



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS.

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE METALOGENÊSE E GEOQUÍMICA

*Impl.
o cat.*

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DO
DEPÓSITO VANADÍFERO DA
FAZENDA NOVO AMPARO,
ASSOCIADO AO COMPLEXO
MÁFICO-ULTRAMÁFICO RIO
JACARÉ, BAHIA**

EDILENE PEREIRA GOMES *n.t.*

Dissertação apresentada para obtenção
do Título de Mestre em Geociências.

*Este exemplar corresponde à redação
final da Tese defendida por
Edilene Pereira Gomes, aprovada
pela Comissão Julgadora em 04/02/91*

ORIENTADOR: Prof. Dr. JOB JESUS BATISTA *n.t.*

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. ASIT CHOUDHURI *n.t.*

Choudhuri, Asit

Y. B. L.

CAMPINAS, FEVEREIRO DE 1991

07002
G585p

13460/BC

UNICAMP

Comissão Julgadora

Se procurar bem
você acaba
encontrando
não
a explicação
(duvidosa)
da vida
mas a poesia
(inexplicável)
da vida.

C. Drummond de Andrade

Aos meus amigos em especial
meus pais.

In memória da lembrança amiga e feliz de
Rosângela Bonelli.

I-INTRODUÇÃO.....	1
I.1- Generalidades.....	1
I.2- Localização e Acesso.....	2
I.3- Métodos empregados.....	4
II- ASPECTOS GEOLÓGICOS.....	8
II.1- Geologia Regional.....	8
II.2- Geologia do Complexo Rio Jacaré.....	15
II.3- Geologia Local.....	19
III- PETROGRAFIA.....	23
III.1- Considerações Iniciais.....	23
III.2- Metanortositos.....	25
III.3- Metaleucogabros.....	30
III.4- Metagabros.....	35
III.5- Metamelanogabros.....	39
III.6- Metagabros Ricos em Granada.....	41
III.7- Metamagnetitos.....	46
III.8- Xistos Máficos.....	51
III.9- Metapiroxenitos.....	53
IV- QUÍMICA MINERAL.....	57
IV.1- Considerações Iniciais.....	57
IV.2- Anfibólio.....	58
IV.3- Biotita.....	61
IV.4- Granada.....	65
IV.5- óxidos de Fe-Ti.....	67

V- METAMORFISMO.....	74
V.1- Considerações Iniciais.....	74
V.2- Metamorfismo do Complexo Rio Jacaré.....	76
V.3- Metamorfismo das Rochas Circunvizinhas.....	84
V.4- Geotermometria.....	87
V.5- Fugacidade de Oxigênio.....	96
VI- GEOQUÍMICA.....	100
VI.1- Considerações Iniciais.....	100
VI.2- Características Químicas.....	101
VII- METALOGÊNESE.....	115
VII.1- Considerações Iniciais.....	115
VII.2- Metalogênese dos Complexos Máficos-Ultramáficos... em vanádio (V).....	119
VIII- CONCLUSÕES.....	129
IX- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	137

TABELA 01 - Amostras e minerais analisados por microsonda.....	57
TABELA 02 - Composição dos anfibólios	60
TABELA 03 - Composição das biotitas	63
TABELA 04 - Composição das granadas	66
TABELA 05 - Composição das magnetitas	72
TABELA 06 - Composição das ilmenitas	73
TABELA 07 - Geotermometria do par hornblenda-granada.....	90
TABELA 08 - Geotermometria do par biotita-granada.....	94
TABELA 09 - Análises químicas de amostras de rochas do Complexo Rio Jacaré da Fazenda Novo Amparo.....	113
TABELA 10 - Análises químicas de amostras de rochas do Complexo Rio Jacaré da Fazenda Gulçari.....	114

FIGURA 01 - Mapa de localização e acesso.....	3
FIGURA 02 - Mapa do Complexo Rio Jacaré.....	16
FIGURA 03 - Gráfico de variação composicional de biotitas.....	64
FIGURA 04 - Gráfico relacionando T X P de fluidos (Spear, 1981)	82
FIGURA 05 - Geotermometria do par hornblenda-granada.....	91
FIGURA 06 - Geotermometria do biotita-granada.....	95
FIGURA 07 - Gráfico relacionando T X fO ₂ com a composição das soluções sólidas Mt-Usp e Ilm-Hem.....	99
FIGURA 08 - Diagramas de variação do FeO* X Alk, Al ₂ O ₃ , SiO ₂ , V ₂ O ₅ , TiO ₂	108
FIGURA 09 - Diagramas de variação do V ₂ O ₅ X SiO ₂ e TiO ₂	109
FIGURA 10 - Diagramas de variação de Co X K ₂ O, Na ₂ O, Alk e V ₂ O ₅ .	111
FIGURA 11 - Diagrama Triangular AFM.....	113

FOTO 01- Vista panorâmica da área em que aflora oComplexo Rio Jacaré	2
FOTO 02- Metapiroxenitos com pequenos níveis anortosíticos paralelos a foliação regional.....	2
FOTO 03- Acamamento ígneo reliquiar observado através da alternância de níveis de melanogabros, gabros e anortositos.....	2
FOTO 04- Porfiroclastos de plâgioclásio rodeado por uma matriz recristalizada.....	2
FOTO 05- Cummmingtonita com lamelas de exsolução.....	3
FOTO 06- Hornblenda com lamelas de exsolução.....	3
FOTO 07- Contato brusco entre gabro e anortosito.	4
FOTO 08- Alternância de níveis de melanogabro, anortosito e gabros.....	4
FOTO 09- Aglomerado de granadas rodeadas por óxidos de Fe-Ti, apresentando micro-inclusões de plagioclásio.....	4
FOTO 10- Aglomerado de granadas com inclscões de plagioclásio.....	4
FOTO 11- Metagabro rico em granada com porfiroblastos sigmóidais de a mandina rodeada por anfibólios, plagioclásio e óxidos de Fe-1	4
FOTO 12- Magnetitito composto por magnetita e ilmenita. Presença da g ga silicática.....	4
FOTO 13- Metapiroxenito apresentando esfeno rodeado a ilmenita.....	4

Resumo

O Complexo Rio Jacaré, situado no interior do Estado da Bahia, trata-se de um conjunto de rochas máfico-ultramáficas com cerca de 40 km de extensão por 1 km de largura, possuindo a mais importante reserva de magnetita vanadífera do país.

Geotectonicamente, o Complexo Rio Jacaré situa-se ao longo de uma grande zona de falha, sendo limitado por entidades geológicas bastante distintas: a oeste representada por vulcânicas que compõem parte da Sequência Vulcano-Sedimentar Contendas Mirante e, a leste, por granitos e quartzo-sienitos proterozóicos.

Seus constituintes litológicos principais estão representados por piroxenitos, magnetititos, gabros e anortositos hoje amplamente modificados em virtude dos processos tectônico-metamórficos.

Sua principal feição estrutural é marcada por foliação regional com direção N-S, trazendo associada paragêneses da fácies anfibolito. Um segundo marcador tectônico, porém de expressão local, é observado através de pequenas zonas de cisalhamentos nas quais são desenvolvidas paragêneses da fácies xisto-verde.

Estudos geotermométricos realizados nos pares hornblenda-granada e biotita-granada em metagabros revelam temperaturas variando de 553 a 633 graus centígrados, relacionadas ao evento metamórfico regional.

Feições texturais, aliadas a informações obtidas da química mineral dos óxidos de Fe-Ti indicam que a mineralização esteve sujeita a fortes modificações composicionais durante o metamorfismo regional, com o logaritmo da fugacidade de oxigênio variando de -20 a -22 bars para as temperaturas encontradas.

A geoquímica de rochas retrata o comportamento geral dos corpos máfico-ultramáficos diferenciados apresentando em direção ao topo um aumento em Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e SiO_2 e diminuição de MgO , CaO . Entretanto, estas informações são algumas vezes mascaradas, em virtude do magma inicialmente já se tratar de um fundido bastante enriquecido em Fe, Ti e V. A projeção das análises químicas no diagrama AFM indica tratar-se de um corpo derivado de magma toleítico.

As similaridades entre os depósitos de magnetita vanadífera dos complexos Rio Jacaré e Bushveld expressos através das associações litológicas, minerais de minério, geoquímica e feições de campo sugerem que todo o Complexo Rio Jacaré equivale a Zona Superior de Bushveld, tornando-se, em função, disso um corpo promissor para a ocorrência de depósitos de elementos do grupo da platina.

Abstract

The Rio Jacaré Complex in central Bahia State comprises a sequence of mafic-ultramafic rocks, 40 km long and 1 km wide, which hosts important reserves of vanadium-bearing magnetite.

This complex lies along a regional fault zone and is bounded by the Contendas Mirante volcano-sedimentary sequence and by granites and quartz-syenites of Proterozoic age in its western and eastern sections, respectively.

The Rio Jacaré Complex consists of pyroxenites, magnetitites, gabbros and anorthosites which have been strongly affected by tectonic and metamorphic events.

This complex has as its main structural feature a strong N-S striking regional foliation, while the mineral parageneses shown by its mafic-ultramafic rocks are typical of the amphibolite facies. On the outcrop scale, however, mineral assemblages of the greenschist facies are also present but are confined along shear zone domains.

The hornblende-garnet and biotite-garnet geothermometers of the metagabbros yielded temperatures in the range of 553 to 633 graus centigrades for the main metamorphic event.

Textural features combined with data obtained from the chemistry of the Fe-Ti oxides indicate that the composition of the mineralization was strongly modified by the main metamorphic event. Values of the oxygen fugacity

logarithmic for this temperature obtained from analyses of coexisting magnetite-ilmenite pairs range from -20 to -22 bars.

Bulk-rock geochemistry in the differentiated mafic-ultramafic bodies reveals increase of Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e SiO_2 and decrease of MgO , CaO towards the top of sequences. Nevertheless, in Rio Jacaré Complex this trend can be ambiguous or distorted due to the fact that the magma was originally enriched in Fe, Ti and V. Plots in AFM diagram demonstrated that the mafic-ultramafic complex was originally derived from a tholeiitic magma.

The similarities in terms of lithological associations, ore paragenesis and geochemistry between the vanadium mineralization of the Rio Jacaré and those Bushveld suggest that the former is equivalent to the Upper Zone of the latter. Accordingly, the Rio Jacaré Complex shows a suitable tectonic environment for occurrences of economic concentrations of platinum group elements (PGE).

Agradecimentos

Esse trabalho é resultado da colaboração de diversas pessoas e instituições. Desta maneira, a citação de nomes pode incorrer no perigo de esquecimentos momentâneos.

Inicialmente, nossos agradecimentos ao Prof. Dr. Job Jesus Batista pela orientação e acompanhamento no decorrer de desenvolvimento desse trabalho, estimulando e contribuindo com discussões, críticas e sugestões.

Ao Prof. Dr. Asit Choudhuri que através de sua competência e simplicidade participou de forma definitiva ao longo do trabalho desenvolvido.

A CBPM, pelo apoio as etapas de campo e acesso aos furos de sonda. Aqui quero destacar meus agradecimentos ao geólogo Icalmar Viana pela sugestão do tema da dissertação e ao tempo dispensado para discussões sempre que fui procurá-lo.

A CVRD que concedeu as análises de microsonda.

Ao Prof. Dr. Bernardino Figueiredo que nos orientou no tratamento das análises de microsonda e no estudo dos óxidos minerais.

Ao incentivo e apoio dos Prof. Drs. Elson Paiva e Maria da Glória da Silva.

Ao apoio moral de Joil, Josi e Moraes. A
presença sempre colaboradora de Luisa, Bel, Celena,
Margareth e Pedro Wagner. Enfim, a todos os meus amigos e
em especial a minha família.

1.2- Localização e Acesso

A área em estudo localiza-se na região centro-leste do Estado da Bahia, município de Maracás, a cerca de 300 Km de Salvador.

O acesso principal, a partir de Salvador é iniciado pela Br-324 até a cidade de Feira de Santana, tomando-se em seguida a Br-116 (Rio-Bahia) em direção ao sul. Do ponto denominado entrocamento de Jaguaquara, toma-se a estrada BA-250, no sentido oeste, passando pelas cidades de Ituruçu, Maracás e pelo povoado de Pé de Serra distante 18 Km do corpo em estudo (Fig. 01).

I.3- Métodos Empregados

As atividades desenvolvidas para a execução dessa pesquisa constaram de levantamento bibliográfico, etapas de campo e estudos laboratoriais.

Levantamento Bibliográfico

A princípio foi efetuada uma revisão dos trabalhos realizados na área.

Com o desenrolar da pesquisa, especialmente na fase que precedeu a elaboração desta dissertação, foi realizado amplo levantamento de corpos máfico-ultramáficos mineralizados em V no que concerne a sua mineralogia, geoquímica e processos formadores de tais depósitos.

Etapas de Campo

Foram efetuadas duas etapas de campo. Na primeira realizaram-se perfis geológicos de caráter regional no Complexo Rio Jacaré desde a Fazenda Gulçari até a Novo Amparo, assim como nas entidades geológicas vizinhas.

Ainda nesta etapa, foram realizados perfis de detalhe no Complexo Rio Jacaré, na Fazenda Novo Amparo, segundo o mapa existente para aquela área na escala de 1:2000 (Brito, 1981).

À medida que eram feitos os perfis acima citados, foram coletadas amostras para a confecção de lâminas delgadas, seções polidas e geoquímica.

Foi ainda realizada uma descrição e amostragem detalhada de 6 furos de sonda localizados na Fazenda Novo Amparo.

Finalmente, numa segunda etapa de campo, as atividades constaram da verificação de alguns perfis geológicos assim como coleta de amostras adicionais.

Estudos Laboratoriais

Análises Petrográficas

As análises petrográficas foram realizadas através de 70 lâminas delgadas e 19 seções polidas, confeccionadas no Setor de Laminação do Instituto de Geociências-UNICAMP.

Das lâminas delgadas, 52 constam de amostras dos furos de sonda descritos e amostrados sistematicamente, 5 lâminas são de amostras de rochas das entidades geológicas vizinhas e 13 restantes são de afloramentos do Complexo Rio Jacaré na Fazenda Gulçari e Novo Amparo.

As análises petrográficas foram realizadas com microscópios Carl Zeiss modelos Jenapol e Axiophot.

As diferentes litologias foram separadas por análise modal através de contagem de pontos, usando-se método descrito por Hutchinson (1974).

Análises Químicas

Podem ser divididas em análises químicas de minerais e de rocha total.

As análises químicas de mineral foram realizadas com microsonda Jeol modelo superprobe 733 do centro de pesquisa da Companhia Vale do Rio Doce no Km 14, Belo Horizonte.

Foram analisados 2 lâminas delgada-polidas e uma seção polida.

As análises de rocha constaram de 20 amostras de rochas silicatadas e 14 de amostras das camadas do minério.

Das amostras das rochas silicáticas, os óxidos de SiO_2 , TiO_2 e P_2O_5 foram analisados por espectrometria no visível (colorimetria).

O Al_2O_3 , Fe total, Na_2O , K_2O , CaO , MgO , Cr, Ni, Cu e V foram obtidos após diluição ácida com HF e H_2SO_4 das amostras em questão. A seguir, efetuou-se a determinação destes óxidos por espectrometria de absorção atômica. Essas análises foram obtidas usando-se o espectrômetro de

absorção atômica Varian modelo Gemini AA 12/1475 do
laboratório de geoquímica, Instituto de geociências-UNICAMP.

1- ASPECTOS GEOLÓGICOS

1.1- Geologia Regional

A área estudada localiza-se na porção setentrional do Cráton São Francisco (Almeida, 1978) sendo representada por um conjunto de rochas máfico-ultramáficas que compõem o Complexo Rio Jacaré situado entre dois grandes compartimentos de idades Arqueano e Proterozóico Inferior, relacionados ao Complexo Granulítico Jequié e Sequência Vulcano-Sedimentar Contendas Mirante, respectivamente.

O Bloco Jequié ocorre a leste da região em questão, sendo composto por rochas da fácies anfibolito alto a granulito. Charnockitos, enderbitos, granulitos migmatíticos e augen-gnaisses são as litologias predominantes. Segundo Barbosa(1986), o Complexo Jequié é constituído por um conjunto de rochas divididas em litotipos plutônicos e um pacote supracrustal que deve representar uma sequência vulcano-sedimentar depositada sobre embasamento plutônico.

A Sequência Vulcano-Sedimentar Contendas Mirante (Marinho et al., 1979) trata-se de um cinturão sinclinal de rochas supracrustais submetidas à fácies xisto-verde e epidoto-anfibolito. A última, tratando-se de metamorfismo termal promovido por intrusões graníticas.

A Sequência Vulcano-Sedimentar Contendas Mirante é composta por duas unidades estratigráficas (Sabaté e Marinho, 1982). A Unidade Basal contém grande variedade de rochas vulcânicas, tais como basaltos, andesitos e mais raramente riolitos, todos intercalados com metachert, formação ferrífera e rochas calciossilicáticas. Nesta unidade, encontram-se localizadas as sub-unidades Jurema Travessão e Barreiro D'Anta, sendo que a primeira compõe o limite oeste do Complexo Máfico-Ultramáfico Rio Jacaré, na região em estudo. A Unidade Superior, de natureza essencialmente terrígena, é composta pelas sub-unidades Mirante, Rio Gavião e Areião.

Estudos geoquímicos, realizados nas litologias pertencentes à Sequência Vulcano-Sedimentar Contendas Mirante, têm indicado rochas relacionadas à série toleítica e uma transicional calcio-alcalina, estando associados cumulos anortosíticos e ultramáficas, respectivamente (Sabaté e Marinho, 1982). Para esses autores, é confuso o ambiente tectônico no qual se formou esta sequência, uma vez que um sistema de arcos pode produzir uma série transicional calcio-alcalina, controlada por fracionamento de olivina, associado com sedimentos detríticos e vulcânicas subaéreas. Uma margem continental, contudo, pode produzir material ultramáfico e seria consistente com profundidade, fonte e com a alta pressão de fluídos das transformações posteriores.

Às vezes, interpostos diretamente entre as rochas das entidades Jequié e Contendas Mirante, a leste e oeste, respectivamente, ocorrem sienitos e granitos predominantemente alcalinos (Marinho et al., 1979) possuindo forma ovalada a elíptica, geralmente dispostos ao longo de falhas com direção SSW-NNE. Esses granitos e sienitos apresentando texturas granoblástica, granular-hipidiomórfica e cataclástica, estão em contato, por falhas, com rochas que compõem o Complexo Rio Jacaré na sua porção leste.

É notável a estruturação tectônica dos grandes compartimentos geológicos presentes na área, todos orientados segundo a direção N-S, seja o Complexo Jequié, a Sequência Contendas Mirante, o Complexo Rio Jacaré, ou mesmo os granitos e sienitos.

Segundo Barbosa (1986), o Complexo Jequié foi submetido a pelo menos três fases de deformação dúcteis. A primeira e terceira fases produziram padrão de interferência em domo e bacia.

A Sequência Contendas Mirante, por sua vez, tem sua evolução geotectônica caracterizada por uma forte deformação no Proterozóico Inferior, que imprimiu uma orientação N-S, acompanhada de intrusões graníticas. Depois do evento Transamazônico, a região tornou-se tectonicamente estável, tendo sofrido posteriormente

somente eventos de baixa intensidade termal, que geraram enxames de diques pegmatíticos, relacionados ao Brasileiro (Cordani et al., 1985).

Considerações Geocronológicas

Na região centro-sul do Estado da Bahia, onde se localiza o Complexo Jequié e a Sequência Contendas Mirante, tem-se um quadro evolutivo com eventos ocorrido desde 3000 a até 1100 milhões de anos (m.a.).

Entretanto, esta evolução apresenta-se complexa devido a limitações dos métodos geocronológicos usados para a obtenção das idades destas rochas.

De maneira geral, o quadro evolutivo da região é tem as seguintes características:

1- Existência de núcleos com idade superior a 3000 milhões de anos, portanto, pré-Jequié, que ocorrem principalmente nos domínios geográficos da Sequência Contendas Mirante.

Exemplos notórios seriam os tonalitos de Boa Vista e granodioritos Sete Voltas, cujas isócronas Rb/Sr e Pb/Pb obtidas da análise dos tonalitos revelaram valores de idades de 3380 m.a. e 3430 m.a., respectivamente. A razão inicial de 0.7017, obtida pelo método Rb/Sr sugere que estas rochas são de origem mantélica (Sato, 1986).

2- Terrenos submetidos à fácies Granulítica e Anfibolito Alto ocorrendo na porção leste da área e relacionado ao Complexo Jequié, cujos dados geocronológicos podem ser agrupados em quatro conjuntos de idades: 3500, 3100, 2700 e 2500 milhões de anos. A maior concentração destes dados ocorre no período próximo a 2700 milhões de anos.

Esse agrupamento de idades e o seu pico aos 2700 milhões de anos é dado pela atuação de possíveis processos tectônicos que permitiram ganho e perdas de materiais, ou ainda, que os processos magmáticos, sedimentares e tectônicos vigentes ao longo do Arqueano, tiveram caráter sucessivo e em curtos períodos. Seu pico, a 2700 milhões de anos estaria relacionado a eventos geológicos associados que teriam sido mais intensos e extensos neste período (Sato, 1986).

3- Resultados geocronológicos obtidos em metariolitos e metandesitos e em filitos pertencentes às Unidades Inferior e Superior da Sequência Contendas Mirante, respectivamente. Os valores das idades das rochas da Unidade Inferior analisadas são 2454 $\pm$ 116 milhões de anos e 1100 milhões de anos para o método Rb/Sr.

A isócrona obtida pelo método Rb/Sr para filitos da Unidade Superior revela valor de 2000 milhões de anos (Cordani et al., 1985). Entretanto, os autores chamam atenção para a possibilidade da Unidade Inferior ter sido

formada durante o Arqueano tendo posteriormente, no Transamazônico (como indicado pelas isocronas) sofrido processo de deformação e metamorfismo.

4- Os dados geocronológicos obtidos pelo método Rb/Sr dos granitos e quartzo-sienitos localizados entre o Complexo Jéquié e a Sequência Contendas Mirante têm revelado valores de 1836 e 1872 milhões de anos, respectivamente. A razão inicial do granito é de 0.7687 e de 0.7375 para os quartzo-sienitos. Estes valores indicam que estas rochas foram formadas no final do Proterozóico Inferior, a partir de refusão de material pré-existente (Cordani et al., 1985).

Resumidamente, pode-se vislumbrar segundo o apresentado acima, que durante o Arqueano diversos fragmentos da crosta continental foram formados durante eventos separados. Estes fragmentos, provavelmente, coalesceram a 2700 milhões de anos atrás, concomitante a um grande processo de granitização e metamorfismo de alto grau que atuou na porção leste da área, originando o Complexo Jequié (Cordani et al., 1985).

No final do Arqueano e início do Proterozóico Inferior, depositou-se sobre os núcleos pré-Jequié (a exemplo do tonalito Boa Vista e granodiorito Sete Voltas) a Sequência Vulcano-Sedimentar Contendas Mirante.

No término do Proterozóico Inferior ocorre intrusão dos granitos e quartzo-sienitos Pé de Serra que podem ter sua origem relacionada a uma tectônica de

choque entre o Complexo Jequié e a Sequência Contenda. Mirante (Barros, comunicação verbal), fazendo com que as rochas do Complexo Jequié fossem colocadas sobre a sequência vulcano-sedimentar.

II.2- Geologia do Complexo Rio Jacaré

O Complexo Máfico-Ultramáfico Rio Jacaré, considerado por Brito (1981) como um "dill" de cerca de 40 km de extensão por 1 km de largura, é representado como uma faixa contínua de rochas, que vai desde a Fazenda Gulçari a sul, passando pela Fazenda São José e por fim ocorrendo em toda região da Fazenda Novo Amparo (Fig. 02). No entanto, observações de campo constataram descontinuidades entre as Fazendas Novo Amparo e Gulçari reveladas pela presença de migmatitos e sienitos entre as rochas do Complexo em estudo.

As exposições que melhor definem a estratigrafia são encontradas na Fazenda Gulçari, onde também ocorre a maior reserva de magnetita vanadífera do complexo.

Segundo Brito (1984), o Complexo Rio Jacaré foi submetido aos mesmos dobramentos que modelaram estruturalmente o Complexo Contendas Mirante localizando-se, portanto, num limbo leste de anticlinal isoclinal, que mergulha para leste, em direção ao embasamento, com valores variando entre 60 e 80 graus.

O contato basal do corpo intrusivo é realizado através de falhas longitudinais que colocam gabros de granulação muito fina, considerados por Brito (1983) como margem resfriada da intrusão, em contato com rochas andesíticas da Sub-unidade Jurema Travessão. Da mesma

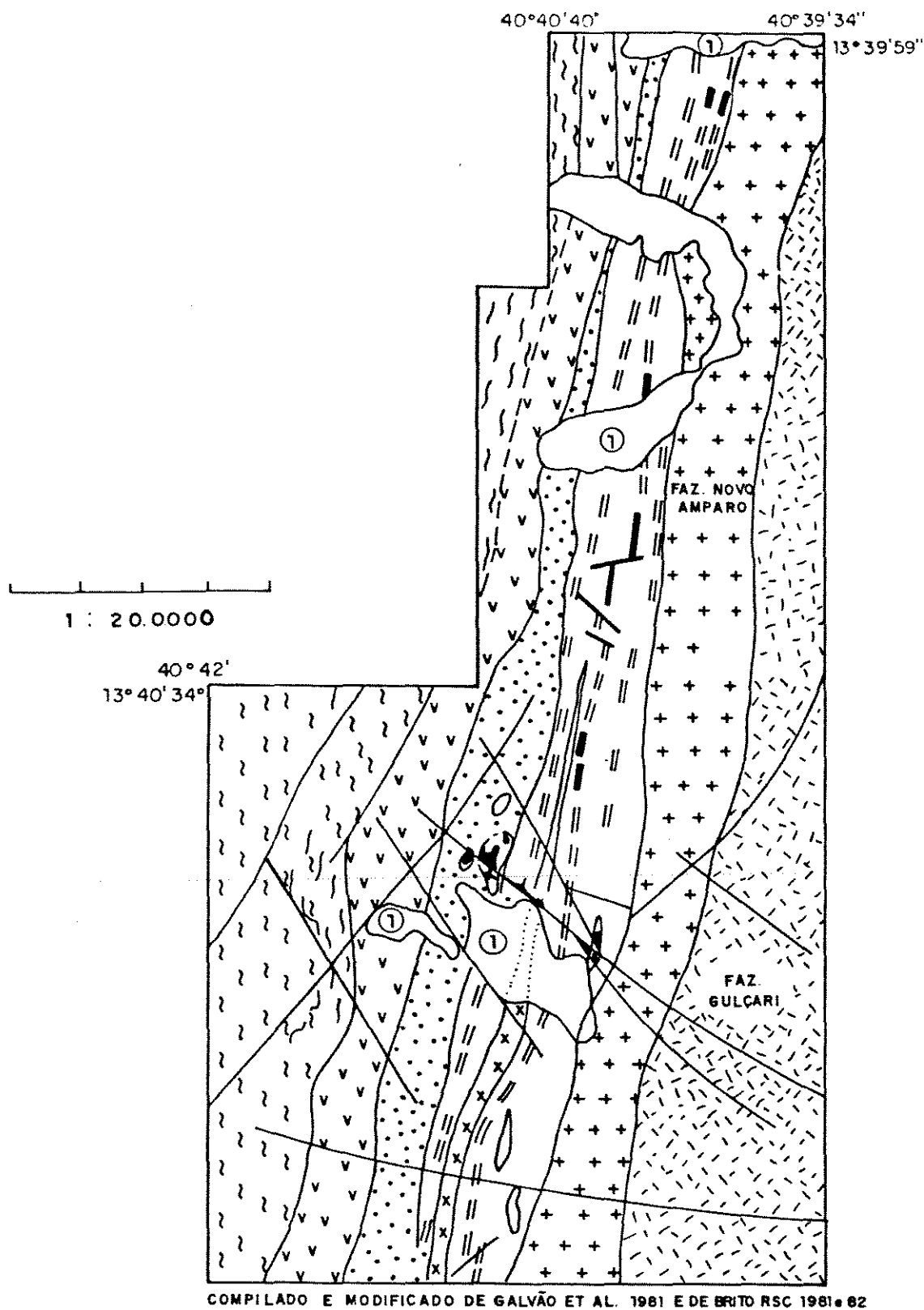


FIGURA 02- MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DO COMPLEXO RIO JACARÉ

LEGENDA :

		Granitos e Sienitos Pé de Serra		
Complexo Rio Jacaré		Zona Superior		Magnetitito
		Zona Inferior		Tonalito
Sequência Contendas Mirante		Sub-unidade Mirante - Micaxisto		
		Sub-unidade		

forma, falhas colocam em contato rochas gabróicas do complexo com rochas de composição tonalítica a quartzo-sienítica.

Brito (1983), baseando-se em variações texturais e litológicas, dividiu o "sill" em duas zonas, a saber: Zona Inferior, situada na porção basal da intrusão e possuindo aproximadamente 400 m de espessura, sendo constituída por gabros, dioritos e até anortositos. As rochas desta zona apresentam-se com granulação bastante grosseira. Os gabros são os litotipos predominantes na Zona Inferior; a Zona Superior por sua vez com cerca de 600 m de espessura, possui como característica principal a presença de repetições cíclicas de gabros (80%), tonalitos, piroxenitos e magnetititos.

A partir de levantamento magnetométrico foram detectadas três faixas contínuas compostas por repetições cíclicas de gabros, piroxenitos e magnetititos, permitindo, desta maneira, a separação da zona superior em três membros.

-Membro Inferior: composto por gabros grosseiros alternados com anortositos, constituindo estruturas rítmicas. Tonalito com cerca de 15 m de espessura é encontrado no topo do membro que sobrepõe um horizonte de 20 cm de espessura, composto por repetições cíclicas de magnetitito, com até 20 cm de espessura, intercalado com piroxenitos e gabros.

-Membro Central: constituído por melanogabros com bandas piroxeníticas subordinadas bastante anfibolitizadas. Como no membro inferior, ocorre no seu topo uma camada de tonalito com cerca de 20 m de espessura.

-Membro Superior: na sua base ocorrem gabros acamadados de granulação fina, com intercalações de piroxenitos e magnetititos. A passagem do gabro para magnetitito é gradacional, ocasionada por mudanças na proporção dos minerais de cúmulos. Os magnetititos são maciços e intercalados com gabros e piroxenitos, totalizando um horizonte de 22 m de espessura. No topo do membro volta a ocorrer outro nível de magnetitito junto com bandas piroxeníticas e gabróicas. Devido à grande quantidade de níveis mineralizados trata-se do membro economicamente mais importante.

1.3- Geologia Local

O estudo dos processos magmáticos, tectônicos e metamórficos do Complexo Rio Jacaré teve seu objetivo bastante comprometido em virtude da escassez de afloramentos (Foto 01).

O Complexo Rio Jacaré, na Fazenda Novo Amparo, apresenta-se orientado na direção N-S, limitado a leste por granitos alcalinos e sienitos e a oeste por rochas vulcânicas que compõem a Sub-unidade Jurema Travessão (Fig. 02). Entretanto, as relações tectônicas entre o corpo máfico-ultramáfico, na região em estudo, e suas encaixantes não estão bem caracterizadas devido à precariedade de exposições diagnósticas.

O uso de fotografias aéreas e mesmo algumas exposições do contato na Fazenda Gulçari, permite a caracterização de contato tectônico por falhas com direção N 5 E, mergulhando para sudeste, nas quais desenvolvem-se zonas de cisalhamento provocando, algumas vezes, forte milonitização e epidotização das rochas próximo ao contato.

Quanto aos marcadores tectônicos, observa-se como feição predominante, uma foliação com direção N-S a N-10/60 SE, muitas vezes interrompendo antigos acamamentos ígneos orientados na mesma direção (Foto 02). Esta foliação está relacionada a uma fase tectônica de caráter dúctil.



Foto 01- Vista panorômica da área em que aflora o Complexo Rio Jacaré.

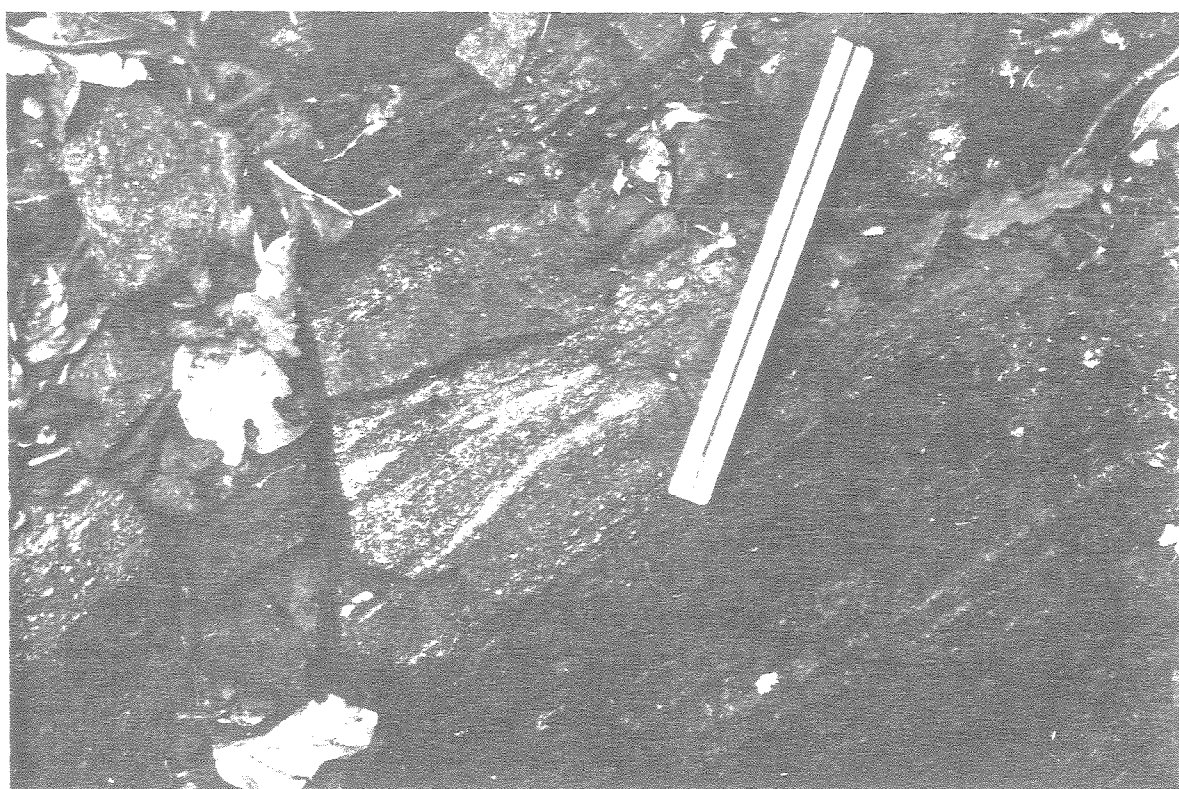


Foto 02- Metapiroxenito com pequenos níveis anortosíticos paralelos a foliação regional.

Um segundo mecanismo tectônico, trata-se de pequenas zonas de cisalhamento que são, na maioria das vezes, paralelas à foliação regional e, outras vezes, possuem caráter discordante. Em campo, essas de cisalhamento parecem ser de expressão local, tendo sido melhor observadas em lâminas delgadas.

Possivelmente essas zonas de cisalhamento são do final ou posteriores ao evento tecto-metamórfico principal que gerou a foliação regional N-S. Essa possibilidade tem sido corroborada pelo caráter frequentemente discordante das zonas cisalhadas e por em seus planos estarem desenvolvidas paragéneses metamórficas muito diferentes das existentes na foliação principal.

As litologias mais comumente observadas são metapiroxênitos e rochas metagabróicas além de magnetititos, o que dá ao solo uma coloração avermelhada.

É frequente a presença de camadas com espessura centimétrica de metapiroxênitos em contato brusco com metagabros que são recobertos por metanortositos (Foto 03). Entretanto, estas rochas muitas vezes possuem contatos completamente difusos e irregulares.

Embora rochas de granulação bastante finas, presentes no contato inferior do complexo tenham sido consideradas como margem resfriada (Brito, 1984), a observação em lâmina delgada de feições cumuláticas, tais como a alternância milimétrica de níveis metapiroxenitos e metagabros, coloca fortes dúvidas dessas rochas realmente

representarem a margem resfriada. Além disso, estudos de campo revelam que tais rochas ocorrem como estreitos e finos corpos que cortam o complexo de forma extensiva. Essas observações sugerem que essas rochas se tratem de injeções magmáticas tardias em relação ao evento magmático principal que gerou o Complexo Rio Jacaré, entretanto, trabalhos adicionais precisam ser realizados.

Os litotipos, a que ocorrem na área em estudo, serão sucintamente descritos no capítulo de petrografia.

II- PETROGRAFIA

II.1- Considerações Iniciais

A execução da petrografia de seis furos de sondagem permitiu a caracterização de várias litologias, sendo que neste espectro de variação constata-se rochas do clã gabróico, magnetititos e piroxenitos hoje amplamente transformados em virtude do(s) processo(s) metamórfico(s) que atuaram concomitante à tectônica.

A alternância de níveis centimétricos a métricos das rochas metagabróicas, metapiroxenitos e metamagnetititos, tendo sido observada seja em afloramentos ou em lâminas delgadas, tem revelado a existência de feições primárias reliquias tais como, acamamento rítmico ("rhythmic layering"), bandamentos ígneos e relictos de feições cumuláticas, típicas de intrusões acamadadas, de acordo com terminologia rediscutida por Irvine (1982).

A percentagem de plagioclásio e minerais ferromagnesianos tem sido determinante para a classificação (Streckeisen, 1976) das rochas que compõem o clã gabróico. Desta maneira, os metanortositos são compostos por rochas com mais de 70% de plagioclásio e menos de 30% de minerais ferro-magnesianos, metaleucogabros de 50 a < 70% de plagioclásio e de menos que 50 a 30% de ferromagnesianos,

metagabros com valores de 50 a 50% de plagioclásio e 50 a menos que 70% de ferromagnesianos e os metamelanogabros rochas com 20 a 30% com plagioclásio e 70 a 80% de minerais ferromagnesianos.

II.2- Metanortositos

Os metanortositos ocorrem no campo como lentes descontínuas, com espessura de até dezenas de centímetros, de cor esbranquiçada, estando às vezes em contato brusco com metagabros. Sua ocorrência é limitada à Zona Superior tanto na Fazenda Novo Amparo como na Gulçari, onde observam-se as melhores exposições (Foto 03).

As análises petrográficas de lâminas delgadas revelaram que estas rochas são constituídas por mais de 70% de plagioclásio com teor de 34% de anortita (andesina), tendo como acessório anfibólio de cor verde (hornblenda) que chega a até 25% da rocha, acompanhado de granada, óxidos de Fe-Ti, quartzo e, em raros casos, titanita.

Entretanto, foi observada rocha anortosítica com até 14% de biotita, além de almandina (ver cap. Química Mineral) e muscovita. Neste caso é frequente a textura granolepidoblástica dada pela orientação das micas na mesma direção que os demais minerais.

Por exemplo, no furo 02 na altura de 57,47 m de profundidade, dá-se contato brusco entre nível anortosítico, acompanhado de biotita orientada, que confere à rocha textura granolepidoblástica e o nível de metamelanogabro. Nesta última rocha, os grãos de anfibólios, feldspatos e opacos apresentam-se orientados

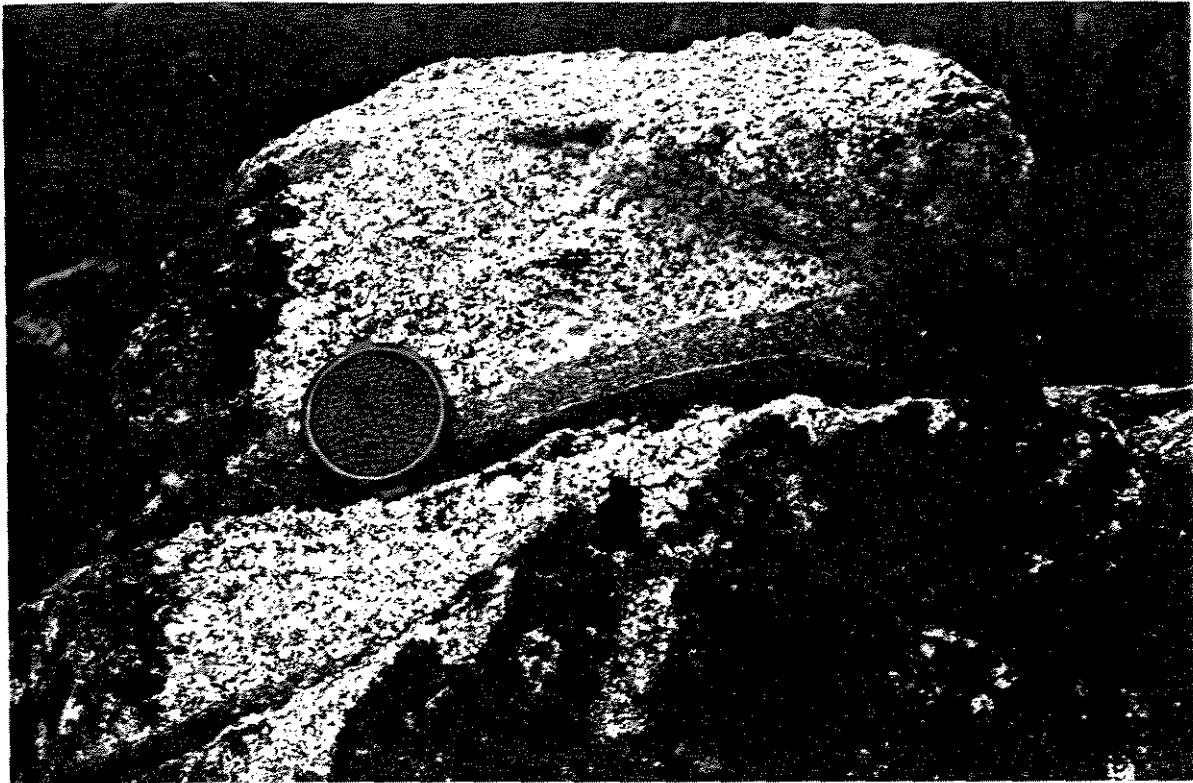


Foto 03- Acamamento ígneo reliquiar observado através da alternância de níveis de melanogabros, gabros e anortosito, paralelos a foliação regional.

imprimindo textura granonematoblástica. Todos os minerais dos dois diferentes litotipos estão orientados na mesma direção.

Os plagioclásios acham-se geminados segundo as leis albita, predominante, albita-periclina e, mais raramente, carlsbad embora ocorram grãos sem geminação, relacionados à matriz bastante recristalizada. Quanto ao tamanho dos grãos podem ser divididos em duas categorias: de 1,2 a 0,8 mm e grãos que vão de 0,42 a 0,2 mm.

Os primeiros normalmente ocorrem como porfiroclastos rodeados por anfibólios ou grãos menores de plagioclásio, com contatos triplíceis (120°) entre si bem desenvolvidos (Foto 04), sendo exibida a textura granoblástica na matriz. É provável que o teor de anortita dos porfiroclastos de plagioclásio seja maior do que a da matriz recristalizada, entretanto, seu avançado grau de sericitização impossibilita a determinação segura do teor de anortita.

O anfibólio, de cor verde e pleocroísmo verde claro a escuro, possui eudralismo variado, predominando grãos subédricos. Apresenta tamanho médio de 0,9 mm, podendo chegar a até 0,4 mm. Ocorre às vezes incluso na almandina (cap. Química Mineral) de cor rósea e tamanho médio de 0,98 mm, com eudralismo variando de subédrico a anédrico estando orientada na mesma direção que os grãos prismáticos.

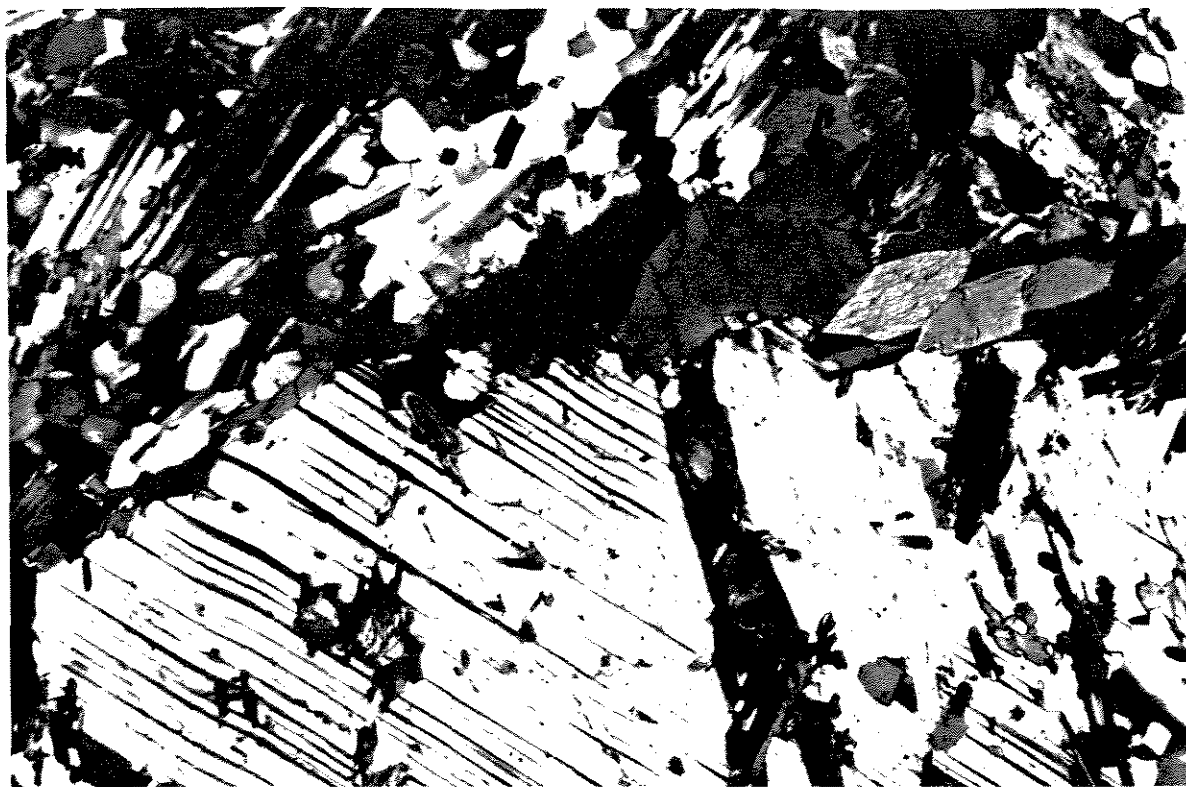


Foto 04- Porfiroclastos de plagioclásio (An 42%) rodeado por uma matriz recristalizada de quartzo (Qtz), anfibólio (Anf) e plagioclásio (An 31%), paralelos a foliação N-S.

A biotita de c6r amarronzada apresenta-se sub6drica a eu6drica, com tamanho m6dio 0,6 mm, ocorrendo como massas interrompidas que parecem substituir o anfib6lio.

Quartzo com tamanho m6ximo de 0,35 mm, ocorre an6drico formando normalmente contatos tri6plices com o plagiocl6sio que em conjunto comp6em a matriz recristalizada.

III.3- Metaleucogabros

Descrevendo-se os furos de sondagem, seja em escala de centímetros ou metros, foi observada a passagem, às vezes brusca outras gradacional, de metanortositos para metaleucogabros, através da diminuição percentual do plagioclásio e consequente aumento dos minerais máficos, representados basicamente por hornblenda, cummingtonita e biotita.

Os metaleucogabros ocorrem em maior volume na Fazenda Novo Amparo do que os metanortositos, compreendendo cerca de 12% do volume do Complexo Rio Jacaré na região citada. Também têm a sua ocorrência predominante na Zona Superior.

Trata-se de uma rocha fanerítica média, apresentando como cor predominante o branco conferido pelos feldspatos, embora apareçam diversos pontos pretos dos minerais máficos.

O plagioclásio, novamente como mineral formador de rocha, por sua disposição e ocorrência, é um forte indicador da origem gabróica destas rochas.

Normalmente ocorre como cristais de dois aspectos distintos: na maioria grosseiros, com tamanho médio de 3,3 mm a 1,2 mm, ripiforme, predominando a geminação albita e albita-periclina, embora a última seja mais persistente. É comum observar-se as ripas de plagioclásio dispostas em ângulos envolvendo ou sendo

parcialmente rodeados por anfibólitos, formando as texturas blasto-ofítica ou blasto-subofítica. O segundo conjunto de feldspato, possui tamanho médio de 0,45 mm, mostrando-se fortemente poligonizado, com contatos triplíces muito bem desenvolvidos, sendo raramente geminados.

Certamente, estes grupos distintos de plagioclásios pertencem a duas gerações diferentes. Sendo que, os de maior tamanho possuem teor de anortita mais próximo da composição original, com teor médio de 40% de anortita, enquanto, os segundos, poligonais, recrystalizados, límpidos e metamórficos possuem teor de anortita em torno de 31%.

Os anfibólitos estão representados por hornblenda e cummingtonita. Novamente, a hornblenda apresenta cor verde, com tamanho médio que pode chegar a até 3,8 mm em rochas mais grosseiras a 0,36 mm participando da matriz extremamente recrystalizada de feldspato e quartzo, ocorre tanto como prismas individualizados, subédricos, como em manchas intercrescidas com a cummingtonita.

O anfibólio de Fe-Mg é incolor a levemente esverdeado, apresenta lamelas de geminação múltipla bem finas, muito bem desenvolvidas, e tamanho médio de 0,67 mm.

Em algumas lâminas foram observados, grãos de cumingtonita com lamelas de exsolução sendo que o mineral exsolvido é a hornblenda, ocorrendo também o contrário (Fotos 05 e 06). Em algumas ocasiões, por exemplo, no furo 04, 35,39 m, foram observados cristais de cumingtonita intimamente associados à hornblenda, muitas vezes constituindo o núcleo em cuja periferia dá-se o último mineral. Estes anfibólios quando orientados juntamente com o plagioclásio de menor tamanho, conferem à rocha a textura granonematoblástica.

A granada possui cor rósea clara, subédrica a anédrica quando orientada, encontra-se na mesma direção dos feldspatos, anfibólios e micas. Ocorre algumas vezes como poiquiloblastos que podem chegar a até 5,8 mm, trazendo inclusos pequenos grãos de hornblenda e mais raramente plagioclásio.

Opacos, representados basicamente por Ti-magnetita e ilmenita e, mais raramente, por pirita, calcopirita podem chegar a até 6% do volume da rocha. Apresentam-se normalmente de forma esquelética, portanto anédricos, e comumente com o seu comprimento paralelo aos demais cristais quando orientados. Possuem tamanho variando de 2,6 mm a 0,44 mm.

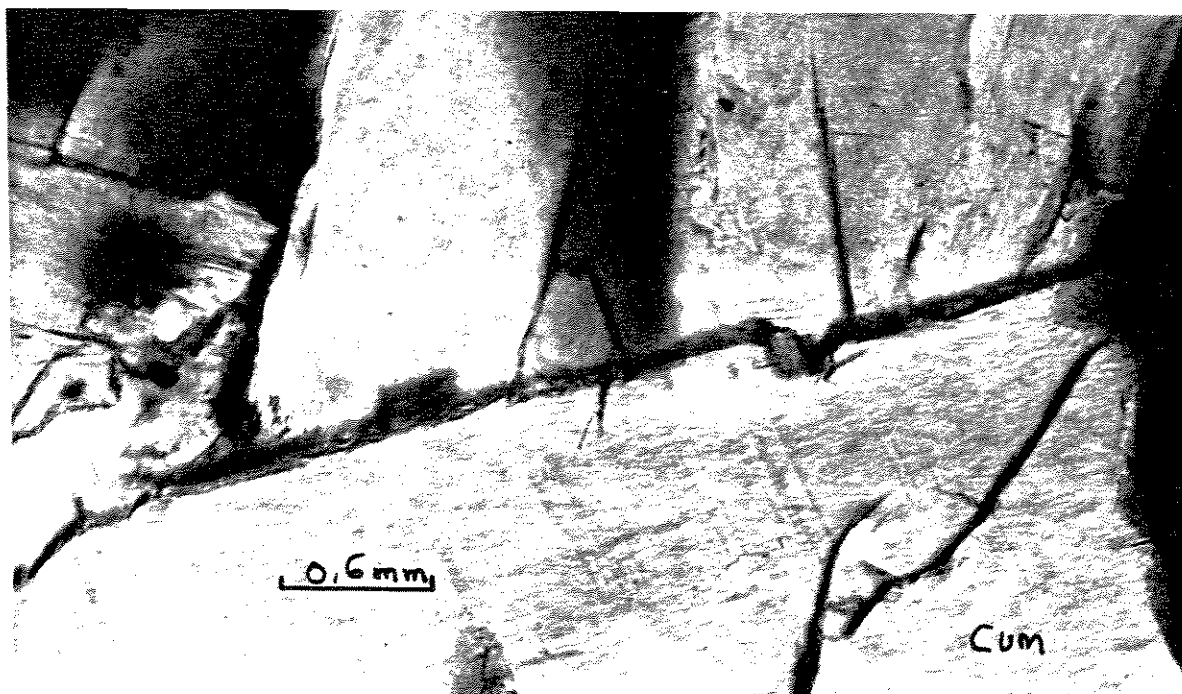


Foto 05- Cummingtonita apresentando lamelas de exsolução no qual o mineral exsolvido é a hornblenda. (Luz Polarizada=LP)

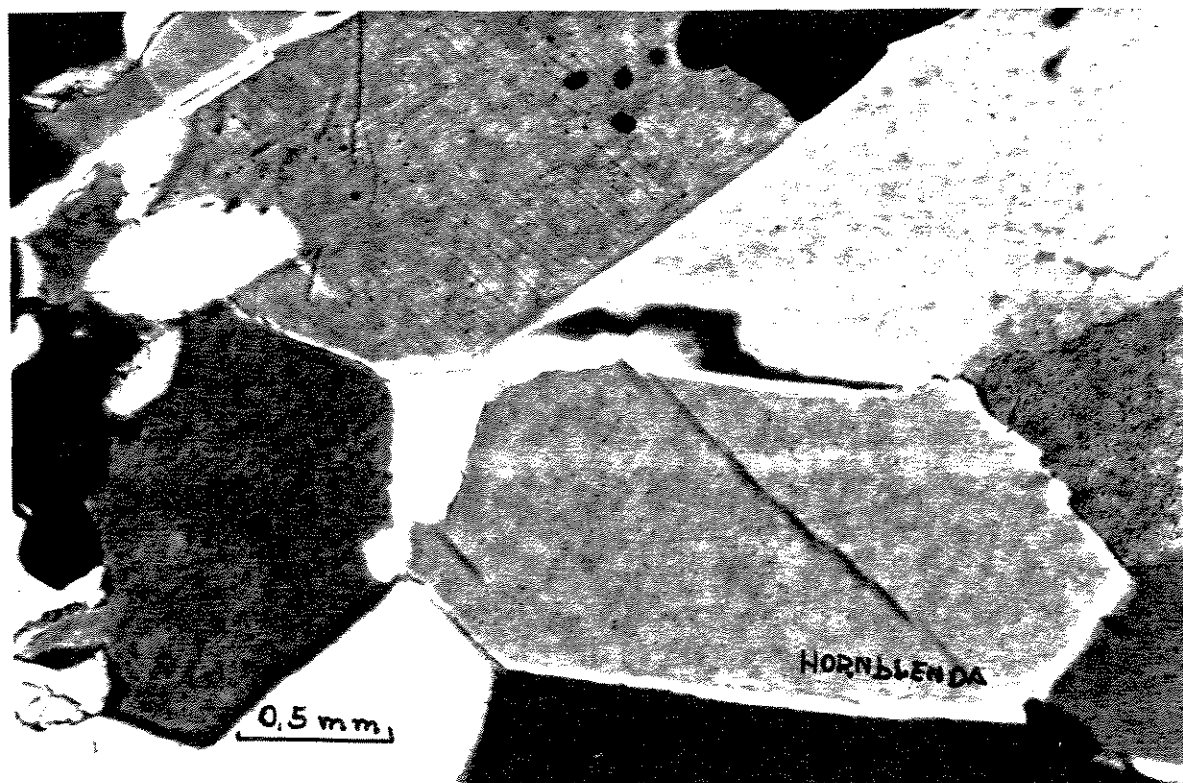


Foto 06- Anfibólios cálcicos recristalizados apresentando lamelas de exsolução no qual o mineral exsolvido é cummingtonita. (Nícois Cruzados = NX).

A biotita ocorre como mineral acessórios, chegando somente em alguns locais a 2% da rocha. Possui cor marrom-avermelhada e tamanho médio de 0,6 mm, aparecendo normalmente ao redor de opacos, sendo circundada, por sua vez, por hornblendas.

O quartzo, com tamanho médio de 0,32 mm, está associado a plagioclásios com elevado grau de recristalização, que normalmente compõe a matriz.

A apatita tem sido encontrada como finíssimos cristais de 0,25 mm, subédricos e disseminados, inclusos nos minerais formadores de rocha.

II.4- Metagabros

Os metagabros encontram-se presentes tanto na Zona Inferior, onde totalizam quase que 100% da unidade, quanto na Zona Superior.

Na Zona Inferior, tratam-se de rochas faneríticas grossas enquanto na Zona Superior são faneríticas médias. Normalmente, são rochas heterogranulares, de cor verde-escura, pintalgadas de branco.

Prismas orientados de anfibólios e de plagioclásios constituem seus componentes mineralógicos principais, possuindo como minerais acessórios: opacos e granada, e como minerais traços: quartzo, titanita e apatita.

A hornblenda de cor verde-azulada, normalmente é o principal mineral formador da rocha, alcançando até 63% do volume da rocha. Ocorre em dois grupos distintos: com tamanho médio de 3,45 mm a 1,6 mm e 0,53 a 0,21 mm, no qual forma um mosaico granoblástico junto com plagioclásio e quartzo. Em algumas ocasiões foram observados prismas orientados destes anfibólios, segregados em bandas alternadas de cummingtonita e plagioclásio que podem representar antigos níveis cumuláticos, hoje, metamorficados (Fotos 07 e 08).

A cummingtonita, como nas demais litologias anteriormente descritas, nem sempre acha-se presente nos metagabros. Entretanto, a cummingtonita mais uma vez,

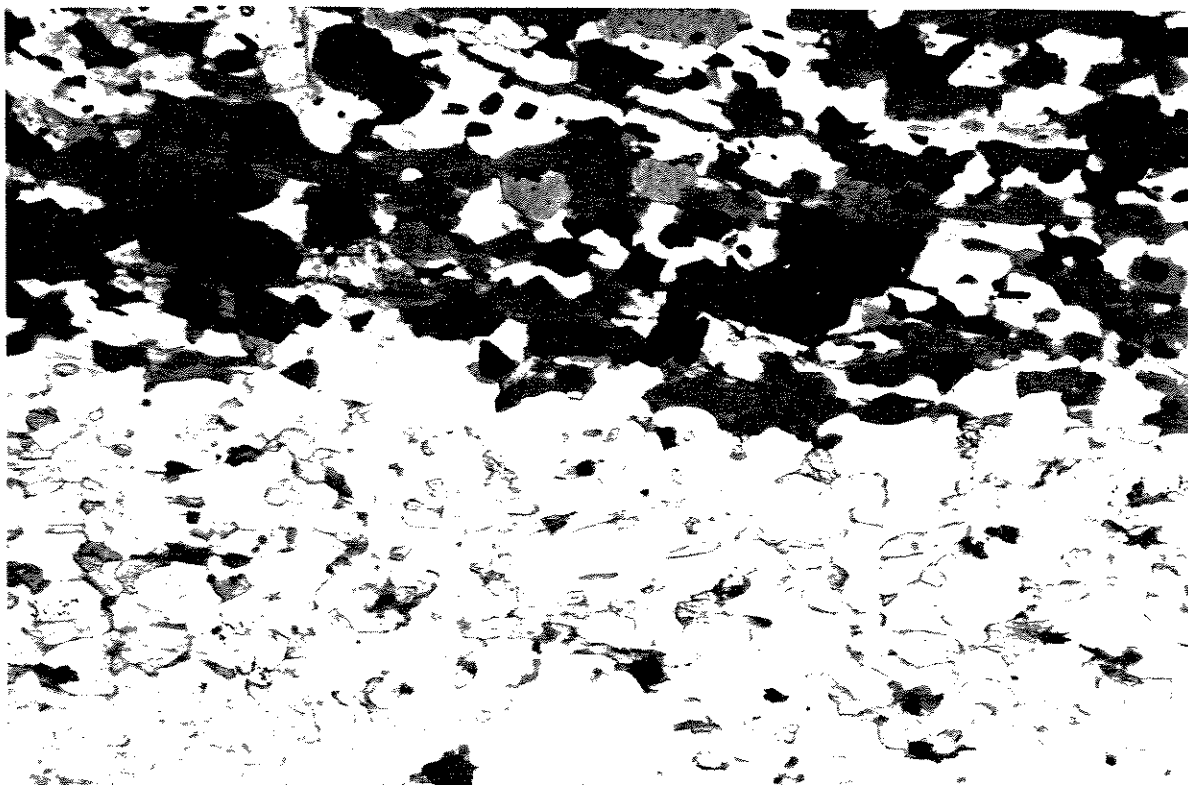


Foto 07- Contato brusco entre gabro com um nível anortosítico hoje metamorfisados, revelando a existência de micro acamamentos ígneos reliquiares paralelo a foliação N-S

mostra-se intimamente associada à hornblenda, algumas vezes intercrescida ou apresentando lamelas de exsolução, na qual a fase mineral exsolvida é a hornblenda. Seu tamanho médio é de 0,9 mm embora alguns cristais cheguem a até 1,6 mm.

O plagioclásio, normalmente ocorre em dois grupos distintos de tamanho, os quais exibem diferenças no teor de anortita. O primeiro grupo, possui tamanho de 4,3 mm a 2 mm com teor de anortita em torno de 42%. Na verdade, tratam-se de porfiroclastos rodeados comumente por hornblenda de tamanho um pouco menor (1,6 mm) ou por um mosaico granolepidonematoblástico de biotita, quartzo, anfibólio e feldspato não geminado e zonado, que compõem o segundo grupo de plagioclásios, identificados por menor teor em anortita, em torno de 30%, e tamanho médio dos grãos de 0,55 mm.

A granada levemente rosada, normalmente ocorre em cristais idióblásticos, com tamanho variando de 1,04 mm a 0,4 mm, inclusa nos porfiroclastos de plagioclásio.

A biotita de cor pardo-avermelhada, ocorre em palhetas aglomeradas e orientadas, associadas ao anfibólio.

Os opacos chegam a até 5% do volume da rocha, com tamanho médio de 0,6 mm. Ocorrem como plaquetas intersticiais e ainda como gotículas incluídas nos anfibólios. Apresentam cor negra e amarelada, com predominância do primeiro, tratando-se de óxidos de Fe e Ti.

A titanita quando presente, embora rara, ocorre rodeando os óxidos de Fe-Ti.



Foto 08- Alternância de melanogabros, anortositos e gabros metamorfisados revelando a existência de micro acamamentos ígneos reliquiais paralelos a foliação regional.

III.5- Metamelanogabros

Os metamelanogabros são assim classificados por apresentarem texturas típicas destas rochas, a exemplo de texturas blastofíticas, blastosubofíticas, além de uma mineralogia composta por 20% a 30% de plagioclásio e de 70% a menor que 80% de máficos, que representam paragêneses herdadas do clã gabróico, entretanto, modificadas por efeito do metamorfismo.

São rochas de cor verde-escura, com raras manchas esbranquiçadas devido à presença de feldspatos. Existem representantes tanto equigranulares e faneríticos médios, quanto iniquigranulares e faneríticos grosseiros.

O anfibólio observado nos metamelanogabros é essencialmente hornblenda, novamente com cor verde-azulada e tamanho que varia de 2,6 mm a 0,4 mm. Os menores fazendo parte de um mosaico granonematoblástico, que, junto com o plagioclásio e quartzo contornam porfiroclastos de plagioclásio.

O plagioclásio possui as mesmas características no modo de ocorrência que nas demais rochas já descritas. Há existência de uma população com até 3,1 mm e teor de anortita 42%, geminados segundo as leis albita, albita-periclina e carlsbad, alguns apresentando zoneamento e uma segunda população com tamanho médio de 0,4 mm, com teor de anortita de 31%, na qual predominam

grãos límpidos e não geminados ou maclados segundo a geminação albita, com zoneamento desenvolvido. Estes grãos normalmente são associados com quartzo contornando os porfiroclastos, apresentando comumente em seus contatos pontos tríplexes bem desenvolvidos.

O quartzo tem chegado a até 5% do volume da rocha, ocorrendo como grãos individuais associados ao mosaico granonematoblástico (plagioclásio e anfibólio orientados), com tamanho de 0,26 mm, ou em forma de gotas dentro de grandes cristais de hornblenda em contato com plagioclásio.

III.6- Metagabros ricos em granada

No Complexo Rio Jacaré, em particular na região da Fazenda Novo Amparo, ocorre um conjunto de rochas de difícil classificação, já que, sua mineralogia e características texturais primárias foram profundamente modificadas.

Estas rochas são marcadas pela presença de granada, que varia de 15 a 95% do volume da rocha, acompanhada de grande quantidade de anfibólios, opacos e em proporção bastante variável biotita e feldspato. O ltimo mineral podendo ocorrer com somente cêrca de 2% da rocha.

Curiosamente, serão aqui tratadas como metagabros ricos em granada, uma vez que possuem texturas e forma de ocorrência dos minerais metamórficos, em especial a granada, que indicam que este mineral é produto de reações metamórficas explicadas no capítulo referente ao metamorfismo.

Os metagabros ricos em granada são rochas faneríticas médias, normalmente foliadas e orientadas, também na direção N-S. Possuem cor bastante variável a depender do mineral predominante. Comumente exibem segregação de cristais de anfibólio e de opacos, ou mesmo de plagioclásios intersticiais a agregados de granada rosada.

huito. destes metagabros ricos em granada, ocorrem como finos níveis, em termos de espessura, intercalados a níveis constituídos de opacos, e de biotita, plagioclásio e quartzo ou mesmo compostos por hornblenda, feldspato e cumingtonita que gradativamente desaparecem, permanecendo os opacos e biotitas até o aparecimento de porfiroblastos de almandina que chegam a até 9,4 mm de comprimento.

Os porfiroblastos de granada são anédricos, contornados por hornblenda, trazendo incluso tanto o anfibólio quanto restos de plagioclásio, só percebidos pelas lamelas de geminação albita agora interrompidas.

Em rochas com mais de 80% de almandina, normalmente o segundo mineral formador é a hornblenda, seguida dos óxidos de Fe-Ti. Entretanto, é comum observar-se em várias destas lâminas, a presença de restos de plagioclásio (Fotos 09 e 10). Estas granadas normalmente estão em contato curvo com a hornblenda ou óxidos de Fe-Ti.

É notável o desenvolvimento de sigmóides de almandina, rodeados por filmes de hornblendas verdes e opacos esqueléticos, com raros cristais de plagioclásio (Foto 11).

Em uma lâmina foi ainda observada em torno da granada, grande quantidade de sericita, provável alteração dos feldspatos. Além disto, a presença de quartzo como cristais inclusos nas granadas, às vezes as tornando descontínuas, formam textura em atol.

Os anfibólios possuem as mesmas características que os descritos anteriormente.

A apatita ocorre como mineral traço incluso nas hornblendas; trata-se de grãos com tamanho variando de 0,76mm a 0,23mm, subédricos e de relevo bastante elevado como lhes é característico.

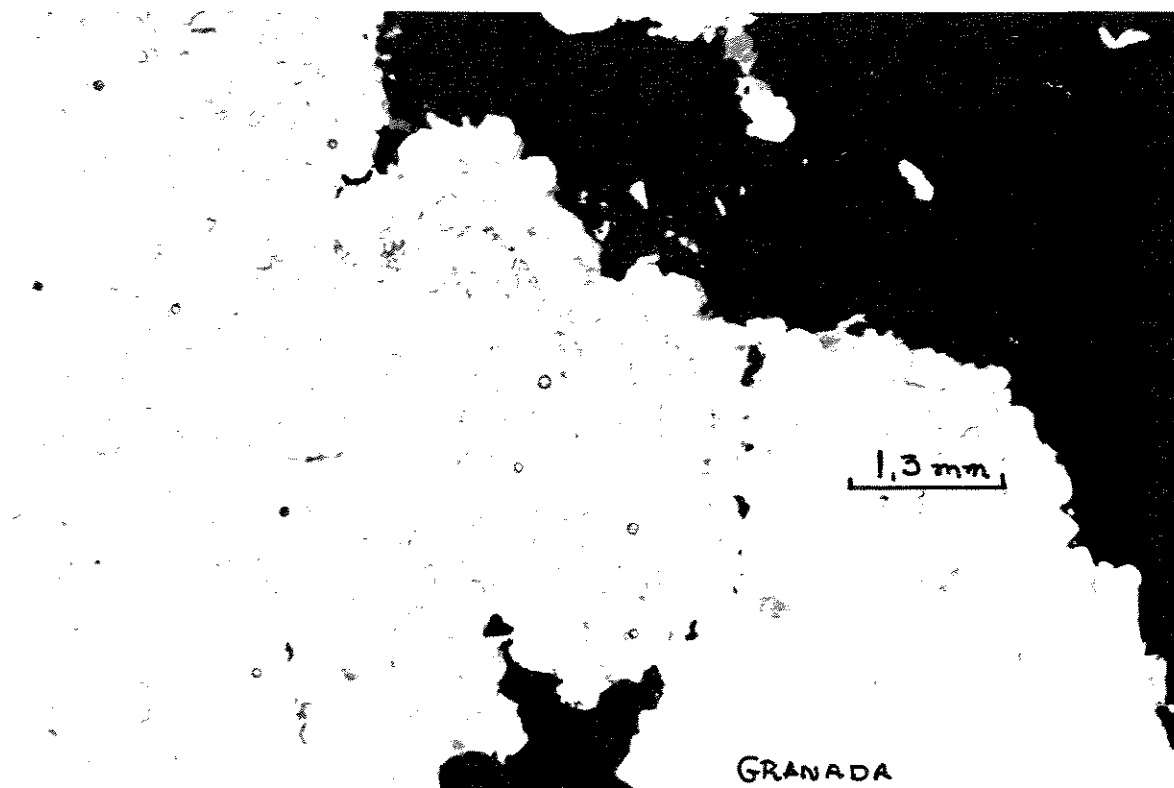


Foto 09- Aglomerado de granadas rodeada por óxidos de Fe-Ti, apresentando micro-inclusões de plagioclásio.

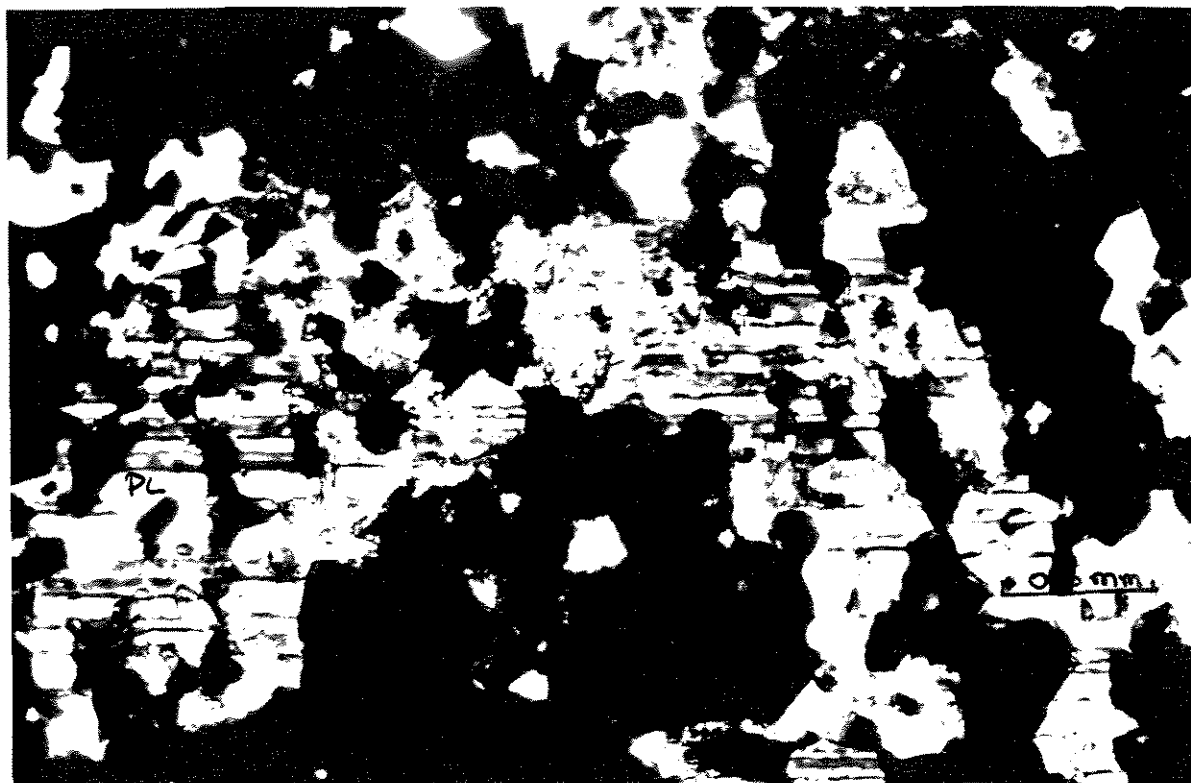


Foto 10- Aglomerado de granadas com inclusões de plagioclásio nas quais são percebidos restos da geminação albina. (Nicolis Cruzados = NC)

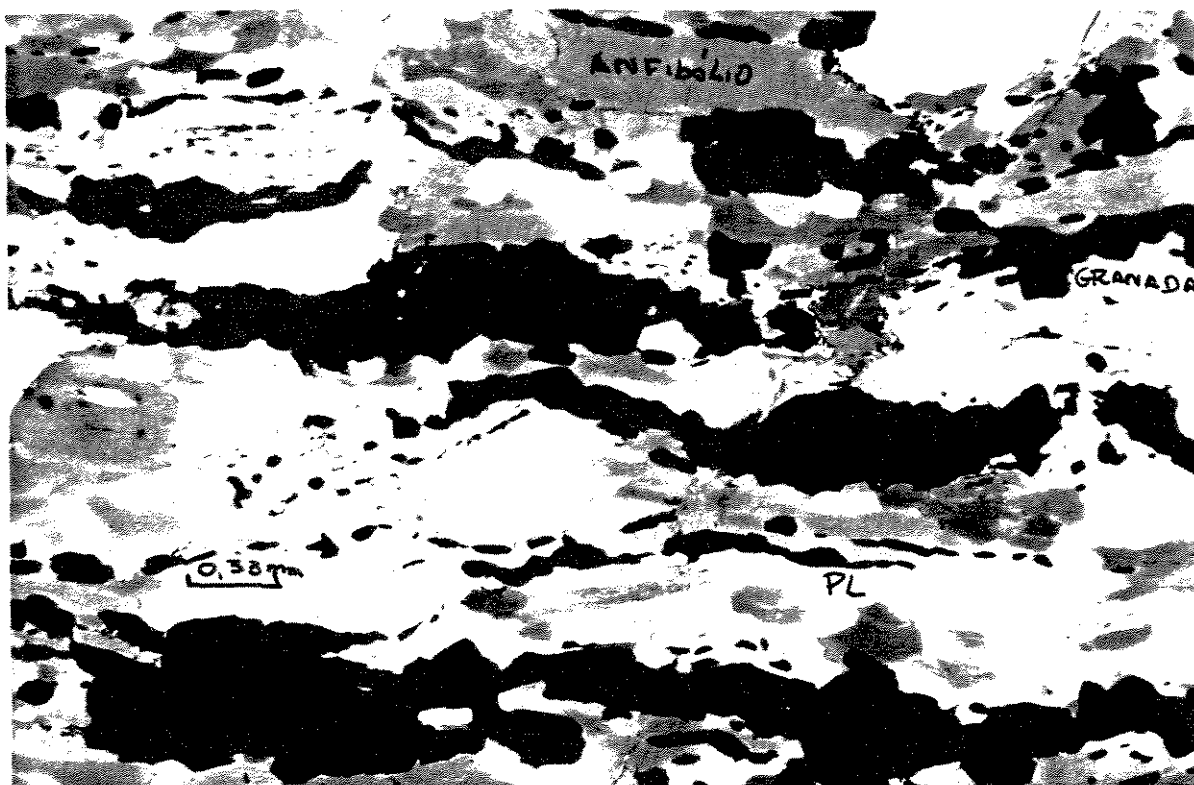


Foto 11- Metagabro rico em granada (gr) com porfiroblastos sigmoidais de almandina rodeada por óxidos de Fe-Ti, anfibólio (anf) e plagioclásio (pl), todos orientados segundo o plano da foliação regional.

III.7- Metamagnetititos

Os metamagnetititos na região da Fazenda Novo Amparo constituem cerca de 8% das rochas que compõem o Complexo Rio Jacaré.

Possuem a forma de uma lente descontínua de 285 m de comprimento e largura variando de 11 a até 21 metros, interrompida abruptamente nas suas extremidades norte e sul por falhamentos com direção NE/SW e mergulhos fortes, que cortam transversalmente a lente de magnetitito, seccionando-a em compartimentos individualizados.

Assim como as demais litologias presentes no complexo máfico-ultramáfico, mostram-se foliados na direção NNE/SSW e mergulhos fortes para SE com valores variando de 68 a 80 graus.

Encontram-se localizados na zona estratificada limitada a oeste por metagabros finos a médios, estes apresentando em sua mineralogia plagioclásio (37 a 55%), anfibólios de Fe-Mg e cálcicos, podendo chegar a até 54% da rocha; além de opacos, apatita, biotita, granada e titanita. O limite leste dos magnetititos é realizado com metamelanogabros que gradualmente passam a metapiroxenitos.

É muito comum observar-se grandes corpos de pegmatito quartzo-feldspático cortando longitudinalmente o magnetitito. Estes pegmatitos têm importância relevante no controle da lavra, uma vez que torna a lente de magnetitito compartimentada em profundidade (Galvão, 1984).

A análise microscópica de 18 seções polidas de testemunhos de furos de sondagem, tem indicado a existência de dois tipos de minério.

O primeiro caracteriza-se por uma rocha de cor preta muito escura, ligeiramente foliada, sendo isto melhor evidenciado pela orientação da ganga silicática. É composto por mais de 60% de óxidos de Fe-Ti. Ti-magnetita predomina sobre a ilmenita, ocorrendo como minerais opacos acessórios calcopirita e bornita.

O segundo tipo de minério foi individualizado por possuir uma estrutura milimetricamente bandada, onde observa-se a alternância de finos leitos de anfibólios alternados com leitos de Ti-magnetita e ilmenita, com característica descontínua, o que confere à rocha um aspecto riscado, razão pela qual é chamado de "minério fitado" (Galvão, 1984). Este tipo de minério encontra-se intimamente associado ao minério maciço, ocorrendo intercalado a este ou em faixas estreitas de seus bordos.

Em ambos os tipos verificam-se características similares no que concerne à mineralogia dos óxidos, sulfetos e ganga silicática e suas relações texturais. Mostram uma associação paragenética que os caracteriza como da classe "magnetita com ilmenita" (Galvão e Nonato, 1984).

Ti-magnetita é o mineral predominante. Comumente constitui mais de 55%, seguida de ilmenita que pode chegar a até 37% do volume da rocha, sendo o restante constituído pela ganga silicática que está composta principalmente por anfibólios, granada e biotita, e mais raramente por plagioclásio (Foto 12).

A Ti-magnetita ocorre como grãos anédricos com tamanho variando de 0,42 a 4,6 mm, com contatos ligeiramente curvos a fortemente reto com a ilmenita, e entre grãos de mesma espécie, formando verdadeiros mosaicos poligonais (Foto 12). É muito raro observar-se grãos de Ti-magnetitas sem exsoluções. Estas normalmente ocorrem com inclusões de ilmenitas, em forma de grãos e de lamelas, e com inclusões escuras muito finas e descontínuas, dispostas em ângulo reto de um provável espinélio que, por ser extremamente fino, impossibilita afirmar se é um pleonasto ou ulvoespinélio somente com o uso do microscópio petrográfico.

A ilmenita ocorre sob a forma de grãos anédricos sem lamelas de exsoluções, lamelas e filetes. Como grãos individualizados possuem contatos retos com pontos

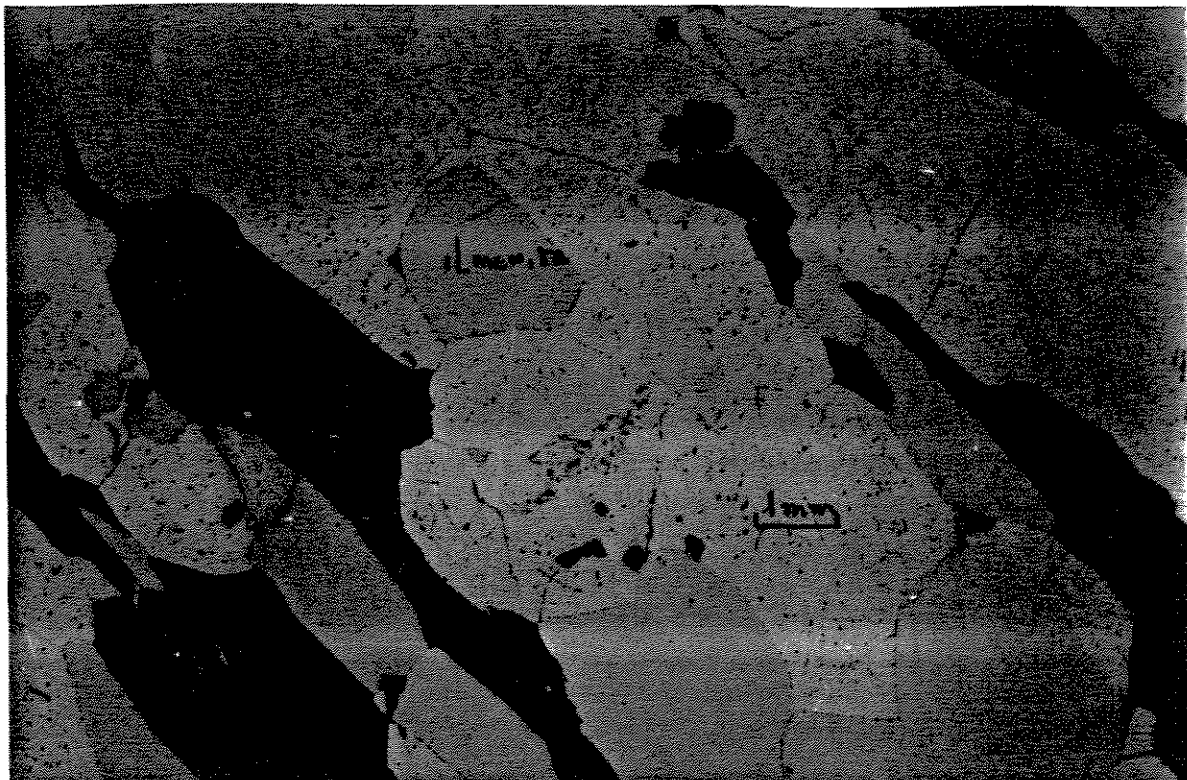


Foto 12- Metamagnetitito composto por magnetita e ilmenita com contatos tríplices muito bem desenvolvidos nos seus contatos. Presença da ganga silicática composta por anfibólios orientados.

triplicados muito bem desenvolvidos com a Ti-magnetita entretanto o contato com a ganga silicática tende a ser curvo. Possuem tamanho médio de 0.63 mm.

A ilmenita, sob forma de lamelas, pode apresentar-se como um conjunto bem definido, com bandas regularmente espaçadas entre grãos da Ti-magnetita, formando a textura "sandwich", ou como filetes entrelaçados em ângulo agudo num arranjo denominado treliça (Willemse, 1969). Esta feição é interpretada como uma exsolução da ilmenita nos planos (111) da Ti-magnetita. É comum também observar-se ilmenita macladas.

Sulfetos ocorrem como minerais acessórios preenchendo fraturas ou associados à ganga e/ou à Ti-magnetita. Calcopirita e bornita são encontrados normalmente associados. Possuem tamanho médio de 0,48 mm.

III.8- Xistos Máficos

Ainda neste cenário das rochas de difícil classificação aparecem aquelas com cerca de 50% de óxidos de Fe-Ti e 50 a 40% de anfibólio e o restante de biotita, granada, apatita e epidoto (mais raro).

Estas rochas são caracterizadas por notável segregação de óxidos e silicatos, normalmente orientados, formando a textura nematoblástica, que por sua mineralogia e anisotropismo serão aqui tratadas como opacos anfibólio xistos. Às vezes a diferença básica entre o xisto-máfico e o metagabro rico em granada é a ausência de textura ígnea reliquiar na primeira rocha.

Os anfibólios estão representados por hornblendas de cor verde-azulada, fortemente pleocróica, com ângulo 2V em torno de 35 graus, e um anfibólio incolor, geminado, que representa a cummingtonita, a qual ocorre em menor proporção. Estes anfibólios são normalmente subédricos, e muito comumente mostram junções triplíceis nos contatos, possuindo tamanho que varia de 0,93mm a 0,41mm.

Em algumas ocasiões observou-se que o segundo mineral predominante é a biotita ou a granada. No último caso, o mineral apresenta-se em forma de cordões compostos por aglomerados de grãos subédricos a anédricos, em contato com opacos ou com anfibólios, seja hornblenda ou cummingtonita, que ocorrem mais raramente.

Quando a biotita predomina sobre os demais silicatos, ela apresenta cor marrom-avermelhada, subédrica, com palhetas orientadas mais ou menos segregadas em bandas formando a textura granolepidoblástica, já que os opacos ocorrem como grãos xenoblásticos, com contatos poligonais a curvos entre grãos da mesma e de diferente espécie. É muito comum neste caso a hornblenda ocorrer como acessório e intersticial aos óxidos de Fe-Ti.

III.9- Metapiroxenitos

Os metapiroxenitos são rochas constituídas por mais de 80% de anfibólio, ocorrendo como acessórios: biotita, óxidos de Fe-Ti, granada, quartzo e como minerais traços: apatita e esfeno.

Embora não ocorra o piroxênio optou-se por este nome pois sabemos através de estudos realizados na Fazenda Gulçari (Brito, 1984) e no furo 05 aqui examinado que o anfibólio possivelmente é produto do metamorfismo do piroxenito original (ver capítulo de metamorfismo).

A predominância de minerais máficos, em especial da hornblenda, confere à rocha uma cor verde escura. Sua granulometria varia de fina a média, mostrando-se fortemente foliada devido à orientação de prismas de anfibólios que imprime a textura nematoblástica muito bem desenvolvida.

Hornblenda é o anfibólio predominante. Possui cor ver-azulada e pleocroísmo variando de verde-claro a escuro. Seus cristais subédricos, possuem tamanho médio de 0,75 mm, embora ocorram grãos bem menores, com cerca de 0,34 mm, associados a finos e límpidos cristais de plagioclásio e quartzo extremamente recristalizados.

É muito comum observar-se finas lamelas de exsoluções de hornblenda exsolvendo a cummingtonita e vice-versa. Além disto, têm sido observados grãos

compostos destes dois anfibólios e pedaços de hornblenda na cummingtonita que também estariam relacionados a processos de exsolução, cuja explicação será interpretada no capítulo referente ao metamorfismo.

A cummingtonita é incolor, apresentando-se comumente geminada, com ângulo 2V em torno de 65 graus. Ocorre como grãos individuais subédricos, às vezes intercalados em finas bandas compostas por hornblenda e opacos. Quando anédricos são intercrescidos com hornblenda. Possuem tamanho médio em torno de 0,61 mm.

Os opacos apresentam cor negro e amarelado. Os primeiros são predominantes e relacionados à Ti-magnetita e ilmenita, que ocorrem como grãos individuais extremamente estirados, dificultando medir-se o tamanho de seus grãos ou como manchas irregulares impregnando interstícios da hornblenda. Os últimos são relacionados a sulfetos.

A almandina aqui também é o representante da granada. Esta granada de cor rósea e intensamente fraturada, muitas vezes mostra-se sigmoidal e com muitas inclusões de hornblenda. Seu tamanho médio é de 2,3 mm.

A biotita tem chegado a até 3% do volume da rocha. São grãos subédricos a anédricos, com tamanho médio de 0,4 mm, ocorrendo geralmente entre grãos de hornblenda e óxidos de Fe-Ti.

O plagioclásio ocorre maclado segundo a lei de geminação albita, tratando-se de grãos límpidos, bastante recristalizados, formando um mosaico granoblástico junto com quartzo e anfibólio.

É comum a presença de quartzo em forma de gotas intersticiais no anfibólio, principalmente quando em contato com os feldspatos.

A apatita ocorre como diminutos cristais disseminados, intersticiais na esfero.

Esfero aparece como manchas irregulares, finas, rodeando óxidos de Fe e Ti (Foto 13).

No furo 02, à profundidade de 60,40 m, foi observado contato do metaleucogabro com uma brecha de metapiroxenito. Esta constitui-se basicamente de hornblenda embora ocorram possíveis pseudomorfos de olivina, numa estrutura de "mesh" invadida por opacos e serpentina de cor cinza-azulada, com a clorita no contato onde observam-se pequenos cisalhamentos. Falhas partindo do contato invadem o metaleucogabro trazendo consigo esfalerita cimentada, com uma direção de clivagem muito boa. É notada ainda nessa rocha a presença do leucoxênio.

Foi feita uma lâmina no furo 05, à altura de 25,25 m, na qual constatou-se a presença de restos de clinopiroxênio rodeado por hornblenda. Tal feição é indicativa de reação metamórfica que será discutida no capítulo do metamorfismo.

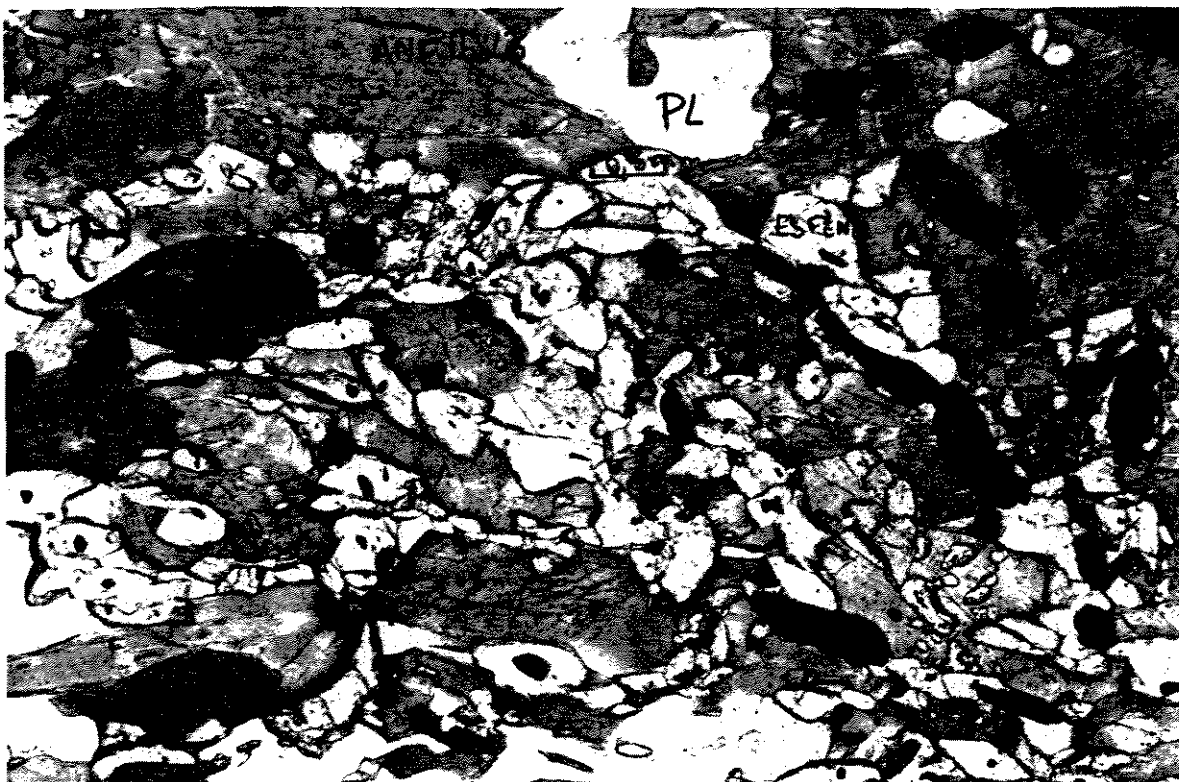


Foto 13- Metapiroxenito apresentando esfeno rodeando ilmenitas. A esfeno também é circundada por anfibólios cálcicos.

IV- QUÍMICA MINERAL

IV.1- Considerações Iniciais

Os dados analíticos obtidos por microsonda eletrônica, centraram-se em associações minerais que possibilitassem obter informações a cerca da temperatura e fugacidade de oxigênio a que foi submetido o pacote de rochas do Complexo máfico-ultramáfico.

Desta maneira, priorizou-se o estudo de anfibólios, granada, biotita e óxidos de Fe-Ti. As análises pontuais destes minerais foram obtidas de amostras de testemunhos de furos de sonda localizadas na Zona Superior, representadas por metagabros (F5-49,60 m e F4-33,00 m) e metamagnetitito (F2-58,66 m).

A quantidade de análises e os pontos estão listados na Tabela 01.

TABELA 01- Amostras e minerais respectivos
analisados por microsonda

Amostras F5-49.60 F4-33.00 F2-58.66			

Anfibólio	4	1	0
Granada	13	14	0
Biotita	6	0	0
Magnetita	0	1	15
Ilmenita	1	0	6

IV.2- Anfibólito

Os anfibólitos foram analisados nos metagabros (F5-49,60 m e F4-33,00 m) em locais que normalmente estavam em contato com granada e biotita. Os resultados das análises estão apresentados na TABELA 02.

A separação do Fe+2 e Fe+3 a partir do ferro total obtido da análise de microsonda foi possível a partir do método proposto por Droop (1987).

Baseando-se nos critérios adotados por Leake (1978) para classificação de anfibólitos, as análises indicam tratar-se de anfibólitos cálcicos que puderam ser agrupados segundo os seguintes parâmetros:

1- $(Na + K) > 0.5$; $Ti < 0.5$; $Fe+3 < Al$ (octaédrico). Tais tipos de condições foram preenchidas pelos pontos listados abaixo com o seu respectivo tipo de anfibólito.

F5-49,60 m B(3)- Como o número de magnésio é de 0.28 e $S_1 = 6.5$ trata-se de uma hornblenda ferro-pargasítica.

F5-33,00 m- Com número de magnésio de 0.28 e $S_1 = 6.47$ pode ser classificada como uma hornblenda ferro-pargasítica.

F5-49.6 A(1)- Trata-se de hornblenda ferro-edenítica pois o número de magnésio obtido foi de 0.24 e $S_1 = 6.58$.

2- A condição $(Na + K) > 0.5$; $Ti < 0.5$; Fe^{+3})
Al (Octaédrico) foi atendida pelos seguintes pontos:

F5-49.60 m C(6) e F4 B(1) tratando-se de
hornblenda magnésio-hastingsítica pois os valores de número
de magnésio obtidos foram de 0.31 e 0.35 e o número de
silício foi de 6.39 e 6.53, respectivamente.

TABELA 02 - Composição de anfibólios do Complexo Rio Jacaré
Base de 24 oxigênios

	F5-49.6 C6	F5-49.6 A5	F5-49.6 B1	F5-49.6 B3	F4-33.0
SiO ₂	38.77	40.36	39.99	40.14	40.19
Al ₂ O ₃	13.52	14.12	12.45	13.97	13.99
TiO ₂	0.09	0.60	0.51	0.62	0.64
FeO	24.15	22.42	24.64	24.15	25.22
MgO	4.21	4.47	4.6	4.08	4.31
MnO	0.97	0.08	0.19	0.15	0.05
Na ₂ O	2.32	2.15	2.23	2.10	2.31
CaO	9.73	9.95	9.85	10.09	9.7
K ₂ O	0.15	0.24	0.21	0.20	0.18
BaO	0.02	0	0	0.02	0
TOTAL	93.96	94.41	94.69	95.56	96.61
Si	6.39	6.58	6.53	6.5	6.47
Al ⁺⁴	1.60	1.42	1.47	1.5	1.53
Al ⁺⁶	1.01	1.29	0.92	1.17	1.12
Fe ⁺³	1.2	0	1.14	0.87	0.84
Fe ⁺²	2.24	3.4	2.08	2.48	2.63
Mg	1.04	1.08	1.12	0.99	1.03
Mn	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00
Na	0.74	0.68	0.70	0.66	0.72
Ca	1.72	1.74	1.72	1.75	1.67
K	0.03	0.05	0.04	0.04	0.03
Ba	0.01	0	0	0	0

Os valores dos óxidos foram recalculados com base no trabalho de Droop (1987)

IV.3- Biotita

As análises por microsonda eletrônica nos grãos de biotita somam um total de 6 pontos executados essencialmente no metagabro da amostra F5-49.60 m (A, B, C e D).

Fazendo uso do diagrama de Deer et al. (1978), que situa a composição das biotitas limitada pelos extremos flogopita, annita, siderofilita e eastonita, esta última designação antiga, as análises realizadas para as rochas em estudo situam-se dentro do plano da biotita (Guidotti, 1984), mais especificamente nos arredores do componente annita.

As principais substituições definidas pelo campo apresentado na FIGURA 03 são relacionadas às posições relativas de ferro divalente e magnésio nas posições octaédricas de silício e alumínio nas posições tetraédricas das fases minerais. Ainda de acordo com este gráfico o campo das biotitas e flogopitas seria definido por uma proporção de Mg/Fe de 2/1.

Segundo Guidotti (1984), as variações das composições do plano idealizado para a biotita são resultados das substituições entre ferro em seu estado reduzido e magnésio com as substituições tchermakíticas destes elementos e Si, Al (tetraédrico) e alumínio (octaédrico) devido a reações metamórficas.

O espaço definido pelos membros extremos annita, flogopita, Al-annita e Al-flogopita é denominado como campo da biotita. Desta forma, o termo biotita situa qualquer ponto dentro do plano enquanto os termos Al-annita e Al-flogopita correlacionar-se-iam a siderofilita e eastonita (Deer et al., 1978).

Guidotti (1984) chama atenção para o fato de que as biotitas que ocorrem na fácies anfibolito geralmente projetam abaixo das componentes Al-annita e Al-flogopita e a relação $Mg/Mg + Fe$ varia entre 0.3 e 1.

As biotitas em estudo atenderiam a primeira condição, contudo, os valores de $Mg/Mg + Fe$ variando de 0.26 a 0.31 deve estar relacionado ao fato das rochas do Complexo Rio Jacaré especialmente na Zona Superior serem muito ricas em ferro.

A relação alumínio (octaédrico) e titânio é de grande importância, visto que, o titânio tende a substituir o alumínio à medida que aumenta o grau metamórfico. Devido à pouca quantidade de análises é difícil fazer considerações deste tipo. Contudo, a porcentagem em titânio nos pontos analisados apontam para valores apresentados por Guidotti (1984) para metabasitos de grau médio.

TABELA 03 - Composição das biotitas do Complexo Rio Jacaré
Base de 22 oxigênios

	F5-49.6 C4	F5-49.6 C5	F5-49.6 A3	F5-49.6 B8	F5-49.6 D3	F5-49.6 D5
SiO ₂	34.17	31.54	34.95	33.92	34.29	34.23
K ₂ O	8.33	6.54	8.29	8.76	8.16	8.16
Na ₂ O	0.27	0.19	0.32	0.13	0.31	0.31
FeO	26.25	28.59	26.59	27.69	26.36	26.36
Al ₂ O ₃	15.69	16.08	15.56	16.19	15.83	15.83
MgO	6.28	6.57	6.24	5.74	6.26	6.21
MnO	0.08	0.04	0.08	0	0.04	0.09
TiO ₂	2.24	1.7	1.91	2.05	1.68	1.73
CaO	0.13	0.02	0.04	0.01	0.06	0.06
TOTAL	93.58	91.34	94.30	94.40	94.45	93.24
Si	5.92	5.45	6.06	5.88	5.95	5.94
K	1.84	1.44	1.83	1.93	1.84	1.80
Na	0.09	0.06	0.10	0.04	0.01	0.10
Fe	3.81	4.14	3.85	4.01	3.99	3.82
Al(IV)	2.07	2.13	1.93	2.11	2.05	2.06
Al(VI)	0.01	0	0.12	0.03	0.04	0.04
Mg	1.62	1.69	1.61	1.48	1.61	1.60
Mn	0.01	0.00	0.01	0.26	0	0.01
Ti	0.29	0.22	0.24	0.01	0.21	0.22
Ca	0.02	0.00	0.00	0.26	0.01	0.01
Nº Mg	0.29	0.25	0.29	0.26	0.28	0.29

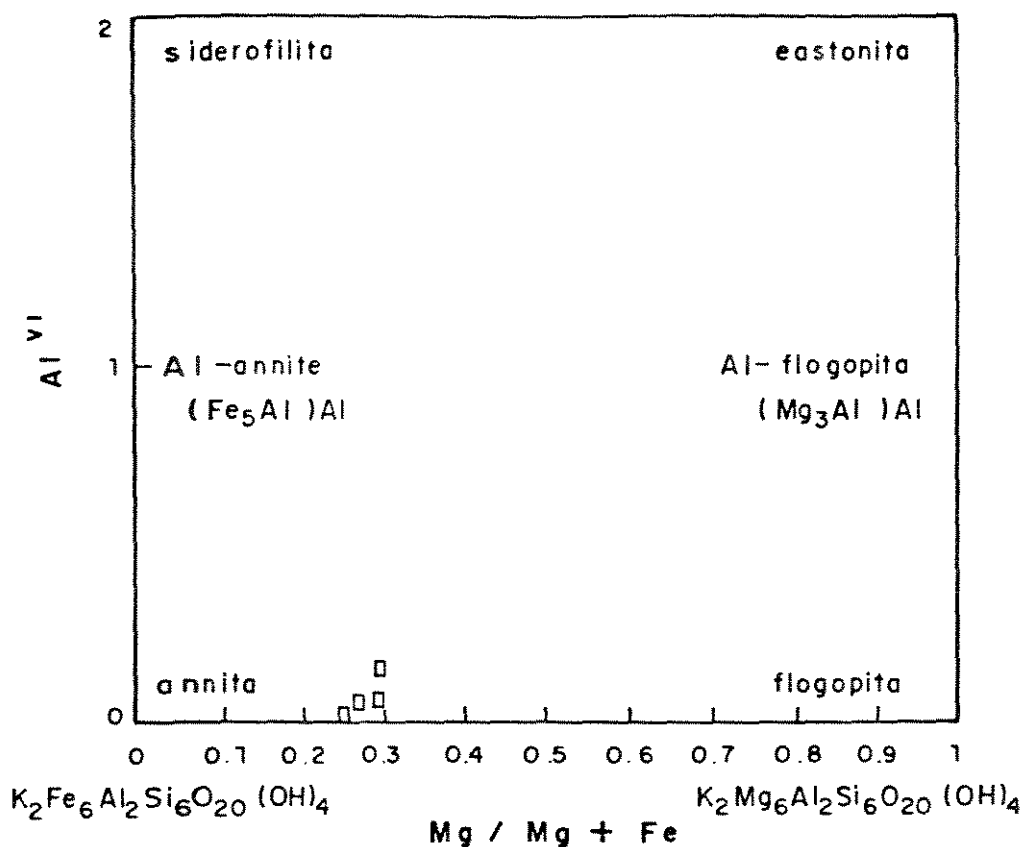
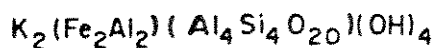


FIGURA 03- Variação composicional das biotitas segundo Guidotti (1984) e localização das análises do Complexo Rio Jacaré.

IV.4- Granada

As granadas foram analisadas nas amostras F5-49,60 m em quatro campos diferentes (A, B, C e D) e em F4-33,00. Em alguns dos grãos foram feitos perfis da borda para o centro.

Os resultados apresentados na Tabela 04 indicam que estes alumino-silicatos tratam-se de soluções sólidas de almandina-piropo-grossulária. O termo almandina é o predominante, variando em proporção de 77 a 79%.

Nos grãos onde foram realizados perfis parece haver um aumento do componente piropo e diminuição da almandina da borda para o centro.

Este fato está relacionado a uma solução sólida entre almandina-piropo-espessartita, série pyrospita (Deer et al., 1978), que com abaixamento da temperatura, relacionado ao metamorfismo, provoca uma substituição do magnésio pelo ferro divalente do centro para a borda, gerando um zoneamento composicional da granada.

Os recálculos das granadas foram baseados na fórmula química do mineral, $X_3Y_2Z_3O_{12}$, no qual no sítio X entrariam o Fe^{+2} , Mg, Mn e Ca o sítio Y será preenchido pelos cátions de Cr, Ti, Fe^{+3} e Al (octaédrico) e o Z por Si e Al (tetraédrico). Estes cátions foram recalculados com base em 24 oxigênios.

TABELA 04 - Composição de granadas do Complexo Rio Jacaré
Base de 24 Oxigênios

F4-33 c	F5-49 C(b)	F5-49 C(m)	F5-49 C(c)	F5-49 C(7)	F5-49 C(8)	F5-49 D(2)	F5-49 D(4)	F5-49 D(6)	F5-49 B(b)	F5-49 B(m)	F5-49 B(c)	F5-49 A(4)	F5-49 A
36.91	37.33	37.07	37.33	37.53	37.36	37.61	37.97	37.66	37.57	37.57	37.59	38.06	3
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0.05	0.08	0.07	0.01	0.01	0.02	0	0	0	0.02	0	0.05	0.07	
0	0.03	0	0.09	0.05	0.06	0	0.04	0.01	0.03	0	0.04	0	
33.90	34.59	33.94	35.77	35.27	34.90	35.11	34.29	34.75	35.41	34.31	34.41	34.49	3
20.73	21.18	20.82	21.27	21.07	21.11	21.05	20.90	20.53	20.82	20.80	20.74	21.14	2
2.15	1.53	1.66	1.62	1.62	1.67	1.60	1.64	1.58	1.37	1.65	1.70	1.44	
1.27	1.99	2.13	1.26	1.41	1.52	1.35	1.39	1.26	1.47	1.84	1.77	1.41	
0	0.08	0	0	0.03	0	0.14	0.04	0	0.08	0.10	0	0.10	
0.24	0.09	0.29	0.02	0	0	0.53	0.41	0	0	0.22	0.44	0.07	
3.71	3.83	3.87	4.04	3.97	4.12	3.87	3.98	4.04	3.99	4.13	3.97	3.95	
98.99	100.77	99.86	101.45	101.00	100.80	101.30	100.69	99.87	100.80	100.14	100.74	100.77	100
6.01	5.99	6.01	5.96	6.01	5.99	6.02	6.08	6.08	6.03	6.03	6.04	6.08	6
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
3.98	4.00	3.98	3.97	3.97	3.98	3.97	3.94	3.91	3.94	3.94	3.93	3.98	4
0	0	0	0.01	0.05	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	0	0	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	0	0	0	0.03	0	0.01	0	0	0.01	0.01	0	0.01	
0.52	0.36	0.40	0.38	0.38	0.40	0.38	0.39	0.38	0.32	0.39	0.40	0.19	
4.62	4.64	4.60	4.75	4.72	4.68	4.70	4.59	4.69	4.75	4.61	4.63	4.60	
0.17	0.27	0.29	0.17	0.19	0.20	0.18	0.18	0.17	0.20	0.25	0.24	0.19	
0.64	0.65	0.67	0.69	0.68	0.71	0.66	0.68	0.70	0.68	0.71	0.68	0.67	
77.42	78.16	77.09	79.16	78.76	78	79.24	78.42	78.91	79.6	77.25	77.61	79.19	7
8.77	6.19	6.7	6.45	6.46	6.6	6.45	6.68	6.4	5.5	6.63	6.8	5.9	
2.94	4.55	4.9	2.65	3.2	3.45	3.08	3.22	2.92	3.36	4.18	4.05	3.28	
10.85	11.08	11.26	11.53	11.36	11.83	11.21	11.66	11.76	11.52	11.92	11.48	11.61	1

Fe⁺² e Fe⁺³ separados com base nos trabalhos de Droop (1987).

IV.5- óxidos de Fe-Ti

Os óxidos de Fe-Ti estão representados no Complexo em estudo por soluções sólidas de magnetita-ulvoespinélio e ilmenita-hematita.

Os grãos de titanomagnetita têm mostrado frequentemente lamelas de exsolução de ilmenita, algumas grosseiras e regularmente espaçadas, outras finas cruzadas definindo as texturas em sanduiche e treliça, respectivamente (Buddington & Lindsley, 1964).

Essas lamelas de exsolução não demonstram a existência de uma solução sólida entre a magnetita e ilmenita. Buddington & Lindsley (1964) têm defendido a idéia de que, em alguns casos, as lamelas possam representar fenômenos de oxidação-exsolução.

Este mecanismo aconteceria em magnetitas contendo quantidades expressivas de Fe_2TiO_2 (USP) em solução sólida que sob condições de baixa fugacidade de oxigênio e decréscimo da temperatura até a linha do solvus magnetita-ulvoespinélio provocaria a exsolução de uma fase rica em ulvoespinélio segundo os planos (100) do mineral hospedeiro. Entretanto, sob condições de mais alta fugacidade de oxigênio e temperatura mais elevada teríamos o processo de oxidação do ulvoespinélio em solução-sólida, originando dessa maneira a ilmenita que ocorre sob forma de

lamelas e/ou grãos internos e externos a magnetita, sendo esse fenômeno denominado oxidação-exsolução (Buddington & Lindsley, 1964).

Alguns autores defendem que a oxidação-exsolução se daria ainda a temperaturas elevadas, quando a maior mobilidade dos íons favoreceria a quebra das lamelas de ulvoespínélio (Reynolds, 1983).

Inicialmente, apesar da pouca quantidade de dados analíticos a serem obtidos, optou-se pela análise de grãos que fornecessem informações a respeito da variação da fugacidade de oxigênio, durante o metamorfismo, já que, os magnetititos tratam-se agora de rochas metamorfisadas.

Desta forma, os grãos foram analisados segundo as seguintes categorias:

1- Análise de grãos de Ti-magnetita. Em alguns destes foi feito perfil, visto que foram observadas inclusões bem finas e descontínuas tornando-se impossível caracterizá-las com o uso do microscópio.

2- Lamelas de ilmenita na Ti-magnetita.

3- Análise dos grãos de ilmenita isolados embora sempre coexistindo com a Ti-magnetita.

A determinação da percentagem de ulvoespínélio e hematita na Ti-magnetita e ilmenita, respectivamente, foi realizada segundo o método proposto por Buddington e Lindsley (1964).

Para a solução sólida ilmenita-hematita o método propõe que se reúna os óxidos cujos cátions são trivalentes (Cr, Al e V) num fator denominado R203. Obtido este valor, dividiu-se o resultado por dois e então subtrai-se da somatória de cátions divalentes (Mn e Mg), representado por R0. O excesso de R203 posteriormente é subtraído do número de cátions de ferro divalente, uma vez que o FeO combina-se com este excesso sob a forma de FeO.R203. Tendo sido obtido o novo valor de ferro divalente soma-se com o número de ferro trivalente e titânio o resultado sendo recalculado para 100%, determinando-se então a percentagem de hematita para o novo valor de ferro divalente.

A fração molar em percentagem de ulvoespinélio na solução sólida magnetita-ulvoespinélio, foi realizada da mesma forma que descrito anteriormente, à exceção que o excesso de R203 foi retirado do titânio.

Entretanto, para obtenção das frações molares dos óxidos de Fe-Ti, anteriormente efetuaram-se cálculos que permitiram a separação do ferro na sua forma reduzida e oxidada, já que as análises obtidas por microsonda fornecem o valor do ferro total. Para isto, recorreu-se ao trabalho de Droop (1987) que calcula a quantidade de ferro oxidado nas magnetita e ilmenitas segundo as equações; $Fe^{+3} = 16 - Al - Cr - 2Ti$ e $Fe^{+3} = Fe\text{ total} + Mg + Mn - Ti - Si$.

Os resultados das análises das Ti-magnetitas e ilmenitas não serão aqui tratadas separadamente, visto que, as duas fases estão intimamente relacionadas seja por processos de oxidação-exsolução ou por simples oxidação e ainda pela cristalização simultânea dos óxidos como fases minerais distintas porém contemporâneas.

Os valores obtidos das análises das Ti-magnetitas, tem indicado que estas se tratam de Ti-magnetitas vanadíferas, já que, a percentagem de vanádio nestes é substancialmente alta.

Os pontos analisados revelam valores médios de percentagem em ulvoespinélio em torno de 1% (Tab. 05).

Por sua vez, as análises de ilmenitas têm apresentado valores na ordem de 4% e 1,5% para grãos individuais e lamelas, respectivamente.

Estes resultados podem ser reflexo de mudanças composicionais relacionadas ao abaixamento da temperatura. Segundo Buddington & Lindsley (1964), sob condições de altas temperaturas, a coexistência de Ti-magnetita e ilmenita rica em ferro é favorecida.

Sob condições de temperatura decrescente e fugacidade de oxigênio constante, para que se mantenha a relação Fe/Ti estável para o par Ti-magnetita e ilmenita coexistindo faz-se necessário um reequilíbrio destes minerais. Origina-se, assim, uma nova associação em que a magnetita estará mais empobrecida em moléculas de

ulvoespínélio e a solução sólida ilmenita-hematita decrescerá o conteúdo de hematita pela perda do Fe^{+3} (Reynolds, 1983).

Portanto, sob temperaturas mais altas teremos uma associação mineral composta por óxidos de Fe-Ti com valores mais altos de hematita na solução sólida ilmenita-hematita e uma magnetita com alta percentagem em ulvoespínélio. Com o decréscimo da temperatura, a ilmenita empobrece-se em ferro e, portanto, em moléculas de hematita, enquanto a magnetita perde titânio originando uma fase mais empobrecida em ulvoespínélio.

Desta forma, a percentagem de hematita mais alta nos grãos de ilmenita do que nas lamelas, deve estar representando condições de formação a mais altas temperaturas para os grãos. Sendo também coerente imaginar que a composição das Ti-magnetitas antes do metamorfismo apresentava valores mais elevados em ulvoespínélio do que as atuais.

Com o rebaixamento contínuo da temperatura teríamos a exsolução do ulvoespínélio pela Ti-magnetita segundo os planos (100). Entretanto, isto parece não ser observado nas rochas do Complexo Rio Jacaré, mas são abundantes as lamelas de exsolução de ilmenita na Ti-magnetita que devem ter sido originadas devido ao fenômeno de oxidação-exsolução.

TABELA 05 - Composição das Ti-magnetitas
Base de 32 oxigênios

	F2-58 A1	F2-58 A3	F2-58 A4	F2-58 A5	F2-58 A6	F2-58 A7	F2-58 A8	F2-58 A10
MnO	0.03	0.02	0.04	0.01	0	0	0	0
FeO	29.69	29.34	29.72	29.13	29.84	29.94	29.08	28.66
Fe ₂ O ₃	66.03	65.24	66.08	64.76	66.34	64.56	64.65	63.73
TiO ₂	1.41	1.91	1.28	1.42	1.07	1.49	2.23	1.08
Cr ₂ O ₃	0.04	0.09	0.05	0	0.09	0.09	0.04	0.09
Al ₂ O ₃	0.34	0.22	0.83	1.60	0.83	0.56	0.5	0.57
HgO	0.02	0	0	0.01	0	0	0.05	0.01
V ₂ O ₅	1.33	0.64	0.68	1.01	1.69	0.80	0.44	1.68
TOTAL	98.91	97.48	98.71	97.95	99.89	99.45	97	97.52
Mn	0.01	0	0.01	0	0	0	0	0
Fe ⁺²	7.67	7.68	7.69	7.59	7.63	7.69	7.63	7.64
Fe ⁺³	15.43	15.44	15.47	15.26	15.35	15.46	15.35	15.36
Ti	0.33	0.45	0.3	0.33	0.25	0.34	0.52	0.26
Cr	0	0.02	0.01	0	0.02	0.02	0.01	0.02
Al	0.07	0.05	0.21	0.38	0.19	0.13	0.12	0.13
Hg	0	0	0	0.07	0	0	0.02	0
V	0.33	0.16	0.17	0.25	0.41	0.2	0.11	0.43
% USP	1.44	1.92	1.29	1.42	1.09	1.46	2.25	1.13

	F2-56 C1	F2-58 C2	F2-58 C3	F2-58 C4	F2-58 C5	F2-58 B2	F2-58 D3	F4-93
MnO	0	0	0.02	0.08	0.05	0	0	0
FeO	29.81	29.96	29.58	29.81	29.99	29.72	29.79	29.67
Fe ₂ O ₃	66.28	66.62	65.74	66.28	66.7	66.08	66.22	65.97
TiO ₂	1.16	0.71	1.56	1.58	1.21	0.81	0.95	0.16
Cr ₂ O ₃	0.07	0.12	0.04	0.04	0.02	0.01	0.08	0.20
Al ₂ O ₃	0.72	0.51	0.73	0.50	0.65	0.32	0.15	0.36
HgO	0.01	0	0	0.02	0.01	0	0	0
V ₂ O ₅	0.76	1.21	0.71	1.15	0.09	0.68	1.05	2.10
TOTAL	98.82	99.14	98.40	99.49	98.73	97.94	98.25	98.49
Mn	0	0	0	0.02	0.01	0.00	0	0
Fe ⁺²	7.71	7.74	7.68	7.65	7.78	7.80	7.76	7.72
Fe ⁺³	15.52	15.57	15.43	15.38	15.65	15.69	15.61	15.54
Ti	0.27	0.17	0.97	0.37	0.28	0.19	0.22	0.4
Cr	0.01	0.03	0.01	0.01	0	0	0.02	0.05
Al	0.17	0.12	0.17	0.11	0.15	0.07	0.03	0.08
Hg	0	0	0	0.01	0	0	0	0
V	0.19	0.30	0.17	0.28	0.02	0.17	0.26	0.52
% USP	1.15	0.73	1.57	1.58	1.18	0.8	0.93	0.17

Os valores dos óxidos foram recalculados com base no trabalho de Droop (1987)

TABELA 06 - Composição das ilmenitas analisadas
Base 6 oxigênios

OXIDOS	F2-58.66 D1	F2-58.66 D2	F2-58.66 B3	F2-58.66 B1	F2-58.66 B4	F2-58.66 A9	F4-33.00
MnO	0.70	0.64	0.41	0.54	0.46	0.64	0.14
FeO	46.96	46.81	45.86	46.55	46.05	46.68	47.46
TiO ₂	48.00	49.76	49.97	50.17	49.67	51.28	51.44
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0.00	0	0	0	0.01	0.01	0.01
MgO	0	0.38	0.01	0.01	0.02	0.04	0
V ₂ O ₅	0	0.26	0	0	0.29	0.43	0
TOTAL	95.68	97.53	96.26	97.28	96.60	99.12	99.09
Mn	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0
Fe ⁺²	1.88	1.81	1.94	1.94	1.93	1.90	1.96
Fe ⁺³	0.2	0.21	0.07	0.08	0.02	0.08	0.06
Ti	1.89	1.93	1.97	1.95	1.90	1.96	1.96
Cr	0	0	0	0	0	0	0
Al	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0
V	0	0.24	0.27	0	0.25	0	0
% Hem	5.44	5.93	2.03	2.17	0.78	2.66	4.02
Cr%o		Lam.	Lam.	Lam.	Gr%o	Gr%o	Gr%o

Os valores dos nº de cátions foram recalculados com base no trabalho de Droop (1987)

vetores tectônicos regionais que atuaram sobre o Complexo quando da formação de suas rochas, tornando os acamamentos ígneos disruptos.

Desta maneira, a evolução metamórfica da área pode ser dividida em duas etapas cronocorrelatas à evolução tectônica.

Esta premissa é advogada a partir das seguintes observações:

- 1- Presença de uma foliação de direção N-S com caráter regional, trazendo associada uma paragênese metamórfica específica caracterizada pela presença de plagioclásio, hornblenda, cummingtonita, granada e, mais raramente, biotita.

- 2- Um segundo marcador tectônico, provavelmente relacionado à outra fase, manifestado através de pequenas e descontínuas zonas de cisalhamento de direção N-S a N 25° E, mas de expressão local, nas quais se desenvolvem paragêneses constituídas por clorita, epidoto, quartzo e, mais raramente, serpentina.

V.2- Metamorfismo do Complexo Rio Jacaré

A presença predominante no Complexo Rio Jacaré da paragênese metamórfica composta basicamente por hornblenda e cummingtonita, plagioclásio com teor de anortita variando de 31 a 43%, óxidos de Fe e Ti e granada permite classificar estas rochas como submetidas a condições de T e P da fácies anfibolito conforme definições de Miyashiro, 1975.

O desenvolvimento, na foliação regional N-S, de porfiroblastos sigmoidais de granada rodeados por "filmes" de hornblenda, óxidos de Fe-Ti e plagioclásio (FOTO 11), lineação mineral N-S, tem indicado que este metamorfismo possui característica regional associado a uma fase tectônica dúctil, tendo tornado descontínuos antigos acamamentos ígneos, interrompendo faixas de gabros, pirroxênitos e suas variedades dificultando, desta maneira, a montagem da estratigrafia original do Complexo Rio Jacaré.

Embora as transformações metamórficas tenham ocorrido de forma intensa, provocando forte modificação nos componentes mineralógicos iniciais, com o desaparecimento quase completo de piroxênio e geração de grande quantidade de anfibólios, alteração do teor de anortita dos feldspatos e a formação de novos componentes minerais, ainda é possível observar texturas que evidenciam algumas reações ocorridas durante o metamorfismo.

A constatação de anfibólios cálcicos de pequena extensão e pleocroísmo de verde claro a escuro, característico da fácies anfibolito (Miyashiro, 1975), em rara situação bordejado por restos de *clinopiroxênio*, leva-nos a advogar um processo de transformação deste último mineral gerando os *anfibólios cálcicos*.

Embora não tenham sido observadas texturas que evidenciem as transformações mineralógicas que originaram o anfibólio de Fe e Mg (cummingtonita), supõe-se, baseado na literatura, que a cummingtonita deva representar modificações de ortopiroxênio por adição de H₂O e SiO₂, segundo a equação: $2\text{I} \text{ enstatita} + 2 \text{ quartzo} + 24 \text{ H}_2\text{O} = 24 \text{ cummingtonita}$ (Hongkoltip & Ashworth, 1986).

Contudo, esta reação é atribuída a reações locais, já que o quartzo não está presente como mineral reagente nas assembléias das rochas ígneas. Os autores argumentam entretanto, a presença de quartzo como representando uma transferência de algum local da rocha onde reações produzindo quartzo estão se procedendo. O material transferido não é necessariamente sílica.

A observação em lâminas delgadas do intercrescimento de cummingtonita e hornblenda como finas lamelas, manchas de exsolução da cummingtonita na hornblenda e vice-versa, além de um intercrescimento em forma de lamelas mais grosseiras, imprimindo ao grão verdadeiras "bandas", refletem uma variação simultânea do

crescimento metamórfico primário dos dois anfibólios, pela exsolução de uma fase na outra durante resfriamento e, talvez pela subsequente reorganização intergranular das fases exsolvidas (Stephenson & Hensel, 1979).

Nos metagabros anfibolitizados nos Scottish Highlands é observada cummingtonita rodeada por uma longa franja de hornblenda sem quartzo (Mongkoltip & Ashworth, 1986) o que os autores atribuem a reação do tipo:

$$\text{cummingtonita} + \text{plagioclásio} + (\text{MgFe}) + \text{CaO} + \text{O}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{hornblenda} + (\text{Na,K})_2\text{O}.$$

Feições texturais, tais como porfiroblastos de granada com inclusões de plagioclásio, às vezes só reconhecido pela geminação albita cujas maclas estão interrompidas, devido ao crescimento da granada, são indicação de que este último mineral se formou às expensas do plagioclásio e da hornblenda ou óxidos de Fe-Ti, já que, estes minerais ocorrem sempre associados (Fotos 09 e 10).

A idade relativa destas reações entretanto, tem sido uma questão difícil, uma vez que, são poucas as evidências texturais para afirmar com segurança se reações do tipo:

- 1- *Piroxênio* anfibólio e
- 2- *Plagioclásio* + *hornblenda* ou *óxidos de Fe-Ti* granada foram simultâneas ou não.

Problema similar é encontrado nos metagabros do Cinturão Arqueano Smith-Wakeham, Quebec, Canadá (Barink, 1984). Naquelas rochas é evidente a substituição de:

- 1- *clinopiroxênio* *hornblenda* e
- 2- *hornblenda* *primária* *hornblenda*
metamórfica + *quartzo* e de

- 3- *plagioclásio* + *hornblenda* ou *óxido de Fe-Ti* *granada*. Para o autor não existem dúvidas de que as duas primeiras reações são contemporâneas, o que já não acontece em relação à idade de formação da granada. Visto que este mineral não está em contato com piroxênios, esta evidência induz à defesa de uma idade mais jovem para a formação da granada. Contudo, a observação que a formação da hornblenda e granada são de ocorrência fortemente limitadas ("location bound"), com hornblenda secundária aparecendo somente nas áreas marginais de grãos de piroxênio e hornblenda primária e a granada no contato com plagioclásio e minerais melanocráticos, é consistente com a simultaneidade da anfibolitização e formação da granada.

Além disto, Barink (1984) argumenta que para a geração da hornblenda com quartzo simplectítico e hidratação do piroxênio faz-se necessária a entrada de H₂O e SiO₂. Isto é conflitante, exceto se a hidratação do piroxênio for acompanhada por uma outra reação que gere quartzo como subproduto. Esta outra reação poderia ser a

formação da granada. O sistema de reação, dentro da qual seriam observadas as reações de substituição, realizar-se-ia segundo a equação:

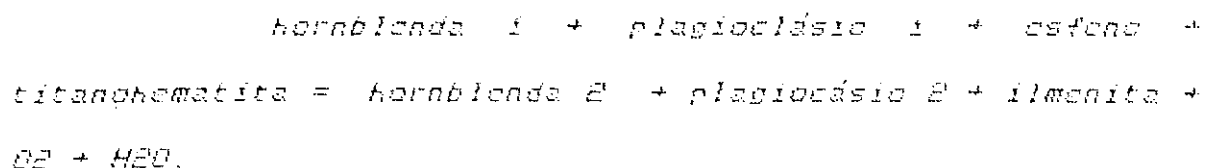
$$\text{H}_2\text{O} + \text{clinopiroxênio} + \text{hornblenda} + \text{plagioclásio} + \text{óxido de Fe-Ti} \rightarrow \text{Granada} + \text{clinopiroxênio} + \text{hornblenda} + \text{plagioclásio} + \text{óxido de Fe-Ti} + \text{quartzo}.$$

Essa reação seria um sistema de solução sólida no qual as fases minerais reagentes podem agir incongruentemente com um ou mais membros moleculares durante a reação. Uma condição necessária para o equilíbrio da reação seria o balanceamento isoquímico sem adição ou remoção dos membros moleculares (le Maitre, 1979).

Tudo isto parece muito consistente com o quadro esboçado para as rochas do Complexo Rio Jacaré, pelas suas paragêneses e texturas. Por exemplo, foi observada em uma mesma lâmina granada trazendo restos de plagioclásio rodeada, por sua vez, por hornblenda com pequeníssimas inclusões de quartzo em forma de gotas que alguns autores atribuem a um baixo potencial de difusão intergranular de Al e Si, controlado pela reação de plagioclásio e anfibólio, que no caso do Complexo Rio Jacaré gerou a granada. Entretanto, neste Complexo o aporte de H₂O parece ter sido bem maior provocando a hidratação quase total dos orto ou clinopiroxênios.

A presença de contatos triplíces muito bem desenvolvidos e persistentes, seja de silicatos ou óxidos, formando verdadeiro mosaico granoblástico, é indicativo que o pico termal relacionado ao metamorfismo persistiu após o ápice da deformação.

A presença nas rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico Rio Jacaré na Fazenda Novo Amparo de óxidos de Fe e Ti sendo rodeados por titanita (Foto 13), pode ser explicada com base nos trabalhos experimentais (Spear, 1981), o qual o autor atribui a uma situação de retometamorfismo ainda dentro da fácies anfibolito, por processo de oxidação da ilmenita, segundo a reação:



Segundo este autor, tal tipo de reação é suportada pelo decréscimo nas proporções modais do anfibólio e aumento de óxido de Fe e Ti e plagioclásio com decréscimo da fo_2 para T e P constante. Laird (1981) acrescenta ainda que a presença do esfeno pode servir como mineral que subdivide a fácies anfibolito, em anfibolito baixo (com esfeno) e alto (sem esfeno).

De acordo com trabalhos experimentais de estabilidade de hornblenda em rocha de composição olivina tolerítica, usando como tampões quartzo-faialita-magnetita (QFM) (Spear, 1981), pode-se estimar intervalos de temperatura que vão de cerca de 500 a

Laird (1980) baseando-se nas paragênese encontradas nos xistos máficos de Vermonty, tem definido condições de P baixa, média e alta e de temperatura nas quais aquelas rochas foram submetidas.

82

acima citado, é reconhecida esta paragênese como localizada na zona da granada-oligoclásio/andesina formado sob condições de T de grau médio e P=5.4 Kb.

A presença de pseudomorfos de olivina preenchidos por serpentina acompanhada de clorita, epidoto e, mais raramente, sericita, ocorrendo em pequenas zonas cisalhadas que algumas vezes cortam a foliação principal, refletem condições de T e P relacionada ao metamorfismo de baixo grau (Miyashiro, 1975), provavelmente posterior a tectônica principal. Esta paragênese, portanto, possui caráter de retrometamorfismo.

Na verdade, estas pequenas zonas de cisalhamento parecem ter expressão local e são posteriores à tectônica de caráter regional.

V.3- Metamorfismo das Rochas Circunvizinhas

As dificuldades em delinear um quadro evolutivo tectônico-metamórfico para o Complexo Rio Jacaré tornam-se bastante acentuadas quando visualizam-se as características paragenéticas mostradas pelas rochas circunvizinhas ao Complexo; a oeste representadas por vulcânicas do Complexo Contendas Mirante e a leste por granitos e sienitos de idade Transamazônica.

Embora as rochas vulcânicas da Unidade Aurema Travessão estejam também afetadas pela mesma foliação de caráter regional que afetou o conjunto de rochas máfica-ultramáficas, as suas paragêneses metamórficas constituídas por clorita, quartzo, plagioclásio e outros, indicam seguramente metamorfismo na facies xisto-verde.

A petrografia do granito e quartzo-sienito tem indicado foliação incipiente, N-S, melhor evidenciada pela fraca orientação de hornblendas e biotitas, acompanhadas de texturas cataclásticas. A presença de K-feldspatos, oligoclásio, quartzo, biotita e hornblenda tem indicado que estas rochas não foram submetidas ao evento tectônico-metamórfico principal ao qual o Complexo Rio Jacaré foi submetido, mas que, provavelmente são tardias ou pós tectônicas a este evento.

Talvez, o granito e o quartzo-sienito tenham contribuído para o forte aporte de água que provocou anfibolitização quase completa das rochas máfica-ultramáficas, visto que estes podem ser tardios em relação à tectônica principal que atuou no Complexo Rio Jacaré.

O metamorfismo de baixo grau indicado pelas paragéneses das rochas pertencentes à Sub-unidade Jurema-Travessão na área em estudo, é conflitante com a idéia de que o corpo do Rio Jacaré é intrusivo a estas rochas. Preferindo-se adotar a denominação de Complexo para estas rochas máfica-ultramáficas.

O metamorfismo também tem indicado, através das prováveis reações metamórficas que nos levam até os constituintes minerais reagentes e a relações com as rochas circunvizinhas, que o Complexo Rio Jacaré já era um corpo diferenciado, antes da colocação deste granito e quartzo-sienito ou até mesmo do evento tectônico-metamórfico principal.

Esta afirmação, é corroborada pela existência ainda hoje da alternância das rochas do clã metagabróico, metamagnetitos e metapiroxenitos, antigos anortositos, leucogabros, gabros e melanogabros, magnetitos e piroxenitos, respectivamente.

As diferenças no grau metamórfico das entidades geológicas limites, seja na Sequência Contendas Mirante na fácies xisto-verde e os granitos e quartzo-sienitos

interpostos entre as rochas do Jequié e complexo máfico-ultramáfico em estudo, aliados a observação de falhas de alto ângulo no contato dessas unidades, leva-nos a sugerir que as rochas do Rio Jacaré constituíam uma intrusão mais profunda que foi colocada em contato com o Contendas Mirante ao longo de uma grande zona de fraqueza entre o Contendas e o Jequié.

V.4- Geotermometria

A obtenção da temperatura de equilíbrio de pares minerais tais como hornblenda-granada, biotita-granada e cordierita-granada tem sido possível através de trabalhos experimentais baseados na calibração do intercâmbio entre ferro divalente e magnésio.

No caso do Complexo Rio Jacaré foram utilizado os dois primeiros pares acima citados, visto que, além dos mesmos serem abundantes nestas rochas, foi possível numa mesma lâmina encontrar os pares coexistindo. O uso destes geotermômetros também deve-se ao fato de reconhecidamente terem sido obtidos bons resultados para terrenos das fácies xisto-verde e anfibolito (Ferry & Spear, 1978).

As análises de microsonda obtidas desses minerais foram realizadas em quatro porções diferentes da lâmina F2-49.60 m (A, B, C e D). Foi ainda executada análise do par hornblenda-granada na lâmina F4-33.00 m. Ambas as lâminas são metagabros pertencentes a Zona Superior.

No caso dos pares biotita-granada e hornblenda-granada o uso da partição do ferro e magnésio possui a vantagem das temperaturas serem calculadas independentes da fugacidade das espécies voláteis presentes nos fluidos metamórficos (Graham & Powell, 1984). O uso do último par acima citado como geotermômetro possui a vantagem adicional de ser pequena a mudança de volume das reações de troca.

Para o par hornblenda-granada faz-se necessário analisar os dados com algumas restrições. Um dos problemas está relacionado à mistura do ferro e magnésio que se comporta como multi-componente de solução sólida tornando o uso do par termodinamicamente não ideal. Um exemplo disto é a granada, fazendo com que a partição do ferro e magnésio seja função de componentes adicionais tais como a quantidade do cálcio neste mineral, além da temperatura e pressão (Graham & Powell, 1984).

Além disto, a aplicabilidade deste par está limitada a rochas cujas temperaturas metamórficas são inferiores a 850 graus celsius, e a granadas pobres em Mn e hornblendas de composições restritas, metamorfisadas sob condições de baixa atividade de oxigênio.

A reação de troca do par ideal hornblenda-granada é representada a seguir: *Fc-pargasita + Piropo = Pargasita + Almandina*.

Para a obtenção do valor da temperatura tem-se que antes calcular o valor do coeficiente de partição (K_d) do ferro e magnésio nas fases minerais envolvidas.

Os valores dos coeficientes de partição dos pontos analisados foram obtidos segundo a seguinte fórmula:

$$K_d = [(X_{Fe} / X_{Mg})_{granada} / (X_{Fe} / X_{Mg})_{hornb.}]$$

O X representa números de íons de ferro e magnésio na granada e hornblenda.

Tendo sido obtido estes valores parte-se para o cálculo da temperatura segundo a fórmula a seguir:

$$T \text{ (K) } = 2880 + 3280M / \ln Kd + 2.426 \text{ (Graham \& Powell, 1984).}$$

Onde M representa a fração molar do cálcio na granada.

Os cálculos da temperatura revelaram valores que vão de 553 a 633 graus centígrados. Os resultados obtidos estão listados na TABELA 07 e apresentado na FIGURA 05 no gráfico que relaciona M Ca na granada x $\ln Kd$ com base na curva obtida dos trabalhos experimentais desenvolvidos por Graham & Powell (1984).

TABELA 07- Geotermometria do par hornblenda-granada

Amostra	X Fe/X Mg gr	X Fe/X Mg hb	Kd	lnKd	M Ca Granada	Temp. C
F5-49.6 C	12.211	3.216	3.796	1.331	0.113	592
F5-49.6 A	11.829	3.127	3.782	1.33	0.113	592
F5-49.6 B	13.146	3.006	4.373	1.476	0.118	553
F5-49.6 D	11.504	3.316	3.496	1.244	0.136	633
F4-33.0	12.512	3.282	3.812	1.338	0.12	596

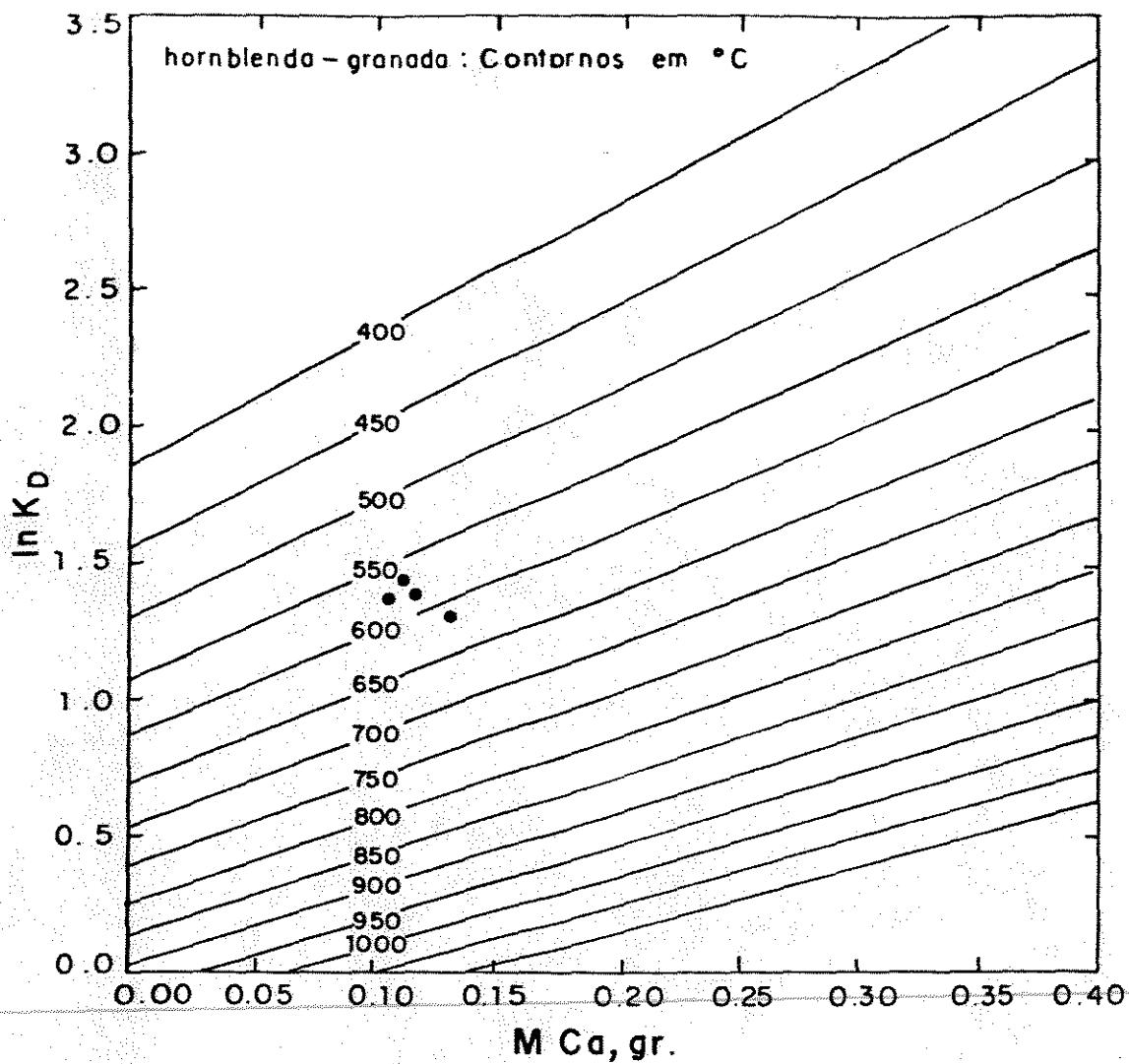


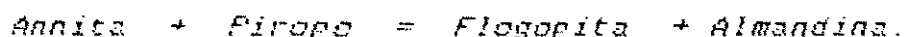
FIGURA 05- Geotermometria indicado pelo par hornblenda-granada do Complexo Rio Jacaré.

O uso do par biotita-granada como geotermômetro também apresenta problemas relacionados à partição do ferro e magnésio pelos mesmos motivos discutidos anteriormente.

Desta maneira, Ferry & Spear (1978) reconhecem que para o uso do par biotita-granada como geotermômetro deva existir alguma cautela, devendo a utilização se restringir a granadas pobres em cálcio e magnésio e biotita com baixo teor de titânio.

Por outro lado, Perchuck & Lavrent'eva (1983), chamam atenção que o geotermômetro biotita-granada é também função de variações da pressão e da concentração de alumínio na biotita. Outro problema relacionado a aplicação deste geotermômetro diz respeito ao uso do ferro divalente como ferro total.

Para o par biotita-granada a reação de troca se realiza da seguinte maneira:



Os cálculos para obtenção da temperatura listados na TABELA 08 e a curva utilizada, ilustrada na FIGURA 06, foram baseados nos trabalhos experimentais do Ferry & Spear (1978). Estes experimentos foram executados num intervalo de temperatura de 550 a 800 graus celsius a uma pressão de 2.7 Kb.

O coeficiente de partição (K_d) do ferro e magnésio entre a biotita e granada é calculado segundo a fórmula: $K_d = [(X_{Mg}/1 - X_{Mg})_{biotita} / (1 - X_{Mg}/X_{Mg})_{granada}]$.

O valor da temperatura foi obtido a partir da equação abaixo:

$$T \text{ (K) } = (0.72657 + 0.2533 \ln K_d) / 1000.$$

As temperaturas de equilíbrio metamórfico no Complexo Rio Jacaré indicam valores que vão de 565 a 609 graus centígrados.

TABELA 08- Geotermometria do par biotita-granada

Amostra	X Mg Biotita	X Mg Granada	Kd	lnKd	Temp. C
F5-49.6 C1	0.292	0.072	5.264	1.66	598
F5-49.6 C2	0.291	0.076	4.993	1.698	609
F5-49.6 A	0.294	0.069	5.572	1.718	587
F5-49.6 B	0.295	0.062	6.286	1.838	565
F5-49.6 D	0.296	0.075	5.756	1.75	595

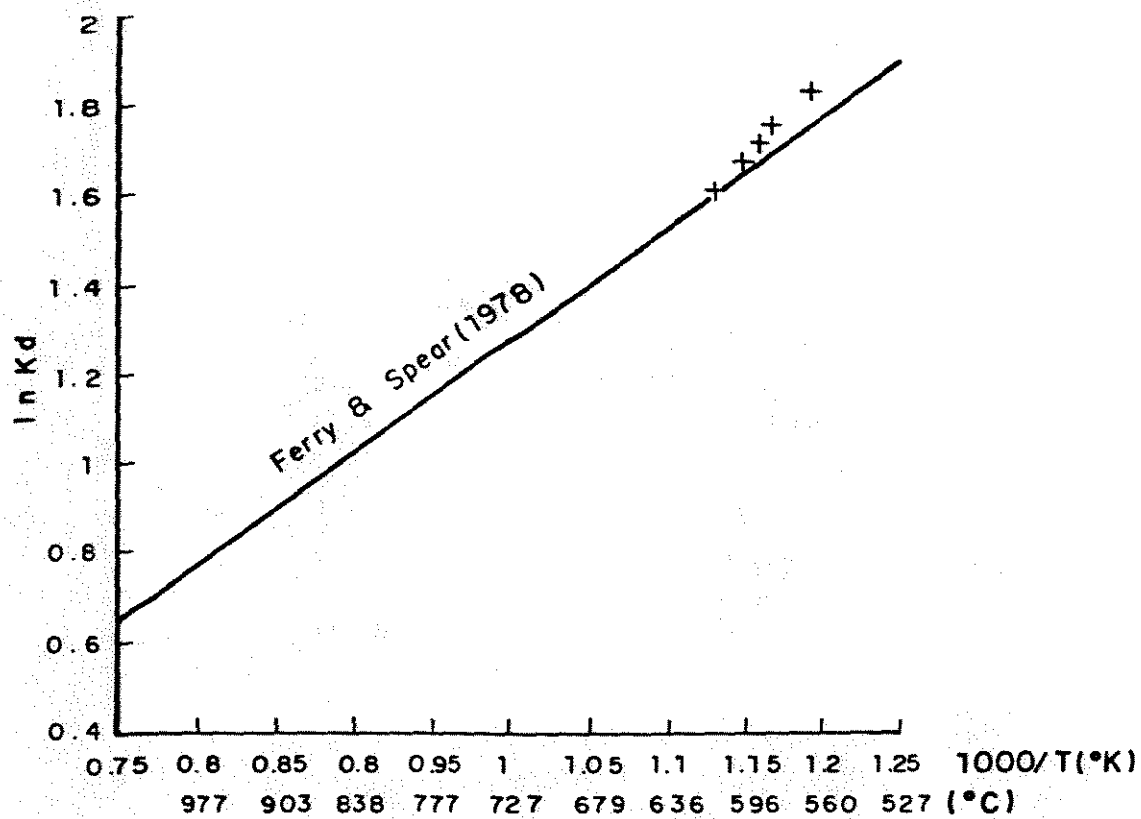


FIGURA 06- Geotermometria indicada pelo par biotita-granada no Complexo Rio Jacaré.

V.5- Fugacidade de Oxigênio

No item óxidos de Fe-Ti do capítulo de química mineral ficou evidenciado que estas fases minerais sofreram complexas modificações subsólicas relacionadas ao metamorfismo.

Além disto, concluiu-se que possivelmente as composições dos grãos de ilmenita se aproximam mais da composição relacionada às mais altas temperaturas metamórficas e talvez da composição mais próxima da ilmenita primária de mais baixa temperatura.

Unindo-se as informações obtidas pela química mineral com os dados da geotermometria do par hornblenda-granada, indicando as mais altas temperaturas metamórficas em torno de 633 graus centígrados, é possível vislumbrar alguns dados a respeito da fugacidade de oxigênio e variação composicional destes óxidos durante o metamorfismo.

Desta maneira, fez-se uso do valor fornecido pelos grãos de ilmenita metamórfica de mais alta temperatura, com teor de hematita em torno de 4.5%, no gráfico que relaciona $T (^{\circ}C) \times -\log fO_2$ (Spencer & Lindsley, 1981). Para a temperatura de 633 graus centígrados e a ilmenita com valor máximo de 5% de hematita, a magnetita coexistente possuía cerca de 30% de moléculas de ulvoespinélio (Fig. 07). Nessas condições o logaritmo da fugacidade de oxigênio era de aproximadamente -20 bars.

A fração molar de mais baixo teor de hematita (0,71%) obtida da análise pontual de lamelas de exsolução de ilmenita na Ti-magnetita pode estar indicando a variação composicional relacionada com o decréscimo da temperatura metamórfica na qual a Ti-magnetita exsolvolve a ilmenita de acordo com o fenômeno de oxidação-exsolução.

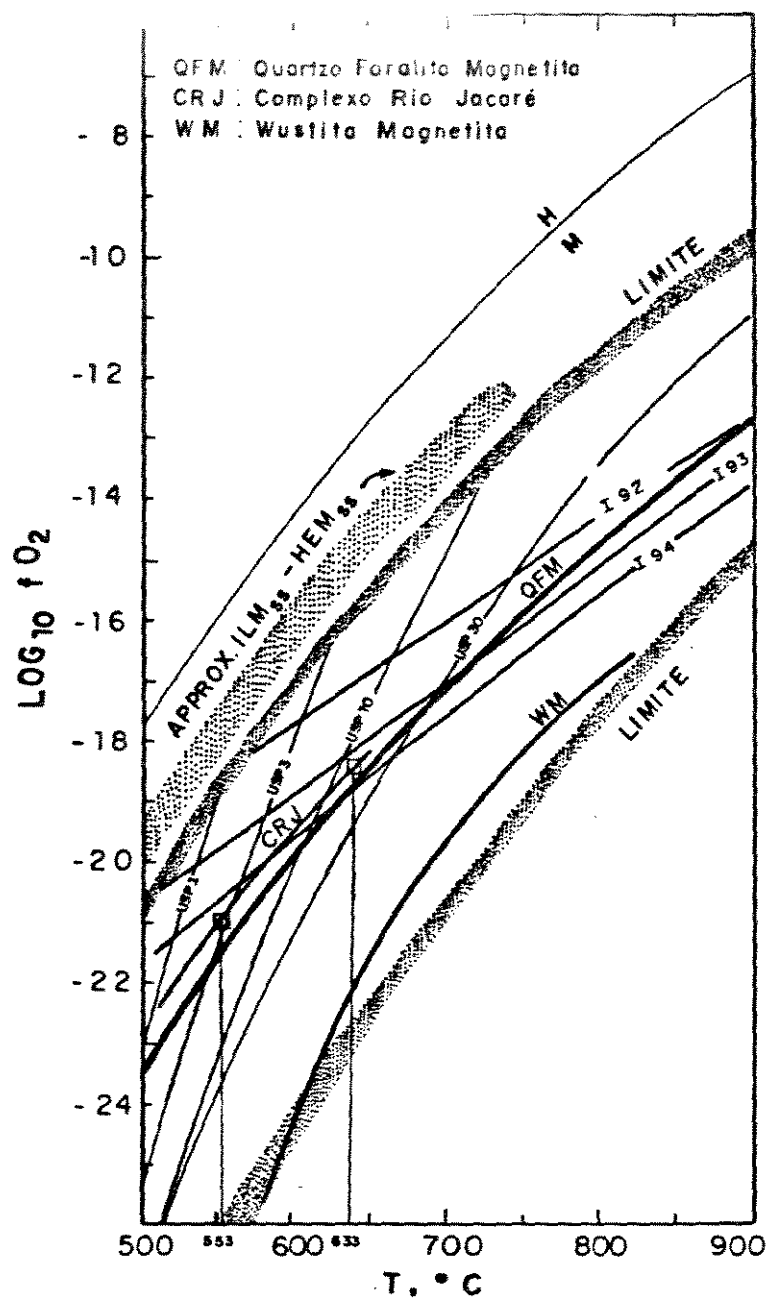


FIGURA 07- Composições das soluções sólidas magnetita-ulvoespinélio (M-U) e ilmenita-hematita (I-H) do Complexo Rio Jacaré com função da temperatura (T) e fugacidade de oxigênio (fO₂) segundo gráfico proposto por Spencer & Lindsley (1981).

II- GEOQUÍMICA

II.1- Considerações Iniciais

Análises químicas de rocha total das diferentes litologias do Complexo Rio Jacaré, na Fazenda Novo Amparo, foram efetuadas objetivando-se avaliar o comportamento geoquímico apresentado pelos principais tipos petrográficos na Zona Superior, pois esta constitui-se a mais importante na área devido a predominância de suas rochas e a mineralização estar restrita à mesma.

Tais análises foram realizadas nas amostras dos termos ígneos com feições reliquias até os seus correspondentes recristalizados que são maioria.

Utilizou-se ainda de resultados de análises químicas de amostras do Complexo Rio Jacaré, na Fazenda Gulçari (Cruz e Viana, 1990), para fazer-se comparações, procurando-se vislumbrar as semelhanças e/ ou diferenças com as rochas deste complexo na Fazenda Novo Amparo.

A descrição das amostras e suas respectivas análises químicas para o complexo nas Fazenda Gulçari e Novo Amparo, encontram-se listados nas TABELAS 09 e 10, respectivamente.

VI.2- Características Geoquímicas

A informação mais evidente demonstrada pela geoquímica do complexo em estudo, em particular na Zona Superior na Fazenda Novo Amparo, é que o magma que originou aquele pacote de rochas tratava-se de um fundido silicatado bastante enriquecido em ferro e empobrecido em magnésio e portanto um magma bastante diferenciado.

Esta informação tem sido de vital importância para se tentar entender o comportamento geoquímico das diversas litologias, seja como membros integrantes da Zona Superior ou da Inferior, alguns aspectos apresentam o comportamento geoquímico excêntrico em relação aos complexos máfico-ultramáficos no mundo.

Um exemplo desta excentricidade muitas vezes é revelado quando analisamos a variação geoquímica dos diferentes tipos petrográficos e observamos que os termos mais máficos a ultramáficos representados no caso por metapiroxenitos e metamelanogabros apresentam os maiores valores de número de ferro ($\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO}$).

Tal fato não está indicando que o magnésio é mais baixo em tais rochas e sim que o teor ferro foi mais elevado e provavelmente relacionado à cristalização de Ti-magnetita e ilmenita como fase de cúmulos.

No diagrama que relaciona FeO^* X SiO_2 (Fig. 08) observa-se, como era de esperar para corpos diferenciados que o teor em sílica aumenta a medida que se

aproxima dos termos mais félsicos. Desta forma, os maiores valores em sílica e menores valores de ferro total estão relacionados aos anortositos aos metanortositos, metaleucogabros e metagabros, explicados pela possível cristalização e deposição do plagioclásio principalmente nos anortositos e de feldspatos e piroxênios nos gabros.

Esta idéia é reforçada nos diagramas que relacionam $FeO^* \times Al_2O_3$ e $FeO^* \times Alk$ (Fig. 08) que também têm demonstrado um forte enriquecimento de Al e álcalis nos metanortositos, metaleucogabros e metagabros e um decréscimo significativo nos metapiroxenitos e metamelanogabros.

Quando se observa os diagramas de $FeO^* \times TiO_2$ e $FeO^* \times V_2O_5$ (Fig. 08) conclui-se que na quase totalidade das amostras dos metapiroxênitos e metamelanogabros os piroxênios e óxidos de Fe-Ti foram fases cumuláticas comuns a estas rochas. Entretanto, é possível que nos metamelanogabros o feldspato tenha sido mais uma fase cumulática.

A idéia dos Óxidos de Fe-Ti, no caso representados pela Ti-magnetita e ilmenita, funcionando como fases cumuláticas nos metapiroxenitos e metamelanogabros é fortalecida nos diagramas de variação do $V_2O_5 \times SiO_2$ e $V_2O_5 \times TiO_2$ (Fig. 09), já que, como foi visto no capítulo referente à química mineral, a magnetita é vanadífera.

São poucas as amostras de metagabros analisados pertencentes à Zona Superior. Entretanto, foi observado no diagrama $V_2O_5 \times SiO_2$ que alguns metagabros da Zona

Superior são empobrecidos em sílica e vanádio em relação às rochas correspondentes da Zona Inferior. Todavia, devido ao pouco número de análises torna-se difícil assegurar a existência de uma assinatura geoquímica própria para esta litologia na Zona Superior e Inferior.

Nos diagramas que relacionam $Co \times Na_2O$ e $Co \times K_2O$ (Fig. 10) novamente os termos mais ultramáficos a máficos são os mais ricos em cobalto decrescendo nas litologias mais diferenciadas, como seria de se esperar.

É interessante observar a maior variação de Na_2O nas rochas que compõem o clã gabróico da Zona Superior do que nos metagabros da Zona Inferior na qual esta faixa de variação é menor.

Uma hipótese para tentar explicar tal fato, estaria relacionado ao menor tempo para o enriquecimento em alcalis do magma que gerou estas rochas ou mesmo que a pulsação magmática, que originou as rochas da Zona Inferior era inicialmente mais empobrecido em alcalis do magma que pode ter gerado as rochas da Zona Superior.

Embora as amostras analisadas tratem-se de rochas cumuláticas hoje metamorfasadas, tentou-se com o uso do diagrama triangular AFM (Fig. 11) fazer alguns comentários a respeito das observações que possam indicar se o complexo em estudo é resultado da diferenciação de um magma toleítico ou calco-alcálico.

Desta maneira, observando a FIGURA 08 fica claro para as rochas do Complexo Rio Jacaré, na Fazenda Novo Amparo, a presença de cumulatos muito ricos em ferro (metapiroxenitos e metamelanogabros) até termos mais diferenciados que progressivamente são enriquecidos em alcálic e empobrecidos em ferro. Essas rochas possuem comportamento similar nas diversas litologias da Zona Superior tanto para amostras da Fazenda Novo Amparo quanto Gulçari.

Os metagabros da Zona Inferior por se tratarem de rochas mais ricas em magnésio fogem do alinhamento demonstrado pelas demais rochas chegando alguns pontos a situarem-se no campo de magmas cálcio-alcálico (Fig. 11).

Especialmente para as amostras pertencentes a Zona Superior, os pontos caem no campo de magmas toleiítico. Entretanto, para caracterizar um magma com trend toleiítico estariam faltando termos mais ricos em magnésio e menos empobrecidos em ferro total do que os metagabros da Zona Inferior. Esses curiosamente possuem alguns pontos no campo de magma calco-alcálico, possivelmente relacionado ao fato de se tratarem de rochas que não possuem óxidos de Fe-Ti como fases cumuláticas e por estarem na parte mais basal do Complexo, sendo portanto mais ricos em magnésio.

Desta forma, a distribuição das amostras no gráfico sugere que é possível que o magma que originou o complexo tenha sido toleiítico.

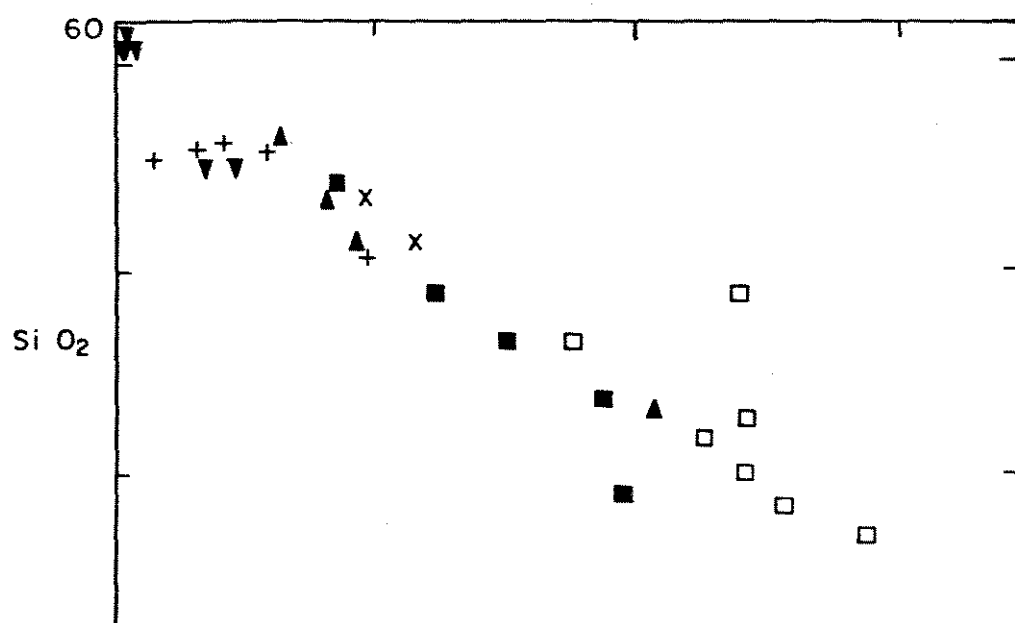
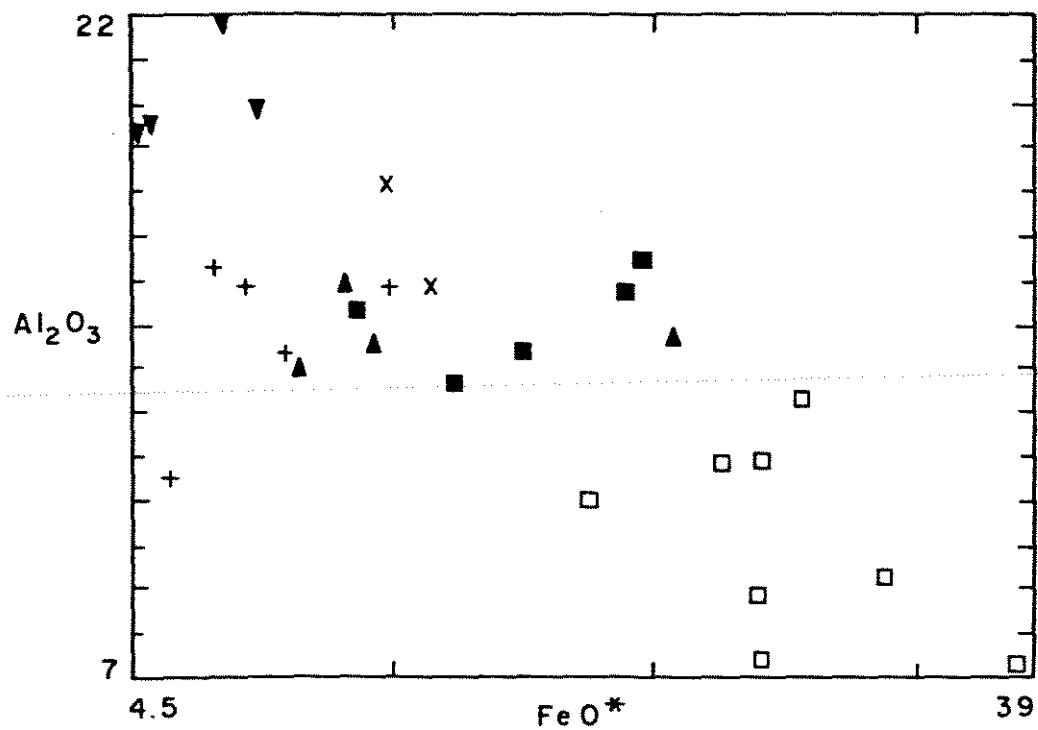
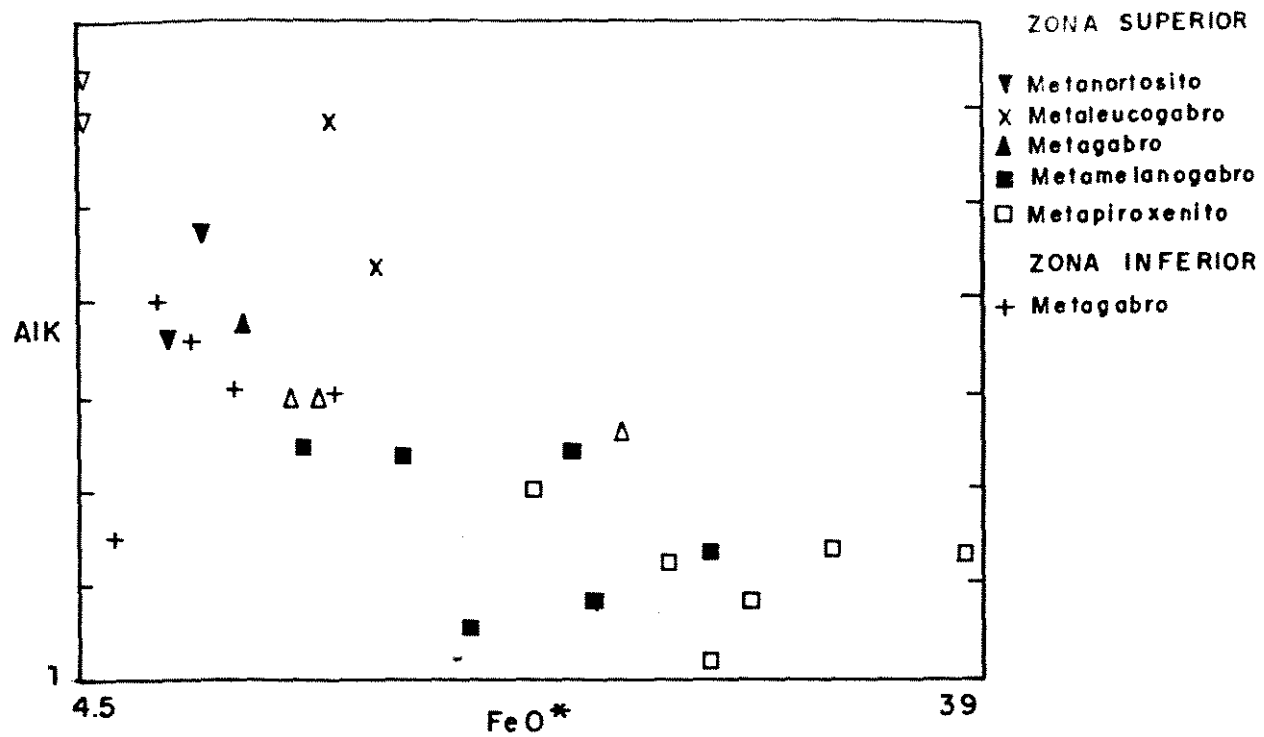
Embora em magmas toleíticos a relação FeO^*/MgO aumente no início da diferenciação chegando a atingir um valor máximo nos estágios intermediários, tal tipo de comportamento não é observado para as rochas da Zona Superior, pois o magma já era suficientemente enriquecido em ferro e empobrecido em magnésio quando a foi ejetado. Desta maneira, seria explicada a ausência da relação FeO^*/MgO aumentando nos estágios iniciais da diferenciação magmática.

Nas rochas em estudo observa-se que o teor de TiO_2 decresce junto com o FeO^* (Fig. 08). Para as rochas pertencentes à série toleítica o teor de TiO_2 aumenta e então decresce similarmente em relação a FeO^*/MgO (Myashiro, 1974). Segundo este autor, isto sugere que o aumento de TiO_2 e FeO^* em estágios iniciais da cristalização da série toleítica seja amplamente controlado pela formação de magnetita.

Sob condições de baixa oxidação a cristalização da Ti-magnetita é adiada para os estágios finais a intermediários, resultando em um enriquecimento de FeO^* e TiO_2 no magma residual (Myashiro, 1974).

Entretanto este enriquecimento de ferro e titânio não é observado nas rochas em estudo como já tinha sido explicado, devido ao fato do ferro, titânio e vanádio terem sido altos quando o magma foi ejetado,

acrescentando-se a isto uma alta fugacidade de oxigênio que possibilitou a cristalização dos óxidos de Fe-Ti no início da formação do Complexo.



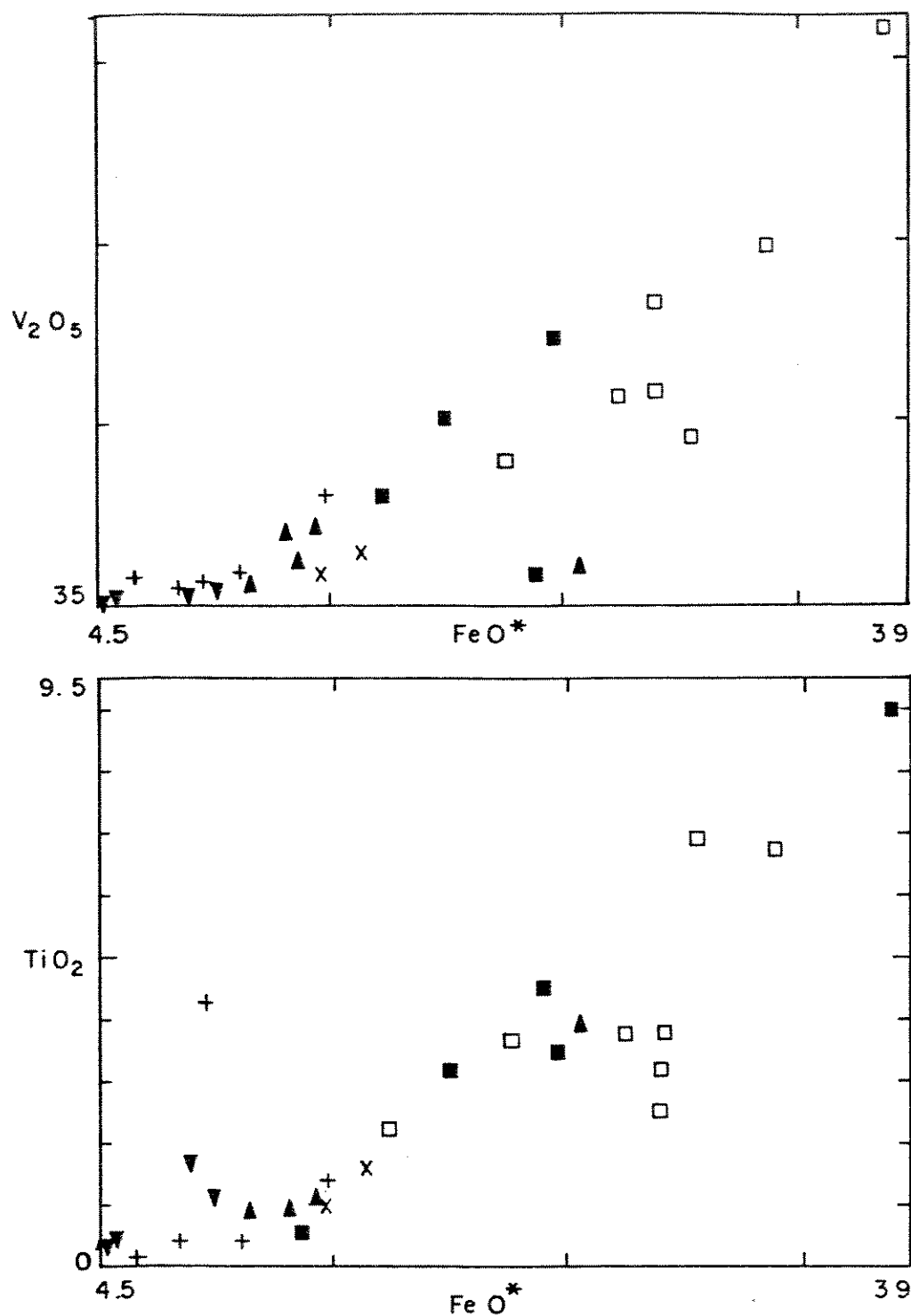
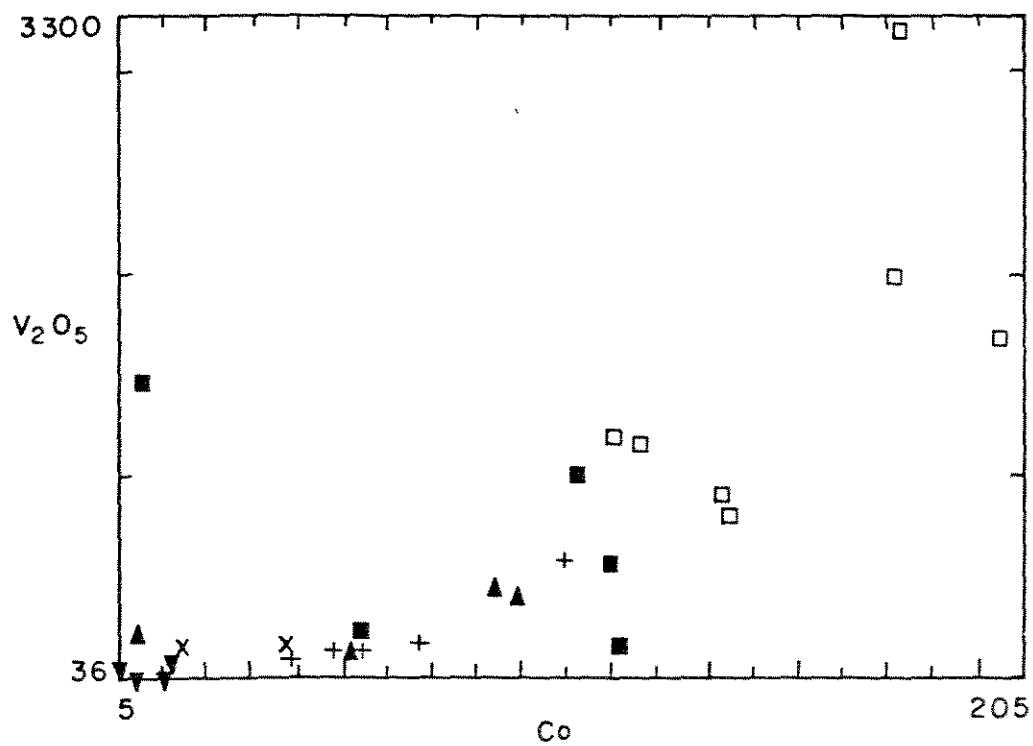
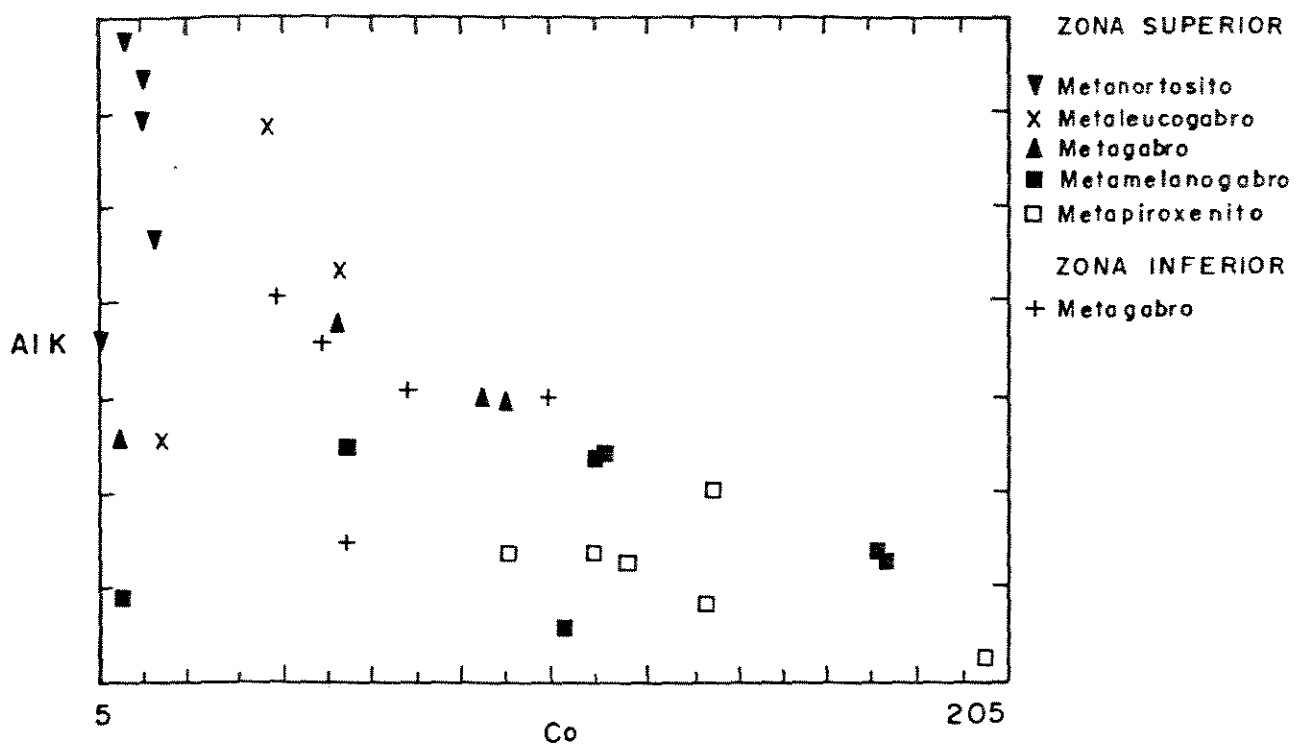


FIGURA 08- Diagramas de variação de FeO* (FeO + 0.9 Fe₂O₃) contra álcalis (Alk), Al₂O₃, SiO₂, V₂O₅ (em p.p.m.) e TiO₂ para as rochas do Complexo Rio Jacaré. A exceção do V₂O₅ todos os demais óxidos estão plotados segundo percentagem do peso.



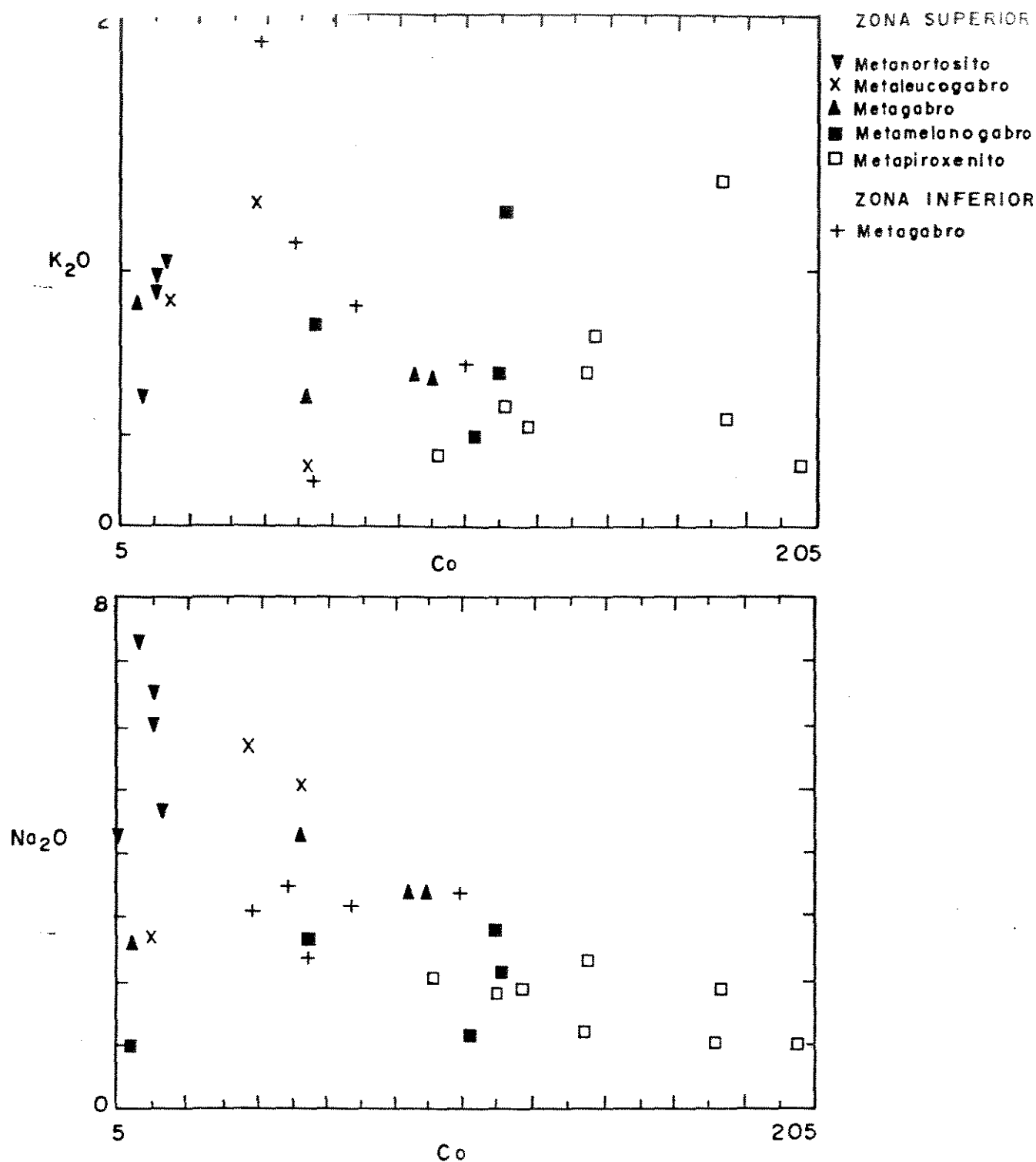


FIGURA 10- Diagrama de variação do Co (em p.p.m.) contra álcalis (Alk), V205 (em p.p.m.), K20 e Na20 para as rochas do Complexo Rio Jacaré. A exceção do V205 todos os demais óxidos são plotados segundo valores da percentagem de peso.

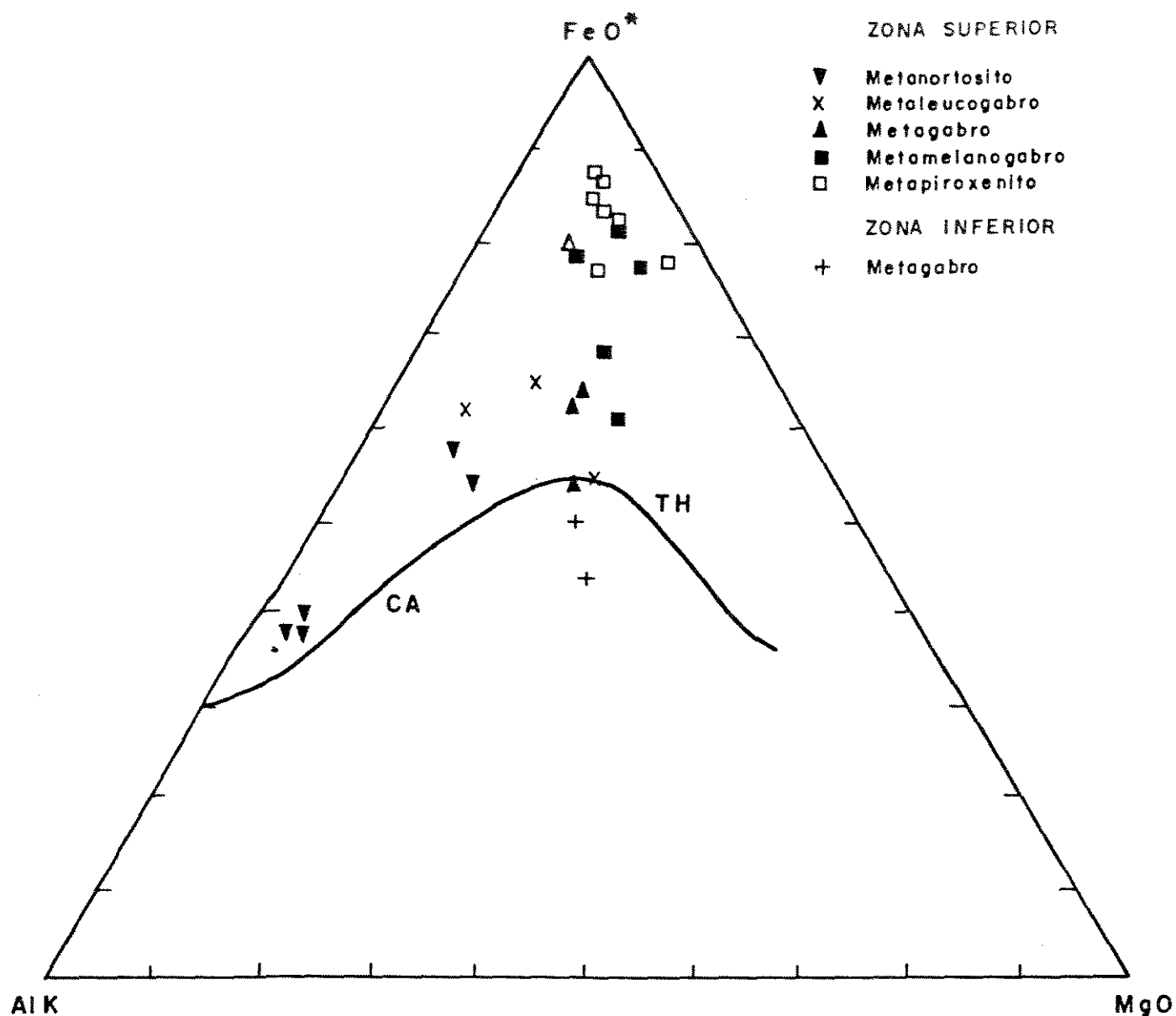


FIGURA 11- Diagrama triangular AFM onde estão plotados as amostras de rochas analisadas do Complexo Rio Jacaré. Linha divisória entre os campos de séries toleíticas e calco-alcalina segundo Irvine & Baragar (1971).

Amostra Nº	EG F04-30,4	EG F04-35,27	EG F04-38,6	EG F04-56,60	EG F04-59,50	EG F01-47,10	EG - 0,2	EG F04-52,60	EG - 03
óxidos %									
SiO ₂	39.8	35.1	28.8	36.7	38.3	31.3	46.9	41.9	52.3
Al ₂ O ₃	11.9	9.3	7.34	13.4	12.0	2.8	8.99	15.7	15.3
Fe ₂ O ₃	5.0	10.5	16.7	11.5	10.5	23.2	7.80	9.7	3.9
FeO	22.5	23.8	23.4	19.7	19.1	23.3	21.40	14.7	9.5
MgO	4.08	4.74	3.73	2.40	3.28	9.67	2.82	2.95	4.71
CaO	8.21	6.05	7.96	5.27	7.71	0.50	6.68	5.59	7.80
Na ₂ O	1.86	1.04	1.82	1.22	1.85	0.15	2.05	2.16	2.68
K ₂ O	0.40	1.36	0.42	0.61	0.47	0.02	0.29	1.24	0.79
PF	2.43	1.88	1.37	2.11	2.51	3.56	1.69	1.41	1.90
H ₂ O ⁻	0.12	0.03	0.01	0.09	0.03	0.19	-	0.06	0.04
TiO ₂	3.74	6.74	9.0	6.94	3.18	6.31	2.52	4.5	0.61
P ₂ O ₅	0.09	0.05	0.03	0.01	0.06	-	0.07	0.11	0.01
MnO	0.20	0.27	0.22	0.18	0.23	0.35	0.13	0.21	0.33
P ₂ O ₅	0.21	0.36	0.58	0.17	0.22	-	-	0.03	0.05
TOTAL	100.57	101.18	101.38	100.30	99.44	101.35	101.34	100.27	99.96

imento PPM

Cu		195	405	1105	20	250	14	445	74
Co		177	178	139	116	330	96	117	60
Cr		80	54	24	26	20	22	< 4	< 4
Ni		215	274	102	106	70	10	44	70
V	1176,35	2016.6	3248.97	952.28	1232.36	610	196.06	280	

Amostra Nº	EG F01-38,58	EG F04-39,5	EG F01-54,60	EG F04-29,10	EG F02-60,10	EG F01-17,00	EG F02-62,30	EG F07-51
óxidos %								
SiO ₂	37.2	44.5	41.2	51.7	49.4	50.9	52.60	52.8
Al ₂ O ₃	16.5	14.4	14.7	18.1	15.8	19.5	19.8	21.9
Fe ₂ O ₃	6.4	4.1	7.7	4.39	2.10	3.5	2.40	2.03
FeO	18.4	15.09	18.3	10.2	14.0	6.9	7.1	6.2
MgO	3.77	4.07	2.73	1.77	3.20	2.13	2.12	1.23
CaO	8.39	8.83	5.31	3.87	3.74	5.58	5.23	8.22
Na ₂ O	1.00	1.80	2.69	5.61	5.10	3.67	1.69	4.31
K ₂ O	0.87	0.36	0.81	1.27	0.24	1.89	1.04	0.34
PF	2.08	1.81	2.16	2.34	3.22	2.52	2.26	1.11
H ₂ O ⁻	0.10	0.02	0.08	0.09	0.11	0.49	0.05	0.05
TiO ₂	3.50	3.25	3.96	1.07	1.54	1.23	1.13	1.20
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.08	0.20	0.09	0.14	0.16	0.15
MnO	0.18	0.20	0.24	0.09	0.24	0.13	0.15	0.13
P ₂ O ₅		0.19		0.03	0.05		0.02	0.01
TOTAL	98.39	99.51	99.96	100.74	98.94	98.58	98.75	99.69

imento PPM

Cu	10	181	540	16	160	160	76	74
Co	170	108	130	42	58	55	18	6
Cr	10	10	10	14	12	20	12	4
Ni	110	153	10	38	46	40	38	18
V	1510	1064.31	250	201.66	111.63	225	117.63	100.83

TABELA 09 - Análises de rochas do Complexo Rio Jacaré

Amostra Nº	IV-R-53A	FA-IV 51-28	T-IV-58	T-IV-51-23	IV-R-55B	IV-R-22	IV-R-17	IV-R-59	IV-R-63
idos %									
SiO ₂	59.1	51.4	46.9	48.8	68.3	53.6	44.5	40.9	58.8
Al ₂ O ₃	20.0	15.9	13.7	15.8	12.2	14.3	11.1	7.5	19.3
FeO	1.7	2.7	5.7	3.5	1.5	1.7	6.6	9.1	1.7
CaO	3.35	10.22	11.68	11.24	3.94	8.90	16.20	20.44	3.21
MgO	7.2	9.2	10.0	9.5	6.5	10.7	9.1	7.7	6.9
Na ₂ O	0.51	3.6	4.3	3.9	2.0	4.4	3.6	6.7	0.75
K ₂ O	0.31	0.99	2.2	1.4	0.54	0.47	3.7	3.8	0.38
P ₂ O ₅	0.17	0.05	0.07	0.06	0.11	0.05	0.06	< 0.05	0.17
F	0.18	0.62	0.44	0.55	0.37	0.78	0.31	0.06	1.06
CO ₂	0.15	0.30	0.14	0.12	0.03	0.04	0.03	0.09	0.06
H ₂ O	0.54	0.97	0.80	0.97	0.80	0.94	0.84	0.70	0.28
Sum	6.0	3.4	2.8	3.4	3.5	3.2	2.3	0.98	6.5
Loss	0.97	0.58	0.58	0.63	0.40	0.85	0.74	0.24	0.91
Total	0.12	0.19	0.20	0.20	0.22	0.21	0.23	0.28	0.07
TOTAL	103.3	100.1	99.51	100.07	100.36	100.14	98.47	98.63	100.1

mento PPM

Cr	62	35	23	48	330	24	8	45	27
Ni	22	93	160	110	42	89	73	360	13
Co	16	95	115	105	20	72	140	200	16
V	58	430	630	640	83	210	850	1700	46

Amostra Nº	IV-R-57	FG-IV 02-35	IV-R-53	IV-R-27	IV-R-09	IV-R-30	IV-R-53	IV-R-13
idos %								
SiO ₂	54.5	43.3	58.8	53.8	54.2	53.3	53.0	49.6
Al ₂ O ₃	13.9	14.9	19.4	16.3	15.9	11.5	14.3	14.6
Fe ₂ O ₃	2.5	5.3	1.6	1.5	1.9	0.48	1.7	2.5
FeO	8.61	17.52	3.65	6.42	7.15	5.69	7.3	11.53
CaO	3.6	6.8	6.7	9.4	9.3	16.9	9.9	9.6
MgO	4.5	3.6	0.62	5.1	4.3	8.2	6.3	3.8
Na ₂ O	0.93	3.3	0.45	0.39	0.38	0.13	0.51	1.1
K ₂ O	0.14	0.10	0.18	0.05	0.06	< 0.05	0.07	< 0.05
PF	0.51	0.00	0.34	1.42	1.33	0.59	1.54	1.83
CO ₂	0.04	0.06	0.10	0.06	0.11	0.06	0.05	0.29
H ₂ O	0.26	0.95	0.45	1.05	1.23	0.51	1.33	0.90
Loss	4.3	3.1	7.3	3.1	3.5	2.3	3.2	3.4
Sum	0.50	0.81	0.51	1.9	1.1	0.19	1.4	0.59
Loss	0.16	0.19	0.07	0.17	0.19	0.14	0.17	0.22
TOTAL	99.45	99.93	100.17	100.59	101.0	99.46	100.77	100.01

emento PPM

Cr	66	8	43	61	15	58	79	170
Ni	120	27	14	95	76	150	110	110
Co	57	170	12	44	54	60	50	90
V	160	120	40	130	150	170	120	470

TABELA 10 - Análises de rochas do Complexo Rio Jacaré na Fazenda Gulçari

VII- METALOGÊNESE

VII.1- Considerações Iniciais

O vanádio (V) é um elemento litófilo ocorrendo comumente em rochas silicatadas, embora possua tendência a também acumular-se em ambientes ricos em matéria orgânica.

Na natureza possui três estados de valência: trivalente e tetravalente no qual apresenta-se como íon insolúvel e pentavalente comportando-se como íon relativamente solúvel.

Devido a estas características os depósitos mineralizados em V estão relacionados a rochas magmáticas e sedimentares.

Quando relacionado a rochas ígneas ocorre frequentemente no estado trivalente substituindo o Fe e Al das fases minerais óxidos e ferromagnesianas. A exceção é a calsonita que é o único mineral de V e ocorre comumente como exsolução na Ti-magnetita. Entretanto, minerais de V são comuns nos depósitos sedimentares a exemplo da roscoelita, patronita e montroseíta que são de minerais primários e carnotita, minerais da série descloizita-montramita e vanadinita sendo estes minerais secundários.

Frequentemente é mais abundante em rochas ígneas máficas onde ocorrem com o teor médio de 200 ppm, seguidas das ultramáficas e intermediárias com cerca de 50

ppm, estando os mais baixos teores relacionadas às rochas ácidas nas quais normalmente não ultrapassam a 25 ppm (Coelho, 1986).

Sua recuperação a partir dos minerais de minério dá-se sob a forma de concentrado de pentóxido (V₂O₅)

Seu principal uso é como elemento ligante em aço e ferro fundido, onde exerce o papel de reforçar o aço, promovendo uma diminuição do tamanho do grão e aumentando a resistência do aço à abrasão em altas temperaturas. Em menor quantidade o V é também usado como agente catalisador nas indústrias petrolífera, química e de fibras sintéticas (Coelho, 1986).

Os depósitos mineralizados em V são pouco abundantes e relacionados a uma pequena variação de tipos específicos. Dentre estes, pode-se caracterizar depósitos relacionados a plútons máfico-ultramáficos diferenciados, magmatismo carbonatítico e ígneas alcalinas associadas, além das rochas sedimentares.

Os depósitos de V relacionados a sedimentos são formados a partir de processos de sedimentação e precipitação química em ambientes continentais e marinhos, que promovem a solubilização do íon em seu estado pentavalente e deposição devido a condições físico-químicas redutoras provocando a deposição do íon nos estados trivalente ou tetravalente (Fischer, 1973). Depósitos deste tipo são encontrados nos EUA, Chile, Rússia, Canadá, Perú, Austrália e Nova Zelândia (Coelho, 1986).

No mundo o único complexo ígneo alcalino-carbonatítico mineralizado em V está localizado nos EUA (Coelho, 1986). Tratam-se de massas irregulares na intrusão e nas rochas sedimentares hospedeiras. O minério possui teor de 0.5 a 1% de V₂O₅. O elemento está associado a magnetita e ilmenita.

Seguramente são nos complexos máfico-ultramáficos onde encontram-se os maiores depósitos de Ti-magnetita vanadífera com os mais altos teores de V.

O grande destaque destes corpos máfico-ultramáficos mineralizados em V é o Complexo de Bushveld, África do Sul, responsável por 90% da produção ocidental, produzindo 150 mil toneladas anuais de minério com teor médio de 1.5% de V₂O₅ (Mining Magazine, 1990).

O Complexo do Rio Jacaré, devido às características litológicas e geoquímicas, é identificado como um corpo máfico-ultramáfico diferenciado. Seus depósitos em V totalizam 70 mil toneladas de V₂O₅, com teor bastante variável atingindo 6% de V₂O₅ nas partes mais profundas das camadas de magnetitas e com "cut off" de 0.6% (Galvão et al., 1986).

Em virtude disto, trataremos dos depósitos de V relacionados a corpos máfico-ultramáficos diferenciados no item a seguir, enfocando suas diferenças e semelhanças, com a finalidade de sugerir processos comuns a gênese dos mesmos.

VII.2- Metalogênese dos Complexos Máfico-Ultramáficos mineralizados em U

O Complexo de Bushveld, África do Sul é o importante corpo máfico-ultramáfico. Esta relevância é dada devido ao complexo possuir uma extensão de 572 Km de comprimento por 400 Km de largura estando mineralizado em Cr, Ni, Cu, V, minerais do grupo da platina além de Au e outros bens minerais.

Este complexo encontra-se localizado no Cráton de Kapval, intrudindo formações vulcânicas e rochas sedimentares que compõem a Bacia de Transvaal (Gruenewaldt et al., 1985).

Do ponto de vista estratigráfico, Bushveld é constituído da base para o topo pela Zona Basal, Crítica, Principal e Superior. Os litotipos mais ultramáficos, representado por dunitos, harzburgitos e cromititos fazem-se presentes principalmente em sua base que progressivamente vão sendo substituídos em direção ao topo por rochas gabróicas, anortocitos, dioritos até termos bastantes diferenciados como granitos (Willemsse, 1969).

Datações usando-se os métodos Rb/Sr e Sm/Nd tem indicado que o Complexo de Bushveld possui idade de 2.050 milhões de anos, portanto Proterozóico Inferior (Gruenewaldt et al., 1985).

Os depósitos de Ti-magnetitita vanadífera estão localizados nas zonas Principal e Superior onde são mais comuns. O minério ocorre como corpos cilíndricos e em camadas estratiformes.

Na Zona Superior o minério apresenta-se como discretas camadas de 0.1 a 1 m de espessura, concordante com o acamamento ígneo. A camada, economicamente mais importante varia de 1 a 2.5m em espessura, alcançando um comprimento de até 200 Km na porção oeste do complexo (Reynolds, 1985).

Holyneux (1970) mapeou cerca de 30 camadas de magnetitito na Zona Superior. Segundo Reynolds (1985), algumas destas camadas são compostas e consistem de 2 ou mais camadas ricas em minério separadas por estreitas faixas de rochas silicáticas. A maioria das camadas de minério não ultrapassam a 30 cm de Ti-magnetita maciça, exceto, a camada principal de magnetita situada na porção inferior da Zona Superior, com cerca de 10 m de espessura, a qual é uma camada composta.

Os contatos basais das camadas de minério normalmente são abruptos, enquanto os contatos superiores são gradacionais, realizados comumente com anortositos e magnetita-anortositos, respectivamente (Klemm et al., 1985).

Camadas de minério sem silicatos são compostas quase que totalmente por Ti-magnetita contendo menos de 6% de ilmenita. Nestes casos, formam maciços policristalinos com junções triplíceis bem definidas.

Com base nas feições de campo e dados geoquímicos, diversos modelos têm surgido para explicar o fenômeno da formação destas intrusões acamadadas. Conceitos como dupla célula de convecção (Irvine et al., 1983), estratificação por densidade, cristalização "in situ" ("bottom cristalization") e acreção lateral das camadas tem ganho espaço na comunidade científica pondo em questão o clássico modelo de simples cristalização gravitacional (Jackson, 1967).

Reynolds (1985), argumenta que a separação e acumulação de líquidos óxidos de Fe e Ti permanece como ideia atraente para explicar muitas das feições texturais e relações de campo deste minério, embora não tenha sido provado experimentalmente. Esta hipótese também explicaria muitas das feições de minérios de óxidos de Fe e Ti ricos em apatita e a existência do líquido imiscível em sistemas ricos em fósforo é suportada por dados experimentais (Reynolds, 1983).

De modo geral, os depósitos de V relacionados a corpos máfico-ultramáficos tiveram sua gênese ligada a processos de cristalização fracionada que foram responsáveis pela formação das rochas silicáticas

hospedeiras (Hutchinson, 1985). O mecanismo exato pelo qual essas rochas se formaram ainda é motivo de muitas discussões.

Modelos mais recentes defendem que para a precipitação de grande quantidade de óxidos de Fe-Ti deva haver um aumento episódico na fugacidade de oxigênio (fO_2) (REynolds, 1985). Entretanto, a maneira pelo qual isto ocorre suscita grandes dúvidas.

Desta forma, a precipitação das camadas de magnetita deve ter sido originada por um longo período de cristalização fracionada que resultou na concentração de grandes quantidades de Fe, Ti e V no magma residual (REynolds, 1985).

A cristalização em grande escala do plagioclásio "in situ", a partir do magma residual, resultaria num aumento da quantidade de Fe total e na densidade do fundido a partir do qual se formaria uma camada de líquido rico em Fe, Ti e V, que, em virtude de sua maior densidade, não se misturaria com o magma sobrejacente (REynolds, 1985).

Por outro lado, a cristalização da Ti-magnetita é controlada pela razão Fe_2O_3/FeO do líquido, além de ser função da temperatura (T), fO_2 e fH_2O/fH_2 . O conteúdo de Fe_2O_3 do líquido rico em óxidos de Fe e Ti aumentará com o início da cristalização da ilmenita e silicatos portando

Fe+2. Assim como, o conteúdo de H₂O do líquido residual aumentará com o fracionamento dos silicatos anídricos (Reynolds, 1985).

O aumento episódico da fO₂, necessário para cristalizar copiosas quantidades de óxidos de Fe-Ti, se daria através da migração em direção ao topo do líquido intersticial de uma pilha de magma semi-cristalizada, situada abaixo da camada do líquido rico em óxidos de Fe, Ti e V (Reynolds, 1985).

O autor explica desta forma, o contato basal das camadas de Ti-magnetita. Os contatos gradacionais para as partes superiores destas camadas se dariam através da cristalização de quantidades significativas de Ti-magnetita a partir do líquido rico em Fe e Ti formando um líquido com menor densidade que permitirá a mistura do mesmo com o magma sobrejacente, retomando a cristalização dos silicatos.

MacCarthy & Cawthorn (1983) estudando o comportamento do Cr nas Ti-magnetita de Bushveld observaram que normalmente as camadas de minério mais espessas possuem o teor em Cr mais alto na base da camada decrescendo em direção ao topo, a exemplo da camada principal na Zona Superior. Entretanto, em camadas de pequena espessura situadas acima da camada de Ti-magnetita principal são observados alguns trends reversos do Cr.

É sugerido que estes trends reversos sejam resultados da ação de células de convecção que trazem magma não depletado para dentro da zona de cristalização.

Defendendo-se que estas células de convecção individualmente não possuam extensão lateral maior do que 100 m, mas que, coletivamente possam ser traçadas para um horizonte estratigráfico por dezenas de Km. Tais observações, indicam que as camadas de Ti-magnetita não se formaram a partir de um magma homogêneo, mas que, alternativamente, as camadas de minério cresceram próximos à base da Zona Superior ("bottom crystallization") tendo sofrido intermitentes adições de novos magmas pela atuação das células de convecção (McCarthy, et al. 1985).

O fenômeno da cristalização in situ na base da Zona Superior também é postulado por Reynolds (1985) que não faz referências à ação de células de convecção.

A existência dos depósitos de cromita na Zona Crítica de Bushveld associados frequentemente com piroxênitos e os depósitos de Ti-magnetita vanadífera limitados a porção superior da Zona Principal e a Zona Superior, são funções da existência de uma solução sólida entre a cromita e a Ti-magnetita demonstrado em líquidos basálticos, na qual uma dada fO_2 e temperatura a cristalização da cromita é interrompida pela cristalização do clinopiroxênio (Hill & Roeder, 1973).

Tal fato, dá suporte a sugestão de Irvine (1967) que o hiato de cristalização entre a cromita e magnetita é explicado por reações envolvendo, cromita,

líquido silicático e piroxênio, estando a cromita, relacionada a mais altas temperaturas magmáticas e a Ti-magnetita a temperaturas inferiores.

Embora o Complexo máfico-ultramáfico do Rio Jacaré possua inúmeras similaridades com o Complexo de Bushveld, são também gritantes as diferenças entre os dois Complexos.

Os aspectos similares entre os dois Complexos diz respeito a ambos localizarem-se em áreas cratônicas, possuírem depósitos de Ti-magnetita vanadífera cujo o mineral de minério é a Ti-magnetita. Pelo que foi visto da literatura, as feições de campo das camadas de minério são muito parecidas no que diz respeito aos tipos de contato, a existência do minério em bandas muito finas alternadas por estreitas camadas de silicatos.

As diferenças entre Bushveld e Rio Jacaré podem ser notadas tanto a nível dos complexos como um todo quanto em relação aos depósitos de Ti-magnetita vanadífera.

O Complexo de Bushveld, ao contrário do corpo do Rio Jacaré que foi submetido ao metamorfismo de grau médio, não foi metamorfoisado. Enquanto Bushveld possui a sua base marcada pela presença de dunitos, peridotitos, cromititos, piroxenitos com importantes mineralizações de cromita, sulfetos e outros, no Complexo do Rio Jacaré, especialmente na Fazenda Novo Amparo, é marcante a ausência de representantes deste tipo de rochas.

No Complexo Rio Jacaré os depósitos de Ti-magnetita vanadífera fazem-se presentes tanto na Zona Inferior quanto na Zona Superior. É nesta última Zona onde está localizado o depósito em estudo que é pequeno em relação aos depósitos de minério na Fazenda Gulçari.

A inexistência de cromita no Complexo do Rio Jacaré e a presença de pequena proporção de metapiroxenitos pode estar indicando que quando o magma que originou aquele complexo foi ejetado, o mesmo já estaria a uma temperatura mais baixa do que a necessária para ocorrer a reação entre o espinélio cromífero e o líquido magmático, logo na zona de formação de magnetita como já havia sido postulado por Brito (1984).

A sugestão fornecida pela geoquímica de rochas de que o magma inicial que originou o Complexo Rio Jacaré tratava-se de um fundido enriquecido em Fe, Ti e V leva-nos imaginar que a quase totalidade do Complexo do Rio Jacaré é equivalente a Zona Superior de Bushveld. É também possível que os processos operantes na formação das camadas de Ti-magnetita de Bushveld (Reynolds, 1985) tenham sido muito parecidos aos processos que resultaram na formação do depósito do Complexo Rio Jacaré. Entretanto, trabalhos adicionais devem ser realizados.

Partindo-se deste pressuposto, o Complexo Rio Jacaré, especialmente na Zona Interior, torna-se um local promissor para ocorrência de depósitos de elementos do grupo da platina, visto que, em Bushveld estes depósitos estão situados abaixo da Zona Superior.

São conhecidos no Brasil na região de Campo Alegre de Lourdes, nordeste do Estado da Bahia, depósitos de Fe-Ti e V situados em rochas máficas encaixados em gnaisses, migmatitos e quartzitos de idades pré-cambrianas, recobertos por sedimentos eluvio-aluviais, solos lateríticos, areno-argilas de idades terciária e quaternária (Sampaio et al., 1986).

Estes depósitos possuem como hospedeiras rochas ígneas básicas, em forma de corpo intrusivo alongado com direção N-S, com cerca de 11 Km de comprimento por 1.5 Km de largura, concordantes com os gnaisses.

As rochas gabróicas parecem ser predominantes no corpo intrusivo que foi submetido a metamorfismo na fácies xisto-verde a anfibolito, provocando a anfibolitização dos piroxênios. Em virtude disto clorita-xisto, tremolita-xisto e cálcio-silicáticas são as rochas mais comumente encontradas.

Os depósitos são dois tipos: minério não oxidado e oxidado. Ambos estão relacionados às básicas intrusivas.

Os minerais de minério dos depósitos não oxidados são Ti-magnetita e ilmenita.

O minério oxidado é marcado pelo amplo desenvolvimento de fraturas promovendo a intemperização da Ti-magnetita e ilmenita que em estágios iniciais da alteração passam a rutilo e hematita sendo posteriormente completamente martitizados.

Os estudos tecnológicos visando o beneficiamento do V têm se mostrado desanimadores em razão do minério ser extremamente fino.

Os três depósitos de Ti-magnetita vanadífera acima descritos possuem idade provavelmente proterozóica inferior, embora haja dúvidas a respeito do Complexo do Rio Jacaré que pode ser até de idade arqueana.

De modo geral, isto parece ser também uma característica dos complexos máfico-ultramáficos espalhados pelo mundo, estejam eles mineralizados ou não.

A predominância durante o Arqueano e Proterozóico Inferio destes complexos mineralizados talvez esteja relacionado à existência de uma crosta siálica favorecendo a maior infiltração destes corpos naquele período (Condie, 1973).

Entretanto, por se tratarem de depósitos tão antigos, a exemplo do Complexo Rio Jacaré, torna-se bastante difícil aplicar os conceitos de tectônica de placas atual para estas áreas. Desta maneira, a reconstrução do ambiente geotectônico no qual se formaram tais complexo, embora importantíssimos no contexto metalogenético, é sempre motivo de grandes discussões e enormes desafios.

VIII- CONCLUSÕES

A pesquisa realizada no Complexo Rio Jacaré na região da Fazenda Novo Amparo, coloca fatos novos nas tentativas de se entender como foi formado e evoluiu esse pacote de rochas ao mesmo tempo que formula novas questões.

Embora tenham sido observadas, tanto em campo quanto através da petrografia, feições indicando que o Complexo do Rio Jacaré é um corpo máfico-ultramáfico diferenciado, muito de suas características primárias e mineralogia inicial foram bastantes alteradas em virtude do processo tectônico-metamórfico que gerou a foliação regional N-S.

Os planos de foliação N-S, paralelos a relíquias de acamamento ígneo primário, são marcados por hornblenda, cumingtonita, plagioclásio (com teor de An variando de 42 a 33%), almandina, óxidos de Fe-Ti e biotita, associações típicas de metamorfismo da fácies anfibolito. Entretanto, pequenas zonas cisalhadas normalmente cortando a foliação principal e possivelmente posteriores ao evento tectônico-metamórfico, trazem associados minerais da fácies xisto-verde, como por exemplo epidoto, clorita e sericita.

Dessa forma, o estudo das paragêneses metamórficas, e das reações pelas quais se processaram as transformações mineralógicas, foi a forma de reconstruir, a grosso modo, a mineralogia inicial e consequentemente os tipos litológicos primários.

A mineralogia hoje presente pode ser dividida em minerais reliquiais e fases minerais produtos evidentes das reações metamórficas.

Isso está fortemente evidenciado pela presença de almandina com restos de plagioclásio, estando a granada, nessas ocasiões rodeada por hornblenda ou óxidos de Fe-Ti o que sugere que a granada é produto de reações como:

a- *plagioclásio + hornblenda granada* ou

b- *plagioclásio óxidos de Fe-Ti granada.*

É claro, que os anfibólios também são resultados de reações metamórficas por hidratação de piroxênios que faziam parte da mineralogia primária. A observação de clinopiroxênio rodeando hornblendas vem sugerir que o anfibólio cálcico é produto da hidratação do mesmo. Embora não tenham sido encontrados texturas que indicassem a partir de que mineral a cummingtonita foi formada, imagina-se por contextos similares conhecidos da literatura (Hongkoltip & Ashworth, 1986), que esse mineral deva ser produto de hidratação de ortopiroxênio.

Os porfiroclastos de plagioclásio seguramente representam minerais reliquiais, sendo esta idéia confirmada através de teor de anortita mais alto em relação aos plagioclásios presentes na matriz recristalizada.

Visto que as texturas metamórficas observadas traduzem condições de desequilíbrio entre as fases minerais, o estudo da química mineral dos óxidos de Fe-Ti é um exemplo notório disso.

É evidente, que os magnetititos tratam-se de rochas cumuláticas hoje metamorfasadas. Entretanto, as duas fases minerais essenciais, magnetita e ilmenita, estiveram sujeitas a fortes variações composicionais durante o metamorfismo. As análises de ilmenita com valores da ordem de 4.5 e 1.5% de hematita para grãos e lamelas exsolvidas na magnetita, respectivamente, e dos grãos de magnetita com 1% de ulvoespínélio são reflexo de mudanças composicionais relacionadas ao abaixamento de temperatura.

Sob condições de temperatura decrescente e fugacidade de oxigênio constante para que se mantenha a relação Fe-Ti estável para o par magnetita e ilmenita coexistindo faz-se necessário um reequilíbrio dessas fases minerais originando uma nova associação em que a ilmenita empobrecerá em hematita e a magnetita em ulvoespínélio. Desta forma, o mais alto valor de hematita nos grãos de ilmenita está indicando que essas possivelmente representam as mais altas temperaturas metamórficas enquanto, a magnetita com apenas 1% de ulvoespínélio retrata condições de mais baixa temperaturas metamórficas.

Tendo sido realizados estudos geotermométricos através dos pares hornblenda-granada e biotita-hornblenda que indicam temperaturas de 553 a 633 graus centígrados, compatíveis com as paragêneses da fácies anfibolito, foi possível esboçar a variação da fugacidade de oxigênio a partir do pressuposto que os grãos de ilmenita e magnetita representam as mais altas e baixas temperaturas,

Entretanto, quaisquer conclusões a respeito do comportamento geoquímico das rochas que compõem o complexo devem ser feitas com forte dose de cautela, visto que, a própria geoquímica denuncia que se trata de um corpo formado às expensas de um magma originalmente muito rico em ferro.

Desta forma, embora seja observado o aumento de SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O em direção aos termos litológicos mais diferenciados (gabros e anortositos), os maiores valores do número de Fe ($\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO}$) nas litologias menos diferenciadas (piroxenitos e magnetititos) do que nas litologias mais diferenciada (gabros e anortositos), não estão indicando que o magnésio é mais baixo em tais rochas e sim que o teor de Fe quando se cristalizaram os piroxenitos e magnetititos já era bastante elevado, diminuindo em direção às rochas gabróicas.

Os resultados da geoquímica no diagrama triangular AFM (Fig. 11) têm revelado que a maioria das amostras caem no campo de magmas toleííticos. Entretanto, a ausência de rochas com mais alto teor em magnésio dificulta a caracterização segura do magma parental, se de caráter toleíítico, gerou o Complexo Rio Jacaré. Novamente, o comportamento das rochas nesse diagrama refletem o fato do magma que originou esse pacote de rochas já ter sido extremamente rico em Fe e empobrecido em magnésio.

Desse modo, também é explicada a ausência da relação FeO^*/MgO aumentando no início da diferenciação, chegando a atingir um valor máximo nos estágios

intermediários para magmas toleíticos (nyashiro, 1972). Consequentemente, é provável que as rochas do Complexo Rio Jacaré sejam originadas de magma toleítico, embora só sejam observados os estágios intermediários a finais desse magma, pois o fundido quando foi colocado era bastante rico em Fe, Ti e V.

O fato de que o magma que originou o Complexo Rio Jacaré já ter sido inicialmente rico em Fe, Ti e V o diferencia de outros corpos máfico-ultramáficos mineralizados em magnetita vanadífera, a exemplo de Bushveld. Pois, como foi visto no capítulo de metalogênese, a ausência de mineralizações de cromita no Complexo do Rio Jacaré possivelmente é decorrência do fato que a temperatura magmática inicial já estar abaixo da temperatura necessária para ocorrer reação entre cromita, líquido silicático e piroxênio.

Desta forma, as similaridades dos depósitos de magnetita vanadífera nos complexos de Bushveld e Rio Jacaré, que podem ser notadas desde aos tipos litológicos associados, mineral de minério e a contatos normalmente bruscos na base a gradacionais nos topos de magnetititos, leva-nos a reforçar a ideia que todo o Complexo Rio Jacaré equivale a Zona Superior de Bushveld, visto que é nessa zona que esta localizada a quase totalidade da mineralização em magnetita vanadífera. Desta maneira, uma vez que os depósitos de elementos do grupo da platina em Bushveld estão

localizados logo abaixo da Zona Superior, o Complexo do Rio Jacaré torna-se um corpo promissor para ocorrência desse tipo de depósito.

As grandes questões entretanto estão relacionada à forma de colocação e geocronologia desse corpo. Regionalmente, foi observada a existência de um zoneamento metamórfico na região, visto que, as rochas vulcânicas da Sequência Contendas Mirante, limite oeste do complexo máfico-ultramáfico, estão metamorfasadas na fácies xisto-verde, o próprio complexo na fácies anfibolito e os quartzo-sienitos estão em contato com o Complexo Jequié, que é de metamorfismo de alto grau. É interessante também a observação que tanto o Complexo Rio Jacaré como as entidades geológicas limites estão orientadas na direção N-S, com contatos extremamente cisalhados no mesmo sentido.

Feições reliquias de acamamentos ígneos paralelos à foliação regional N-S, com mergulhos fortes variando de 60 a 80 graus para sudeste, aliadas às informações acima citadas, sugerem que o Complexo Rio Jacaré tenha sido uma intrusão profunda colocada em contato com o Contendas Mirante, e talvez com o Jequié, por efeito da tectônica transamazônica, aproveitando uma grande zona de fraqueza entre o Complexo Jequié e a Sequência Contendas Mirante.

Os mecanismos pelos quais isto se processou fazem parte de questões totalmente em aberto sendo em consequência tema sugestivo de trabalhos posteriores. Os

granitos e quartzo-cienitos parecem ser tardios a este evento tectônico podendo ter fornecido grande parte da água necessária para hidratação complexo do máfico-ultramáfico. Seguramente trabalhos mais minuciosos de caráter tectônico precisam serem realizados.

IX- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.-1978- Tectonic map of South Americana 1/500000 explanatory note. In (ed):. Brasilia: INPM-CGMV-UNESCO.
- BARBOSA, J.-1986- Constitution lithologique et metamorphique de la region granulitique du sud de Bahia-Bresil. These de doctorat de l' Universcite Paris VI-France. Paris.
- BARINK, H.W.-1984- Replacement of pyroxene by hornblende, isochemically balanced with replacement by garnet, in the metagabbro of upper-amphibolite grade. Lithos. v.17: 247-258.
- BRITO, R.S.C.-1981- Projeto Fazenda Gulçari. Salvador, Companhia Baiana de pesquisa Mineral. Convênio SGM-CBPM.
- BRITO, R.S.C.-1982- Projeto Fazenda Gulçari II. Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. Convênio SGM-CBPM.
- BRITO, R.S.C.-1983- Review on the vanadium world a resources in the industry and the future of vanadium in Brasil. London: Imperial College. These of master.
- BRITO, R.S.C.-1984- Geologia do "cill" estratificado do Rio Jacaré, Maracás, Bahia. In (ed): Anais Cong. Brac. Geol. XXXIII. Rio de Janeiro: S.B.G., v. IX pp. 4316-4334.

- MUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H.-1964- Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. Jour. of Petrol. v.5: 310-357.
- COELHO, C.E.S.-1986- Geologia do Vanádio. In (ed): Principais depósitos minerais do Brasil. Brasília: DNPM-CVRD, pp.417-479.
- CONDIE, M.C.-1973- Archean magmatism and crustal thickening. Geol. Soc. Am. Bull. v.84: 2981-2992.
- CORDANI, U.G.; SATO, K.; MARINHO, M.M.- 1985- The geological evolution of the ancient granite-greenstone terrane of Central-SW Bahia. Prec. Research v.27: 187-203.
- CRUZ, M.J.M. e VIANA, I.A.-1990- Aspectos da geoquímica de rocha do "Sill" do Rio Jacaré, Maracás-Ba. In (ed): Anais Congresso Brasileiro de Geologia. Natal-R.G.N. v. 4 pp. 1883-1897.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J.-1978- An introduction to the rock-forming minerals. London: Longman.
- DROOP, G.T.R.-1987- A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineral. Magazine v.51: 431-435.

FERRY, J.H. & SPEAR, F.S.-1978- Experimental calibration of partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.* v.66: 113-117.

FISCHER, R.P.-1973- Vanadium. In (ed): *United States mineral resources*. Geological Survey Professional Paper, pp. 679-688.

GALVÃO, C.F. et. al.-1981- Projeto Rio Jacaré. Salvador, Companhia Bahiana de Pesquisa Mineral, V. 1. Convênio CBPM-SME.

GALVÃO, C.F. e NONATO, I.F.B.P -1984- Projeto Fazenda Gulçari III. Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. V. 1. Convênio SBM-CBPM.

GALVÃO, C.F.; VIANA, I., BRITO, R.S.C.-1986- Depósito de magnetita vanadífera da Fazenda Gulçari, Maracás-Bahia. In (ed): *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília: DNPM-CVRD, pp. 493-501.

GRAHAM, C.M. & POWELL, R.-1984- A garnet-hornblende geothermometer calibration, testing, and application to the Pelona schist, Southern California. *Jour. Metamorphic* v.2: 13-31.

GRUNEWALDT, G.V.; SHARPE M.R.; HATTON, C.J.-1985-. The Bushveld Complex: Introduction and Review. *Econ. Geol.* V.80: 803-813.

- GUIDOTTI, C.V.-1984- Micas in metamorphic rocks. In S.W. Bailey
1.: Micas- Reviews in mineralogy. Washington: Miner. Soc.
Amer., pp. 357-467.
- HILL, R. & ROEDER, T.L.-1974- The crystallization sequences of
spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity.
Jour. Geol. v.82: 430-432.
- HUTCHINSON, C.S.-1974- Laboratory handbook of petrographic
techniques. J. Wiley. New York. 527 p.
- HUTCHINSON, C.S.-1985- Intrusive bodies emplaced in stable
cratonic terrane. In: Economic deposits and their tectonic
setting. A Wiley Interscience Publication. John Wiley & Sons.
New York. pp. 102-125.
- IRVINE, T.N.-1967- Chromium spinel as petrogenetic indicator,
part 2, petrologic application. Canad. Jour. Earth Sci. v.4:
71-73.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR-1971- A guide to the chemical
classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth
Sci. v. 8: 523-548.
- IRVINE, T.N.-1982- Terminology for layered intrusions. Jour. of
Petrol. v. 23, Part 2: 127-162.

- IRVINE, T.N.; KEITH, D.W.; TODD, S.G.- 1983- The J-M platinum-palladium reef of the Stillwater Complex, Montana: II. Origin by double-diffusion convective magma mixing and implications for the Bushveld Complex. Econ. Geol. v.78: 1287-1334.
- JACKSON, E.D.-1967- Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dike and Bushveld intrusions. In (ed): Wyllie, P.J. Ultramaphic and related rocks. New York: ,PJ, pp. 20-38.
- KLEMM, D.D.; HENCKEL, J.; DEHM, R.; GRUENEWALDT, G.V.-1985- The geochemistry of titanomagnetite in magnetite layers and their host rocks of the eastern Bushveld Complex. Econ. Geol. v.80: 1075-1088.
- KURO, H.-1968- Differentiation of basaltic magmas. In: H.H. Hess & A. Foldevaart, eds, Basaltcs. New York. Int. Publishers. v.2: 623-688.
- LAIRD, J.-1980- Phase equilibria in mafic schist from Vermont. Jour. Petrol. v.21: 1-27.
- LAIRD, J. & ARDEN, L.A.-1981- Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. Amer. Jour. of Science v.281: 127-175.