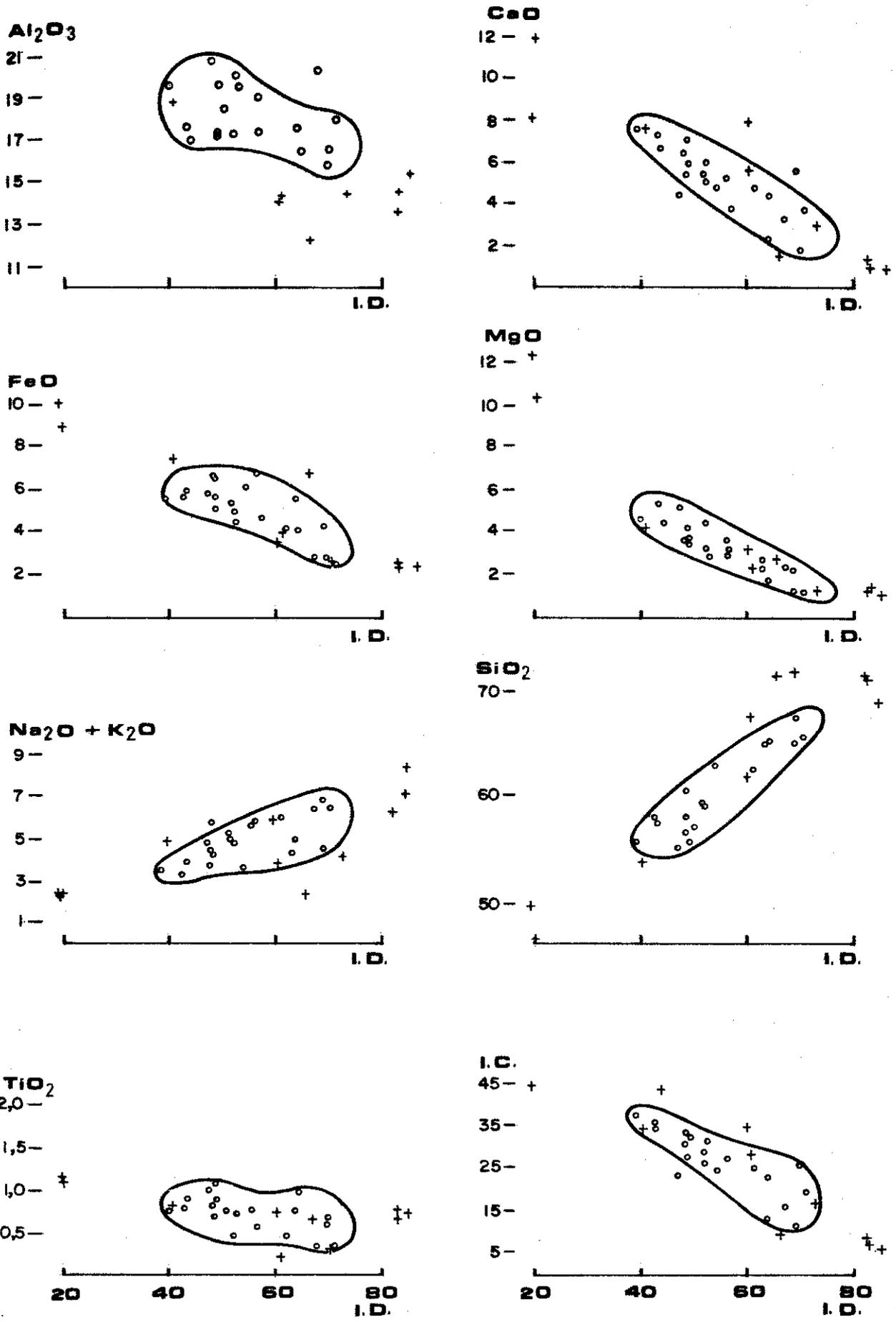


Fig.V.04- Diagramas de dispersão das amostras da Sequência Campes tre, caracterizando a variabilidade dos elementos maiores em função do Índice de Diferenciação.

- Protólito com composição química preservada
- + Protólito com composição química modificada

ção inversa em relação aos teores de SiO_2 e o ID. Esta relação deve estar baseada no fracionamento de minerais máficos, possivelmente hornblenda, biotita, durante a progressão do evento magmático.

As relações são claras e não fortuitas, balizando um processo evolutivo possivelmente progressivo, gerado dentro de câmara magmática, pelo fracionamento de minerais máficos e consequente enriquecimento em álcalis. Acompanhando estes fatos ainda observamos uma relação inversa quanto aos teores de TiO_2 e P_2O_5 , compatíveis com rochas mais diferenciadas, contendo teores mais elevados em álcalis e sílica e menores em máficos.

Observando-se com detalhe os diagramas tipo Harker elaborados, constatamos que algumas das amostras sistematicamente afastam-se do agrupamento definido pela maioria dos pontos, o que leva a sugerir algumas possibilidades para a dispersão encontrada:

1- As amostras pertencem a outros processos magmáticos que não o considerado;

2 - representam, ao invés de vulcânicas *sensu stricto*, rochas epiclásticas de composição influenciada pelas alterações impostas pelo processo sedimentar;

3 - Rochas cujos processos de alteração, metamorfismo e hidrotermalismo, alteraram tão profundamente sua constituição original, que já não se consegue definir suas características composicionais originais.

Seja qual for a razão, ou associação de razões pelas quais esteja ocorrendo o afastamento do *trend* original, selecionamos as amostras que caíram fora da linearidade normal em três ou mais dos gráficos e computamos estas como não compatíveis com uma classificação litoquímica confiável. As amostras foram então identificadas com uma plotagem distinta nos diferentes gráficos, a qual será mantida no restante dos diagramas utilizados, servindo como uma forma de verificação para os critérios de seleção adotados.

5.1.4.2.- Classificação da Sequência Vulcanogênica.

Dados Baseados na Norma CIPW - Adotamos como ponto de partida para a classificação das rochas vulcânicas, os dados baseados nos cálculos da norma CIPW, utilizando parâmetros tradicionalmente consagrados como:

1 - Grau de saturação em sílica, indicado pelo teor em quartzo modal, somada a sílica utilizada para a geração do hiperstênio;

2 - As proporções entre os minerais claros e escuros, a qual é expressa pelo índice de diferenciação, de Thornton & Tuttle (1960);

3 - O conteúdo em quartzo;

4 - O conteúdo em hiperstênio;

5 - O conteúdo em olivina e;

6 - Os teores em Al_2O_3 .

	WW-005	WW-014	WW-028a	WW-031b	WW-036b	WW-037	WW-038a	WW-040	WW-048	WW-049	WW-053	WW-072a	WW-073	WW-074a	WW-077a	WW-078
Si	9.92	0.00	11.83	10.64	0.00	28.83	12.14	9.14	32.44	12.62	32.75	3.95	23.74	10.56	9.55	14.18
Al	0.69	2.16	1.28	3.73	1.21	4.45	3.24	7.41	4.42	2.50	7.88	14.28	3.68	7.50	6.96	13.96
Ab	32.99	46.47	35.75	37.65	18.21	30.57	33.30	30.95	32.93	37.49	42.52	22.31	37.11	38.50	35.34	28.17
An	28.43	21.56	27.77	22.60	24.65	10.52	24.42	19.99	8.27	28.61	3.71	31.96	20.15	17.32	24.80	24.54
Di	2.58	8.80	0.00	0.00	9.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.77	0.00
Py	19.63	15.56	16.56	15.71	34.33	14.43	16.95	20.26	11.02	12.56	4.83	21.48	9.15	17.79	18.21	14.10
Pl	3.56	3.12	3.48	3.50	4.11	2.54	3.75	3.70	3.15	3.26	3.12	2.55	2.81	2.61	2.98	3.14
Sp	1.66	1.27	1.62	1.63	2.15	1.43	1.97	1.87	1.21	1.33	1.23	1.52	1.82	1.47	0.85	1.06
Ap	0.47	0.89	0.49	0.74	1.18	0.27	0.64	0.64	0.32	0.34	0.46	1.77	0.58	0.38	0.48	0.56
Cr	0.00	0.00	1.18	3.78	0.00	6.93	3.55	5.99	6.24	1.23	3.49	0.00	1.14	3.83	0.00	0.25
Il	0.00	0.00	0.00	0.00	4.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

	WW-079b	WW-091c	WW-094	WW-096a	WW-097	CP-004a	CP-014	CP-017b	CP-024b	CP-026c	CP-038a	CP-089	CP-091	CP-094a	CP-095e
Si	0.56	21.30	0.00	14.34	10.69	28.80	38.94	45.97	16.52	11.47	17.29	29.39	16.50	25.55	18.02
Al	14.40	12.69	1.60	1.35	4.39	2.32	3.49	0.80	14.46	4.60	14.20	16.41	7.89	5.16	4.46
Ab	30.68	37.21	18.32	27.17	24.45	29.78	30.98	19.80	30.60	44.20	38.01	35.42	43.45	23.75	26.27
Di	3.45	17.09	31.39	32.83	34.99	21.99	14.39	6.82	22.27	12.64	15.77	5.53	14.42	21.80	30.19
Py	0.00	0.00	19.97	0.00	0.00	4.08	0.00	0.00	0.00	19.30	8.67	0.00	0.00	0.00	0.00
Pl	4.67	5.75	2.90	18.33	18.70	9.74	6.15	17.03	11.46	2.10	1.91	5.15	9.65	15.57	15.40
Sp	2.94	2.68	3.92	3.35	3.34	2.49	2.67	2.70	2.93	3.37	2.27	2.83	1.64	3.86	3.42
Ap	1.31	0.60	2.06	1.44	1.43	0.40	0.60	1.24	0.85	1.38	1.25	1.43	0.60	1.44	1.53
Cr	0.41	0.61	0.87	1.13	0.86	0.36	0.26	0.32	0.53	0.91	0.62	0.58	0.68	0.69	0.59
Il	1.57	2.07	0.00	0.04	1.11	0.00	2.50	5.82	0.36	0.00	0.00	1.27	5.16	2.66	0.08
Il	0.00	0.00	18.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tabela V.02- Composição mineralógica normativa CIPW, calculada para as rochas andesíticas da Sequência Campestre.

A Análise dos resultados dos cálculos da Norma CIPW sobre as amostras da sequência vulcânica, tabela V-2 demonstram que 90,3% destas contêm quartzo normativo, com valores variando entre 9,14 e 38,91% com uma média de 17,34%; nenhuma das amostras contêm nefelina, 100% das amostras apresentam hiperstênio com valores variando entre 1,91 e 34,3% com uma média de 13,13%; e apenas 6,4% das amostras contêm olivina normativa, com valores de 4,38% e 18,36%. Quanto à concentração em Al₂O₃, observamos que as amostras apresentam valores variando entre 12,22% e 20,69%, com uma média de 17,45% sendo que 67,7% das amostras contêm teores maiores do que 16%.

Segundo Irvine & Barragar (1971), as concentrações em Al₂O₃ em rochas da série calcialcalina estão entre 16-20% os quais são compatíveis com os dados aqui obtidos, e concordando com a presença do hiperstênio e a ausência de olivina normativos, também indicadores de sequências calcialcalinas.

Utilizando os componentes minerais da norma CIPW propostos por Johnsons et al (1978), onde o grau de saturação é definido como sendo o total de quartzo normativo (Q), somado à sílica utilizada para criação do hiperstênio (Hy), plotados em diagrama *versus* o índice de diferenciação - DI de Thorton & Tuttle (op. cit.), figura V-05, obtemos uma concordância razoável entre o campo das rochas high alumina proposto por estes, e as amostras pertencentes a Sequência Campestre. O mesmo fato pode ser confirmado quando utilizamos as relações envolvendo a soma dos

alcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus o total de sílica (SiO_2) proposto por Kuno (1967), figura V-06, para a identificação dos três tipos primários de magmas, demonstrando as variações químicas existentes entre arcos de ilhas e margens continentais, quais sejam as séries toleíticas, os basaltos aluminosos e as rochas alcalinas. Se observarmos o gráfico realizado para a sequência, veremos a tendência de afinidade entre esta e os high alumina basaltos.

Dados Baseados nos Elementos Maiores e Traços - Utilizamos para a classificação da Sequência Vulcanogênica Campestre, os parâmetros propostos por Le Bas et al (1986), os quais seguem as recomendações da IUGS - Subcomissão para a Classificação Sistemática de Rochas Vulcânicas - para rochas onde seja impossível a realização de análise modal. Esta classificação utiliza um critério litoquímico compatível com o diagrama QAPF e não tem qualquer implicação genética, utilizando como parâmetro classificatório o total de álcalis versus sílica (TAS). Observando-se o diagrama na figura V-07, vemos a concentração dos pontos nos campos correspondentes aos andesitos basálticos, andesitos e dacitos, compreendendo entre estes 81% do total das amostras, e 97% das amostras passíveis de classificação química, conforme seleção previamente estabelecida.

Dada a mobilidade dos elementos utilizados na classificação de Le Bas (op. cit.), assim como discutido anteriormente, resolvemos utilizar uma segunda forma de classificação, agora baseados em uma razão entre elementos incompatíveis, Zr/TiO_2 , versus os teores de sílica, assim como proposto por Floyd &

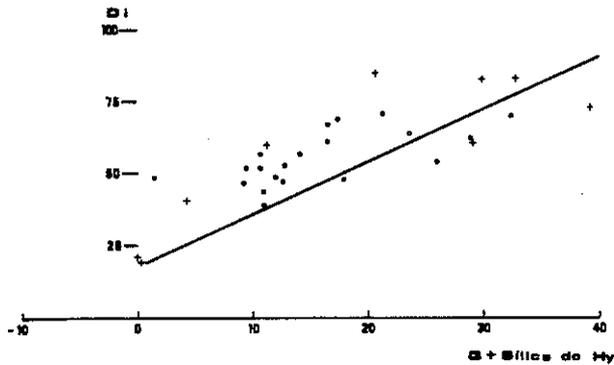


Fig.V.05- Componentes mineralógicos normativos, representados pelo índice de diferenciação (DI) versus o grau de saturação em sílica (Qz + sílica do Hy), definindo os campos de estabilidade das séries toleíticas e calcialcalinas, segundo Johnsons, et al (1978).

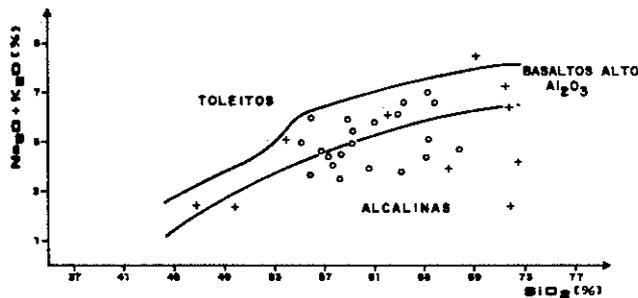


Fig.V.06- Relação entre o total em álcalis ($Na_2O + K_2O$) versus sílica (SiO_2), definindo o campo das rochas alto alumina em relação as séries toleíticas e alcalinas, de acordo com os parâmetros de Kuno (1966).

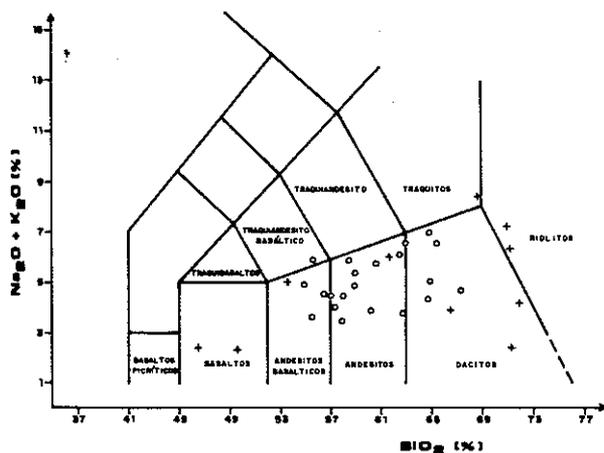


Fig.V.07- Classificação litoquímica para rochas vulcânicas, baseada em diagrama do total em álcalis ($Na_2O + K_2O$) versus sílica (SiO_2), proposto por Le Bas, et al (1986).

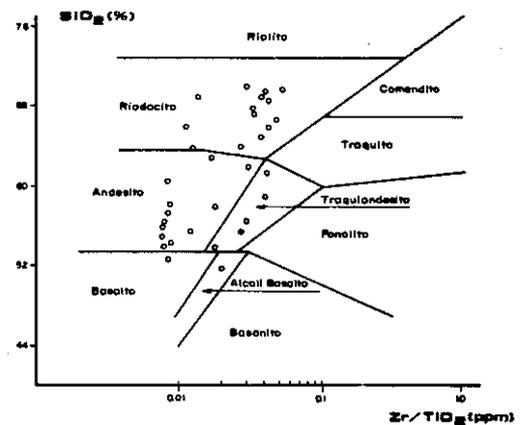


Fig.V.08- Diagrama para classificação de rochas vulcânicas, utilizando-se de uma razão de elementos incompatíveis (Zr/TiO_2) versus os teores em sílica (SiO_2), proposto por Floyd & Winchester (1978).

Winchester (1977). Como podemos ver, figura V-08, os pontos situa-se entre os termos traquiandesíticos, andesíticos à dacíticos, confirmando a classificação anterior.

Segundo Irvine & Baragar (op. cit.), rochas da série calcialcalina estão compostas por uma maioria de andesitos, dacitos e riolitos, concordando com os resultados obtidos para esta associação, através dos diagramas de classificação utilizados acima, sendo normalmente identificadas por um *trend* característico definido no diagrama triangular AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times \text{FeO}^* \times \text{MgO}$), no qual individualizam-se as séries toleíticas das calcialcalinas. Na figura V-09, podemos ver que 87% das amostras situam-se no campo calcialcalino, sendo que apenas uma amostra das selecionadas para classificação cai junto da série toleítica.

Entretanto, a característica química mais marcante entre os membros básicos da série calcialcalina e da série toleítica é o conteúdo total em Al_2O_3 . Os basaltos e andesitos calcialcalinos normalmente apresentam altos teores em Al_2O_3 , do tipo high-alumina, com teores variando entre 16 e 20%, enquanto que as rochas da série toleítica apresenta teores entre 12 e 16%. Como já vimos nas considerações a respeito dos cálculos normativos CIPW, a média do conteúdo em Al_2O_3 é de 17,45%, sendo que 67,7% das amostras contém teores acima de 16%. Estas características distintivas estão especialmente bem identificadas no gráfico construído com o conteúdo total de Al_2O_3 versus a composição

normativa do plagioclásio (QNP), figura V-10, onde todas as amostras compatíveis com uma classificação petroquímica caem dentro do campo calcialcalino.

Quanto ao conteúdo em álcalis, elaboramos o diagrama triangular contendo nos vértices os teores em An, Ab e Or normativos, proposto por Irvine & Baragar (1971), figura V-11, o qual serve como critério de distinção, dentro da série calcialcalina, se alto ou baixo potássio. A plotagem mostra uma clara configuração de andesitos baixo potássio caindo no campo intermediário, caracterizando uma alcalinidade sódica para a sequência.

O termo *série de rochas ígneas*, conforme a classificação proposta por Kuno (1966), onde este considera como série, uma suite de rochas de composição variada derivadas de um magma original único, através de processos de cristalização fracionada, define que, partindo-se de três magmas originais, temos a produção de três séries de rochas ígneas: série toleítica, série alto alumina, e série alcalina. As duas primeiras são subdivididas em duas subséries, de acordo com o grau de concentração em ferro total. Uma quarta série, a calcialcalina, pode derivar-se de qualquer um dos três magmas originais. As condições necessárias para tanto são: (a) pressão parcial de oxigênio pela assimilação ou não de água; (b) assimilação de rochas graníticas e/ou sedimentares por um magma basáltico; ou, (c) pela associação de vários fatores como assimilação, diferenciação, fracionamento e pressão de oxigênio.

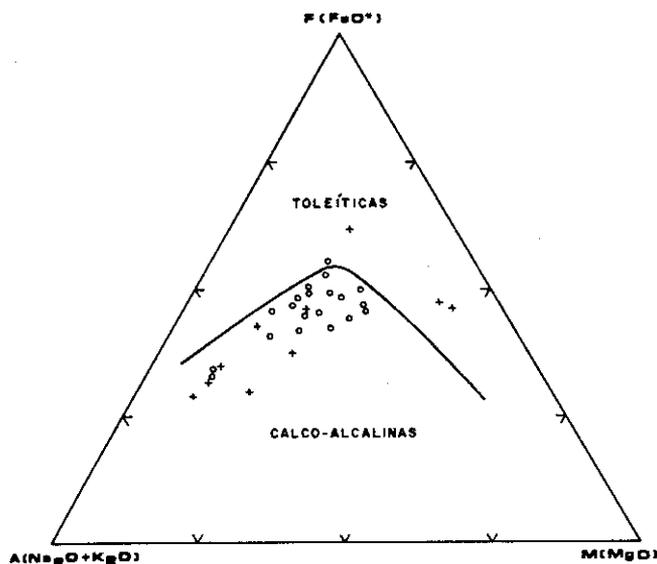


Fig.V.09- Diagrama AFM para individualização de suites de rochas com afinidades toleíticas e calcialcalinas, com os limites de acordo com os propostos por Irvine & Baragar (1971).

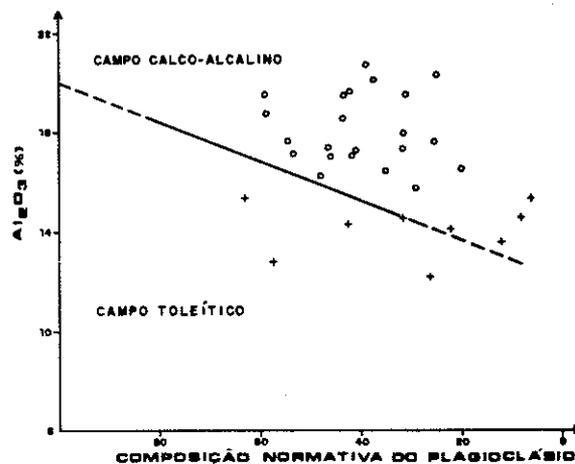


Fig.V.10- Gráfico para a individualização de suites vulcânicas de afinidades toleíticas e calcialcalinas, utilizando a composição normativa do plagioclásio (CNP) versus o teor em alumina (Al_2O_3), de acordo com Irvine & Baragar (1971).

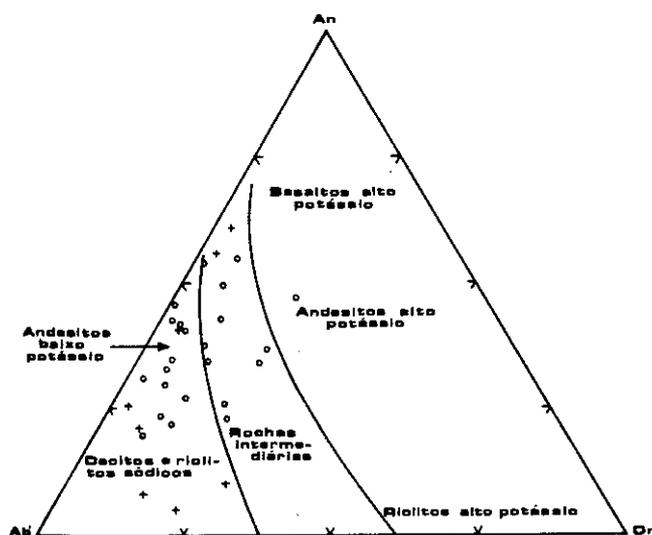


Fig.V.11- Projeção triangular dos teores moleculares de An-Ab-Or utilizado na identificação de afinidades da série calcialcalina com teores em potássio, de acordo com Irvine & Baragar (1971).

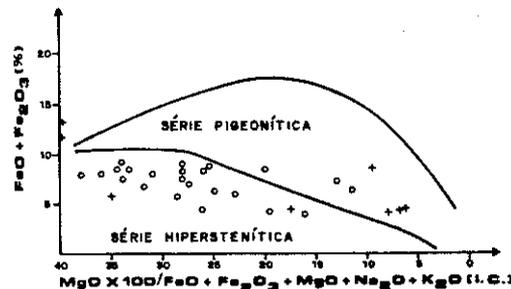
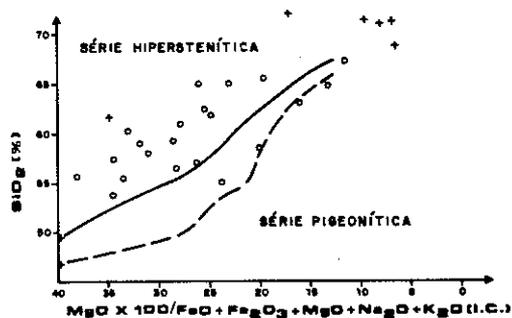


Fig.V.12- Diagramas do índice de cristalização (I.C.) versus a sílica (a) e o ferro total (b) para a identificação das séries pigeoníticas e hipersteníticas, segundo os parâmetros de Kuno (1966).

Dos parâmetros de classificação para as séries de Kuno, op. cit., utilizamos os diagramas onde são plotados o índice de solidificação ($IS = MgO \times 100 / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$), versus o conteúdo total em ferro ($FeO + Fe_2O_3$) e o total de sílica (SiO_2), os quais estão expressos nas figuras V-12a e b. A observação dos gráficos obtidos mostra uma clara relação das rochas vulcânicas andesíticas com rochas da série calcialcalina, hiperstenítica, onde os andesitos descritos por Kuno são os representantes mais comuns desta associação.

Dados Baseados nos Elementos Terras Raras - A utilização de elementos terras raras (ETR), juntamente com os dados de 14 elementos menores, e elementos maiores, possibilitaram a separação da Sequência Campestre, em um *trend* de variações constantes, os quais parecem ser representativos da passagem de um vulcanismo inicial basáltico andesítico para termos diferenciados andesíticos, e destes a termos finais, com a composição próxima à dacitos.

A seleção das amostras para análise de ETR foi feita através de diagramas utilizando os elementos incompatíveis Zr x Y, os quais parecem ter-se mantido imóveis durante os processos de alteração, e que foram definidos pela similaridade de comportamento entre estes e os ETR. A definição destes dois elementos como padrão de seleção levou em consideração as regras de Goldschmidt para a substituição de elementos dentro dos retículos cristalinos, onde os ETR trivalentes, com raio iônico

variando de 1.03 a 0.86 A podem substituir, entre outros, o Zr^{4+} (0.79 A) e o Y^{3+} (0.92 A). Esta semelhança de raios iônicos entre os elementos menores e os elementos de terras raras propicia um comportamento litoquímico similar destes elementos dentro do ambiente magmático, onde o Y^{3+} apresenta um comportamento análogo ao dos ETRP, e o Zr^{4+} ao dos ETRL.

Através do diagrama Zr x Y, figura V-13, foram definidos os vários *trends* de variação, onde as razões entre 2.36 e 4.18, com uma média de 3.29, ficaram para os basaltos andesitos, razões entre 5.17 e 8.27, com uma média de 6.45 para as rochas intermediárias; e de 6.14 e 11.25, com uma média de 8.22, para as rochas dacíticas.

Sobre cada um destes *trend* foram selecionadas amostras com razões semelhantes (Zr/Y) e conteúdo total (Zr + Y) diferentes, abrangendo o maior espectro possível de variação dentro de cada sequência. Foram selecionadas 16 amostras para análise de ETR, 7 pertencentes ao *trend* basalto andesítico, 5 pertencentes ao intermediário e 4 ao *trend* dacítico.

As análises foram normalizadas para condritos segundo os padrões apresentados por Eversen (1978).

Basalto andesitos - os padrões para as rochas básicas, figura V-14, mostram um *trend* aproximadamente horizontal a levemente empobrecido em ETRP, com a razão $Ce(n)/Yb(n)$ entre 0.78 e 3.11 com uma média de 1.75, apresentando um pequeno

enriquecimento no fracionamento a medida que aumenta o conteúdo total de ETR. O conteúdo inicial de lantânio varia entre 9.80 e 36.38 vezes o padrão condritico, e o conteúdo final entre 4.33 e 11.03.

Andesitos - os padrões de ETR para os andesitos, figura V-15a, mostram um *trend* de diferenciação e fracionamento mais acentuado do que o reconhecido para as rochas básicas, retratado por uma razão Ce(n)/Yb(n) variando entre 1.80 e 4.46, com uma média de 2.86. O conteúdo inicial de lantânio é semelhante ao anterior, com uma variação entre 10.63 e 86.57 vezes o padrão condritico, e o conteúdo final varia, de acordo com os teores em lutécio, entre 1.57 e 4.73 vezes o padrão condritico. Como padrões mais significativo temos o maior fracionamento para a sequência e uma anomalia positiva em európio bem definida, expressa pela razão Eu/Eu* da ordem de 1.49, retratando um possível enriquecimento em plagioclásio no decorrer do fracionamento.

Dacitos - Para a sequência mais diferenciada figura V-16a, os padrões de ETR mostram um *trend* de diferenciação e fracionamento maiores do que as duas sequências anteriores, marcado por uma razão Ce(n)/Yb(n) variando entre 3.92 e 11.39 vezes o padrão condritico, com uma média de 6.95. O conteúdo inicial de ETR é superior às sequências anteriores, variando entre 55.19 e 198.69 vezes o padrão condritico com um conteúdo de ETRP entre 8.66 e 13.00, também balizado pelos teores de lutécio. Nota-se uma pequena anomalia negativa em európio, com uma razão Eu/Eu* da

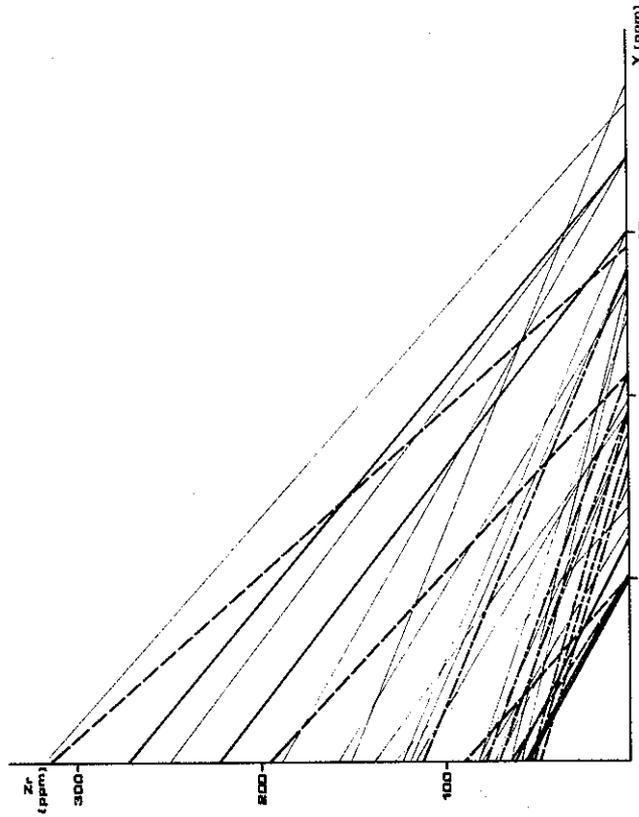


Fig. V.13- Diagrama da variação entre os teores de zircônio (Zr) e ítrio (Y), utilizado para a seleção de amostras encaminhadas para análise de ETR, onde estão expressos os três trends de mesmas razões; () andesitos basálticos, () andesitos, () dacitos.

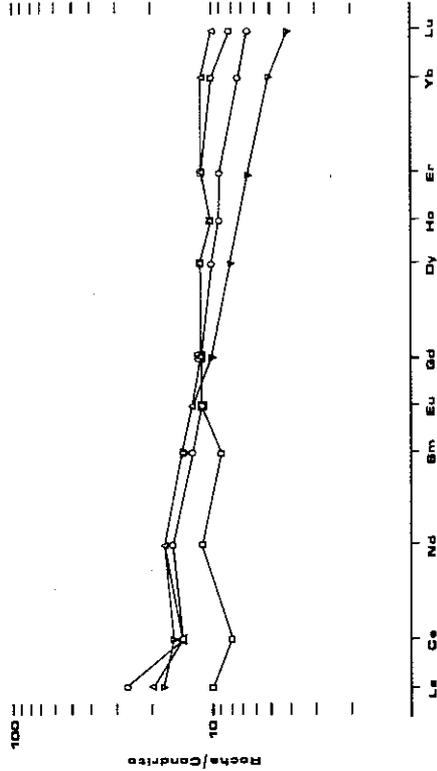


Fig. V.14a- Padrões de distribuição de ETR, normalizados à condrito superior segundo Evensen (1978), para as rochas metavolcânicas basáltico andesíticas da Sequência Campestre.

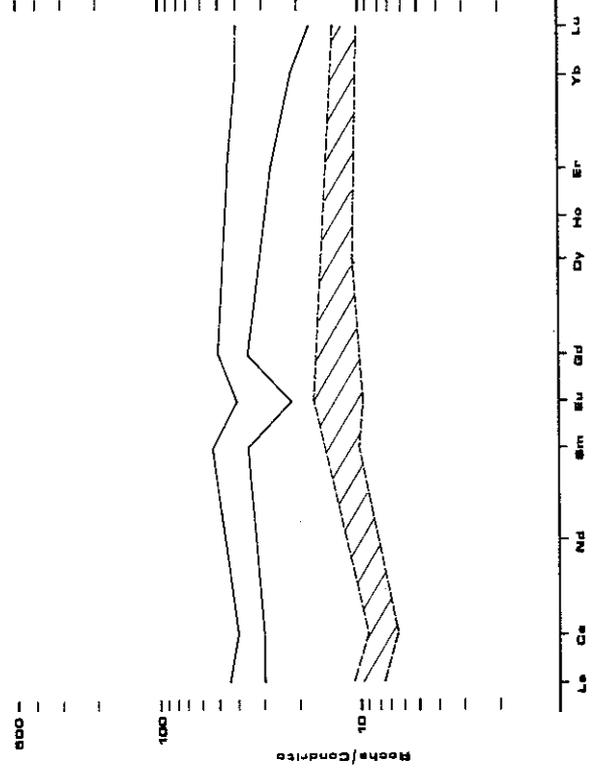


Fig. V.14b- Enquadramento das variações dos padrões de distribuição dos ETR em rochas andesíticas Arqueanas Tipo III (bloco superior) e andesitos modernos associados a regimes de arco (bloco inferior), segundo Condie (1981).

ordem de 0.85.

Condie (1982), trabalhando sobre andesitos Arqueanos associados a terrenos tipo *greenstone belts*, classificou-os em três tipos principais, de acordo com os padrões de ETR contidos; o tipo I contendo um leve enriquecimento em ETRL, o tipo II contendo um grande enriquecimento em ETRL, e o tipo III com um padrão achatado e contendo anomalia negativa em európio. Os andesitos Arqueanos diferem ainda dos andesitos modernos pelos seus baixos teores em Al_2O_3 , e altos teores de FeO, MgO, Y, Ni, Cr, Zn, e nas razões FeO/Fe₂O₃, e Ni/Co.

Utilizando as médias de padrões de ETR apresentados por Condie, op.cit., definidos sobre seis terrenos do tipo *greenstone belts* Arqueanos, tentamos fazer uma correlação entre os padrões apresentados por este e os padrões obtidos para a área, assim, se observarmos os padrões para andesitos tipo I, II e III e compararmos com os padrões aqui definidos, veremos que o tipo I, apresenta uma correlação razoável com o padrão para rochas básicas da área, porém com um grau de fracionamento mais acentuado. O tipo II, para séries alto K, apresenta uma correlação em linhas gerais semelhante, porém, os Arqueanos apresentam uma leve anomalia positiva em európio e são alto K e os aqui apresentados tem uma pequena anomalia negativa em európio e são baixo K. Quanto ao tipo III, observamos uma discrepância total de valores entre os padrões Arqueanos e os aqui obtidos e uma sintonia entre estes e os andesitos associados a regimes de arco, figura V-14b .

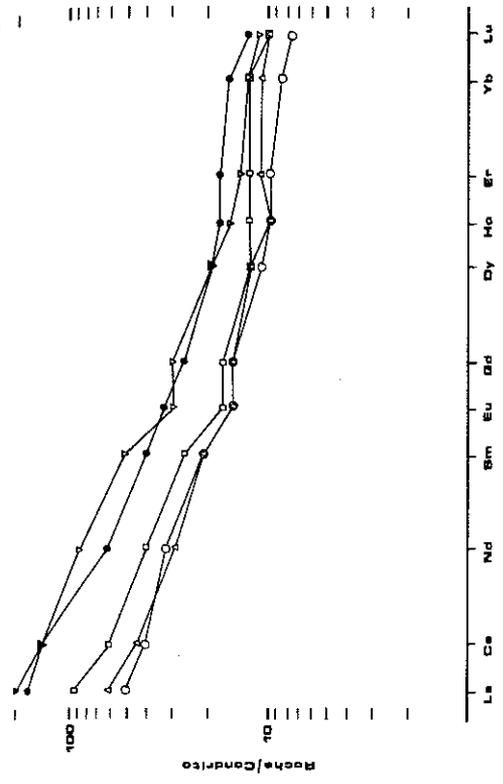


Fig. V.16a- Padrões de distribuição de REE, normalizados à condrito segundo Evensen (1978), para as rochas metavolcânicas filossilicáticas da sequência Campestre.

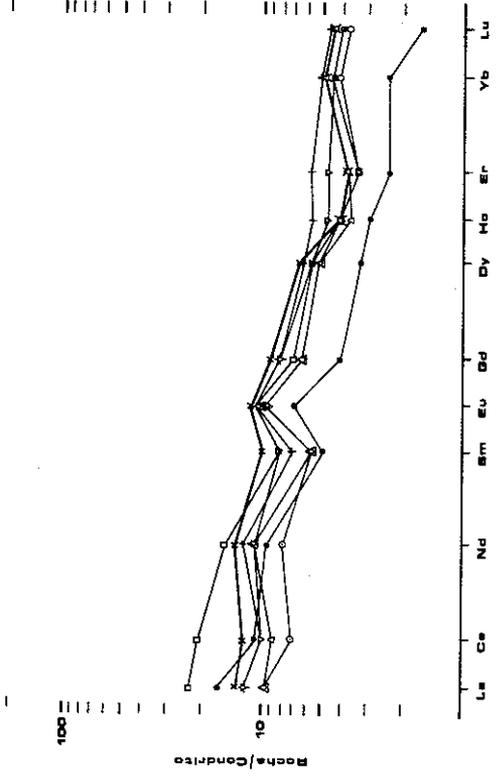


Fig. V.16b- Padrões de distribuição de REE, normalizados à condrito segundo Evensen (1978), para as rochas metavolcânicas intermedias da sequência Campestre.

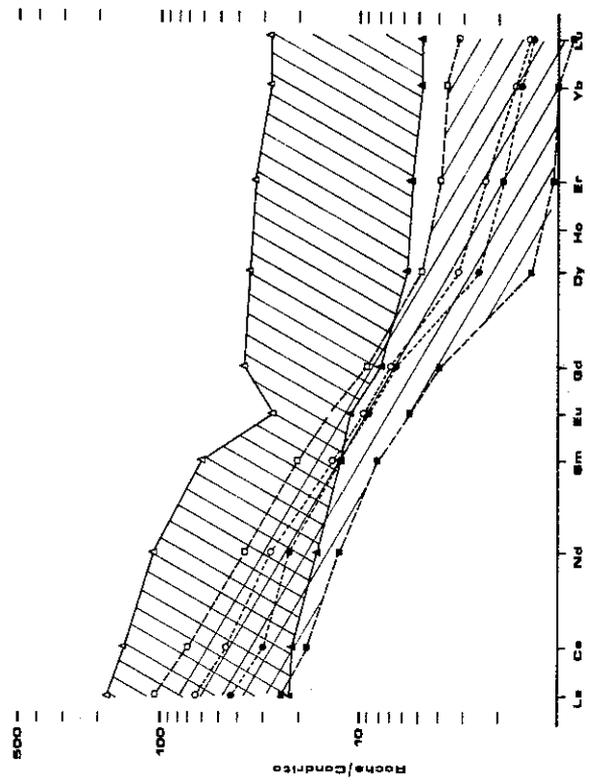


Fig. V.16b- Enquadramento das variações dos padrões de distribuição dos REE em rochas vulcânicas filossilicáticas Arqueanas (achurado à direita), comparadas com o enquadramento para rochas vulcânicas filossilicáticas atuais (achurado à esquerda). As duas linhas medianas do padrão Arqueano (o) correspondem ao padrão de riolitos e dacitos também Arqueanos, segundo Condie (1976).

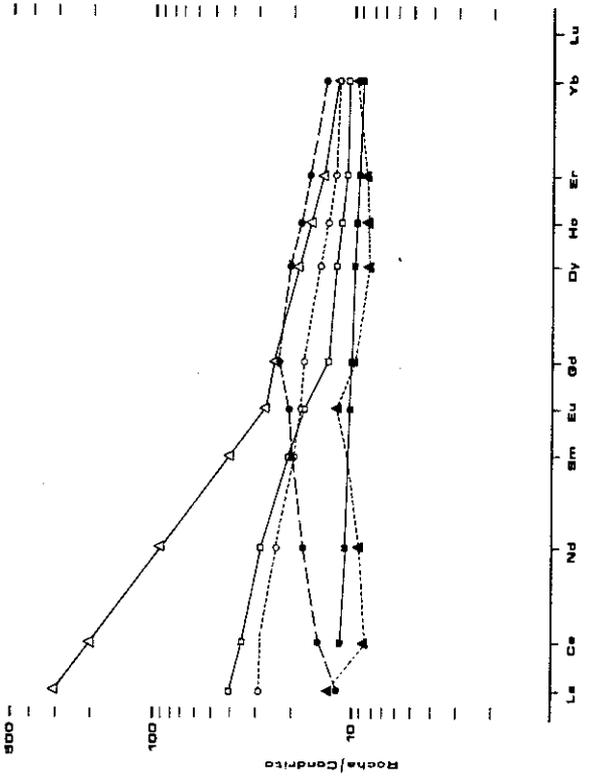


Fig. V.16c- Padrões de distribuição de REE para rochas volcânicas de afi- nidades, calcialcalina (o), meso-ocênica (●), arcos insulares (▲), continentais (▲) e Arqueanos dos tipos III1 e III2 (■, □), segundo com- posição contida em Figueiredo (1985).

Como termos de comparação para sequências ácidas, fomos buscar em Condie (1976), os padrões definidos por este para sequências vulcânicas félsicas. Este subdivide estas sequências em dois grupos FI e FII, com limites bem estabelecidos. Comparando-se os padrões obtidos na área com estes, vemos que, novamente existe concordância entre o envelopamento de curvas traçado para sequências modernas, ao invés das sequências Arqueanas, figura V-15b. Os padrões aqui encontrados apresentam um fracionamento menor ($Ce(n)/Yb(n) = 6.95$) e uma depleção em ETRP em torno de 8.66 - 13.00 vezes o padrão condrito, ao invés de aproximar-se de 1, assim como o esperado para sequências Arqueanas.

Como padrão geral de comparação, tomamos o apanhado geral apresentado por Figueiredo (1985), onde entre os padrões apresentados para toleitos calcialcalinos, meso-oceânicos, continentais, Arqueanos e associados a arcos insulares, figura V-16a, achamos que exista correlação entre estes últimos (arcos insulares) e os obtidos para a área.

GRUPO PORONGOS

5.2. - Subgrupo Cerro Mantiqueiras - Sequência Arroio Lajeado

dinho

5.2.1.- Considerações de Campo e Petrográficas

A sequência de rochas designadas como Arroio Lajeado, está constituída por uma grande diversidade de tipos litológicos, onde predominam as rochas ultramáficas na forma de serpentinitos, tremolititos, talco xistos e tremolita-talco xistos, clorititos e rodingitos, às quais associam-se volumes menores de rochas básico-ultrabásicas na forma de gabros, basaltos e anfibolitos. Intercalam-se a esta associação, na forma de finos leitos de continuidade lateral restrita e de menor expressão areal, horizontes decimétricos de rochas pelito-químicas, constituindo horizontes de chert e níveis de sedimentos finos.

Toda a sequência apresenta-se transformada por um processo metamórfico do fácies xistos verdes, entre o epidoto-anfibolito e o anfibolito, associado a um processo deformacional intenso

ao longo da zona de cisalhamento, os quais resultaram na destruição de grande parte das estruturas e texturas das rochas originais.

As localidades onde ocorrem algumas estruturas ígneas preservadas normalmente estão restritas a porções de rochas aflorantes na forma de *Pods* ou *microlitons* que resistiram diferencialmente aos processos de *strain* a que foram submetidas.

A superposição dos processos metamórficos e deformacionais dificultam na identificação de muitas das estruturas originais contidas dentro de cada associação, bem como junto às zonas de contato entre estas. Na maioria dos casos o contato entre litótipos acha-se intensamente tectonizado, caracterizado pela mistura de fragmentos facoidais de várias litologias, sendo um aspecto comum tanto dentro da Sequência Campestre, como já visto, quanto na Sequência Arroio Lajeado. Associado aos processos de fragmentação, temos a geração de foliação anastomosada descontínua, ao longo das faixas com as principais imbricações litológicas.

O contato entre a sequência vulcano-sedimentar Campestre e a associação máfico-ultramáfica dá-se através de uma rocha composta por um agregado de blocos subangulosos constituídos, na sua maioria, por metaserpentinóis maciços ou bandados, variando em tamanho entre 0,2 a 1,5 metros, os quais estão imersos em uma matriz de clorita-talco-tremolita xistos intensamente foliada, estando os blocos normalmente alinhados e

parcialmente achatados paralelamente a foliação principal. As características de campo nos levam a supor a possibilidade de tratar-se de uma brecha tectônica ultramáfica, em muito semelhante à descrita por Donato (1987) para a sequência de rochas ultramáficas que ocorrem na região de Marble Mountain, as quais foram interpretadas como parte de uma melange tectônica.

A natureza das brechas, a existência de pequenas dobras sem raiz com eixos horizontalizados, a descontinuidade das camadas na forma de corpos máfico-ultramáficos estirados dentro de uma matriz de xistos ultramáficos e a presença constante de clorititos dentro da zona de contato nos levam a sugerir que este represente um falhamento tipo *thrust* de baixo ângulo conforme descrito nas considerações sobre a estruturação tectônica da região.

Com base nas relações de campo, nas características petrográficas dos vários litótipos e nos dados litoquímicos obtidos, a Sequência Arroio Lajeado foi dividida, para fins descritivos, em três associações litológicas, quais sejam: a) rochas gabróicas e basálticas; b) rochas serpentiniticas; e c) rochas metassomáticas.

Apesar da divisão em três conjuntos litológicos, constam no mapa geológico apenas dois, devido as dificuldades quanto a representatividade das rochas gabróicas e basálticas, as quais foram acrescentadas aos serpentinitos, em termos de representação em mapa constando como informação pontual.

5.2.1.1.- Gabros e Basaltos

Litológicamente, esta associação está constituída por uma mescla de rochas gabróicas grosseiras, as quais gradam lateralmente para rochas finas, anfibolíticas, em íntima associação lateral.

As rochas gabróicas estão constituídas por rochas granulares a granolepidoblásticas grosseiras, maciças, de cores variando entre o verde escuro e o verde, melanocráticas, ocorrendo em finos níveis que variam entre 0,2 e 1,5 metros de espessura, cuja continuidade lateral vê-se reduzida tanto pelo processo de emplaçamento quanto pelo estiramento tectônico. A expressão em área deste tipo litológico corresponde a uma estimativa de 15% do total da associação máfico-ultramáfica.

A associação de gabros e basaltos, em alguns locais como a NNW da localidade de Campestre, apresenta acamadamento gradacional, passando de frações ultramáficas serpentiniticas culmuláticas na base, para gabros na porção intermediária e basaltos no topo. Assim, sugerimos que os corpos gabróicos possam estar relacionados à uma sequência de derrames, associados a uma fração intrusiva, possivelmente na forma de diques e/ou sills os quais poderiam corresponder aos dutos para o emplaçamento destes corpos gabróicos. Em campo não foram observadas estruturas provenientes de processos extrusivos como

feições de Pillow, brechas de fluxo, texturas de resfriamento rápido tipo *quench*, bordos de resfriamento ou fraturamentos sin-genéticos, tipo disjunção poliedral.

Petrograficamente, esta associação está constituída por um mosaico de grãos de tamanho variável entre 1 e 4 mm, compostos principalmente por plagioclásio, hornblenda-actinolita, clorita, epidoto, apatita, esfeno, carbonato e opacos, em diferentes proporções, constituindo variedades de rochas interpretadas como metagabros.

O plagioclásio varia aproximadamente entre 40 e 85%, onde os cristais são normalmente anédricos a subédricos a raramente euédricos. As geminações polissintéticas normais são frequentes, porém já difusas pelo processo metamórfico, foto V-17, identificando-se a alteração do cristal original para albita + epidoto + clorita na forma de finos cristais concentrados nos interstícios e ao longo dos bordos dos cristais originais.

O epidoto apresenta-se com uma composição variando entre pistacita e clinozoisita, predominando o segundo.

Os anfibólios metamórficos apresentam-se na forma de cristais anédricos a subédricos, variando entre 0,1 e 0,4 mm, apresentando um pleocroísmo com variação na tonalidade entre o verde claro e o verde azulado, com as cores mais intensas nas

porções mais internas dos cristais, sugerindo um caráter composicional de transição, em uma zonação que parece gradar de hornblenda nos núcleos, para bordos com uma composição mais próxima a de actinolitas.

As bordas dos cristais maiores, blastopoiquiliticos, encontram-se com limites normalmente difusos, gerados pela recristalização dos anfibólios na forma de finas agulhas de orientação aleatória, onde predominam as actinolitas.

Não foram encontrados cristais de piroxênios ou olivinas reliquares nas lâminas examinadas.

Os acessórios mais comuns são a apatita, opacos (magnetita, ilmenita) e cloritas.

Como texturas reliquares temos os cristais subidioblásticos de hornblenda-actinolita envolvendo e sendo parcialmente envoltos pelos cristais de plagioclásio, em textura subofítica, foto V-18, além da concentração de cristais de plagioclásio ao longo de bandas milimétricas, onde os cristais grosseiramente prismáticos são encontrados mantendo uma certa orientação cristalográfica na forma de um entelhamento, lembrando uma estrutura cumulática para a associação. O acamadamento mineralógico ou *layering* observado, sugere que a diferenciação gravitacional tenha sido um dos processos relacionados com o seu emplaçamento.

A fração vulcanogênica, extrusiva *sensu stricto*, representa-



Foto V.17 - Cristais de plagioclásio com planos de macla preservados, sendo englobados por clorita substituindo idiomórficamente o piroxênio original em uma textura subofítica.



Foto V.18 - Cristais de actinolita + plagioclásio, granolepidoblásticos grosseiros da fração associada aos gabros.

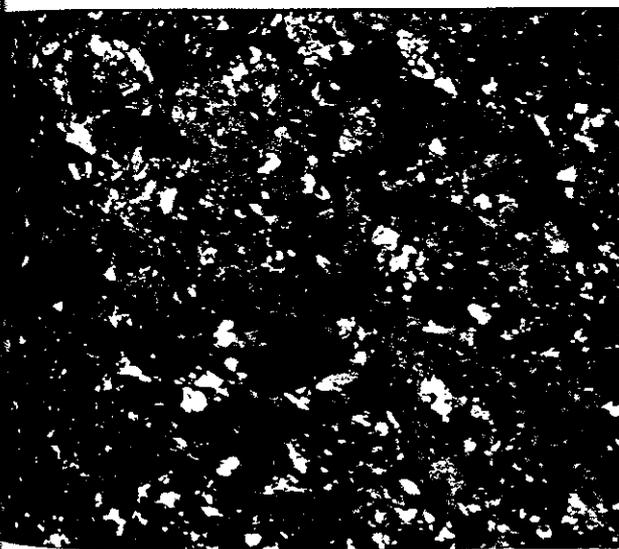


Foto V.19 - Cristais de actinolita + plagioclásio com textura granolepidoblástica da associação definida como metabasaltos.

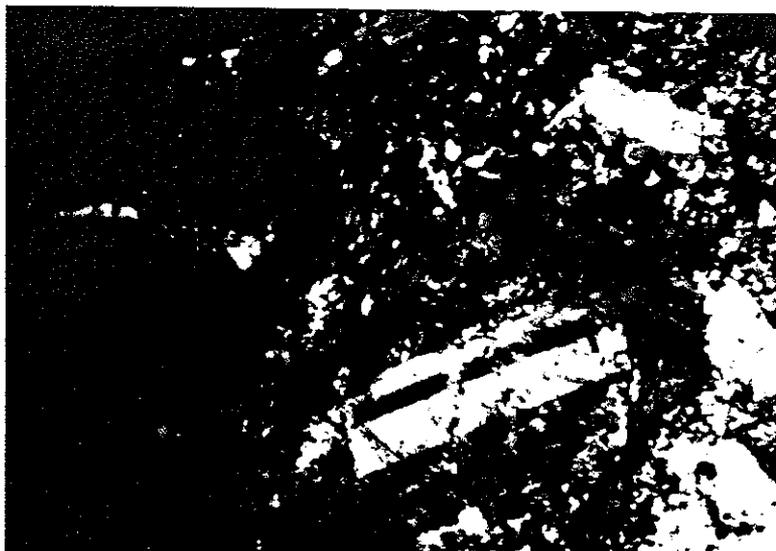


Foto V.20 - Aglomerado de microfenocristais de plagioclásio e piroxênio (?) substituídos imersos em matriz fina, demonstrando a preservação de textura glomeroporfirítica da sequência metavulcânica toleítica.

da genericamente nos basaltos, apresenta uma constituição mineralógica muito semelhante a dos gabros, porém texturalmente observamos uma matriz fina, foto V-19, granular homogênea, onde vêem-se imersos microfenocristais de plagioclásio e/ou hornblenda-actinolita, variando entre 0,3 e 1,5 mm de tamanho na forma de agregados porfiríticos definindo uma textura residual glomeroporfirítica, foto V-20, para a associação; e onde de uma forma geral, a quantidade de plagioclásio contida é maior do que nos gabros.

5.2.1.2.- Serpentinitos

Afloram ao longo de toda a faixa máfico-ultramáfica vários corpos alongados de serpentinitos, variando de alguns metros até cerca de 220 metros de espessura, na forma de bolsões sem raiz, imersos em uma massa de rochas onde predominam tremolititos, clorititos, talco-xistos e xistos máfico-ultramáficos em geral misturados nas mais diversas proporções. Os contatos nos parecem ser tectônicos, e a forma é sempre concordante com a estruturação regional de dobramentos isoclinais com os flancos invariavelmente mergulhantes para NW.

A expressão em área desta associação litológica constitui-se em cerca de 20% do total da sequência máfico-ultramáfica.

Em amostras de mão, são rochas preto-esverdeadas a verde escuro, granulares finas a médias, por vezes mostrando um bandamento entre níveis verde claros e níveis escuros gerados por intercalações de cristais de olivina e talco os quais muitas vezes podem ser identificados em campo. Os afloramentos em que ocorrem serpentinitos intensamente cizalhados, apresentam uma foliação incipiente, definida pela coloração alternadamente verde escuro a preta. As fraturas irregulares e ramificadas são preenchidas por serpentina (crisotilo), carbonato e epidoto, acompanhados de óxidos de ferro.

Cristais alongados de olivina serpentinizados e talco, normalmente definem uma incipiente xistosidade. Os cristais porfiroblásticos alongados de olivina com bordos retos, intercalados com lâminas de talco e carbonato (magnesita), medindo entre 0,3 e 4,0 cm, foram descritos por Snoke & Calk (1978), como *textura jackstraw*, foto V-21. Esta textura consiste, em amostras de mão, de placas de cor preta de serpentina com dimensões variadas com tamanhos que vão de 0,5 a 3,0 cm de comprimento, podendo atingir até 6 cm, como descrito por Hartmann (1982), para esta mesma região. As placas apresentam uma distribuição aleatória, frequentemente entrecruzando-se. O espaço entre os cristais de olivina, foto V-22, é preenchido por talco, normalmente de cores verde claro. Em lâmina observa-se uma massa de talco recortada por serpentina na forma de prismas alongados, representando pseudomorfos por vezes reliquiares, de

olivinas. A presença de tremolitas e cloritas na forma de clinocloro é uma constante, podendo as cloritas fazerem parte dos minerais essenciais.

Ocorrem serpentinitos onde veem-se cristais de olivinas imersos em uma massa de serpentina laminar, possivelmente lizardita. Os cristais apresentam-se na forma de áreas poliedrais recortados por serpentinas reticuladas, definindo um padrão em *mesh*, como descrita por Maltman (1978); observam-se constantes veios constituídos por serpentina fibrosa, possivelmente crisotilo, na forma de agregados radiados cristalizados perpendicularmente aos veios.

Uma variedade de rochas ultramáficas desta associação de metasserpentinitos, são os serpentinitos carbonatados, os quais podem ser classificados como listwaeenitos, foto V-23, segundo as propostas de Ploshko (1965) e Buisson & Le Blanc (1985). O nome foi dado por estes autores soviéticos para rochas carbonatadas que ocorrem em maciços ultramáficos, especialmente do tipo alpino, os quais, genericamente, estão representados por rochas carbonatadas, cor cinza-esverdeadas, contendo manchas centimétricas de cores rosa-avermelhadas que se constituem de carbonato alto magnésio, tipo magnesita, serpentina, talco, clinocloro, e acessórios do tipo espinélios (opacos), magnetita e sulfetos.

As lentes de listwaeenitos geralmente estão posicionadas ao longo das zonas de maior movimentação tectônica e gradam

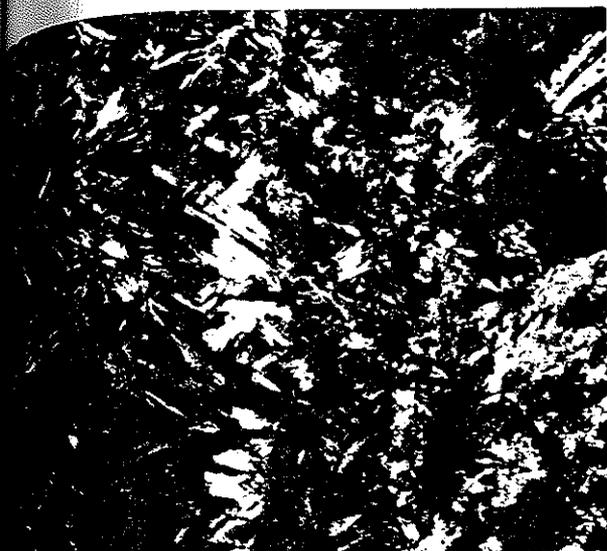


Foto V.21 - Rocha constituída pela alternância de cristais de clorita e talco em uma relação textural descrita como Jackstraw.



Foto V.22 - Pseudomorfo de serpentina sobre olivinas, circundado por talco + cumingtonita/antofilita.

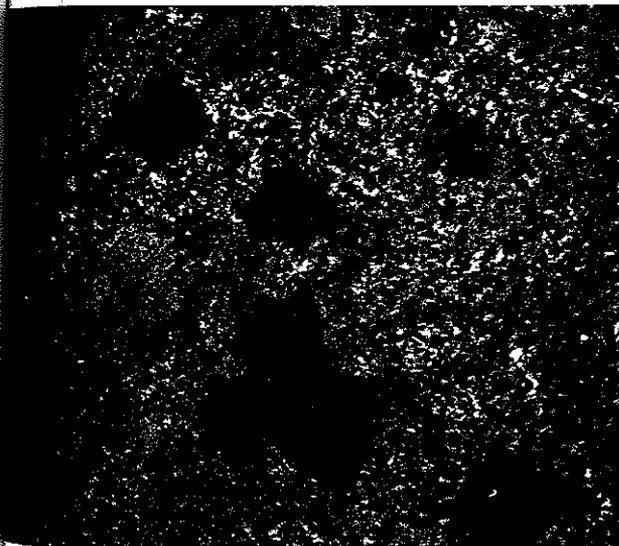


Foto V.23 - Resultado final dos processos de carbonatação dos serpentinitos, resultando em idióblastos de magnesita imersos em uma matriz constituída de carbonato + talco finalmente cristalizados.



Foto V.24 - Rocha constituída por clinocllore + talco + olivina + magnesita representando a fração cumulática.

lateralmente para as rochas ultramáficas serpentinizadas, passando por faixas constituídas predominantemente por xistos a talco, tremolita, carbonato e clinocloro.

Associações de rochas ultramáficas carbonatadas, segundo Buisson & Le Blanc (op. cit.) são comuns ao longo de contatos tectônicos bem desenvolvidos e são gerados normalmente durante os estágios finais de emplaçamento de corpos ultramáficos.

Através dos dados petrográficos obtidos, das discussões quanto à variabilidade da constituição litoquímica da associação ultramáfica apresentada adiante, da similaridade com associações semelhantes de outras regiões como Bail Mountain descrito por Coish & Rogers (1987); Marble Mountain, descrito por Donato (1987), e dos dados contidos em Hartmann et al (1982), achamos que esta associação de rochas serpentiniticas consistam de proporções variáveis de protólitos cumuláticos constituídos fundamentalmente por harzburgitos, lherzolitos e dunitos.

A presença constante da paragênese olivina + talco, acompanhada dos acessórios clinocloro, tremolita, magnesita e opacos, foto V-24, 25, assim como discutida na área por Hartmann et al (1988); Nesbitt & Hartmann (1986), tendo a olivina um campo de estabilidade a partir da isógrada da biotita em serpentinitos comuns e a partir da isógrada da estauroлита em serpentinitos mais silicosos, ricos em talco, sugerem um

metamorfismo predominantemente de fácies xistos verdes superior a anfibolito assim como definido por Evans (1977) e Turner (1981).

O fácies metamórfico é compatível com o observado nas associações de gabros e basaltos gabros, os quais mostram anfibólitos na passagem actinolita-hornblenda, em um fácies possivelmente entre o epidoto-anfibolito e o anfibolito.

5.2.1.3.- Metassomatitos

Os processos metassomáticos aos quais foram submetidos os diferentes protólitos máfico-ultramáficos, transformou através de processos aloquímicos de alteração as associações gabro-serpentiníticas em uma sequência de rochas com características mineralógicas e texturais próprias, as quais parecem refletir, a grosso modo, as variações de composição química das rochas originais. Assim, temos o aparecimento de xistos magnesianos à base de magnesita + clorita + talco, foto V-26, nos termos cumuláticos, serpentiníticos, com teores de MgO da ordem de 32 a 40%; paragêneses com talco + tremolita + clorita, nos termos magnesianos intermediários com teores de MgO da ordem de 20 a 30%, passando a tremolita + clorita +/- plagioclásio nos termos menos magnesianos; e amostras com clorita + epidoto + carbonato, nos termos gabróicos diferenciados, com teores de MgO variando entre 5 e 7,5 %.

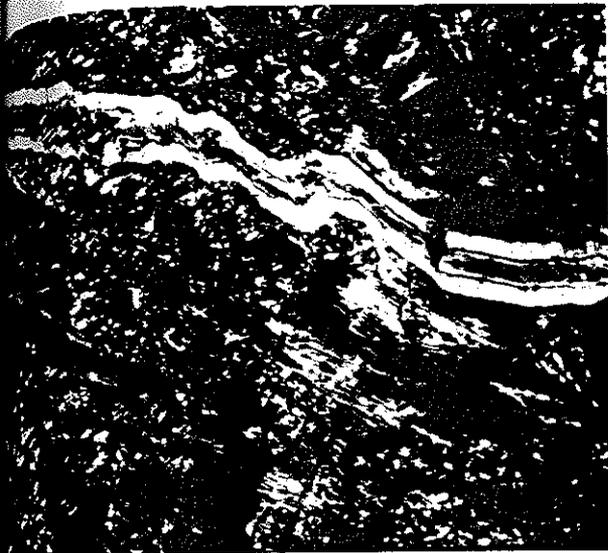


Foto V.25 - Serpentinito (lizardita + antigorita) cortado por venulas preenchidas por serpentina cristalizada perpendicularmente aos veios (crisotilo).



Foto V.26 - Matriz constituída de clorita, onde vêem-se imersos fenoblâstos representados por crescimento sintaxial de clorita + talco.

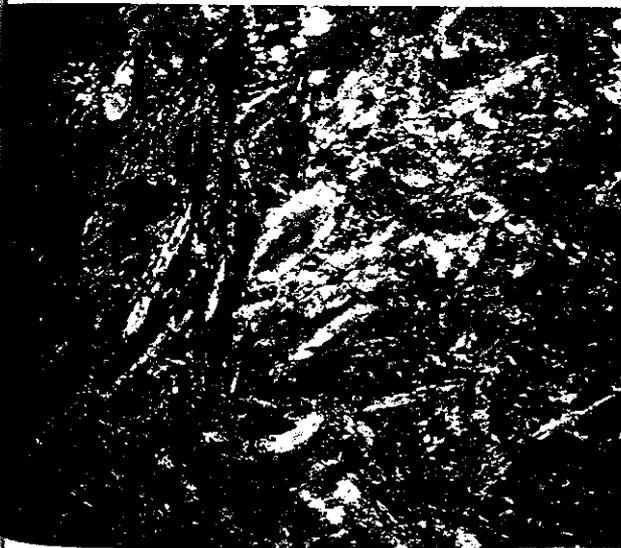


Foto V.27 - Massa de cristais de tremolita cristalizados aleatoriamente segundo o plano de foliação em textura nematoblástica.

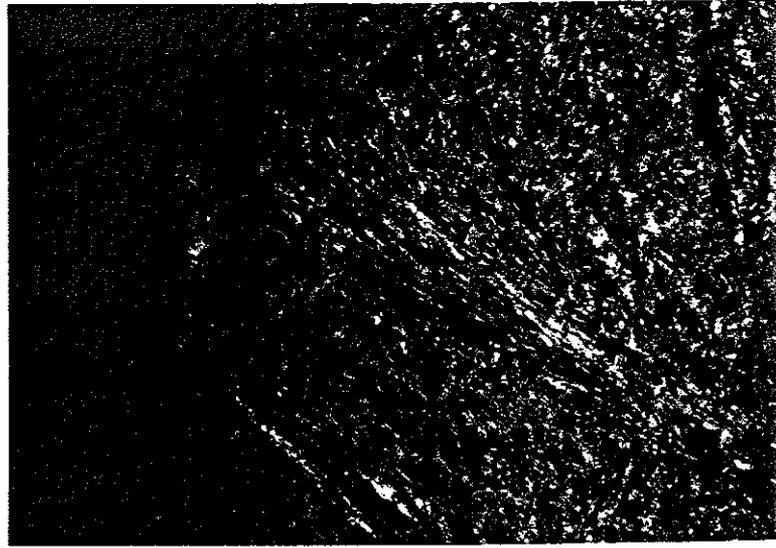


Foto V.28 - Mesóstase constituída de talco em finíssimas palhetas, onde vêem-se imersos cristais acirculares de tremolita, com cerca de 4mm, cristalizados de forma radial ao longo dos planos de xistosidade (nematoblásticos).

Em campo, constituem cerca de 50% do total da sequência máfico-ultramáfica aflorante, ocorrendo na forma de xistos máfico-ultramáficos com variada constituição mineralógica, chegando a extremos composicionais representados por clorititos e rodingitos.

Em lâmina, correspondem a agregados de minerais fibrosos, normalmente anfíbios tipo tremolita, variando entre prismas finos e alongados, idiomórficos, medindo entre 0,5 e 5mm de comprimento, dispostos radialmente a uma foliação bem definida, foto V-27, caracterizando uma textura nematoblástica, imersos em uma mesóstase constituída normalmente por talco + clinocloro em lâminas diminutas (< 0,1 mm) ou em finas lamelas, foto V-28. Ocorrem ainda, serpentina e carbonato como constituintes essenciais, sendo as proporções entre estes muito variáveis.

Ocorrem rochas exóticas e essencialmente metassomáticas como clorititos na forma de níveis decimétricos, normalmente associados aos contatos dos corpos serpentínicos, onde temos uma massa constituída por clorita, perfazendo 80% da amostra, onde vêem-se imersos cristais idiomórficos de espinélios tipo ilmenita, medindo entre 1 e 4 mm.

Jost & Hartmann (1979), descreveram a ocorrência de rodingitos, em uma área cerca de 2 km ao sul do limite da faixa mapeada, a qual denominaram de ocorrência Cerro da Cria. Estes estariam constituídos por rochas bandadas, de cores cinza,

textura granoblástica a ligeiramente orientada, tendo como constituintes principais a actinolita, zoisita, hidrogrossulária e possivelmente prehnita.

Os autores citam que peridotitos fortemente metassomatizados sejam os protólitos mais favoráveis para a geração de rodingitos, os quais teriam sido submetidos a temperaturas variáveis entre 240 e 490 C e a pressões estimadas como superiores a 4000 barias.

Apesar de não haver encontrado afloramentos destes litótipos na área mapeada, uma série de concentrados de bateia realizados ao longo do contato da Sequência máfico-ultramáfica com a Sequência Campestre apontaram quantidades consideráveis de granadas do tipo hidrogrossulária, um dos minerais característicos destes litótipos.

5.2.2.- Litoquímica da Sequência Máfico-Ultramáfica

5.2.2.1.- Introdução

O acréscimo de dados sobre suites de rochas máfico-ultramáficas, que tem sido detalhadas em várias partes do mundo, tem tornado cada vez mais difícil a obtenção de critérios aceitáveis para a definição, ou distinção, das afinidades tectônicas e químicas de um determinado agrupamento de rochas. Vários são os autores que tentaram estabelecer parâmetros

confiáveis para definir associações petrotectônicas de complexos de rochas máfico-ultramáficas, assim como Beswick (1982); Arndt & Nisbett (1982); Dobretsoy & Kepezhinscas (1981) ou Cosh & Rogers (1987). Desta forma, tentaremos utilizar alguns dos parâmetros estabelecidos e considerados como confiáveis para a definição de afinidades para associações petrotectônicas, na qual o complexo de rochas máfico-ultramáficas Arroio Lajeado está enquadrado.

A tentativa de uma definição sobre os serpentinitos, se correspondem a uma associação de assoalho oceânico, ou a uma sequência de derrames da série komatiítica, ou se os gabros e basaltos são termos mais diferenciados de uma mesma associação original, ou são o produto de um evento posterior, não é uma tarefa de simples resolução e os resultados obtidos nem sempre são definitivos, mas trazem à luz uma discussão antiga e ainda não bem resolvida, de que as rochas máfico-ultramáficas do Escudo Sul-Riograndense estejam relacionadas à sequência do tipo *Greenstone Belts*, ou se a sequências geradas em assoalho oceânico e associadas a complexos do *tipo alpino*.

5.2.2.2 - Considerações sobre as variações

Metassomáticas

A caracterização da sequência de rochas máfico-ultramáficas do Complexo Bossoroca, mais do que em qualquer outro tipo de associação baseia-se fundamentalmente na composição química, onde

a maior parte das considerações quanto a processos, ambientes ou formas de emplaçamento concentram-se nas variações dos elementos maiores, elementos traço, elementos terras raras platinóides.

O propósito geral da utilização dos dados litoquímicos tabela V-04 e o de tentar estabelecer os processos de geração de magma máfico-ultramáfico, a composição química original, e possíveis áreas fonte. Este tipo de trabalho, normalmente esbarra em determinados problemas, nem sempre de fácil solução. Nenhum geólogo envolvido em seqüências como as aqui tratadas, pode ignorar os efeitos das alterações hidrotermais, metamorfismo e alterações supergênicas, os quais são evidentes em uma grande parcela das amostras observadas em campo e em lâmina.

A tentativa de elucidar os processos e efeitos sofridos após e/ou durante o período de emplaçamento, os possíveis processos de fracionamento, os efeitos de eventos hidrotermais e o metamorfismo, achamos deva ser a base para todo o tratamento litoquímico realizado.

A seqüência de rochas ultramáficas associada a unidade Arroio Lajeado encontra-se, em maior ou menor grau, afetada por um evento metamórfico de médio grau, contendo minerais secundários hidratados e carbonatos. Assim, é de se esperar que os fluidos responsáveis pelos processos de hidratação e carbonatação tenham gerado algumas trocas na constituição química da seqüência de gabros e serpentinitos quando das trocas na

mineralogia primária. Atualmente, a questão principal é de o quanto estes processos modificaram a composição original e, se modificaram, de que forma poderemos reconhecer a constituição original e tratar desta de forma coerente.

Vários aspectos das formas de tratamento de alteração de composição química primária tem sido abordados por diversos autores como Beswick & Soucie (1978); Biondi (1979); Floyd & Winchester (1977); Beswick (1982); Arndt & Nesbitt (1982); Luddem & Gélinas (1982), entre tantos outros, e neste texto tentaremos utilizarmos os parâmetros que nos pareceram ser os mais representativos, e de maior aceitação entre os vários pesquisadores.

Sobre as rochas básicas e/ou gabróicas, uma das principais características de trocas composicionais observadas são os processos de albitização dos plagioclásios, resultantes das substituições entre $NaSi=CaAl$. Processos semelhantes a este, estudados por Gélinas et al (1982), sobre um cinturão de rochas metavulcânicas máficas na área de Abitibi, no Canadá, resultaram na classificação dos processos de alteração metassomática em três fácies principais:

I - Clorita + Albita + Actinolita + Epidoto

II - Clorita + Albita +/- (Actinolita) +/- (Epidoto)

III - Clorita + Plagioclásio +/- (Actinolita)

As duas primeiras paragêneses são uma constante nas amostras observadas, porém não mostram uma distinção muito clara entre os sucessivos estágios de alteração e/ou metamorfismo, indicando-nos um processo único e contínuo.

Os processos de albitização resultantes do metamorfismo são originados pela lixiviação de CaO, o qual gera epidoto + actinolita e que no decorrer do processo de hidratação progressiva inicia a cristalização de cloritas.

A mobilização do cálcio pode ser sentida até em campo, onde as segregações metamórficas geram níveis calcossilicáticos milimétricos que podem ser encontrados na forma de boudings constituídos principalmente de carbonato + epidoto, além de veios e venulas variando entre 1 e 3 mm, também preenchidos por carbonatos e epidoto.

O diagrama triangular CaO-FeO-MgO, figura V-17, utilizado por Gêlinas et al (1982), para demonstrar graficamente o ajuste químico causado pelos fluidos metassomáticos, também aqui demonstra que os termos mais diferenciados, basálticos, apresentam teores médios entre cada um dos elementos, havendo uma progressiva perda em CaO e FeO nos termos onde os processos metassomáticos foram intensos, e terminando no extremo magnesiano do gráfico para as rochas serpentínicas. O espalhamento dos pontos em direção ao vértice FeO-CaO, demonstra

a desordem existente entre estes dois teores, principalmente o CaO, o qual não apresenta um *trend* definido, como o esperado para rochas ígneas.

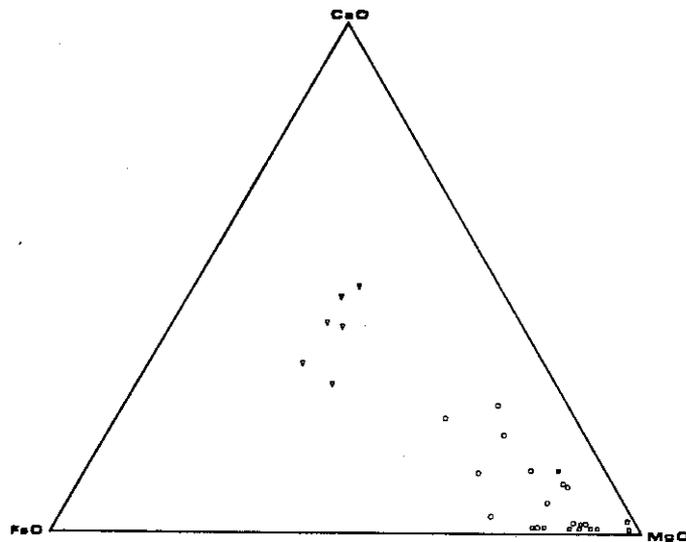


Fig.V.17- Diagrama triangular FeO-CaO-MgO configurando os resultados dos processos de lixiviação do CaO e enriquecimento relativo em MgO, a partir dos eventos metamórfico/metassomáticos ocorridos, de acordo como proposto por Gêlina (1981).

Assinalamos que as variações observadas no gráfico tem validade tanto para rochas com processos gradativamente mais drásticos de lixiviação e metassomatismo, quanto aos processos de enriquecimento em MgO nos termos cumuláticos em direção aos extremos serpentiniticos.

Bohlke et al (1980), apresenta que basaltos abissais alterados em condições de baixa temperatura, associados a metamorfismo termal (de 0 a < 200 C) apresentam paragêneses minerais da fácies zeolita a qual é constituída de:

- Plagioclásio cálcico e/ou albita +/- clorita +/- actinolita +/- epidoto.

Sendo que as trocas químicas induzidas por este metamorfismo mostram, em geral, a adição de K e Fe e a perda de Ca e Mg.

Metabasaltos retirados de assoalhos oceânicos, ou estes obtidos em complexos ofiolíticos mostram paragêneses minerais da fácies Prenita-Pumpeleita à fácies xistos verdes (> 200C), com resultados semelhantes aos obtidos sobre os gabros da área.

Assim sendo, processos extrusivos de rochas básicas em ambiente submarino podem gerar eventos metassomáticos, cujos resultados seriam rochas semelhantes aos gabros aqui descritos.

5.2.2.3.- Caracterização Litoquímica das Rochas Máfico-Ultramáficas

Adotamos como ponto de partida para as considerações sobre a variabilidade dos dados de elementos maiores da sequência básico-ultrabásica, os dados obtidos através das análises químicas de elementos maiores, dos cálculos da norma CIPW, e de alguns parâmetros litoquímicos calculados, como o índice de cor, a composição normativa do plagioclásio e as razões K/Na, CaO/Al₂O₃ e MgO/(MgO + FeO*), tabela V-05.

Aplicamos os parâmetros tradicionais para classificação de rochas, onde foram examinados e comparados os teores de saturação em sílica através dos conteúdos de quartzo, hiperstênio e olivinas, as proporções entre os constituintes máficos e

GABROS E BASALTOS						SERPENTINITOS								
WM-99	WM-107	CP-217A	CP-218C	CP-228A	CP-231	WM-76B	WM-98B	WM-101	WM-105A	WM-112A	WM-116	WM-121A	CP-16	CP-229A
0.00	0.00	0.00	0.00	20.81	2.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1.94	2.90	0.60	2.34	2.76	2.15	0.35	0.37	0.35	0.35	0.34	0.34	0.36	0.35	0.37
29.25	23.32	25.78	22.29	24.07	35.11	0.51	0.53	0.99	0.50	0.49	0.49	0.51	0.81	0.53
28.42	22.54	20.11	29.74	22.43	24.76	0.03	1.52	0.20	0.41	0.33	0.02	1.90	1.32	1.33
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.16	0.19	0.10	0.00	0.11	0.00	0.00	0.08
16.35	26.21	21.08	22.65	13.33	3.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	1.17	1.35	0.00
4.31	11.22	22.23	6.32	13.16	26.48	20.22	44.24	50.60	39.42	38.08	50.44	60.54	30.89	36.53
12.05	3.13	4.55	10.90	0.00	0.00	75.14	49.71	44.27	55.95	56.75	45.34	32.17	61.77	57.66
4.42	5.33	2.58	3.97	2.64	2.74	2.70	2.55	2.63	2.64	2.62	2.61	2.72	2.70	2.82
2.90	4.07	1.00	2.31	0.56	0.71	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.11	0.12
0.70	0.82	0.14	0.34	0.19	0.22	0.14	0.15	0.19	0.00	0.00	0.14	0.14	0.26	0.15
0.10	0.02	1.29	0.08	0.02	0.81	0.25	0.26	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02
49.28	49.59	43.32	56.32	48.24	41.35	4.72	74.11	21.52	49.06	40.06	4.72	78.71	61.96	71.51

NETASSOMATITOS														
WM-96A	WM-101B	WM-102A	WM-109A	WM-111A	WM-112B	WM-112C	WM-112D	WM-115B	WM-115C	WM-119B	WM-122	WM-125	WM-126	
0.00	5.52	5.74	12.70	8.03	14.01	7.40	0.00	0.00	14.80	9.77	15.84	0.00	0.00	0.00
0.50	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.33	0.31	0.31	0.31	0.31	0.33	0.37	0.31
0.51	0.87	0.72	0.35	0.72	0.62	0.62	0.47	1.07	0.62	0.75	0.45	0.47	4.34	1.35
1.43	4.74	6.96	0.00	1.17	0.52	4.46	7.13	12.75	0.36	1.44	0.30	1.17	20.31	19.69
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	12.94	0.00	0.00	0.00	0.00	23.27	0.00	0.00
0.46	33.52	11.39	12.73	11.44	0.75	0.00	0.00	19.72	0.04	7.12	1.07	0.00	16.28	1.18
0.42	52.60	71.43	71.03	75.37	31.44	83.97	29.81	56.38	31.37	28.24	80.13	12.91	29.50	58.46
0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	39.97	9.39	0.00	0.00	0.00	56.22	22.65	12.98
0.72	1.95	2.30	2.31	2.38	1.83	2.42	4.49	2.70	1.41	1.81	2.58	3.62	3.90	3.23
0.12	0.10	0.66	0.10	0.10	0.10	0.24	4.20	0.54	0.10	0.10	0.10	1.55	1.99	2.02
0.23	0.12	0.20	0.12	0.18	0.12	0.22	0.00	0.27	0.12	0.12	0.13	0.00	0.50	0.53
0.05	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
7.50	94.42	30.68	0.00	61.96	45.43	87.82	93.34	58.28	53.07	64.53	40.06	71.11	82.42	93.59

Fig. V.05- Composição mineralógica normativa - CIPW, calculada para as rochas máfico-ultramáficas da Sequência Arroio Adinho.

félsicos, a composição normativa dos plagioclásios e a presença de minerais próprios de produtos de alteração metassomática como corindon e carbonato.

A observação dos resultados mostra a afinidade entre a divisão petrográfica inicial e os resultados litoquímicos obtidos, onde podemos confirmar quimicamente a classificação da associação máfico-ultramáfica nos seus três segmentos principais:

- Associação de Gabros e Basaltos
- Associação de Serpentiníolos
- Associação Metassomática

Para efeito de visualização entre estes três agrupamentos fundamentais elaboramos alguns diagramas binários, contendo os teores em MgO no eixo dos x e óxidos principais e elementos menores no eixo dos y, figura V-18, onde podemos verificar que:

a) os teores em MgO apresentam uma variação entre 4.6 e 40.2% dispondo-se preferencialmente entre os intervalos de 4.6 e 7.1% para os gabros basaltos, 19.7 e 29.3% para os metassomatitos e de 32.7 e 40.2% para os serpentiníolos;

b) os teores em CaO e Al₂O₃ são extremamente baixos para os serpentiníolos, variáveis para os metassomatitos e agrupados, homogeneamente, nos gabros e basaltos;

c) os teores em FeO e Fe₂O₃ são variáveis, havendo acréscimo de Fe₂O₃ nos serpentinitos enquanto que para os metassomatitos os teores mais elevados são os de FeO;

d) os teores mais elevados em Cr, Co e Ni pertencem aos serpentinitos, atingindo valores de 4450, 115 e 3700 ppm respectivamente, sendo inexpressível o Ni nos gabros e basaltos e variável nos metassomatitos;

e) os teores mais elevados em Zn estão nos gabros e basaltos, atingindo 190 ppm, sendo variável nos metassomatitos e baixo nos serpentinitos.

A observação destes diagramas, nos parecem claros os dois *gaps* composicionais existentes entre os três litótipos fundamentais, materializado tanto pelos óxidos principais quanto pelos elementos traço, sendo mais acentuado entre os gabros e basaltos e o restante da associação.

Tomando por base os dados assim obtidos pode-se confirmar a divisão existente entre estas três associações litológicas, as quais podem não corresponder a sua composição química original, não apresentando campos bem delimitados de variabilidade, mas definindo associações de rochas com características químicas distintas e de resposta em campo compatível com as observações e considerações apresentadas.

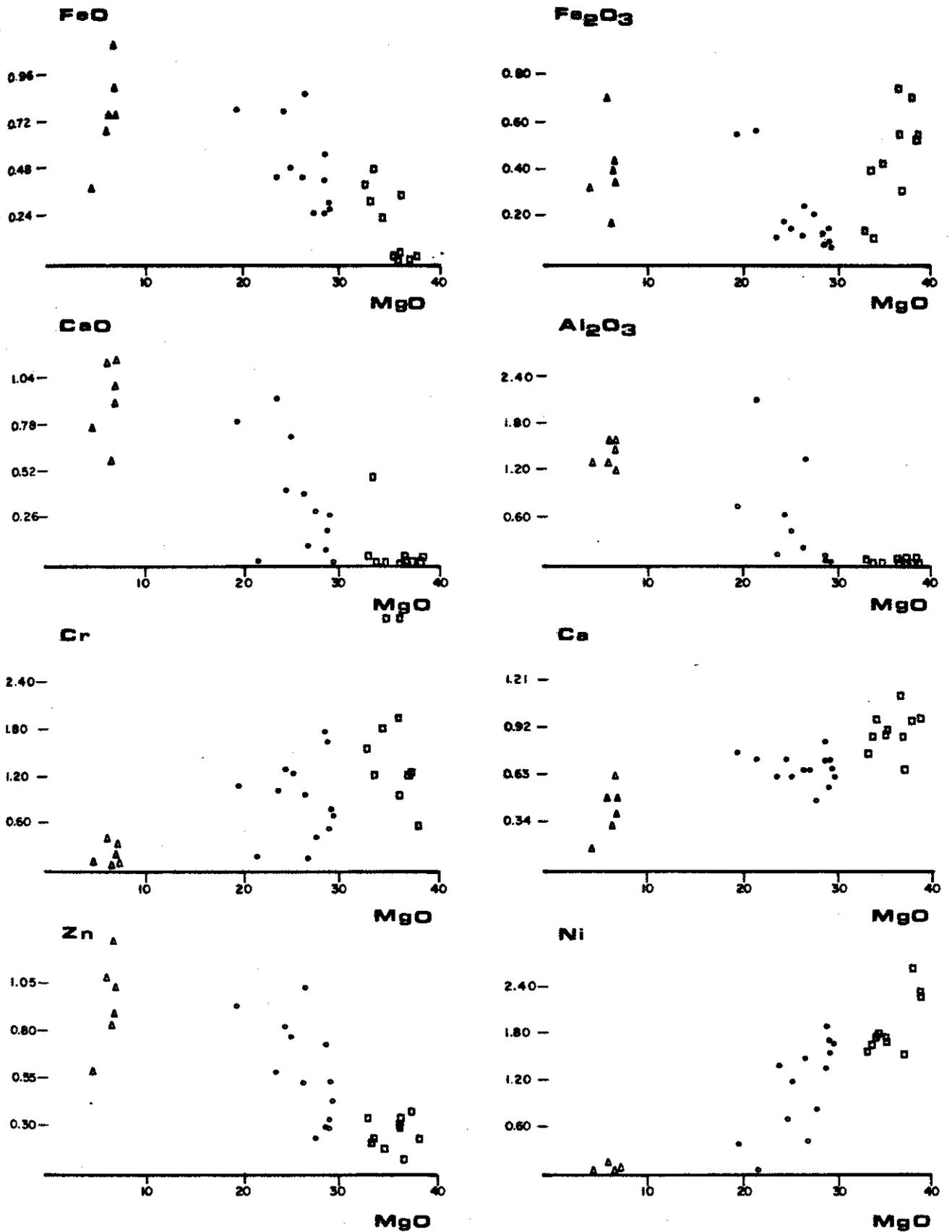


Fig.V.18- Diagramas de dispersão das amostras da Sequência Sanga do Areal, caracterizando a variabilidade dos elementos maiores e traços em função dos teores em MgO.

- ▲ Gabros e basaltos
- Metassomatitos
- ◻ Serpentinities

ASSOCIAÇÃO DE GABROS E BASALTOS - a análise dos resultados obtidos nas amostras classificadas como intrusivas e vulcânicas básicas, genericamente gabros, mostra que todas apresentam hiperstênio normativo, com valores variando entre 4.31 e 26.48%, com um teor médio em torno de 9.54%; dois terços das amostras apresentam olivina normativa, com exceção das amostras CP-228, CP-231 as quais apresentam quartzo. Todas as amostras contêm ortoclásio, com valores variando entre 0.60 e 2.90% com um teor médio de cerca de 2.03%, detendo os maiores teores neste elemento dentro da associação, o qual está diretamente relacionado com os valores de K2O os quais situam-se entre 0.10 e 0.48%, com uma média de 0.34% valores estes compatíveis com a definição de *trends* baixo K cujos limites estão na ordem de < 0.5 .

As amostras desta associação também são aquelas que detêm os maiores teores em Na2O, com valores variando entre 2.7 e 4.8% com um teor médio em torno de 3.1%, ultrapassando em muito o total em Na2O do restante da associação ultramáfica, cujos valores situam-se em torno de < 0.05 e 0.07% com uma exceção de duas amostras, WW-125 e WW-126, detendo também os menores teores de MgO, com teores médios em torno de 7.65%.

Todas as amostras apresentam diopsídio normativo, com valores variando entre 3.88 e 26.21% com uma média de 17.25%. A razão $Hy/(Hy + Di)$ mostra valores em torno de 0.36 bem inferiores aos de séries calcialcalinas os quais situam-se em torno de 0.7%

e compatíveis com toleitos onde os teores em hiperstênio e diopsídio são similares, havendo normalmente o excesso deste sobre aquele.

Os teores em TiO₂ são os mais elevados da sequência, com uma média em torno de 0.99%.

Quanto ao grau de saturação em sílica, o índice normativo apontado pela presença de hiperstênio e quartzo, com a consequente ausência em nefelina, apontando para séries subalcalinas toleíticas. A presença de olivina, os baixos teores de K₂O e Al₂O₃ e os teores obtidos para a composição normativa dos plagioclásios, cuja média está em torno de 48.1%, apontam para uma associação de picritos subalcalinos, próximo de olivina toleitos baixo-K, conforme a proposta de classificação contida em Wilkinson (1986).

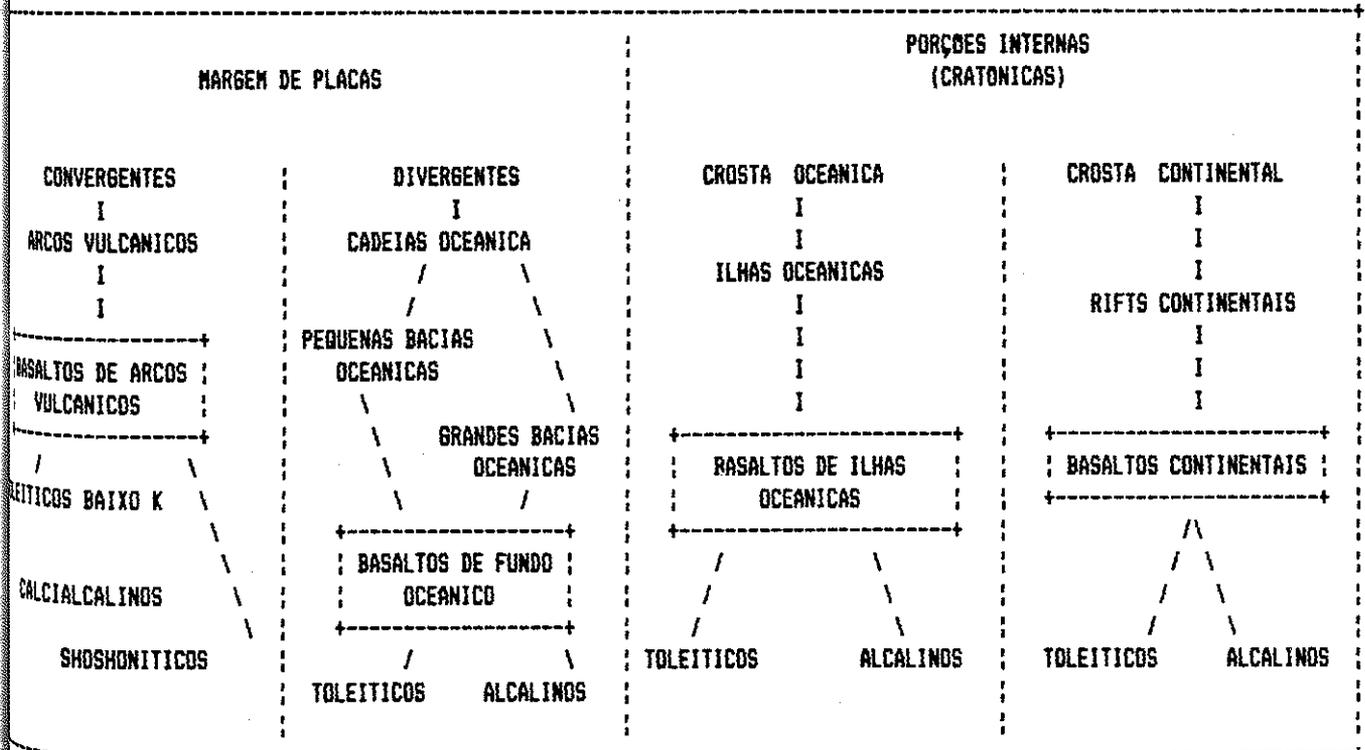


Fig. 19- Esquema de classificação para rochas vulcânicas básicas baseado no seu posicionamento tectônico conforme proposto por Pearce & Cann (1973).

Observações contidas em Wilkinson (op. cit.), quanto a divisão de basaltos e andesitos subalcalinos, e toleitos, da série baixa razão K/Na ($< 0,5\%$) e com baixos teores em Al_2O_3 ($< 16\%$), coloca como inclusos nesta associação a maior parte dos basaltos de cadeias meso-oceânicas (tipo MORB), muitos basaltos de bacias marginais, alguns toleitos de arcos de ilhas e raros toleitos continentais, conforme a classificação proposta por Pearce & Cann (1973), figura V-19.

Como forma de incrementarmos a visualização da distribuição dos elementos maiores desta associação de gabros e basaltos, normalizamos os dados para associações do tipo MORB, segundo a composição média de basaltos toleíticos oceânicos apresentados por Engel et al (1965), contidos em Hughes (1982, P 273 Tab 9.1). Como fator de comparação, acrescentamos ao diagrama os dados médios de suítes vulcânicas em regime de arco, apresentados por Geringer (1986). Estes dados estão sumarizados na figura V-20a, onde vemos o ajuste existente entre os dados aqui obtidos com suítes vulcânicas associadas a regime de arco.

ASSOCIAÇÃO DE SERPENTINITOS - A análise dos resultados obtidos sobre as amostras classificadas genericamente como serpentinitos, mostra que todas apresentam hiperstênio normativo, com teores que variam entre 20,22 e 60,54 %, com uma média de 41,3 %; todas as amostras apresentam olivina normativa, com valores variando entre 32,17 e 75,14 % com uma média de cerca de 55,00 %, valores estes que concordam com os teores de MgO , os

quais são os mais elevados da associação com valores médios em torno de 34,8 %. Seis das dez amostras contêm corindon, com valores em torno de 0,13 % demonstrando um acréscimo relativo dos teores de Al₂O₃, representados nas amostras pelo aparecimento de clinocloro constatado nos serpentinitos.

Os teores de albita, anortita e ortoclásio são extremamente baixos, ficando em torno de 0,59 em Ab, 0,85 em An e 0,37 em Or, demonstrando os baixos teores de álcalis e CaO.

Os teores de TiO₂ são extremamente baixos, situando-se todos abaixo do limite de detecção do método, qual seja de 0,05%.

Os fatores acima, parecem ser contrastantes com a série de basaltos apresentada acima, como era de se esperar.

Utilizando-se a classificação proposta por Wilkinson, op cit, podemos enquadrar, a grosso modo, esta associação dentro da série dos picritos subalcalinos, como picritos melanocráticos ricos em olivina. Os teores mínimos de olivina para associações do tipo picritos basálticos proposto por Irvine & Baragar (1971), é maior do que 25% concordando com os teores aqui obtidos de uma média em torno de 55%, além do índice de cor (M), o qual deve ser superior a 75 e que para estes serpentinitos é da ordem de 77,2, fatores que levam à uma associação sujeita a processos de concentração de máficos apontando para processos cumuláticos de geração de protólitos.

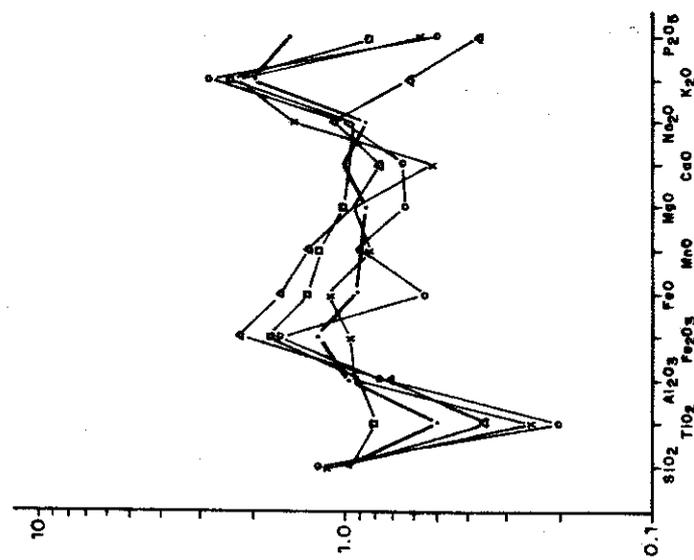


Fig.V.20a- Curvas de distribuição de elementos maiores, normalizados ao MORB, para os gabros e basaltos da associação máfico-ultramáfica. A normalização foi realizada pelos dados de composição média de basaltos toleíticos oceânicos apresentados por Hughes (1982, p.273 tab.9.1) Em destaque (negrito) os dados médios de suites vulcânicas em regime de arco, retirados de Geringer (1986).

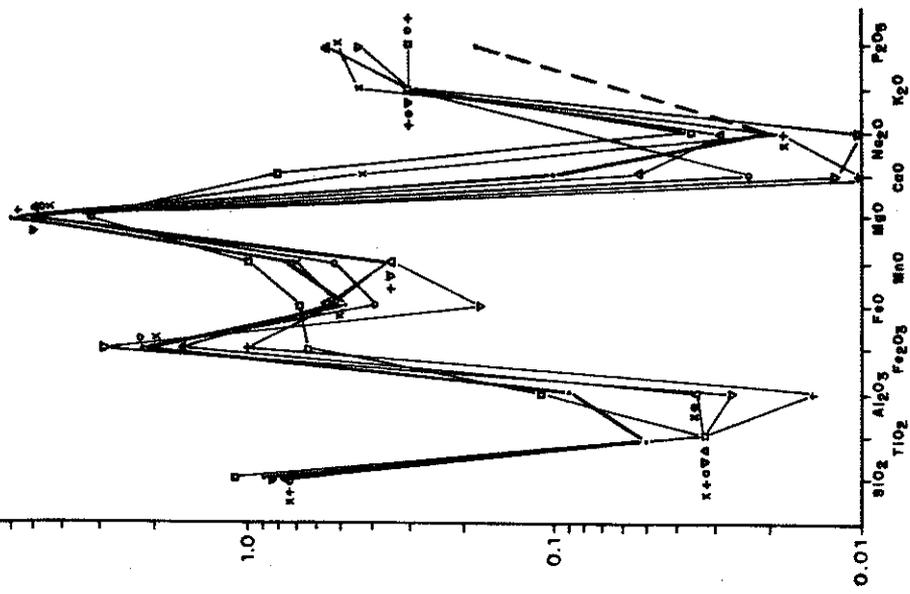


Fig.V.20b- Curvas de distribuição de elementos maiores, normalizados ao MORB, para os serpentinitos da associação máfico-ultramáfica. A normalização foi realizada pelos dados de composição média de basaltos toleíticos oceânicos apresentados por Hughes (1982, p.273 tab.9.1) Em destaque (negrito) os dados médios de 41 amostras de serpentinitos alpinos Precambrianos da região de Quseir - Egito, segundo os dados apresentados por Hamed Hathout (1983).

Como forma de incrementar a caracterização e de visualizar a distribuição dos elementos maiores desta associação, normalizamos os dados para associações do tipo MORB, utilizando os dados da composição média de basaltos toleíticos oceânicos apresentados por Engel, et al (1965), (contidos em Hughes, 1982, p.273 Tab 9.1), os mesmos utilizados para a associação de gabros, figura V-20b. A comparação dos dois diagramas, mostra a distinção entre as associações, sendo que esta mostra teores extremamente baixos em TiO_2 , Al_2O_3 , CaO e Na_2O e altos em MgO e Fe_2O_3 , sugerindo fortemente uma origem a partir de rochas cumuláticas a base de O_1 +/- Opx , como apontado.

Como termo de comparação para os serpentinitos, utilizamos os dados litoquímicos médios de 41 amostras de rochas ultramáficas serpentinizadas associadas a rochas à base de talco + carbonato, de idade Pré-Cambriana, aflorantes na região de Qena Quseir, no Egito. Observamos que a similaridade entre estas é marcante, tendo sido proposto por Hathout Hamed (1983), para esta associação de QENA QUSEIR, uma íntima correlação com o que tem sido estimado como a composição do manto superior indiferenciado, mostrando algumas similaridades com a composição estimada do manto primitivo.

O autor aponta ainda, que a ausência de metamorfismo de contato ao longo da borda da sequência ultramáfica é uma das características que levam a considerar que o emplaçamento ocorreu em condições aproximadamente frias, no estado sólido-líquido.

Muito semelhante as observações de campo entre as relações de contato entre as sequências Campestre e Arroio Lajeado as quais parecem ter se dado através de uma brecha ultramáfica, como descrito no item 5.2.1. relações de campo.

A íntima associação dos serpentinitos com gabros e basaltos, possivelmente de afiliação vulcanogênica, pode favorecer a possibilidade de cristalização fracionada de líquidos peridotíticos, gerando magmas basálticos.

ASSOCIAÇÃO METASSOMÁTICA - A análise dos resultados das amostras classificadas como metassomáticas, mostra que a diversidade dos tipos litológicos, está representada nos resultados litoquímicos. São destaque alguns pontos como, 9 das 14 amostras contêm quartzo normativo com valores variado entre 5.52 e 15.84 %, com uma média de 10.4 %, todas as amostras contêm hiperstênio, 11 das amostras contêm diopsídio, apenas 5 contêm olivina e os teores de albita, anortita e ortoclásio são extremamente baixos, assemelhando-se com os obtidos para os serpentinitos.

De uma forma geral, temos uma associação mista entre as duas anteriores, empobrecida em álcalis, com teores de Hy + Di elevado, denotando teores relativamente altos em CaO e com um excesso em sílica. Destaque-se as amostras WW-112d e WW-125 constituídas de clorita + ilmenita as quais resultaram em teores de 19.72 e 16.29 % de corindon e 4.49 e 3.80 de magnetita.

CONSIDERAÇÕES GERAIS - A plotagem de todas as amostras da associação Máfico-ultramáfica no diagrama triangular definido por Jensen (1976), o qual propõe que suites de rochas komatiíticas e toleiticas possam ser identificadas pela plotagem das percentagens moleculares entre os teores em $Al_2O_3 \times MgO \times (FeO^* + TiO_2)$, figura V-21. Demonstra que os serpentiniticos concentram-se no campo dos komatiitos peridotíticos, enquanto que os Metassomatitos apresentam um enriquecimento relativo em Al_2O_3 , mantendo os teores em $FeO^* + TiO_2$ relativamente constantes, definindo-se um *trend* em direção aos komatiitos basálticos, o qual encerra-se com os Gabros e Basaltos concentrando-se no campo dos toleitos magnesianos.

Para efeito de comparação entre a associação máfico-ultramáfica e as rochas komatiíticas definidas em outras regiões, utilizamos uma revisão de dados sobre rochas komatiíticas apresentadas por Viljoen & Pearton (1982), o qual abrange os quatro maiores Greenstones Belts da Africa, quais sejam os de Barberton, Murchison, Pietersburg e Johannesburg, contendo ainda a divisão das rochas komatiíticas nos seus subtipos, conforme definidos por Viljoen (1969), como Sandspruit, Komati, Geluk, Badplaas e Barberton.

O *trend* apresentado pelo diagrama de Jensen op cit, demonstra uma linearidade bem definida, diferindo do *trend* komatiítico na concentração dos serpentinitos, posicionados junto ao extremo magnesiano, ultrapassando os teores em MgO esperado para peridotitos vulcânicos.

Considerando-se as observações contidas em Mc Iver, et al (1982) os teores em MgO de fusões parciais do manto crescem de acordo com o incremento na profundidade de geração do magma; assim se dois líquidos são produzidos, um sob altas pressões com pequena parcela de fundido, em comparação com outro, gerado sob condições de média pressão, os teores em MgO podem ser semelhantes mas os teores em TiO₂, nos magmas gerados sob alta pressão, serão maiores. No diagrama binário MgO x TiO₂, Viljoen et al. (1982), figura V-22, verificamos que a associação de rochas serpentiniticas, mais as rochas metassomáticas, apresentam teores extremamente baixos em TiO₂, não atingindo os teores esperados para os komatiitos duniticos, posicionados no extremo magnesiano do subtipo komati, caindo abaixo do limite mínimo de estabilidade para os komatiitos em relação ao TiO₂. Quanto aos gabros e basaltos, verificamos que estes concentram-se integralmente dentro do campo de estabilidade estimado para a suíte toleítica normal. Comparação semelhante pode ser feita no diagrama binário MgO x Al₂O₃, onde vêem-se traçados os 3 principais *trends* de enriquecimento em alumina das séries komatiíticas, partindo dos termos magnesianos em direção aos termos mais diferenciados. Ao verificarmos a plotagem dos pontos neste diagrama, figura V-23, observamos que as rochas serpentiniticas apresentam uma acentuada concentração em MgO em relação aos teores em Al₂O₃, posicionando-se abaixo da linha de diferenciação dos komatiitos peridotíticos, subtipo komati, enquanto que as rochas metassomáticas apresentam um acentuado acréscimo em Al₂O₃, fora de qualquer um dos *trends* magmáticos esperados, refletindo, antes de um processo magmático, o que

achamos ser um acentuado processo metassomático com o consequente acréscimo em alumina, enquanto que os gabros e basaltos mantem posicionamento dentro dos limites dos toleitos normais.

Achamos assim, que dentro do esperado para a associação de rochas máfico-ultramáficas, o que podemos observar é um *trend* parcial em alguns diagramas como o de Jensen (op cit), o qual reflete a manutenção dos teores de $FeO^* + TiO_2$ não afetados pelos processos metassomáticos, principalmente por estarmos considerando o FeO (total), diferindo naqueles diagramas onde estão expressos os teores em Al_2O_3 e CaO , apontados petrograficamente como substancialmente remobilizados, principalmente nas rochas metassomáticas onde chegam a extremos representados por clorititos, rodingitos, tremolititos e listwaeenitos, como descritos acima.

O diagrama binário contendo a razão $FeO/(FeO + MgO) \times Al_2O_3$, de Viljoem, op.cit., figura V-24, parece confirmar as considerações acima, onde temos os teores das rochas serpentínicas junto ao vértice das origens, apontando para concentrações em máficos, com uma razão $FeO/(FeO + MgO)$ extremamente baixa e um enriquecimento em Al_2O_3 linear para a associação metassomática; o *trend* delineado pelos pontos afasta-se da linearidade apresentada pela *suite komatiítica*, apontando para rochas posicionadas fora do campo ígneo esperado para os protólitos.

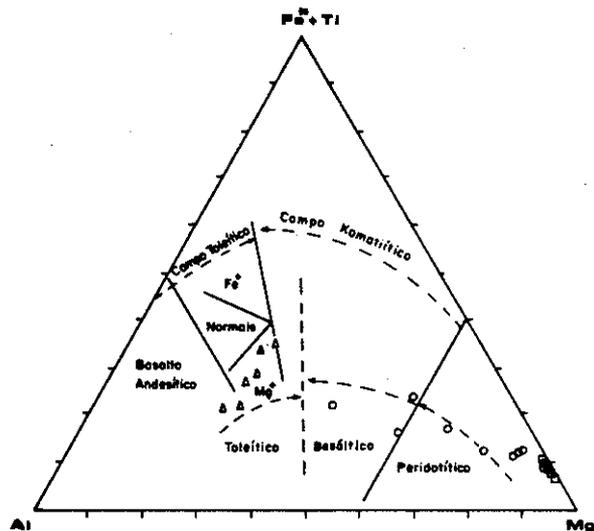


Fig.V.21- Diagrama de Jensen (1976) com a concentração dos serpentinitos no campo dos komatiitos peridotíticos, os metassomatitos espalhando-se em direção aos komatiitos basálticos e os gabros e basaltos no campo dos toleiticos.

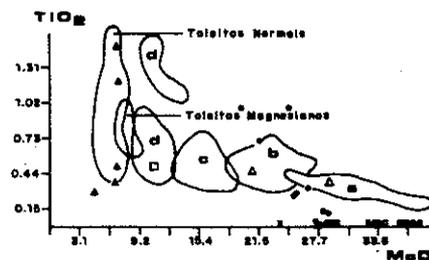


Fig.V.22- Diagrama binário levando em consideração os teores em TiO_2 e MgO , contendo os campos de estabilidade para os komatiitos peridotíticos do tipo Komati (a), komatiitos basálticos tipo Geluk (b), Badplaas (c) e Barberton (d) e para os toleiticos, segundo Viljoen, et al (1982). Em destaque identificados os campos de aparecimento do Cpx (o) e de spinifex (Δ), segundo Auvray, et al (1982).

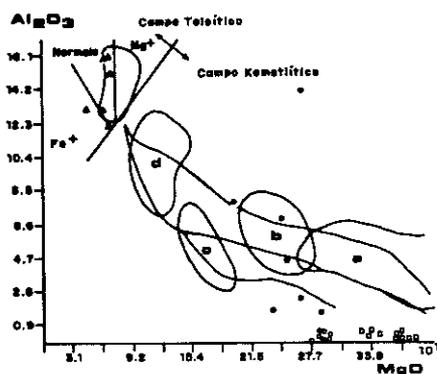


Fig.V.23- Diagrama binário levando em consideração os teores em Al_2O_3 e MgO contendo os campos de estabilidade para os komatiitos, conforme especificado na fig.22, o campo dos toleiticos ricos em Mg^{+} , Fe^{+} e normais, e delimitados os três principais trends de depleção em alumina, segundo Viljoen, et al (1982).

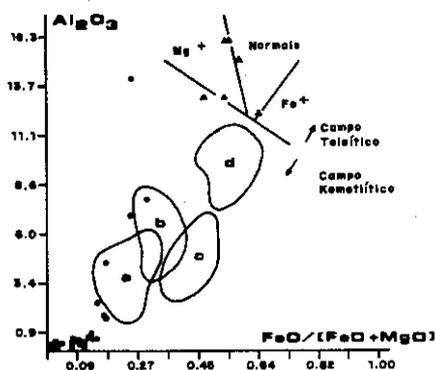


Fig.V.24- Diagrama binário levando em consideração os teores em Al_2O_3 e a razão $FeO/(FeO+MgO)$, contendo os campos de estabilidade para komatiitos e toleiticos segundo especificados na fig 23, de Viljoen, et al (1982).

Obs. pontos plotados de acordo com a simbologia estipulada na fig.V.18.

Observando-se ainda o diagrama AFM, figura V-25, acrescido do campo de estabilidade de corpos máfico-ultramáficos cumulados, com o *trend* de distinção para séries toleíticas e calcialcalinas, nota-se a íntima afinidade dos corpos ultramáficos, representados tanto pelos serpentinitos quanto pelos metassomatitos, com rochas cumuláticas contendo baixos teores em ferro, compatíveis com a composição de dunitos cumulados relacionados a complexos alpinos.

Da mesma forma, no diagrama triangular contendo $\text{CaO} \times \text{MgO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$, figura V-26, a plotagem dos pontos demonstra que as rochas serpentiniticas concentram-se junto ao extremo magnésiano, fonte estimada para a composição olivina + orto piroxênios, correspondendo a composição de peridotitos metamórficos, enquanto que as rochas metassomáticas concentram-se no campo dos cumulados ultramáficos e os gabros e basaltos nos cumulados máficos. Acrescentamos ainda o ponto médio referente a composição do MORB, onde vê-se a íntima afinidade dos gabros aqui apresentados, com a composição estimada para os basaltos de cadeias meso-oceânicas.

Em um diagrama triangular semelhante ao anterior, construído com os teores de $\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{MgO}$, e contendo um sumário de campos ígneos apresentados por Condie (1981), figura V-27, verificamos a concentração das rochas serpentiniticas junto ao extremo magnésiano, detendo teores inexpressíveis de CaO e Al_2O_3 , ultrapassando todos os campos de estabilidade sugeridos para as rochas komatiíticas e parecendo não demonstrar qualquer *trend* de diferenciação compatível com diferenciação magmática, os quais

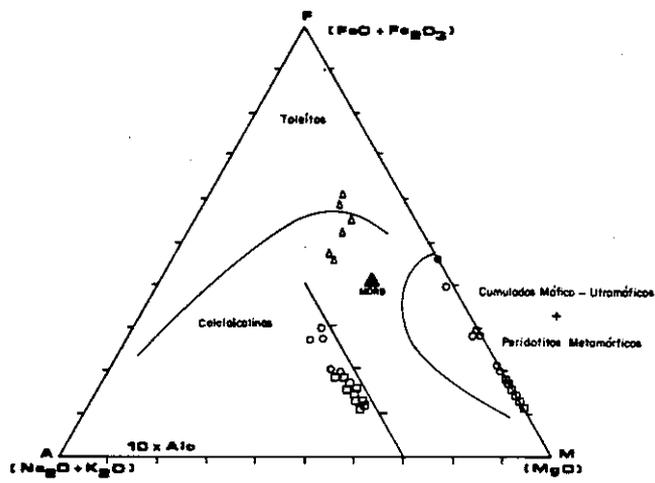


Fig.V.25- Diagrama triangular AFM, contendo os agrupamentos de rochas serpentínicas e metassomáticas concentrados no campo dos peridotitos metamórficos e cumulados máfico-ultramáficos, de acordo com Coleman (1977). O triângulo em destaque representa a composição química média de basaltos do tipo MORB. No detalhe, ampliação de trecho do vértice FM, com $10x(Na_2O+K_2O)$.

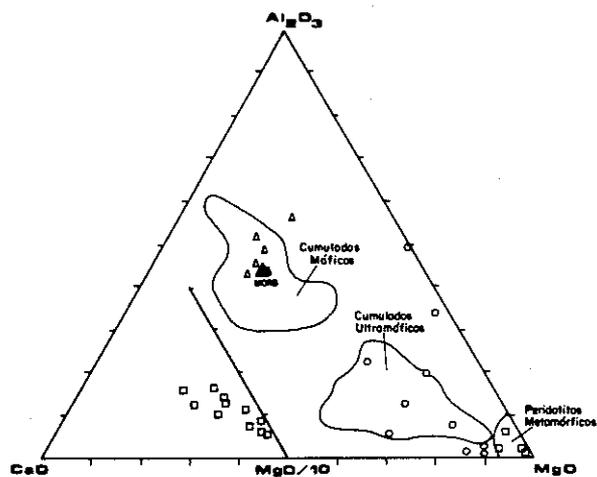


Fig.V.26- Diagrama triangular $CaO-Al_2O_3-MgO$, com as rochas serpentínicas concentrando-se no campo dos peridotitos metamórficos e as metassomáticas com os cumulados ultramáficos. O triângulo em destaque representa a composição química média de basaltos do tipo MORB. No detalhe, ampliação do vértice MgO , com $MgO/10$. Campos retirados de Coleman (1977).

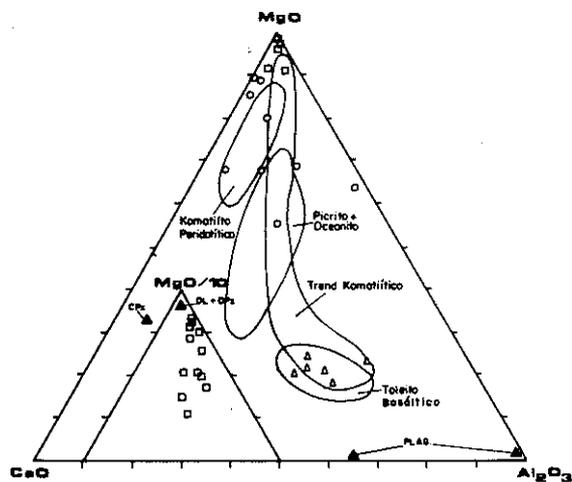


Fig.V.27- Diagrama triangular $CaO-MgO-Al_2O_3$, mostrando no detalhe a ampliação do vértice MgO , com $MgO/10$, e contendo o ponto estimado para a composição de $Ol + Opx$ (dunito harzburgito). Trends retirados de Condie (1981) e pontos composicionais de Auvray, et al (1982).

Obs. pontos plotados de acordo com a simbologia estipulada na fig.V.18.

deveriam acompanhar uma certa coerência entre os vários litótipos considerados, desde que pertencentes a uma mesma fonte magmática diferenciada ao longo dos processos de emplaçamento. Afastando-se destas características próprias a processos ígneos constantes de diferenciação, temos uma concentração das rochas serpentiniticas, dunitos metamórficos, no extremo magnesiano, enquanto que as rochas metassomáticas, caracterizadas pelo aparecimento de cloritas e carbonatos distribuem-se aleatoriamente em direção ao vértice $\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ do diagrama. Associado a este fato, temos a concentração de todas as amostras representativas dos corpos gabróicos dentro do campo estabelecido para basaltos toleíticos normais, caracterizando a divisão nas três distintas suítes de rochas constituintes deste complexo.

5.2.2.6.-DADOS BASEADOS EM ELEMENTOS TRAÇO

Dentre os vários autores envolvidos na avaliação da mobilidade de elementos traço, e sua aplicação no tratamento de dados petrogenéticos como Beswick & Soucie (1978), Floyd & Winchester (1975), Condie (1981), Gélinas et al (1982) e Ludden, Jr., et al (1982), parece haver um certo consenso entre a imobilidade de alguns elementos, principalmente entre aqueles elementos de largo com raio iônico e os ETR. Como base para a seleção das melhores opções, selecionamos o trabalho de Ludden (1982), o qual trabalhando juntamente com Gélinas em uma

sequência de rochas metavulcânicas máficas na região de Abitibi, chegaram a algumas conclusões que achamos possam ser úteis para as rochas máfico-ultramáficas da área.

Os diversos autores acima citados apontam como um dos problemas fundamentais na identificação das características litoquímicas primárias, a distinção entre as características induzidas pelos processos de alteração, daquelas representativas dos processos petrogenéticos como fusão parcial e cristalização fracionada, visto que durante os processos de fusão parcial a incompatibilidade relativa dos elementos não é alterada. Assim, podemos utilizar elementos de largo raio iônico como Zr, Ti, Y, e os elementos de Terras Raras ETR, de menor mobilidade, na tentativa de um modelamento. Entretanto, não descartando a possibilidade de sob processos de alteração extremos, que os ETR possam vir a ser lixiviados e redepositados junto com os fluidos metassomáticos ricos em carbonatos e potássio, enquanto que as razões Zr/Y e Zr/Ti possam permanecer inalteradas. Rubídio, bário e em menor proporção o estrôncio, são móveis em todo o processo de alteração.

Ludden (1982), coloca que o comportamento geoquímico de certos elementos é muito semelhante ao dos ETR, assim Sr = Pr; P = Nd; Zr = Sm; Ti = Eu e o Y = Ho. Porém, se estes são elementos passíveis de serem utilizados nas considerações petrotectônicas para a sequência máfico-ultramáfica, apontamos mais um problema, o qual pode ser visualizado nas tabelas onde constam os resultados de elementos maiores e traços, onde podemos verificar

que as concentrações dos elementos incompatíveis como P, Zr, Y, Ti mostram valores muito baixos, onde cerca de 60% das amostras analisadas encontram-se abaixo dos limites de detecção. Se por um lado, dificulta no tratamento em certos gráficos, por outro serve como critério distintivo de determinadas associações, as quais serão citadas no decorrer do texto.

Os elementos traço assim selecionados, utilizados nas amostras compatíveis com a sua aplicação, foram colocados em diagramas discriminantes, onde foram plotados os teores em TiO₂, Zr, Y, Cr e Ni. Podemos observar que, no diagrama log Ti x log Cr, figura V-28, o qual separa os basaltos de margem de placas em basaltos de arcos de ilhas e basaltos de assoalho oceânico conforme proposto por Pearce (1982), que o agrupamento posiciona-se no campo das sequências de basaltos em regime de arco de ilhas; já o diagrama log TiO₂ x log Zr, figura V-29, mostra que a associação apresenta baixos teores de TiO₂, associados a basaltos de arcos vulcânicos e com uma superposição na área do MORB, conforme os campos definidos por Pearce & Gale (1977). As razões dos elementos incompatíveis Zr/Y x Ti/Y.100 plotados no diagrama que separa as associações de basaltos internos a placa e marginais, conforme Pearce & Gale, op.cit., figura V-30, demonstra que todas as amostras caem no campo dos basaltos marginais.

No diagrama Ti/Cr x Ni, figura V-31, podemos observar que a associação como um todo, serpentinitos + metassomatitos, posiciona-se no campo dos toleitos de assoalho oceânico, enquanto

que os gabros e bsaltos aproximam-se e ultralpassam, o campo dos toleitos de arcos de ilha, conforme definidos por Beccaluva et. al. (1982).

A consistência dos dados químicos nos diversos diagramas, associados aos dados de elementos maiores, nos levam a considerar que ao menos uma porção da associação, notadamente aquela definida como gabros e basaltos, demonstra afinidades com rochas de características toleíticas baixo potássio, associadas a regime de arco.

Quanto as rochas mais magnesianas, com MgO entre 32,7 e 40,2 % e teores de SiO₂ entre 35,8 e 42,2 %, com teores de elementos incompatíveis muito baixos, e que foram descritos como serpentinitos e listwaeenitos, supõe-se sejam rochas cumuláticas, cuja composição química ultrapassa os limites considerados como normais e compatíveis para líquidos ultramáficos, os quais assim como definido por Beswick (1972), são da ordem de 32 % MgO, sendo que a maioria detêm limites inferiores a 30% para o MgO e teores de SiO₂ abaixo de 53%.

As rochas serpentiniticas, acham-se altamente enriquecidas em Ni, Co e Cr, gerando os teores mais elevados em elementos traço de toda a associação, principalmente quanto aos teores em Ni, os quais variam entre 1400 e 3800 ppm e de Co, os quais

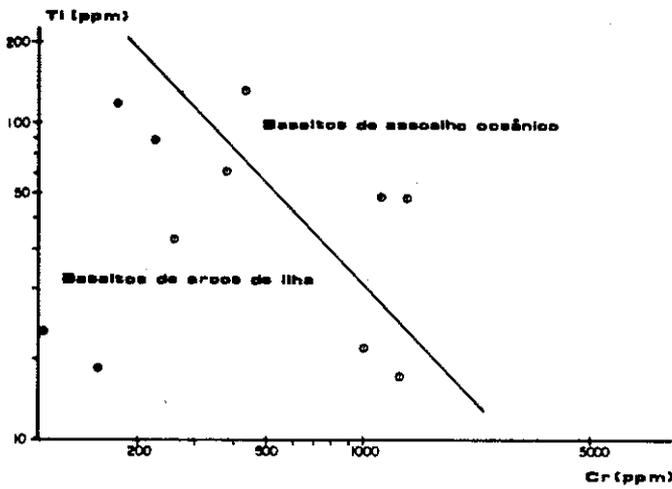


Fig.V.28- Diagrama discriminante utilizando o log de Ti e Cr contendo os campos estipulados para basaltos associados a Arcos de Ilhas e Assoalho Oceânico, conforme proposto por Pearce & Gale (1977).

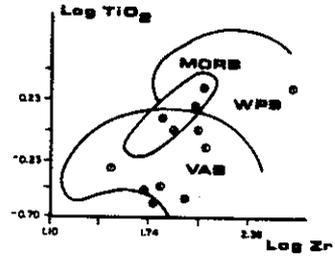


Fig.V.29- Diagrama discriminante utilizando o log de Zr e TiO_2 , delimitando os campos dos basaltos internos a placa (WPB), de arco vulcânico (VAB) e de cadeia meso-oceânica (MORB), conforme proposto por Pearce (1982).

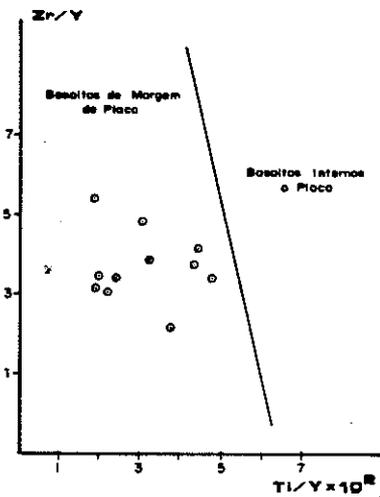


Fig.V.30- Diagrama discriminante utilizando as razões de elementos incompatíveis Zr/Y versus $Ti/Y \times 10^2$, ilustrando as afinidades de uma parcela da associação máfico-ultramáfica com basaltos relacionados à margem de placas, conforme proposto por Pearce & Gale (1977).

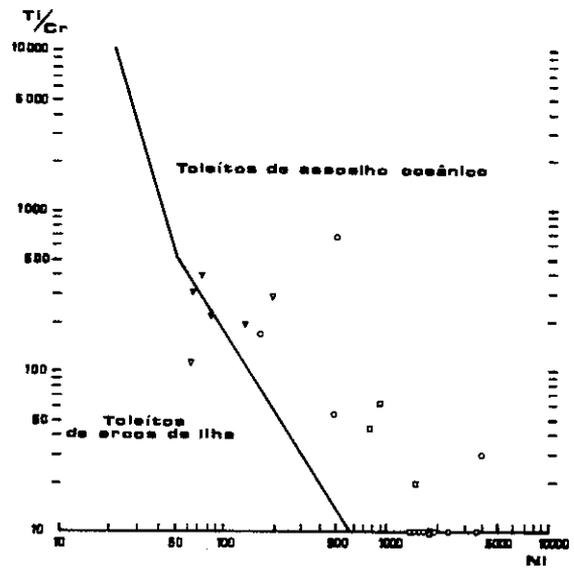


Fig.V.31- Diagrama discriminante utilizando a razão Ti/Cr versus Ni , como critério distintivo entre taleitos de assoalho oceânico e de arco de ilhas, conforme proposto por Beccaluva, et al (1982)

Obs. pontos plotados de acordo com a simbologia estipulada na fig.V.18.

variam entre 70 e 120 ppm. Os teores de Cr, normalmente distintos das associações cumuláticas, mostra teores que se superpõem à associação metassomática, com números variando entre 600 e 4400 ppm de Cr, detendo, no entanto, as duas amostras com os maiores teores da associação.

Segundo as considerações tecidas por Beswick (1972), as rochas com composições mais próximas da constituição de líquidos, as quais teriam como características petrográficas o desenvolvimento de texturas spinifex pelo fato de possibilitarem seu emplacamento na forma de derrames, seriam aquelas onde os teores de Cr atingiriam a sua concentração máxima, da ordem de 3000 ppm, e onde os teores de Ni seriam tipicamente inferiores a 1500 ppm. O que indicaria, entre outros pontos, de que a cromita não seria uma fase líquida para a fração de líquidos cumuláticos, e sim de concentração nas frações líquidas menos magnesianas, mantendo um coeficiente de participação com os líquidos olivínicos abaixo de 1.

Observando-se os dados obtidos para a associação, vemos que os teores de elementos traço, Ni, Cr, Co, acompanham um *trend* constante de enriquecimento, atingindo valores maiores do que os esperados para as associações de komatiitos e com concentrações maiores justamente nas frações não equivalentes às esperadas para sua cristalização pois os maiores teores atravessam a composição estimada para os líquidos de alto MgO e concentram-se nos serpentinitos cumulados.

Considerando-se a composição total da associação de serpentinitos, verificamos que estes apresentam teores muito baixos de Al_2O_3 , o qual varia entre 0,24 e 0,71 %, e CaO entre 0,07 e 0,63%. A projeção destes elementos maiores para os protólitos parece caracterizar rochas duníticas, harzburgíticas e lherzolíticas de complexos metamórficos peridotíticos. Este fato sugere uma fonte a partir da base de sequências de assoalho oceânico, abaixo dos peridotitos cumuláticos e dos membros máficos da sequência as quais apresentam-se com teores de CaO variando entre 0,14 e 11,3 os quais são característicos de lherzolitos e rochas cumuláticas de complexos intrusivos. Fatos semelhantes foram observados por Coish & Rogers (1987), os quais acrescentam, além dos baixos teores em Al_2O_3 e CaO para as rochas serpentiniticas de assoalho oceânico, teores extremamente baixos em TiO_2 e P_2O_5 , os quais ficam abaixo do limite de detecção do método, qual seja, abaixo de 0,05 %. Este fato também vê-se confirmado através dos elementos traço Zr e Y, os quais apontam valores inferiores a 30 ppm de Zr, e inferiores a 10 ppm para o Y.

Sequências de corpos ultramáficos, associados com metagabros e uma grande variedade de rochas vulcânicas na forma de metabasaltos metandesitos, metadacitos, tufos e aglomerados tem sido descritos por, Hathout (1983), Nuweilin & Hadarba (1983), para várias áreas do Egito onde a composição dos serpentinitos acompanha com grande fidelidade os dados obtidos para os serpentinitos aqui abordados, pertencendo a associações máfico-ultramáficas desmembradas, do tipo alpino.

Os valores de Ni, Co, Cr apresentados, associados com os dados dos elementos maiores como Al₂O₃, MgO, SiO₂, incluindo-se nestes a razão existente entre MgO/(MgO + FeO), a qual mostra-se com valores constantes variando na faixa entre 0,82-0,88 sugerem que os serpentinitos detenham uma íntima relação com o que tem sido estimado como a composição do manto superior indiferenciado.

5.2.2.6.- DADOS BASEADOS NOS ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA - EGP

A utilização de elementos do grupo da platina ou platinóides - EGP tem sido considerada, por vários pesquisadores, como uma das mais importantes ferramentas nas considerações sobre, a constituição mineralógica, as potencialidades metalogenéticas, e os processos de evolução crustal, para associações máfico-ultramáficas. Assim, pesquisadores como Keays (1982), tem tecido considerações quanto ao fracionamento ocorrido no manto primitivo através dos teores em EGP e das razões Pd:Ir; Stumpfe (1986), tem se dedicado a estudar a influência dos fluidos pós-magmáticos e voláteis na concentração dos EGP em complexos ultrabásicos acamadados; e Prichard, et al (1986), tem atentado para a concentração dos EGP nos diferentes litótipos constituintes de complexos ultramáficos ofiolíticos.

Na tentativa de utilizarmos esta importante ferramenta na solução dos problemas encontrados para a associação máfico-ultramáfica aqui detalhada, selecionamos quinze (15) amostras, as quais foram submetidas à análise de EGP (Os, Ir, Ru, Pt e Pd), tendo sido escolhidas para tanto, 05 amostras de cada litofácies constituintes da suíte máfico-ultramáfica, quais sejam, gabros e basaltos, serpentinitos, e metassomatitos, tabela V-06. Estas também fazem parte do grupo de amostras descritas acima, contando assim com os resultados para os principais óxidos e elementos traço, parcialmente discutidos. Os resultados obtidos, apesar de preliminares e de expressarem, em parte, resultados próximos aos limites de detecção dos métodos analíticos, representam a primeira tentativa em utilização deste grupo de elementos para elucidação de problemas petrológicos do sul do país, podendo vir a servir para incrementar modelamentos petrológicos futuros. Os resultados obtidos serviram para a indicação das afinidades genéticas e posicionamento nas séries magmáticas, tendo-se em vista as considerações obtidas quanto a constituição dos protólitos e a comparação com os dados de outras associações máfico-ultramáficas.

A geologia dos elementos do grupo da platina - EGP, oferece um importante suporte para as considerações petrogenéticas para as rochas komatiíticas, bem como para outros tipos de rocha máfico-ultramáficas; os seis elementos deste grupo (Pd, Pt, Rh, Ir, Os e Ru) demonstram, assim como descrito por Keays, op cit, fortes tendências calcófilas e siderófilas, estando fortemente enriquecidos em qualquer mineral metálico ou sulfetado. Assim,

são comuns as considerações sobre os teores em EGP, nos horizontes cromitíferos de tais associações, como os descritos para os horizontes de cromititos de complexo ofiolíticos e estratiformes por Talkington & Watkinson (1986), ou para a zona de sulfetos e cromita do Complexo Ofiolítico de Creek, descrito por Economo, (1986).

	SERPENTINITOS					METASSOMATITOS					GABROS E BASALTOS				
	WW-098b	WW-105a	WW-112a	WW-121a	CP-230	WW-101b	WW-112b	WW-112d	WW-119b	WW-125	WW-099	WW-107	CP-217a	CP-218c	CP-231
ppb:	2.0	-1.0	1.0	1.0	2.0	1.0	-1.0	-1.0	-1.0	2.0	3.0	2.0	3.0	1.0	1.0
ppb:	-3.0	-3.0	-3.0	-3.0	3.0	-3.0	-3.0	-3.0	-3.0	3.0	-3.0	-3.0	3.0	-3.0	-3.0
ppb:	1.0	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0	1.0	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0
ppb:	-3.0	-3.0	-3.0	-3.0	-3.0	6.0	-3.0	-3.0	-3.0	-3.0	-3.0	3.0	-3.0	-3.0	-3.0
ppb:	-5.0	-5.0	-5.0	-5.0	-5.0	-5.0	-5.0	-5.0	-5.0	-5.0	-5.0	-5.0	-5.0	-5.0	-5.0
ppb:	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0
ppb:	10	5	10	10	30	10	35	10	10	45	120	55	140	95	70
ppb:	1800	2400	2700	1675	1750	1550	1925	1250	1750	460	70	185	65	125	80
ppb:	33.6	38.0	37.3	32.7	33.4	26.5	28.6	25.1	28.9	19.7	6.9	6.3	6.9	7.1	6.7

V.06- Teores em platinoides - EGP, Cu, Ni e MgO obtidos para a sequência mafico-ultramáfica Arroio Lajeado.

Nos magmas subsaturados, tipo TRS, que não detêm uma fase silicatada individualizada, como os descritos por Keays, op cit, os EGP exibem um comportamento anômalo, onde o Pd, Pt e Rh concentram-se no líquido, enquanto o Ir, Os e Ru tendem a ser retidos nas fases minerais silicatadas como olivinas e outros. Os EGP podem assim fornecer informações únicas, no importante desenvolvimento dos processos atuantes na geração de magmas ultramáficos.

Considerando-se os valores médios apresentados por Keays, para associações de komatiitos detalhados nas regiões de Munro Township e no Oeste Australiano (komatiitos com textura spinifex STKs), tabela V-07, as médias de 9.2 ppb em Paládio e de 1.47 em Iridio, levam a uma razão Pd : Ir de 6,26, a mais baixa e mais primitiva razão obtida para qualquer líquido magmático terrestre.

Observando-se os dados obtidos para a associação de serpentinitos aqui tratadas, os quais apresentam uma constituição química supostamente próxima a de líquidos ultramáficos komatiíticos, à semelhança de outros complexos, observamos que os teores de Paládio posicionam-se entre menos de 1.0 e 2.0 ppb, e os de Iridio, abaixo de 5.0 ppb (limite de detecção), acompanhados pelos teores de 2065 ppm para o níquel e de 13 ppm para o cobre contra teores de 798 ppm de Ni, e 68 ppm de Cu respectivamente para os komatiitos com Spinifex, ou seja, de cerca de 2,5 vezes acima dos limites esperados para o níquel, e de 5 vezes abaixo para o cobre.

Considerando-se por outro lado, os komatiitos duniticos, contendo teores negligenciáveis de sulfetos magmáticos, com MgO maior que 40%, apresentados por Keays, op.cit., verificamos que estes mostram uma estreita variação nos teores de Iridio, contendo valores mais altos (Ir 7.08 +/- 0,86 ppb), e menores e mais variáveis em Paládio (Pd 2.2 +/- 1.9 ppb), os quais parecem novamente contrastar com os dados dos serpentinitos aqui apresentados, os quais detêm teores mais baixos tanto em Iridio quanto em Paládio.

		←-----									
AMOSTRAS:		Pd (ppb)	Pr (ppb)	Rh (ppb)	Ru (ppb)	Ir (ppb)	Os (ppb)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	MgO(%)	
KAMBALDA	(#)	16	11.1			1.42		68	798	23.55	
LONG SHOOF		6	7.5			1.29		70	1140	24.32	
MOUNT CLIFFORD		15	8.0			2.50		59	1220	26.62	
MUNRO TOWNSHIP		5	10.2			0.56		38	1130	24.36	
KOMATIITOS (^)											
Com spinifex		42	5.2	8.2	5.5	1.47	2.7				
Duniticos		47	2.2			7.08					
KOMATIITOS BASALTICOS											
KAMBALDA		5	15.5			0.35					
WARDEN TOWNSHIP		2	15.3			0.44					
MODULOS ULTRAMAFICOS DO MANTO											
Esp.Lherzolitos		32	4.0			3.6					
Basaltos de Assolho Oceanico		13	0.7			0.017					
ESTE TRABALHO (#)											
-Serpentinitos		5	<1.0-2.0	<3.0-3.0	<1.0-1.0	<3.0	<5.0	<2.0	13	2065	35.00
-Metassomatitos		5	<1.0-2.0	<3.0-3.0	<1.0	<3.0-6.0	<5.0	<2.0	22	1387	25.76
-Basaltos		5	1.0-3.0	<3.0-3.0	<1.0-1.0	<3.0-3.0	<5.0	<2.0	96	105	6.78

Tabela V.07- Sumario de teores de platinoides - EGP, Cu, Ni e MgO, em rochas komatiiticas, comparados com outras associacoes mafico-ultramaficas e com os dados obtidos neste trabalho. (#) komatiitos com spinifex; (^) media de rochas komatiiticas. (#) variacoes maximo e minimo dos teores obtidos neste trabalho. Dados parcialmente compilados de Keays (1982).

Podemos verificar ainda, que também os teores em Platina, Rutênio e Osmio, respectivamente de 9.2, 5.5 e 2.7 ppb, médios para os TKs, posicionam-se acima dos teores obtidos para a região, os quais variam entre menos de 3.0 e 3.0 ppb para a platina, menos de 3.0 ppb para o Rutênio e menos de 2.0 ppb para o Osmio, posicionando-se abaixo do esperado.

Os resultados para EGP assim obtidos, parecem indicar afinidades outras para a associação máfico-ultramáfica tratada, do que a esperada para lavas komatiíticas.

5.2.2.7.- DADOS BASEADOS EM ELEMENTOS TERRAS RARAS -

ETR

Sobre a sequência máfico-ultramáfica foram selecionadas, dentre as 30 amostras analisadas para elementos maiores e traços, 15 amostras para serem submetidas à análise de elementos terras raras, ETR; destas 15 amostras, 5 representam a associação de gabros e basaltos, 5 a associação metassomatitos, e 5 a associação de serpentinitos. Dado os baixos teores em ETR das amostras encaminhadas, 5 amostras não puderam ser computadas, pois os teores estavam abaixo dos limites de detecção do método assim, serão apresentados os dados analíticos de 5 amostras da associação gabróica, 1 serpentinito e 4 amostras de xistos magnesianos, tabela V-08.

A falta de teores detectáveis de ETR sobre os serpentinitos vem de encontro as considerações iniciais de que a constituição original destas rochas baseava-se em acumulados duníticos, troctolíticos e/ou hazburgíticos, onde a assimilação de ETR nestes líquidos olivínicos é muito baixa.

A sequência de rochas gabróicas e basálticas mostra um padrão de variação com um *trend* que sugere um fracionamento entre os termos gabróicos máficos e os basaltos, figura V-32, estando um padrão relacionado ao outro. Assim, para os termos iniciais da série temos um enriquecimento em ETRP e teores mais baixos de ETRL, figura V-32a, iniciando com teores de La na ordem de 3,31 e terminando com teores de Lu na ordem de 16,94, os quais caracterizam magmas máficos com fracionamento negativo e razões La/Lu da ordem de - 0,19.

Para os termos intermediários, temos um *trend* de variação aproximadamente horizontalizado, figura V-32b com alinhamento geral em cerca de 10 vezes o padrão condrito. Os teores de Lantânio variam entre 10,71 e 11,89 e os de Lutécio entre 5,51 e 13,39, dando razões La/Lu variando entre - 0,89 e 1,94.

Para os termos diferenciados, podemos observar um fracionamento mais acentuado para as ETRP, e teores de ETRL mostrando um claro enriquecimento, figura V-32c, materializado nos teores de Lantânio variando entre 36,92 e 55,80 vezes o padrão condrito com razões La/Lu da ordem de 4,26 a 8,86 vezes o padrão condrito.

	CP										WW																				
	217a	218c	228a	229a	231	098b	099	101b	105a	107	112a	112b	112d	119b	125	1.60	7.52	5.01	L1.5	2.02	L1.5	19.0	2.62	L1.5	25.9	L1.5	9.16	6.97	L1.5	12.7	
Ce																															
Sm																															
Yb																															
La																															
Nd																															
Eu																															
Gd																															
Dy																															
Er																															
Lu																															
Ho																															

Tab. V.08 - Valores de Elementos de Terras Raras obtidos para as Rochas da Se-
quência Arroio Lajeado.

Segundo as observações realizadas por Ramsay et al. (1984), sobre olivina toleitos magnesianos aflorantes como picritos de arco nas ilhas vulcânicas da região de New Georgia, onde a associação mineral é muito rica em olivinas (Ol >> Cpx), o conteúdo em ETR varia regularmente com o decréscimo em MgO, onde o padrão geral dos ETR tende a ascender essencialmente paralelo para padrões mais elevados, com um pequeno enriquecimento no padrão de ETRL, refletindo a baixa afinidade dos ETR com rochas dominadas pelo fracionamento de olivinas.

Nos termos mais diferenciados vemos o aparecimento de uma leve anomalia negativa em Európio.

A sequência de rochas metassomáticas na forma de xistos magnesianos, mostrou duas formas distintas de resposta, com padrões aparentemente homogêneos e de afinidades em termos de rocha original distintos. No primeiro, figura V-33a, temos um padrão algo fracionado, com teores de Lantânio variando entre 7.40 e 12.12 vezes o padrão condrito e teores de Lutécio variando entre 2.20 e 2.36 vezes o padrão condrito, caracterizando uma razão La/Lu da ordem de 3.36 a 5.09 vezes o condrito. Temos assim caracterizado um fracionamento de ETRP e padrão geral cerca de 5 vezes a razão inicial. Nesta associação delinea-se uma clara anomalia positiva de Európio materializada por uma razão positiva em Eu/Eu* variando entre valores de 1.71 e 1.76.

O segundo, figura V-33b, padrão está representado por *trends* lineares de variação dos ETR, com razões iniciais da ordem de 20.81 a 28.33 vezes o padrão condrito e teores de Lutécio entre 1.97 e 5.12 vezes o condrito, caracterizando rochas muito fracionadas, tendo-se em vista as características ultramáficas dos xistos magnesianos.

Uma terceira amostra, figura V-33c, representando os serpentinitos, demonstra uma anomalia negativa em Ce, com uma razão Ce/Ce* da ordem de -4.28 e um *trend* de variação semelhante aos reportados para ambientes altamente oxidantes, transformando o Ce+3 em Ce+4, o qual passa a ser retirado por lixiviação do sistema.

Sugere-se que estes padrões possam estar associados a protólitos de constituição lherzolítica-harzburgítica, a semelhança dos padrões obtidos para os corpos ultramáficos de troodos, tanto gabróticos quanto serpentiniticos, como os descritos por Thy & Moores (1988), e Frey (1984).

Verificando-se a constituição química global da associação de rochas máfico-ultramáfica, podendo dizer que:

- A presença de ortopiroxênio normativo e ausência de nefelina; os baixos teores em elementos incompatíveis, particularmente K, Rb, Nb, Ti, Zr, Y, e os padrões de variações de ETR, com razões La/Lu normalmente próximos à unidade, teores totais de ETR por volta de 10 vezes o condrito e anomalias

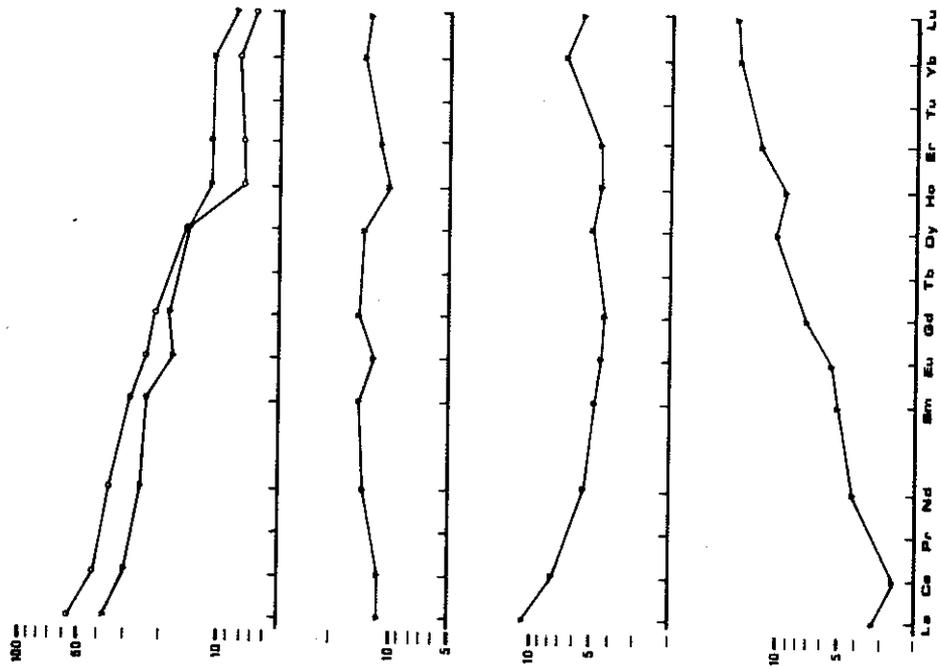


Fig.V.32- Padrões de distribuição de EPR, normalizados à condri-
to segundo Evensen (1978), para os litótipos da Associação de Ga-
bros e Basaltos mostrando a diferenciação progressiva existente
entre as frações cumuláticas e residuais da associação.

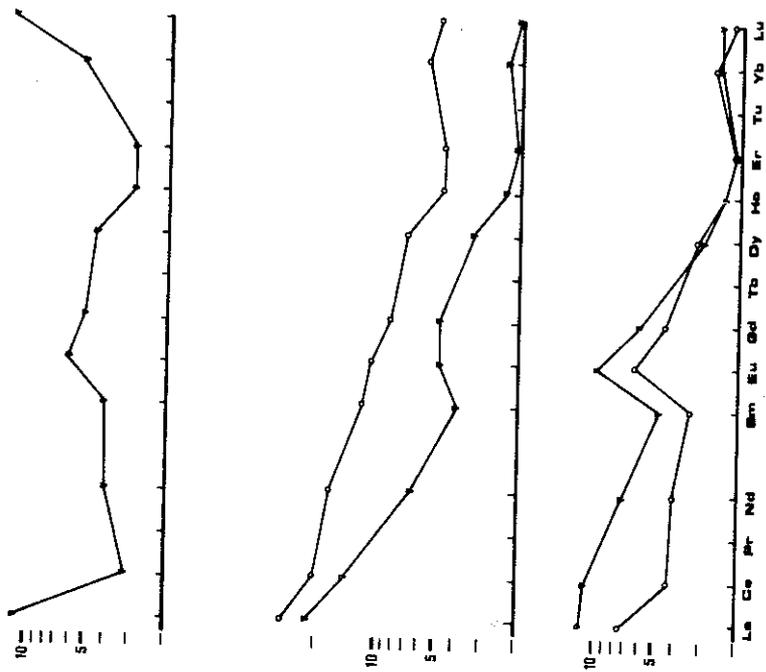


Fig.V.33- Padrões de distribuição de EPR, normalizados à condri-
to segundo Evensen (1978), para os litótipos da Associação Mc-
tassomática, com configurações semelhantes a protólitos Iberzoll-
ico-harzburgticos.

positivas em Európio, apontam para afinidades na associação para basaltos toleíticos relacionados, possivelmente, a áreas de margem continental. Algumas das características desta associação contidas em Cullers & Graf, in Anderson (1985), são, o ETR = 15.2-322 ppm, $(La/Lu)_{cn} = 0.5-7.6$ e $Eu/Sm = 0.16-0.55$, valores estes muito semelhantes aos obtidos para a sequência.

- A maioria dos modelos de formação de magmas toleíticos assume uma gênese a partir da fusão de cerca de 20-30 % do manto peridotítico. Os toleitos com os maiores teores de ETR (La entre 30-80 e Lu entre 5-20) estão associados a fusão de peridotitos com teores de ETR acima dos condritos.

- Existe um *overlap* considerável entre vários grupos ou associações de rochas ultramáficas, no que diz respeito aos conteúdos de ETR. Assim, classificações de associações como esta passam por basaltos toleíticos de cadeias oceânicas tipo transicional N-Morb, complexos intrusivos, arcos de ilhas, komatiitos basálticos, ou bacias de back arc, assim, as classificações ficam baseadas em uma associação de dados onde o modelo proposto passa primeiro pelas considerações de campo, passando aos dados petrográficos, elementos maiores, elementos traço, e platinóides ETR.

5.2.3.- APANHADO GERAL SOBRE A SEQUENCIA ARROIO

LAJEADINHO

1. A sequência máfico-ultramáfica constituiu-se em três associações litológicas fundamentais: a) rochas gabróicas e basálticas; b) rochas serpentínicas; e c) uma associação metassomática resultante das alterações físicas e químicas atuantes sobre os protólitos.

2. As relações de contato entre a sequência Arroio Lajeado e a Sequência Campestre apontam para processos de falhamentos tipo *thrust* de baixo ângulo, com o cavalgamento desta sobre aquela, ao longo de uma zona de brechas ultramáficas.

3. Os indicadores sinemáticos apontam para processos de encurtamento crustal, com vergências de oeste para leste.

4. As rochas da associação de gabros e basaltos apresentam algumas texturas preservadas como, intergranular, porfírica e glomeroporfírica.

5. As texturas e associações litológicas apontam para origens extrusivas para as rochas metabasálticas, demonstrando afinidades com rochas toleíticas normais, baixo potássio, associados a regime de arco.

6. A associação de rochas serpentínicas consiste de proporções variáveis de protólitos cumuláticos, aparentemente constituídos a partir de líquidos olivínicos tipo hazburgitos, lherzolitos, e dunitos, relacionados a complexos alpinos.

7. Os processos metassomáticos sobre a associação serpentínica gerou rochas constituídas a base de magnesita + talco, classificadas como listwaeenitos.

8. Paragêneses do tipo olivina + talco +/- clinocloro +/- tremolita +/- magnesita e do tipo hornblenda + plagioclásio +/- pistacita +/- clorita, apontam para uma fácies metamórfica entre o epidoto-anfibolito e o anfibolito.

9. Os dados químicos de elementos maiores acompanham a divisão petrográfica original, nas três associações descritas.

10. A classificação dos gabros através de elementos maiores é de picritos subalcalinos próximo de, olivina andesito toleíticos baixo potássio.

11. Os dados composicionais apontam para rochas associadas a suítes vulcânicas em regime de arco.

12. A composição, química dos serpentinitos com a projeção dos elementos maiores Al_2O_3 , CaO , TiO_2 e P_2O_5 , confirma protólitos dunitico-hazburgíticos de complexos metamórficos peridotíticos.

13. Os elementos incompatíveis Zr, Ti, Y, P e elementos terras raras-ETR foram considerados como imóveis, tendo sido utilizados como base nas classificações e considerações petrotectônicas.

14. Os diagramas discriminantes utilizados apontam para uma composição de basaltos de arcos de ilhas e de margem de placa para a associação de gabros e basaltos.

15. Os valores de Ni, Co, Cr, associados aos teores de Al_2O_3 , MgO, SiO_2 , incluindo-se nestes a razão $MgO / (MgO + FeO)$, sugerem uma íntima relação dos serpentinitos com o que tem sido estimado como a composição do manto superior indiferenciado.

16. Os teores em Pd e Ir, acompanhados dos teores de Ni e Cu apontam para valores de 2,5 a 5,0 vezes abaixo do esperado para rochas komatiíticas.

17. Os teores em Rh, Os e Pt, são mais baixos do que os observados em lavas máfico-ultramáficas.

18. Os padrões de ETR mostram fracionamentos dominados pela retirada de olivinas, em magmas onde os teores em olivinas + ortopiroxênio são muito mais elevado do que os em clinopiroxênios.

19. Os padrões de ETR apontam para basaltos toleíticos com afinidades a áreas de margem continental.

CAP. VI - SUGESTÕES QUANTO AO POSICIONAMENTO TECTÔNICO DO COMPLEXO BOSSOROCA

O Complexo Bossoroça, juntamente com os outros cinturões vulcano-sedimentares de baixo grau associados a rochas ultramáficas do Rio Grande do Sul, podem fornecer significativas informações sobre a estruturação, estratigrafia, petrologia, formas de emplacamento, desenvolvimento genético e processos tectônicos retratados no Escudo Sul-riograndense. Qualquer modelamento tectônico apresentado para o Complexo Bossoroça, deverá envolver uma estruturação regional, porém algumas considerações são básicas e poderão servir como subsídio à discussões para um futuro modelamento.

1. A natureza heterogênea da Sequência Campestre, onde ocorrem tufos, tufos lapilíticos e derrames ritmicamente acamadados, associados a intercalações de rochas epiclásticas, indica uma origem explosiva para a associação.

2. A íntima associação entre os depósitos vulcanoclásticos com horizontes sedimentares, sugere que a atividade vulcânica foi esporadicamente interrompida por sedimentação predominantemente epiclástica.

3. Os fácies vulcanoclásticos de tufos finamente laminados, depósitos de surgência, depósitos de alta energia tipo lahaar, associados à ausência sistemática de texturas hidroclásticas nos horizontes de lavas, apontam para depósitos subaéreos e subordinadamente subaquosos, caracterizando uma situação de margem de bacia de deposição.

4. Litoquimicamente classificamos os litótipos como andesitos basálticos, andesitos e dacitos de composição calcialcalina alta alumina.

5. A sequência máfico-ultramáfica constitui-se de três litótipos fundamentais, um representando por gabros e basaltos, outro por serpentinitos, e um terceiro metassomático a partir dos anteriores.

6. A porção predominante dos litótipos da associação máfico-ultramáfica apresenta-se intensamente deformada e recristalizada, dificultando na identificação dos protólitos, porém a abundância de elementos traço das rochas metabasálticas sugere uma derivação de magmas em regime de arco de ilhas, zona supra-subducção.

7. Da mesma forma, nas rochas serpentiniticas as feições dos diagramas, associadas às baixas concentrações de elementos traço, e aos teores de elementos maiores, parecem ser compatíveis com associações geradas a partir de líquidos orivínicos cumuláticos, relacionados a complexos alpinos.

8. As afinidades químicas da associação máfico-ultramáfica são de rochas toleíticas a peridotíticas.

9. O ambiente geotectônico de emplacamento de complexos máfico-ultramáficos, na forma dos corpos serpentiniticos e gabroicos, mas parece incompatível com os processos aéreos a sub-aéreos de deposição estimados para a Sequência Campestre.

10. O contraste composicional, textural e genético das duas associações nos demonstram tão notáveis diferenças entre estes dois conjuntos, que evidenciam sua afiliação a duas associações petroectônicas distintas.

Estas feições são consistentes com a interpretação de que as rochas ultramáficas sejam corpos alóctones, emplaçados junto a uma sequência de arco vulcânico, com rochas epiclásticas e sedimentares associadas, durante um processo de encurtamento crustal e fechamento de bacia marginal constituída, ao menos em parte, por um assoalho oceânico e posicionado próximo a um arco magmático. Soliani Jr. (1986), descrevendo os Blocos Encruzilhada e São Gabriel como uma fração da bacia marginal de evolução no Ciclo Brasileiro, escreveu: "em se tratando de bacia marginal vale lembrar que suas origens envolvem extensão crustal e, em geral, um pequeno grau de espalhamento oceânico com o consequente *emplacament* de diápiros ultramáficos ou máficos. Assim, parte das sequências com tais características petroquímicas poderia ser encarada, de forma alternativa, como representantes de associações ofiolíticas". Estas idéias carecem

de dados confirmativos pois já foram levantadas anteriormente por outros pesquisadores como Szubert, et al (1977), o qual descreveu uma "associação ofiolítica completa" na área da folha, São Gabriel, ou Issler (1982); ou mesmo Kroner (1981) o qual identificou uma série de corpos ofiolíticos os quais possivelmente representem, segundo o autor, ou fragmentos de um oceano do Pré-Cambriano Inferior obductados ou assoalhados de bacias de Back Arc. Sequências semelhantes tem sido descritas para ofiolitos da Arábia, ao longo dos vários cinturões datados entre 640-900 m.a. e que estão sumarizadas em Pallister, et al (1987); assim como para o Proterozóico aflorante na margem do Escudo Báltico, descrito por Steffen & Torske (1988), além dos ofiolitos dos Apalaches, sumarizados por Dewey et. al. (1973); ou o cinturão vulcânico calcialcalino de Namaqua-Africa do Sul, com 1300 M.a., descrito por Geringer, et al (1986), ou do apanhado sobre a evolução crustal Pan Africana feita por Kroner (1980), entre outros.

Associando-se às considerações acima, as características de campo do Grupo Porongos, onde temos uma associação máfico-ultramáfica na forma de fragmentos aparentemente sem raiz encravados tectonicamente entre uma sequência granito-gnáissica Cambai e uma associação vulcano-sedimentar andesítica calcialcalina, possivelmente representando um processo vulcânico associado a zona de arcos de ilha. A justaposição de sequência nitidamente distintas, geradas por processos aparentemente incompatíveis entre si, com uma diversidade petrotectônica marcante, caracterizam uma faixa de acentuadas imbricações

tectônicas, a qual parece configurar uma antiga zona marginal do cráton Rio de La Plata, submetida a processos de obducção, representada atualmente por uma melange tectônica.

Ao longo do assoalho oceânico, nitidamente ao longo da cadeia meso-oceânica parecem ser restritas, e de importância secundária, as ocorrências de sequências vulcânicas félsicas. Este fato coloca em dúvida a origem para a associação de rochas ultramáficas da Sequência arroio Lajeado como associada a processos de geração de assoalho oceânico, ao menos junto a uma cadeia meso-oceânica. Por outro lado, volumes substanciais de rochas félsicas são produzidos abaixo da zona de subducção, onde como descrito por Baker (1982), rochas andesíticas normalmente delimitam a zona de transição entre duas províncias, ou seja, entre a crosta continental e o assoalho oceânico. A suíte calcialcalina, baixo a médio potássio, alto alumina, dominada por andesitos e subordinadamente por basalto andesitos e dacitos está certamente relacionada como a principal, se não a única suíte vulcânica associada a processos orogenéticos, assim como descrito por Kuno (1961) e Wart (1982); Burke & Kidd (1982); Lipman et al (1978), os quais consideram, de modo geral, como evoluindo através do fracionamento de magmas originais com a composição de olivina basaltos, através da assimilação de rochas graníticas.

A série de diagramas discriminantes realizados sobre as rochas vulcânicas félsicas e máfico-ultramáficas podem ser utilizadas para uma visualização de conjunto e tentativa de uma aproximação de posicionamento tectônico de emplaçamento de cada

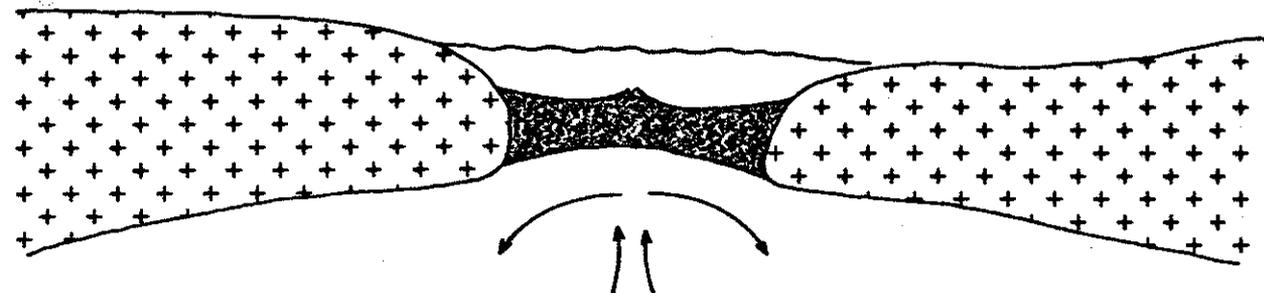
uma das sequências. Variações químicas aparentes nos diagramas refletem a contribuição relativa do fracionamento de cristais, contaminação com a crosta e dualidade genética. A extensão com a qual estes processos variam de um ambiente tectônico para outro pode ser estimada pela variabilidade existente entre a composição química apresentada pela sequência de andesitos calcialcalinos e a associação máfico-ultramáfica.

As evidências de campo, as características litoquímicas, os fracionamentos obtidos por elementos maiores, traços e elementos de terras raras-ETR, indicam que as Sequências Campestre e Arroio Lajeado foram formadas nas proximidades de uma zona de subducção, ao longo de uma extensa zona de imbricações tectônicas, caracterizada por uma zona de melange. Além disso parece haver um claro GAP no processo vulcânico com a evolução da margem continental onde, as fases iniciais estariam representadas pelas unidades máfico-ultramáficas, as quais materializariam uma zona de sutura entre o cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano, podendo ser os vestígios de um proto oceano intercontinental, obductado por processos de encurtamento crustal. As fases félsicas podem estar associadas a uma composição proximal aos estágios de arcos de ilhas em uma posição de bacia marginal, fig.VI.01.

Não existem condições, atualmente, de posicionarmos a bacia marginal em relação à distância do arco vulcânico, em relação a zona de subducção, entretanto, a abundância de rochas

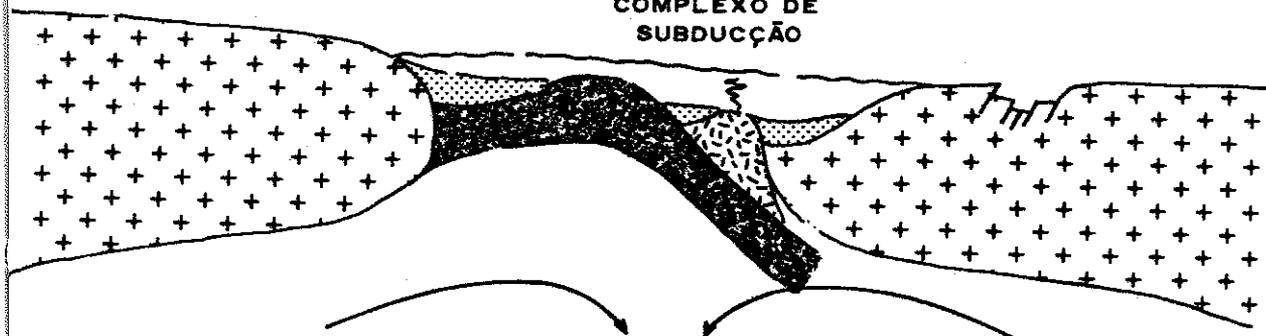
vulcanoclásticas e o estilo dos sedimentos associados sugerem que estas rochas foram depositadas ao longo das bordas da bacia marginal.

CRATON RIO DE LA PLATA PROTO CROSTA OCEÂNICA (CRATON KALAHARI)
(MAR DE ADAMASTOR) CINTURÃO DOM FELICIANO



I

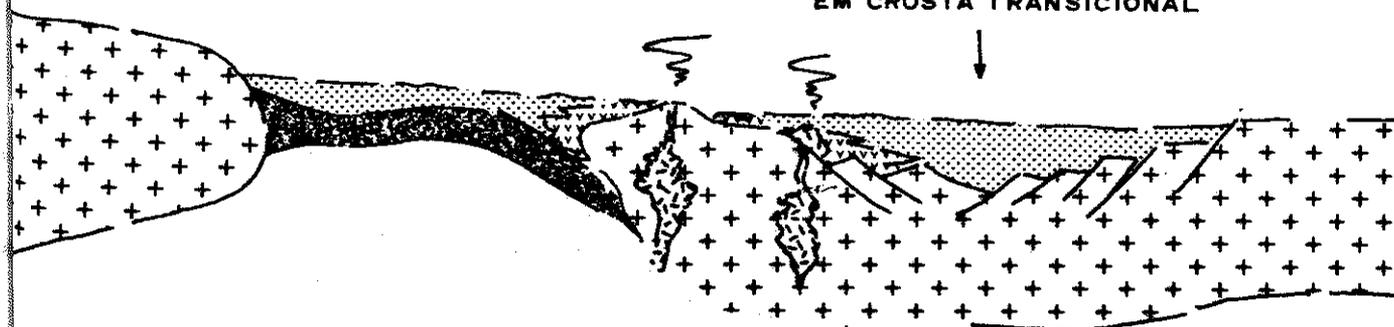
COMPLEXO DE
SUBDUÇÃO

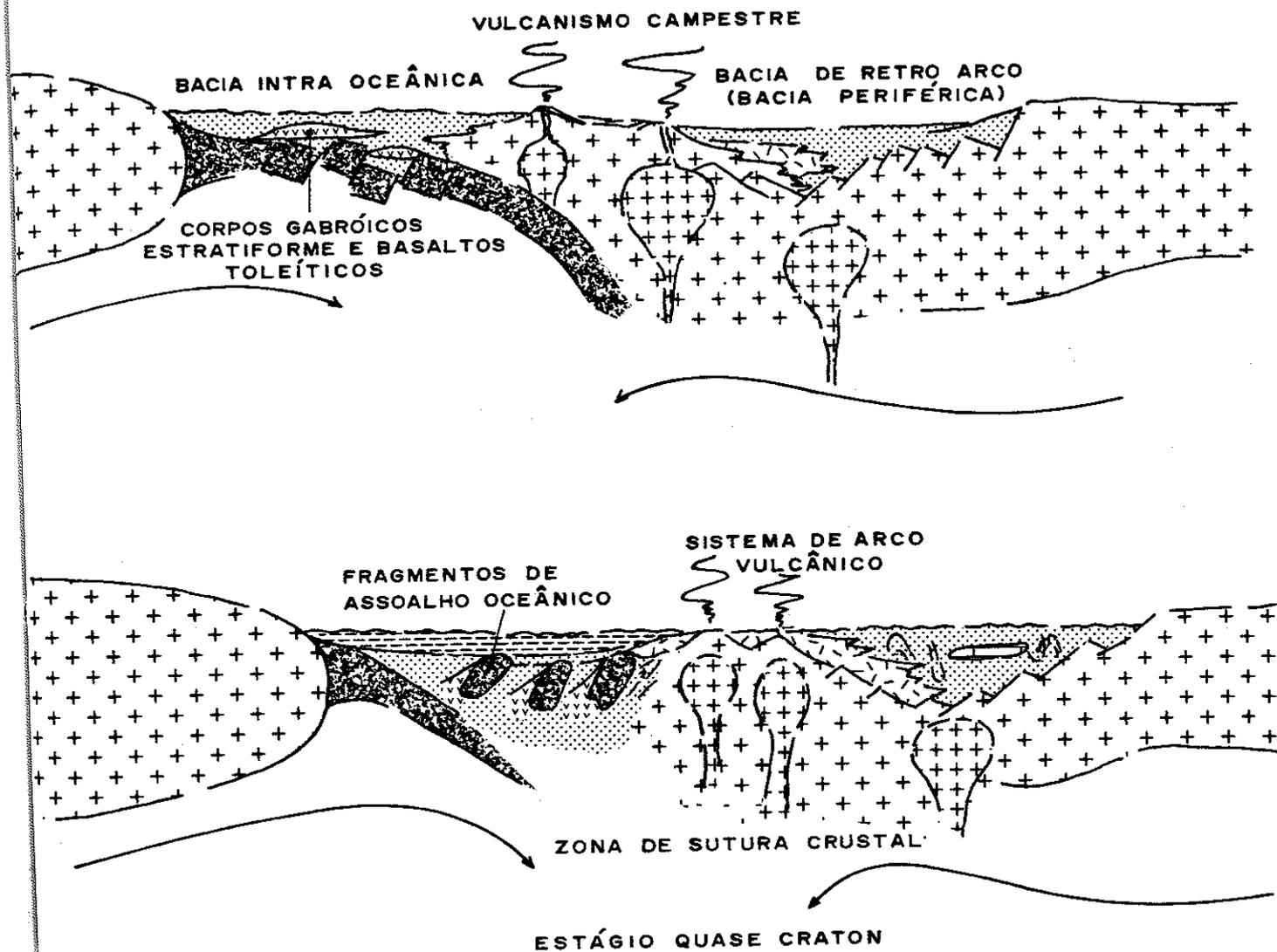


II

PROCESSO DE ENCURTAMENTO
CRUSTAL

FALHAMENTOS EXTENCIONAIS
EM CROSTA TRANSICIONAL





VI.01- Modelamento sugerido para o emplaçamento das Formações Vacacaí (Seqüência Campestre) e Cerro Mantiqueiras (Seqüência Arroio Lajeado), para a região oeste do Escudo Sul-Riograndense (zona de sutura crustal).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K., 1973. The Precambrian evolution of the south american cratonic margin south of the Amazon river. In: *The Ocean Basin and Margins*, (Nairn & Stehli, Eds.), Plenum, p. 1411-1446, New York.
- AYRES, L.D. Pyroclastic vulcanism and deposits of cenozoic intermediate to felsic volcanic islands with implications for precambrian greenstone-belts volcanoes. *Geological Association of Canada*, short course notes V.2 Winnipeg, 1982, 365p.:il.
- BAKER, P.E. ,1982. Evolution and classification of orogenic volcanic rocks, *Andesites*, ed. by r.s. thorpe, p. 11-23.
- BECCALUVA, L. & DESMONS, J. ,1983. Mid-ocean ridge and island-arc affinities in ophiolites from iron: Paleogeographic Implications. *Chemical Geology*, 39, p. 39-63.
- BESWICK, A.E. & SOUCIE, G. 1978 A correction procedure for metassomatism in an Archean Greenstone Belt. *Precambrian Research*, 6: 235-248.
- BESWICK, A.E. ,1982. Some Geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites p. 281-308. *Komatiites*, ed. ARNDT AND NISBET, 526 p.
- BESWICK, A.E. ,1982. Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites, In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G.; ed. *Komatiites*. London, GEORGE ALLEN & UNWIN. p. 283-308.
- BIOND, J.C. ,1979. Correção quantitativa dos efeitos de metassomatismo em rochas vulcânicas básicas. Exemplo dos metabasitos do espinhaço meridional (MG-BRASIL) *RBG*, v 9, pag. 89-115.
- BITENCOURT, M.F., 1983, Metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS. Geologia e relações com o corpo granítico. *Atas do I Simp. SUL-bras. Geol.*, p. 37-48, Porto Alegre.
- BUISSON, G. & LEBLANC, M.,1985. Gold-Bearing listwaenites (carbonatized ultramafic rocks) from ophiolite complexes. p.121-131. *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks*, 521 p.
- BURKE, K. & KIDD, W.S.F. ,1982. Vulcanism on earth through time. *Geol. As. of Canada*. Sp.paper, 20.

- CARVALHO, P.F. de , 1932. Geologia de Anitapolis, SC. Mineração e metalurgia, SP, 2(7): 21-4.
- CARVALHO, P.F., 1932, Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. Bol. Inst. Geol. Min. do Brasil, 66: 1-72, Rio de Janeiro.
- CAS, R.A.F. Volcanic successions: modern and ancient; a geological approach to processes, products and successions / R.A.F. Cas; J.V. Wright London: Allen & Unwin, 1987. 528 p.:il.
- CHEMALLE JR. F., 1982. Geologia da Região de Palma, São Gabriel, R.G. do Sul, POA, Tese de Mestrado - UFRGS, inédito.
- CONDIE, KENT C. ,1976. Trace-element Geochemistry of Archean Greenstone Belts. *Earth Science Reviews*, 12: 393-417.
- CONDIE, K.C. & MOORE, J.M., 1977. Geochemistry of Proterozoic volcanic rocks from the Grenville Province, eastern Ontario. *Geol. Assoc. Can., Spec. Paper*, 16: 149-168.
- DAVIS, A.; BLACKBURN, W.H.; BROWN, W.R. & EHMANN, W.D. ,1978. Trace element geochemistry and origin of late precambrian-ealy cambrian catocctin greenstones of the Appalachiaian Mountains. Univ. of California.
- DEWEY, E.F.; PITMAN, W.C.; RYAM, W.B.F. & BANNIM, J. ,1973. Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.* v.84, p. 3137-3180.
- DOBRETSOV, M.L. & KEPEZHINSCAS, V.V. ,1981. Three types of ultrabasic magmas and their bearing on the problem of ophiolites. *Ofioliti*, 6(2), 221-236.
- DUTRA ,1989. Geoquímica analítica dos elementos de terras raras- aplicação da espectrometria de plasma-ICP, in: *Geoq. dos Elementos Terras Raras no Brasil- CPRM-DNPM-SBGQ*, 152p.
- EVANS, B.W. ,1977. Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Am. Rev. Earth Planet. Sci.* 5:p 397-447.
- EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J. & O'NIONS, R.K., 1978, Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1199-1212.
- FISHER, R.V., 1979. Models for pyroclastic surges pyroclastic flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 6, 305-318. 5.8.
- FISHER, R.V. Pyroclastic rocks / R.V. Fisher; H. - U. Schmincke. Berlim: Springer-Verlag, 1984. 472 p.:il
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER ,1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 27, p. 211-218.

- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20 : p.325-343.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S., 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-riograndense. An. XXXI Congr. Bras. Geol., 5: 2879-2892, Camboriú.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E. & SOLIANI JR., E., 1982a. Associações Petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE de Plataforma Sul-americana). An. XXXII Congr. Bras. Geol., 1 1-12, Salvador.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E. & SOLIANI JR., E., 1982b, Evolução Geotectônica do Cinturão Dom Feliciano - Uma contribuição através da aplicação do modelo de tectônica de placas. An. XXXII Congr. Bras. Geol., 1 13-23, Salvador.
- FREY, F., 1984. Rare earth element abundances in upper mantle rocks, in *Rare Earth Element Geochemistry*, Handerson p. elsevier science publishers, 510p.
- GELINAS, L.; MELLINGER, M. & TRUDEL, P., 1982. Archean mafic metavulcanics from the Rouyn-Noranda District, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. I. mobility of the major elements. *Com.J. Earth Sci.*, 19, p. 2258-2275.
- GILL, J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer-Verlag, 1981.
- GLIAKSON, A.Y. & HICKMAN, A. H., 1981. Geochemical Stratigraph and Petrogenesis of Archean Basic-Ultrabasic Volcanic Units, eastern Pilbara Block, Western Australia, in: *Archean Geology*, 2 int. simp., Ed. Glover and Groves, p. 237-300.
- GONI, J.C., 1962. Origine des roches ultrabasiques et serpentineuses du Pré-Cambrien du Rio Grande do Sul (Brésil). Mode de gisement et minéralisation. *Bol. Esc. Geol., UFRGS*, 12 1-89, Porto Alegre.
- HARTMANN, L.A., 1982. Textura metamórfica de olivina em talco-serpentinitos da região de Mata Grande (RS). *Acta Geol. Leop.*, 16 (12): 179-188, São Leopoldo.
- HARTMANN, L.A. & NARDI, L.V.S., 1983, Contribuição à Geologia da região oeste do Escudo Sul-rio-grandense. *Atas do I Simp. Sul-bras. Geol.*, p. 9-18, Porto Alegre.
- HARTMANN, L.A.; REMUS, M.V. & KOPPE, J.C., 1988. Distinção entre textura spinifex e arranjos de olivina metamórfica. *Rev. Bras. Geoc.*, 1988.

- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. & COIMBRA, A.M., 1975. The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5 (4): 257-266, São Paulo.
- HUGHES, C.J., 1982. *Igneous Petrology*, els. Sc. publishing company, 551p.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-48.
- ISSLER, R.S., 1982. Evento geodinâmico Brasileiro - Fechamento de oceano e colisão continental dos crátoms Rio de La Plata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e ofiolitos. *An. XXXII Congresso Bras. Geol.*, 1: 24-38, Salvador.
- ISSLER, R.S., 1983. Evolução crustal da faixa arco-fossa Tijuca e faixa magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. *Atas do I simp. Sul-bras. Geol.*, p. 19-36, Porto Alegre.
- JENSEN, L.S., 1976. A new cation plot for classifying sub-alkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Misc. paper n 66.
- JOHNSON, R.W.; MACKENZIE, D.E. & SMITH, I.E.M., 1979. Volcanic rocks association at convergent plate boundaries: reappraisal of the concept using case histories from padua New Guined. *Geol. Soc. Am. Bul.*, v. 89. p. 96-106.
- JOST, H., 1966. Complexos básicos e ultrabásicos do Alto Rio Vacacai, São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brasil. *Notas e Estudos da Esc. Geol., UFRGS*, 1 (2):55-61, Porto Alegre. -JOST, H., 1970a. Pre-metamorphic sequence of Vacacai Formation, Porongos Group, Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e Estudos da Esc. Geol.; UFRGS*, 2 (1):5-14, Porto Alegre.
- JOST, H., 1981. Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista Region, South Brasil. The University of Georgia (Ph.D. Thesis), Athens.
- JOST, H. & VILLWOCK, J.A., 1966. Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano no Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos da Esc. Geol., UFRGS*, 1 (1):13-26, Porto Alegre.
- JOST, H. & BITENCOURT, M.F., 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos Tijuca no Rio Grande do Sul. *Acta Geol. Leop.*, 11 (7):27-59, São Leopoldo.
- KOPPE, J.C.; HARTMANN, L.A.; LISBOA, P.F. C. & MONTEIRO, R. N., 1985. Aspectos geológicos e estratigráficos do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS. in: *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, II*, Florianópolis. *Anais II simp. reg. geol.* Florianópolis, SBG. p.32-36.

- KRAMERS, J.D. ,1988. An open-system fractional crystallization model for very early continental crust formation. *Precambrian Research*, 38, p. 281-295.
- KRONER A. ,1980. Pan-African crustal evolution. *Episodes*, 2, p. 3-8.
- KRONER A. ,1981. Precambrian Plate Tectonics. Amsterdam, Elsevier. 781 p.
- KUND, H. Differentiation of basaltic magmas. In: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. New York, Intersci. ed. 1967, 2v.v.1 p. 263-38.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27 (3) : 745-750.
- LEINZ, V.; BARBOSA, A.F. & TEIXEIRA, G.a. ,1941. Mapa geológico Caçapava - Lavras. *Bol. Div. Prod. Min., Secr. Agric. Ind. e Com.*, 90: 1-39, Porto Alegre.
- LIPMAM, P. W.; DOE, B.R.; HEDGE, C.E & STEVEN, T.A.,1978. Petrologic evolution of the San Juan Volcanic Field, southwestern Colorado, Pb and Sr isotopic evidence, *Geol. S. Am. Bulletin*, v.89,p. 59-82.
- LUDDEN, J.; GELINAS, L. & TRUDEL, P. ,1982. Archean metavulcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. II. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Com. J. Earth Sci.*, 19, p. 2276-2287.
- MACKENZIE, F.T. & GARRELS, R.M. 1971. Evolution of Sedimentary rocks, W.W.Norton & Co. Inc. New York, 394p.: il.
- MAUMANN, M.P. ,1985. O Complexo vulcano-sedimentar-ultramáfico e granitóides da região de Ibaré, Rio Grande do Sul, POA, Tese de Mestrado- UFRGS, inédito.
- McIVER, J.R.; CAWTHORN, R.G. & WYATT, B.A. ,1982. The Ventersdorp Supergroup - the youngest komatiitic sequence in South Africa. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G.: ed. *Komatiites*. London, GEORGE ALLEN & UNWIN. p. 81-96.
- NARDI, L.V.S. & HARTMANN, L.A. ,1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico no Escudo Sul-rio-grandense. *Acta Geol. Leop.*, 10 (6): 45-75, São Leopoldo.
- NESBITT, R.W. & HARTMANN, L.A. ,1986. Comments on "A peridotitic komatiite from the Dalradian of Shetland" by D. FLINN and D.T.MOFFAT. *Geol. journal*, v.21, 201-205.

-PALLISTER, J.S.; STACEY, J.S.; FISCHER, L.B. & PREMO, W.R., 1987. Arabian shield ophiolites and late proterozoic microplate accretion, *Geology*, v.15, p.320-323.

-PALLISTER, J.S.; STACEY, J.S.; FISCHER, L.B. & PREMO, W.R., 1988. Precambrian ophiolites of Arabia: Geologic settings, U-Pb geochronology, Pb-isotope characteristics, and implications for continental accretion. *Prec. Research*, 38, p. 1-54.

-PEARCE, J.A. & GALE, G.H., 1977. Identification of ore deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. In: *Vulcanic processes in orogenesis. Geol. Soc. London*, publ. 7, p.14-24.

-POLI, S.; CHIESA, S.; GILLOT, P.Y.; GREGNANIM, A. & GUICHARD, F., 1987. Chemistry versus time in the volcanic complex in Ischia (Gulf of Naples, Italy): evidence of successive magmatic cycles / S. Poli (et alii). *Contrib. Mineral Petrol.* 95: 322-35. 1987.

-REMUS, M.V.D.; BITENCOURT, M.F. & NARDI, L.S., 1987. Complexos graníticos da região oeste do escudo Sul-Rio-grandense. Roteiro de excursões do I CBGq, Pag. 55-90.

-RIBEIRO, M., 1978. Mapa provisional do Cobre no Escudo Sul-riograndense. Nota Explicativa. DNPM (Série Geol., 3: Seção Geol. Econ., 1), 104 p., Brasília.

-RIBEIRO, M., 1970. Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil. *Bol. Div. Geol. Min. Bras.*, 247: 1-142, ;DNPM, Rio de Janeiro.

-RIBEIRO, M. & FANTINEL, L.M., 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense: I - Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Sér. Geol.*, 5: 19-54, Porto Alegre.

-RIBEIRO, M. & LICHTENBERG, E., 1978. Síntese da geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, 6: 2451 - 2463, Recife.

-RITTMANN, A.S. & VINCENT, E.A. *Vulcanoes and Their Activity.* John Wiley & Sons, New York - London 1962, p.305.:il.

-ROSS, C.S. & SMITH, R.L. Ash Flow Tuffs: Their Origin Geologic Relations and Identification. *Geological survey, professional paper* 366. United State Government printing office, Washington, 1981.

-SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E., 1984. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil, 1:250.000 - DNPM.

- SCHWEITZER, J. & KRONER, A. 1985. Geochemistry and petrogenesis of early proterozoic intracratonic volcanic rocks of the Ventersdorp Supergroup, South Africa. *Chemical Geology*, 51 p.265-288.
- SENA SOBRINHO, M. ,1957. Mapa mineiro-geológico do Rio Grande do SUL. Porto Alegre, Diretoria da Produção Mineral, IBP.
- SHERIDAN, F., 1979. Emplacement of pyroclastic flows: a review. *Geological Society of America. Special Paper* 180. p.125.
- SILVA F, B. C. ,1984. Geology of the polyphase deformed precambrian terrane of the Vila Nova region, State of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. Part I: Petrogenesis. *Acta Geol. Leop.*, 27 (17):35-152, São Leopoldo.
- SMITH, R. & GARY, A., 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, 97. p. 1-10.
- SNOKE, A.W. & CALK, L.C. ,1979. Jackstraw- textured talc-olivine rocks, Prestom Peak area, Klamath Mountains, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, p. 223-230.
- SOLIANI JR., E., 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica-Tese de Doutorado, USP, 1 vol.
- STEFFEN, G.B. & TORSKE, T. ,1989. Paleovolcanology and tectonic setting of a proterozoic metatholeiitic sequence near the baltic shield margin, northern norway. *Precambrian Research*, 39, p. 227-246.
- SUN, S.-S. & NESBITT, R.W. ,1978. Chemical heterogeneity of the Archaean mantle, composition of the earth and mantle evolution. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 35,p. 429-448.
- SZUBERT, E.C.; KIRCHNER, C.A.; GRAZIA, C.A.; ANDRIOTTI, J.L.S. & SHINTAKU, I., 1977. Projeto cobre nos corpos básico-ultrabásicos e efusivas do Rio Grande do Sul, Rel. final, CPRM-DNPM, inédito.
- THY, P. & MOORES, E.M. ,1988. Crustal accretion and tectonic setting of the troodos ophiolite, Cyprus. *tectonophysics*, 147: 221-245.
- TRAININI, D.R.; DIAS, A. de A.; KZEBS, A.S.J.; SOUZA, E.C. de; CAPELETTI, I.; TONIOLO, J.A.; SILVA, L.C. de & SILVA, M.A.S. da ,1979. Projeto Vidal Ramos - Biguaçu, relatório final, CPRM-DNPM, inédito.
- TURNER, F.J. ,1981. *Metamorphic Petrology: mineralogical, field. and tectonic aspects.* New York, McGraw-Hill, 524 p.